

l'intégrale

Sous la direction de
Pierre Peycru

Jean-Michel Dupin
Jean-François Fogelgesang
Didier Grandperrin
Cécile Van Der Rest
François Cariou
Christiane Perrier
Bernard Augère

GÉOLOGIE

TOUT-EN-UN • 1^{er} et 2^e années BCPST

- ▶ **Un cours conforme au programme**
- ▶ **Des travaux pratiques commentés**
- ▶ **Des exercices pour s'entraîner**
- ▶ **Des fiches méthode**

DUNOD

GÉOLOGIE

TOUT-EN-UN • 1^{re} et 2^e années BCPST

Sous la direction de

Pierre Peycru

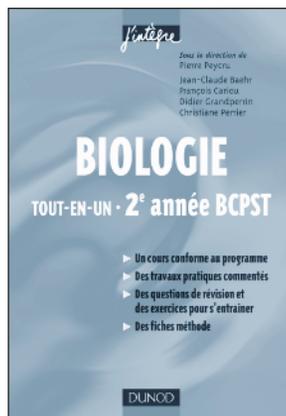
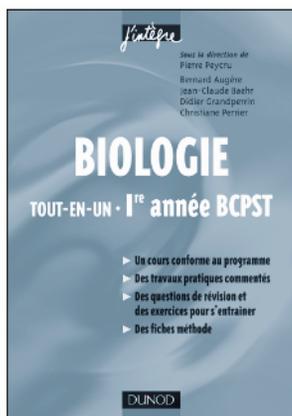
**Jean-Michel Dupin
Jean-François Fogelgesang
Didier Grandperrin
Cécile Van Der Rest
François Cariou
Christiane Perrier
Bernard Augère**

DUNOD

DANS LA MÊME COLLECTION

BIOLOGIE, tout-en-un, 1^{re} année BCPST

BIOLOGIE, tout-en-un, 2^e année BCPST



Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.

Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements

d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour

les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du

Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, Paris, 2008

ISBN 978-2-10-053790-7

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2^e et 3^e a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

| | |
|--------------------------------|------|
| Pour bien utiliser cet ouvrage | VI |
| Remerciements | VIII |
| Préface | IX |
| Programme officiel | XI |

Cours

| | | |
|----------|--|------------|
| 1 | Vue d'ensemble de la Terre | 1 |
| 1.1 | La Terre, une planète du système solaire | 1 |
| 1.2 | La Terre, une planète tellurique dotée d'un satellite naturel, la Lune | 3 |
| 1.3 | Des enveloppes fluides animées par l'énergie solaire | 3 |
| 1.4 | Le partage de la surface terrestre | 6 |
| 2 | La structure interne de la Terre | 8 |
| 2.1 | Une structure interne faite d'enveloppes concentriques | 8 |
| 2.2 | La Terre solide, un corps rocheux | 15 |
| 2.3 | La pluralité pétrographique des croûtes | 19 |
| 2.4 | Plus en profondeur, les différents faciès du manteau péridotitique | 25 |
| 2.5 | Au cœur de la Terre, le noyau | 30 |
| 3 | Forme et dynamique du globe terrestre | 36 |
| 3.1 | La forme de la Terre et ses enseignements | 36 |
| 3.2 | La lithosphère, une mosaïque d'unités cinématiques | 52 |
| 3.3 | Dynamique mantellique et chaleur interne de la Terre | 86 |
| 4 | Processus fondamentaux du magmatisme | 102 |
| 4.1 | Différentes expressions du magmatisme | 102 |
| 4.2 | Fusion partielle d'une roche mère : exemple de la péridotite mantellique | 107 |
| 4.3 | Extraction et ascension des magmas | 112 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5 | Magmatisme et contextes géodynamiques | 130 |
| 5.1 | Magmatisme associé à la divergence lithosphérique | 130 |
| 5.2 | Magmatisme associé à la convergence lithosphérique | 142 |
| 5.3 | Magmatisme intraplaque des points chauds | 150 |
| 6 | Désagrégation mécanique et altération chimique en domaine continental | 154 |
| 6.1 | Un exemple d'altération en domaine continental ; cas d'une roche-mère granitique sous climat tempéré | 154 |
| 6.2 | Altération et érosion en domaine continental : deux processus géologiques à contrôle multifactoriel | 165 |
| 6.3 | Les formations résiduelles : produits de l'altération des roches en domaine continental | 172 |
| 7 | Devenir des lignées détritiques, ioniques, et organiques : la sédimentation océanique | 175 |
| 7.1 | Devenir des particules détritiques | 176 |
| 7.2 | Devenir de la lignée ionique | 183 |
| 7.3 | Répartition des sédiments océaniques non organiques | 190 |
| 7.4 | Sédimentation carbonée | 192 |
| 8 | Un exemple de bassin sédimentaire : une marge continentale passive | 199 |
| 8.1 | Apports sédimentaires et espace disponible sur une marge passive | 200 |
| 8.2 | Géométrie du remplissage sédimentaire et variations de l'espace disponible au cours du temps | 210 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| 9 | Les sédiments, archives des variations climatiques du dernier million d'années | 220 |
| 9.1 | Enregistrement des variations climatiques par les dépôts sédimentaires continentaux | 221 |
| 9.2 | Enregistrement des variations climatiques par les sédiments océaniques et par la glace des inlandsis : géochimie isotopique | 235 |
| 9.3 | Bilan comparatif des enregistrements en domaine continental et en domaine marin | 246 |
| 9.4 | Causes des variations climatiques au cours du dernier million d'années | 247 |
| 10 | Rhéologie de la lithosphère | 255 |
| 10.1 | Déformations observables sur le terrain | 256 |
| 10.2 | Étude expérimentale de la déformation : éléments de rhéologie | 266 |
| 10.3 | Stratification rhéologique de la lithosphère | 273 |
| 11 | Les transformations minérales | 277 |
| 11.1 | Mise en évidence de ces transformations | 277 |
| 11.2 | Conditions physico-chimiques des réactions du métamorphisme | 282 |
| 11.3 | Variations dans le temps des assemblages minéralogiques et interprétation géodynamique | 290 |
| 12 | Objets tectoniques et témoins métamorphiques dans une chaîne de subduction/collision | 299 |
| 12.1 | Les alpes : une limite de plaques | 299 |
| 12.2 | Témoins de la collision | 302 |
| 12.3 | Témoins de l'ouverture océanique | 310 |
| 12.4 | Témoins des subductions | 318 |
| 13 | Cycle géochimique du carbone | 326 |
| 13.1 | Formes et réservoirs actuels du carbone | 327 |
| 13.2 | Cycles actuels et temps de résidence : cycle global et sous-cycles | 336 |
| 13.3 | Cycle du carbone depuis 200 millions d'années. Quel devenir ? | 342 |

Travaux pratiques

| | | |
|------------|---|-----|
| TP1 | Principaux minéraux et roches de la lithosphère | 355 |
| 1.1 | Grandes catégories de roches | 355 |
| 1.2 | Critères d'identification des minéraux constitutifs des roches | 356 |
| 1.3 | Critères d'identification des roches | 360 |
| 1.4 | Roches mantelliques et magmatiques | 362 |
| 1.5 | Roches sédimentaires | 368 |
| 1.6 | Roches métamorphiques | 370 |
| TP2 | Approche géophysique du globe | 372 |
| 2.1 | Apports de l'étude des séismes naturels et artificiels | 372 |
| 2.2 | Apports de l'étude de la gravimétrie | 379 |
| 2.3 | Apports de données de cinématique | 383 |
| TP3 | Données pour l'analyse d'une carte géologique au 1/50 000 | 386 |
| 3.1 | Présentation d'une carte géologique au 1/50 000e | 386 |
| 3.2 | Caractérisation et identification du pendage d'une strate ou d'une faille | 391 |
| 3.3 | Analyse des structures tabulaires, monoclinales et plissées. Comparaison | 398 |
| 3.4 | Analyse de la tectonique fragile : les failles | 404 |
| 3.5 | Aspects chronologiques : âge de la tectonique et notion de discordance | 408 |
| TP4 | Les dorsales | 412 |
| 4.1 | Dorsales : des zones de divergence | 412 |
| 4.2 | Morphologies des dorsales : des reliefs thermiques | 420 |
| 4.3 | Activité magmatique des dorsales | 426 |
| TP5 | Une marge active | 433 |
| 5.1 | Signature gravimétrique et morphologie d'une marge active | 433 |
| 5.2 | Signatures sismique et thermique d'une marge active | 435 |
| 5.3 | Signatures sismique et tectonique d'une marge active | 439 |
| 5.4 | Roches magmatiques caractéristiques d'une marge active | 440 |

| | | | |
|---|-----|--|---------|
| TP6 Une marge passive | 443 | TP11 Un bassin sédimentaire | 515 |
| 6.1 Divers domaines et dynamique sédimentaire actuelle d'une marge passive détritique | 444 | 11.1 Limagne de Clermont-Ferrand : Un graben dissymétrique | 516 |
| 6.2 Histoire de la mise en place et de l'évolution par subsidence d'une marge | 449 | 11.2 Les dépôts sédimentaires et leurs enseignements | 518 |
| 6.3 Architecture des sédiments plio-quadernaires, un marqueur des fluctuations récentes du niveau marin | 458 | 11.3 Amincissement lithosphérique : subsidence et volcanisme | 520 |
| 6.4 Conclusion | 466 | 11.4 Surrection actuelle | 523 |
| TP7 Un massif ancien et ses bordures | 467 | TP12 Carte géologique de la France au millionième | 525 |
| 7.1 Cadre général et principaux affleurements | 467 | 12.1 Carte au millionième : guide de lecture | 525 |
| 7.2 Principales caractéristiques géologiques de quelques secteurs | 467 | 12.2 Grands ensembles géologiques | 528 |
| 7.3 Synthèse des diverses données | 472 | 12.3 Zones immergées | 543 |
| TP8 Alpes, cartographie | 474 | | |
| 8.1 Présentation morphologique de la chaîne | 474 | Exercices corrigés | |
| 8.2 Grands ensembles structuraux définis à partir de la carte au millionième | 475 | Exercices 1 à 26 | 547-605 |
| 8.3 Grands ensembles lithostructuraux d'après la carte d'Annecy au 1/250 000 (1979) | 482 | Fiches méthodes | |
| TP9 Quelques aspects de la tectonique alpine | 488 | 1 Lire une carte géologique | 607 |
| 9.1 Exemple de tectonique récente : le massif subalpin de la Chartreuse | 488 | 2 Construire un schéma structural | 608 |
| 9.2 Massif de l'Oisans : une paléo-marge passive | 493 | 3 Réaliser une coupe géologique à main levée | 610 |
| 9.3 Demi-fenêtre d'embrun et reconnaissance d'une nappe de charriage | 498 | 4 Analyser un échantillon de roche | 613 |
| TP10 Objets métamorphiques | 504 | 5 Analyser une lame mince | 617 |
| 10.1 Quelques roches métamorphiques | 504 | 6 Analyser une photographie ou une image satellitaire | 619 |
| 10.2 Métamorphisme en carte : les enseignements de La carte de la structure métamorphique des alpes | 512 | 7 Analyser une photographie de paysage ou d'affleurement | 621 |
| | | Glossaire | 627 |
| | | Bibliographie | 633 |
| | | Index | 635 |

Pour bien utiliser

Le cours

La structure interne de la Terre

CHAPITRE 2

Titre

- 1. Une structure interne complexe
- 2. La tectonique des plaques
- 3. Les tectoniques des plaques
- 4. Les tectoniques des plaques
- 5. Les tectoniques des plaques
- 6. Les tectoniques des plaques
- 7. Les tectoniques des plaques

7. Objectifs du thème

À la suite de la présentation de la structure interne de la Terre, nous aborderons les notions de tectonique des plaques. Une tectonique des plaques est un déplacement des blocs rocheux à l'échelle de la Terre. Elle se traduit par des déplacements de ces blocs rocheux à l'échelle de la Terre.

- Comprendre la tectonique des plaques.
- Comprendre les différents types de tectonique.

Deux approches de la tectonique des plaques sont présentées : une approche géologique et une approche géophysique. La tectonique des plaques est un déplacement des blocs rocheux à l'échelle de la Terre.

2.1 UNE STRUCTURE INTERNE FAIT DÉVELOPPER COMPLEXITÉS

Ce que vous avez vu au lycée

- L'étude de la composition des roches terrestres montre que la Terre est constituée de enveloppes concentriques de tailles, masses et masses volumiques différentes : la croûte terrestre, le manteau et le noyau.
- Les roches sont séparées par des discontinuités physiques et chimiques. Le déplacement des roches de la lithosphère s'accompagne par un comportement rigide.
- La température, la pression et la masse volumique varient avec la profondeur.

2.1.1 Masse et hétérogénéité densitaire de la Terre solide

La masse de la Terre peut être calculée grâce à la observation des périodes de rotation de satellites artificiels autour de la Terre et au calcul de la constante gravitationnelle. La valeur obtenue pour la masse de la Terre est de 5,97 × 10²⁴ kg, correspondant à une masse volumique de 5515 kg/m³.

Les roches étant distribuées à la surface de la Terre en plaques, une robe continue de densité moyenne de 5,5 g/cm³ est obtenue. Les profils de densité de la Terre sont présentés dans les schémas suivants.

Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques de la Terre.

En effet, une robe de densité moyenne de 5,5 g/cm³ est obtenue.

De même, la robe du manteau est constituée de roches à une densité moyenne de 4,5 g/cm³.

En effet, une robe de densité moyenne de 4,5 g/cm³ est obtenue.

- La page d'entrée de chapitre présente le plan ainsi que l'introduction du cours.
- L'encadré « Ce que vous avez vu au Lycée » rappelle à l'étudiant les notions pré-requises.
- Le cours aborde toutes les notions du programme de façon structurée afin d'en faciliter la lecture. Il est illustré par de très nombreux schémas et tableaux.

Les encarts ponctuent le cours en apportant des informations complémentaires : De trois types différents, ils peuvent :



Apporter une précision sur un point ou un élément précis du cours.



Exposer une technique ou un protocole.



Donner des exemples d'applications.

The image shows a screenshot of a digital course page. On the left, there is a vertical navigation menu with the title 'La structure interne de la Terre' and various sub-sections. The main content area displays a diagram of the Earth's internal structure, showing the crust, mantle, and core, with labels for various layers and boundaries. To the right of the diagram, there is an encart (side note) titled 'Détermination satellitaire du poids' which discusses the determination of Earth's mass using satellite observations. The page also includes a list of 'Les principaux vocabulaires' at the bottom.

The image shows a screenshot of a digital course page. At the top, there is a navigation menu with the title 'Chapitre 2 Magnétisme et courants géodynamiques'. Below the menu, there is a table with two columns: 'Essentiel' and 'Mathématiques'. The 'Essentiel' column contains text describing the essential concepts of the chapter, such as the Earth's magnetic field and its generation by the geodynamo effect. The 'Mathématiques' column lists the mathematical concepts used in the chapter, including vectors, magnetic induction, and the Lorentz force. The page also includes a list of 'Les principaux vocabulaires' at the bottom.

La partie révision comporte un résumé, les mots-clés ainsi qu'une rubrique de mise en garde sur les erreurs à ne pas commettre, permet à l'étudiant de vérifier qu'il a bien assimilé le cours.

cet ouvrage

Les TP

En conformité avec le programme, ils sont présentés avec de nombreuses illustrations, des commentaires méthodologiques ainsi que des exercices.

Les fiches méthodes

ANALYSER UN ÉCHANTILLON DE ROCHE

Cette analyse est réalisée dans un laboratoire spécialisé. Elle est réalisée à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) et d'un analyseur de spectre de fluorescence X (EDS). Les données de mesure sont traitées par un logiciel de traitement de données. Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes et de tableaux.

- Déterminer le type de roche**
 - 1. Si la roche est un type de roche ignée, elle est caractérisée par la présence de cristaux de quartz et de feldspathes.
 - 2. Si la roche est un type de roche sédimentaire, elle est caractérisée par la présence de cristaux de calcite et de dolomite.
 - 3. Si la roche est un type de roche métamorphique, elle est caractérisée par la présence de cristaux de chlorite et de muscovite.
- Analyser la couleur de la roche**

En effet, la couleur d'une roche est un indicateur de son type de roche.

 - 1. Les roches magmatiques claires (granite) sont généralement de couleur claire.
 - 2. Les roches magmatiques sombres (basalte) sont généralement de couleur sombre.
 - 3. Les roches sédimentaires sont généralement de couleur beige ou grise.
 - 4. Les roches métamorphiques sont généralement de couleur grise ou brune.
- Identifier les éléments constitutifs de la roche**
 - 1. Déterminer la nature des différents constituants de la roche. Par exemple, les cristaux de quartz, de feldspathes, de calcite, de dolomite, de chlorite, de muscovite, etc.
 - 2. Déterminer les différents éléments constitutifs de la roche. Par exemple, les cristaux de quartz, de feldspathes, de calcite, de dolomite, de chlorite, de muscovite, etc.

Il est important de noter que l'analyse de la roche est un processus complexe et nécessite l'utilisation d'équipements spécialisés.

Elles regroupent des conseils pour bien aborder le concours : lire une carte, réaliser une coupe, analyser une lame...

Les exercices corrigés

Exercice 1

Détermination de la formule structurale de silicates à partir de leur composition chimique et de leur position dans les processus magmatiques.

La composition chimique des silicates est donnée par la formule $(\text{SiO}_2)_x(\text{Al}_2\text{O}_3)_y(\text{Fe}_2\text{O}_3)_z(\text{CaO})_w(\text{MgO})_v(\text{K}_2\text{O})_u(\text{Na}_2\text{O})_t(\text{H}_2\text{O})_r$.

| Éléments | X | Y | Z | W | V | U | T | R |
|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| SiO ₂ | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fe ₂ O ₃ | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| MgO | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 |
| K ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| H ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| TOTAL | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

- Calculer le nombre de moles de chaque élément. Si n est le nombre de moles de SiO₂, alors le nombre de moles de Al₂O₃ est $\frac{100}{100} \times n = n$. De même, le nombre de moles de Fe₂O₃ est $\frac{100}{100} \times n = n$, le nombre de moles de CaO est $\frac{100}{100} \times n = n$, le nombre de moles de MgO est $\frac{100}{100} \times n = n$, le nombre de moles de K₂O est $\frac{100}{100} \times n = n$, le nombre de moles de Na₂O est $\frac{100}{100} \times n = n$, et le nombre de moles de H₂O est $\frac{100}{100} \times n = n$.
- Calculer le nombre de moles de silicate. Si n est le nombre de moles de SiO₂, alors le nombre de moles de silicate est n .
- Calculer le nombre de moles de cations. Si n est le nombre de moles de SiO₂, alors le nombre de moles de cations est $4n$.
- Calculer le nombre de moles de charges. Si n est le nombre de moles de SiO₂, alors le nombre de moles de charges est $4n$.

Correction

1. Le nombre de moles de SiO₂ est de 100. Le nombre de moles de Al₂O₃ est de 100. Le nombre de moles de Fe₂O₃ est de 100. Le nombre de moles de CaO est de 100. Le nombre de moles de MgO est de 100. Le nombre de moles de K₂O est de 100. Le nombre de moles de Na₂O est de 100. Le nombre de moles de H₂O est de 100.

Le cahier couleur de 48 pages présente des objets concrets (clichés de minéraux, objets tectoniques, géoïde...) ainsi que de nombreuses cartes géologiques (BRGM et CCGM).

Remerciements

Cet ouvrage n'aurait pu voir le jour sans l'aide et les critiques constructives que nous ont apportées de nombreux universitaires ou chercheurs.

Que soient ici chaleureusement remerciés celles et ceux qui ont relu les versions initiales de certains chapitres ou qui nous ont accordé le droit d'utiliser leurs documents, tout particulièrement :

Elia d'ACREMONT, Maître de conférence à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI,

Jean-Claude ALOÏSI, Maître de conférences à l'Université de Perpignan, CEFREM-Unité mixte CNRS-Université,

Michel CAMPY, Professeur émérite de l'Université de Bourgogne,

Anny CAZENAVE, Chercheur au LEGOS et au CNES de Toulouse,

Antoine CUVILLIEZ, Agrégé de l'Université à l'Université du Havre,

Jean-François DECONINCK, Professeur à l'Université de Bourgogne,

Michel GRANET, Professeur à l'EOST à Strasbourg,

Laurent JOLIVET, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI,

Loïc LABROUSSE, Maître de conférence à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI,

Jean-Marc LARDEAUX, Professeur à l'Université de Nice Sophia-Antipolis,

Danielle LEMERCIER, Direction de la communication à l'Ifremer,

Hervé LEYRIT, Professeur à l'Institut de Géologie Albert-de-Lapparent et à l'Institut Polytechnique St Louis de Cergy-Pontoise,

Gilles MERZERAUD, Maître de conférence à l'Université de Montpellier 2,

André MONACO, Directeur de recherche au CNRS-CEFREM-Unité mixte CNRS-Université,

Christian NICOLLET, Professeur à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand,

Jean Claude PONS, Maître de conférences à l'Université de Bordeaux 1,

Marina RABINEAU, chercheur au CNRS-UMR 6538, Domaines océaniques,

Michel TESSON, Professeur à l'Université de Perpignan.

L'iconographie de cet ouvrage présente de nombreux extraits de cartes géologiques. Nous remercions très sincèrement le Bureau des recherches géologiques et minières (BRGM) et la Commission de la carte géologique mondiale (CCGM), et tout particulièrement :

Philippe ROSSI, Directeur du programme de la carte géologique de la France et Secrétaire général de la CCGM,

Marc Urvois, Chef de projet au Service des ressources minérales

Michel VILLEY, Directeur de la Communication et des Editions du BRGM,

qui nous ont présenté avec enthousiasme l'intérêt pédagogique des cartes les plus récentes et ont toujours prêté une oreille attentive à nos demandes.

Un grand merci à Christian BECK et à Marc TARDY, professeurs à l'Université de Savoie, qui ont bien voulu nous faire l'honneur de préfacer cet ouvrage.

Enfin, nous adressons aussi ces remerciements à l'équipe éditoriale, Emmanuelle CHATELET et Eric d'ENGENIERES, qui ont, par leur travail et leur soutien constant, largement collaboré à la réalisation des trois ouvrages de cette collection.

Préface

Comprendre la Terre, en tant que système dynamique, complexe et évolutif, est, depuis quelques décennies, la façon moderne et performante de guider l'étude de la planète. Dans les années 1970 à 1980, la théorie des plaques (devenue tectonique des plaques) a débouché sur une véritable révolution conceptuelle de la dynamique de la lithosphère et des grandes structures liées (failles, bassins, chaînes de montagnes...). De façon complémentaire, les dynamiques profondes, complexes et instables du manteau et du noyau sont de mieux en mieux comprises grâce aux apports de la tomographie sismique et des modélisations analogiques et numériques. L'imagerie et les mesures satellitaires fournissent, en continu, des quantités considérables de données qui permettent à la communauté scientifique de quantifier et de modéliser les déplacements des plaques, mais aussi des masses d'eau et d'air des enveloppes fluides externes, l'hydrosphère et l'atmosphère. Mais les progrès les plus récents et souvent décisifs, sont désormais obtenus à travers la prise en compte et l'analyse des couplages existant entre géodynamique interne des enveloppes solides, géodynamique externe des enveloppes fluides, sans oublier la biosphère avec son impact anthropique chaque jour plus marqué. En cela, les sciences de la Terre modernes sont bien au cœur des grandes questions environnementales, qu'elles soient d'ordre écologique, énergétique, climatique ou sociétale, que tout citoyen doit aborder raisonnablement en connaissance de cause et d'effet.

Cette perception du fonctionnement de la planète, nécessairement replacée dans le système solaire (l'essentiel de l'énergie terrestre provient de l'étoile Soleil) est à la base des programmes des sciences de la Terre dans l'enseignement secondaire et supérieur. Elle a pour conséquence un apparent effacement des disciplines à la fois traditionnelles et essentielles de la géologie (paléontologie, stratigraphie, pétrographie, tectonique...) au bénéfice d'une approche plus unitaire autour des échanges d'énergie et de matière, des couplages et des interactions entre enveloppes diverses en composition et rhéologie. Approche qui mobilise nécessairement des compétences en sciences fondamentales : mathématiques, informatique, physique, chimie.

Tel est l'esprit général de ce manuel de géologie, résolument moderne dans ses contenus, conçu et réalisé sous la direction de Pierre PEYCRU, professeur de classe préparatoire Biologie-Chimie-Physique-Sciences de la Terre (BCPST) au lycée Montaigne de Bordeaux. On note, dès le premier chapitre, que la Terre est traitée comme planète du système solaire signalant ainsi la volonté de situer dans un cadre universel l'approche globale des géosciences telle qu'elle vient ensuite. On vérifie cette approche tant dans les parties traitant de la Terre solide avec ses processus magmatiques, sédimentaires, tectoniques et métamorphiques où le point est fait sur les concepts de base de la géologie, que dans l'analyse indirecte des enveloppes solides que sont la lithosphère et le manteau, ou dans l'approche des variations climatiques au travers des archives sédimentaires et glaciaires.

Mais ce manuel – le premier du genre en sciences de la Terre à répondre à une demande des étudiants directement concernés – à travers son titre « Géologie tout-en-un – 1^{re} et 2^e années BCPST » et dans sa structuration pédagogique en quatre parties *Cours, Travaux pratiques, Exercices, Fiches et méthodes*, a d'abord été conçu conformément au programme actuel des deux classes de BCPST, dans le respect des contenus exigés aux concours préparés et des volumes d'enseignement recommandés.

Ceci explique les choix qui ont été faits dans les thèmes scientifiques abordés dans les chapitres de la partie *Cours*, véritable cœur de l'ouvrage. Celle-ci suit une logique « profondeur vers surface » en abordant d'abord la constitution et le fonctionnement de la Terre solide puis en traitant de manière plus détaillée deux enveloppes : manteau et croûtes. La géodynamique externe est ensuite développée, avec, notamment ses aspects paléo-environnement et paléo-climatiques. Une part finale du *Cours* est consacrée aux Alpes occidentales dont la compréhension architecturale et la reconstitution de l'histoire complexe, de l'ouverture océanique à la collision toujours en cours, nécessitent, comme cela est bien traduit, la mise en œuvre des diverses approches traitées dans les chapitres précédents (stratigraphie, pétrologie, métamorphisme, tectonique, géophysique) sous le contrôle strict des faits observés et mesurés sur le terrain.

Traitant d'une discipline incorporant des approches quantitatives (physique, mécanique, chimie) et modélisatrices substantielles, ce *Cours* reste heureusement et de manière générale « collé » aux objets géologiques. Ces derniers sont présentés sur la base d'exemples concrets, garants d'un graphisme réaliste et de données quantitatives (paramètres de modélisation, par exemple) tirées de travaux scientifiques. Certains de ces exemples, pris sur le territoire métropolitain, sont d'ailleurs susceptibles d'être visités sur le terrain.

Un souci pédagogique fort et permanent transparait du *Cours*, à travers l'iconographie de belle facture et les encarts venant à propos, ainsi qu'en fin de chacun des chapitres, *l'essentiel* résumé en un court texte synthétique, la liste des *mots-clés* et *l'attention* attirée sur les erreurs à éviter. Il se manifeste également dans les trois autres parties de l'ouvrage : les *travaux pratiques* proposés en conformité avec le programme et prenant appui sur des supports bien illustrés, les *exercices* offerts avec leurs corrigés et les *fiches méthodes* qui apportent fort concrètement au lecteur les clés essentielles pour la pratique géologique à toutes échelles, de l'analyse d'un échantillon de roche à la lecture d'un paysage géologique.

Bref, l'ensemble de l'ouvrage, construit sur des bases scientifiques solides avec un réel souci d'efficacité, répond de toute évidence au but recherché : fournir aux étudiants candidats aux concours d'entrée dans les Grandes Écoles un manuel de géologie performant destiné à venir en appui et complément aux enseignements reçus dans leurs classes préparatoires. En ceci l'équipe d'auteurs, tous professeurs chevronnés de Sciences de la vie et de la Terre en classes préparatoires BCPST, B. AUGERE, F. CARIOU, J.-M. DUPIN, J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. PERRIER et C. VAN DER REST, réunie autour de P. PEYCRU, doit être félicitée.

Nul doute finalement que ce manuel de géologie qui met pertinemment et clairement à la portée de son utilisateur les principales connaissances actuelles sur la planète Terre (données, outils analytiques, théories) dépasse de fait « son » public. Les étudiants en Licence de Sciences de la Terre, ceux préparant les concours de recrutement de l'enseignement secondaire en Sciences de la vie et de la Terre (CAPES, Agrégation) mais aussi les enseignants pour qui la formation continue en Sciences de la Terre est une nécessité pour actualiser leurs connaissances et mieux structurer leurs démarches pédagogiques, pourront certainement y puiser avec profit.

Christian BECK et Marc TARDY
Professeurs de géologie à l'Université de Savoie

En première année, sont traités :

- les parties 1, 2 "La Terre actuelle, planète active", "Le magmatisme" ;
- les points 3.1, 3.2, 3.3 de la partie 3 "Le phénomène sédimentaire".

En seconde année sont traités le point 3.4 de la partie 3 et les parties 4 et 5 "Les transformations structurales et minéralogiques de la lithosphère", "Le cycle géochimique du carbone".

| | |
|---|--|
| 1. La Terre actuelle, planète active | On présente dans cette partie les différentes échelles auxquelles s'intéressent les Sciences de la Terre, et les différentes méthodes d'étude adaptées à ces échelles. L'observation de la Terre à l'échelle du millier de kilomètres n'est pas réalisée en cours. Elle est faite à partir de l'étude de la carte géologique de France au 1/10 ⁶ en travaux pratiques. On montre que cette échelle révèle de grands ensembles géologiques : massifs anciens, bassins sédimentaires, chaînes récentes. |
| 1.1 Vue d'ensemble sur la Terre | |
| Situation dans le système solaire. Enveloppes externes fluides. Masse de la Terre. Nécessité d'un noyau dense. Renseignements apportés par les météorites. | Il s'agit dans cet alinéa de rappeler des notions acquises avant le baccalauréat. |
| 1.2 La structure interne de la Terre | |
| - Détermination de la nature et des propriétés physico-chimiques des constituants (roches et minéraux) des enveloppes terrestres grâce aux études sismiques, pétrographiques et expérimentales. | Cette étude met en place les notions de minéral et de roche ; on présente les principaux silicates et la calcite, les polyèdres de coordination (tétraèdre et octaèdre) et on discute les possibilités de substitution d'éléments. Cette partie est coordonnée avec la présentation en TP des principaux minéraux et roches constitutifs des enveloppes terrestres. |
| - Modèle radial de la Terre. | Les différentes enveloppes du globe ont été mises en évidence dans la scolarité antérieure. Les études sismiques, pétrographiques et expérimentales permettent de caractériser la nature et les propriétés des constituants de ces enveloppes. Les principales roches envisagées sont : - croûte continentale : granite, granodiorite, andésite, calcaire, pélites, grès, gneiss, schiste. - croûte océanique : basalte, gabbro ; - manteau : péridotite ; On indique simplement que le noyau est constitué d'alliages fer-nickel. Cette étude conduit à un bilan chimique simple de chaque enveloppe. La différenciation géochimique primitive et son origine ne sont pas au programme. |
| 1.3 Forme et dynamique du globe terrestre | |
| - La forme de la Terre. Champ de gravité et anomalies gravimétriques. Équilibre archimédéen : l'isostasie. Exemples de subsidence et de surrection. Relation profondeur /âge des fonds océaniques. Altimétrie satellitale et établissement d'une surface libre moyenne des océans, reflet des reliefs - sous-marins (variations spatiales de petite longueur d'onde). | Cette partie est l'occasion d'insister sur la démarche en Sciences de la Terre : observer, mesurer, puis modéliser à partir d'un nombre limité de paramètres. Une analyse des écarts entre le modèle et la réalité conduit alors à de fructueuses interprétations. Cette partie s'appuie nécessairement sur les exercices de travaux pratiques. L'établissement du géoïde continental n'est pas au programme. L'étude des variations de grande longueur d'onde de la surface des océans n'est pas au programme. |
| - Les plaques lithosphériques. Cinématique instantanée et cinématique absolue. Notion de plaque lithosphérique ; mouvement de rotation autour d'un pôle, petit cercle eulérien, vitesse angulaire et vitesse linéaire. Détermination de la direction du mouvement relatif à l'aide des failles transformantes et des mécanismes au foyer. Comparaison de vitesses relatives déterminées à l'aide des anomalies magnétiques et des données satellitales. | La représentation stéréographique d'un mécanisme au foyer est utilisée mais sans que sa construction soit au programme. |
| Mouvements absolus déterminés par rapport au référentiel des points chauds. | La construction d'un modèle de cinématique instantanée n'est pas au programme. |

SCIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE ET SECONDE ANNÉES

| | |
|--|--|
| - La dynamique mantellique. Flux de chaleur à la surface du globe, conduction et advection de la chaleur, convection. | La dynamique du noyau n'est pas au programme. On indique seulement que les mouvements à l'intérieur du noyau externe sont à l'origine de la composante principale du champ magnétique terrestre. |
| Tomographie sismique et hétérogénéités latérales du manteau. | Le principe d'établissement des images de tomographie sismique n'est pas exigé. |
| Modèle de convection : subductions motrices, rôle des points chauds. | On souligne que la convection mantellique est celle d'un fluide refroidi par sa surface et contenant des sources internes de chaleur. Le nombre de Rayleigh peut être présenté, l'essentiel étant de discuter les propriétés des péridotites mantelliennes permettant la convection. |
| Origine de la chaleur terrestre. Établissement d'un géotherme terrestre. | On insiste principalement sur le rôle de la radioactivité, source interne de chaleur, qui est quantifiée dans les roches et les enveloppes terrestres. L'établissement d'un géotherme océanique ou continental peut être conduit à l'aide d'exercices. |
| 2. Le magmatisme | |
| 2.1 Les processus fondamentaux du magmatisme | |
| - Fusion partielle d'une roche mère : la péridotite. | On montre la différence entre les compositions du solide et du liquide magmatique à partir des études expérimentales de fusion de mélanges de silicates calco-alumino-magnésiens présents dans la péridotite. On s'appuie sur l'étude des mélanges binaires présentant des eutectiques, et qui conduit à la présentation d'un seul système ternaire. |
| - Extraction et ascension d'un magma ; différenciation magmatique et cristallisation (profondeur, surface). | La différenciation est étudiée à partir des termes volcaniques d'une série tholéiitique ou alcaline, en se limitant, selon l'exemple choisi, aux roches suivantes : basalte, trachyte, rhyolite. |
| - Contamination. | La contamination est étudiée à propos de l'étude du magmatisme d'une zone de subduction. |
| 2.2 Magmatisme et contextes géodynamiques | |
| Rift continental, dorsale, zone de subduction, chaîne de collision, point chaud. | L'objectif est ici de discuter la nature des différentes roches susceptibles de subir une fusion partielle (péridotites mantelliennes ou roches de la croûte continentale) ainsi que les conditions permettant cette fusion dans les différents contextes géodynamiques. Dans le cas d'une zone de subduction, seul le magmatisme calco-alcalin est évoqué sans que soit envisagée la diversité des séries magmatiques associées à la subduction. |
| 3. Le phénomène sédimentaire | |
| 3.1 Désagrégation mécanique et altération chimique en domaine continental | |
| Désagrégation mécanique. Altération chimique des silicates ; formations résiduelles. Dissolution des carbonates. | L'altération des silicates est étudiée à partir de l'exemple des granites. L'influence du climat et l'importance du CO ₂ sont soulignées. On se limite à la présentation des minéraux néoformés suivants : illite, kaolinite, hydroxydes de fer et d'aluminium. L'étude des sols est exclue. L'importance de ces processus à l'échelle de la Terre globale est introduite dans l'étude du cycle du carbone. |
| 3.2 La sédimentation | |
| Dépôt des particules transportées par un fluide : sédimentation détritique. Précipitation de solutions : sédimentation évaporitique. Précipitation biologique : carbonates, silice. Préservation de la matière organique sédimentaire. | Le diagramme de Hjulström est utilisé. Cette partie est centrée sur les mécanismes de la sédimentation ; toutefois, on présente, sans chercher l'exhaustivité, un exemple de chaque type d'aires où ces mécanismes sont en action à savoir une marge continentale et un domaine océanique. |
| 3.3 Un exemple de bassin sédimentaire : une marge continentale passive | |
| Apport sédimentaire et espace disponible. Géométrie des corps sédimentaires et causes de variations de l'espace disponible (eustatisme, tectonique). | On distingue trois types de disposition géométrique : progradation, aggradation, rétrogradation. On réalise l'analyse de données issues d'un profil sismique. Par contre, la construction d'un diagramme chronostratigraphique n'est pas au programme. On ne discute pas des causes des variations du niveau marin. |

| | |
|--|---|
| <p>3.4 Les sédiments, archives de variations climatiques du dernier million d'années</p> | |
| <p>Enregistrement des variations climatiques depuis un million d'années, par les dépôts marins, lacustres et glaciaires.</p> | <p>La glace des inlandsis est considérée comme une roche et les inlandsis sont présentés comme des archives des dernières glaciations. Par ailleurs, la composition isotopique en ^{18}O des tests de foraminifères benthiques fournit une indication sur la variation du volume total des glaces. D'autres archives sont présentées : dépôts glaciaires, témoins paléontologiques, sédiments lacustres. Dans cette partie, on s'attache davantage à montrer la diversité des archives paléoclimatologiques qu'à étudier les causes des variations climatiques. On mentionne le caractère continu ou discontinu des enregistrements. On montre l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires, dont la rythmicité peut être reliée aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. On montre le rôle des mécanismes amplificateurs (CO_2, albedo). On met en évidence l'existence de variations rapides et lentes du climat. La connaissance exhaustive des paramètres orbitaux de la Terre n'est pas au programme.</p> |
| <p>4. Les transformations structurales et minéralogiques de la lithosphère</p> | |
| <p>4.1. Rhéologie de la lithosphère</p> | |
| <p>- Contrainte et déformation ; déformations élastique, plastique et cassante. Sismogénèse.</p> | <p>Parler de comportements ductile et cassant est une autre façon de décrire le régime de déformations. On montre l'importance de la nature des matériaux et des conditions thermodynamiques.</p> |
| <p>- Changements des propriétés mécaniques des roches.</p> | <p>Ces changements sont mis en liaison avec la notion de lithosphère thermique et mécanique abordée au point 1.3.</p> |
| <p>- Diversité d'échelle des déformations, de l'échelle du cristal à la lithosphère. Plis et failles. Schistosité et foliation. Linéations.</p> | <p>Les caractéristiques des plis ne sont étudiées que si elles sont liées à des différences de mode de déformation.</p> |
| <p>4.2 Les transformations minérales</p> | |
| <p>- Réactions univariantes du métamorphisme et minéraux index ; paragenèses minérales et importance des matériaux originels dans la diversité des roches métamorphiques.</p> | <p>Les transformations minéralogiques sont régies par les lois de la thermodynamique et de la cinétique : les associations minéralogiques sont des indicateurs de pression et de température.</p> |
| <p>- Variations dans le temps des assemblages minéralogiques présents dans une roche : chemin $P, T = f(t)$</p> | <p>L'évolution dans le temps des associations minéralogiques est discutée en termes géodynamiques.</p> |
| <p>4.3 Les objets tectoniques et les témoins métamorphiques dans une chaîne de collision : les Alpes franco-italo-suisse</p> | <p>Cette partie permet de présenter des objets tectoniques d'échelle variée, et des témoins métamorphiques dans le cadre structural d'une chaîne de collision. On se limite à la partie des Alpes visible sur la carte géologique de la France au 1/10^e.</p> |
| <p>- Principales structures de l'édifice alpin : . témoins de paléomarge passive ; . indices de raccourcissement et d'épaississement ; décrochements.</p> | <p>Cette étude est l'occasion de présenter des observations de terrain et des résultats géophysiques. Le lien est fait entre l'épaississement crustal et l'isostasie. Les mouvements actuels sont mentionnés.</p> |
| <p>- Vestiges de l'océan liguro-piémontais.</p> | <p>La connaissance de l'océan valaisan n'est pas au programme.</p> |
| <p>- Apports des témoins métamorphiques.</p> | <p>L'ensemble des informations est intégré aux grandes étapes de l'histoire géodynamique de la chaîne. La connaissance chronostratigraphique des différents événements n'est pas au programme.</p> |
| <p>5. Le cycle géochimique du carbone</p> | |
| <p>Détermination des principaux réservoirs et des flux qui les relient. Aspects qualitatifs et quantitatifs. Enregistrements géologiques des variations des réservoirs de carbone au cours des 200 derniers millions d'années ; interprétation. Perspectives face à la croissance du taux de CO_2 d'origine anthropique.</p> | <p>Cette partie utilise les données et les concepts de l'ensemble des chapitres précédents. Le cycle du carbone est établi à partir d'une analyse des phénomènes actuels. On montre le rôle central de l'océan et le lien avec la biosphère. La validité d'un équilibre stationnaire est discutée. Le temps de réaction du modèle de cycle du carbone est discuté.</p> |

SCIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE ET SECONDE ANNÉES

PROGRAMME DE TRAVAUX PRATIQUES

Le programme de travaux pratiques s'articule autour de 14 séances en salle (9 en première année, 5 en seconde année).

La dénomination "séance" est une indication horaire correspondant à 3 h en première année et 2 h 30 en seconde année. Le contenu d'une séance peut être distribué sur une ou plusieurs séquences de travaux pratiques.

En première année, sont prévues :

- les séances consacrées à l'exploitation de données géophysiques à l'échelle de la planète (2)
- les séances consacrées aux matériaux de la lithosphère : principaux types de roches et de minéraux (2)
- les séances consacrées aux représentations de la Terre aux différentes échelles (2)
- les séances consacrées à l'étude d'une dorsale (1), des marges active (1) et passive (1)

En seconde année, sont prévues :

- les séances consacrées à l'étude de quelques grandes structures géologiques : un massif ancien et ses bordures (1), une chaîne récente : les Alpes (3), un bassin sédimentaire (1)

Les travaux pratiques de sciences de la Terre permettent de construire les démonstrations du cours à partir d'observations (cartes, photographies, échantillons,...), ainsi que des acquis des deux stages sur le terrain. Ils mettront en évidence les différences de taille et de nature des objets en sciences de la Terre. Les documents montrent la diversité des méthodes utilisées et la complémentarité des informations obtenues. Ces travaux pratiques s'attachent également à intégrer les résultats acquis en physique et en chimie à l'étude du globe terrestre. Les séances consacrées à l'étude de grandes structures géologiques permettent de confronter toutes ces observations et de dégager les caractéristiques géodynamiques, géophysiques, magmatiques et sédimentologiques de ces structures.

| | |
|--|---|
| <p>1. Les principaux minéraux et roches constitutifs des enveloppes terrestres (2 séances)</p> | <p>Il ne s'agit pas d'une étude systématique ni exhaustive des minéraux et des caractéristiques de ces roches ; néanmoins, l'analyse fine d'échantillons et l'observation de documents photographiques de microscopie permettent d'identifier les principaux minéraux et les principales roches de la croûte et du manteau. On montre également l'importance des structures dans la reconstitution de l'histoire d'une roche. Les minéraux présentés sont : quartz, feldspath alcalin, plagioclase, mica, olivine, pyroxène, amphibole et calcite. Les roches étudiées sont : péridotite, basalte, gabbro, granodiorite, granite, andésite, rhyolite, schiste, micaschiste, gneiss, calcaire, grès, pélite. On peut choisir de présenter certaines de ces roches en relation avec leur contexte géologique (point 4). On replace les roches magmatiques étudiées dans la classification de Streckeisen. L'importance des structures dans la reconstitution de l'histoire d'une roche est exploitée lors de l'étude des grandes structures géologiques. Les observations minéralogiques et pétrologiques sont reliées aux principales caractéristiques chimiques établies en cours lors de la réalisation d'un bilan chimique des enveloppes terrestres.</p> |
| <p>2. L'approche géophysique du globe (2 séances)</p> <p>Cartes d'anomalies gravimétriques, cartographie du géoïde en domaine océanique, documents de tomographie sismique, documents de sismique-réfraction et sismique-réflexion, exercices d'isostasie, analyses de données cinématiques à l'aide des anomalies magnétiques, des cartes des mécanismes au foyer et des techniques satellitaires.</p> | <p>Les diverses approches géophysiques pourront faire l'objet d'exercices spécifiques ou intégrés à l'étude des grandes structures géologiques. L'étude des variations de grande longueur d'onde de la surface des océans n'est pas au programme.</p> |
| <p>3. Représentation cartographique de la Terre aux différentes échelles (2 séances)</p> | <p>On montre l'apport des données satellitaires et la diversité d'échelle des représentations cartographiques. L'étude de la carte géologique de France au 1/10⁶ permet de se familiariser avec sa légende et montre les grands ensembles géologiques (massifs anciens, bassins sédimentaires, chaînes récentes). Elle constitue un support à l'étude des grandes structures en 2^e année. L'exploitation de cartes à différentes échelles et notamment à 1/50 000 permet une initiation à la reconnaissance des structures tabulaires ou déformées (plis et failles).</p> |
| <p>4. Étude de grandes structures géologiques (8 séances)</p> <p>- Étude d'une dorsale (1 séance). - Étude d'une marge active (1 séance). - Étude d'une marge passive (1 séance).</p> | <p>En première année, cette étude s'appuie sur des documents cartographiques et permet d'intégrer les acquis de la géophysique. L'analyse pétrographique est réalisée à l'aide d'échantillons et de photographies de lames minces (reconnaissance des structures).</p> |
| <p>- Un massif ancien et ses bordures (1 séance). - Une chaîne récente : les Alpes (3 séances). - Un bassin sédimentaire (1 séance).</p> | <p>En seconde année, cette étude est effectuée aux différentes échelles à l'aide de cartes (du 1/10⁶ au 1/50000), d'échantillons et de photographies (paysages, affleurements, roches, lames minces) ; elle s'appuie également sur les acquis géophysiques de première année. Les roches métamorphiques étudiées sont, outre les schistes, micaschistes et gneiss, les migmatites, les schistes bleus et les éclogites. Pour Les Alpes, on se limite à la partie de la chaîne visible sur la carte géologique de France au 1/10⁶.</p> |

Plan

- 1.1 La Terre, une planète du système solaire
- 1.2 Une planète tellurique dotée d'un satellite naturel, la Lune
- 1.3 Des enveloppes fluides animées par l'énergie solaire
- 1.4 Le partage de la surface terrestre

Introduction

Les éruptions volcaniques et les séismes sont des manifestations de la dynamique de la Terre rocheuse ; les vents de surface et les courants marins illustrent quant à eux une dynamique des enveloppes externes de la Terre (hydrosphère, atmosphère) : **la Terre est une planète vivante.**

Avant de préciser certains aspects relatifs à ce dynamisme, ce chapitre vise à rappeler les principales caractéristiques structurales de notre planète.

- Quelle est la place de la Terre dans le système solaire ?
- Quelles sont les principales caractéristiques de la surface de la Terre solide ?

Ces deux points permettent une première vue d'ensemble de la Terre.

1.1 LA TERRE, UNE PLANÈTE DU SYSTÈME SOLAIRE

Ce que vous avez vu au lycée

- La Terre est une planète du système solaire.
- Le Soleil est une étoile autour de laquelle tournent différents objets (planètes, astéroïdes, comètes). Ils sont de tailles, compositions chimiques et activités internes variées. Certaines planètes ont des enveloppes externes gazeuses ou liquides.

Dans le système solaire, un certain nombre d'objets évoluent autour d'une **étoile** : le Soleil ; ce sont **des planètes** et leurs **satellites** éventuels, des **planètes naines**, **des astéroïdes** et **des comètes** (figure 1.1).

Les **planètes** sont subdivisées en deux familles :

- Les **planètes telluriques** : **Mercury, Vénus, la Terre et Mars**. Elles présentent une surface rocheuse solide et sont essentiellement constituées de silicates et de fer.
- Les **planètes « gazeuses »** (aussi appelées « planètes géantes » du fait de leur grande taille par rapport aux planètes telluriques) : **Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune**. Elles sont essentiellement constituées d'hydrogène et d'hélium.
- Les **planètes naines** correspondent à une catégorie nouvelle qui regroupe des objets assez divers (satellites de certaines planètes par exemple) ; **Pluton**, anciennement rangée chez les planètes est maintenant considérée comme une planète naine.
- Les **astéroïdes** ont une composition voisine de celle des planètes telluriques mais sont plus petits et de forme plus irrégulière. Plusieurs milliers ont été recensés. La plupart évoluent au sein d'une ceinture installée entre les orbites de Mars et de Jupiter, tandis que d'autres plus lointains, forment la ceinture de Kuiper. Leur origine sera abordée ultérieurement.
- Les **comètes** sont des amas de glaces (eau et gaz gelés) et de poussières. Situées bien plus loin du Soleil que les planètes, elles peuvent parfois dévier de leur trajectoire et s'en rapprocher. Des glaces se vaporisent alors et les gaz accompagnés de poussières forment leur queue.

Voir chapitre 2, encart 2.3

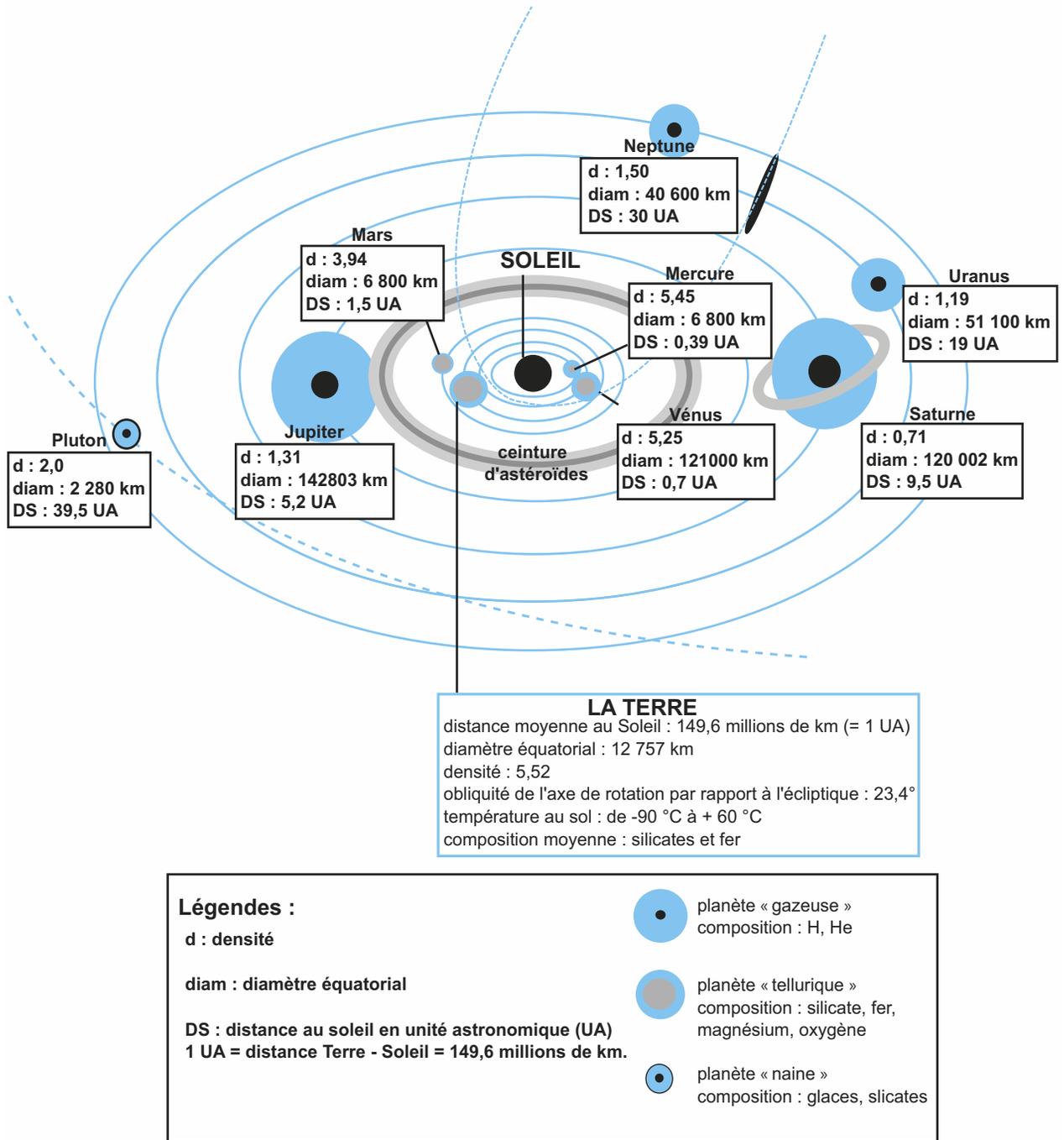


Figure 1.1 Les principaux objets du système solaire.

1.2 LA TERRE, UNE PLANÈTE TELLURIQUE DOTÉE D'UN SATELLITE NATUREL, LA LUNE

La Terre possède une surface solide. Ceci lui a permis, tout comme son satellite naturel la Lune (encart 1.1), de conserver des traces des impacts de météorites qui l'ont percutée depuis sa formation. Le caractère rocheux de sa surface est aussi souligné par la présence de volcans actuels, de chaînes de montagnes récentes et de grandes failles actives qui témoignent d'une activité géologique interne encore soutenue.

Ces caractères sont partagés par toutes les planètes telluriques. Cependant, sur Mercure comme sur la Lune d'ailleurs, les cratères météoritiques sont plus nombreux que sur la Terre et il ne semble pas y avoir eu d'activités externe et interne susceptibles de les effacer. Sur Mars, des volcans et de grandes failles témoignent d'une activité qui a en partie effacé les impacts météoritiques les plus anciens. Cette activité semble cependant aujourd'hui considérablement ralentie, voire éteinte.

Les données concernant la surface de Vénus rappellent celles de la Terre et permettent d'imaginer une activité interne tout aussi riche et diversifiée.

ENCART 1.1

La Lune : satellite naturel de la Terre



La Lune est le satellite naturel de la Terre. Située à 384 400 km de la Terre c'est un petit corps planétaire de 1 738 km de diamètre (soit quatre fois moins que la Terre). Sa surface, vue de la Terre, présente deux aspects distincts : des parties sombres appelées « mers » et des parties plus claires, appelées « terres » ou « continents ».

Les terres correspondent aux portions les plus criblées d'impacts météoritiques (observés pour la première fois par Galilée en 1610) et dont les roches ont été datées à près de 4,4 Ga. Les mers correspondent à des surfaces rocheuses de nature basaltique beaucoup moins cratérisées car un peu plus récentes (de 3,2 à 4 Ga), car formées après la phase majeure de bombardement météoritique..

Voir chapitre 2,
encart 2.3

1.3 DES ENVELOPPES FLUIDES ANIMÉES PAR L'ÉNERGIE SOLAIRE

Ce que vous avez vu au lycée

- L'énergie solaire reçue par les planètes varie en fonction de la distance au soleil. La répartition en latitude des climats et l'alternance des saisons sont des conséquences de la sphéricité de la Terre et de sa rotation autour d'un axe incliné par rapport au plan de révolution autour du soleil.
- L'atmosphère terrestre a une composition chimique et une structure thermique qui varient avec l'altitude. L'ozone protège la Terre du rayonnement UV ; il est aussi responsable de la séparation troposphère/stratosphère.
- L'effet de serre résulte comme sur Mars et Vénus de la présence d'une atmosphère.
- Les mouvements des masses atmosphériques et océaniques résultent de l'inégale répartition géographique de l'énergie solaire parvenant à la surface de la Terre et de la rotation terrestre. Ils ont des conséquences sur l'évolution de l'environnement planétaire.
- Les mouvements atmosphériques sont rapides (de l'ordre de la dizaine de $m \cdot s^{-1}$) et permettent un mélange efficace des gaz et polluants (CO_2 , CFC, poussières, etc.) à l'échelle planétaire.
- Les masses océaniques sont animées de mouvements de deux types : les courants de surface (couplés à la circulation atmosphérique) et les courants profonds (liés aux différences de température et de salinité de l'eau de mer). Ces deux types de courants ont des vitesses de déplacement différentes. Ces vitesses sont plus faibles que celle de l'atmosphère et disséminent moins rapidement les polluants à l'échelle planétaire.

Comme la plupart des autres planètes, la Terre possède des enveloppes fluides : l'**atmosphère** et l'**hydrosphère**. Ces deux enveloppes ne sont pas indépendantes car l'eau à l'état gazeux (vapeur) est aussi un des constituants de l'atmosphère. La Terre présente deux singularités majeures :

- son atmosphère riche en **dioxygène**,
- l'eau présente sous trois états différents (vapeur, liquide, glace) dans la gamme des températures existant à sa surface (celles-ci étant étroitement liées à la distance la séparant du Soleil).

L'atmosphère terrestre (figure 1.2), couche épaisse de 800 km mais dont 99,9 % de la masse est contenue dans les cinquante premiers kilomètres structurés en plusieurs étages.

Certains gaz atmosphériques agissent sur le rayonnement solaire incident et réfléchi : l'ozone absorbe une partie du rayonnement ultraviolet incident, tandis que la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et le méthane absorbent une partie des rayonnements infrarouges émis par le sol chauffé. Ces derniers gaz renvoient à leur tour un rayonnement infrarouge en direction du sol, qui à son tour s'échauffe et engendre un nouveau rayonnement infrarouge, et ainsi de

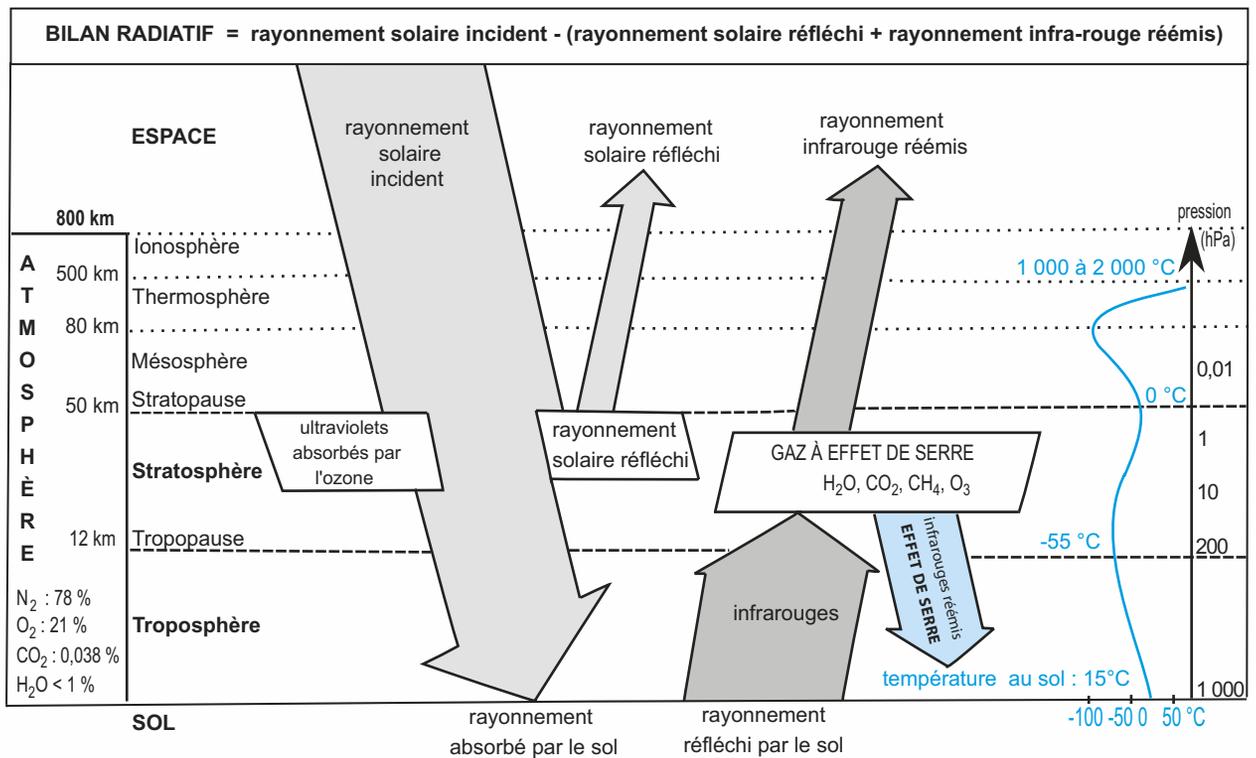


Figure 1.2 Structure, composition de l'atmosphère terrestre et effet de serre.

Dans les cinquante premiers kilomètres situés au-dessus du sol, l'atmosphère est structurée en deux étages. La **troposphère** s'étend depuis la surface du sol jusqu'à la **tropopause** située à une dizaine de kilomètres d'altitude : la température y décroît avec l'altitude (jusqu'à -55 °C environ vers la tropopause). La troposphère est relativement pauvre en ozone (la teneur maximale en ozone n'est jamais supérieure à 1/1 000^e de la teneur en CO₂) et contient de la vapeur d'eau en proportions variables (quelques %). De grandes cellules convectives y animent les masses d'air. La **stratosphère** lui fait suite depuis la tropopause jusqu'à une cinquantaine de kilomètres d'altitude où débute la **mésosphère**. La base de cette dernière est balayée par de forts courants d'air tangentiels : les courants jets, et elle absorbe peu le rayonnement solaire de sorte que la température y chute fortement. Au-delà de 80 km d'altitude on trouve la **thermosphère** avec cette fois-ci une forte augmentation de température. Beaucoup plus loin, vers 500 km d'altitude, les rayons solaires décomposent les molécules : c'est l'**ionosphère**.

suite : c'est l'**effet de serre**. La température au sol de la Terre, facteur abiotique essentiel pour la vie, dépend donc de l'énergie solaire reçue au sol mais aussi de l'effet de serre. La quantité d'énergie solaire incidente reçue par unité de surface et par an, diminuée de la quantité d'énergie rayonnée vers l'espace depuis cette même surface dans le même temps, représente le bilan radiatif annuel (figure 1.2).

Du fait de la sphéricité de la Terre, la quantité d'énergie solaire reçue à la surface de la Terre varie selon la latitude, elle diminue de l'équateur vers les pôles. Ceci est à l'origine de la diversité des climats. Du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'orbite et de sa direction fixe dans l'espace, l'énergie solaire varie également à une même latitude selon la période de l'année. Ces variations, faibles aux basses latitudes et amples vers les hautes latitudes, déterminent les alternances saisonnières.

L'inégale distribution de l'énergie solaire à la surface du globe terrestre est responsable de la mise en mouvement couplée des masses d'air de la troposphère et des masses d'eau océaniques (figure 1.3). Tous ces mouvements contribuent à un **transfert d'énergie** depuis les secteurs intertropicaux caractérisés par un bilan radiatif annuel excédentaire vers les zones polaires au bilan radiatif annuel déficitaire. Ils contribuent donc à une relative stabilité de la répartition des zones climatiques à la surface de la Terre.

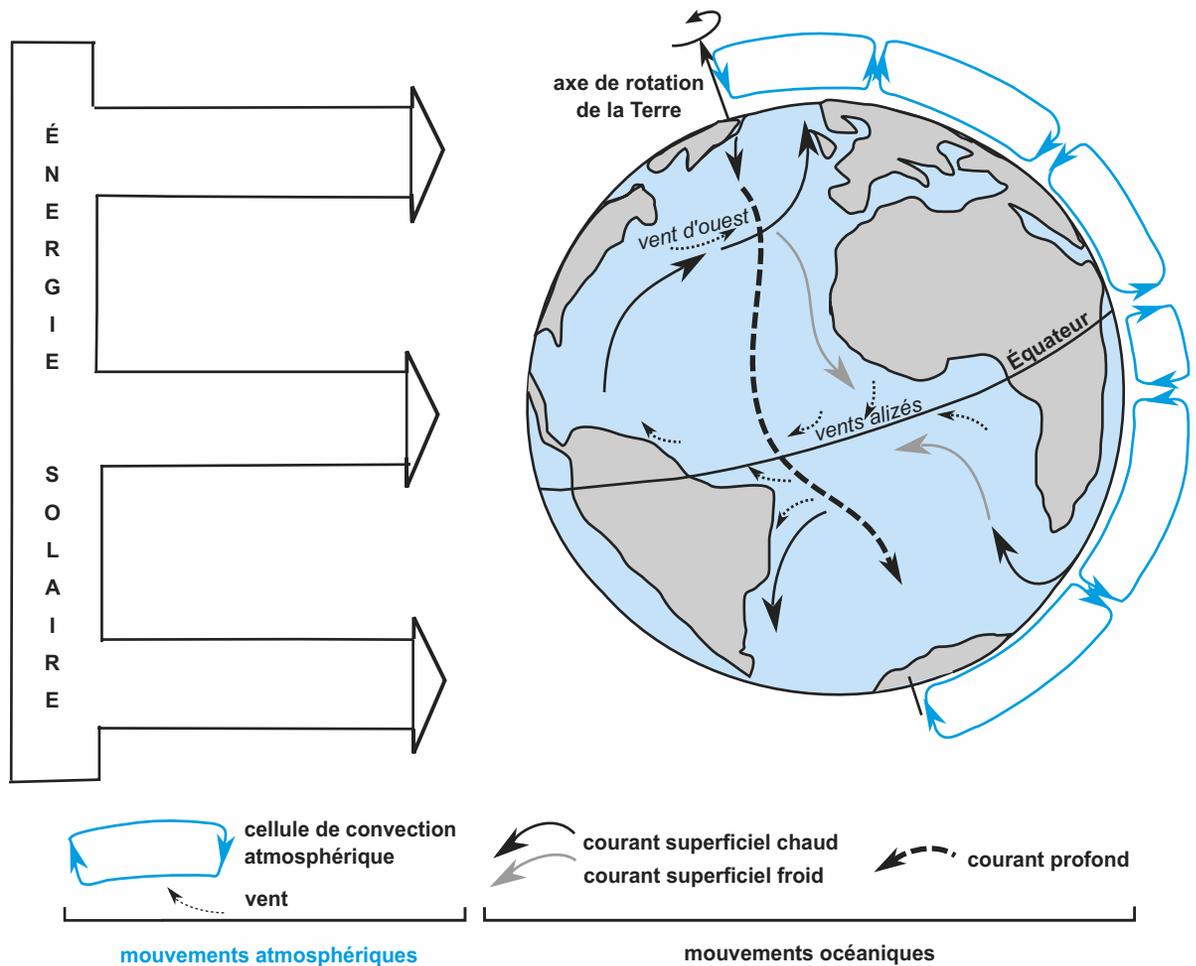


Figure 1.3 Dynamique des enveloppes fluides externes de la Terre.

1.4 LE PARTAGE DE LA SURFACE TERRESTRE

Les océans couvrent plus de 70 % de la surface du globe et sont en pourcentage plus présents dans l'hémisphère austral ; la Terre est la planète océane. Quant aux continents, les deux tiers sont situés dans l'hémisphère Nord.

1.4.1 Les continents

Voir Chapitre 4, figure 4.1

Leur surface présente une physionomie très hétérogène avec (carte du relief de la Terre, cahier couleur, p. 29) :

- **Des volcans** (Piton de la Fournaise, Soufrière, Mont S^t Helens, Pinatubo, etc.), **des fossés d'effondrement** (dépressions topographiques allongées et étroites aux bordures souvent subrectilignes, par exemple le rift est africain qui s'étend du triangle des Afars au canal du Mozambique), **des régions aplanies** comme sur d'autres planètes telluriques ;
- **Des chaînes de montagnes** distribuées suivant deux grandes ceintures orogéniques, les chaînes circumpaciennes (Rocheuses, Cordillères d'Amérique centrale, Cordillère des Andes à l'est, et chaînes d'arc insulaire de l'ouest Pacifique) et les chaînes téthysiennes (Cordillères Bétiques, Alpes, Caucase, Himalaya) : elles semblent constituer une particularité de la Terre.

Rappelons que cette surface continentale ne présente que très peu de cratères météoritiques, probablement du fait des dynamiques internes et externes qui affectent constamment la surface du globe : ceci est une autre particularité de la Terre.

1.4.2 Les océans

Ils couvrent un peu plus de 360.10^6 km² et sont répartis en quelques grands domaines (carte des fonds marins, cahier couleur, p. 28) :

- **L'océan Atlantique** : c'est un océan méridien reliant les deux pôles de la Terre entre le bloc Eurasie – Afrique et le bloc Amérique ; ses bordures est et ouest présentent des tracés relativement complémentaires. Cette complémentarité est plus exacte encore si on s'intéresse aux tracés de ses talus bordiers.
- **L'océan Pacifique** : il représente à lui seul 50 % de la surface océanique globale. Bordé de chaînes de montagnes au sein desquelles s'exprime un volcanisme remarquable (« Ceinture de feu » du Pacifique), il est caractérisé également par l'abondance des fosses sur la quasi-totalité de ses bordures. Certaines présentent les bathymétries les plus importantes (environ –11 000 mètres dans la fosse des Mariannes). De nombreux chapelets d'îles volcaniques en décorent tout le domaine central (archipel de la Société, archipel hawaïen). Le bloc antarctique le limite au sud comme pour l'Atlantique. À la différence de ce dernier, son ouverture au nord est limitée par l'arc des Aléoutiennes.
- **L'océan Indien** : c'est un océan essentiellement austral caractérisé par la diversité de ses bordures : l'Antarctique au sud, le bloc indien prolongé par l'édifice himalayen au nord et une fosse surplombée de l'arc indonésien au nord-est.

À côté de ces grands océans, il existe de nombreux domaines marins de taille plus modeste :

- les océans austral et arctique ;
- des mers épicontinentales telles la Manche et la Mer du Nord ;
- des mers marginales telles la Mer de Chine ;
- des mers « intramontagneuses » comme la Méditerranée et la mer Noire.

Voir « La croûte océanique », chapitre 2, § 2.3.2

Remarque : le terme de « mer » est ambigu en géologie ; les géographes le définissent comme une étendue d'eau salée plus petite que celle correspondant aux océans. D'un point de vue géologique, une mer peut avoir un socle rocheux de nature océanique tout à fait comparable à ceux que l'on rencontre au fond des océans. La Méditerranée constitue un exemple de ce genre de situation : elle présente aussi bien dans sa partie orientale (à l'est du détroit de Messine) que dans sa partie occidentale (bassin ligure à l'ouest du bloc corso sarde) des fonds de nature océanique.

1.4.3 La distribution topographique

La surface terrestre est aussi caractérisée par sa **topographie** : altitude pour les terres émergées, bathymétrie pour les fonds marins. Les chaînes de montagnes sur les continents, les dorsales et les fosses dans les océans, présentent des altitudes ou des profondeurs très différentes des valeurs moyennes caractérisant les continents ou les océans (figure 1.4). Ces secteurs sont probablement des sites majeurs d'un point de vue géodynamique, où certains processus actifs entretiennent leur singularité topographique.

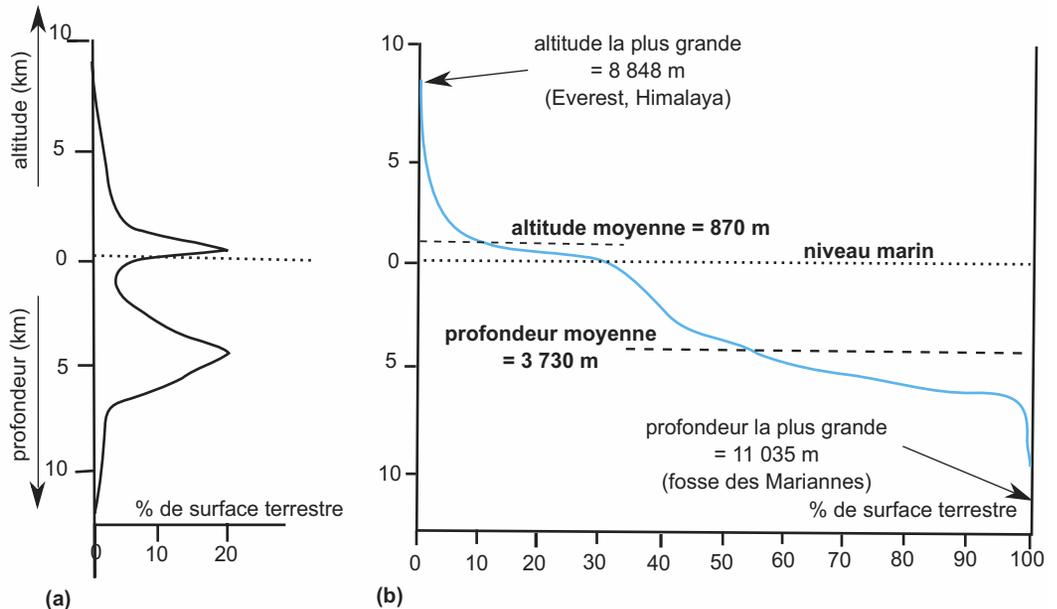


Figure 1.4 Répartition des altitudes et des profondeurs sur le globe. (a) courbe de fréquence, (b) courbe cumulée.

RÉVISER

L'essentiel

La Terre est une des planètes telluriques du système solaire. Du fait de sa distance au Soleil et de la présence de son atmosphère qui déterminent conjointement la température moyenne au sol, la Terre est singulière par la coexistence de l'eau sous ses trois états et par le fait que la Vie s'y est développée.

Planète de vie, la Terre est aussi une planète vivante : l'énergie solaire anime la dynamique de ses enveloppes externes tandis que sa surface rocheuse témoigne, par le volcanisme et la sismicité qui s'y expriment ainsi que les déformations qui l'affectent, de l'existence d'une dynamique interne.

Mots-clés

- Astéroïde
- Atmosphère
- Comète
- Continents
- Effet de serre
- Étoile
- Hydrosphère
- Océans
- Planète
- Planète gazeuse
- Planète tellurique

Plan

- 2.1 Une structure interne faite d'enveloppes concentriques
- 2.2 La Terre solide, un corps rocheux
- 2.3 La pluralité pétrographique des croûtes
- 2.4 Plus en profondeur, les différents faciès du manteau péridotique
- 2.5 Au cœur de la Terre, le noyau

Introduction

À la suite de la présentation de la surface terrestre et de ses enveloppes fluides, nous abordons maintenant l'analyse de sa structure interne. Cette étude repose avant tout sur l'exploitation des données recueillies en surface ; en effet, mis à part quelques forages, ou encore l'analyse des matériaux émis par volcanisme, il n'existe que très peu de données directes permettant d'étudier l'intérieur de la Terre solide.

- Comment la Terre solide est-elle structurée ?
- Comment est-elle chimiquement différenciée ?

Nous commencerons par mettre en place un modèle structural à symétrie sphérique pour le globe, constitué d'enveloppes concentriques. Suivra la présentation de leurs états physique et chimique.

2.1 UNE STRUCTURE INTERNE FAITE D'ENVELOPPES CONCENTRIQUES

Ce que vous avez vu au lycée

- L'étude de la propagation des ondes sismiques montre que la Terre est structurée en enveloppes concentriques de tailles, masses et masses volumiques différentes : la croûte (continentale ou océanique), le manteau et le noyau.
- Les enveloppes sont plus généralement définies par des discontinuités physiques et/ou chimiques. La lithosphère se distingue de l'asthénosphère sous-jacente par un comportement rigide.
- La température, la pression et la masse volumique varient avec la profondeur.

2.1.1 Masse et hétérogénéité densitaire de la Terre solide

La masse de la Terre peut être calculée grâce à la détermination des périodes de rotation de satellites artificiels autour de la Terre et au calcul de la constante gravitationnelle G . La valeur trouvée pour la **masse de la Terre** est de **$5,96 \cdot 10^{24}$ kg** ; connaissant le volume terrestre, cela correspond à une **densité moyenne** de **5,517**.

Les matériaux échantillonnés à la surface de la Terre ne présentent que très rarement des densités supérieures à 3,3 ; il doit donc exister en profondeur des matériaux plus denses.

Le faible renflement de la Terre à l'équateur (rayon de 6 378 km pour seulement 6 357 aux pôles, soit un aplatissement polaire de 1/298) est un argument permettant d'imaginer que c'est près de l'axe de la rotation de la planète que se trouvent des matériaux beaucoup plus denses. En effet, une telle distribution permet de minimiser l'effet axifuge responsable du renflement équatorial.

De même, la prise en compte du moment d'inertie de la Terre a permis d'estimer qu'il existe au centre de la Terre, un cœur représentant 16 % du volume planétaire et contribuant pour 33 % à sa masse. Ceci suppose que les matériaux constituant le cœur aient une densité voisine de 10.

2.1.2 Un modèle sismique de Terre profonde

a) Séismes et ondes sismiques

Les séismes produisent des vibrations qui se propagent de façon multidirectionnelle sous forme d'ondes sismiques. Certaines ne se propagent que près de la surface et en déplacent tous les constituants, provoquant des modifications topographiques et des dommages aux populations et aux constructions ; d'autres ondes traversent l'intérieur du globe avant que d'émerger à sa surface à des distances plus ou moins lointaines de lieu du séisme. C'est par l'analyse de ces dernières que l'on tente de décrypter la géométrie des interfaces éventuelles et la composition des enveloppes traversées (encart 2.1). Il s'agit d'une échographie naturelle du globe.

ENCART 2.1

Les ondes sismiques et leur étude



Sous l'effet des diverses contraintes, un corps rocheux peut lentement accumuler de l'énergie élastique. Sa brutale libération le long d'une faille par rupture, accompagnée d'un brusque mouvement relatif des deux compartiments rocheux qu'elle sépare et initiée en un point appelé **foyer**, engendre un séisme. De l'énergie est alors libérée sous forme de chaleur et de vibrations qui se propagent dans les roches de proche en proche, encore appelées **ondes sismiques**. Les **fronts d'onde** matérialisent les positions successives des matériaux qui entrent en vibration simultanément autour du foyer. Les **rais sismiques** symbolisent les directions de propagation des ondes et sont en tout point perpendiculaires aux fronts (figure 2.1a).

De multiples stations sismiques existent à la surface de la Terre, permettant l'enregistrement des ondes qui leur parviennent depuis n'importe quel foyer sismique. Chaque station d'enregistrement possède trois sismographes disposés perpendiculairement, deux d'entre eux dans le plan horizontal, le troisième vertical ; cette disposition permet de définir précisément dans l'espace la direction d'émergence du rai sismique à la station.

Dès lors que la station sismique n'est pas trop proche de l'épicentre (lieu de la surface à la verticale duquel se situe le foyer), les **sismogrammes** présentent toujours le même aspect avec trois grands types d'ondes (figure 2.1b) :

- les **ondes P** sont des ondes de compression – dilatation qui déplacent les particules parallèlement à leur direction de propagation, et qui se transmettent dans les milieux solide et liquide ;
- les **ondes S** sont des ondes de cisaillement qui déplacent les particules perpendiculairement à leur direction de propagation, et qui ne se transmettent que dans des matériaux solides ;
- les **ondes de surface** déplacent les particules de façon multidirectionnelle par rapport à leur propre direction de propagation.

À la différence des ondes de surface, les ondes P et S sont des ondes de volume dont la propagation (vitesse, trajectoire) est dépendante des propriétés physico-chimiques des milieux traversés (densité, nature chimique, état physique...). Concernant leur vitesse, ceci est indiqué sur la figure 2.1b ; quant à leur trajectoire, on admet que les rais sismiques, tels des rais lumineux obéissent à la loi de Descartes [$\sin(i)/V = \text{constante}$]. En pénétrant plus en profondeur dans un milieu de même composition, les ondes sismiques évoluent dans un matériau de plus en plus dense, et leur vitesse tendent à augmenter ; les angles d'incidence et de réfraction augmentent donc également : les rais sismiques des ondes de volume qui traversent le globe en profondeur doivent avoir, en première approximation, une forme courbe.

Remarque : les formules des vitesses des ondes sismiques (figure 2.1b) peuvent laisser penser qu'elles sont des fonctions décroissantes de la masse volumique ρ des milieux traversés : il n'en est rien car des matériaux de masse volumique plus élevée présentent également des valeurs plus élevées pour leurs paramètres K (module d'incompressibilité) et μ (coefficient de cisaillement), si bien qu'au final les vitesses sont des fonctions croissantes de la masse volumique (ou de la densité) des matériaux.

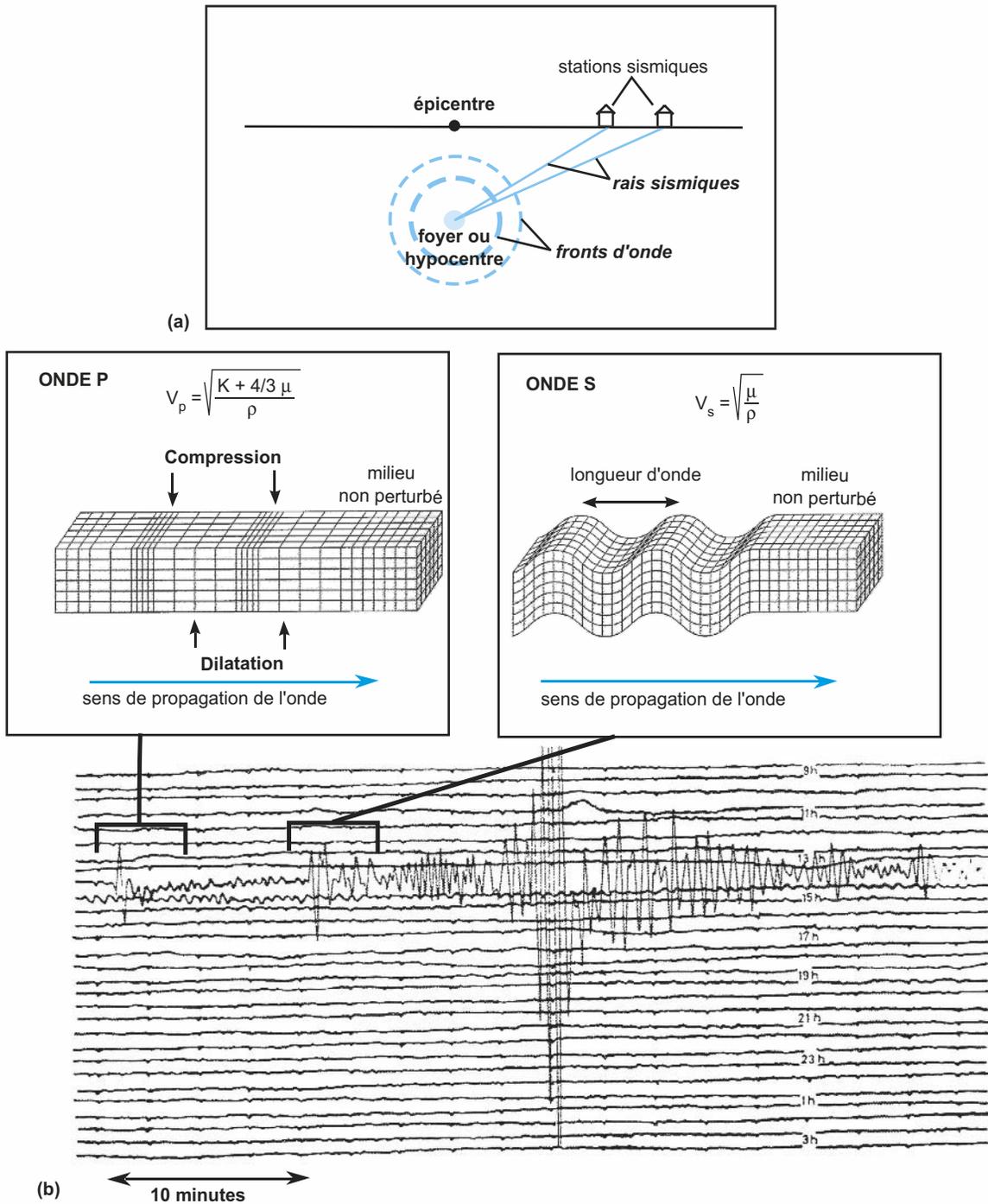


Figure 2.1 Principales caractéristiques des ondes sismiques P et S.

(a) fronts d'ondes et rais sismiques, (b) exemple de sismogramme (enregistrement des ondes sismiques réalisé à la station de Garchy consécutivement au séisme du 25 mars 1969 dont l'épicentre se situait à 2 216 km en Turquie) et principales caractéristiques des ondes sismiques P et S.

b) Hodographes et symétrie sphérique du globe

Les enregistrements des ondes sismiques réalisés dans diverses stations sismiques à la surface du globe, et issus de multiples séismes aux localisations très diversifiées, ont permis la construction d'**hodographes** (figure 2.2) qui sont tous très semblables. Ceci permet de formuler l'**hypothèse d'une symétrie sphérique** pour l'organisation interne du globe. En appliquant la loi de Descartes généralisée $\sin(i_z)/V_z = \text{constante}$ (avec i_z angle d'incidence ou de réfraction et V_z vitesse de propagation de l'onde à la profondeur z), il est alors possible de proposer des **profils de vitesse** (loi de variation de V en fonction de la profondeur) qui permettent de rendre compte au mieux des hodographes obtenus.

c) Mise en évidence d'interfaces entre différentes enveloppes

L'étude des variations des vitesses reconstituées pour les ondes P et les ondes S montre qu'il existe sur de grands intervalles de profondeur des augmentations des vitesses des ondes P et des ondes S assez régulières avec la profondeur. Ces augmentations peuvent s'expliquer par l'élévation de la pression qui affecte la rhéologie du matériau (module d'incompressibilité K , module de cisaillement μ , ainsi que sa densité.

Cependant il existe à certaines profondeurs, des surfaces ou des couronnes sphériques, de quelques kilomètres d'épaisseur tout au plus, au niveau desquelles de grandes variations des vitesses des ondes sismiques (augmentation ou diminution) sont concentrées. Ces variations plus marquées ne peuvent plus être interprétées comme précédemment et on considère alors que ces « **anomalies** » signent l'existence en profondeur de **discontinuités** dans la structure du globe.

Ainsi, la **zone d'ombre** (figure 2.2) présente dans les hodographes entre 11 500 et 14 000 km d'éloignement à l'épicentre d'un séisme se trouve reflétée dans le profil de vitesse par :

- un ralentissement des ondes P au-delà de 2 900 km de profondeur,
- une disparition des ondes S, sur laquelle nous reviendrons ultérieurement (figure 2.5).

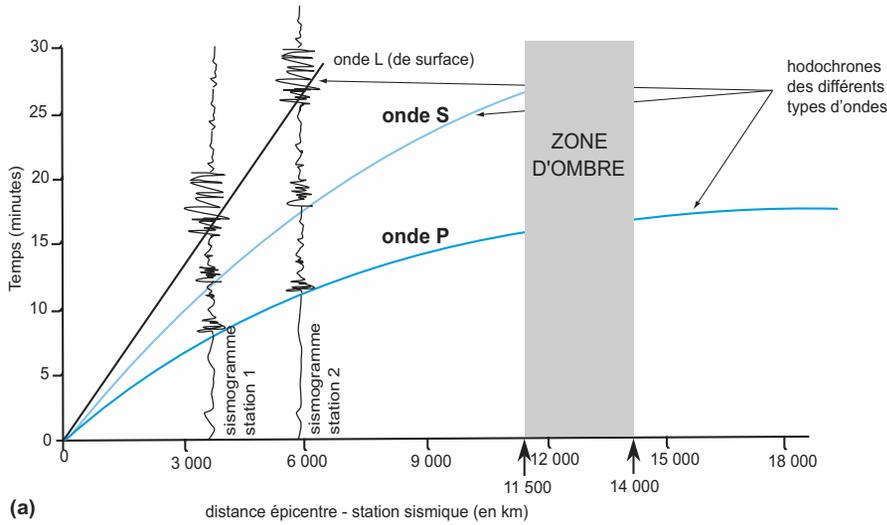
Tout ceci plaide en faveur de l'existence vers 2 900 km de profondeur d'une discontinuité qui permet de passer, en se rapprochant du centre de la Terre, d'un milieu solide et relativement « rapide » (dans lequel les ondes P se propagent rapidement), à un milieu plus « lent » (ralentissement de la vitesse des ondes P), aux propriétés analogues à celles d'un liquide (disparition des ondes S) ; c'est la discontinuité de Gutenberg.

La zone d'ombre des ondes P (entre 105° et 142°) est cependant relative : des ondes P plus ou moins atténuées peuvent en effet y être reçues ; on les interprète comme des ondes indirectes réfléchies ou réfractées au sein du noyau. Elles justifient l'introduction au cœur du noyau d'une nouvelle discontinuité séparant un domaine externe d'un domaine interne plus vélocité : c'est la discontinuité de Lehman située à 5 100 km de profondeur et qui sépare le noyau externe liquide du noyau interne solide.

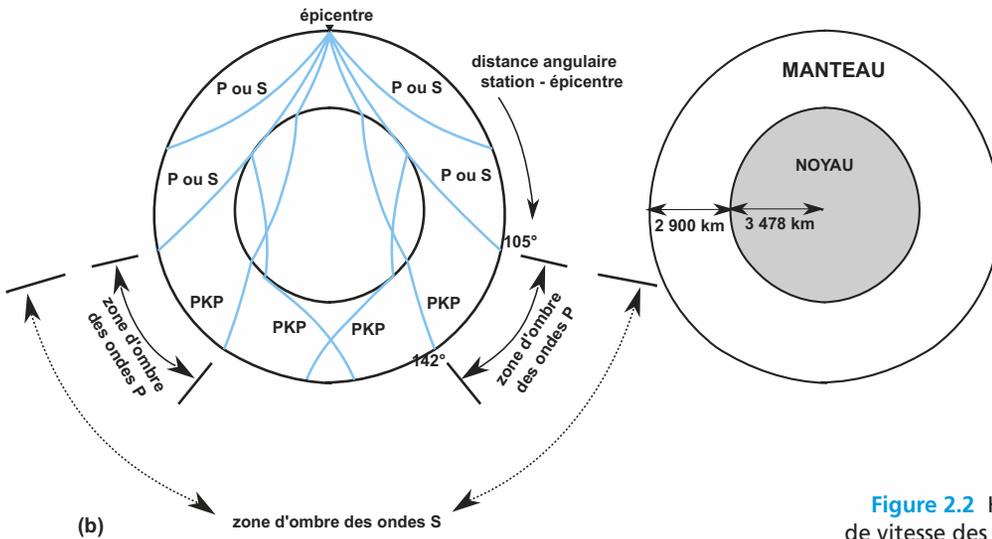
D'autres travaux ont également permis de préciser le profil de vitesse à plus faible profondeur :

- L'existence d'une zone d'ombre (figure 2.3) pour les ondes P et S, localisée entre 100 et 1 000 km de distance à l'épicentre, permet de positionner une zone de ralentissement de ces ondes entre 120 et 200 km de profondeur (figure 2.4) : probablement constituée de matériaux plus déformables, cette zone à plus faible vitesse appelée **LVZ** (*Low Velocity Zone*) sépare la lithosphère globalement rigide, constituée de la croûte et du manteau supérieur lithosphérique, du manteau plus profond dont elle constitue la frange superficielle la plus ductile (c'est-à-dire susceptible de se déformer par étirement sans se casser).
- Le profil de vitesse présente une accélération brutale des vitesses des ondes P et S à des profondeurs inférieures ou égales à 10 km sous les océans (figure 2.4a), voisines de 35 km mais pouvant fluctuer entre 20 km et 70 km sous les continents (figure 2.4b). Ce saut de vitesses permet de situer à cette profondeur une discontinuité majeure séparant une **croûte** à l'extérieur, du **manteau** qu'elle recouvre : c'est la discontinuité de Mohorovicic, plus couramment nommée « **Moho** », qui délimite superficiellement la croûte du manteau sous-jacent.

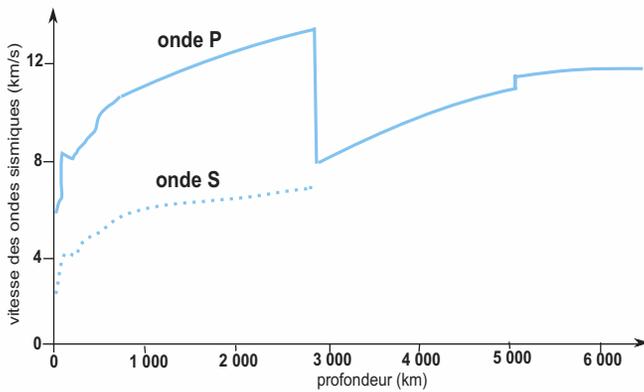
Voir exercice 4



(a)



(b)



(c)

Figure 2.2 Hodographe, profils de vitesse des ondes sismiques P et S, zones d'ombre et schéma structural d'interprétation.

(a) Sismogrammes, hodochrones et zone d'ombre pour la réception des ondes directes P et S ; alors que les données sont les sismogrammes, leur compilation permet de tracer les hodochrones à partir desquels il est possible de bâtir un modèle structural et des profils de vitesses susceptibles d'en rendre au mieux compte.

(b) Géométrie des rais sismiques à l'intérieur du globe et schéma structural interprétatif.

(c) Profils de vitesse proposés pour les ondes P et S à l'intérieur du globe.

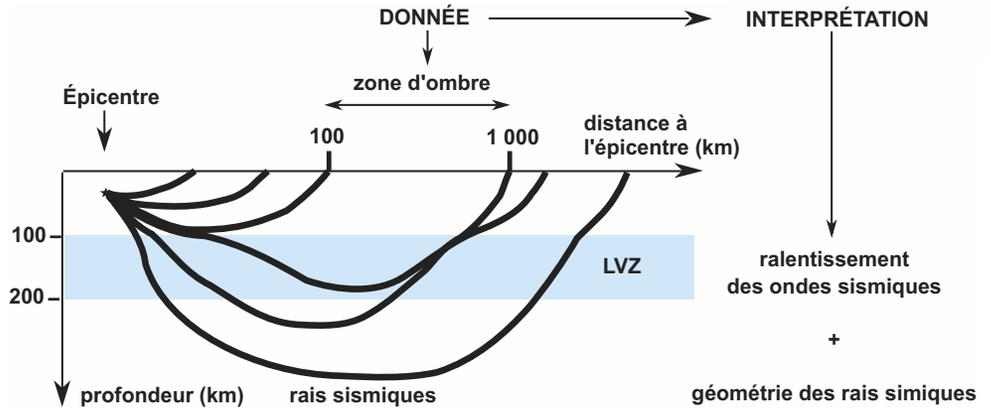


Figure 2.3 Existence d'une zone à plus faible vitesse (LVZ) dans le manteau.

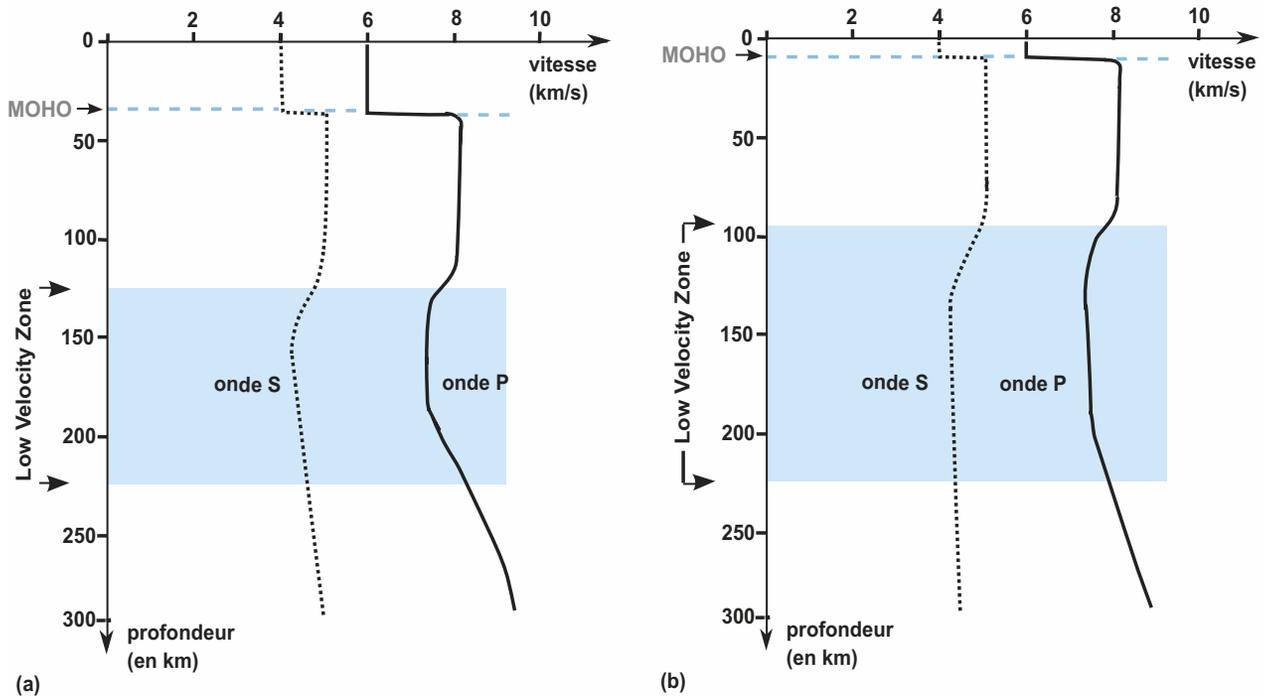


Figure 2.4 Variation de la vitesse de propagation des ondes P et S sous les continents (a) et sous les océans (b).

Cette échographie sismique de la Terre a donc permis de proposer un **modèle structural à symétrie sphérique** ; Dziewonski et Anderson (1981) se sont essayés à cet exercice en proposant le **modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*), qui est un modèle de profil de vitesse dans lequel les sauts brusques de vitesse sont interprétés comme des discontinuités limitant des enveloppes concentriques (figure 2.5). Dans chacune d'entre elles, la vitesse des ondes P augmente progressivement avec la profondeur du fait de l'augmentation de densité des matériaux qui accompagne l'augmentation de pression à laquelle ils sont soumis ; seule la partie du manteau comprise entre la LVZ et 670 km de profondeur et nommée asthénosphère présente une évolution de vitesse des ondes P plus chaotique sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

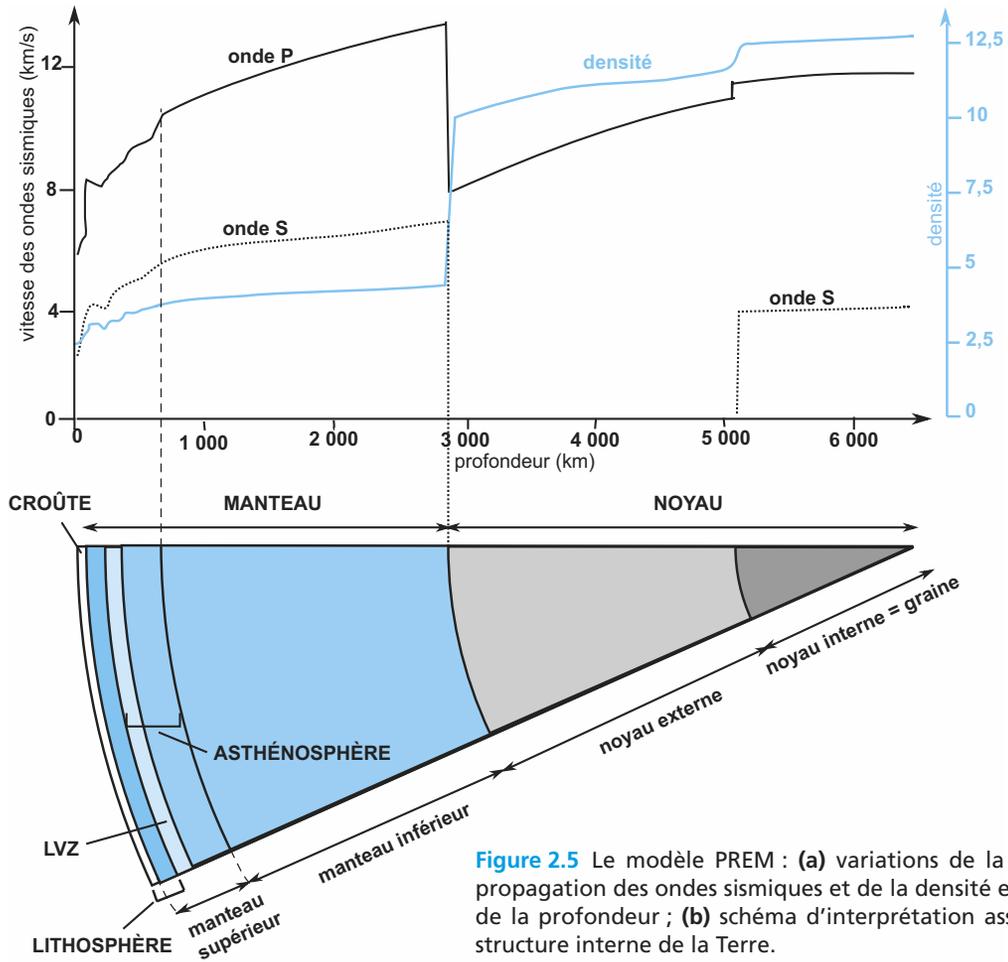


Figure 2.5 Le modèle PREM : (a) variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques et de la densité en fonction de la profondeur ; (b) schéma d'interprétation associé de la structure interne de la Terre.

Le profil des ondes S a été prolongé dans la graine car la réfraction des ondes P parvenant à sa surface s'accompagne de la formation d'ondes S capables de s'y propager.

Le modèle sismique ainsi établi, et d'autres données que nous aborderons ultérieurement ou non, ont également permis de proposer des ordres de grandeurs pour la viscosité des différentes enveloppes (tableau 2.1).

Voir chapitre 3, § 3.1.3

TABLEAU 2.1 QUELQUES VALEURS DE VISCOSITÉ POUR CERTAINS MATÉRIAUX ET ENVELOPPES INTERNES DE LA TERRE.

| Matériau | Viscosité dynamique en poises (1 poise = 0,1 Pa.s ⁻¹) |
|--|--|
| Croûte continentale supérieure (granite) | 10 ²³ – 10 ²⁴ |
| Base de croûte continentale (croûte ductile) | 10 ¹⁸ – 10 ²⁰ |
| Lithosphère (moyenne) | 10 ²³ – 10 ²⁴ |
| Manteau asthénosphérique | 10 ²⁰ – 10 ²² |
| Manteau inférieur | 10 ²² – 10 ²³ |
| Noyau externe | 10 ⁻² – 1 |

À titre indicatif, il faut savoir que la viscosité de l'eau est voisine de 10⁻² poise, celle de la glycérine est de 10² poises ; la viscosité de la glace est proche de 10¹⁴ poises : l'asthénosphère paraît donc 100 000 à 10 000 000 fois plus visqueuse que la glace, soit une vitesse de fluage (chapitre 10) de l'ordre du cm/an.

Conclusion

Ce premier modèle sismologique de structure interne de la Terre, à symétrie sphérique est organisé en quatre couches concentriques présentant chacune une signature sismologique propre : la croûte, le manteau, le noyau externe et le noyau interne. Toutes ces couches sont solides, à l'exception du noyau externe liquide. Les trois interfaces les séparant coïncident avec des variations brutales de la densité, dues pour les deux premières (Moho et discontinuité de Gutenberg) à des changements de composition chimique, pour les deux dernières (discontinuité de Gutenberg et de Lehmann) à un changement d'état physique.

Au-delà du Moho qui les sépare, la croûte et une partie supérieure du manteau se trouvent associées pour former la lithosphère, séparée du reste du manteau par une discontinuité mécanique, la LVZ.

Il nous faut maintenant matérialiser ces enveloppes, c'est-à-dire tenter d'en préciser les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques.

2.2 LA TERRE SOLIDE, UN CORPS ROCHEUX

Ce que vous avez vu au lycée

- Seuls les matériaux de la croûte et du manteau supérieur sont observables à la surface de la Terre. Les enveloppes de la Terre, accessibles par échantillonnage, ont des compositions chimiques différentes que l'on détermine à partir de l'étude de roches représentatives. Ces roches sont formées de minéraux et/ou de verre.
- La composition chimique des enveloppes de la Terre est dominée par un nombre limité d'éléments dits « majeurs » (Si, O, Mg, Fe, Ca, Na, K, Al).
- Les principaux minéraux qui hébergent ces éléments sont des silicates : olivines, pyroxènes, feldspaths, quartz, amphiboles et micas.

Les différentes enveloppes terrestres, mis à part le noyau externe, sont solides ; elles sont constituées de roches.

2.2.1 Méthodes d'étude des roches

Pour le géologue, l'étude de toute roche débute d'abord sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement. L'échantillonnage peut être réalisé après que le géologue ait relevé sur l'affleurement des informations relatives au débit du massif rocheux ou du banc, ses déformations éventuelles, l'épaisseur des différents niveaux observés, et toute autre information utile. Ces observations peuvent être prolongées par un examen in situ à la loupe permettant le plus souvent d'identifier certains éléments constitutifs de la **roche** tels des **minéraux** et certains **fossiles**.

Cet examen se poursuit ensuite au laboratoire avec la réalisation de **lames minces** (coupes fines de roches de 0,03 mm d'épaisseur fixées à l'aide de résine sur de petites lames de verre) et l'utilisation d'un microscope polarisant. Le géologue peut alors identifier, à une échelle bien plus petite les **minéraux** constitutifs (nature, géométrie), les **microfossiles** s'il y a lieu, le **ciment** éventuel qui réunit des minéraux ou des microfossiles entre eux, et le **verre** lorsque celui-ci est présent. L'agencement de tous les composants d'une roche constitue sa **pétrofabrique** (au sens le plus étendu du terme).

Enfin, l'étude minéralogique permet d'accéder, qualitativement au moins, à la **composition chimique des roches**, les minéraux étant en quelque sorte aux roches ce que les molécules du vivant sont aux cellules et aux êtres vivants.

2.2.2 La classification des roches

Les roches de la surface terrestre sont multiples. Leur étude nécessite de les classer. Un premier critère, la composition chimique, peut être retenu et permet de distinguer deux grandes familles :

- **les roches silicatées** : ce sont les roches magmatiques et métamorphiques les plus fréquentes ; ce sont aussi des roches sédimentaires constituées de minéraux silicatés issus de l'altération des précédentes ou néoformés dans les sols et dans l'eau de mer. S'y ajoute un autre type de

Voir TP1 § 1.2.2

roches, peu observé en surface du globe mais dont nous verrons ultérieurement l'importance, les péridotites.

- les roches non silicatées sont principalement représentées par les **roches carbonatées** (essentiellement des roches calcaires). D'autres roches non silicatées sont les **roches salines** contenant de la halite (NaCl), du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ou encore les **roches carbonées** de type charbons et pétroles (exemple de « roche » à l'état liquide).

Voir TP 1 § 1.1.1

Le critère de l'origine des roches peut aussi être utilisé et permet de distinguer : roches magmatiques, roches métamorphiques, roches sédimentaires. Une présentation plus détaillée de quelques-unes d'entre elles ainsi qu'une méthode d'étude plus générale des roches font l'objet d'une rubrique spécifique de travaux pratiques.

2.2.3 Les constituants des roches silicatées, les minéraux silicatés

a) Le tétraèdre $[\text{SiO}_4]^{4-}$

Les minéraux résultent de l'assemblage d'atomes ou d'ions agencés pour la plupart en édifices géométriques périodiques. Nous n'aborderons pas la nature des liaisons ni les éléments de symétrie caractéristiques de la disposition des éléments chimiques au sein des cristaux (systèmes cristallins).

Dans les minéraux, les cations et les anions s'organisent en polyèdres tels que l'empilement qui en résulte ait la compacité maximale. Pour les minéraux des roches silicatées, l'oxygène (O^{2-}) et le silicium (Si^{4+}) sont les éléments les plus abondants ; ils s'associent pour former des édifices dans lesquels un Si^{4+} est entouré de quatre O^{2-} : c'est le **tétraèdre de coordination** le plus classique des silicates (figure 2.6).

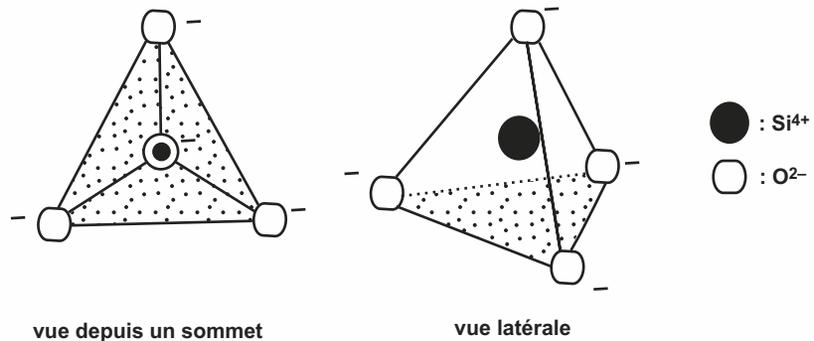


Figure 2.6 Organisation du tétraèdre de coordination des silicates.

b) Les principaux minéraux silicatés

Les tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ont quatre charges négatives à compenser ; ils sont neutralisés soit par **polymérisation**, soit par **combinaison** avec un cation. Il se peut fréquemment que l'aluminium Al^{3+} se substitue au silicium au centre d'un tétraèdre selon le taux de 1 ou 2 Si sur 4 ; l'excès de charge (tétraèdre penta-anionique) qui en découle est alors compensé par une charge cationique supplémentaire.

Les associations (« polymérisations ») peuvent également conduire à la formation de « cavités » au sein de la structure cristalline ; celles-ci accueillent préférentiellement des hydroxyles $[\text{OH}^-]$ d'où un nouvel excès de charge, lui aussi compensé par l'adjonction de cations supplémentaires. De même, des octaèdres centrés sur de l'aluminium et dont les sommets sont constitués d'oxygène peuvent très bien s'associer aux tétraèdres dans l'élaboration de motifs plus complexes.

Ces différentes combinaisons sont à l'origine de la diversité des minéraux silicatés dont un panorama simplifié est proposé dans le [tableau 2.2](#) et la [figure 2.7](#).

TABLEAU 2.2 LES PRINCIPAUX TYPES DE MINÉRAUX SILICATÉS.

| Type de silicates | Structure | | Formule générale | Caractères chimiques essentiels |
|-------------------|--|---|--|---|
| NESO-SILICATES | Tétraèdres tétra-anioniques isolés | Zircon : tétraèdres associés à Zr ⁴⁺ Grenats : tétraèdres neutralisés par des cations bivalents (Fe, Mg, Mn, Ca) et/ou trivalents (Fe, Al, Cr) | [ZrSi ₄] | |
| | Tétraèdres associés en chaînes simples ou doubles | Péridots : tétraèdres neutralisés par l'association de cations bivalents (Fe, Mg) Chânes simples : tétraèdres associés à deux voisins par deux oxygènes de coordination PYROXÈNES (PX) Stabilisation par (Fe, Mg) seulement : orthopyroxènes (OPX) Possibilité de substitution de Si par Al dans certains tétraèdres devenus alors penta-anioniques, et stabilisation possible par Na, Ca, Fe, Mg, Al : clinopyroxènes (CPX) formation de cavités occupées par le radical (OH) Stabilisation par divers cations (Na, Ca, Fe, Mg, Al) organisés en deux groupes : - l'un compensant le déficit de l'association des polyèdres, - l'autre compensant le déficit supplémentaire causé par d'éventuelles substitutions de Si par Al au sein des tétraèdres. | Seul représentant important : l'olivine de formule générale [Si ₂ Al(Fe _x Mg _{1-x}) ₂] [SiO ₃](Fe _x Mg _{1-x}) Exemples : [SiO ₃]Mg : enstatite [SiO ₃]Fe : ferrosillite Exemples : CaFe[SiO ₃] ₂ : Augite NaAl[SiO ₃] ₂ : Jadéite Exemples : NaCa ₂ (Fe _x Mg _{1-x}) ₄ (Al _y Fe ³⁺) ₁ [AlSi ₃ O ₁₁](OH) ₂ : Hornblende Na ₂ Mg ₃ Al ₂ [Si ₄ O ₁₁](OH) ₂ : Glaucophane | Minéraux ferromagnésiens pauvres en silice, anhydres et ne contenant pas d'éléments alcalins Minéraux ferromagnésiens pauvres en silice, anhydres |
| INOSILICATES | Tétraèdres associés en chaînes simples ou doubles | Chânes doubles : association de deux chaînes simples de type AMPHIBOLES (PX) Chânes doubles : association de deux chaînes simples de type PYROXÈNES (PX) | Exemple : Kaolinite (argile) : Al ₄ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈ | Minéraux aluminosilicatés fortement hydroxylés |
| PHYLLOSILICATES | Tétraèdres associés par 3 de leurs 4 sommets à des voisins et dont le 4 ^e est engagé dans la constitution de loges octaédriques | Substitutions possibles de Si par Al dans les tétraèdres Sans substitution de Si par Al | Espace interfoliaire avec K ⁺ seulement ; exemples : Argile de type illite : K ₂ Al ₂ [Al _x (OH _x)O ₁₀](OH) ₂ Muscovite (micas blanc) : KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂ Biotite (micas noir) : K(Fe,Mg) ₃ [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂ . | Minéraux aluminosilicatés hydroxylés avec un léger caractère alcalin Remarque : Chez les micas, la muscovite est hyper-alumineuse tandis que la biotite est ferromagnésienne. |
| TECTOSILICATES | Tétraèdres associés à des voisins par leurs 4 sommets | Avec substitution de Si par Al prise entre 1/4 et 1/2 : FELDSPATHS | SiO ₂ : Quartz, Cristobalite, Coésite suivant les conditions de pression et de température Exemples : K[AlSi ₃ O ₈] : orthose, Na[AlSi ₃ O ₈] : albite | Minéraux exclusivement siliceux Minéraux riches en silice et en calco-alcalins traduisant également une teneur importante en alumine |
| | Tétraèdres associés à des voisins par leurs 4 sommets | Stabilisation par des éléments alcalins seulement (Na, K) : Feldspaths alcalins Stabilisation par (Na, Ca) seulement : Feldspaths plagioclases | Série présentant toutes les formes chimiques intermédiaires entre un pôle purement calcique Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈] -anorthite - et un pôle purement sodique Na[AlSi ₃ O ₈] -albite | |

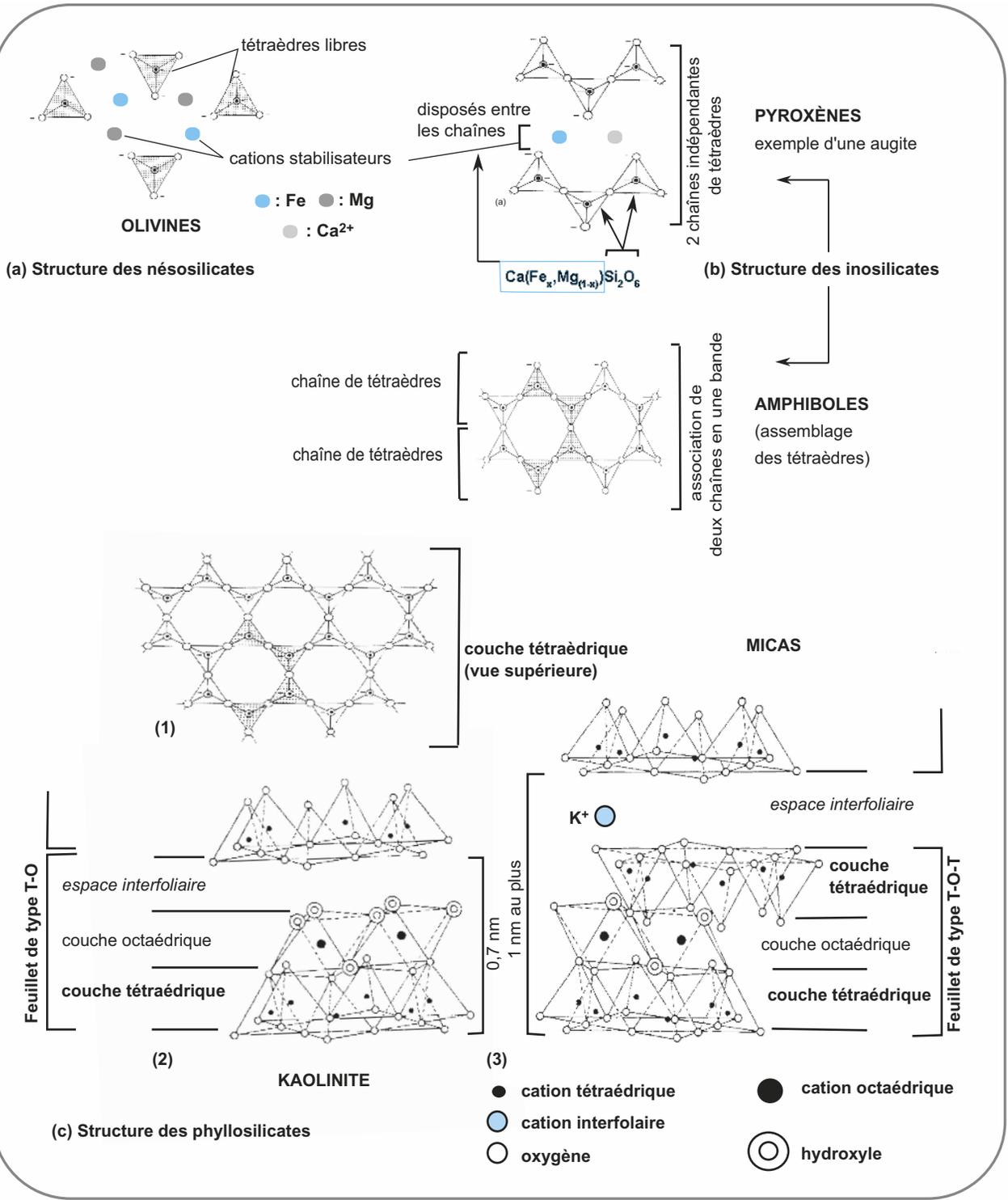


Figure 2.7 Structures de quelques minéraux silicatés : (a) nésosilicates de type olivines, (b) inosilicates de types pyroxènes et amphiboles, (c) phyllosilicates de types T-O (2) et T-O-T (3).

2.2.4 Les principaux minéraux des roches carbonatées, la calcite et l'aragonite

Le groupement de base des minéraux carbonatés est le **complexe anionique** $[\text{CO}_3^{2-}]$. Son cation compensateur le plus fréquent est le calcium, ce qui permet de produire la **calcite** et l'**aragonite** partageant tous deux la même formule CaCO_3 .

De formes cristallines différentes, l'aragonite est surtout le principal constituant des squelettes et des coquilles d'animaux tandis que la calcite est un minéral plus ubiquiste, aussi bien présent dans les roches sédimentaires avec des origines diverses (recristallisation à partir d'aragonite ou précipitation directe) que dans les roches métamorphiques (par exemple les marbres).

Une clé de détermination de tous ces minéraux (silicatés et non silicatés), à l'œil nu et en microscopie polarisante est proposée dans le TP1 ; elle est accompagnée de précisions quant à la chimie de ces minéraux, qui permettent d'estimer la composition chimique approchée d'une roche à partir de son étude minéralogique.

La croûte est l'enveloppe rocheuse la plus superficielle de la Terre. Nous avons déjà vu que, sous les océans ou sous les continents, son épaisseur n'était pas partout identique. L'étude des roches constitutives de cette croûte permet d'en distinguer deux grandes catégories : la croûte continentale et la croûte océanique. Le paragraphe suivant est consacré à leur caractérisation pétrographique et chimique.

2.3 LA PLURALITÉ PÉTROGRAPHIQUE DES CROÛTES

Diverses méthodes permettent d'explorer la pétrographie crustale :

- les observations de terrain ;
- les forages : le plus profond atteint sur les continents la profondeur de 13 000 m alors que dans les océans le plus profond atteint près de 2 000 m sous le fond océanique ;
- les méthodes de sismographie artificielle qui renseignent sur la géométrie des principales discontinuités au sein de la croûte (sismique réflexion) et sur la nature probable des matériaux la constituant (sismique réfraction et vitesse de propagation).

Voir TP2,
encart TP2.1

2.3.1 La croûte continentale

a) Diversité de la nature et de l'âge des roches de la croûte continentale

Il existe une diversité des roches crustales à l'affleurement ; ceci peut être constaté par l'examen de la carte de France au millionième (**rabat de couverture n° 3**). Les principales catégories de roches y sont représentées :

- Des **roches magmatiques volcaniques** (trachytes, basaltes [figure TP1.13a](#)) et **plutoniques** (granites [figure TP1.16a](#), granodiorites), des **roches métamorphiques** (gneiss [figure TP1.28a](#), micaschistes [figure TP1.27a](#), écolites [figure TP1.25a](#)). Pour l'essentiel, ces deux derniers types de roches sont surtout présents au cœur des chaînes de montagnes récentes et dans la majeure partie des chaînes anciennes.
- Des **roches sédimentaires** : calcaires [figure TP1.24a](#), pélites (argilites et schistes [figure TP1.26](#)) et grès [figure TP1.22a](#). Elles constituent les roches des bassins sédimentaires peu ou pas déformés, ainsi que les couvertures sédimentaires déformées des chaînes de montagnes récentes, et anciennes là où elles ont été épargnées par l'érosion.

Pour compléter en profondeur cette approche de la pétrographie continentale, on peut considérer la structure suivante ([figure 2.8](#)) :

- Une **croûte supérieure** constituée de granitoïdes, de roches métamorphiques (de type gneiss et micaschistes), éventuellement recouvertes de roches sédimentaires suivant les endroits ; sa composition moyenne est granitique.
- Une **croûte inférieure** constituée très majoritairement de roches métamorphiques le plus souvent anhydres (type granulites), plus ou moins injectées de roches plutoniques (pour l'essentiel et en simplifiant, des gabbros).

Ceci permet de conclure quant à une minéralogie dominante organisée autour du quartz, des feldspaths et des micas, et à une géochimie à dominante **alumino-silicatée à tendance alcaline** associée à une relative pauvreté en fer et en magnésium.

Voir TP3 et TP13

Voir cahier couleur
pp. 4 à 9

Ces caractéristiques chimiques confèrent ainsi une **densité voisine de 2,8** à la croûte continentale.

Les roches de la croûte continentale présentent globalement une **grande diversité d'âges** (**rabat de couverture n° 3**) ; cet âge peut être établi de deux façons distinctes.

Une première concerne la **datation des roches elles-mêmes** par les méthodes de la **radiochronologie**. Les plus vieilles roches connues datent d'environ 4 Ga : ce sont les gneiss (roches métamorphiques) d'Acasta au Canada (3,98 Ga), ou encore des formations comparables échantillonnées au Groenland, en Australie et en Antarctique datées de 3,8 Ga.

Remarque : On ne connaît pas de roches plus anciennes mais il existe des minéraux plus anciens : ce sont des zircons datés à $-4,2$ à $-4,1$ Ga dans des roches âgées de $-3,8$ Ga. Ceci est interprété comme un fait suggérant l'existence de continents plus anciens qui auraient été soumis au cycle des roches : altération, érosion, sédimentation, métamorphisme ayant remis les horloges géochimiques à zéro, sauf pour les zircons.

Cependant compte tenu de la diversité des âges obtenus et de la très grande variabilité de leur distribution, on a souvent recours à une seconde modalité de datation en évaluant **l'âge des déformations** les plus récentes qu'ont subi les roches de la croûte continentale. L'avantage d'une telle méthode est de diminuer la « variabilité du signal » et de faire ressortir plus aisément des caractéristiques globales intéressantes : les continents présentent souvent des « noyaux » très anciens autour desquels semblent disposés des secteurs plus récemment déformés. On distingue ainsi :

- Des **boucliers** et des **plateformes** (pour 77,5 % de la surface continentale globale émergée) constitués de roches précambriennes respectivement indemnes de toute trace d'évolution géologique plus récente, ou pénéplanées (aplanies) et éventuellement recouvertes de formations plus récentes peu ou pas déformées.
- Des **chaînes de montagnes récentes** dans lesquelles les roches ont pu subir des déformations au cours des 250 derniers millions d'années ; ces chaînes distribuées suivant les deux ceintures précédemment présentées (§ 1.3a.) couvrent près de 22 % de la surface continentale émergée.
- Des **fossés d'effondrement**, encore appelés rifts, qui couvrent très peu de la surface continentale émergée (moins de 0,5 %), et qui partagent avec les chaînes de montagnes récentes une activité sismique ainsi qu'une topographie assez contrastée.

b) Organisation structurale de la croûte continentale

D'un point de vue structural, la croûte continentale présente de nombreuses variations. Son épaisseur est déterminée sismologiquement grâce à la localisation du Moho ; celui-ci peut être situé à moins de 25 km de profondeur à l'aplomb des fossés d'effondrement, à près de 70 km de profondeur sous certaines chaînes de montagnes tandis que sa profondeur moyenne est proche de 35 km.

De même la sismologie artificielle a parfois permis de matérialiser une discontinuité séparant une croûte supérieure à la rhéologie plutôt cassante susceptible d'être faillée, aux vitesses d'ondes P comprises en moyenne entre 5,6 et 6,3 km.s⁻¹, d'une croûte inférieure plus ductile et aux vitesses d'ondes P plus élevées, comprises entre 6,5 et 7,5 km.s⁻¹. Cette discontinuité est appelée **discontinuité de Conrad** (figure 2.8), les chaînes de montagnes récentes constituent les principaux endroits où elle n'est pas visible.

2.3.2 La croûte océanique

a) Sa pétrographie

Les connaissances relatives à l'organisation et à la composition de la croûte océanique relèvent de plusieurs types d'observations :

- celles issues de **plongées** le long de fractures à fort rejet vertical et exposant à l'affleurement des coupes naturelles de quelques milliers de mètres de hauteur parfois comme le long de la faille de Vema dans l'océan Atlantique (figure 2.10), ou encore dans le fossé du *Hess Deep* dans le Pacifique (dans le secteur des îles Galápagos) ;

Voir exercice 4

- les carottes issues de **forages** ;
- les études de la **sismologie artificielle** qui permettent de proposer un profil de vitesse pour cette croûte, et ainsi de formuler des modèles pétrographiques compatibles ;
- les **observations à l'air libre** comme en Islande où la dorsale Atlantique émerge et dans les séries ophiolitiques intégrées aux continents.

Remarque : Pour les ophiolites leurs caractéristiques viennent compléter les connaissances relatives aux planchers océaniques mais ne peuvent servir à en justifier la composition car ces roches sont justement considérées comme des restes de lithosphère océanique compte tenu de leur composition très proche de celles présentes au fond des océans actuels.

Il ressort de ces études, un modèle de base, surtout représentatif de ce que peut être la croûte de l'océan Pacifique, et caractérisé par la superposition de 3 couches (figure 2.8) :

- Une **couche 1** constituée de **sédiments**, d'épaisseur variable (0 à 3 km) où la vitesse des ondes P est de l'ordre de 1,7 à 3,7 km.s⁻¹ suivant la consolidation des sédiments. En dessous, on trouve la croûte océanique proprement dite.
- La **couche 2** (2 km d'épaisseur en moyenne) : la vitesse des ondes P y est de l'ordre de 4,5 à 5,5 km.s⁻¹. Compte tenu des dragages de roches, des forages et des observations faites en plongée, on l'assimile à un mélange de coulées massives ($V_p = 5,53 \text{ km.s}^{-1}$) et de laves en oreillers (*pillow-lavas*, $V_p = 5,48 \text{ km.s}^{-1}$) de type **basaltique**.

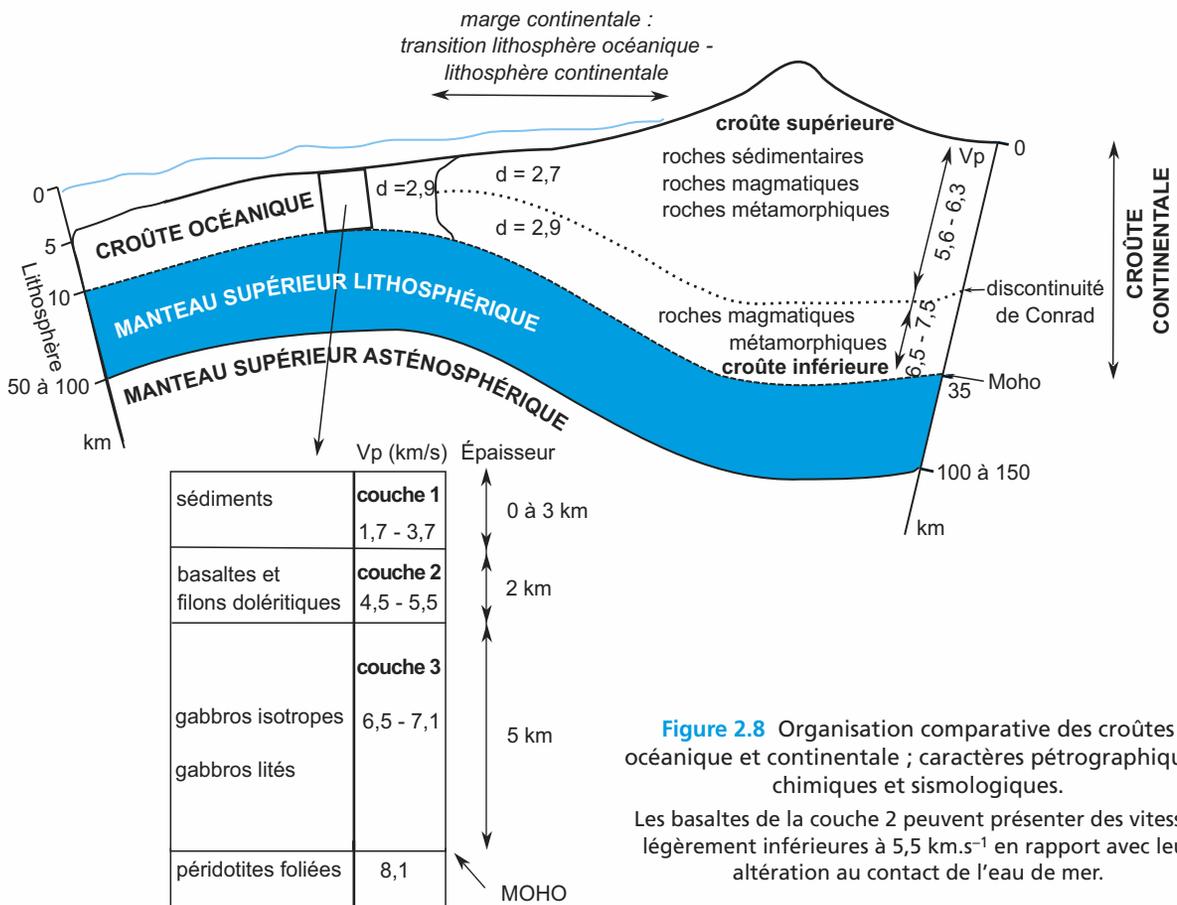


Figure 2.8 Organisation comparative des croûtes océanique et continentale ; caractères pétrographiques, chimiques et sismologiques.

Les basaltes de la couche 2 peuvent présenter des vitesses légèrement inférieures à 5,5 km.s⁻¹ en rapport avec leur altération au contact de l'eau de mer.

- La **couche 3** (5 km d'épaisseur) : les vitesses sont plus élevées ($6,5 \text{ km.s}^{-1} < V_p < 7,1 \text{ km.s}^{-1}$). Elles sont représentatives des roches éruptives, dolérites (microgabbros) et **gabbros** (figure TP1.17a, cahier couleur p. 5), plus ou moins transformées par le métamorphisme hydrothermal.
- Au-delà, entre 7 et 10 km de profondeur, on rencontre le Moho, à partir duquel les vitesses augmentent fortement et qui marque le sommet du manteau lithosphérique.

b) De nombreuses variantes

Il existe de nombreuses variantes par rapport à ce modèle structural « pacifique ». Déjà, dans le cas d'une croûte d'organisation régulière telle la croûte pacifique, des variations peuvent être observées latéralement de part et d'autre de la dorsale :

- Elles tiennent à une transformation plus ou moins importante des roches magmatiques de la croûte par l'**hydrothermalisme océanique** (figure 2.9) ; globalement les roches y subissent des transformations minéralogiques faisant entrer des ions $[\text{OH}^-]$ dans des édifices minéraux préalablement anhydres. C'est ainsi que, par exemple, des pyroxènes anhydres présents dans les gabbros pourront se transformer en amphiboles hydroxylées. Basaltes, dolérites et gabbros sont ainsi progressivement transformés en metabasaltes, métadolérites, métagabbros.

Remarque : au cours des réactions hydrothermales, de nombreux échanges de cations ont lieu entre l'eau de mer et les roches du plancher océanique. Sans entrer dans leur détail, il est important de retenir qu'au cours de ces échanges, des ions Mg^{2+} présents dans l'eau de mer s'intègrent massivement aux minéraux hydroxylés formés dans les roches de ce plancher. Ceci explique en grande partie la très faible abondance du magnésium dans l'eau de mer et en conséquence la rareté des précipitations de carbonates de magnésium dans les processus sédimentaires océaniques.

- Elles affectent aussi la structure de la croûte ; en s'éloignant de la dorsale, les roches plus froides sont soumises à des contraintes tectoniques, extensives le plus souvent, qui provoquent leur fracturation.

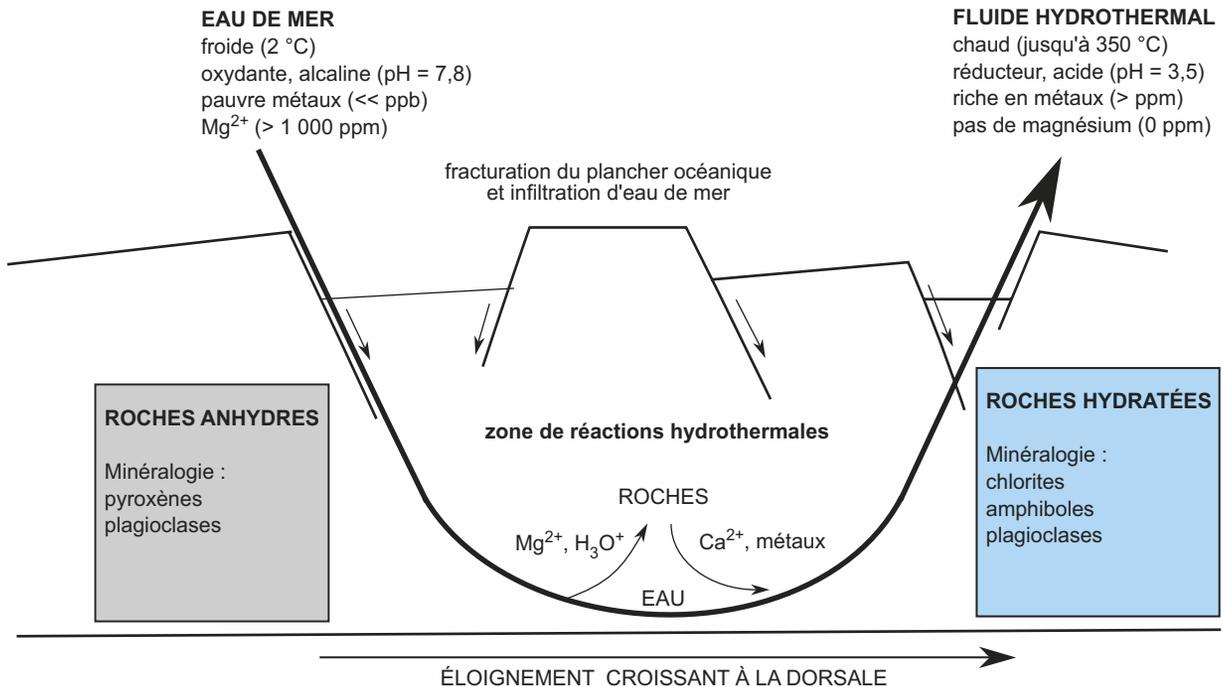


Figure 2.9 Schéma d'organisation d'une circulation hydrothermale au voisinage d'une dorsale et transformations associées de la croûte océanique.

Il existe une autre forme de variabilité structurale de la croûte océanique assez bien illustrée par le plancher océanique de l'océan Atlantique :

- À certains endroits, celui-ci présente une structure, directement observable ou reconstituée à partir de données sismiques, comparable à celle de l'océan Pacifique avec la **superposition** basaltes – gabbros classique (par exemple au nord du profil établi au voisinage de la faille de Vema, [figure 2.10](#)) tandis qu'à d'autres endroits, la fracturation du plancher a pu suffisamment déplacer les différentes unités pour les amener en **juxtaposition** ;
- Enfin une « croûte océanique » n'est parfois identifiable qu'à sa signature sismologique (via l'identification du Moho à une certaine profondeur). Cependant il s'agit le plus souvent de péridotite injectée de poches gabbroïques, le tout altéré par l'hydrothermalisme et ayant acquis des vitesses sismiques comparables à celles connues habituellement dans la croûte (comme les péridotites serpentinisées que l'on rencontre au sud de la coupe réalisée au voisinage de la faille de Vema, [figure 2.10](#)) ; dans ce cas, le **Moho** n'est que **sismologique** et ne coïncide pas avec un **Moho pétrographique**, marqueur d'une véritable limite entre roches crustales et péridotite mantellique.

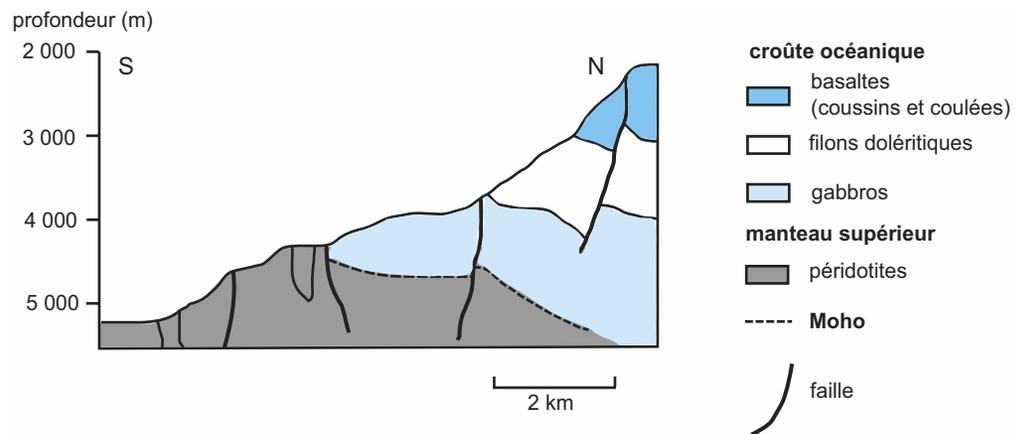


Figure 2.10 Coupe synthétique montrant une section de la partie superficielle de la lithosphère océanique observée durant la campagne de plongée Vemaute (1988).

c) Âge de la croûte océanique

Il ressort de l'examen de la [carte des âges des fonds océaniques \(cahier couleur p. 28\)](#) que les âges des croûtes océaniques augmentent de part et d'autre des centres d'accrétion que constituent les dorsales.

Les croûtes océaniques les plus anciennes sont situées dans l'Ouest-Pacifique, à l'ouest du domaine de l'Atlantique central, ainsi que sur la bordure libyenne de la Méditerranée orientale : les roches les plus âgées y ont alors approximativement **180 Ma** (Jurassique moyen).

Remarque : Il existe des données permettant de penser que la surface océanique globale a peu évolué au cours du dernier milliard et demi d'années ; l'absence de fonds océaniques plus anciens que 180 Ma suggère donc l'existence d'une dynamique qui assure leur *turnover* avec :

- un processus permettant de faire disparaître en profondeur les roches de la croûte océanique lorsqu'elles atteignent au plus l'âge de 180 MA ;
- en contrepartie, un mécanisme de création de croûte océanique à l'axe des dorsales.

d) Croûte océanique et océans

Les fonds ([cahier couleur p. 28](#)) sont subdivisés en différents secteurs géographiques ; ceci peut être illustré le long d'un transect atlantique ([figure 2.11](#)).

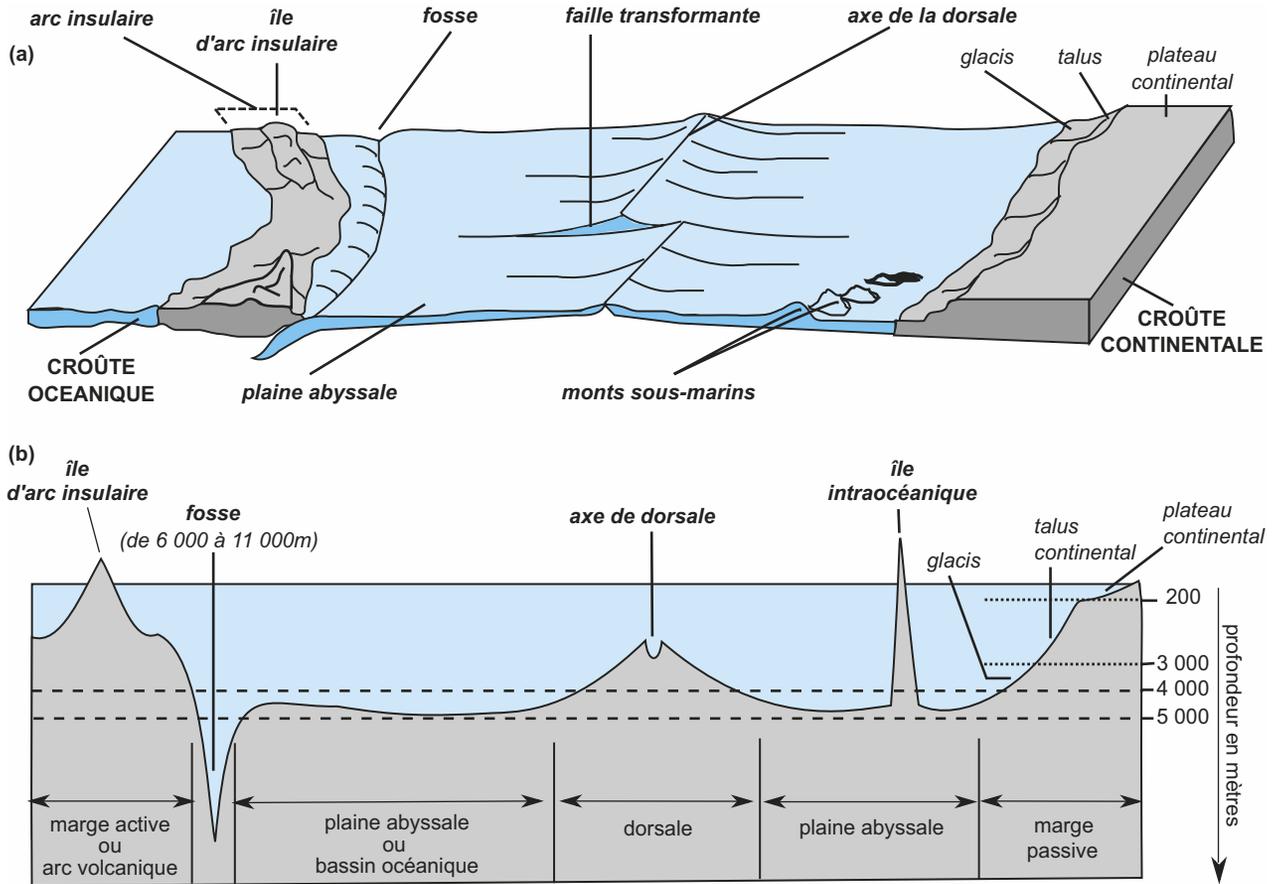


Figure 2.11 Schéma de la morphologie des fonds océaniques entre l'archipel des petites Antilles et le Sénégal (tranchet atlantique) et principales caractéristiques des différents secteurs.

Voir chapitre 1
§ 1.4.2

Remarque : Il faut veiller à ne pas confondre la surface terrestre recouverte de croûte océanique et les fonds océaniques au sens large. La croûte océanique ne constitue le substratum rocheux que d'une partie d'entre eux : dorsales, plaines abyssales et fosses ; talus et plates-formes (plus ou moins étendus suivant les océans) constituent les bordures continentales immergées, à substratum continental.

On distingue deux grandes manières d'organiser le passage latéral entre lithosphère continentale et lithosphère océanique en bordure des océans ; ce sont les **marges** :

Voir TP 5 § 5.1
et figure TP5.1

- Elles peuvent être **actives**, et sont alors caractérisées topographiquement par la présence d'une **fosse océanique**. Dans ce cas, la bordure continentale émergée se présente sous forme d'une **chaîne de montagnes** dans laquelle se manifeste souvent une **activité volcanique** ; c'est par exemple le cas de la marge active Sud Américaine (figure TP6.1b, cahier couleur p. 25) en bordure du Pacifique avec sa fosse et la cordillère des Andes. Ces marges sont également des **zones sismiquement actives** du globe avec une distribution des foyers des séismes tout à fait caractéristique. Parfois, ce terme est aussi utilisé en bordure d'arc insulaire (figure 2.11).

Voir TP 6 § 6.1.1

- Elles peuvent être **passives** (figure 2.8) comme les marges armoricaine et de Galice (figure TP6.1b, cahier couleur p. 25), respectivement situées au large du Golfe de Gascogne et du Portugal ; elles correspondent alors à un domaine souvent **peu sismique** le long duquel, en partant du continent émergé, se succèdent une plateforme continentale peu profonde et un talus, secteur de pente plus importante, au pied duquel s'étalent les plaines abyssales.

2.4 PLUS EN PROFONDEUR, LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU MANTEAU PÉRIDOTITIQUE

Le manteau est avant tout une enveloppe délimitée de manière sismologique ; en effet, il est recouvert de la croûte et séparée d'elle par le **Moho** (1^{re} signature sismologique), et à plus grande profondeur, vers 2 900 km, la **discontinuité de Gutenberg** (2^e signature sismologique) le sépare du noyau. De plus, un certain nombre de variations dans le profil de vitesse ont permis d'introduire plusieurs secteurs dans cette enveloppe. Nous disposons donc pour expliciter la nature pétrographique du manteau d'échantillons et de données indirectes : les vitesses des ondes sismiques, lesquelles renseignent sur la densité, la compressibilité et les capacités au cisaillement du matériau, et donc indirectement sur sa nature probable.

2.4.1 Une composition péridotitique établie à partir de plusieurs types de données

a) Des observations directes du manteau

Il est parfois possible d'échantillonner in situ au fond de certains secteurs océaniques (comme dans l'océan Atlantique), à la faveur d'escarpements de failles, des roches situées sous les roches magmatiques de la croûte et susceptibles de matérialiser le manteau : ce sont des **péridotites** (figure TP1.12, cahier couleur p. 6), roches grenues holocristallines riches en olivines, en clinopyroxènes et contenant de plus quelques feldspaths.

Il est aussi possible d'échantillonner de telles roches en domaine continental, principalement dans les **séries ophiolitiques** (associations pétrographiques interprétées comme des morceaux de lithosphère océanique « échoués » sur la lithosphère continentale). C'est par exemple le cas en Oman, où la péridotite couvre des surfaces importantes à l'affleurement, ou à plus petite échelle dans les Alpes (série du Chenaillet, massif du Lanzo, chapitre 12). D'autres affleurements exposent parfois des péridotites en dehors des contextes géodynamiques précédents ; c'est le cas de la péridotite visible autour de l'étang de Lhers (Pyrénées ariégeoises) dont dérive le terme de lherzolithe.

b) Des observations d'enclaves péridotitiques

Certains basaltes présentent parfois des **enclaves grenues** interprétées comme des fragments de l'enveloppe au sein de laquelle la fusion partielle a eu lieu et qui sont remontées à la surface avec le liquide extrait. Or les processus de fusion partielle étant essentiellement localisés dans la LVZ (d'où sa signature sismique), ces enclaves sont à même d'incarner la pétrographie mantellique à cette profondeur : ce sont aussi des péridotites, riches en olivines et en pyroxènes.

La composition péridotitique (tableau 2.3) est considérée comme valable depuis le Moho jusqu'au voisinage de 2 900 km de profondeur puisque les péridotites portées à des pressions et des températures susceptibles d'exister à ces profondeurs continuent de présenter des caractéristiques compatibles avec le profil de vitesse établi jusqu'à cette même profondeur.

TABLEAU 2.3 COMPOSITION CHIMIQUE D'UNE PÉRIDOTITE.

| Élément | % massique élémentaire | Oxyde | % massique d'oxyde |
|---------|------------------------|--------------------------------|--------------------|
| O | 57,9 | – | – |
| Si | 15,3 | SiO ₂ | 43,5 |
| Mg | 21,7 | MgO | 41,5 |
| Fe | 2,4 | FeO | 8,2 |
| Al | 1,5 | Al ₂ O ₃ | 3,6 |
| Ca | 1,2 | CaO | 3,2 |

La minéralogie et la chimie sont ici indiquées pour un nodule péridotitique dans un basalte échantillonné à Langeac, en Auvergne.

2.4.2 Une rhéologie variable en fonction de la profondeur

Le manteau est **solide** ; ceci est attesté par les données sismiques et la possibilité pour les ondes S de s'y propager partout. Il présente cependant une rhéologie variable avec un comportement **cassant** pour des profondeurs en moyenne inférieures à 50 km, tandis que pour des profondeurs supérieures, la péridotite devient de plus en plus **ductile** jusqu'aux profondeurs de 80 à 100 km de profondeur où cette ductilité est maximale sur une épaisseur d'environ 100 km. Au-delà de 200 km de profondeur, l'augmentation de la température n'est plus suffisante pour rester proche des conditions de fusion ; le matériau demeure cependant ductile car les deux facteurs essentiels (pression, température) ont tendance à compenser leurs effets.

Voir chapitre 10
§ 10.3

2.4.3 De nombreuses variantes minéralogiques pour le manteau

a) Une variabilité minéralogique du manteau supérieur dans les lithosphères océaniques

On distingue trois grands types de péridotites (**tableau 2.4**) parmi celles que l'on peut échantillonner dans les lithosphères océaniques actuelles ou « fossiles » intégrées alors à des cortèges ophiolitiques.

TABLEAU 2.4 PRINCIPAUX TYPES DE PÉRIDOTITES : MINÉRALOGIES ASSOCIÉES ET GISEMENTS.

| Type de péridotite | LHERZOLITE | HARZBURGITE | DUNITE |
|--------------------------------|---|---|---|
| Minéralogie | Olivine (60 - 70 %), Clinopyroxène (20 %) Orthopyroxène (5 -10%) Minéral alumineux (5 -10 %) | Olivine (70-80 %) Orthopyroxène (20 %) Minéral alumineux (5 %) | Olivine (> 95 %) Orthopyroxène résiduel |
| Gisements océaniques | Manteau de la lithosphère océanique atlantique, de type « océan lent » | Manteau de la lithosphère océanique pacifique de type « océan rapide » | – |
| Gisements ophiolitiques | Alpes, Corse | Oman | Oman |

Voir chapitre 4
§ 4.2.1 et encart 4.1

Parmi ces différents types, il semble que les **lherzolites** matérialisent au mieux ce que pourrait être la péridotite générique du manteau. **Harzburgites** et **dunites** pourraient matérialiser quant à elles des résidus réfractaires de péridotites lherzolitiques ayant été appauvries par fusion partielle et extractions de magma.

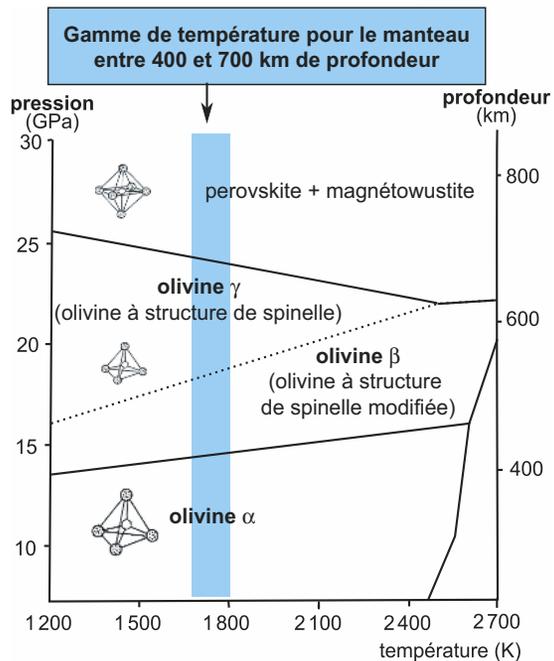
b) Une variabilité minéralogique en fonction des conditions P,T rencontrées en profondeur

Un bref retour sur le profil de vitesse caractérisant le modèle PREM pose un nouveau problème quant au manteau entre 300 et 700 km de profondeur ; en effet, plusieurs **sauts de vitesse** sont repérables dans ce secteur (**figure 2.5** et **2.14**) tandis que l'hypothèse d'un manteau homogène devrait se traduire par un tracé plus régulier tel celui que l'on retrouve au-delà de 700 km de profondeur. Deux sauts de vitesse peuvent ainsi être identifiés, vers **410 km**, puis vers **670 km** de profondeur.

Des expériences menées au laboratoire avec des presses et des cellules à enclumes de diamant (**encart 2.2**) ont permis de caractériser le comportement des minéraux constitutifs du manteau en fonction des conditions P,T qui leur étaient imposées. Ainsi, pour la forstérite (pôle magnésien des péridots) et dans la gamme des pressions équivalente à celles susceptible de régner en profondeur dans le manteau entre 200 et 700 km de profondeur, trois changements minéralogiques (**figure 2.12**) peuvent avoir lieu, essentiellement mais non exclusivement déterminés par l'élévation de pression.

En comparant ces résultats au profil de vitesse et en supposant une température pour le manteau proche de 1 700 – 1 800 K (bande bleue sur la figure) à ces profondeurs, il ressort que des réorganisations minéralogiques, encore appelées **transitions de phase**, sont à même d'expliquer les sauts de vitesse dans ces trois secteurs du manteau ; en effet, les transitions

Figure 2.12
Diagramme de phase
de la Forstérite [SiO_4Mg_2].



entre les formes α et β des olivines puis entre l'olivine γ et la perovskite s'accompagnant de brusques augmentations de densité, elles peuvent expliquer les sauts dans le profil de vitesse. Par contre la transition entre l'olivine β et l'olivine γ ne s'accompagne pas d'un changement suffisant de la densité pour entraîner un saut de vitesse significatif.

ENCART 2.2

Les cellules à enclumes de diamant : des outils pour étudier la minéralogie du manteau au laboratoire



Chaque minéral présente un domaine (P,T) dans lequel il est stable ; on parle aussi de champ de stabilité. Afin de bâtir un modèle minéralogique pour le manteau, il peut être intéressant de porter à des pressions et des températures comparables à celles qui sont susceptibles de régner en profondeur dans le manteau, les minéraux constitutifs des péridotites de la partie supérieure du manteau comme ceux échantillonnés dans les enclaves des basaltes par exemple.

Pour porter des minéraux à des pressions et à des températures très importantes, on dispose d'un outil particulier, la **cellule à enclumes de diamant** (figure 2.13).

La mise en pression est contrôlée par l'injection de gaz dans la cellule ou par un serrage d'une vis de contrôle, qui permet le déplacement du piston relativement au cylindre, et le rapprochement des pointes de diamant ; ces pointes n'appuient pas directement sur l'échantillon mais mettent en pression toute la chambre au centre du joint métallique qui le contient de sorte que la pression exercée sur l'échantillon n'est pas uniaxiale mais **isotrope**. Les pressions ainsi atteintes sont de l'ordre de la dizaine à la centaine de GPa. La température quant à elle, est contrôlée par le biais d'un laser capable de chauffer l'échantillon : la température de celui-ci peut ainsi atteindre un peu plus de 2 500 K.

En analysant l'absorption et la diffraction des rayons X par les minéraux ainsi conditionnés, on peut établir l'évolution de leurs caractéristiques structurales au gré des variations de pression et de température.

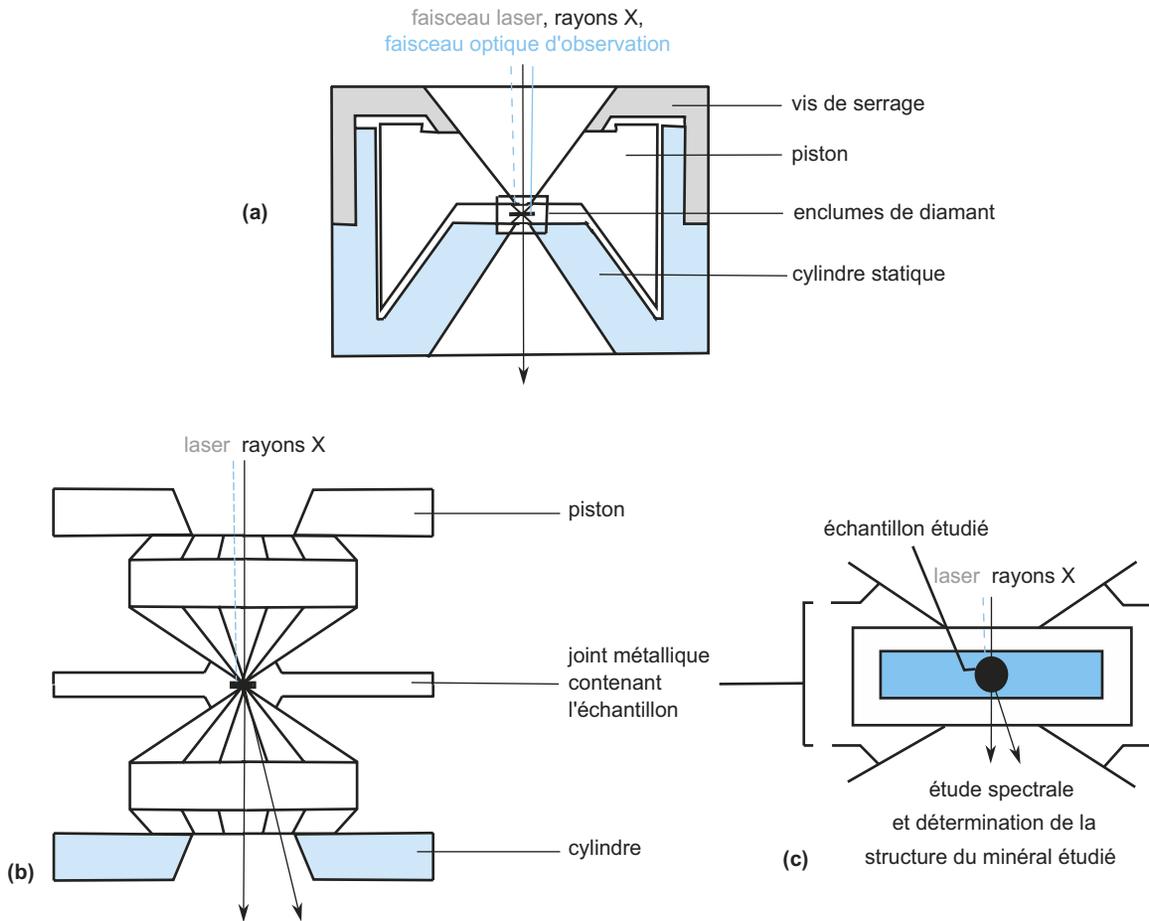


Figure 2.13 La cellule à enclume de diamant : dispositif et obtention des données.

(a) vue générale de la cellule expérimentale, (b) les enclumes de diamant autour du joint métallique contenant l'échantillon, (c) échantillon inclus au cœur du joint métallique.

Les deux diamants dont les faces encadrent l'échantillon sont distantes d'un dixième de millimètre. Un microscope permet, grâce à la transparence du diamant l'observation de l'échantillon, mais aussi de vérifier à tout moment le bon alignement du faisceau optique incident par rapport à l'échantillon placé au cœur de la cellule, condition indispensable à une interprétation correcte des données spectrales récupérées.

Les expériences menées sur les olivines ont aussi été réalisées sur des pyroxènes (l'enstatite $MgSiO_3$ par exemple) et sur les minéraux alumineux : ils fournissent des résultats similaires et permettent de proposer un **modèle minéralogique global** (figure 2.14) pour le manteau intégrant des variations minéralogiques suivant la profondeur.

La portion du manteau qui s'étend depuis la base de la lithosphère jusqu'à 670 km de profondeur porte aussi le nom d'**asthénosphère**. Les vitesses de propagation des ondes sismiques y présentent une évolution irrégulière en fonction de la profondeur et elles sont toujours plus faibles que celles qui pourraient être extrapolées à partir du profil de vitesse dans le manteau plus profond ; la L.V.Z. correspond à sa partie la plus superficielle. L'ensemble du manteau situé au-dessus de 670 km de profondeur, et réunissant le manteau lithosphérique et l'asthénos-

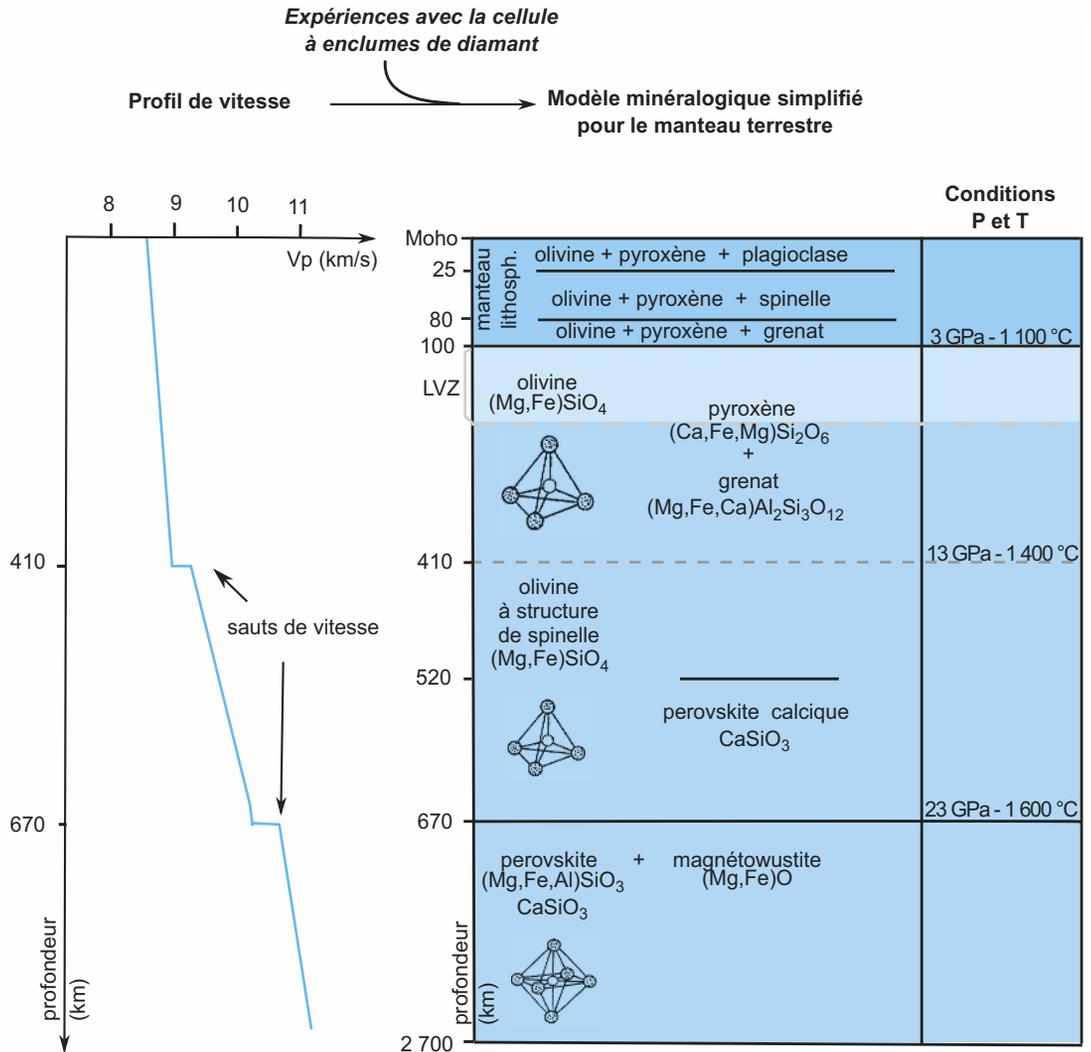


Figure 2.14 Modèle minéralogique pour le manteau déduit de l'échantillonnage, des données sismologiques et des études de laboratoire.

phère, forme le **manteau supérieur** alors que le **manteau inférieur** s'étend de 670 km de profondeur jusqu'à la discontinuité de Gutenberg située à 2 900 km de profondeur.

Une dernière nuance concernant l'homogénéité du manteau mérite d'être apportée quant à sa base, au voisinage de 2 900 km de profondeur. En effet, près de 200 km au-dessus de cette limite, les vitesses des ondes sismiques P et S cessent d'augmenter ; ce comportement anormal caractérise une **couche D** dont l'interprétation demeure controversée ; pour certains, il pourrait s'agir d'un nouveau niveau de transition de phase pour l'un des minéraux silicatés du manteau, alors que pour d'autres il s'agirait d'une zone de réactions entre certains constituants du manteau et d'autres du noyau.

2.5 AU CŒUR DE LA TERRE, LE NOYAU

Ce que vous avez vu au lycée

- Les matériaux du noyau sont inaccessibles. On peut néanmoins, par des modèles et des raisonnements qui tiennent compte de la formation de la Terre à partir des chondrites, préciser leurs compositions.
- La structure de la Terre résulte, d'une part de sa formation par accréation de petits corps dont les météorites de type chondrite sont les vestiges, d'autre part de sa différenciation.

À la différence des caractéristiques pétrographiques crustales ou mantelliques, on ne connaît aucun échantillon de roche ayant pour origine le noyau ; il est donc impossible de parler de pétrographie et de minéralogie pour cette enveloppe. Tout au plus va-t-on tenter de proposer un **modèle chimique** pour cette enveloppe, en exploitant certaines données physico-chimiques pouvant la caractériser

2.5.1 Une caractérisation chimique délicate à établir

Comme pour le manteau, la composition chimique du noyau doit satisfaire au **profil de vitesse** des ondes sismiques du modèle PREM. Le matériau du noyau doit aussi répondre à un certain nombre de critères supplémentaires :

- il doit être constitué de matériaux présentant des **densités** supérieures ou égales à **10** pour compenser la faible contribution des enveloppes plus externes et moins denses dans la définition d'une densité moyenne pour la Terre de 5,51 ;
- il doit être constitué de matériaux pouvant rendre compte de l'existence d'un **champ magnétique** sur Terre puisque les autres constituants des enveloppes plus externes ne peuvent en être responsables.

Voir chapitre 3, encart 3.6

La prise en compte de ces différents points peut être résumée dans un diagramme masse volumique – vitesse pour un certain nombre de métaux (figure 2.15). Seul le fer est capable de rendre compte simultanément des trois caractéristiques : le noyau serait donc composé de **fer**.

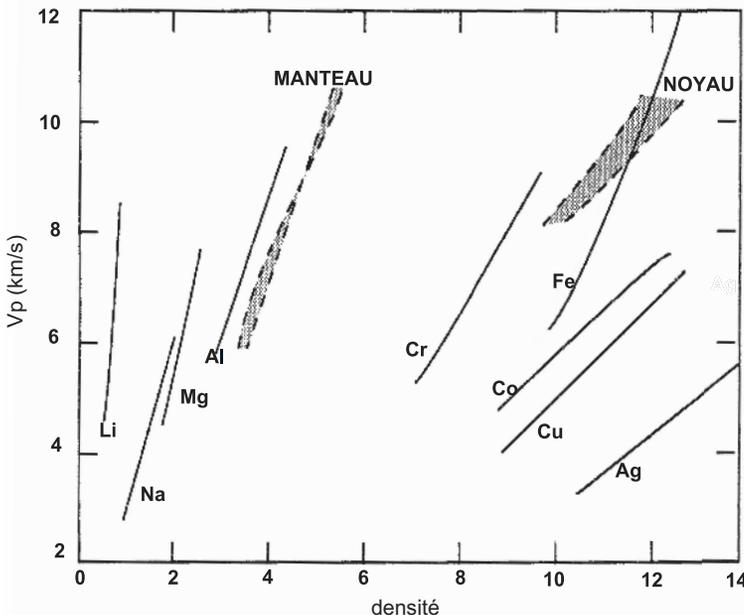


Figure 2.15 Évolution de la vitesse des ondes sismiques en fonction de la densité pour un certain nombre d'éléments chimiques.

Pour chaque élément, l'élévation de la pression s'accompagne d'une élévation de leur densité et de leur compaction progressive. Les secteurs en gris représentent les domaines susceptibles de rendre compte des données sismologiques concernant le manteau et le noyau.

2.5.2 L'apport des météorites

L'étude des **chondrites** (encart 2.3), supposées de même composition et de même âge que la Terre a livré une information essentielle : autour des cristaux d'olivine et de pyroxène, les chondrites présentent une matrice dominée par une association de **fer** et de **nickel**.

ENCART 2.3

Les météorites : un condensé d'histoire et de chimie planétaires en morceaux tombés du ciel



Les **météorites terrestres** correspondent à des fragments rocheux issus de corps évoluant pour la plupart sur des orbites comprises entre Mars et Jupiter : ses astéroïdes. Il arrive alors que l'orbite de certains astéroïdes se rapproche parfois suffisamment de celle de la Terre pour entrer dans son champ gravitationnel et forcer leur chute au travers de l'atmosphère jusqu'à l'impact en surface de la lithosphère.

On distingue trois types de météorites :

- Les **chondrites** : elles représentent 80 à 85 % des météorites recensées. Elles sont formées de globules silicatés de taille millimétrique, les chondres, dont la composition inclut olivines, pyroxènes, plagioclases noyés dans une matrice silicatée enrichie de fer, de nickel et de soufre. Quelques chondrites contiennent en plus des inclusions d'oxydes de Ca, Al, Ti, ainsi que quelques pour cent de carbone (de 0 à 5 % pour la plupart d'entre elles) : on parle alors de chondrites carbonées.
- Les **achondrites** : bien moins fréquentes que les précédentes (seulement 7 à 8 % des météorites recensées), elles ne contiennent pas de chondres et sont moins riches en métaux (Fe et Ni) ; on en connaît deux types principaux, les eucrites de composition basaltique et les aubrites de composition péridotitique.
- Les **météorites ferreuses** : aussi peu fréquentes que les achondrites (de 7 à 8 % des météorites recensées), elles ne contiennent pas de chondres non plus mais sont essentiellement composées d'un alliage Fe-Ni avec 5 à 10 % de Ni ; la plupart ne contiennent que cet alliage et sont appelées sidérites, quelques-unes contiennent un peu de silicates associés à l'alliage métallique et sont appelées sidérolites.

Il est possible que les météorites se soient formées à deux périodes particulières de l'histoire primordiale du système solaire (figure 2.16).

On considère que la formation de la Terre, contemporaine de celle des autres planètes du système solaire, s'est réalisée à partir de la **condensation** d'un nuage de poussières interstellaires. Au cours de cette condensation, les poussières cristallisées, se sont rassemblées et agglomérées pour former de petits corps, les **planétésimaux**.

Ces planétésimaux gravitent autour du Soleil sur des orbites plus ou moins stabilisées : les collisions sont fréquentes et suivant les cas, ils se cassent, se capturent les uns les autres, les plus massifs « absorbant » les plus petits et conduisant alors à un nombre réduit de corps plus volumineux, les planètes.

Cette seconde phase d'évolution des planétésimaux en planètes est aussi appelée phase d'**accrétion planétaire** ; elle semble être accompagnée d'une phase de **différenciation** au cours de laquelle, pour la Terre, les éléments chimiques les plus lourds (Fe, Ni) se rassemblent vers le centre par gravité et forment son noyau, alors que les éléments plus légers (O, Si, Al, Ca, Na et K) demeurent à la surface dans son manteau.

- Les **chondrites**, toutes approximativement âgées de 4,56 à 4,55 Ga, seraient issues de la **dislocation de planétésimaux** au cours de collisions « sans capture ».
- Les **achondrites** et les **météorites ferreuses**, plus récentes (âges compris entre 4,53 et 4,50 Ga), correspondraient quant à elles à la **fragmentation de planètes** déjà **différenciées** au cours de collisions plus tardives.

Les météorites sont riches d'enseignements :

- **Les chondrites** permettent de proposer un âge pour la formation de la Terre et des autres planètes du système solaire ; celui-ci est estimé à 4,55 Ga alors que l'on ne connaît aucun échantillon rocheux de cet âge purement terrestre.
- Elles permettent également de formuler une hypothèse concernant la chimie globale de la Terre en considérant que toutes les planètes ont à la base cette composition chondritique, témoin de la composition du nuage de poussières initiales.
- **Les achondrites et les météorites ferreuses** plus récentes permettent de formuler une hypothèse quant à la durée de la phase de différenciation : il semble que les premières planètes différenciées aient existé 20 à 30 MA après que leur accréation ait eu lieu (époque de formation des chondrites).
- Elles permettent également de confronter les modèles déduits des données sismologiques concernant la chimie des enveloppes les plus profondes de la Terre et totalement inaccessibles à l'échantillonnage, en illustrant le fait que certaines associations d'éléments chimiques aient pu se former lors de la différenciation d'autres planètes avant que celles-ci n'exploient.

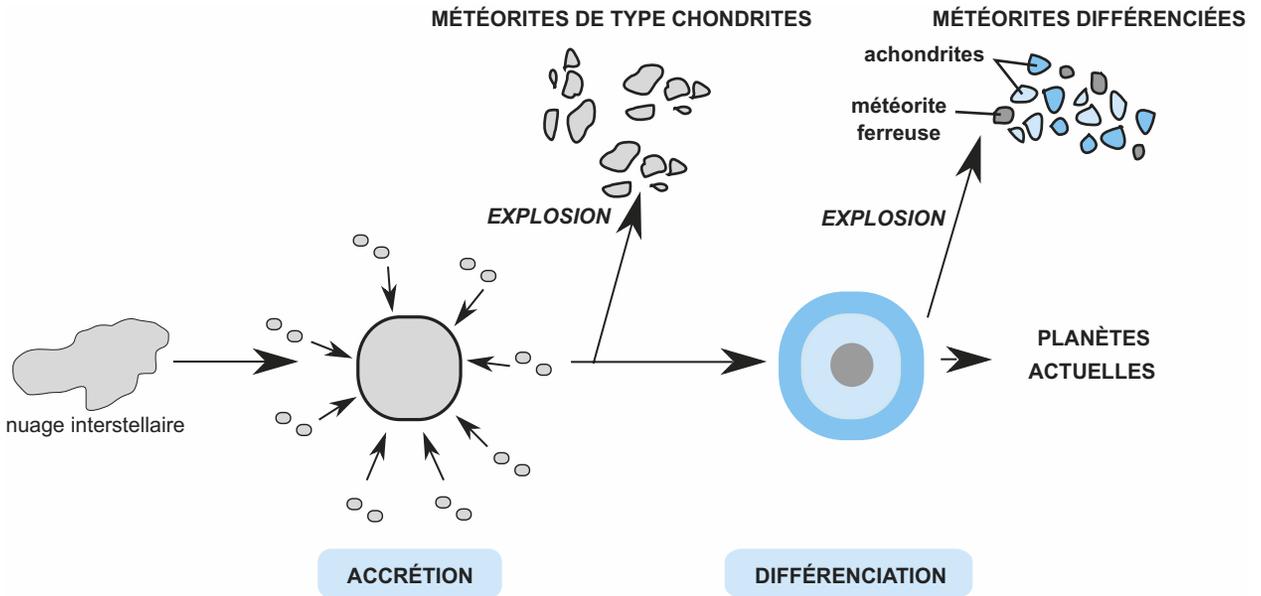


Figure 2.16 Formation des planètes du système solaire et origine des météorites.

La composition globale des chondrites comparée à la composition globale du manteau terrestre (tableau 2.5) met en évidence que **fer** et **nickel** sont peu représentés dans cette enveloppe externe et doivent donc être beaucoup plus présents au sein du noyau pour satisfaire à l'hypothèse d'identité de composition globale. Nous ne prenons pas en compte la composition des croûtes dans ce raisonnement, tout d'abord du fait de leur faible contribution à la composition globale de la Terre (à cause de leur très faible volume), mais aussi par la grande similitude qui existe entre le manteau et la croûte océanique (celle qui recouvre près des 3/5 de la surface terrestre) pour de nombreux éléments étudiés.

L'étude au laboratoire des alliages de fer et de nickel dans différentes proportions montre que la répartition de 93 % et 7 % (en % massique, ce qui est le cas des proportions massiques de l'asso-

TABLEAU 2.5 COMPOSITION CHIMIQUE D'UNE CHONDRITE ET MODÈLE DE COMPOSITION CHIMIQUE POUR LE NOYAU ET LE MANTEAU PRIMITIF.

| Élément | % massique dans le manteau primitif | % massique pour la Terre globale déduit de l'étude d'une chondrite | % massique déduit pour le noyau |
|---------|-------------------------------------|--|---------------------------------|
| O | 44,76 | 31,29 | 8,99 |
| Fe | 5,89 | 27,79 | 85,62 |
| Si | 21,35 | 16,28 | – |
| Mg | 23,21 | 14,65 | – |
| S | 0,01 | 4,80 | (i) |
| Ni | 0,25 | 1,65 | 5,16 |
| Al | 2,13 | 1,33 | – |
| Ca | 2,32 | 1,45 | – |

(i) : compte tenu du modèle de chondrite considéré, on suppose que la totalité du soufre s'est volatilisé lors de la différenciation de la Terre, de sorte que nous n'avons plus à considérer sa très faible présence dans le manteau comme une donnée renvoyant à sa forte concentration dans le noyau.

ciation Fe-Ni déterminées pour le noyau dans le tableau 2.5, abstraction faite de l'oxygène) satisfait aux conditions posées pour le profil de vitesse. Cette répartition peut de plus rendre compte de l'existence d'une couche externe fondue et d'un cœur solide sous réserve d'accepter pour la discontinuité de Lehman une température voisine de 5 000 K.

Remarque : Des calculs simples tendent à montrer que, du fait du refroidissement du noyau, la graine grossit d'environ 500 km par milliard d'années ; ce cœur solide ne serait donc guère plus vieux que 2 Ga et la discontinuité de Lehman n'est donc pas fixe à l'échelle des temps géologiques. Le modèle que nous décrivons pour la structure du globe est donc celui d'une structure en évolution permanente.

2.5.3 De probables interactions chimiques entre manteau et noyau

Comme indiqué précédemment, il existe entre 2 600 et 2 900 km une **couche D''** dans laquelle il existe des variations plus ou moins importantes de vitesse des ondes sismiques, pour les ondes S notamment. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour rendre compte de l'existence et des propriétés de cette couche :

- l'existence de fortes hétérogénéités de température,
- l'existence de réactions chimiques localisées entre la base du manteau et le sommet du noyau,
- des transitions de phase dans la minéralogie du manteau profond.

Les données les plus récentes montrent que les transitions de phase peuvent intervenir, notamment depuis que l'on a pu montrer que la perovskite portée à 120 GPa et 2 500 K évolue vers une nouvelle structure « post-perovskite ». Elles suggèrent aussi que des réactions sont envisageables avec le fer du noyau, notamment pour cette nouvelle phase « post-perovskite ».

Remarque : L'idée de telles interactions entre le manteau silicaté et le noyau à base de fer et de nickel mérite enfin d'être rapprochée de l'existence de météorites différenciées très peu fréquentes, associant ces chimies : les sidérolites.

RÉVISER

L'essentiel

La Terre est une des planètes telluriques du système solaire. Du fait de sa distance au Soleil et de la présence de son atmosphère qui déterminent conjointement la température moyenne au sol, la Terre est singulière par la coexistence de l'eau sous ses trois états et par le fait que la Vie s'y est développée.

Planète de vie, la Terre est aussi une planète vivante : l'énergie solaire anime la dynamique de ses enveloppes externes tandis que sa surface rocheuse témoigne par le volcanisme et la sismicité qui s'y expriment ainsi que les déformations qui l'affectent, de l'existence d'une dynamique interne.

L'étude de la propagation des ondes sismiques à l'intérieur du globe montre qu'il n'est pas structuré de façon homogène, mais constitué de plusieurs enveloppes concentriques séparées par des discontinuités ; de l'extérieur vers l'intérieur, on recense ainsi dans le cadre du modèle PREM à symétrie sphérique ([figure de synthèse](#)) :

- La croûte ou écorce terrestre, limitée à sa base par la discontinuité de Mohorovicic située vers 6 à 35 km de profondeur en moyenne suivant la nature de la croûte.
- Le manteau terrestre, entre 6 ou 35 km en moyenne pour sa limite supérieure et 2 900 km de profondeur, est limité à sa base par la discontinuité de Gutenberg.
- Le noyau externe, entre 2 900 et 5 100 km de profondeur, limité à sa base par la discontinuité de Lehman. Cette enveloppe est la seule à présenter un comportement fluide puisque les ondes de cisaillement S ne la traversent pas.
- Le centre de la Terre est constitué de la partie solide du noyau, encore appelée « graine ».

La sismologie a aussi permis de caractériser une autre discontinuité majeure : la zone à faible vitesse sismique (LVZ) limite la lithosphère globalement rigide de l'asthénosphère beaucoup plus ductile entre 100 et 200 km de profondeur.

Alors que la croûte continentale est constituée essentiellement de granites et de roches métamorphiques silicatées lui conférant une chimie aluminosilicatée à tendance alcaline prononcée, la croûte océanique est constituée de basaltes et de gabbros qui lui confèrent une chimie silicatée fortement ferro-magnésienne.

Alors que les matériaux de l'écorce terrestre sont accessibles à l'observation, ceux du manteau sont plus délicats à observer. Cependant quelques contextes structuraux ou la remontée des laves peuvent nous aider dans cette démarche : la roche du manteau est la péridotite, constituée d'olivine, de pyroxènes (minéraux silicatés ferro-magnésiens) et de quelques minéraux aluminés (feldspaths ou grenat suivant les cas). Tout ceci fait du manteau une enveloppe un peu moins silicatée et beaucoup plus ferro-magnésienne que les croûtes.

Alors que sa pétrographie semble globalement péridotitique, il existe des données sismologiques et des travaux de laboratoire qui permettent de préciser un modèle minéralogique pour cette enveloppe : des transitions de phase minéralogique paraissent affecter les minéraux du manteau à différentes profondeurs (450, 670 km) et ainsi rendre compte de certaines anomalies présentes dans le profil de vitesse du modèle PREM. En revanche, les matériaux du noyau demeurent inaccessibles. La prise en compte de certains paramètres physico-chimiques et l'étude des météorites (chondrites, achondrites et météorites ferreuses) ont cependant permis de proposer un modèle chimique pour cette enveloppe qui serait riche en fer et en nickel.

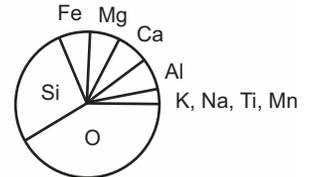
La Terre est une planète différenciée dont la formation résulte comme pour les autres planètes (1) de la condensation d'un nuage de poussières, (2) d'un long processus d'accrétion suivi (3) d'une phase de différenciation gravitaire ancienne, et thermique qui se poursuit encore.

Mots-clés

- Achondrite
- Asthénosphère
- Basalte
- Cellule à enclume de diamant
- Chondrite
- Couche D''
- Croûte continentale
- Croûte océanique
- Discontinuité de Gutenberg
- Discontinuité de Lehman
- Gabbros
- Graine
- Granite
- Hodographe
- Lithosphère
- LVZ
- Manteau
- Météorite
- Météorite ferreuse
- Minéral
- Modèle PREM
- Moho
- Noyau
- Ondes sismiques
- Péridotite
- Profil de vitesse sismique
- Roche
- Séisme
- Transition de phase minéralogique
- Zone d'ombre

Attention

- Ne confondez pas les données permettant de bâtir le modèle de structure interne pour la Terre et que sont les sismogrammes et leurs représentations sous forme d'hodographes avec les profils de vitesse proposés pour les ondes P et les ondes S en fonction de la profondeur, qui sont déjà des modèles (§ 2.1.2b).
- Ne confondez pas les notions d'anomalies et de discontinuités (§ 2.1.2c) : les premières sont relatives à l'évolution des vitesses des ondes sismiques en fonction de la profondeur, les secondes correspondent aux interprétations structurales qui sont posées en rapport des premières.
- Ne confondez pas Moho sismologique et Moho pétrographique (§ 2.3.2b).
- Ne confondez pas discontinuité de Gutenberg et couche D'' (§ 2.4.3b).



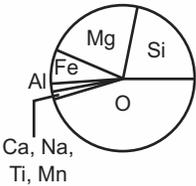
CROÛTE OCÉANIQUE :
basaltes
gabbros



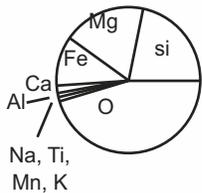
CROÛTE CONTINENTALE :
composition moyenne granitique
à granosidioritiques

MANTEAU :
composition péridotitique

Manteau supérieur
péridotite à olivine
péridotite à olivine
"structure spinelle"



Manteau inférieur
péridotite à pérovskite



NOYAU
pas de roche
ni de minéralogie connues

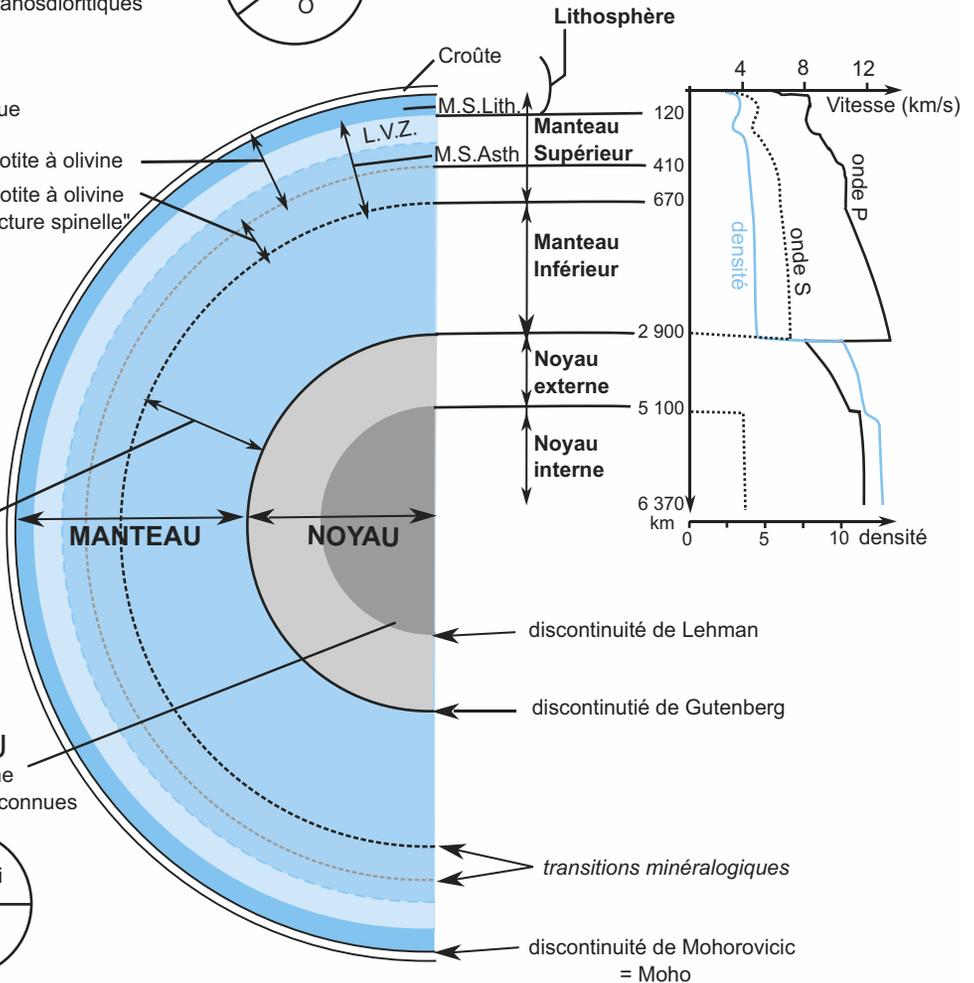
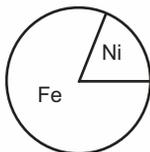


Figure de synthèse La structure interne et composition de la Terre.

Plan

- 3.1 La forme de la Terre et ses enseignements
- 3.2 La lithosphère, une mosaïque d'unités cinématiques
- 3.3 Dynamique mantellique et chaleur interne de la Terre

Introduction

La pétrologie, la géophysique et la géochimie nous ont permis d'établir un **modèle structural** pour la Terre et de mettre en évidence son organisation en enveloppes concentriques. La Terre est une **planète active** : sa surface lithosphérique est l'objet de séismes, d'éruptions volcaniques, autant de **mouvements** verticaux et horizontaux qui font évoluer sa **forme** au cours du temps. Tous ces déplacements de matière, à diverses échelles, sont nécessairement en relation avec des forces, lesquelles supposent des transferts d'énergie ; la Terre dispose d'une **chaleur interne** qui est libérée à sa surface vers l'atmosphère.

Toutes ces données s'intègrent dans un même schéma thermodynamique de fonctionnement de la Terre que nous allons préciser. Dans ce chapitre, nous caractériserons tout d'abord une des formes de la Terre : sa forme gravimétrique, par la détermination de la géométrie de sa surface océanique statique.

- Comment ce visage de la Terre peut-il nous renseigner sur la distribution effective et probable des matériaux en profondeur et nous permettre de comprendre parfois la mobilité verticale de la lithosphère ?

L'autre visage de la Terre auquel nous nous intéresserons portera sur l'animation horizontale de la lithosphère :

- Comment cette enveloppe superficielle de la Terre solide peut-elle être découpée en unités cinématiques, les plaques lithosphériques, mobiles les unes par rapport aux autres ?
- Comment les géologues ont-ils pu établir des modèles cinématiques décrivant le mouvement des plaques à l'échelle globale, et quelles en sont les caractéristiques ?
- Quels sont les grands processus géodynamiques qui se déroulent à leurs frontières ?

Enfin, nous expliciterons les modalités suivant lesquelles la chaleur interne du globe est libérée à sa surface et le lien existant entre ces transferts d'énergie et la dynamique des plaques qui anime cette même surface :

- Quelles sont les origines de la chaleur interne de la Terre ?
- Comment est-elle transférée des profondeurs vers la surface ?
- Quel couplage existe-t-il entre cette libération d'énergie et la dynamique lithosphérique ?

3.1 LA FORME DE LA TERRE ET SES ENSEIGNEMENTS

La Terre n'est pas sphérique ; sa forme correspond plutôt à un **ellipsoïde de révolution** aplati aux pôles et présentant un renflement équatorial. L'aplatissement polaire conduit à une réduction du rayon polaire de 1/298 du rayon équatorial.

Sur près de 70 % de sa surface, la forme de la Terre se confond avec celle de la surface océanique. Loin des représentations habituelles que l'on se fait de la surface des océans au repos (débarassée des variations liées aux marées et aux courants superficiels), celle-ci n'est pas

régulière : de nombreux creux et bosses en affectent la physionomie et ne sont pas sans rappeler la physionomie contrastée que peuvent présenter les terres émergées. Ces variations d'altitude de la surface océanique peuvent être mises en relation avec le **champ de gravité** qui existe sur Terre, et plus particulièrement avec ses variations.

La description des formes de la Terre et des distances entre différents points à sa surface constitue un domaine d'étude nommé **géodésie**.

3.1.1 Champ de gravité et ses variations

La **pesanteur** est l'attraction apparente de tout corps par la Terre. La **gravimétrie** est l'une des disciplines des sciences de la Terre ayant pour objet de quantifier ce phénomène à la surface de la Terre solide. Elle a permis de préciser la « forme gravimétrique » de la Terre et d'apporter des renseignements quant à la répartition supposée des masses à l'intérieur du globe.

a) Pesanteur et gravité

Le champ de pesanteur g s'appliquant à un objet de masse m , situé en un point X de la surface du globe, est la résultante de multiples accélérations (figure 3.1) :

- l'**accélération gravitationnelle** (g_g), issue de l'attraction universelle (encart 3.1) qui s'exerce sur cet objet sous la forme d'une force centripète dont la valeur est fournie par la relation : $F_g = m.g_g$;
- l'**accélération axifuge** (g_a), liée à la rotation terrestre qui produit une force d'inertie axifuge (F_{ax}) telle que : $F_{ax} = m.g_{ax} = m.\omega^2.r$ (r est le rayon du petit cercle parallèle à l'équateur dont le centre est situé sur l'axe de rotation terrestre et qui passe à la latitude λ du point étudié soit $r = R.\cos\lambda$; ω est la vitesse angulaire de rotation de la Terre sur elle-même) ;
- un terme de **marée** lié aux attractions exercées par les autres corps du système solaire et souvent négligeable par rapport aux deux autres.

Par définition, le champ de pesanteur g est la résultante vectorielle des accélérations gravitationnelle (g_g) et centrifuge (g_a) telle que : $g = g_g + g_a$.

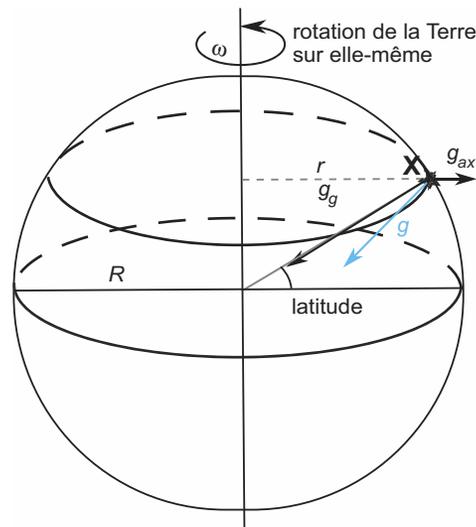


Figure 3.1 Les principales composantes du champ de pesanteur (noté g).

au point X :

$$g = g_g + g_{ax}$$

Dans la pratique, la mesure de g est réalisée grâce à des gravimètres, appareils capables de préciser les valeurs de g à 10^{-9} m.s^{-2} près, alors que sa valeur moyenne est de l'ordre de $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ (ou encore 981 gals, avec $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm.s}^{-2}$, unité dont le nom fait référence à Galilée).

Remarque : La composante axifuge représente au maximum 0,3 % de g , soit près de 3 gals, mais cela n'est pas négligeable quand les gravimètres les plus performants sont sensibles au microgal.

Attraction et gravitation universelle



Conformément à la loi de l'attraction universelle de Newton s'exerçant entre un corps de masse m situé en surface, à la distance R du centre de la Terre et la masse M de la Terre, ce corps subit une force d'attraction $F_{\text{(attraction)}}$ de la part de la Terre telle que :

$$F_{\text{(attraction)}} = G.M.m/R^2$$

dans laquelle M est la masse en kg de la Terre supposée concentrée en son centre, G est la constante de gravitation universelle ($G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N.kg}^{-2}.\text{m}^2$), et R le rayon terrestre en m qui exprime en fait la distance entre le centre de la Terre et le point où se situe la masse m attirée à la surface.

On a l'habitude de noter $g = G.M/R^2$, l'accélération de la pesanteur à la surface du globe, telle que $F_{\text{attraction}} = m.g$. La valeur moyenne de g est $9,81 \text{ m.s}^{-2}$.

Rappel : La masse de la Terre est de $5,976 \cdot 10^{24} \text{ kg}$.

Il reste que la pesanteur peut principalement fluctuer d'un point à l'autre du fait :

- **de la latitude** qui influe sur la distance séparant la surface au centre de la Terre (qui varie à cause de l'aplatissement polaire) et sur l'accélération axifuge (maximale à l'équateur, nulle aux pôles) ;
- **de l'altitude** qui diminue à priori l'effet du terme de gravité et augmente l'effet axifuge ;
- **de la topographie** : en effet, la masse des reliefs entourant le site étudié exerce sur les masses qui s'y trouvent une attraction déviant la pesanteur et donc diminuant sa composante « radiale ».

b) Géoïde et ellipsoïde de référence

On définit le **géoïde** comme une **surface équipotentielle** de pesanteur : c'est une surface fictive qui présente deux particularités majeures :

- être en tout point perpendiculaire à la direction locale de la pesanteur ;
- faire que le travail lié aux forces de pesanteur au cours de tout déplacement à sa surface soit nul.

L'intensité de la pesanteur n'est pas forcément constante le long de cette surface ; c'est une surface équipotentielle de pesanteur et non une surface d'« isopesanteur ».

Parmi l'infinité d'équipotentielles répondant à ces critères, le géoïde est celle qui coïncide avec le niveau d'équilibre des océans, d'altitude 0 en principe, prolongée également sur les continents. Ce géoïde est donc une des formes de la Terre, une **forme gravimétrique de référence**.

Si la distribution radiale des masses était homogène pour une Terre exclusivement océanique, le géoïde devrait être un ellipsoïde de révolution (plus de terme d'altitude – « niveau 0 »), g n'étant lié qu'au seul paramètre de latitude λ . Clairaut, dès 1743, a estimé le coefficient d'aplatissement de cet ellipsoïde (de l'ordre de $1/298$) et a proposé une expression mathématique (corrigée pour quelques valeurs depuis) caractérisant g à la surface de cet **ellipsoïde de référence** :

$$g_{th} = 978,0498 (1 + 0,0053024 \sin^2\lambda - 0,0000058 \sin^2 2\lambda) \text{ gal}$$

En fait, les termes d'altitude et de topographie d'une part, la distribution radiale non homogène des masses en profondeur d'autre part, font que le champ mesuré ne coïncide pas en général avec le champ théorique à la latitude considérée et que la surface de l'océan n'exprime pas exactement la forme de l'ellipsoïde de référence. Il convient en conséquence de bien distinguer deux notions qui en découlent (figure 3.2) :

- la notion d'**anomalie gravimétrique** : l'écart entre la valeur mesurée du champ de pesanteur à une altitude donnée puis corrigée par le calcul pour la ramener à l'altitude de l'ellipsoïde de Clairaut et la valeur théorique calculée sur ce même ellipsoïde constitue une anomalie gravimétrique ;

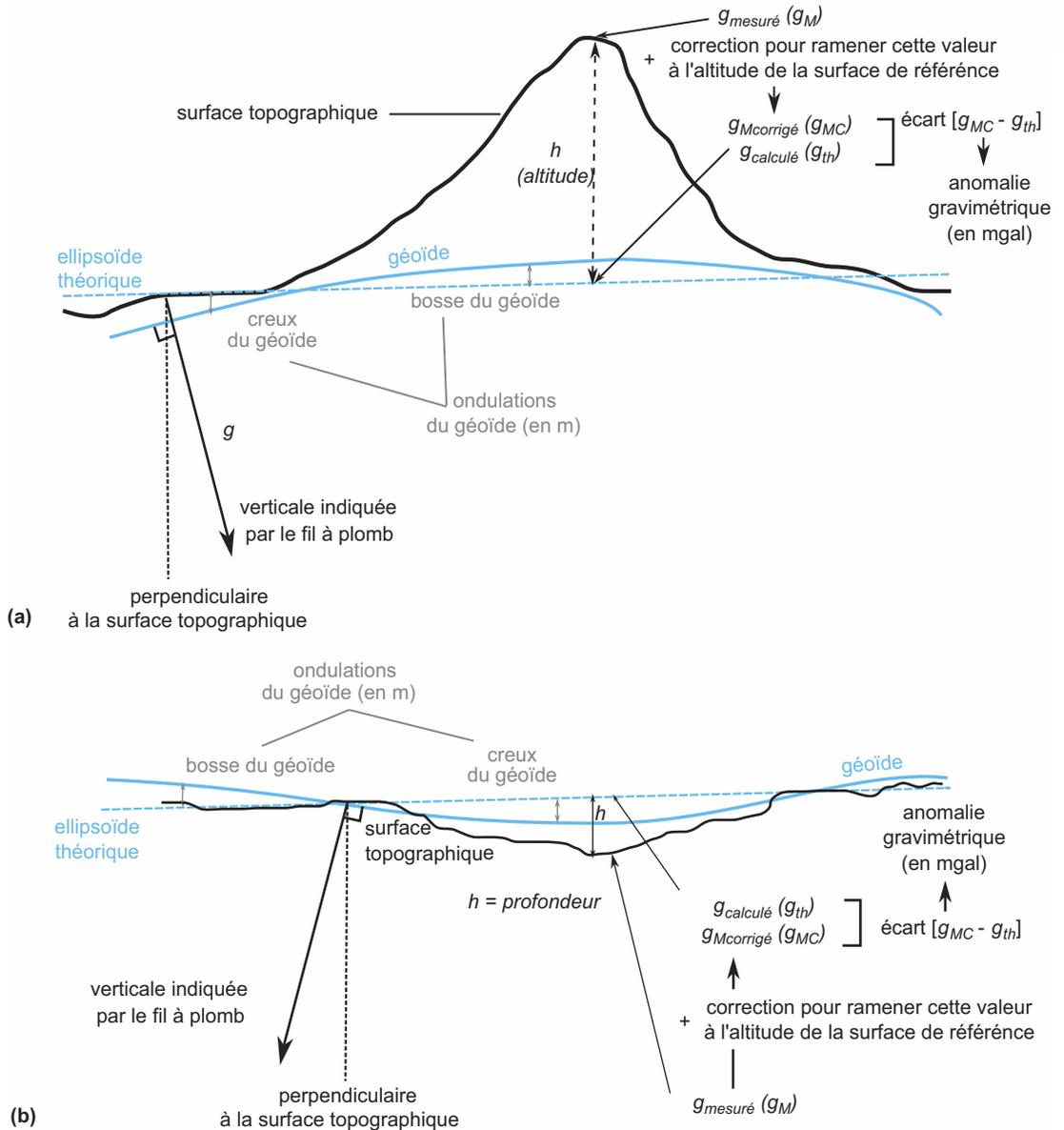


Figure 3.2 Anomalies gravimétriques et ondulations du géoïde :

(a) dans le cas d'une bosse du géoïde, (b) dans le cas d'un creux du géoïde.

Alors que les anomalies gravimétriques s'expriment en gal (ou en mgal), les ondulations du géoïde s'expriment en mètres. On se reportera au § 3.1.2a pour le calcul des anomalies.

- la notion d'**ondulation du géoïde** : le géoïde n'épousant pas la forme idéale d'un ellipsoïde de révolution, on le caractérise par ses « ondulations » qui expriment en mètres ses écarts positifs ou négatifs avec la surface de référence.

c) Mesures du géoïde et résultats

La détermination globale du géoïde en domaine océanique a pu être menée à partir de mesures satellitaires (encart 3.2).

Détermination satellitaire du géoïde



Le principe (figure 3.3) est d'évaluer la distance séparant un satellite, installé sur une orbite connue et géoréférencée, de la surface moyenne des océans au repos (surface débarrassée des effets de courants et de marées) qui a valeur de géoïde.

Des mesures de distance, établies par télémétrie laser (calcul d'une distance à partir de la mesure du temps de parcours d'un signal laser réfléchi par un satellite à miroirs) (1) ou par technique radioélectrique (calcul d'une distance à partir de la mesure du temps de parcours d'un signal radio) et utilisant au sol un réseau de stations ou de balises (par exemple, le réseau européen de balises Doris) positionnées par rapport à un ellipsoïde de référence (2), permettent de connaître à tout moment la position d'un satellite en orbite autour de la Terre, notamment son altitude (3) par rapport à cet ellipsoïde.

Ce satellite est équipé par ailleurs d'un radar pour étudier la surface de l'océan (par exemple le satellite européen Topex Poséidon) : il émet des ondes radar traversant les nuages qui se réfléchissent à la surface de l'océan et qu'il capte en retour. Le délai séparant l'émission de la réception permet de mesurer l'altitude du satellite par rapport à la surface instantanée de l'océan – on parle de **mesure altimétrique radar** – (4).

En moyennant pour un lieu donné les résultats de différentes mesures réalisées lors des passages répétés du satellite, il est possible de s'affranchir des effets de la topographie dynamique (5) (effets de courants et effets de marées) et d'obtenir alors la position du géoïde (6) par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé.

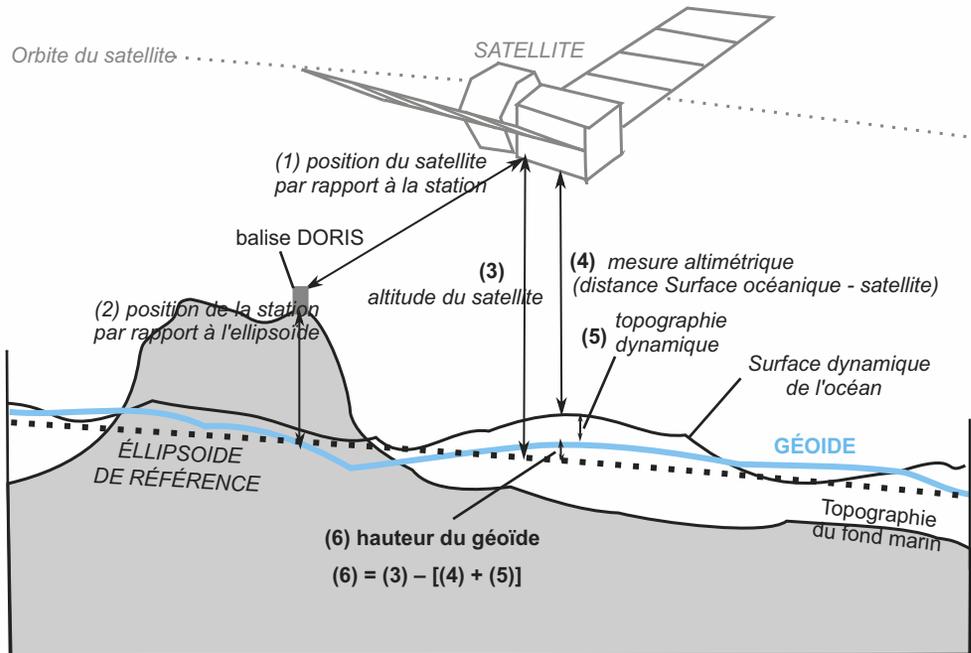


Figure 3.3 Détermination du géoïde par altimétrie satellitaire.

Les principaux résultats sont :

- l'obtention d'une forme pour le géoïde (cahier couleur, p. 1) « très distante » de l'ellipsoïde de référence si l'on tient compte du fait que les écarts ont été amplifiés sur la plupart des représentations. En effet, ceux-ci constituent des **creux** ou des **bosses** dont l'amplitude par rapport à l'ellipsoïde de référence ne dépasse pas 100 mètres (c'est bien peu pour un ellipsoïde dont le rayon est approximativement égal à 6 400 km !);

- **l'identification de grandes ondulations** non corrélées à la topographie : ce sont de grandes bosses qui avoisinent +50 m à +80 m, respectivement situées de l'Atlantique Nord au Sud de l'Afrique, et dans l'Ouest Pacifique, mais aussi de grands creux situés au voisinage de la baie d'Hudson (Nord-Est canadien), de l'Antarctique, et pour le plus important (jusqu'à -90 m) au Sud de l'Inde ;
- **l'identification d'ondulations plus modérées**, ne dépassant pas une dizaine de mètres d'amplitude, corrélées à la topographie et donc aux limites des plaques lithosphériques que nous redéfinirons ultérieurement. Ce sont des bosses de 5 à 10 mètres de hauteur à l'aplomb des dorsales, des creux équivalents à l'aplomb des grandes fosses océaniques. Plus modérées encore, de multiples ondulations de l'ordre du mètre coïncident avec la plupart des reliefs sous-marins : volcans de point chaud, dépressions localisées à l'aplomb des failles transformantes qui segmentent les dorsales océaniques. Ces différentes ondulations dessinent une carte nous rappelant la carte des fonds océaniques établie en d'autres temps sur des bases strictement topographiques ; la **forme gravimétrique** de la Terre océane est à l'image (à une certaine proportionnalité près) de la physionomie de la surface solide des fonds océaniques (figure 3.4).

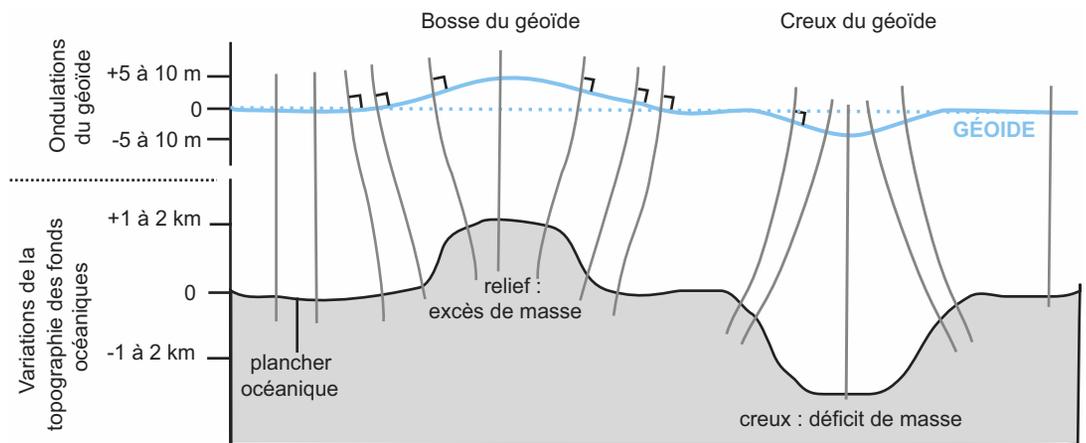


Figure 3.4 Géοide et morphologie du plancher océanique.

Aux variations de topographie du plancher océanique d'ordre kilométrique correspondent des ondulations du géοide d'ordre métrique. Les verticales en chaque lieu sont plus ou moins déviées par les reliefs positifs (attirées) et négatifs (repoussées) du plancher océanique, si bien qu'elles ne convergent pas vers le centre de la Terre. La surface de l'océan est orthogonale à la verticale indiquée par un fil à plomb en chacun des points.

La connaissance de la forme gravimétrique de la Terre océane se complète bien évidemment de mesures directionnelles du champ de pesanteur effectuées sur les continents (non détaillées dans cet ouvrage), qui concourent à proposer des représentations complètes du géοide.

Remarque : Les ondulations du géοide étant multiples en termes d'échelles, la représentation d'une de ses formes est donc toujours envisagée après qu'un filtrage de certaines longueurs d'ondes des ondulations ait été opéré. Alors que les ondulations de courtes longueurs d'ondes sont très nettement corrélées à des accidents topographiques de l'écorce terrestre et que celles de moyennes longueurs d'ondes semblent corrélées aux grandes structures lithosphériques sur lesquelles nous reviendrons dans le paragraphe 3.2, les ondulations de plus grandes longueurs d'onde ne peuvent être expliquées qu'en envisageant des causes plus profondes. C'est ainsi qu'elles participent à la mise en place de modèles concernant la dynamique profonde de la Terre avec néanmoins des indéterminations de plus en plus grandes sur la nature des causes elles-mêmes. L'interprétation de ces grandes ondulations dépasse le cadre de cet ouvrage.

3.1.2 Exploitation des données gravimétriques quantitatives et théorie de l'isostasie

Revenons maintenant sur les écarts entre champ de pesanteur mesuré et champ de pesanteur théorique pour en saisir le sens et l'intérêt.

a) Anomalies de la gravité

Il est possible de mesurer avec des gravimètres très précis la valeur de g (notée g_M par la suite) en tout point de la surface du globe situé à une latitude et une altitude données, et d'en déduire un éventuel écart par rapport à la valeur théorique (notation g_{th} par la suite). La valeur de g_{th} est calculée avec la formule de Clairaut en un point et l'écart est dénommé de manière un peu arbitraire « anomalie ». Cependant, son exploitation directe est délicate puisque la valeur de chaque mesure dépend de plusieurs paramètres (altitude, topographie, etc.) ; des corrections visant à neutraliser l'effet de ces différents paramètres semblent donc indispensables avant d'engager une étude comparative des valeurs mesurées de la pesanteur.

Dans le cas de mesures en domaine continental, on corrige dans un premier temps la valeur mesurée (g_M) de l'effet lié à l'altitude du point considéré ; pour cela, on opère une « **correction à l'air libre** » ($\delta g_{(air\ libre)}$), (encart 3.3), et on appelle « **anomalie à l'air libre** » ($\Delta g_{(air\ libre)}$) l'écart résiduel entre la valeur mesurée (g_M) corrigée et la valeur théorique :

$$\Delta g_{(air\ libre)} = [g_M + \delta g_{(air\ libre)}] - g_{th}$$

Cette correction est ensuite suivie d'une seconde, de bon sens là encore, qui vise à retrancher pour les continents l'effet des masses rocheuses situées au-dessus de l'ellipsoïde du fait de leur densité très supérieure à celle de l'air : c'est la **correction dite « de plateau »** ($\delta g_{(plateau)}$), (encart 3.3).

Comme indiqué dans l'encart 3.3, il faudrait aussi tenir compte de l'effet des masses des reliefs avoisinants dans les régions de montagnes sous forme d'une correction de topographie ($\delta g_{(topo-graphie)}$). Mais en pratique, nous n'en tiendrons pas compte.

La somme de toutes les corrections précédentes est appelée correction de Bouguer ($\delta g_{(Bouguer)}$) et on nomme **anomalie de Bouguer** ($\Delta g_{(Bouguer)}$), l'écart résiduel entre la valeur mesurée (g_M) et ainsi corrigée de $\delta g_{(Bouguer)}$ et la valeur théorique de g :

$$\Delta g_{(Bouguer)} = [g_M + \delta g_{(Bouguer)}] - g_{th} \text{ avec } \delta g_{(Bouguer)} \text{ compté algébriquement.}$$

Alors que les anomalies à l'air libre sont généralement modérées (entre -50 et +50 mgals) et indépendantes du contexte géographique, exception faite des régions très accidentées, les anomalies de Bouguer sont presque toujours plus élevées et nettement corrélées au contexte géographique (**rabat couverture n° 6**) : elles sont quasi systématiquement négatives à l'aplomb des chaînes de montagnes, positives dans les domaines océaniques et elles atteignent souvent la centaine ou quelques centaines de mgals. En général, les corrections de Bouguer apportées ne font qu'amplifier les écarts entre g_M et g_{th} .

Il ressort donc que la réduction à l'air libre réduit quasiment à elle seule l'écart entre champ mesuré et champ théorique. La correction de Bouguer, induit quant à elle une anomalie bien souvent plus importante : cette dernière correction est donc a priori inutile car il semble que la nature **compense** d'elle-même et en profondeur les masses « excédentaires » ou « déficitaires » des reliefs continentaux et océaniques caractérisant la surface topographique de la Terre.

b) Théorie de l'isostasie et principaux modèles de compensation isostatique

Les résultats précédents amènent à l'idée qu'il y aurait « compensation » de la topographie : au-dessus d'une surface virtuelle située en profondeur et appelée « **surface de compensation** » ou surface d'égalité pression, toutes les colonnes de roches, de même section et reliant cette surface à la surface topographique, devraient avoir la même masse. Sous la surface de compensation, cette théorie suppose que la répartition des masses rocheuses est la même jusqu'au centre de la Terre, quel que soit le rayon considéré. Cette interprétation appelée « **théorie de l'isostasie** » se rapproche d'un schéma d'**équilibre archimédéen** (de type hydrostatique) que différents modèles ont tenté d'exprimer.

Le **modèle de Pratt** (1854), précisé par Hayford (1910), repose sur l'idée qu'au-dessus d'une surface de compensation, située à plus d'une centaine de kilomètres de profondeur (Hayford

Voir chapitre 12
§ 12.2.3

Corrections gravimétriques



ENCART 3.3

Trois types de corrections peuvent être réalisés à partir de la détermination de la valeur de l'intensité de la pesanteur à un endroit donné (g_M) (figure 3.5).

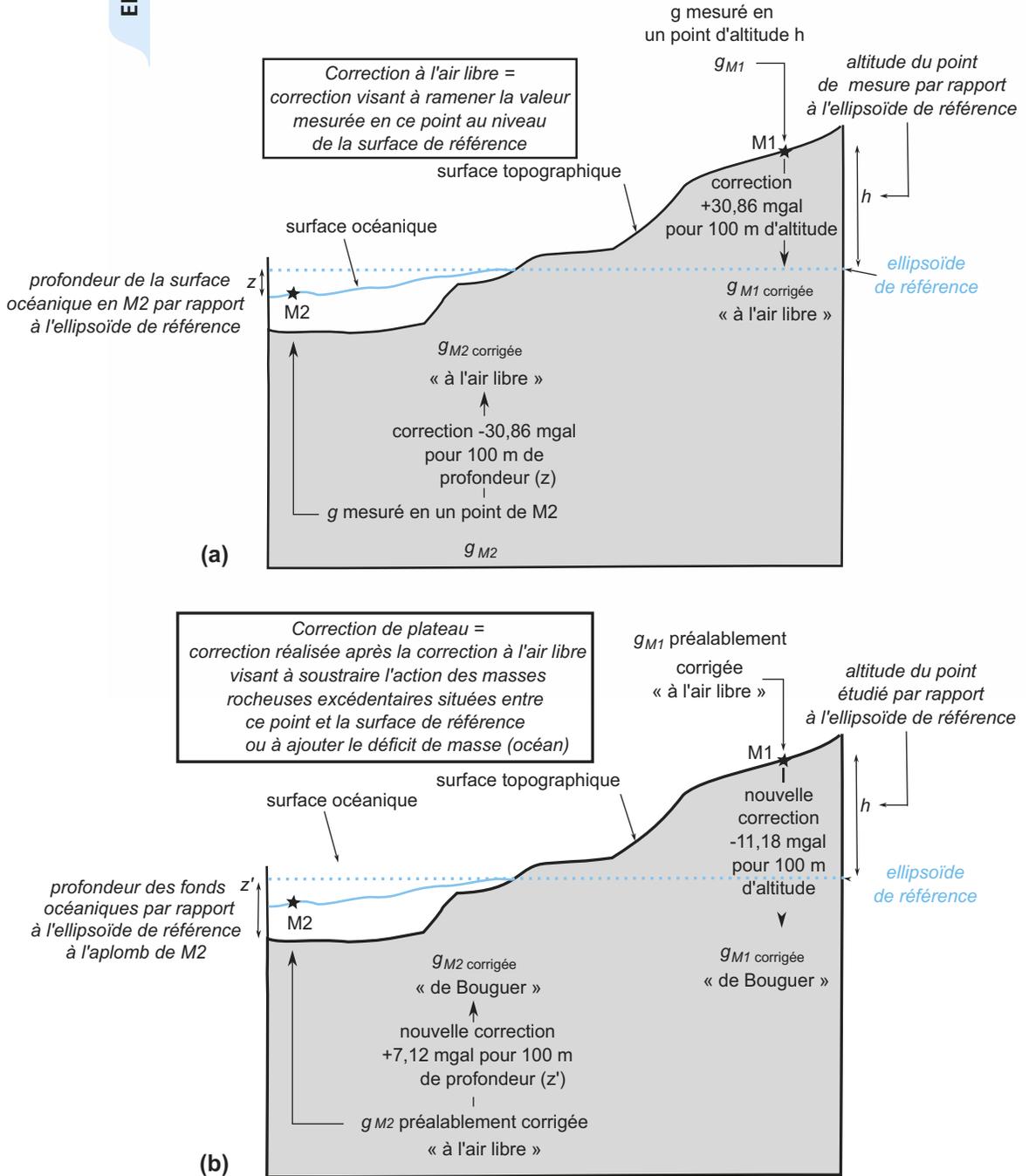


Figure 3.5 Représentation schématique des différentes corrections gravimétriques.

1^{er} temps : la correction de Faye ou correction à l'air libre

Elle a pour but de tenir compte du fait que la mesure a été réalisée en un endroit présentant une certaine altitude (notée h) qui le place au-dessous (h négatif), ou au-dessus (h positif) de l'ellipsoïde de référence ; en d'autres termes, il s'agit de « corriger » le terme R de l'expression de g ($g = GM/R^2$). En effet, suivant les cas, le rayon qui relie le lieu considéré au centre de la Terre est respectivement inférieur ou supérieur au rayon théorique à la latitude considérée.

Cette correction ($\delta g_{\text{(air libre)}}$) peut alors s'écrire :

$$\delta g_{\text{(air libre)}} = + 2 (G.M/R^2)(h/R)$$

Elle correspond approximativement à une addition de 30,86 mgal par 100 mètres d'élévation ; elle est de même valeur absolue mais négative pour 100 m d'abaissement.

2^e temps : la correction de plateau

Dans le calcul de la correction précédente, la matière qui constitue le relief n'est pas prise en compte ; la correction de plateau vise à corriger cette situation et suppose que cet espace soit, dans les domaines continentaux, remplacé par de l'air en place d'une matière de densité 2,67 (représentant la moyenne des densités pour les roches de ce type de croûte). Il s'agit ici de « corriger » le terme de masse de l'expression de g ($g = G.M/R^2$) car, suivant les cas, la masse de la colonne de roche reliant le lieu étudié au centre de la Terre paraît plus élevée ou plus faible que celle d'une colonne ayant pour hauteur le rayon théorique.

La matière retranchée est représentée telle un plateau (on ne tient pas compte ici des irrégularités du relief), et la correction ($\delta g_{\text{(plateau)}}$) lui étant due sur les continents peut être évaluée avec la formule suivante :

$$\delta g_{\text{(plateau)}} = - 2P.\rho.G.h \text{ (exprimé en mgal pour } h \text{ en } m \text{ et } \rho \text{ en } \text{kg.m}^{-3}\text{)}$$

Pour une densité continentale ρ de 2,67, cela conduit à une soustraction de 11,18 mgal pour une élévation de 100 m par rapport à l'ellipsoïde. En revanche, en domaine océanique, il faut ajouter 7,12 mgal par tranche de 100 m d'eau pour compenser le déficit de masse (remplacement de la tranche d'eau par une tranche de matériel de type « croûte continentale »).

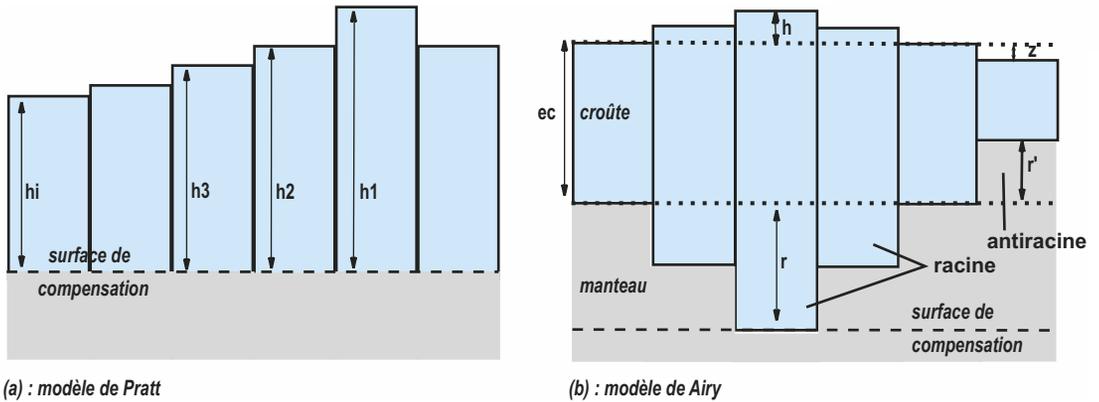
3^e temps : la correction topographique

Les corrections précédentes négligent totalement les effets locaux de la topographie souvent très irrégulière. Une correction beaucoup plus fine permet de les prendre en compte ; elle utilise des abaques qui, en fonction des situations et des contrastes topographiques, facilitent son évaluation.

Au final, la correction de Bouguer est la somme algébrique des trois corrections précédentes : $\delta g_{\text{(Bouguer)}} = \delta g_{\text{(air libre)}} + \delta g_{\text{(plateau)}} + \delta g_{\text{(topographie)}}$.

proposa 113,7 km très précisément), la couche superficielle est assimilable à une juxtaposition de colonnes faites d'un même matériau et de masses équivalentes ; comme ces colonnes n'ont pas le même volume du seul fait de la topographie, cela suppose des différences de densité pour ce matériau d'une colonne à l'autre (figure 3.6) de telle manière que la pression à la base de chaque colonne soit identique.

Si le modèle de Pratt présente quelques traits d'analogie avec l'évolution thermique de la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale (refroidissement et augmentation de la densité du plancher océanique en parallèle d'un approfondissement progressif de sa surface en s'éloignant de l'axe des dorsales), il n'en demeure pas moins très limité dans le cas des chaînes de montagnes. En effet, il faudrait envisager dans ce cas que l'érosion s'accompagne d'une augmentation de la densité des matériaux crustaux ou que, à l'inverse, la sédimentation périphérique coïncide avec une diminution de densité de toute la colonne. Si les roches sédimentaires présentent bien



(a) : modèle de Pratt

(b) : modèle de Airy

Figure 3.6 Modèles isostatiques locaux de Pratt et Airy.

(a) Dans le cas du modèle de Pratt, l'hypothèse suivant laquelle la pression à la base de chaque colonne située entre la surface topographique et la surface de compensation est constante, revient à écrire la relation suivante :

$$g \cdot h_1 \cdot \rho_1 = g \cdot h_2 \cdot \rho_2 = g \cdot h_3 \cdot \rho_3 = \dots g \cdot h_i \cdot \rho_i \text{ soit, en simplifiant par } g, h_1 \cdot \rho_1 = h_2 \cdot \rho_2 = h_3 \cdot \rho_3 = \dots h_i \cdot \rho_i$$

(b) Dans le cas du modèle de Airy, la même hypothèse permet d'écrire les relations suivantes en simplifiant d'emblée par g :

– pour la racine : $(h + e_c + r) \cdot \rho_c = e_c \cdot \rho_c + r \cdot \rho_M$ soit, en simplifiant encore, $r = h \cdot \rho_c / (\rho_M - \rho_c)$;

– pour l'« anti-racine » : $z \cdot \rho_e + (e_c - z - r') \cdot \rho_c + (r + r') \cdot \rho_M = e_c \cdot \rho_c + r \cdot \rho_M$ soit en simplifiant encore, $r' = z \cdot (\rho_c - \rho_e) / (\rho_M - \rho_c)$.

pour la plupart des densités plus faibles que les roches métamorphiques et magmatiques situées plus profondément au cœur des chaînes de montagnes, le contraste de densité n'est cependant pas suffisant pour permettre au modèle de Pratt d'en refléter l'évolution.

Remarque : L'analogie entre le modèle de Pratt et la situation de la lithosphère océanique au niveau des dorsales n'est que partielle. En effet, s'il y a augmentation de la bathymétrie et densification des matériaux lithosphériques de part et d'autre de l'axe, ceci ne se fait pas avec diminution d'épaisseur de la lithosphère, mais bien au contraire avec épaissement de celle-ci (§ 3.1.4b) ; c'est en fait une colonne mixte lithosphère - asthénosphère qui diminue en épaisseur au fur et à mesure de son éloignement de l'axe des dorsales.

► Le modèle d'Airy (1855)

Il suppose que les variations d'altitude sont compensées par des variations d'enfoncement de la base de la croûte au sein du manteau (figure 3.6) ou de l'épaisseur lithosphérique au-dessus de l'asthénosphère suivant que ce modèle est appliqué dans le cadre d'une dualité croûte-manteau (cadre d'origine du modèle d'Airy) ou d'une dualité lithosphère-asthénosphère. Dans cette conception, la couche supérieure moins dense est soumise, tel un glaçon, à la poussée d'Archimède exercée par l'enveloppe inférieure plus dense. Les **reliefs des chaînes de montagnes** sont dans ce cas équilibrés par l'existence de **racines crustales** et il devient possible d'exprimer leur épaisseur en choisissant arbitrairement comme profondeur de compensation la profondeur de ces racines. De la même façon, une **dépression topographique** telle un bassin, un fossé d'effondrement, pourra se voir attribuer une **anti-racine** mantellique dont l'épaisseur sera exprimée en fonction de l'ampleur du creux topographique après le choix, tout aussi arbitraire mais commode pour le calcul, de la profondeur habituelle du Moho comme niveau de compensation.

Voir TP4, exercice
TP4.4 et chapitre 1,
§ 1.1.3d

Bien que fondé sur l'expression d'un équilibre local, ce qui est rarement le cas pour la lithosphère (l'équilibre y est régional), ce modèle présente l'avantage de reproduire assez fidèlement des situations existant dans la nature, notamment le contraste de densité entre croûtes et manteau supérieur ou les variations de profondeur du Moho, tout en préservant une facilité de résolution des équations dont ne peut se vanter le modèle suivant. Mais limité à la situation des seules croûtes, il ne répond toutefois pas aux contraintes mécaniques de rééquilibrage par fluage latéral en profondeur imposées par les transferts de matière plus superficiels (départ par érosion ou par amincissement crustal, apport par sédimentation ou par épaissement crustal) ; seul le toit de l'asthénosphère présente une viscosité « suffisamment faible » pour fluer latéralement.

► Le modèle de Vening-Meinesz

Il constitue une forme plus évoluée du modèle de Airy qui intègre la dualité croûte/manteau et la dualité lithosphère/asthénosphère, mais surtout la dualité entre, au sommet, la partie élastique de la lithosphère et, plus en profondeur, des matériaux plus ductiles. Les compensations n'y sont plus réalisées localement mais **régionalement** en prenant en compte la **flexuration** de la partie supérieure et élastique de la lithosphère au-dessus des niveaux plus fluants que constituent la partie inférieure de la lithosphère et l'asthénosphère sous-jacente (figure 3.7).

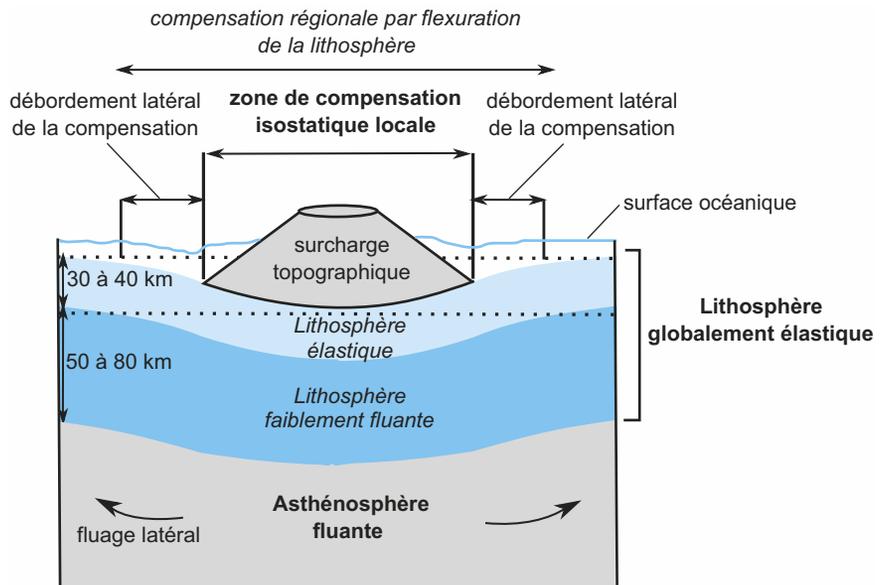


Figure 3.7 Modèle isostatique régional avec fluage latéral de matière et flexure lithosphérique sous l'effet du poids d'un volcan-bouclier.

La possibilité pour la surface de la lithosphère d'évoluer verticalement peut être liée à des fluages latéraux de matière en profondeur. Concernant ce fluage latéral, négligeable aux basses températures, il peut devenir plus important au fur et à mesure que la température du matériau se rapproche de sa température de fusion. Ainsi, pour la lithosphère, et bien que les roches de sa partie inférieure puissent théoriquement fluer légèrement, on considère qu'elle se comporte globalement de façon élastique (sans fluage) par rapport à l'asthénosphère sous-jacente dans laquelle le fluage est de règle.

c) Corrections et anomalies isostatiques

La confrontation entre mesures du champ de pesanteur et modèle isostatique permet également de tester la validité de l'équilibre isostatique en une région donnée. Ainsi, une fois un modèle isostatique retenu, il est possible de calculer une **correction dite « isostatique »** ($\delta g_{(isostatique)}$), due aux masses compensatrices, et de l'appliquer alors à la valeur mesurée déjà corrigée de

Bouguer [$g_M + \delta g_{(\text{Bouguer})}$]. L'écart résiduel entre la valeur mesurée doublement corrigée et la valeur théorique est appelé **anomalie isostatique** $\Delta g_{(\text{isostatique})}$:

$$\Delta g_{(\text{isostatique})} = [g_M + \delta g_{(\text{Bouguer})} + \delta g_{(\text{isostatique})}] - g_{th}$$

En général, **les anomalies isostatiques sont faibles** : elles montrent ainsi que le modèle isostatique semble justifié et que l'équilibre isostatique tend à exister. Si une anomalie nulle signifie que le site satisfait à l'équilibre, une valeur non nulle traduit en revanche un **déséquilibre, source de réajustement vertical**. Quand l'anomalie est positive, cela signale un excès de masse en profondeur et une tendance à l'enfoncement de la surface terrestre, tandis qu'une anomalie négative traduit un déficit de masse en profondeur et une tendance à la remontée de la surface terrestre. Ces **régions en déséquilibre** se repèrent également à des **anomalies à l'air libre très marquées**.

De ce fait, l'existence de fortes anomalies à l'air libre et d'anomalies isostatiques peut être interprétée comme due à l'écart qui existe entre la vitesse à laquelle les phénomènes géodynamiques modifient l'équilibre et la vitesse à laquelle des déplacements de matières profondes peuvent les compenser et rétablir un nouvel état d'équilibre.

Ce paragraphe met donc ainsi en évidence la possibilité pour la lithosphère de subir des mouvements verticaux que nous allons voir ci-dessous.

3.1.3 Mouvements verticaux de la lithosphère

Il existe un certain nombre d'endroits où l'équilibre isostatique n'est pas réalisé et qui se caractérisent par une **dynamique verticale** de la lithosphère, indépendamment de toute mobilité lithosphérique horizontale ou mantellique sous-jacente. Dans ces divers cas, la durée du déséquilibre dépend de la rapidité des phénomènes qui modifient l'équilibre initial au regard des vitesses de correction isostatique autorisées par les propriétés mécaniques des matériaux terrestres. Nous illustrerons ces lents retours à l'équilibre au travers des deux premiers exemples (glacio-isostasie et surrection des chaînes de montagne). Puis nous envisagerons trois situations à une échelle de temps plus grande permettant de considérer l'équilibre comme toujours de règle (sans effet de retard).

a) Glacio-isostasie

Le bouclier scandinave est depuis près de 10 000 ans soumis à une élévation par rapport au niveau marin suite à la disparition de la calotte glaciaire qui le recouvrait antérieurement. C'est ainsi que des plages fossiles datées de 12 000 ans sont actuellement répertoriées à 400 m d'altitude. Au cours du siècle passé, des mesures ont montré que la région du golfe de Botnie (**figure 3.8a**) s'est soulevée à la vitesse de 9 mm par an. Cette région est aussi le siège d'anomalies isostatiques négatives dont les valeurs sont comprises entre -25 et -50 mgals. La datation de la plupart des plages fossiles retrouvées a permis de tracer une carte de l'amplitude du soulèvement depuis 6 000 ans.

Le soulèvement ainsi constaté peut être interprété comme la réponse d'une lithosphère, initialement recouverte de glace et en équilibre isostatique (**figure 3.8b**), placée en déséquilibre par suite de la fonte rapide de la calotte qui la recouvrait. Ce cas d'étude montre que le réajustement est très progressif, en comparaison de la fonte de glace dont on pense qu'elle fut très rapide (échelonnée entre $-10\ 000$ et $-5\ 000$ ans). Il convient de noter toutefois que ce réajustement qui est à présent pratiquement achevé peut être considéré comme quasi instantané à l'échelle des temps géologiques.

Ce temps de réponse du système est à relier au caractère visqueux de la couche asthénosphérique située sous la lithosphère et, dans le cas présent, il a même permis d'évaluer la viscosité asthénosphérique par rapport à celle des autres enveloppes qui l'encadrent.

Remarque : Le modèle suivant lequel la lithosphère peut fléchir sous le poids de la glace est étayé par les données recueillies en Antarctique. Sous la glace qui le recouvre, le continent antarctique est suffisamment enfoncé pour que le rebord du plateau continental qui l'entoure soit situé à plus de 500 mètres de profondeur, là où les autres bordures continentales ne sont pas plus profondes que 200 mètres.

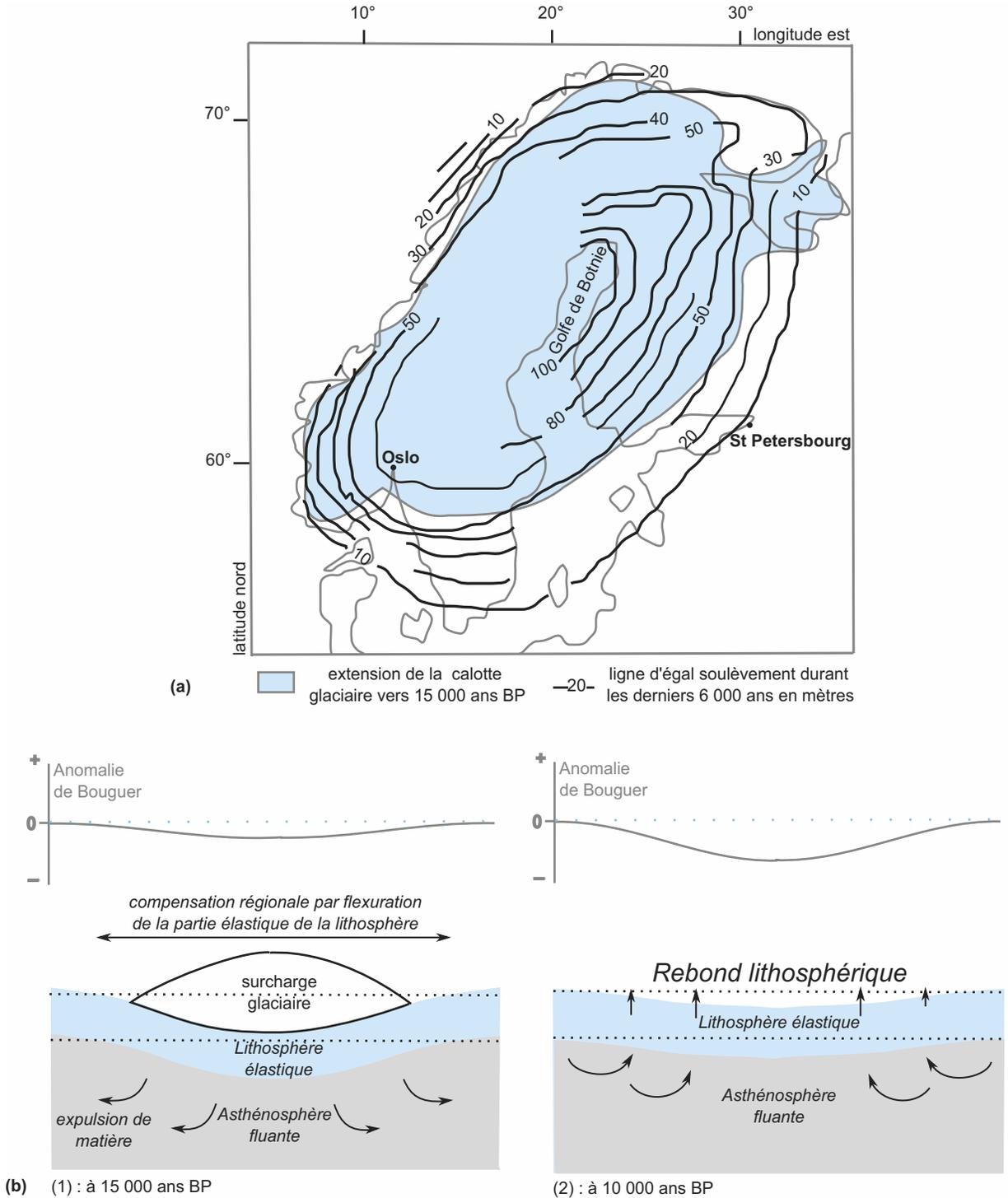


Figure 3.8 Réajustement isostatique en Scandinavie.

(a) soulèvement du bouclier scandinave depuis les derniers 6 000 ans; (b) schémas interprétatifs de la situation isostatique régionale au cours de cette évolution temporelle.

Voir chapitre 12
§ 12.2.1b

b) Surrection des chaînes de montagnes

Durant leur stade de jeunesse, les chaînes de montagnes présentent en général des anomalies isostatiques négatives ; il semble que leur formation s'accompagne d'un épaissement profond en matériaux moins denses (idée d'une racine crustale) plus important que celui qui permettrait simplement d'équilibrer leur relief.

Ce déséquilibre initial vraisemblablement lié à la dynamique de la collision (entraînement en profondeur) est responsable d'un mouvement vertical de remontée qui participe à l'orogénèse et souvent même l'entretient ou la prolonge alors que les causes géodynamiques de formation de la chaîne s'affaiblissent ou même viennent à cesser. L'altitude d'une chaîne de montagnes peut ainsi continuer d'augmenter alors que la cause même de sa formation (la convergence lithosphérique) est devenue très peu marquée ou a disparu.

Cependant, hormis ces quelques situations, il est important de considérer que les causes de perturbation et les réactions isostatiques induites se réalisent approximativement aux mêmes vitesses. C'est le cas de mouvements verticaux ayant pour origine un réajustement thermique ou un processus tectonique associé à la mobilité horizontale de la lithosphère qui se réalisent pratiquement « à l'équilibre isostatique ». Nous allons envisager maintenant quelques exemples de telles situations.

c) Pénéplénation des chaînes de montagnes

Lorsque les processus géodynamiques qui concourent à leur formation ont cessé, les chaînes de montagnes continuent de subir l'érosion de leurs reliefs ; le déblaiement progressif des matériaux portés à l'affleurement s'accompagne alors d'un mouvement de soulèvement qui entretient l'impact de l'érosion sur la structure lithosphérique (ou crustale pour simplifier) et conduit progressivement à la résorption de la racine. Ainsi, l'érosion des reliefs est-elle achevée lorsqu'une épaisseur équivalente à celle cumulée de ces reliefs et de leurs racines (figure 3.9) a été déblayée. Cette dynamique contribue, conjointement aux déformations que subissent généralement les roches des orogènes, à porter à l'affleurement des roches plutoniques et métamorphiques qui constituaient leurs racines durant leur stade de jeunesse. C'est le cas par exemple de la plupart des roches anciennes (âge supérieur à 250 Ma) affleurant actuellement dans le Massif Central et le Massif Armoricain, qui représentent des portions de racines crustales de ces anciennes chaînes varisques.

Ceci est cependant une vision simplifiée des processus de pénénéplénation ; de nombreuses observations montrent que le démantèlement des chaînes de montagnes intègre souvent des processus tectoniques extensifs de fin d'orogénèse (exhumation tectonique) autorisant à la fois une pénénéplénation plus rapide et un élargissement de l'édifice résiduel.

d) Thermosubsidence des planchers océaniques

On appelle subsidence l'enfoncement autonome du socle d'un bassin sédimentaire, continental ou océanique, indépendamment de l'accumulation sédimentaire dont il est l'objet et qui ajoute bien sûr une contribution à cette dynamique verticale.

Lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale, la lithosphère océanique qui y est créée se refroidit et voit sa densité augmenter, principalement du fait de l'épaississement de son manteau supérieur au détriment de l'asthénosphère. Ceci anime une subsidence thermique de la lithosphère océanique (figure 3.10) au regard de l'asthénosphère qui explique, puisqu'elle n'est pas entièrement absorbée par le remplissage sédimentaire, l'augmentation de profondeur du plancher océanique des flancs de la dorsale aux plaines abyssales.

e) Subsidence des bassins épicontinentaux en contexte extensif

De nombreux bassins sédimentaires, à l'image du Bassin de Paris, peuvent être interprétés par le jeu combiné d'un amincissement lithosphérique (subsidence tectonique) et d'un long rééquilibrage thermique (subsidence thermique). L'hypothèse d'une évolution satisfaisant à l'équilibre archimédéen (c'est-à-dire à l'équilibre isostatique) permet d'estimer les parts respectives de ces deux composantes de la subsidence totale.

Voir TP6, exercices
TP6.6 et TP6.7

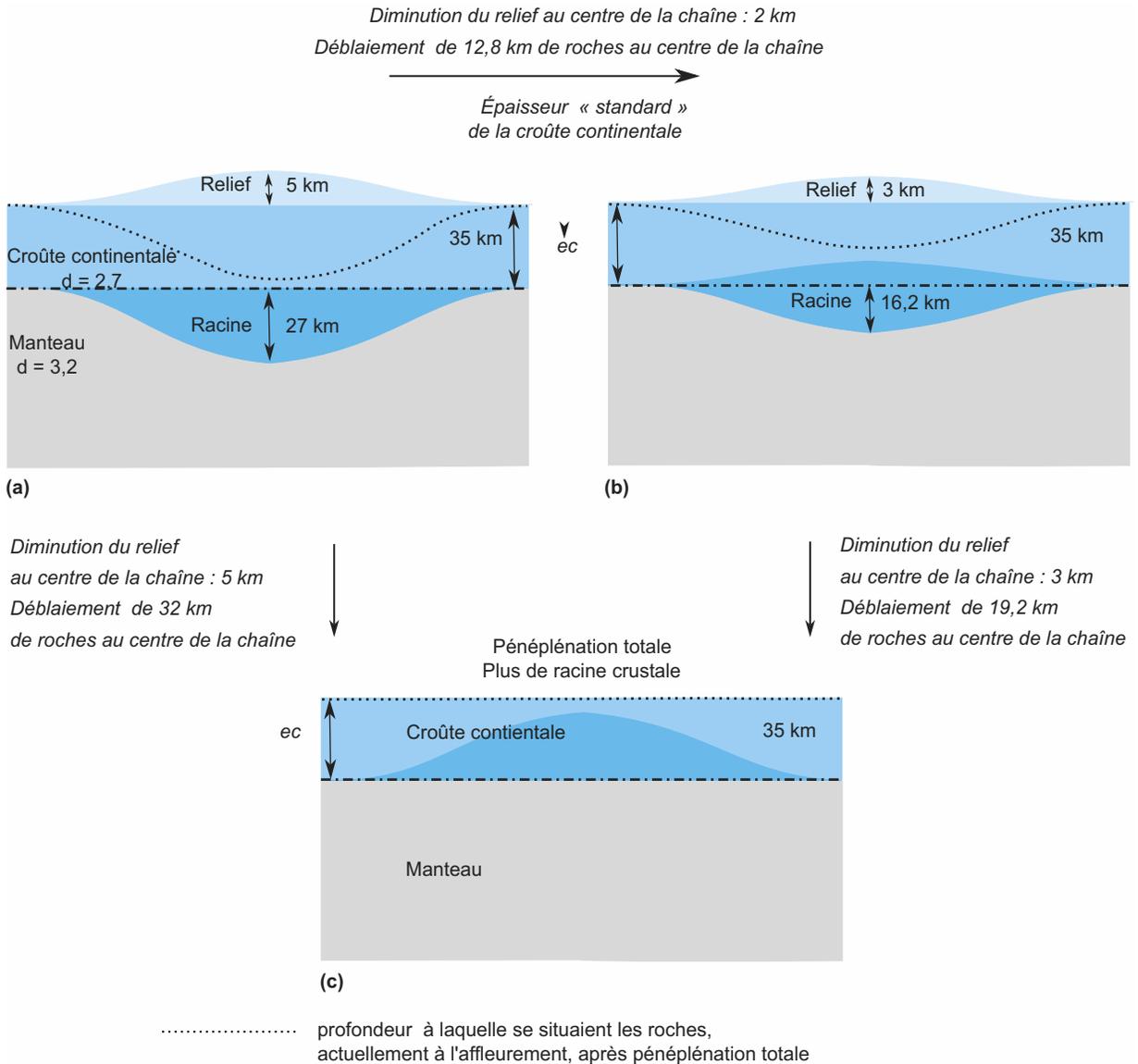


Figure 3.9 Érosion et équilibre isostatique des chaînes de montagnes ;
(a) situation à la fin de l'orogénèse, (b) et (c) évolution de la structure lithosphérique
au cours de la pénéplénéation.

À l'échelle de la chaîne, le trait pontillé matérialise l'évolution de la profondeur des roches qui se retrouvent actuellement à l'affleurement par suite d'un démantèlement réalisé par « érosion à l'équilibre ».

Remarque : D'autres contextes géologiques sont aussi favorables à l'installation de conditions subsidentes. Il en sera notamment question dans le chapitre 12 § 12.2.4 avec le cas particulier des sillons molassiques.

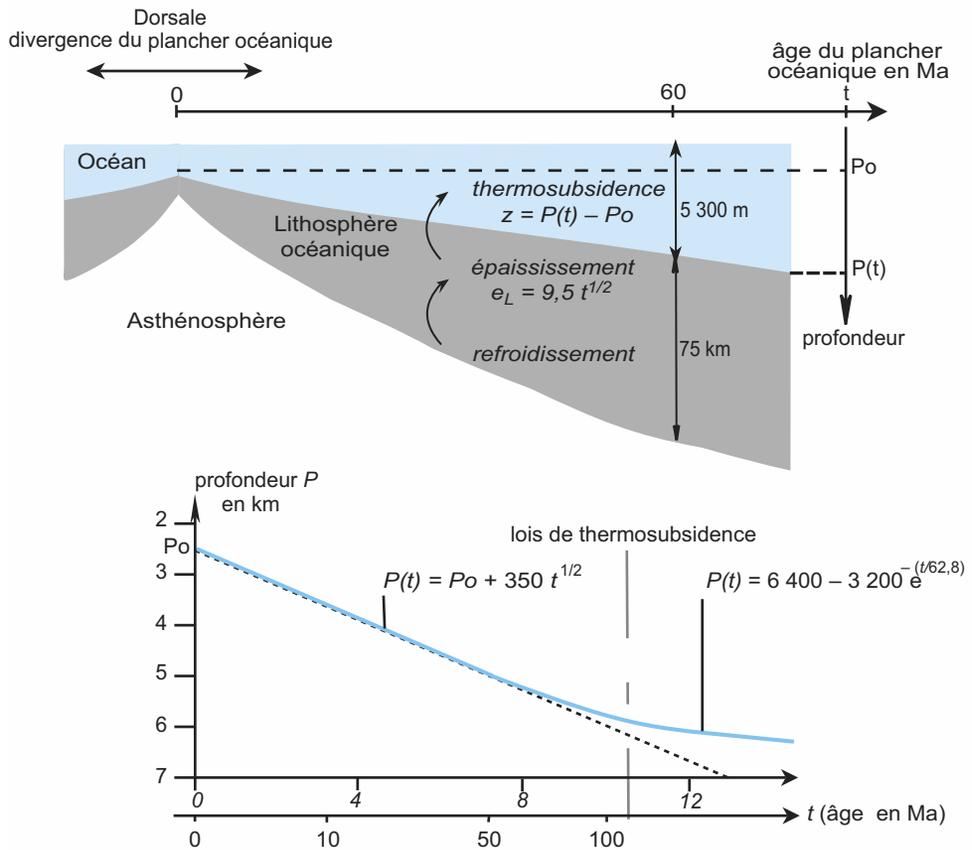


Figure 3.10 Évolution de la profondeur du socle magmatique du plancher océanique en fonction de son âge (éloignement à l'axe de la dorsale où il s'est formé).

La courbe de thermosubsidence du plancher océanique établie à partir des mesures réalisées au cours de campagnes sismiques et de forages peut être lissée par deux expressions mathématiques se complétant :

- pour des âges inférieurs à 100 Ma, $P(t) = P_0 + 350 t^{1/2}$, avec P_0 : profondeur de l'axe de la dorsale émettrice du plancher (actuellement la profondeur moyenne est de 2 500 m) et t : âge du plancher en Ma ;
- pour des âges supérieurs à 100 Ma, $P(t) = 6\,400 - 3\,200 e^{-(t/62,8)}$.

Concernant l'épaississement lithosphérique, principale cause de l'augmentation de densité et donc de la thermosubsidence, elle suit approximativement une loi de type $e_L = 9,5.t^{1/2}$ (avec t : âge de la lithosphère océanique en Ma et e_L l'épaisseur en km ; cette loi est applicable dès que $t > 1$ Ma).

Voir TP4,
exercice TP4.5

3.1.4 Conclusion

Le géoïde n'est pas un ellipsoïde de révolution : il présente de nombreuses ondulations qui témoignent d'une distribution radiale non homogène des matériaux à l'intérieur du globe. De même, il existe en un certain nombre d'endroits des déséquilibres isostatiques capables d'entraîner des mouvements verticaux de la lithosphère. Dans de nombreux cas, les perturbations de l'équilibre isostatique initial sont dues à des épaississements ou à des amincissements lithosphériques indissociables d'une autre dynamique lithosphérique : sa mobilité horizontale.

3.2 LA LITHOSPHERE, UNE MOSAÏQUE D'UNITÉS CINÉMATIQUES

La lithosphère est une enveloppe dynamique animée de mouvements permanents, verticaux comme ceux que nous venons d'aborder, mais aussi horizontaux (encart 3.4).

ENCART 3.4

Évolution des idées mobilistes pour l'écorce terrestre au cours du xx^e siècle



Les premières suggestions de mobilité horizontale pour décrire l'évolution de l'écorce terrestre ont été avancées au cours de la première moitié du xvii^e siècle. Mais ce fut incontestablement Wegener, en 1912, qui formalisa cette idée par le biais d'un modèle appelé « la dérive des continents ».

À cette époque, on considérait la surface de la Terre, l'écorce solide, comme constituée d'un « SiAl » (couche superficielle riche en Silice et Alumine) fragmenté en divers blocs (équivalents des continents actuels) dérivant tels des radeaux sur un « SiMa » (couche profonde riche en Silice et Magnésie, rigide et constitutive des fonds océaniques pour sa partie la plus superficielle, fondue plus en profondeur) du fait principalement de la rotation de la Terre.

Les chaînes de montagnes y étaient présentées comme des « effets de proue » au front des continents en mouvement, les arcs insulaires comme des « effets de poupe » ; ces mouvements provoquaient des remous dans le « SiMa » induisant des remontées de magmas et le volcanisme.

Dans sa théorie, Wegener se fondait sur divers arguments, topographiques, paléontologiques et climatiques (figure 3.11). Cependant, les forces qu'il proposait pour animer cette « dérive des continents » étaient très insuffisantes, qualitativement et quantitativement. Certains géophysiciens utilisèrent cette faiblesse pour tout rejeter.

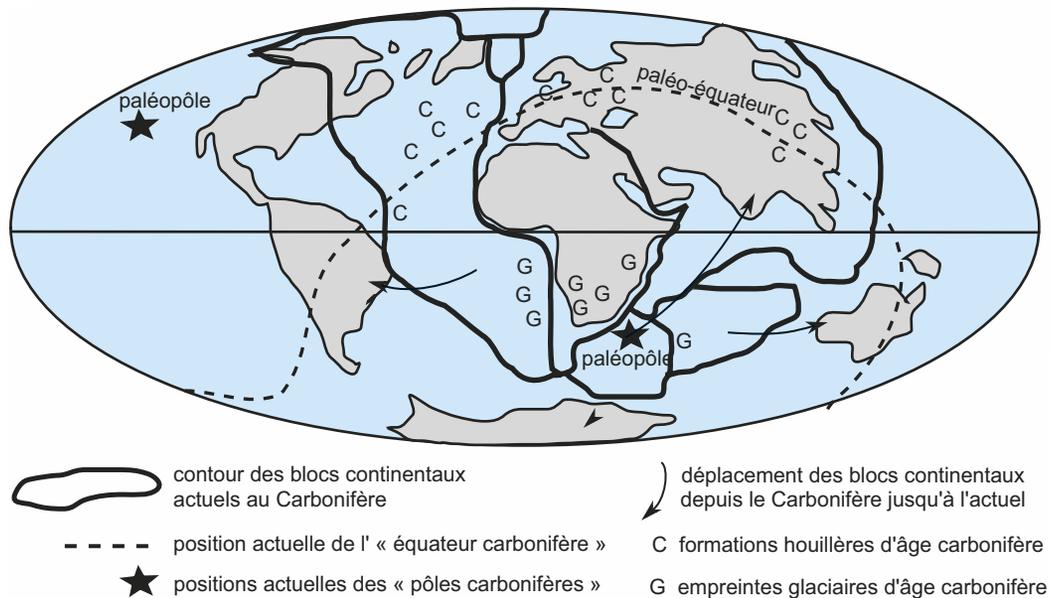


Figure 3.11 Reconstitution du monde à la fin de l'ère paléozoïque (-250 Ma) selon le modèle de Wegener.

Les continents actuels (dessinés avec un trait fin) étaient regroupés en un bloc unique – la Pangée (contour matérialisé par un trait épais) – entouré d'un « super-océan » – la Panthalassa.

Ce modèle a été élaboré par Wegener à partir de divers constats comme la complémentarité des côtes des continents, la distribution géographique des principales régions houillères d'âge carbonifère (C) et les principales provinces ayant conservé des empreintes de glaciation (G) de ce même âge.

Il fallut attendre ensuite 1962 pour que Hess reprenne cette idée mobiliste, cette fois-ci pour la croûte océanique avec l'idée d'accrétion à l'axe des dorsales, juste avant que Dietz propose de l'appliquer à la lithosphère. Cette époque est alors marquée par l'émergence d'un nouveau concept : « la **tectonique des plaques lithosphériques** » dont la première formulation fut publiée en 1968 par divers scientifiques dont Le Pichon. Plusieurs versions de ce modèle vont ensuite se succéder, améliorant peu à peu leurs propriétés explicatives, jusqu'aux modèles actuels proposés par DeMets entre 1991 et 1994, les modèles NUVEL-1. Depuis cette période, « la tectonique des plaques » s'est imposée comme une réalité que plus personne aujourd'hui n'envisagerait de contester.

3.2.1 Déplacements horizontaux à la surface du globe

Ce que vous avez vu au lycée

- Le relief de la Terre, la distribution géographique des volcans et des séismes, les contours des bordures continentales sont des signatures de la tectonique des plaques. Différentes données géologiques (âges des sédiments des fonds océaniques, alignement des volcans de points chauds, anomalies magnétiques) permettent de reconstruire les directions et les vitesses des mouvements des plaques ainsi que leurs variations pour les 180 derniers millions d'années de l'histoire de la Terre. Ainsi, les plaques présentent entre elles plusieurs types de mouvements relatifs : divergence au niveau des dorsales océaniques où elles se forment, convergence dans les zones de subduction et de collision où elles disparaissent, coulissage le long des failles transformantes.
- Les directions et vitesses de ces mouvements sont mesurables sur des échelles de temps de quelques années par les techniques de positionnement par satellites (GPS : *Global Positioning System*). Le modèle de la cinématique globale des plaques, fondé et construit sur des observations géologiques et géophysiques, est validé et affiné par ces mesures pratiquement instantanées.

Bien que la mobilité horizontale de la lithosphère ait été argumentée et évaluée à partir d'observations géophysiques et sédimentologiques sur des échelles de temps du million d'année (on parle dans ce cas de **cinématique finie**), il est aussi possible de la caractériser à partir de mesures de positionnement réalisées à intervalles de temps plus courts et plus ou moins réguliers (mesures géodésiques) ; ceci permet de définir une **cinématique instantanée** à la surface du globe.

a) Mesure directe des déplacements relatifs de la lithosphère

Actuellement, les systèmes les plus utilisés reposent sur l'exploitation de satellites. Nous en évoquerons deux, le système GPS ([encart 3.5](#)) et le système français DORIS.

ENCART 3.5

Mesures géodésiques et détermination d'une vitesse de déplacement relatif



Le **système GPS** (pour *Global Positioning System*) est constitué d'un réseau de 24 satellites géoréférencés dont on connaît exactement la position par rapport à des stations de référence au sol. Des balises fixes ou mobiles sont déployées tous les 4 à 5 ans en des endroits référencés à la surface de la lithosphère et l'évolution de leurs positionnements déterminés par rapport aux satellites du réseau GPS ([figure 3.12](#)) permet d'obtenir des informations sur la cinématique instantanée de la lithosphère, et plus particulièrement

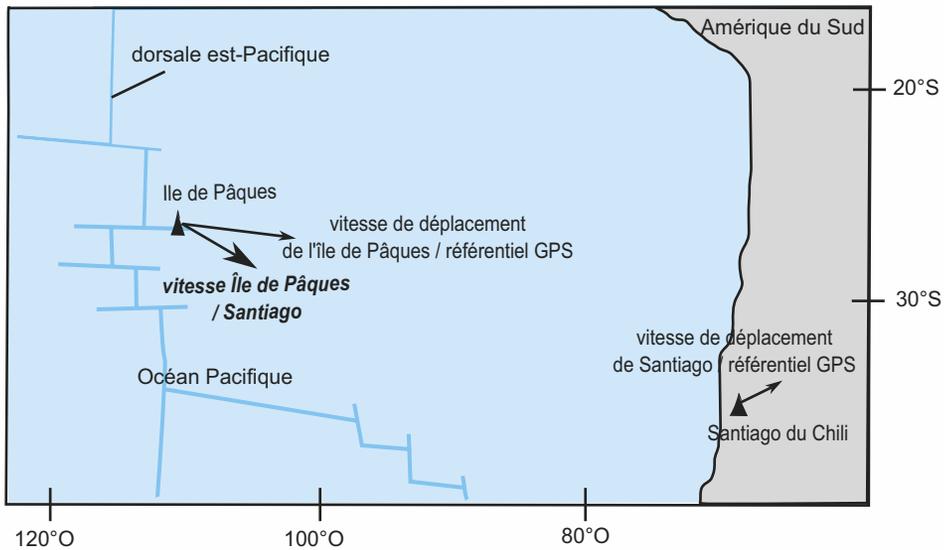
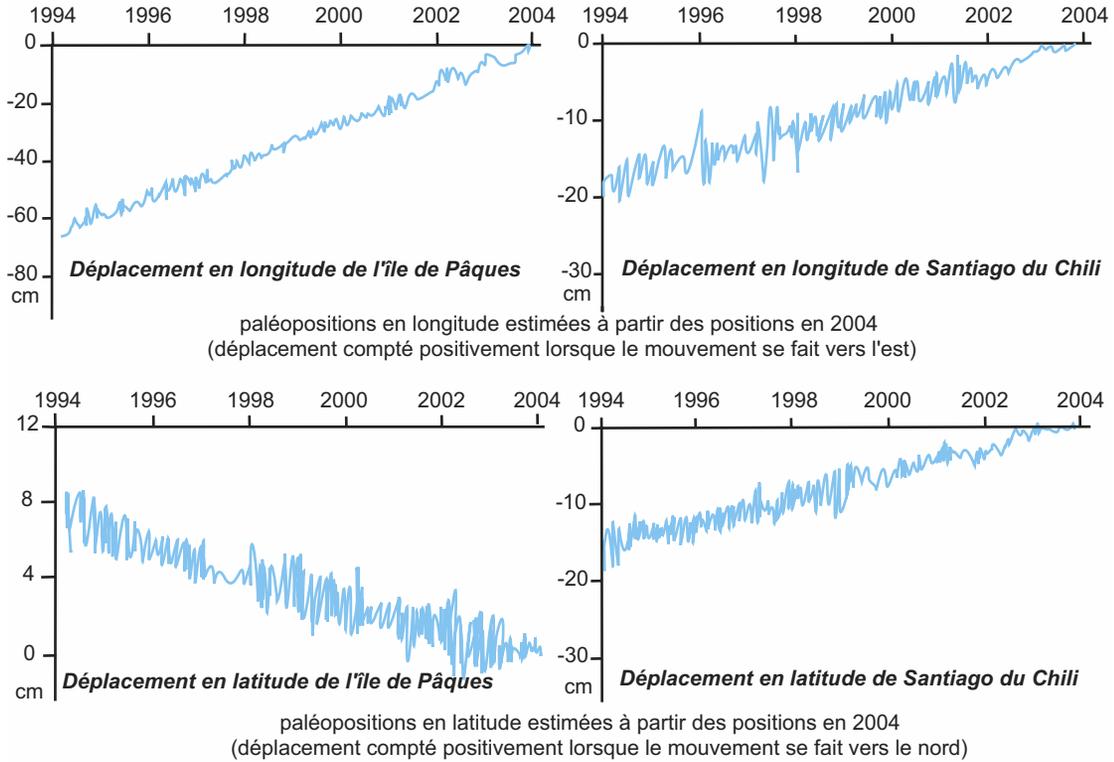


Figure 3.12 Déplacements (exprimés en centimètres) des stations de l'île de Pâques et de Santiago du Chili entre 1994 et 2004.

Les données proposées permettent de déterminer la vitesse moyenne de déplacement de chaque station entre 1994 et 2004. Pour l'île de Pâques, le déplacement en longitude sur 10 ans est de 67 cm vers l'est, soit 6,7 cm/an ; le déplacement en latitude est de 8 cm vers le sud, soit 0,8 cm/an. Pour Santiago, le déplacement en longitude sur 10 ans est de 20 cm vers l'est, soit 2 cm/an ; le déplacement en latitude est de 15 cm vers le nord, soit 1,5 cm/an. Ces deux stations se rapprochent donc suivant une convergence à forte composante est-ouest à une vitesse proche de 5,2 cm.an⁻¹.

sur les mouvements relatifs que les différentes stations peuvent présenter entre elles. La résolution de ce système est de l'ordre du centimètre par an ou moins.

Pour réaliser une mesure GPS, pas moins de quatre satellites sont nécessaires. Trois d'entre eux permettent de réaliser ce qui est appelé une triangulation et ainsi de positionner le « point balise » en longitude et en latitude ; le quatrième satellite permet alors de déterminer son altitude.

Analogue au système GPS, le système DORIS est constitué d'un réseau de balises au sol initialement conçues pour mesurer et corriger les trajectoires d'un certain nombre de satellites (encart 3.2) ; celles-ci ayant été vérifiées, ce réseau est utilisé depuis pour mesurer l'évolution de la position des balises par rapport aux satellites. En réitérant ces mesures en deux points à intervalles réguliers, on en déduit leur déplacement relatif éventuel.

L'ordre de grandeur des mouvements relatifs susceptibles d'exister entre deux secteurs lithosphériques voisins et mesurés par ces méthodes évolue du centimètre par an à la vingtaine de centimètres par an.

b) Comparaison aux données indirectes

Les mouvements de la lithosphère sont aussi étudiés par le biais des traces géologiques qui leur sont associées et qui ont été enregistrées par la lithosphère au cours du temps. Leur étude livre donc des informations sur une cinématique passée qui peut ou non avoir changé au cours du temps. On parle alors de **cinématique finie**.

► Apport des études paléomagnétiques

L'étude du paléomagnétisme océanique a permis d'étoffer l'argumentaire favorable au concept de mobilité horizontale de la lithosphère (encarts 3.6 et 3.7).

ENCART 3.6

Le magnétisme terrestre



L'existence d'un champ magnétique terrestre peut être mise en évidence en utilisant une aiguille aimantée : celle-ci s'oriente suivant une direction bien définie et l'ensemble des mesures permet de proposer l'idée selon laquelle ce champ serait comparable à celui d'un **dipôle magnétique** (figure 3.13). L'existence de ce champ est essentielle pour la vie sur Terre car elle engendre notamment une sorte de bouclier protecteur (magnétosphère) face aux radiations ionisantes émanant du Soleil et de l'espace.

La caractérisation du champ magnétique en un point repose sur l'évaluation de sa **déclinaison** (angle entre la composante horizontale du champ et le Nord géographique), de son **inclinaison** (angle entre la composante horizontale du champ et la direction du champ total, seulement dépendante de la latitude du point), et de son **intensité** (exprimée en nT – nanotesla – encore notée γ).

Remarque : En France métropolitaine et simplement à titre d'exemple, les valeurs moyennes du champ magnétique sont de 46 000 nT pour son intensité, respectivement de 6° et 64° pour sa déclinaison et son inclinaison).

Un certain nombre de roches disposent de la capacité à « fossiliser » le champ magnétique contemporain de leur formation. Les minéraux ferromagnésiens qu'elles peuvent contenir acquièrent sous l'effet du champ magnétique environnant dit « inducteur », une aimantation propre (orientation parallèle et de même sens des dipôles magnétiques engendrés par les mouvements ou « spins » des électrons célibataires d'atomes comme le fer) et la conservent en mémoire ; il s'agit d'une propriété de **rémanence** (mémoire) de ces minéraux. Le champ magnétique peut avoir été enregistré de deux manières distinctes suivant le type de roches :

- les **roches magmatiques** l'enregistrent au cours de leur refroidissement ; lorsque la température des minéraux déjà cristallisés s'abaisse en dessous du **point de Curie**

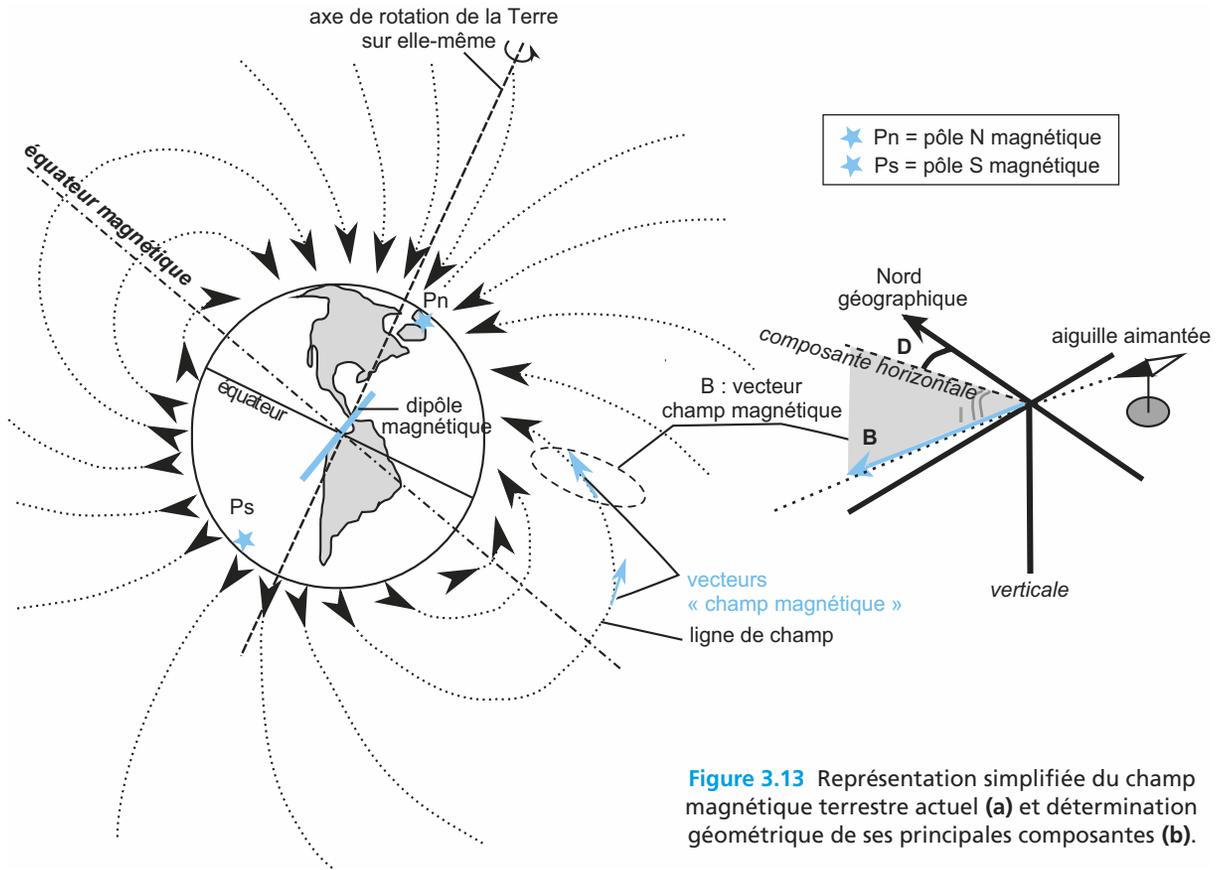


Figure 3.13 Représentation simplifiée du champ magnétique terrestre actuel (a) et détermination géométrique de ses principales composantes (b).

(température propre à chaque minéral et comprise entre 500 et 700 °C), ces **minéraux ferromagnétiques** (hématite $-\text{Fe}_2\text{O}_3-$, magnétite $-\text{Fe}_3\text{O}_4-$ et surtout titanomagnétite $-\text{Fe}_2\text{TiO}_4-$) fixent le champ magnétique du moment en intensité, en déclinaison et en inclinaison (sous cette température, les dipôles magnétiques s'alignent tous dans le sens du champ inducteur présent, l'agitation thermique étant devenue trop faible pour les maintenir dispersés). Dans ce cas, il faut bien comprendre que ce ne sont pas les cristaux qui s'orientent, le matériau étant solidifié depuis un temps certain ;

- les **roches sédimentaires** l'enregistrent lorsque leurs sédiments constitutifs contiennent des **particules ferromagnétiques détritiques** issues de l'érosion de roches magmatiques en contenant au préalable. Ces particules ayant acquis un magnétisme au moment de leur refroidissement s'orientent cette fois-ci au cours de leur chute sur le fond océanique telles de petites aiguilles aimantées sous l'action du champ magnétique contemporain de leur dépôt.

Le paléomagnétisme consiste à retrouver les caractéristiques du champ magnétique terrestre au cours des temps *via* l'étude de la « mémoire » de ces roches.

L'analyse de coulées volcaniques récentes (dans le Massif Central par Brunhes, au Japon par Matuyama, etc.) a permis de mettre en évidence des aimantations sensiblement de même orientation que l'aimantation actuelle, soit de même sens, soit de sens inverse : ces dernières montrent qu'à certaines époques des **inversions du champ magnétique** ont dû se produire. La globalisation de ces études et l'apport du magnétisme détritique tiré de roches sédimentaires plus anciennes ont permis d'établir un **calendrier paléomagnétique** (figure 3.14) indiquant la succession des inversions du champ magnétique terrestre au cours du temps.

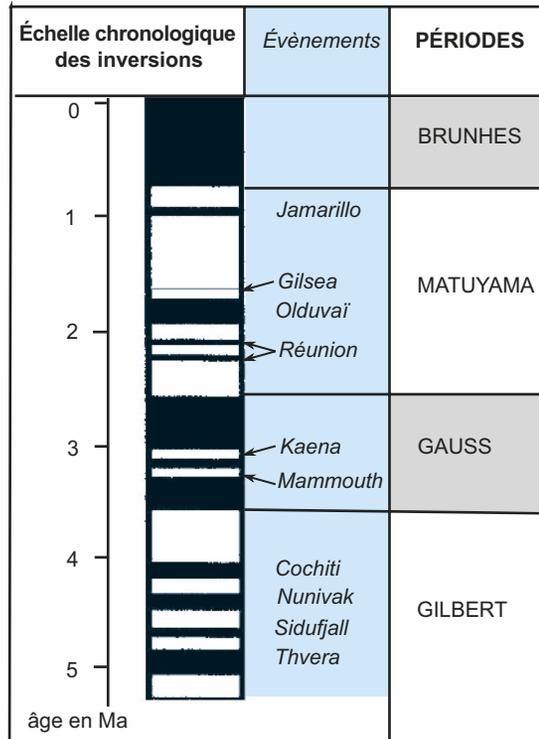


Figure 3.14 Échelle des inversions magnétiques sur les 4,5 derniers Ma.

Les époques normales (périodes durant lesquelles le sens du champ magnétique a été identique à l'actuel) y sont représentées en noir, les époques inverses en blanc. Chaque époque est entrecoupée de périodes de renversement du champ de plus courte durée appelées événements. La succession des périodes et des événements est totalement aperiodique, ce qui signifie que les inversions se produisent de manière aléatoire au cours du temps.

Des mesures du champ magnétique ont été effectuées en surface des océans en utilisant des magnétomètres embarqués à bord d'avions ou tractés par des navires océanographiques. Ces mesures ont permis de détecter des **anomalies magnétiques** : à certains endroits, le champ magnétique mesuré diffère du champ magnétique estimé à la latitude magnétique considérée. Ces écarts ou anomalies, d'amplitudes inférieures ou égales à 1 % du champ total le plus souvent (en moyenne voisines de 100 nT), ont été interprétés par Morley, Vine et Matthews (1963) comme résultant de l'ajout ou du retrait au magnétisme actuel d'un magnétisme « fossile » issu des roches magmatiques du plancher océanique. Leur distribution symétrique par rapport à l'axe des dorsales et leur parfaite correspondance avec la succession des périodes et événements du calendrier paléomagnétique sont à l'origine de l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques (*Sea floor spreading*) qui reprend l'idée de Hess (1962) d'une dynamique en « tapis roulant » des fonds océaniques et l'étaye largement.

La distribution des **anomalies magnétiques** dans les domaines océaniques est souvent complexe à interpréter du fait des nombreuses fractures qui les décalent horizontalement les unes des autres ; c'est seulement en se rapprochant des dorsales que les anomalies présentent des distributions plus régulières et parallèles à la dorsale ; l'analyse des **profils magnétiques** (encart 3.7) établis de part et d'autre de l'axe des dorsales montre qu'ils sont semblables à ceux que l'on peut construire à partir du modèle de Vine et Matthews (figure 3.15), ce qui permet d'imposer au final cette idée.

ENCART 3.7

Du profil magnétique transverse à la dorsale à l'évaluation d'une vitesse de divergence



L'étude d'un profil magnétique transverse à une dorsale (figure 3.15) suppose d'identifier tout d'abord les différentes anomalies, positives et négatives, par rapport à la valeur théorique du champ actuel avant que de les corrélérer aux inversions successives répertoriées dans le calendrier paléomagnétique. Ce travail permet de dater les différentes anomalies enregistrées à une certaine distance de part et d'autre de l'axe de la dorsale : on en déduit alors une vitesse moyenne de divergence des fonds océaniques par rapport à cet axe.

Dans le cas présent, on a ajouté le profil théorique qui aurait pu être observé compte tenu de l'étalement des différentes périodes paléomagnétiques de part et d'autre de la dorsale : cela a pour intérêt de montrer sur cet exemple que le profil théorique est très

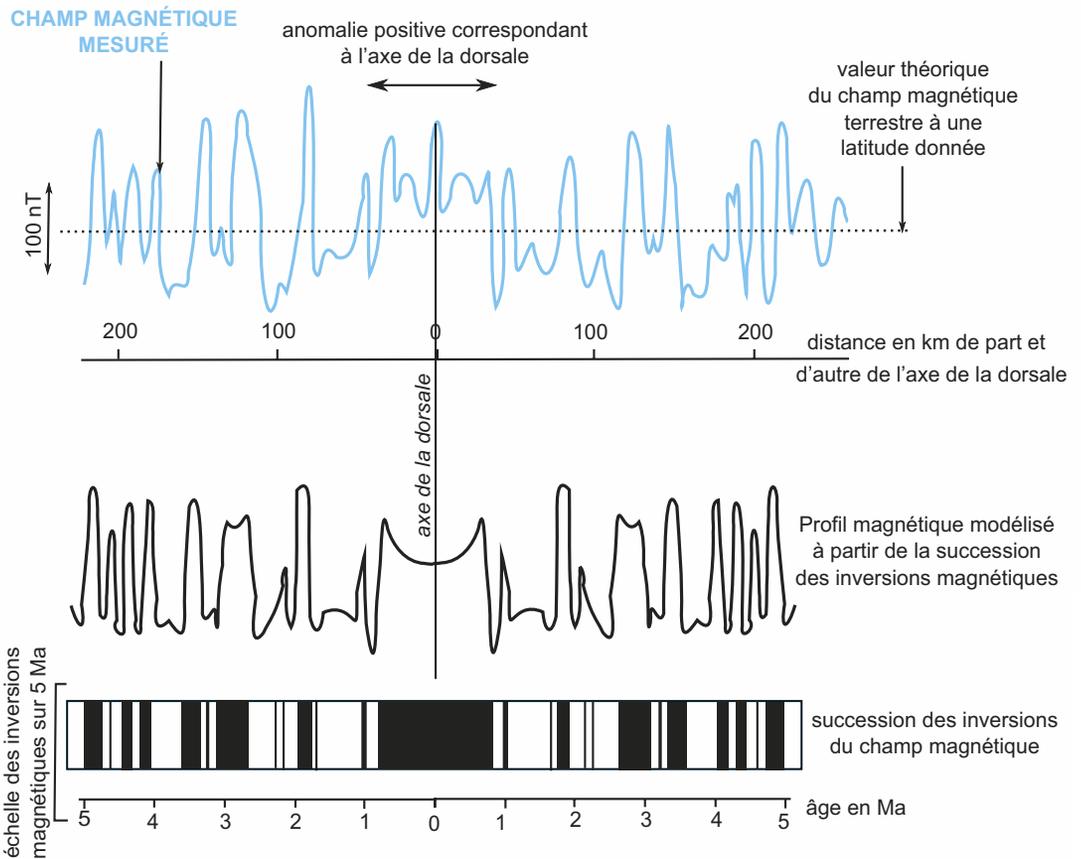


Figure 3.15 Profil magnétique de part et d'autre de la dorsale Sud-Pacifique

et comparaison au modèle théorique calculé à partir de l'hypothèse de Vine et Matthews.

L'échelle des inversions magnétiques a été replacée sous les profils de façon à rendre compte de la parfaite correspondance entre distribution spatiale des anomalies et distribution temporelle des périodes et événements magnétiques dans le secteur. L'étendue en km du profil est précisée de manière à permettre un calcul de la vitesse d'expansion. Sur cet exemple et pour les trois derniers millions d'années, on peut évaluer une vitesse moyenne d'expansion totale voisine de $8,6 \text{ cm.an}^{-1}$.

Voir TP4,
exercice TP4.2

semblable au profil observé, ce qui valide l'hypothèse de Vine et Matthews. Dans la pratique, il n'est pas nécessaire de construire un tel profil théorique pour déduire du profil observé une vitesse de divergence.

Remarque : Il se peut que les profils magnétiques ne soient pas symétriques par rapport à la dorsale ; dans ces cas, les accrétions ne sont pas symétriques et il est alors important d'évaluer le taux d'expansion de chaque flanc pour compléter la valeur du taux global d'expansion.

Les dorsales sont donc des lieux d'**expansion des fonds océaniques** de part et d'autre desquels divergent les portions lithosphériques nouvellement formées à leur axe. L'évaluation de vitesses de divergence peut être menée en corrélant la distribution spatiale des anomalies de part et d'autre de leur axe à l'échelle des inversions magnétiques, corrélation rendue possible par le caractère a périodique de ces dernières.

➤ Apport de l'étude des sédiments reposant sur le socle océanique

L'étude des premiers dépôts sédimentaires recouvrant les fonds océaniques a été menée dans le cadre de programmes de forages océaniques profonds. Leurs âges ont été établis entre autres à partir de l'étude des microfossiles et confirmés dans quelques cas par datation radiochronologique des basaltes sous-jacents ; des cartes telles celles des [figures TP4.4a et b et TP6.10, cahier couleur pp. 22, 23 et 28](#) rassemblent ces données de façon synthétique. Les résultats confirment en tout point ceux obtenus par le paléomagnétisme et les précisent dans le cas de longues périodes sans inversion magnétique (Crétacé supérieur par exemple).

➤ Bilan

Les études océaniques ont donc permis :

- d'établir la divergence des fonds océaniques de part et d'autre de l'axe des dorsales ;
- de proposer des vitesses moyennes de divergence établies sur l'exploitation des anomalies magnétiques au cours des trois derniers millions d'années. Ce sont ces vitesses qui, associées à d'autres données, permettent l'élaboration d'un modèle de « cinématique finie » pour la lithosphère.

Il existe une forte cohérence entre les données de la cinématique finie et celles de la cinématique instantanée ; ces deux approches participent donc de manière complémentaire à la caractérisation des mouvements horizontaux de la lithosphère. Elles montrent que les mouvements actuels sont pour l'essentiel comparables à ceux qui ont animé la lithosphère au cours des trois derniers millions d'années et relèvent donc d'un processus **continu**.

c) La cinématique comme identifiant des frontières de plaques

L'étude de la répartition des séismes a permis, bien avant que des mesures directes de mouvement n'aient été réalisables, de proposer un découpage de la lithosphère en **unités cinématiques** appelées **plaques**. Les études précédentes valident cette démarche et montrent qu'il n'existe pas un mouvement d'ensemble de la lithosphère mais plutôt des mouvements. On définit, à l'échelle de la lithosphère, des unités cinématiques séparées les unes des autres par des frontières cinématiques coïncidant avec le tracé des secteurs les plus sismiques et regroupant de proche en proche les points animés par un même mouvement à la surface du globe : ces ensembles de points constituent des plaques lithosphériques. Deux points appartenant à une même plaque ne présentent pas en théorie de mouvement relatif significatif et durable l'un par rapport à l'autre.

Les **frontières** de plaques séparent donc deux portions voisines de lithosphère présentant entre elles un **mouvement relatif** significatif et durable. En fonction de ce mouvement relatif et de la nature des deux portions de lithosphères en présence, on distingue différents schémas géodynamiques que nous préciserons ultérieurement ([tableau 3.1](#)).

TABEAU 3.1 DIFFÉRENTS TYPES DE CONTEXTES GÉODYNAMIQUES EN FONCTION DU MOUVEMENT RELATIF DES PLAQUES ET DE LEUR NATURE.

| Mouvement relatif | Domaine océanique | | Domaine continental |
|--------------------|--|---|--|
| Divergence | Accrétion (dorsales océaniques ; <i>exemple</i> : dorsale Est-Pacifique) | | Rifting (fossés d'effondrement ; <i>exemple</i> : rift Est-Africain) |
| Convergence | Subduction intra-océanique (à l'aplomb de certains arcs insulaires intraocéaniques ; <i>exemple</i> : subduction des Mariannes) | Subduction océan – continent (à l'aplomb de certaines bordures continentales – marges actives –, et de certains arcs insulaires continentaux ; <i>exemples</i> : bordure Ouest Sud-Américaine, et Est-Japonaise) | Collision (entre deux marges continentales imbriquées ; <i>exemples</i> : Himalaya, Alpes) |
| | | Obduction (au-dessus de certaines marges continentales ou d'arcs insulaires continentaux ; <i>exemple</i> : marge Est-Arabique) | |
| Couissage | Couissage transformant (le long des failles transformantes océaniques ; <i>exemple</i> : faille Vema dans l'Atlantique) | | Couissage continental (le long de couloirs de décrochement intracontinentaux ; <i>exemple</i> : faille du Levant) |

3.2.2 Plaques : unités cinématiques de la lithosphère

a) Structure des plaques

Suivant la nature de la croûte qui participe à la lithosphère, on distingue des **plaques purement océaniques** (Pacifique, Nazca, Cocos, Philippines), des **plaques mixtes** avec passage latéral de la croûte océanique à la croûte continentale (Afrique, Eurasie, Amérique du Sud, Amérique du Nord, Antarctique), plus rarement des **plaques continentales** (plaques anatolienne et iranienne définies dans certains modèles).

► Limites verticales

La limite inférieure des plaques est matérialisée sismologiquement par le sommet de la **LVZ**. Ce niveau est fluctuant aussi bien sous une portion continentale de plaque (épaississement fréquent dans les chaînes de montagnes notamment les plus anciennes et amincissement caractéristique dans les secteurs de rifting) que sous une portion océanique depuis l'axe de la dorsale caractérisée par une épaisseur minimale de quelques kilomètres jusqu'aux marges où son épaisseur est alors la plus importante (de l'ordre de 100 km en général).

► Limites horizontales

Elles sont avant tout matérialisées par des secteurs en bandes étroites qui concentrent l'essentiel de l'activité géologique affectant la lithosphère ; elles correspondent aux zones les plus **déformées**, le long desquelles les **activités sismique** surtout et **volcanique** ensuite se distribuent très majoritairement.

Au cours du temps, les différents modèles qui se sont succédés ont pris en compte un nombre croissant de plaques. Alors que Le Pichon proposait en 1968 un modèle constitué de 6 plaques principales, la famille de modèles actuellement les plus utilisés, NUVEL-1 (DeMets, 1990 et 1994), repose sur 11 plaques principales et 5 plus petites (figure 3.16).

► Rhéologie et déformabilité des plaques

Le comportement mécanique de la lithosphère sera abordé dans le chapitre 10 ; on admettra comme première approximation que les plaques sont **indéformables** ou, pour être plus précis,

Voir chapitre 2, § 2.1.2c

Voir chapitre 10 § 2.1.3

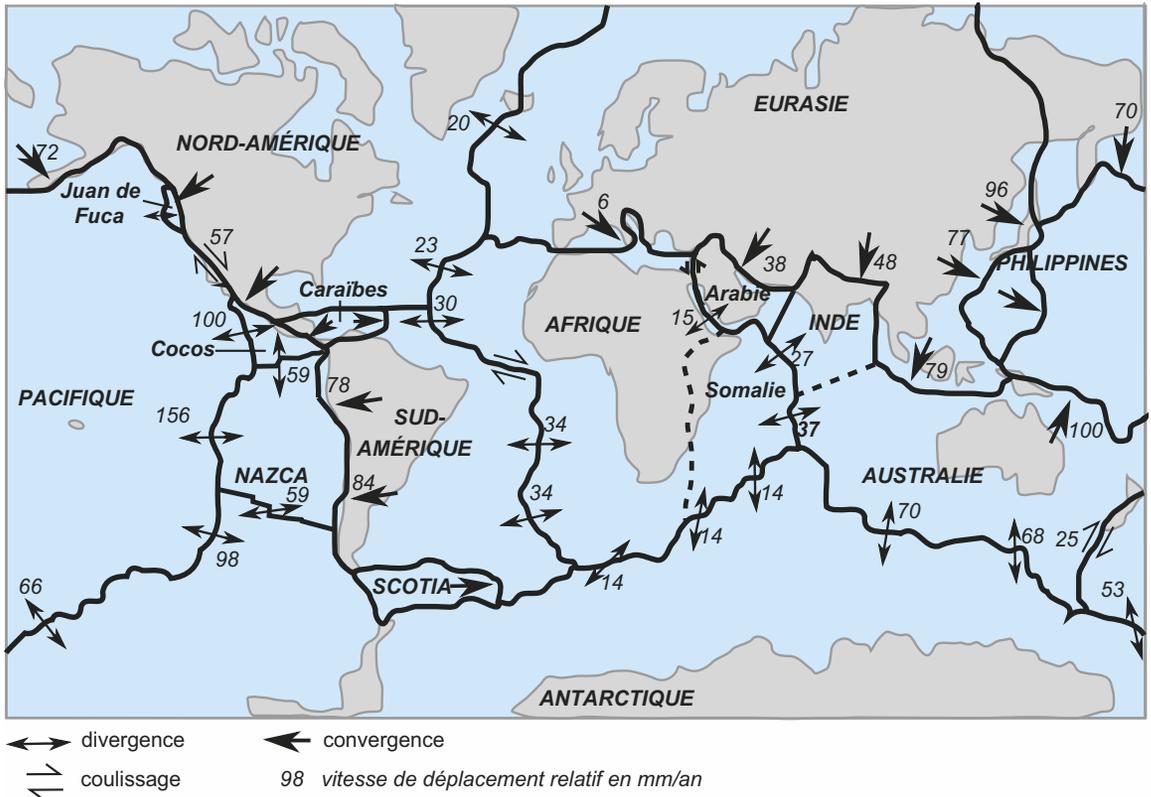


Figure 3.16 Découpage de la lithosphère en 16 plaques suivant le modèle NUVEL-1.

Les vitesses des plaques ont été figurées par des flèches doubles pour les mouvements de divergence, par des flèches simples épaisses pour les mouvements de convergence (figurées sur l'unité chevauchante), par des demi-flèches pour les mouvements de coulissement. Le nom des plaques principales est indiqué en majuscules, celui des plaques plus petites en minuscules.

Les traits en pointillés indiquent les frontières entre des plaques souvent réunies en une seule dans certains modèles simplifiés.

que les déformations internes aux plaques sont négligeables au regard de ce qui se passe à leurs frontières.

Elles seront aussi considérées comme rigides, notamment par rapport à l'asthénosphère sous-jacente : cette conception est essentielle pour expliquer la transmission des contraintes sur de grandes distances à partir des frontières de plaques. Ceci signifie qu'à l'échelle globale l'état de contraintes dans une plaque est le plus souvent cohérent avec son régime cinématique : il est principalement imposé par les mouvements horizontaux aux frontières. Cependant, à plus petite échelle, de multiples facteurs peuvent perturber cette relation simple et, de ce fait, rendre plus délicate l'interprétation des déformations en termes de reconstitution de la cinématique passée des plaques.

b) Mouvement des plaques

À l'échelle locale ou régionale (sur des distances maximales de l'ordre du millier de kilomètres), les mouvements des plaques peuvent être décrits comme des translations planes à la surface de l'asthénosphère. Cette simplification permet alors de reconstituer plus facilement les rapports entre plusieurs plaques voisines.

À plus grande échelle cependant, il devient impératif de prendre en compte la forme sphérique de la Terre à la surface de laquelle toute droite devient un arc de cercle, et tout mouvement « horizontal » devient une rotation. La géométrie eulérienne remplace alors la géométrie euclidienne dans la description du mouvement des plaques.

Chaque plaque est donc animée d'un **mouvement de rotation** (figure 3.17) autour d'un axe eulérien passant par le centre de la Terre et perçant sa surface en deux points diamétralement opposés ; l'un d'entre eux choisi arbitrairement est appelé **pôle de rotation**.

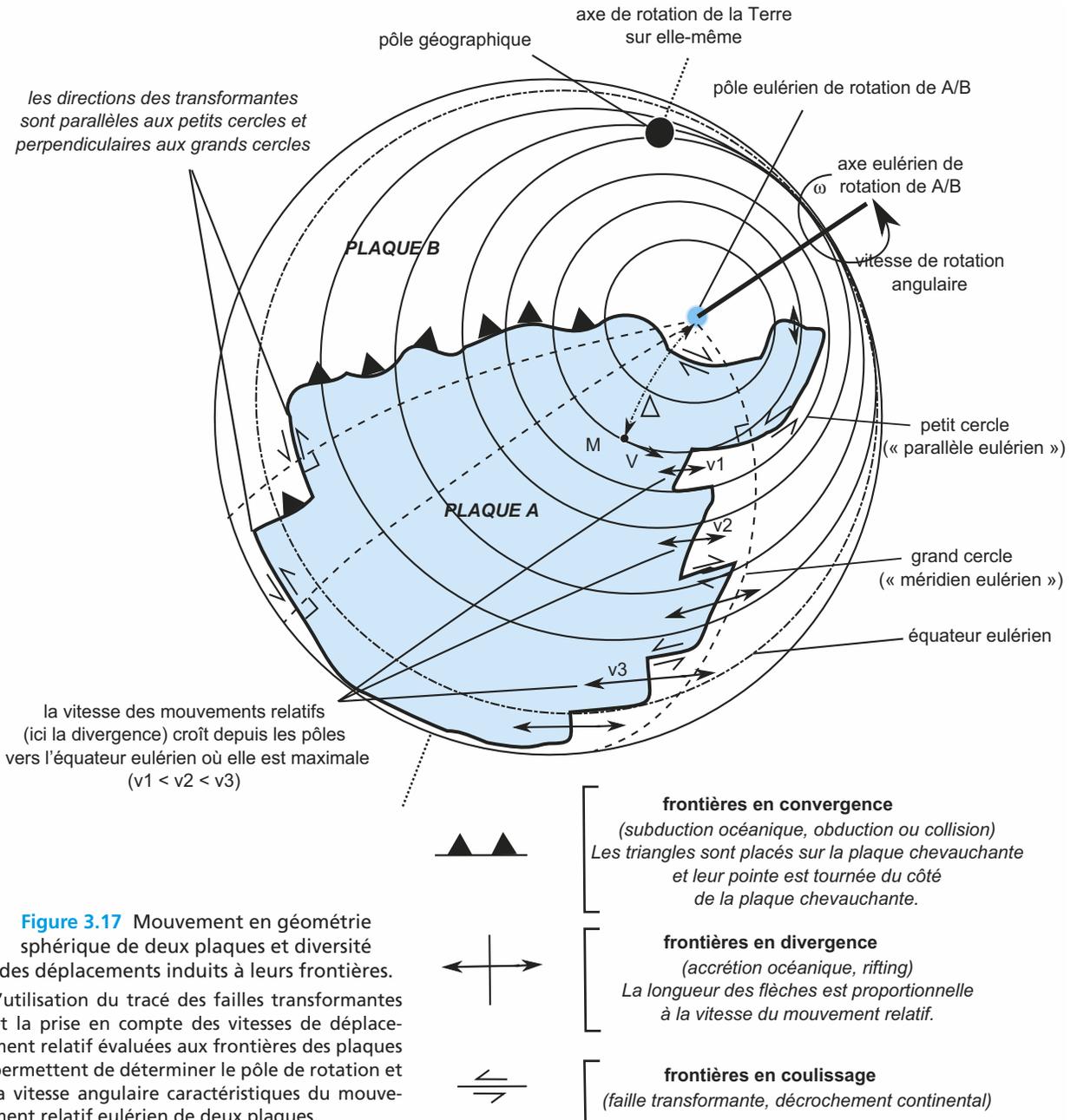


Figure 3.17 Mouvement en géométrie sphérique de deux plaques et diversité des déplacements induits à leurs frontières. L'utilisation du tracé des failles transformantes et la prise en compte des vitesses de déplacement relatif évaluées aux frontières des plaques permettent de déterminer le pôle de rotation et la vitesse angulaire caractéristiques du mouvement relatif eulérien de deux plaques.

La détermination d'un pôle et d'une vitesse angulaire de rotation ω suffisent, en considérant la plaque comme rigide, pour déterminer la trajectoire et la vitesse linéaire de déplacement de tout point de cette plaque par rapport à une autre plaque voisine. Cette vitesse est tangente au petit cercle passant par le point en question et sa norme est déduite de la relation $V = \omega.R.\sin(\Delta)$, R étant le rayon de la Terre et Δ la distance angulaire entre le point considéré et son pôle de rotation. La vitesse V est nulle lorsque le point se situe au pôle de rotation et maximale lorsque le point se trouve sur l'équateur eulérien.

L'identification du mouvement relatif de rotation de deux plaques consiste donc à déterminer ce couple de paramètres, pôle de rotation et vitesse angulaire exprimée en radian/Ma ou en mm/an) ; ce point est abordé dans l'encart 3.8.

ENCART 3.8

Détermination du pôle eulérien et des vecteurs vitesse décrivant le mouvement relatif de deux plaques



Concernant la détermination du pôle de la rotation relative d'une plaque A par rapport à une autre plaque B, plusieurs approches sont possibles.

Le principe commun à toutes ces approches est qu'en chaque point d'une plaque A où l'on connaît la direction du vecteur vitesse V caractérisant son déplacement par rapport à la plaque B, il est possible de tracer la perpendiculaire à V : celle-ci est une droite qui, sur la sphère terrestre, devient un grand cercle (de rayon terrestre) analogue à un méridien (méridien eulérien dans ce cas). Si plusieurs vecteurs vitesses ont été déterminés le long de la frontière A-B, les grands cercles qui leur sont perpendiculaires s'intersectent théoriquement en deux points uniques dont l'un peut être choisi comme pôle de rotation de A par rapport à B. Plus concrètement, l'intersection de ces grands cercles est souvent une « région » dont la surface diminue au fur et à mesure que le géologue intègre un nombre plus important de données.

Au niveau des dorsales, la direction locale du mouvement des deux plaques divergentes est donnée par la **direction des failles transformantes océaniques**. Le pôle de rotation se trouve à l'intersection des grands cercles perpendiculaires (figure 3.17) aux petits cercles passant par les différents segments transformants aux limites des deux plaques.

En dehors de ces secteurs privilégiés, la direction du mouvement relatif de deux plaques peut être déduite de l'étude des **mécanismes au foyer des séismes** (encart 3.9) ayant lieu le long de leur frontière commune ; les vecteurs glissements sont théoriquement tangents à des petits cercles admettant tous un pôle commun que l'on peut déterminer par la même méthode que précédemment. Cette détermination est généralement moins fiable que la précédente si bien que les pôles de rotation se trouvent positionnés avec plus d'incertitude.

Des données semblables à celles des vecteurs glissement déduits des mécanismes aux foyers des séismes peuvent aussi être exploitées : il s'agit des vecteurs déplacement déduits des données géodésiques.

Concernant la détermination de la vitesse angulaire de rotation ω (A/B), elle peut être réalisée à partir des vitesses linéaires V en inversant la relation exprimant V en fonction de ω ($\omega = V/R.\sin \Delta$) ; ces calculs ne seront cependant pas abordés ici. Le long des dorsales, les vitesses « V » peuvent être déduites d'études géodésiques (cinématique instantanée) ou paléomagnétiques sur les trois derniers millions d'années (cinématique finie). Partout ailleurs, c'est-à-dire le long de coulissages continentaux ou dans les secteurs de convergence, seules les données géodésiques sont exploitables.

En définitive, si une plaque présente parmi ses frontières des secteurs de dorsale, cela permet d'affiner ses caractéristiques cinématiques à partir de la confrontation des données des cinématiques finie et instantanée ; sinon seules les données de la cinématique instantanée sont utilisables. Ceci conduit à donner un poids plus important aux mouvements des plaques disposant de

Mécanismes au foyer et détermination du mouvement relatif de deux compartiments vecteur glissement



Voir chapitre 10
§ 10.1.1a

La plupart des foyers sismiques sont situés en profondeur le long de failles qui n'atteignent que très rarement la surface, et le long desquelles, même dans ce dernier cas, il est difficile de déterminer le sens du glissement à partir d'observations directes. Cette détermination est pourtant essentielle pour tenter d'accéder aux directions des mouvements responsables de cette déformation, lesquels peuvent être considérés comme représentatifs du mouvement relatif global des plaques en présence.

L'étude des ondes sismiques qui parviennent aux différentes stations du réseau sismologique mondial permet de modéliser ce qui ne se voit pas, à savoir le mécanisme cinématique au foyer de chaque séisme.

Pour cela, les sismologues s'intéressent à la direction des mouvements du sol à l'arrivée des ondes P (figure 3.18a et b) et **tout particulièrement au premier mouvement** : dans certains cas, le sol commence par se soulever donc par s'éloigner de la source sismique (la station est « poussée » vers l'extérieur par l'arrivée d'une première onde en compression d'où un tracé caractéristique du premier pic des ondes P sur le sismogramme) ; dans d'autres cas, le premier mouvement du sol correspond à un affaissement soit un rapprochement de la source sismique profonde lors de l'arrivée de la première onde (la station reçoit en premier lieu une onde de dilatation, ce qui se traduit sur le sismogramme par une première trace inverse à celle du cas précédent).

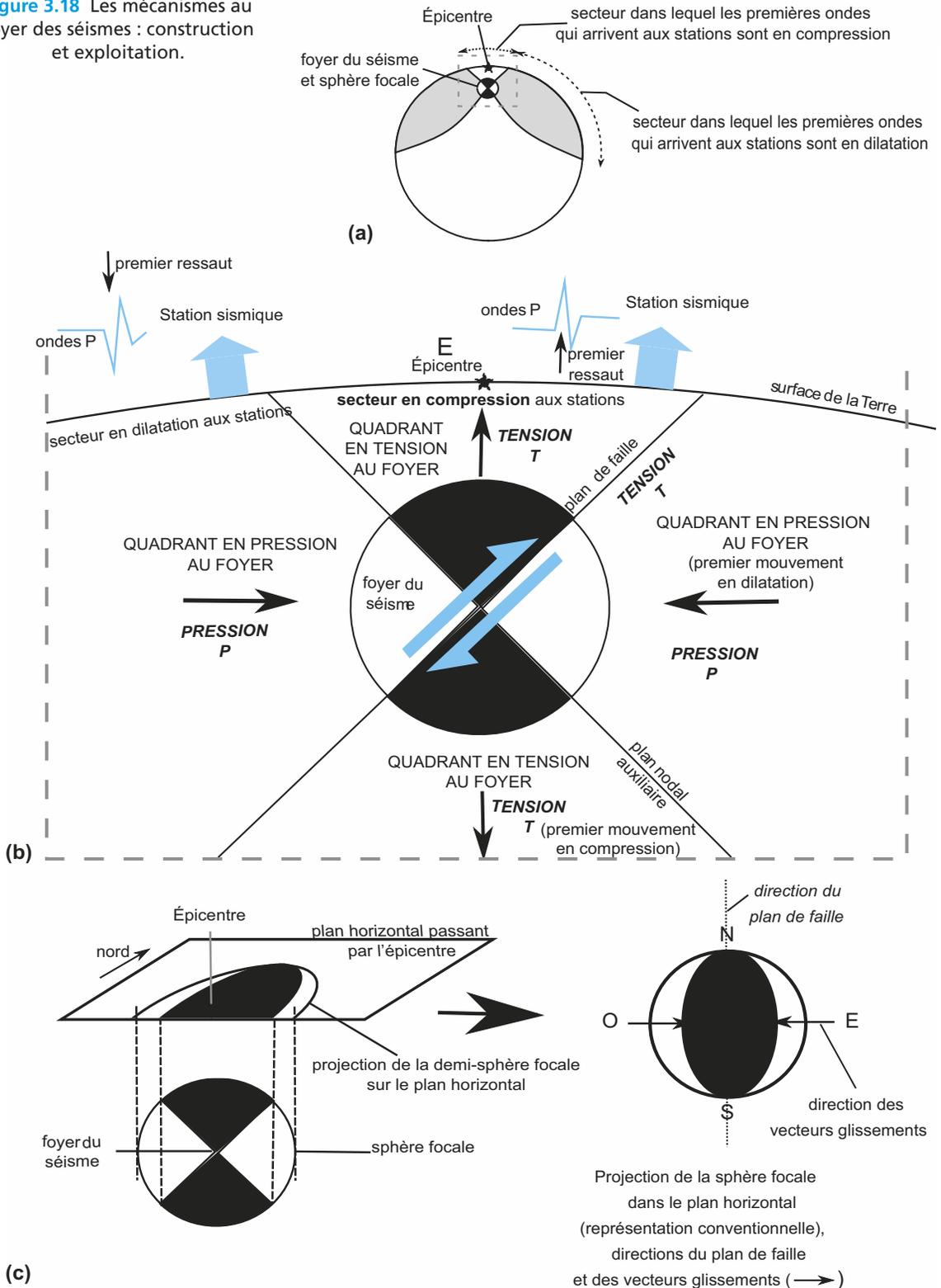
En utilisant une sphère virtuelle de petite dimension et centrée sur le foyer sismique, la sphère focale, de manière à s'affranchir du caractère curviligne donc non linéaire des rais sismiques, on reporte sur celle-ci la nature du premier mouvement observé dans les différentes stations sismiques du réseau mondial (conventionnellement noté + ou représenté en noir pour la compression, noté - ou figuré en blanc pour la dilatation). Il apparaît alors que la sphère construite pour chaque séisme est constituée de 4 secteurs, deux en compression et deux en dilatation, séparés par deux plans ou plans nodaux, perpendiculaires entre eux et s'intersectant au foyer du séisme. Parmi ces deux plans, un seul représente le plan de la faille ; il y a donc une **indétermination de 90°** qui peut être levée par la prise en compte de données complémentaires (distribution des foyers selon un plan dit de Wadati-Benioff dans une zone de subduction, relief de faille conforme au niveau d'une dorsale, etc.) ou par l'analyse des répliques du séisme qui livrent souvent des informations supplémentaires.

L'usage d'objets 3D que sont les sphères focales n'étant pas des plus aisés, on a coutume d'utiliser une projection particulière, celle de l'hémisphère inférieur dans le plan horizontal ou équatorial de la sphère (figure 3.18c). Pour vous familiariser avec ce type de projection stéréographique, les trois grands types de failles et la représentation de leurs mécanismes au foyer ainsi que les vecteurs glissement correspondants sont illustrés sur la figure 3.18d. Lorsque les quartiers noirs tapissent la périphérie de la projection, ils reflètent une situation de distension horizontale au foyer donc de faille normale ; si ce sont les quartiers blancs qui tapissent la périphérie de la projection, il s'agit d'une situation de compression horizontale au foyer donc de faille inverse. Lorsqu'il y a 4 quadrants symétriques, on est en présence d'une faille décrochante.

Cette projection en plan permet de plus d'accéder au mouvement car le déplacement se fait du secteur en pression P (premier mouvement en dilatation) vers le secteur en tension T (premier mouvement en compression), et en fin de compte aux vecteurs « glissement ». Pour les failles normales et inverses, leur direction est orthogonale à la droite qui rejoint les deux extrémités des arcs de cercle et leur sens (convergence ou divergence) est déterminé d'après l'identification du déplacement entre les quadrants pris deux par deux. Dans le cas d'une faille décrochante, il faut néanmoins pouvoir lever l'indétermination de 90°.

Dans la pratique cependant, les représentations des mécanismes au foyer révèlent que les mouvements réels sont souvent des « compositions » à partir des situations idéalisées de la figure 3.18d (failles strictement normale, inverse ou décrochante) à savoir des associations de jeux décrochants et inverses (figure 3.18e) ou de jeux décrochant et normal.

Figure 3.18 Les mécanismes au foyer des séismes : construction et exploitation.



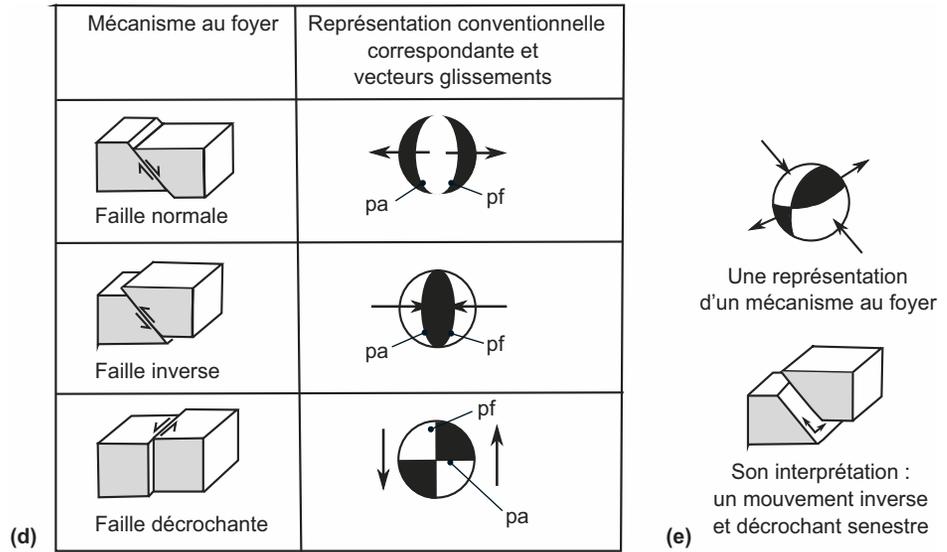


Figure 3.18 (suite) Les mécanismes au foyer des séismes : construction et exploitation.

- (a) Rapport entre les mouvements au foyer et les premiers mouvements au sol aux différentes stations dans le cas d'une faille inverse.
- (b) Détail de la sphère focale selon un plan vertical passant par le foyer.
- (c) Représentation conventionnelle des quadrants de la sphère focale.
- (d) Les trois grands types de mécanismes au foyer et les représentations conventionnelles en plan horizontal des hémisphères focaux correspondants. pa : plan auxiliaire, pf : plan de faille.
- (e) Représentation conventionnelle d'un mécanisme au foyer quelconque et interprétation : dans le cas présent, le mécanisme au foyer déterminé se rapproche plutôt d'un mécanisme dominant de rapprochement N-NO/S-SE avec une légère composante décrochante senestre le long de la faille active.

Voir TP4 § 4.1.1b et exercice 5

portions océaniques avec dorsale(s) dans la construction des modèles globaux. C'est ainsi que, dans les modèles cinématiques actuels, les mouvements des grandes plaques présentant des dorsales servent à contraindre le mouvement de celles qui n'en présentent aucune (telle la plaque Philippines délimitée tout autour par des frontières de subduction).

c) Modèles « NUVEL-1 »

Ces modèles de cinématique finie s'appuient sur les interprétations de données paléomagnétiques portant sur les trois derniers millions d'années, sur l'utilisation des vecteurs « glissement » déduits des mécanismes au foyer des séismes, et sur l'exploitation géométrique de failles transformantes. Ils sont fondés sur un découpage lithosphérique en 16 plaques (figure 3.16). Ces modèles sont bien sûr perfectibles ; cependant, la multiplicité du nombre de plaques augmente peu l'adéquation du modèle à la réalité au regard de la complexité calculatoire qu'elle introduit. Actuellement, les modèles NUVEL-1 et NUVEL-1A sont déjà très satisfaisants puisque, sur dix ans, 95 % des données de cinématique instantanée collectées sont en totale cohérence avec les projections cinématiques qu'ils fournissent.

Remarque : L'application du concept de plaque indéformable présente toujours des limites. Ainsi tout rifting amorce un découpage d'une plaque en au moins deux nouvelles unités cinématiques ; c'est le cas en Afrique le long du rift Est-Africain (figure 3.16). À l'opposé, deux plaques voisines peuvent parfois ne plus en faire qu'une

seule par le biais d'un collage induit par exemple au cours d'un blocage de convergence. Enfin, il peut arriver qu'une plaque soit l'objet de déformations majeures en dehors de ses frontières : c'est par exemple le cas de la plaque eurasiatique dans son secteur oriental où, suite à la collision avec l'Inde, de grands cisaillements y canalisent l'extrusion de blocs lithosphériques vers la frontière orientale de la plaque.

Il existe enfin une autre façon de décrire le mouvement de plaques lithosphériques, celle qui exploite comme repère le **référentiel des volcans actifs de « points chauds »** en considérant celui-ci comme fixe, du moins pour la période récente ; on parle alors de mouvements absolus (figure 3.19) ou de **cinématique absolue**. Il est bien sûr possible de retrouver, en confrontant les mouvements absolus respectifs de deux plaques voisines, le mouvement relatif qu'elles présentent l'une par rapport à l'autre le long d'une frontière commune ; il existe une cohérence globale entre le modèle de cinématique absolue et les modèles NUVEL-1 de cinématique finie.

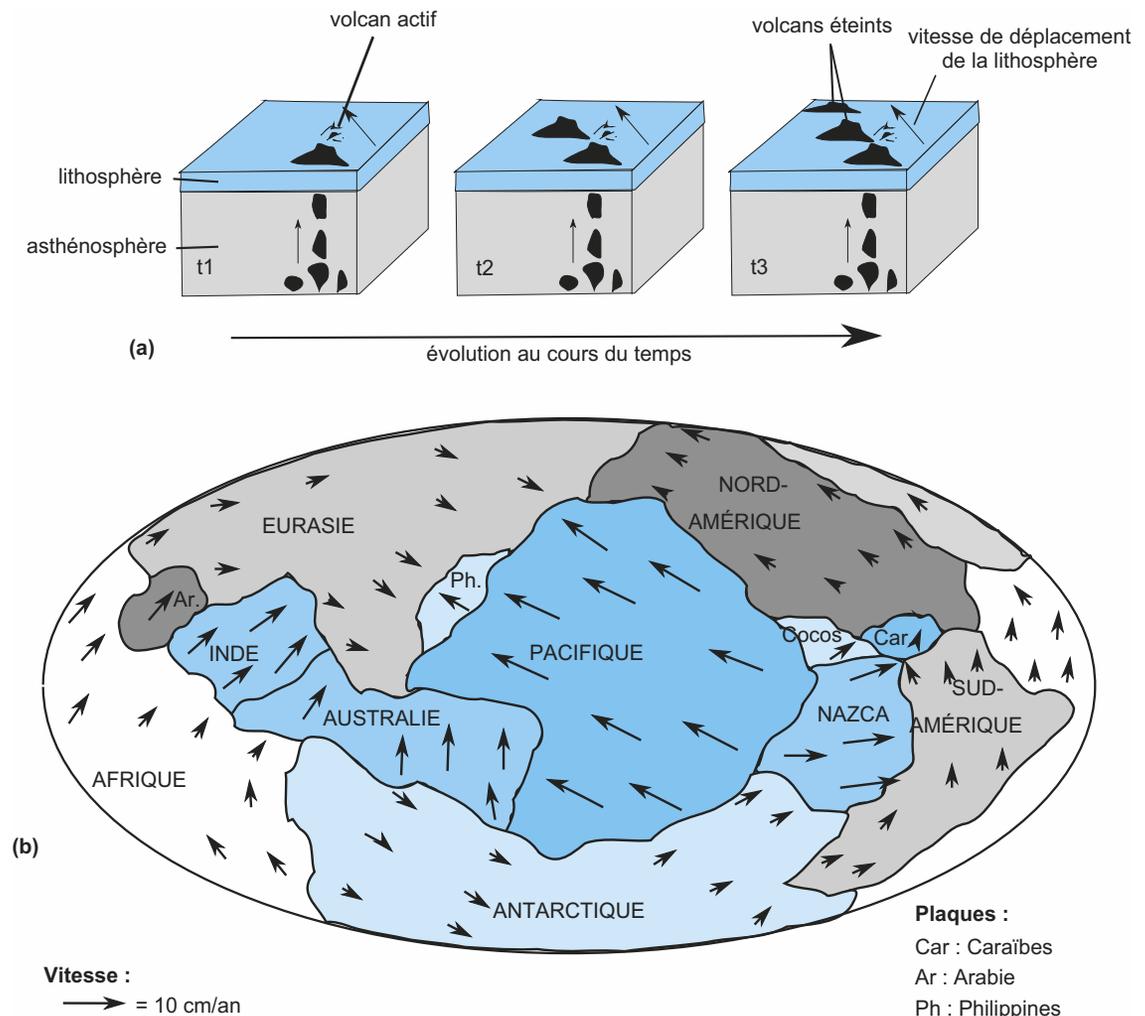


Figure 3.19 Mouvements des plaques lithosphériques dans le repère des points chauds.

- (a) Schémas des traces laissées par l'activité volcanique d'un point chaud à la surface de la lithosphère (en bleu) au cours du mouvement horizontal de celle-ci. Cette activité est nourrie par la formation de magma en liaison avec la remontée d'un panache mantellique chaud d'origine profonde au sein de l'asthénosphère (en gris).
- (b) Modèle des déplacements absolus des plaques lithosphériques.

Remarque : Cette idée de cinématique absolue vient du fait qu'en première approximation on considère les points chauds comme relativement fixes par rapport à l'ampleur des mouvements des plaques lithosphériques. Cette hypothèse, satisfaisante pour les trois derniers millions d'années, permet donc d'élaborer un modèle cinématique comparable au modèle de cinématique finie fondé sur les mouvements relatifs des plaques durant cette même période. Au delà, sur des intervalles de temps beaucoup plus longs, il serait peut-être vain de vouloir considérer les points chauds comme absolument fixes.

3.2.3 Grands phénomènes géodynamiques aux limites des plaques lithosphériques

Voir TP4, TP5 et TP6

Voir chapitre 12 et TP8 et 9

Nous présenterons dans ce paragraphe les principales caractéristiques des processus géodynamiques existant aux limites des plaques. Cependant, ceux qui font l'objet de développements complémentaires dans le cadre d'exercices ou de travaux pratiques seront abordés plus succinctement ici ; de même, la collision continentale donnant lieu à un chapitre particulier avec l'étude de la chaîne alpine sera ici simplement définie et localisée sans plus de précision.

a) Divergence lithosphérique

Ce que vous avez vu au lycée

- La morphologie, la présence de séismes et les failles normales qui structurent les dorsales océaniques attestent de mouvements de divergence.
- En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, s'hydrate et s'épaissit.
- Les marges passives des continents sont structurées par des failles normales et sont le siège d'une sédimentation importante. Elles ont enregistré l'histoire précoce de la rupture continentale et de l'océanisation. L'activité des failles normales, héritage de rifts continentaux, témoigne de l'amincissement de la lithosphère et de sa subsidence.

➤ Rifting continental

Voir chapitre 10, encart 10.1

Les rifts sont des dépressions topographiques allongées, limitées par des failles dont le fonctionnement principal est **normal** (régime tectonique extensif), et par des reliefs modérés (dénivelés inférieurs ou égaux à 1 000 mètres le plus souvent).

Les principaux exemples pouvant illustrer de telles structures sont : le rift Est-Africain (depuis le triangle des Afars au nord jusqu'au Zimbabwe au sud), le rift Ouest-Européen (courant depuis l'embouchure du Rhin au nord jusqu'au golfe du Lion au sud – [carte de Molsheim, cahier couleur p. 17](#)), le fossé du lac Baïkal (entre Mongolie et Sibérie), ou encore celui du Rio Grande (entre les États-Unis et le Mexique).

Le cas du rift Est-Africain est présenté succinctement dans l'[encart 3.10](#).

ENCART 3.10

Le rift Est-Africain : un exemple de contexte de divergence continentale

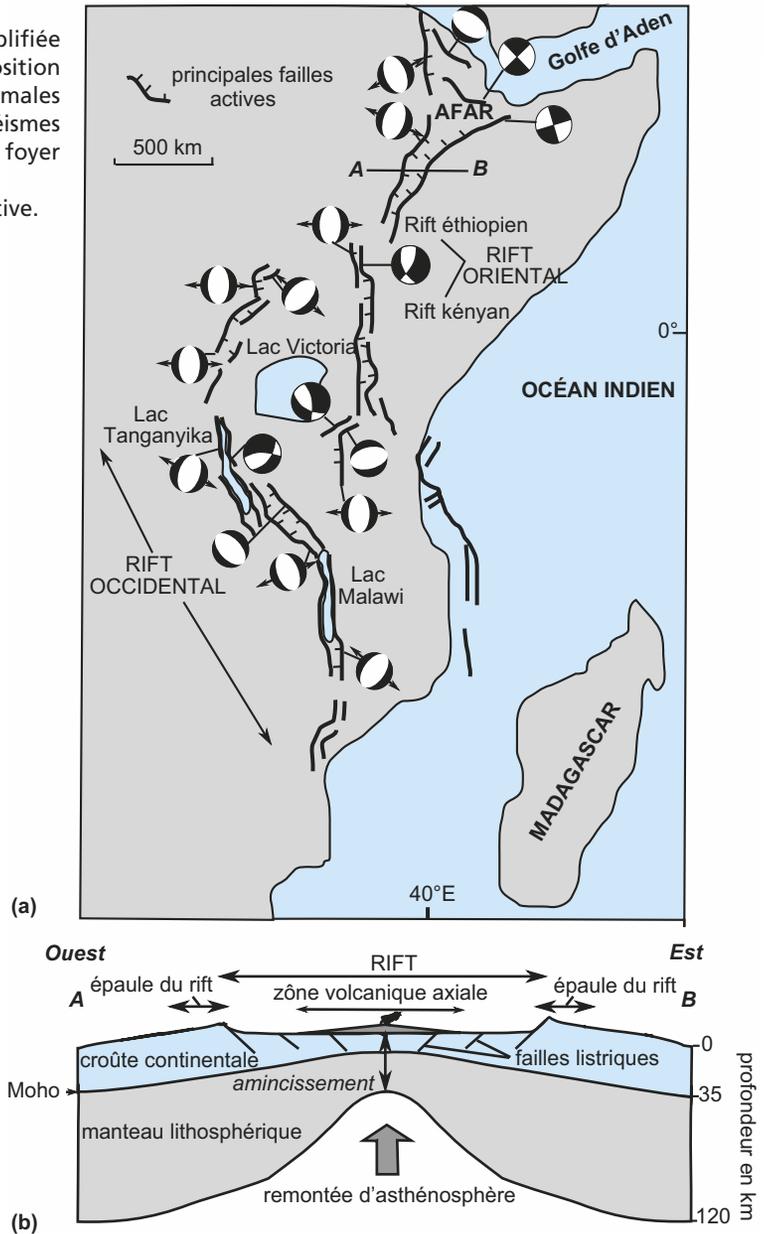


Le rift Est-Africain s'étend sur 3 000 km du nord au sud et est large de 50 à 150 km ; il s'organise en une succession de couloirs affaissés ou grabens, bordés de nombreuses failles normales, et décalés les uns des autres par de nombreux accidents décrochants. La plupart de ces failles sont sismiquement actives et la majorité des foyers des séismes sont localisés à moins de 20 km de profondeur, dans la croûte continentale supérieure cassante.

Une analyse des mécanismes aux foyers des séismes ([figure 3.20a](#)) livre l'idée d'une extension qui est en moyenne de direction est-ouest.

Figure 3.20

(a) Carte structurale simplifiée du rift Est-Africain : position des principales failles normales et des épïcêtres des séismes dont les mécanismes au foyer sont représentés ;
 (b) coupe E-O interprétative.



Cette dynamique semble être en place depuis déjà 25 Ma, comme en témoigne le remplissage sédimentaire qui accompagne la subsidence du cœur du fossé.

Plusieurs signatures géophysiques accompagnent ce portrait tectono-sédimentaire du fossé :

- une signature gravimétrique : une vaste anomalie de Bouguer négative est à mettre en rapport avec l'**amincissement** que subit la lithosphère régionalement (remplacement du manteau lithosphérique dense par de l'asthénosphère moins dense). Au centre du fossé, cette anomalie est plus faible, ce qui peut être mis en rapport avec une remontée de matériaux plus denses jusque dans les secteurs les plus amincis de la croûte continentale ;
- une signature thermique : le **flux thermique élevé** (puissance de chaleur libérée par unité de surface) est en moyenne de $100 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ dans le fossé alors que la moyenne

continentale s'établit plutôt au voisinage de 50 à 70 mW.m⁻². Ceci doit aussi être mis en rapport avec la remontée de l'asthénosphère responsable d'une élévation du gradient géothermique dans cette région.

Dans le cas présent, divers arguments tels que l'analyse géométrique des blocs crustaux « basculés » le long des plans de failles normales ou l'étude du remplissage sédimentaire observé conduisent à proposer pour cette région un schéma d'extension de la lithosphère dont l'ampleur cumulée au cours des 25 derniers millions d'années serait de 30 km. En faisant l'hypothèse de régularité du processus géodynamique, ceci conduit à une vitesse de divergence de 1,2 mm/an ; c'est relativement peu (5 à 10 fois moins que les vitesses de divergence déduites des données géodésiques), mais cela pourrait très bien s'expliquer par une évolution irrégulière de la divergence, des périodes de divergence plus soutenue alternant avec des périodes de moindre mobilité.

Le modèle d'extension proposé pour le rift est-africain (figure 3.20b) dit « de rifting actif » n'est pas généralisable à tous les rifts ; seule l'analyse des déformations et l'étude de la chronologie des événements tectoniques et volcaniques permettent d'arbitrer parmi plusieurs modèles d'amincissement lithosphérique dont nous ne présentons ici que les rudiments.

Deux modèles (figure 3.21) sont actuellement envisagés pour rendre compte de la dynamique d'amincissement :

- celui du rifting actif dans lequel l'extension découle de la réponse de la lithosphère consécutivement à son échauffement basal, et qui a donc pour point de départ un phénomène thermique, telle une remontée d'asthénosphère. Ce modèle suppose une chronologie bien précise des événements soulignée sur la figure 3.21a ;

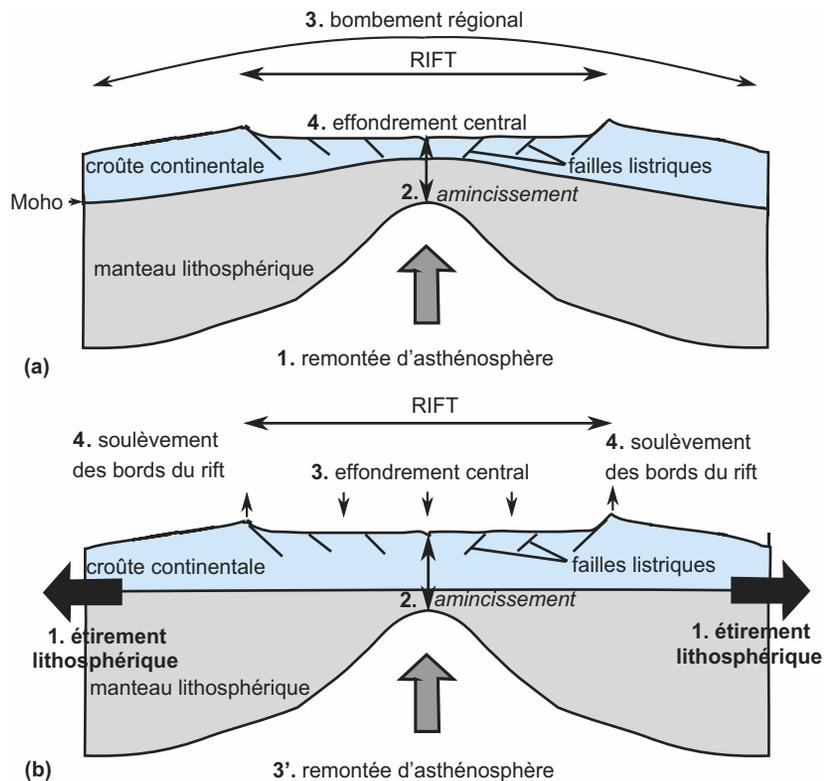


Figure 3.21 Deux mécanismes d'initiation du rifting. (a) rifting actif et (b) rifting passif.

- celui du rifting passif dans lequel l'extension est issue d'un étirement aux limites latérales du système et a donc pour point de départ un phénomène tectonique accompagné en second lieu d'une remontée asthénosphérique (voir la chronologie correspondante sur la [figure 3.21b](#)).

Les rifts peuvent ensuite évoluer de plusieurs façons :

- certains passent graduellement à un processus d'océanisation par maintien de la divergence ; les bordures du rift sont alors intégrées aux deux futures marges passives de l'océan naissant ;
- d'autres voient leur évolution contrariée par l'arrêt de la divergence : ils persistent alors sous forme de dépressions tandis que leurs failles bordières peuvent être amenées à rejouer dans le cadre des contraintes actuelles qui s'y appliquent. C'est ainsi que les failles qui délimitent le fossé rhénan jouent actuellement en décrochements plus qu'en failles normales.

► Accrétion océanique

La divergence de part et d'autre des dorsales océaniques a été mise en évidence à partir de l'interprétation des données paléomagnétiques en termes d'âges des planchers océaniques, puis confirmée par les mesures géodésiques. Suivant les vitesses d'expansion des fonds océaniques, on distingue plusieurs types de dorsales ([tableau 3.2](#)).

TABLEAU 3.2 CLASSIFICATION DES DORSALES SUIVANT LEUR TAUX D'EXPANSION.

| Type de dorsale | Taux d'expansion totale en cm/an | Exemples de dorsales |
|-----------------------|----------------------------------|---|
| Ultra-lente à lente | 0,8 à 5 | Sud-Ouest indienne, mer Rouge, atlantique |
| Intermédiaire | 5 à 9 | Sud-Est indienne, Pacifique Sud-Antarctique |
| Rapide à ultra-rapide | 9 à plus de 12,5 | Nazca et Pacifique central entre les Galapagos et l'île de Pâques |

Pour simplifier, nous limiterons cet exposé à deux cas d'accrétion, le type Pacifique ou « rapide », et le type Atlantique ou « lent ». Cependant, toutes les situations intermédiaires existent le long des 70 000 km de dorsales qui jalonnent la surface lithosphérique.

L'accrétion de type Pacifique : elle correspond au fonctionnement d'une **dorsale « rapide »** ([figure 3.22](#)). Cette dorsale constitue une zone de vastes reliefs, à pente faible, qui dominent les plaines abyssales ; ses sommets se trouvent à une profondeur moyenne de 2 500 mètres et sa largeur à la base est de l'ordre de 2 000 km.

La région axiale montre une **forme en dôme** de 5 à 15 km de large qui peut être entaillée d'un fossé peu marqué (50 à 250 m de profondeur pour 1 à 2 km de largeur). L'activité tectonique s'observe surtout sur quelques kilomètres de part et d'autre de cette zone volcaniquement active, le long de grabens latéraux, puis cesse au-delà.

Cette dorsale est divisée longitudinalement en segments :

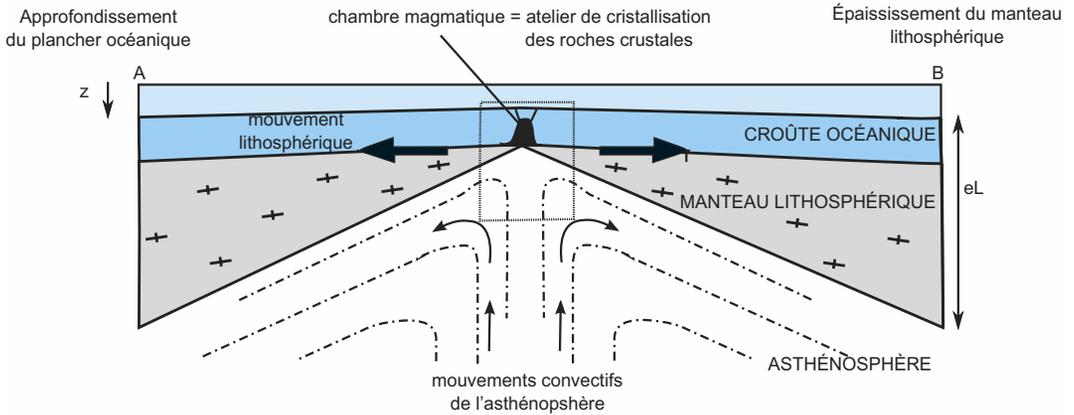
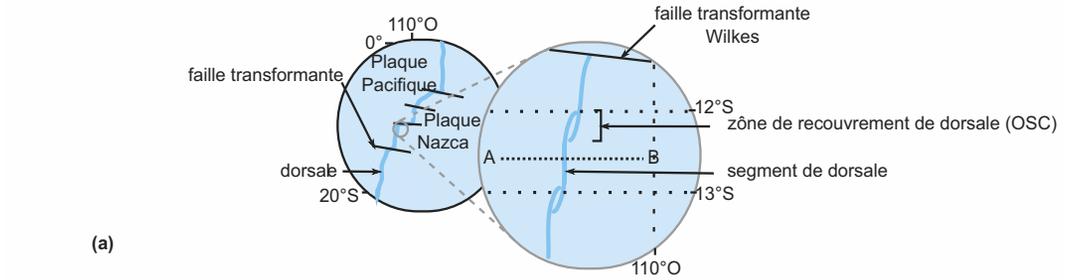
- tout d'abord, au premier degré, en larges segments délimités par des **failles transformantes** : ces dernières permettent une accommodation cinématique des vitesses linéaires entre les différents segments de dorsale et les décalent parfois de quelques centaines de kilomètres.
- un second niveau de segmentation s'ajoute au précédent et découpe les portions de dorsale comprises entre deux transformantes en une suite de **segments d'accrétion** larges de 2 à 30 km et longs de 50 à 250 km, qui présentent la particularité de se « recouvrir » à leurs extrémités (OSC ou *overlapping spreading center*).

La dorsale Pacifique présente également une signature géophysique. Quant aux aspects relatifs au magmatisme dont elle est l'objet (production de magma, refroidissement et formation de roches magmatiques), ils sont abordés dans le chapitre 4 consacré au magmatisme.

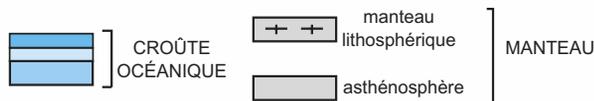
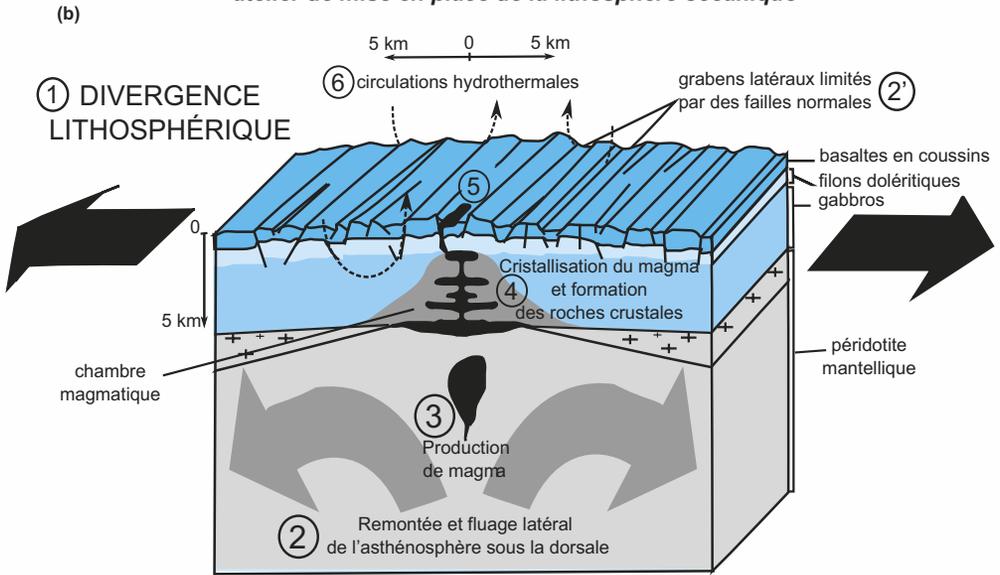
Voir TP6 § TP6.2.1

Voir TP4 § 4.2

Voir TP4,
figure TP4.7, cahier
couleur p. 24



DORSALE OCÉANIQUE :
site de divergence lithosphérique et
atelier de mise en place de la lithosphère océanique



(c) ⑤ : émissions basaltiques superficielles

Voir chapitre 5,
§ 5.1.1

La dorsale Pacifique, comme toutes les dorsales, est enfin caractérisée par une importante libération de chaleur en provenance de la profondeur, et ce selon deux modalités, l'une conductrice par simple refroidissement de la surface du jeune plancher océanique au contact de l'eau de mer, l'autre convectrice *via* une **intense activité hydrothermale** qui la refroidit bien plus efficacement encore dans tout son volume.

Au final la dorsale peut être assimilée à un **atelier de fabrication de lithosphère océanique**, ainsi qu'à un **radiateur** par lequel la Terre réalise une part importante de ses transferts thermiques.

De nombreuses variantes existent cependant par rapport au cas de la dorsale « Pacifique ».

Le cas de **la dorsale « Atlantique »** (figure 3.23), plus **lente**, illustre quelques éléments de cette diversité. Son profil transversal est plus rugueux avec une **large vallée axiale** encore appelée **rift médian**, de 10 à 20 km de large et présentant de chaque côté de nombreux gradins de 1 à 2 km de hauteur ; son extension latérale est moindre (de l'ordre de 1 000 km contre 2 000 km pour une dorsale rapide). Sa segmentation est surtout caractérisée par des **failles transformantes plus nombreuses** et beaucoup plus spectaculaires par la longueur de leur trace et par leur dénivelé. Enfin, les **segments élémentaires d'accrétion** se caractérisent avant tout par une croûte très fine (donc peu d'accrétion magmatique) et un fossé assez large à leurs extrémités, tandis que leur centre est occupé par une dépression topographiquement plus étroite, à croûte plus épaisse, avec davantage de productivité magmatique.

Remarques :

- La lithosphère apparaît plus épaisse à l'axe des dorsales lentes qu'à l'axe des dorsales rapides (figure 3.22) car, les remontées convectives étant moins vigoureuses, le refroidissement du manteau qui se rapproche de la surface est plus important si bien que l'isotherme 1 300 °C est situé plus profondément.
- Si des chambres magmatiques ont aussi été mises en évidence sous cette dorsale, comme en 2006 au sud des Açores à l'aplomb du volcan Lucky Strike, leur existence semble plus aléatoire. Rappelons enfin qu'il existe des secteurs, en dehors des centres des segments d'accrétion, au niveau desquels l'absence d'injection de magma et la divergence conduisent à la mise à nu du manteau dont l'éventuelle altération hydrothermale en serpentinites engendre une croûte « sismique » et non pétrologique.

Voir TP6 § 6.2.1

Quel que soit le type de dorsale, l'accrétion s'accompagne de l'éloignement progressif des bordures continentales passives. Du rifting initial, il ne persiste plus bien souvent que des structures bordant la lithosphère océanique en expansion et intégrées aux **marges passives**, les blocs basculés.



Figure 3.22 Principales caractéristiques de la dorsale Pacifique (exemple de dorsale rapide).

(a) Carte de l'axe de la dorsale, position des principales failles transformantes et positionnement de deux segments d'accrétion consécutifs le long de la dorsale.

(b) Coupe synthétique montrant les divers éléments structuraux et lithologiques typiques de cette dorsale. Les trajectoires représentées dans le manteau asthénosphérique schématisent les mouvements convectifs du manteau à l'aplomb de la dorsale. La lithosphère, peu épaisse dans le secteur de la dorsale, semble être constituée seulement de la croûte ; ceci est dû à la puissance de la remontée convective qui maintient l'isotherme 1 300 °C juste sous la croûte et ne permet l'apparition d'un manteau lithosphérique que plus latéralement par refroidissement du manteau asthénosphérique.

(c) Schéma de détail à l'axe de la dorsale : enchaînement des événements cinématique, tectonique et magmatique dans l'hypothèse d'une expansion passive (ce serait la traction exercée par les frontières en subduction des deux plaques en présence qui serait la cause principale de la divergence et non la simple remontée asthénosphérique).

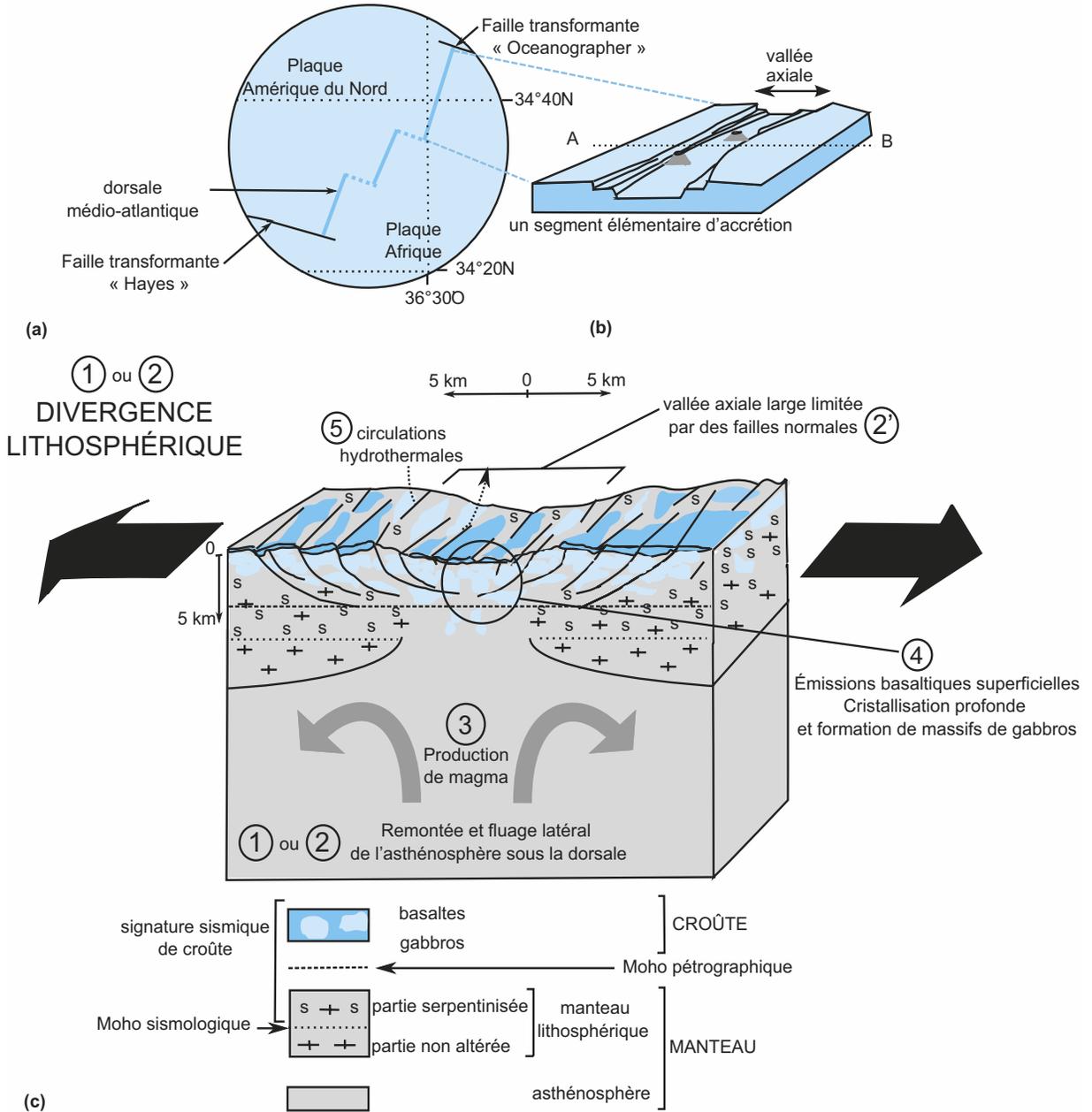


Figure 3.23 Principales caractéristiques de la dorsale Atlantique (exemple de dorsale lente).

(a) Carte de l'axe de la dorsale dans l'Atlantique central et position des principales failles transformantes (*Oceanographer* et *Hayes*).

(b) Morphologie d'un segment d'accrétion.

(c) Coupe synthétique montrant les divers éléments structuraux et lithologiques typiques de cette dorsale. Les trajectoires représentées dans le manteau schématisent les mouvements convectifs à l'aplomb de la dorsale. L'essentiel de la lithosphère formée à partir de ce type de dorsale est constitué par le sommet du manteau convectif qui s'y refroidit, l'injection de magmas au sein de la croûte n'étant que sporadique.

Voir TP4 § 4.1.1b

b) Coulisement horizontal

► Coulisement océanique et zones transformantes océaniques

Les **failles transformantes océaniques** apparaissent comme de grandes discontinuités qui segmentent les dorsales. Elles se composent à chaque fois d'un secteur actif central bordé de deux secteurs latéraux inactifs car **asismiques**. L'**activité sismique** se manifeste uniquement dans l'intervalle séparant les deux axes de dorsale et les mécanismes au foyer des séismes indiquent presque toujours des déplacements en **coulissement pur**.

L'importance des failles transformantes océaniques est multiple : d'une part, elles matérialisent bien souvent l'aspect discontinu de la déchirure continentale qui a donné naissance à l'Océan ; d'autre part, ce sont des acteurs majeurs de la cinématique sphérique des plaques : en s'éloignant du pôle de rotation de deux plaques séparées par une dorsale, la vitesse linéaire d'expansion augmente jusqu'à l'équateur eulérien et les différents segments rigides d'accrétion qui se succèdent longitudinalement ne sont donc pas animés des mêmes vitesses linéaires d'expansion (figure 3.24). Les failles transformantes apparaissent alors comme des **zones d'accommodation cinématique**.

Les failles transformantes océaniques présentent également des intérêts scientifiques :

- ce sont des objets dont les traces permettent d'identifier les pôles de rotation des deux plaques qu'elles contribuent à séparer (encart 3.8) ;

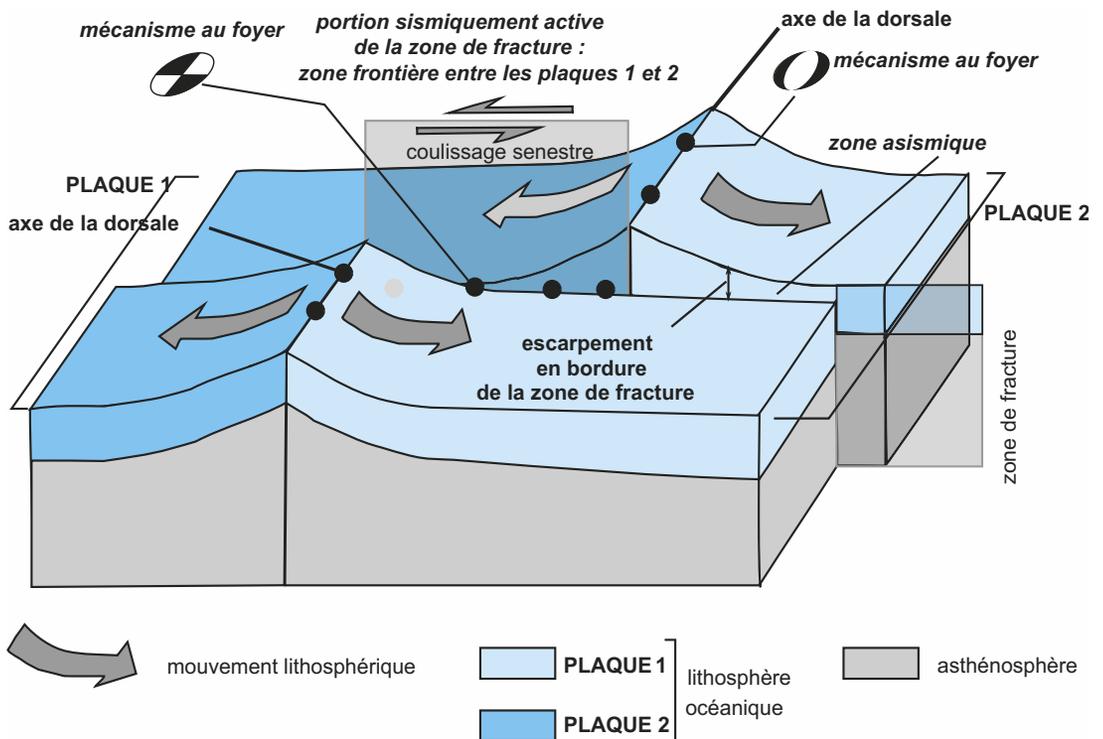


Figure 3.24 Schéma d'organisation d'une faille transformante océanique.

Les planchers océaniques situés face à face, de part et d'autre de la partie active de la zone de fracture, ont à peu près partout des profondeurs différentes : chacun d'entre eux s'est formé à l'axe d'un segment qui avait son altitude propre (par rapport au segment voisin), et a ensuite subi une subsidence thermique en fonction de son éloignement à l'axe (§ 3.1.3d et figure 3.10). Il existe donc souvent des escarpements du plancher océanique le long de ces fractures ; ce sont d'ailleurs ces reliefs qui permettent d'observer des coupes naturelles du plancher océanique.

Voir chapitre 2, § 2.3.2

- ce sont souvent des secteurs qui présentent une topographie contrastée perpendiculairement aux directions des fractures : ceci en fait de formidables lieux d'étude et d'échantillonnage des roches de la lithosphère océanique pour peu qu'il soit possible de s'y engouffrer à l'aide de submersibles ; c'est le cas par exemple le long de la faille Vema dont nous avons déjà parlé.

➤ Coulissage continental et « failles transformantes »

Certains sites continentaux de coulissage correspondent en fait à des failles transformantes ; tel est le cas de la faille de San Andreas, qui traverse la Californie et relie deux portions de dorsales consécutives, l'une au Nord entre les plaques Juan de Fuca et Pacifique, l'autre plus au Sud entre la même plaque Pacifique et la plaque Cocos.

Le secteur de la faille du Levant séparant les plaques Arabie et Afrique entre la mer Rouge et le bloc continental Nord-Anatolien constitue un autre exemple représentatif de ce type de frontière de plaques (encart 3.11).

ENCART 3.11

La faille du Levant : un exemple de faille transformante intracontinentale



Entre la mer Rouge et le secteur anatolien (figure 3.25), la plaque Arabie est animée d'un mouvement de rotation antihoraire par rapport à la plaque africaine, le pôle de rotation se situant au niveau de la côte lybienne ; le long de l'accident du Levant, ce mouvement global se traduit en coulissement senestre. Cependant la trace très peu

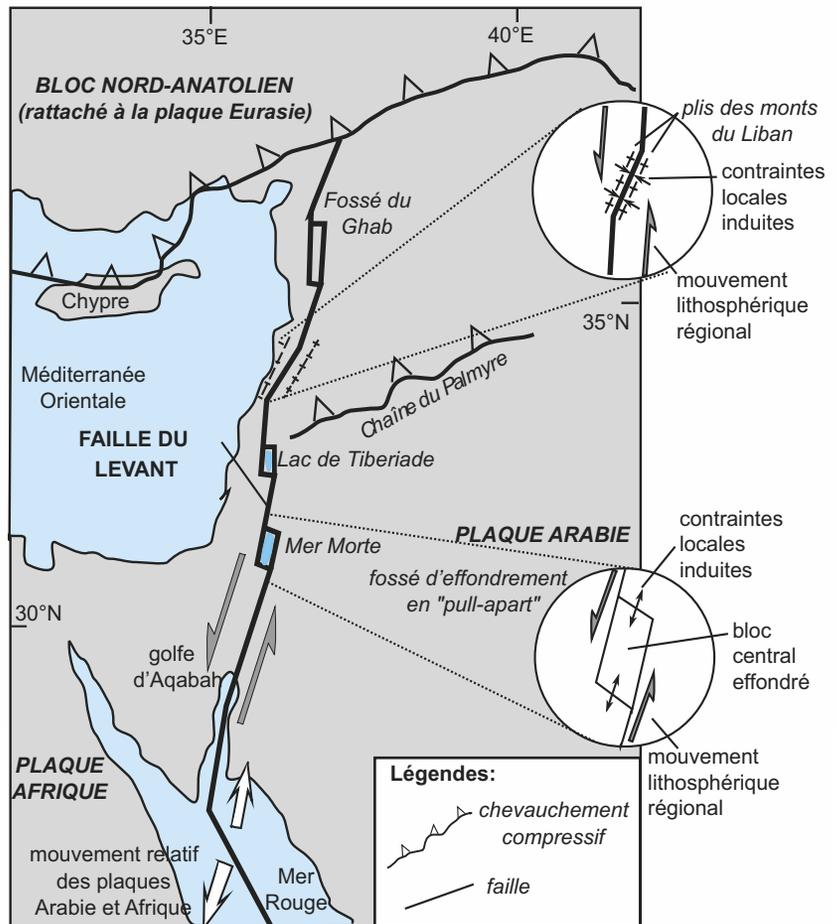


Figure 3.25 Schéma structural simplifié de la faille du Levant et évolution du style des déformations le long de la faille en fonction de l'obliquité existant entre sa direction et les contraintes engendrées par le mouvement relatif des deux plaques qu'elle sépare.

régulière de la frontière en coulissage avec de nombreuses failles en relais conduit à l'expression de formes locales de mouvement dérivées du coulissage global : ce sont des mouvements locaux de **convergence oblique** à certains endroits, de **divergence oblique** à d'autres, associés à des régimes de contraintes respectifs de **transpression** et de **trans-tension**. Les premiers donnent naissance à des déformations de type **plis** (et failles inverses) observées par exemple dans les « Monts » du Liban, les seconds sont favorables à la formation de **failles normales** délimitant de petits secteurs en effondrement appelés **bassins en « pull-apart »** tel celui du lac de Tibériade.

c) Convergence

Ce que vous avez vu au lycée

- La convergence se traduit par la disparition de lithosphère océanique dans le manteau, ou subduction. La lithosphère océanique s'enfonce sous la marge active d'une plaque comprenant une croûte continentale ou une croûte océanique.
- Les caractéristiques principales des zones de subduction sont : la présence de reliefs particuliers (positifs et négatifs), la présence possible d'un prisme d'accrétion, une activité magmatique et une déformation lithosphérique importantes, une répartition particulière des flux de chaleur.
- La distribution géométrique des séismes matérialise le plongement d'une portion rigide de lithosphère à l'intérieur du manteau plus chaud et ductile.
- L'évolution de la lithosphère océanique qui s'éloigne de la dorsale s'accompagne d'une augmentation de sa densité, jusqu'à dépasser la densité de l'asthénosphère : cette différence de densité est l'un des principaux moteurs de la subduction.

➤ Subduction océanique

La convergence de deux plaques océaniques, ou d'une plaque océanique et d'une plaque continentale, est le plus souvent caractérisée par l'enfouissement de l'une des deux plaques, celle de nature océanique, au sein du manteau. Ce processus géodynamique est appelé **subduction** ; il s'accompagne souvent de la formation de **reliefs positifs et négatifs importants** ainsi que d'**activités sismique et magmatique**.

Sur les 55 000 kilomètres de frontières répertoriées en subduction océanique active, 44 000 km (80 %) se situent autour du vaste domaine pacifique. En pondérant les subductions par les taux de convergence qu'on y mesure, ce sont près des 2/3 de la surface océanique produite sur Terre le long des dorsales qui disparaissent dans les subductions péripacifiques. Les caractéristiques générales de la subduction peuvent être présentées à l'aide d'un exemple : nous choisirons le cas de la subduction de la plaque Nazca sous le continent Sud-Américain ([encart 3.12](#)).

Il existe de nombreuses variantes par rapport à la situation péruvienne et chilienne. Pour aller à l'essentiel, nous retiendrons les points suivants.

Variations liées à la nature des plaques

À côté du schéma de **subduction liminaire** (en bordure d'un continent comme dans le cas andin), il existe également des subductions en bordure d'**arcs insulaires** ([figure 3.27](#)) :

- des subductions sous des arcs insulaires à substratums continentaux (les Philippines sous l'Eurasie dans le secteur de l'arc philippin, le Pacifique sous le Japon) ;
- des subductions sous des arcs insulaires installés sur des lithosphères océaniques chevauchantes (le Pacifique sous les Philippines dans le secteur des fosses des Mariannes et des Bonins, l'Atlantique sous les Caraïbes dans le secteur des Petites Antilles).

Au total, 80 % des cas de subduction sont des subductions de lithosphères océaniques sous des lithosphères continentales, tandis que les 20 % restants correspondent à la convergence de deux plaques océaniques.

Variations dans la géométrie et dans l'activité tectonique au front de la subduction

Concernant la géométrie de la subduction, il existe des angles de plongement pour le panneau lithosphérique subduit très fluctuants ; ce pendage est ainsi très élevé dans l'Ouest-Pacifique tandis qu'il est le plus souvent relativement faible dans l'Est-Pacifique. Des variations du plongement de la plaque subduite peuvent même être décrites le long d'un même front de subduction (30° au Nord du Chili et 15° de part et d'autre, au Pérou et dans le centre du Chili), ou parfois en fonction de la profondeur à l'aplomb d'un même domaine.

Remarque : Selon certains auteurs, ces variations dans la géométrie des panneaux subduits pourraient être mises en rapport avec des mouvements globaux de l'asthénosphère par rapport à la lithosphère. Ces mouvements déduits de l'interprétation des variations des vitesses de propagation des ondes sismiques entre 150 et 250 km de profondeur (encart 3.17, figure 3.32) semblent globalement orientés d'ouest en est. Dans ce cadre, le fort plongement des subductions de l'Ouest-Pacifique serait facilité par le retrait vers l'est du manteau sous-jacent qui diminuerait sa capacité de portance des panneaux subduits, tandis qu'à l'est le plus faible plongement des subductions andines serait peut-être dû à la plus forte incidence de la circulation mantellique sous les panneaux subduits, l'afflux mantellique leur offrant alors une portance accrue.

Concernant l'activité tectonique de la plaque chevauchante, deux situations peuvent être distinguées pour simplifier :

- **Quand le pendage du panneau subduit est supérieur à 50°** au-delà de 150 km de profondeur, un **régime tectonique extensif** affecte généralement le front de la plaque chevauchante ; ceci se matérialise par :
 - de nombreuses failles normales actives ;
 - des glissements de terrains en contrebas vers le bassin d'avant-arc ou plus encore en direction de la fosse ; dans ce dernier cas, ces afflux de matériaux s'accumulent sur la plaque plongeante avant d'être avalés par la subduction le long d'un « chenal de subduction ». Il en est probablement de même pour certaines unités situées en base de lithosphère chevauchante qui accompagnent les matériaux précédents en subduction. On parle pour l'ensemble de ces processus d'**érosion tectonique de la « marge »**. Ce processus ne doit pas être considéré comme négligeable à l'échelle globale : il est évalué entre 3 et 5 km³.an⁻¹ de matériaux « érodés » pour toutes les subductions de ce type, chiffre à comparer aux 9 km³.an⁻¹ estimés pour l'érosion qui se déroule à la surface des continents.

Remarque : Au Japon, on estime que ce ne sont pas moins de 60 km de largeur de bordure de l'arc insulaire qui ont été engloutis en près de 20 Ma.

- **Quand le pendage du panneau subduit est inférieur à 50°** et surtout lorsqu'il est inférieur à 30°, un **régime tectonique compressif** affecte la bordure de l'unité lithosphérique chevauchante. Ceci peut se matérialiser, outre la présence de failles inverses et de plis affectant les roches sédimentaires du front de plaque chevauchante, par la mise en place d'un **prisme d'accrétion** (figure 3.27b). Il s'agit d'un corps sédimentaire portant sur son dos le bassin d'avant-arc, nourri à sa base par le sous-charriage de masses sédimentaires déposées sur le plancher océanique et décollées de leur substratum du fait du fort couplage mécanique engendré entre les deux intervenants lithosphériques dans ce type de subduction.

Au gré des apports, le prisme s'élargit et bascule. Cela se traduit par le relèvement des discontinuités de sous-charriage (chevauchements) les plus anciennes et situées le plus en arrière du front actif, de sorte qu'il est parfois possible d'y voir une sorte d'éventail structural. Son volume peut être très conséquent et, dans certains cas, amener son sommet à émerger (exemple du prisme de la Barbade au front de la subduction des Petites Antilles).

Remarque : Du fait du fort couplage mécanique, il se pourrait également qu'à certains endroits, le plongement de la lithosphère océanique arrache des matériaux à la base de l'unité chevauchante et qu'elle les évacue ensuite vers le manteau : il y aurait donc aussi possibilité d'érosion tectonique dans ce cas.

La subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine au niveau du Pérou : un exemple de marge active



Les caractéristiques morphostructurales de la subduction sont rappelées sur la [figure 3.26](#) ; il s'agit du bombement « élastique » de la lithosphère océanique en avant de la fosse (ici exprimé ce qui n'est pas le cas de toute subduction), de la fosse elle-même, et du **bassin d'avant-arc** situé entre le continent émergé et la fosse. Plus à l'intérieur des terres, la cordillère représente une **chaîne de montagnes** dont les altitudes peuvent atteindre 7 000 m dans les Andes. Des signatures **géophysiques**, **tectoniques** et **péetrographiques** accompagnent la subduction.

Voir TP5 § 5.1 et figure TP5.1

• Des signatures géophysiques

– **Une signature sismique** : il s'agit de la distribution des foyers des séismes qui s'étalent le long d'un plan incliné situé dans le prolongement de la fosse. Ce plan (de Wadati-Benioff) matérialise les déformations cassantes que subissent les roches engagées dans la subduction ou celles situées juste au-dessus, dans la plaque chevauchante.

Les séismes dont les foyers sont les moins profonds (< 100 km) sont le plus souvent extensifs par suite du cintrage de la plaque océanique à l'aplomb de la fosse et de l'étirement consécutif de son extrados, tandis que ceux localisés en bordure de l'unité chevauchante sont très hétérogènes quant à leurs mécanismes.

Plus en profondeur, au-delà de 500 km et jusqu'à 700 km, tous les séismes s'avèrent compressifs et semblent traduire la résistance qu'oppose le manteau supérieur à l'enfouissement de la plaque.

– **Une signature thermique** : deux anomalies thermiques se succèdent latéralement ; l'une, négative, à l'aplomb de la fosse, s'explique par l'enfouissement d'une portion de lithosphère froide qui remplace localement le manteau plus chaud que l'on pourrait trouver ; la seconde, positive, est à rapprocher des injections magmatiques (arc volcanique) qui affectent l'unité chevauchante.

– **Une signature gravimétrique** : la fosse est un secteur présentant une anomalie gravimétrique à l'air libre très négative tandis qu'une légère anomalie positive caractérise la cordillère ; dans le cas de la fosse, cette anomalie peut être reliée à l'existence de ce relief négatif donc du déficit de masse occasionné. Le secteur montagneux présente quant à lui une anomalie positive soulignant aussi un déséquilibre isostatique : les reliefs devraient partiellement s'effondrer, et ils ne sont maintenus en place que grâce à une convergence suffisamment vigoureuse pour apporter à l'édifice les arcs-boutants nécessaires.

– **Une signature tectonique** : le contexte de convergence s'exprime assez bien dans la chaîne : plis, failles inverses caractérisent l'aspect tectonique des cordillères occidentales et orientales, et témoignent du contexte convergent. En revanche, les décrochements et les failles normales ne sont pas rares, respectivement en périphérie de l'édifice (avant-arc) et en plein cœur telles les grandes failles qui bordent l'Altiplano péruvo-bolivien.

• Une signature pétrographique

Des roches magmatiques caractéristiques signent ce contexte du temps de son activité telles des **andésites** et des rhyolites émises par quelques grands appareils présents un peu partout dans la cordillère occidentale, du nord au sud des Andes.

Plus ancien, un cortège plutonique **granodioritique** accompagne les termes volcaniques cités précédemment ; dans ce secteur des Andes, il affleure dans la cordillère côtière disposée parallèlement à la cordillère occidentale, avec des roches d'âges compris entre 32 et 80 Ma qui attestent de l'ancienneté du schéma géodynamique en place dans cette région. Les caractéristiques de ces roches et les processus permettant leur formation sont abordés dans le chapitre 5.

Voir chapitre 5 § 5.2.1

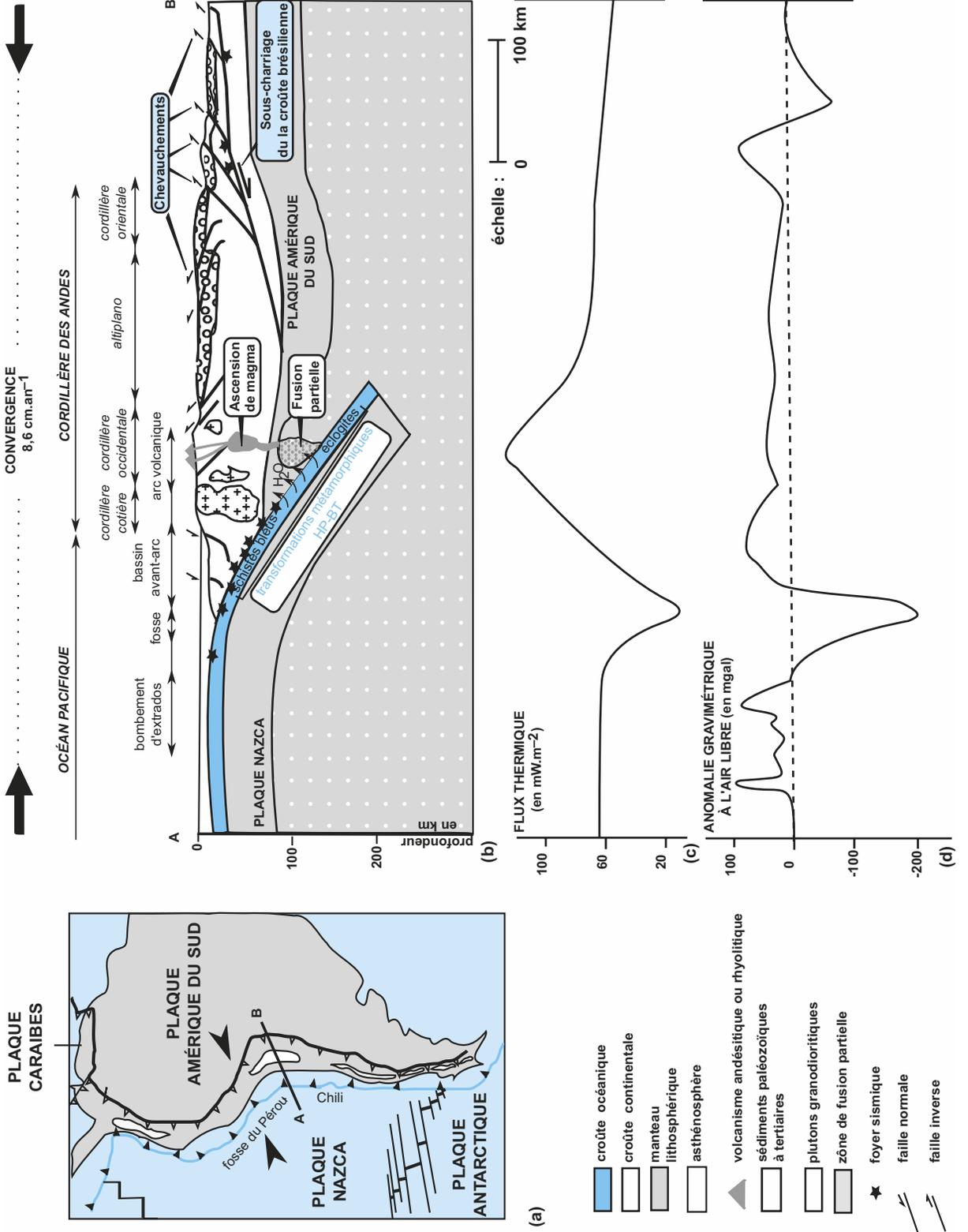


Figure 3.26 Subduction le long d'une marge continentale active : exemple de la convergence de la plaque Nazca sous la plaque Amériquie du Sud au sud du Pérou.

(a) Localisation

Voir TP10 § 10.1.1a

(b) Coupe schématique de la structure des Andes centrales suivant le transect A-B indiqué en (a) : au cours de leur enfouissement sous la plaque sud-américaine, les roches de la lithosphère subduite subissent des transformations : il s'agit de réactions du métamorphisme qui conduisent à la formation de schistes bleus et d'éclogites à partir des protolites océaniques plus ou moins hydratés par l'hydrothermalisme. La transformation des schistes bleus en éclogites s'accompagne de la libération d'eau susceptible d'humidifier le manteau présent au-dessus de l'unité subduite ; l'hydratation de ce manteau chaud provoque alors sa fusion partielle et la production de magmas susceptibles de remonter au cœur de l'unité chevauchante.

Voir chapitre 5,
§ 5.2.1

(c) Variations du flux thermique dans les Andes centrales suivant la coupe A-B.

(d) Variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre dans les Andes centrales suivant la coupe A-B.

Variantes magmatiques

Elles ne seront pas développées ici car elles ont été évoquées dans le chapitre 5 (§ 5.2.1).

La conception des subductions a évolué ces dernières années et certains caractères qui permettaient auparavant de les distinguer ont été quelque peu remis en cause :

- **pendage du panneau subduit et âge de la lithosphère** : on pensait auparavant que les forts pendages étaient liés au plongement de vieilles portions de lithosphère et que les faibles pendages correspondaient au plongement de jeunes lithosphères ; des contre-exemples démontrent que ce n'est pas si simple. Dans la subduction des îles Sandwichs, la plaque plongeante est âgée de seulement 40 Ma et pourtant son inclinaison est subverticale tandis que, dans la subduction des Kouriles, la plaque est bien plus âgée et son pendage ne dépasse pas 50°;
- **subduction « spontanée » – subduction « forcée »** : ce que nous avons présenté en termes de variantes compressives ou extensives était auparavant présenté en termes « forcée »/« spontanée ». Les spécialistes pensent maintenant que la plupart des subductions dérivent d'un processus qui force initialement la plongée consécutivement à un remaniement cinématique. De même, dès lors que le panneau subduit atteint une certaine longueur et plonge suffisamment dans le manteau, les transformations minérales subies par les roches au cours de leur enfouissement (métamorphisme) conduisent à une augmentation de leur densité et donc à la création des conditions favorables à la subduction indépendamment de son pendage. Ceci est responsable d'une force de traction exercée sur toute la plaque océanique par les panneaux plongeants suffisamment développés (figure 3.34), du moins jusqu'à la discontinuité des 670 km.

Remarque : De nombreuses subductions montrent, d'après les données de la tomographie sismique, un blocage partiel vers 670 km de profondeur ; un tel blocage des plaques provient en fait de la transition minéralogique olivine type « spinelle »-perovskite, endothermique qui se fait avec retard dans la plaque et diminue localement le contraste de densité donc freine quelque peu sa progression, à la différence de la transition vers 400 km qui elle est exothermique donc se produit plus tôt dans la plaque et entretient la traction.

Conclusion sur la subduction océanique

Au final, la subduction est un processus géodynamique de toute première importance pour le fonctionnement global de la « machine Terre ».

1. Elle a pour origine des contraintes cinématiques plus ou moins tributaires de contrastes densitaires. Les subductions seraient des moyens de faire disparaître de la lithosphère en certains endroits lorsque des blocages cinématiques interviennent en d'autres sites plus ou moins éloignés

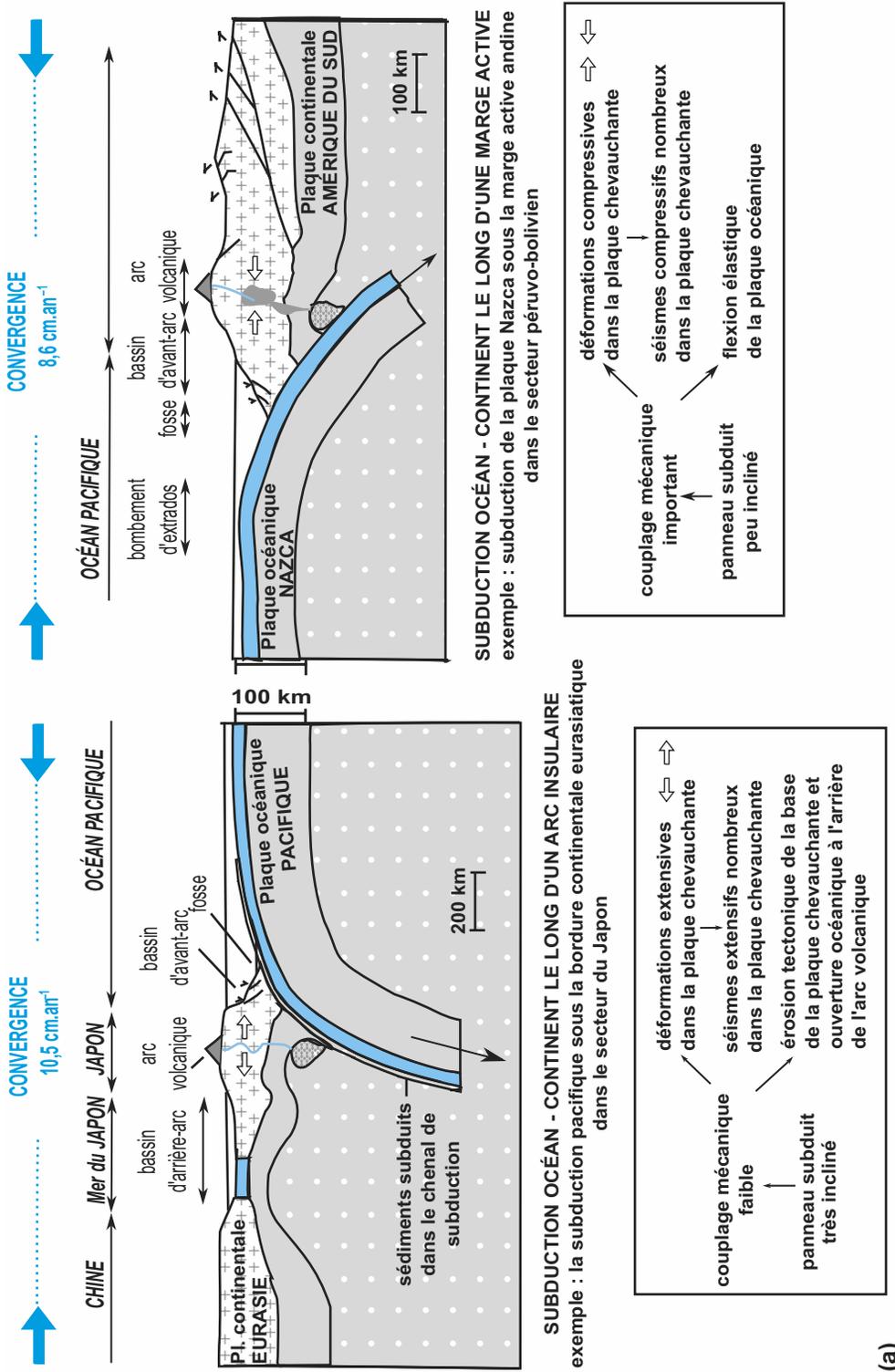
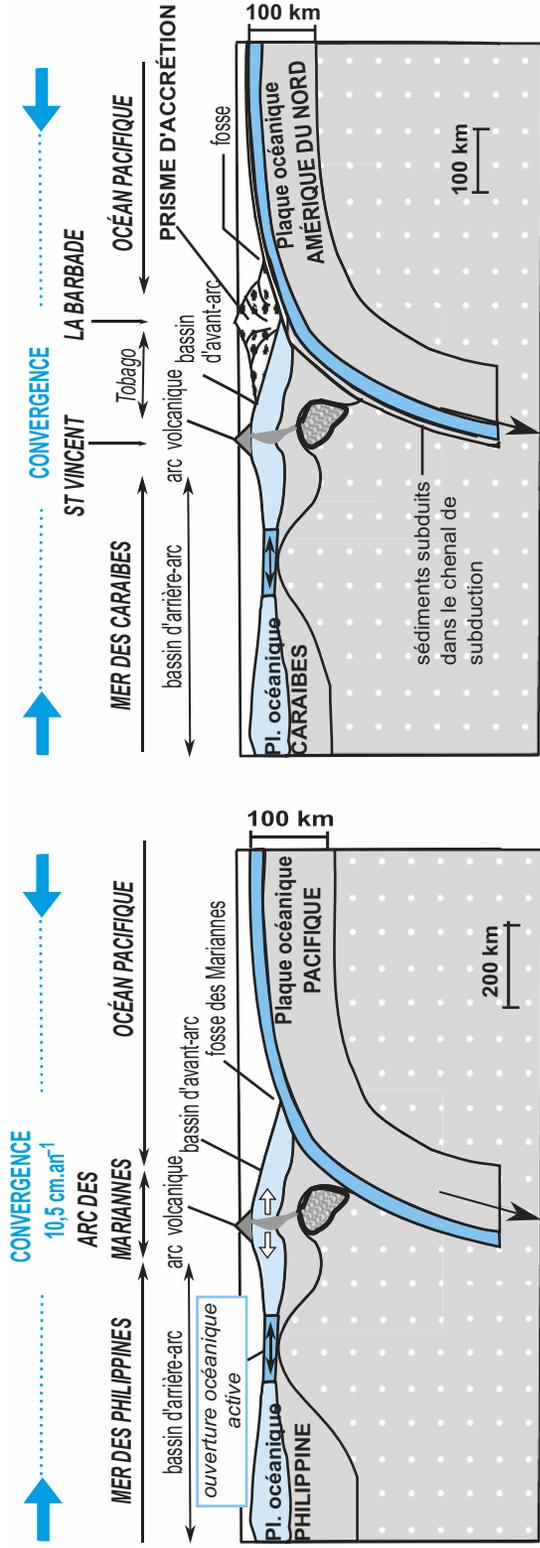


Figure 3.27 Différents contextes de subduction.

(a) Alors que le schéma « océan-continent » s'inspire de la subduction andine, la subduction de type « arc insulaire continental » représente la situation de la plaque Pacifique face au Japon et la subduction de type « arc insulaire océanique » la situation entre les plaques Pacifique et Philippines (dans ce cas, il existe de nombreux édifices volcaniques de l'arc ne dépassant pas la surface de l'océan).

(b) La subduction de la plaque Amérique du Nord sous la plaque Caraïbes le long de l'arc des petites Antilles : dans ce cas, la géométrie de la subduction et l'abondance des dépôts sédimentaires posés sur la plaque américaine permettent la constitution d'un prisme d'accrétion sédimentaire tellement épais qu'il émerge à l'île de la Barbade.



SUBDUCTION Océan - Océan le long d'un arc insulaire
 exemple : la subduction pacifique sous l'arc insulaire des Mariannes

SUBDUCTION Océan - Océan le long d'un arc insulaire
 avec prisme d'accrétion
 exemple : la subduction atlantique sous l'arc insulaire des petites Antilles dans le secteur Saint-Vincent / La Barbade

couplage mécanique faible
 ↑
 déformations extensives dans la plaque chevauchante
 ↓
 séismes extensifs nombreux dans la plaque chevauchante
 ↑
 ouverture océanique à l'arrière de l'arc volcanique actif
 ↓
 panneau subduit très incliné

(a) suite de la page précédente

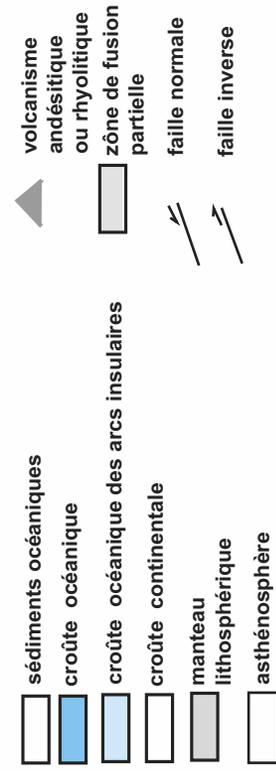


Figure 3.27 Différents contextes de subduction (suite).

et permettraient ainsi de concilier l'expansion océanique et l'invariance de la surface terrestre ! Si la subduction implique une lithosphère âgée donc dense, cela facilite le déroulement du processus ; dans le cas contraire, cela ne semble pas être en mesure de l'empêcher.

2. Les plaques les plus rapides dans le modèle cinématique absolu sont toutes des plaques disposant d'une frontière océanique en subduction étendue : les panneaux plongeants constituent à l'évidence des éléments moteurs majeurs pour la dynamique lithosphérique (figure 3.34).

3. La subduction contribue au turnover de la croûte continentale : l'érosion tectonique soit frontale et superficielle (cas de faibles couplages mécaniques), soit sous la marge ou l'arc volcanique et donc plus profonde (cas de forts couplages mécaniques) semble en mesure de recycler du matériel crustal continental en direction du manteau. À l'opposé, le magmatisme associé à la subduction injecte des magmas d'origine mantellique à la croûte continentale ou fait évoluer peu à peu vers un faciès minéralogique et chimique plus continental le socle océanique chevauchant dans une subduction océan/océan.

4. La subduction prend toute sa place dans le fonctionnement énergétique de la Terre. Elle ramène en profondeur « l'écume » de la dynamique mantellique que représente la lithosphère océanique. De cette façon, elle intervient de manière privilégiée dans une multitude d'échanges de matière entre l'enveloppe lithosphérique superficielle et l'enveloppe mantellique plus profonde.

Il existe cependant d'autres formes de convergence auxquelles nous consacrons les deux points suivants.

► Obduction

L'obduction procède d'une convergence lithosphérique au cours de laquelle une portion de lithosphère océanique est amenée à passer au-dessus d'une marge continentale et à s'y échouer. Ces portions de lithosphère océanique ainsi conduites à recouvrir un substratum continental sont appelées **ophiolites** (du grec *ophis* = serpent et *lithos* = pierre).

Les régions du monde susceptibles d'illustrer une telle structure lithosphérique sont rares car, la plupart du temps, l'obduction semble être une simple étape dans un processus de convergence continentale qui en bouleverse ensuite la signature propre en l'intégrant de manière disloquée dans les édifices de collision continentale. L'ophiolite omanaise (encart 3.13) est probablement parmi l'une des plus belles et la plus à même d'illustrer ce que peut représenter ce type de convergence.

Remarque : En Nouvelle-Calédonie, des ophiolites affleurent également sur de larges surfaces mais sont largement altérées ; ces roches océaniques initialement riches en nickel et en chrome ont permis, par les tris géochimiques qu'elles ont subis au gré de l'hydrothermalisme sous-marin et de leur altération à l'air libre, de constituer des gîtes miniers exploitables.

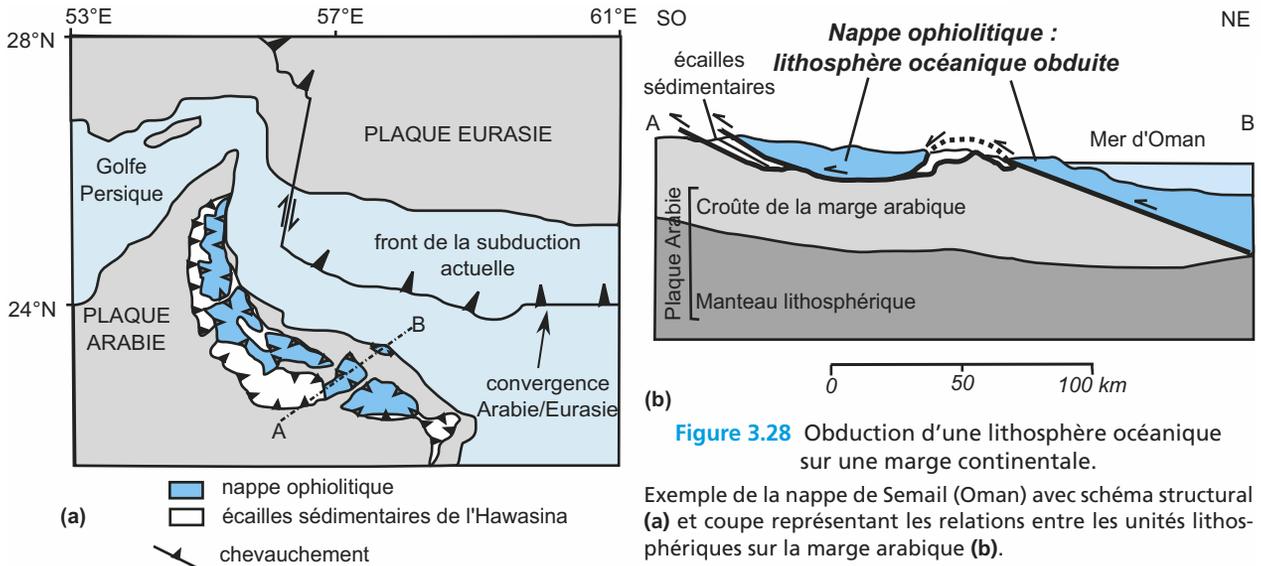
ENCART 3.13

L'ophiolite omanaise : cliché d'une obduction préservée



En Oman, un morceau de lithosphère océanique recouvre la marge continentale arabe sur une largeur d'au plus 100 km et une longueur de quelque 600 km (figure 3.28) ; cette ophiolite semble liée à la fermeture d'un bassin océanique de dimensions modestes en plusieurs étapes :

1. Au Crétacé, une portion de lithosphère océanique en aurait chevauché une autre en plein Océan, poussant à l'avant des écailles constituées de la couverture sédimentaire océanique ainsi rabotée.
2. L'unité chevauchée se serait désolidarisée elle-même de sa marge et serait venue à son tour chevaucher le continent arabe : c'est l'obduction et la mise en place de la série ophiolitique.



3. Alors que l'obduction s'est rapidement bloquée, la convergence qui s'est poursuivie a été alors accommodée par la subduction du Makran (Sud Iran) encore actuelle.

Cette ophiolite offre un formidable lieu d'observation et d'étude de la lithosphère océanique en permettant notamment de fouler sans effort le Moho, d'échantillonner des roches mantelliques habituellement situées à plus de 10 kilomètres de profondeur, ou bien encore d'observer les structures interprétées comme d'anciennes chambres magmatiques. Enfin, les lithosphères obduites sont des **marqueurs très recherchés** dans la reconstitution de la **géodynamique passée**, car de formidables **témoins de planchers océaniques aujourd'hui disparus** ou en voie de l'être.

Voir chapitre 12
 § 12.3.1

➤ Collision continentale

Ce que vous avez vu au lycée

- La collision résulte de la convergence de deux lithosphères continentales. Elle fait suite en général à une subduction et conduit à la formation d'une chaîne de montagnes.
- Dans les Alpes franco-italiennes affleurent des roches qui contiennent des témoins minéralogiques des conditions de pression et température d'une subduction. Il s'agit d'éléments d'une ancienne lithosphère océanique subduite et ramenée en surface (ophiolites). Dans les Alpes franco-italiennes affleurent des témoins de marges passives (sédiments, blocs basculés) et de croûte océanique non subduite (ophiolites).
- Les marges passives sont déformées et témoignent de la collision continentale. La convergence est ici absorbée par la déformation des marges qui se raccourcissent et s'épaississent, conduisant à la formation d'une chaîne de montagnes. Les conséquences les plus visibles du raccourcissement et de l'épaississement de la croûte continentale sont :
 - une topographie particulière (des reliefs élevés associés à une racine crustale) ;
 - des plis, des failles et des charriages.

C'est le dernier mode de convergence qui procède d'un phénomène géodynamique de très grande ampleur, l'**affrontement de deux marges continentales** lorsque les domaines océaniques qui s'étaient entre elles ont été résorbés.

Voir chapitre 12
et TP8 et 9

Comme les zones de subduction, les zones de collision sont des secteurs sismiquement actifs, de large étendue, cependant que les foyers des séismes n'y sont pas profonds donc toujours localisés dans l'épaisseur de la croûte. Le magmatisme y est beaucoup plus discret et limité pour l'essentiel à du plutonisme. La traduction morphologique la plus évidente de la collision est la **formation de chaînes de montagnes**.

La collision sera étudiée en détail avec l'exemple de la formation des Alpes franco-italiennes. Certes, des épisodes de collision entre des arcs insulaires et une bordure continentale peuvent être identifiés dans le cortège des chaînes péripacifiques (Rocheuses et secteur colombien des Andes notamment), mais ce sont les chaînes téthysiennes qui représentent le mieux la convergence.

La dynamique de la lithosphère s'exprime par des mouvements horizontaux et des mouvements verticaux que le champ de gravité et la rotation de la Terre ne peuvent à eux seuls expliquer. Comment les mouvements lithosphériques s'intègrent-ils au fonctionnement de la machine thermique que constitue la Terre et quelle place ont-ils dans la libération superficielle de son énergie interne ?

3.3 DYNAMIQUE MANTELLIQUE ET CHALEUR INTERNE DE LA TERRE

Ce que vous avez vu au lycée

- Le flux de chaleur en surface est la manifestation principale de la libération de l'énergie interne de la Terre. La chaleur interne a pour origine essentielle la désintégration de certains isotopes radioactifs.
- La fabrication de la lithosphère océanique, la subduction et les mouvements des plaques lithosphériques sont les manifestations d'une convection thermique à l'état solide du manteau (transport de chaleur par mouvement de matière). Les dorsales océaniques traduisent des courants montants chauds de matériel du manteau. Les plaques en subduction traduisent des courants descendants froids.
- Les points chauds marquent également la remontée ponctuelle vers la lithosphère de matériel en provenance du manteau profond.

L'activité sismique et le volcanisme sont parmi les manifestations les plus expressives témoignant de la libération à la surface de la Terre d'une énergie interne. Ce ne sont pourtant pas les formes les plus importantes de libération d'énergie à la surface du globe ; elles représentent à elles deux approximativement une puissance équivalente à 1 TW (térawatt soit 10^{12} W) pendant que les roches de la lithosphère réalisent souvent de façon très discrète un transfert thermique beaucoup plus conséquent au final, puisque la puissance du flux thermique global qui les traverse est estimée à près de 43 TW.

3.3.1 Les flux thermiques à la surface de la lithosphère et ses variations

L'idée d'une libération superficielle d'énergie interne sous forme de chaleur est étayée par de nombreuses observations en sus du volcanisme comme :

- le rejet d'eaux chaudes à près de 300 °C par de nombreuses sources hydrothermales au voisinage des dorsales ; ce phénomène, même s'il demeure caché le plus souvent à nos yeux (exception faite des geysers en Islande), est quantitativement bien plus important que les nombreuses émissions thermales en domaine continental (geysers à Yellowstone aux États-Unis, sources d'eaux chaudes à près de 80 °C à Chaudes-Aigues dans le Massif Central...) ;
- l'augmentation de température qui accompagne la descente dans un puits de mine (au cours du cheminement dans les puits des mines de potasse en Alsace, la température augmente de près de 4 °C pour 100 m de dénivelé).

Cette ressource renouvelable est susceptible d'être valorisée dans le cadre du développement durable : il s'agit de la géothermie profonde (usine géothermique de Fresnes en région parisienne par exemple et projet européen de Soultz en Alsace).

a) Expression du flux géothermique

Le **transfert thermique** qui conduit à la libération de chaleur en surface de la lithosphère correspond presque partout à un **processus diffusif** qualifié également de **conduction**, ce qui nous permet d'utiliser une loi liant le flux thermique superficiel au **gradient géothermique** ; c'est la loi de Fourier :

$$\Phi = -K.(dT/dz)$$

Le flux géothermique Φ s'exprime en W.m^{-2} et le coefficient de proportionnalité K ou conductivité thermique du matériau (ici les roches) en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$; dT/dz est le gradient géothermique local en K.m^{-1} ; le signe (-) traduit le fait que l'énergie est perdue par le système.

Le gradient peut être mesuré à la faveur de forages ou au sein de mines désaffectées, tandis que K est évalué expérimentalement sur les échantillons rocheux prélevés sur le site de mesure du gradient.

Remarque : Pour un granite et pour la moyenne des roches de la croûte continentale, K est évalué à $2,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ce qui traduit leur caractère de « mauvais conducteur thermique » au regard de matériaux comme le cuivre et le fer dont les conductivités sont de 380 et $73 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ respectivement.

b) Mesure et distribution du flux géothermique

En domaine océanique, compte tenu de la faible variabilité pétrographique de la croûte, la mesure du gradient géothermique sur les 10 premiers mètres de la couverture sédimentaire suffit en général pour évaluer correctement le flux. En domaine continental, le gradient est généralement évalué sur des profondeurs plus importantes (forages profonds, anciennes mines) pour minimiser les fluctuations liées à la grande variabilité des roches crustales les plus superficielles et s'affranchir des effets du flux solaire.

Toutes les données collectées sont rassemblées sur une carte globale du flux thermique ([figure TP4.6, cahier couleur p. 24](#)). Il ressort de son observation le fait d'une distribution hétérogène du flux géothermique sur Terre, et notamment dans les océans. Ceux-ci évacuent près de 75 % de l'énergie interne du globe, mais cette libération d'énergie tend à se focaliser au voisinage des **dorsales** alors qu'en s'en éloignant le plancher océanique plus ancien est traversé par des flux moindres et minimaux d'ailleurs dans les secteurs des fosses océaniques ([figures 3.26 et 3.29](#)).

D'autre part, sur les 31,5 TW libérés en surface des lithosphères océaniques, on évalue à 10 TW la puissance évacuée par l'ensemble des **circulations hydrothermales** existant près des axes des dorsales océaniques.

En résumé, la principale forme de libération d'énergie interne à la surface de la lithosphère correspond à un transfert thermique de type conduction, en grande partie réalisé au fond des océans. Au total, la puissance interne libérée à la surface de la lithosphère est approximativement de 43-44 TW. Quelle est son origine ?

3.3.2 Origines de la chaleur du globe

a) Radioactivité naturelle des roches

Les minéraux des roches sont formés de divers éléments chimiques. Parmi ces éléments, certains disposent d'isotopes instables (souvent en raison d'un large excédent de neutrons par rapport aux protons) **radioactifs** : ils se désintègrent au cours du temps et se transforment en noyaux différents. Ces désintégrations s'accompagnent d'une diminution des énergies de masse de ces éléments par libération de chaleur qui contribue à la chaleur interne de la Terre.

Cependant, quelques isotopes seulement sont responsables de la majeure partie de la libération de chaleur associée à la radioactivité : ce sont deux isotopes d'**uranium** (^{238}U et ^{235}U), le **thorium** (^{232}Th) ainsi que le **potassium** (^{40}K) ; tous ont un comportement d'éléments alcalins.

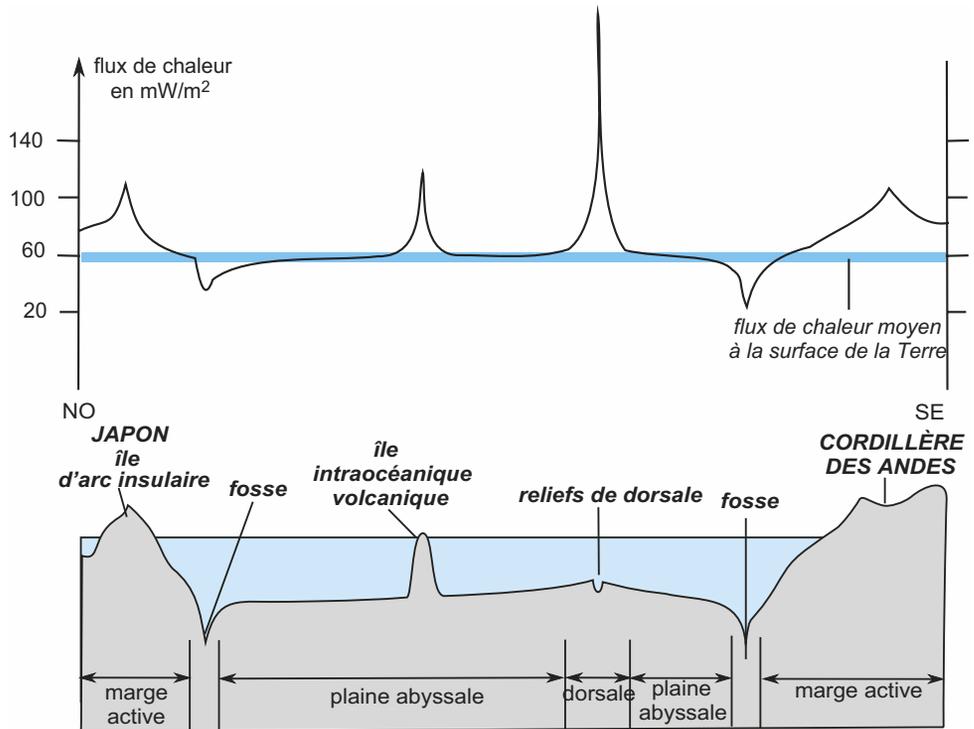


Figure 3.29 Flux de chaleur au travers des fonds océaniques pacifiques.

Aussi, du fait de leurs différences de composition, les roches et donc les différentes enveloppes internes de la Terre ne contribuent pas de manière équivalente à la libération de chaleur par radioactivité. Le potentiel le plus fort en termes de libération d'énergie par radioactivité revient aux granites (riches en éléments alcalins) ; leur potentiel énergétique est 150 fois plus élevé que celui des péridotites et 30 fois plus élevé que celui des basaltes océaniques. Toutefois, en tenant compte du volume total des différentes enveloppes, il ressort que le manteau a une puissance totale de libération d'énergie par radioactivité d'environ 20 TW, auxquels on doit ajouter environ 6 TW de puissance pour la croûte continentale. Les puissances libérées par les croûtes océaniques et par le noyau peuvent être négligées, pour les premières du fait de leur faible volume cumulé, pour le second du fait de sa très faible teneur en éléments radiogéniques.

b) Chaleur interne initiale et chaleur interne de différenciation

D'autres processus contribuent à la libération de chaleur par la Terre. Ce sont :

- la libération de l'énergie primordiale d'accrétion du globe par suite du **refroidissement des matériaux terrestres profonds** qui se poursuit encore actuellement du fait de la très faible conductivité thermique des roches : c'est la **chaleur initiale** (encore appelée primordiale) ;
- des changements d'état, telle la **crystallisation du noyau solide** aux dépens du noyau liquide ; dans ce dernier cas, à la puissance libérée au cours du changement d'état s'ajoute celle due à la **diminution d'énergie gravitationnelle** du fait de la contraction des matériaux dans la graine : c'est la **chaleur dite de différenciation**.

En résumé, les différents processus fournissant la chaleur interne de la Terre (tableau 3.3), tels qu'on les imagine, ont des puissances dont la résultante est approximativement égale à la puissance globale libérée en surface. La Terre apparaît donc comme un système stationnaire qui libère en surface une quantité de chaleur semblable à celle qu'elle a reçue et qu'elle produit en profondeur.

TABLEAU 3.3 SOURCES DE CHALEUR DANS LA TERRE ET CONTRIBUTION À LA PUISSANCE TOTALE LIBÉRÉE EN SURFACE.

| Source de chaleur | Puissance (TW) |
|--|----------------|
| Radioactivité du manteau actuel et des croûtes | 26 |
| Radioactivité du noyau | 0 à 1 |
| Chaleur initiale | 12,3 |
| Chaleur de différenciation | 4,7 |
| Total | 43 à 44 |

3.3.3 Modes de transfert de la chaleur au travers de la Terre

Une couche de matière chauffée à sa base et refroidie à son sommet est le siège d'échanges d'énergie par transfert thermique. Deux types de transfert thermique sont possibles dans ce type de situation, la **conduction** et l'**advection** associée à une **convection** des matériaux.

a) Première forme de transfert thermique : la conduction

En conduction, le transfert thermique se réalise de proche en proche par échange d'énergie cinétique de particules voisines dont les vitesses d'agitation sont différentes et ce sans mouvement global (macroscopique) de la matière qui le subit.

La conduction est un transfert de type diffusif et concerne tout d'abord la lithosphère. Flux et gradient sont alors liés par la conductivité thermique du matériau (application de la loi de Fourier, § 3.3.1a). Ce mode de transfert thermique n'est cependant pas envisageable pour l'ensemble du globe (encart 3.14). Il doit donc exister un autre moyen, plus efficace, pour assurer des transferts thermiques au sein du manteau sous-lithosphérique.

ENCART 3.14

Pourquoi l'hypothèse d'un manteau globalement conducteur n'est-elle pas satisfaisante au regard de nos connaissances ?



La puissance émanant du manteau, lithosphère continentale exclue, ainsi que du noyau, et transmise à la lithosphère peut être évaluée à $13 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ tandis que, pour la péridotite, on estime la valeur de la conductivité K à $2,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$.

Ceci conduit à évaluer un gradient géothermique dans le manteau voisin de $5,2 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$. Partant d'une base de lithosphère à 150 km de profondeur et à $1\,300 \text{ °C}$, cela projette une température de $11\,700 \text{ °C}$ à 2 150 km de profondeur. Cette hypothèse conductive n'est donc pas satisfaisante car, à cette température et malgré la pression qui règne à de telles profondeurs, la péridotite serait entièrement fondue : cela remettrait en cause le modèle structural du chapitre 2 établi sur des données sismologiques et proposant un état solide dans tout le manteau.

La conduction n'est cependant pas réservée à la lithosphère ; c'est une modalité de transfert thermique que l'on retrouve également à forte profondeur entre couches non miscibles, dans la couche D'' et peut-être dans la zone de transition entre manteau supérieur et manteau inférieur, deux entités difficilement miscibles en raison de leurs différences de viscosité voire de densité.

b) Seconde forme de transfert thermique : l'advection associée à la convection des matériaux

La convection correspond pour sa part à la mise en mouvement macroscopique de la matière : le matériau échauffé à sa base et devenu plus léger monte le long de colonnes. Au cours de ce déplacement, le matériau réalise peu de transfert d'énergie en raison de la vitesse d'ascension toujours largement supérieure à la vitesse de diffusion latérale de la chaleur. Arrivé au sommet, le matériau s'étale et réalise l'essentiel du transfert d'énergie par conduction vers l'entité qui le surmonte ; refroidi et devenu plus lourd, le matériau redescend alors. Ces divers mouvements constituent des cellules de convection.

Bien sûr, dans un tel schéma, le sommet de la couche convective ne reçoit pas partout la même quantité de chaleur des niveaux plus profonds et il peut être intéressant de revenir alors sur les fortes disparités du flux de chaleur en surface de la lithosphère océanique (figure 3.29). Ces dernières permettent de formuler dès à présent l'hypothèse de l'existence de systèmes convectifs dans le manteau profond (encart 3.15).

ENCART 3.15

Flux de chaleur à la surface du plancher océanique et hypothèse convective pour le manteau



La lithosphère océanique dispose d'une conductivité thermique relativement homogène sur toute sa largeur ; on peut supposer qu'elle ne produit pas de chaleur et ne libère en surface que ce qu'elle reçoit à sa base définie approximativement par l'isotherme 1 300 °C. Les disparités de flux de surface peuvent ainsi être interprétées en termes de conduction comme le reflet de fortes variations latérales du gradient thermique donc de profondeur de l'isotherme 1 300 °C soit d'épaisseur de la lithosphère.

En supposant une libération de chaleur relativement homogène dans tout le manteau, un apport homogène à sa base de chaleur du noyau et une conductivité constante pour toute la péridotite, on peut conclure au transfert thermique latéralement inhomogène au sommet de l'asthénosphère : cela tend à réfuter un schéma conductif pour le manteau et à privilégier un modèle convectif.

La convection est donc, avant toute chose, un mouvement de matière initié par un contraste de densité ici d'origine thermique. Certains auteurs distinguent la convection (transfert de matière) des transferts thermiques qu'elle réalise entre la base et le sommet de la couche convective (et réversiblement) et qu'ils nomment l'advection : cette distinction sera reprise plus tard au moment de modéliser les transferts thermiques depuis les profondeurs de la Terre jusqu'à sa surface (figure 3.33).

Mais le manteau entièrement solide est-il susceptible de convecter ? Les conditions propices à l'établissement d'un régime convectif au travers d'une couche thermique sont présentées dans l'encart 3.16.

ENCART 3.16

Conditions nécessaires à l'instauration d'un régime convectif dans une couche thermique



Pour que la convection démarre et s'installe dans un milieu limité par une surface thermique supérieure froide et une surface thermique inférieure chaude (figure 3.30), il faut notamment que le matériau qui dispose d'un avantage densitaire pour entamer une ascension ne le perde pas au cours d'échanges de chaleur avec son environnement. Il faut par ailleurs que la poussée d'Archimède qui l'anime soit capable de vaincre les forces de frottement qui le freinent donc que son volume soit conséquent. Le nombre de Rayleigh est un quotient qui permet d'estimer la part respective des paramètres favorables (au numérateur) et défavorables (au dénominateur) de la convection :

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot e^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

avec g l'intensité de la pesanteur, α le coefficient de dilatation thermique, ρ la masse volumique du matériau, e la taille du volume qui convecte, ΔT l'écart de température au travers de la couche thermique, κ (kappa) la diffusivité thermique et η (êta) la viscosité dynamique du matériau.

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le **nombre de Rayleigh** doit être supérieur à 2 000. Il apparaît dès lors qu'un objet de grand volume (e) et de faible diffusivité thermique (k) a plus de chance de convecter qu'un objet de petit volume et de forte diffusivité thermique ; c'est le cas pour le manteau péridotitique.

La convection peut enfin se réaliser de manière laminaire ou turbulente ; un nombre permet d'évaluer la tendance d'un système convectif à adopter plutôt l'un ou plutôt l'autre régime, c'est le nombre de Reynolds que l'on peut exprimer par son ordre de grandeur en puissance de 10, soit 10^n ; lorsque n est négatif, cela correspond plutôt à des mouvements laminaires ; pour $n > 1$ les mouvements sont davantage turbulents.

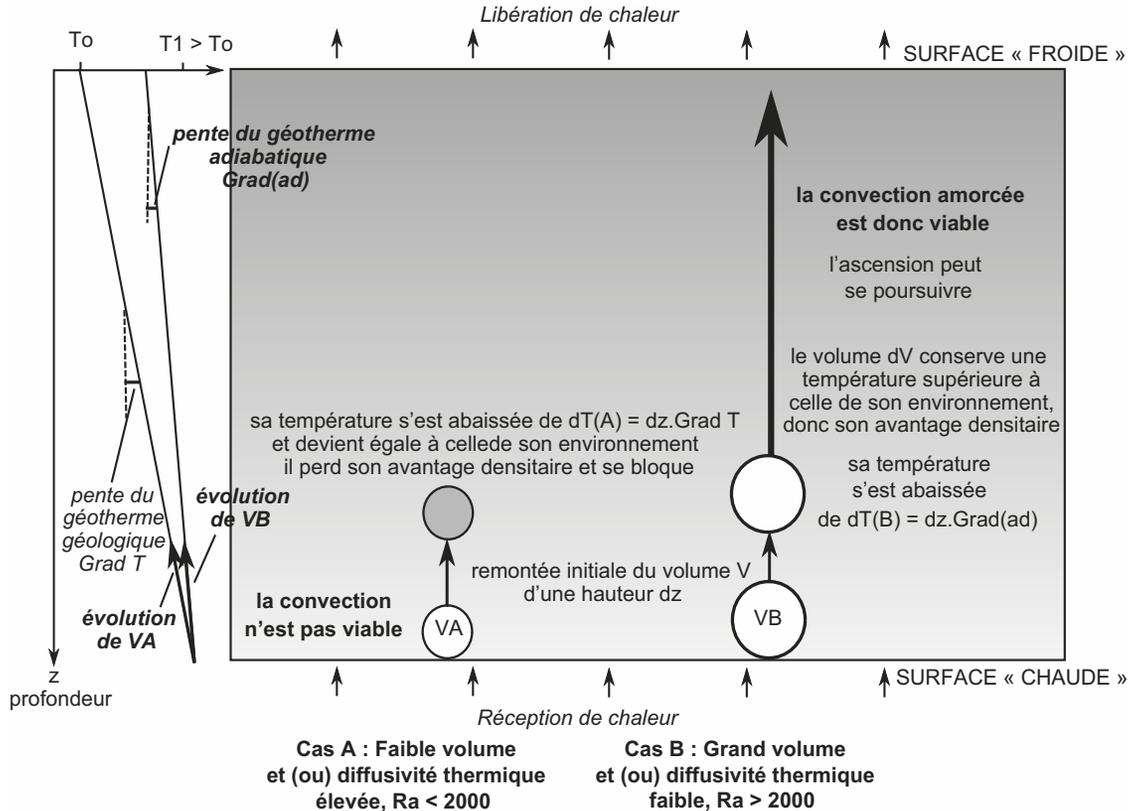


Figure 3.30 Gradient thermique et déclenchement de la convection dans un milieu homogène chauffé à sa base et refroidi à son sommet.

Lorsqu'un volume situé à la base de la couche étudiée entame une remontée suffisamment rapide d'une hauteur h pour ne pas échanger de chaleur, il subit alors une décompression adiabatique qui abaisse sa température de $dT = \text{grad}T_{ad} \cdot h$, $\text{grad}T_{ad}$ correspondant au gradient adiabatique du matériau. Dans le cas A, si le volume qui remonte est cependant très petit, et(ou) si le matériau dispose d'une diffusivité élevée, la détente ne se fait pas en conditions adiabatiques, et le volume considéré acquiert rapidement la température de son encaissant : il a perdu tout avantage densitaire et s'immobilise ; la convection n'est pas viable. Dans le cas B, si le volume est suffisamment important et(ou) si la diffusivité thermique est faible, la détente peut être considérée comme quasi adiabatique et la baisse de température du volume en mouvement est moins importante que la baisse de température dans l'encaissant : le volume conserve donc une température supérieure à celle de son environnement et l'avantage densitaire lui permet de poursuivre son ascension.

L'évaluation du nombre de Rayleigh pour le manteau sous-lithosphérique conduit à des valeurs de l'ordre de 10^7 à 10^8 , c'est-à-dire très supérieures à 2 000 : la péridotite mantellique peut donc convecter. De plus, la très forte valeur du nombre de Rayleigh (très supérieur également à 10^5) caractérise plutôt une convection au cours de laquelle très peu de diffusion thermique accompagne les mouvements verticaux de sorte qu'ils peuvent être pleinement considérés comme

quasi adiabatiques (quasiment sans transfert thermique vers l'encaissant). Cela correspond pour la **péridotite** à un gradient adiabatique de $0,3 \text{ K.km}^{-1}$. Par ailleurs, le nombre de Reynolds n est de -9 , ce qui caractérise nettement des mouvements laminaires.

Remarque : Pour le noyau externe liquide que l'on considère aussi comme convectif et dont les mouvements sont à l'origine du champ magnétique terrestre, le nombre de Reynolds n est évalué à 3, caractérisant ainsi une convection turbulente.

La valeur du gradient adiabatique est suffisamment faible pour résoudre le problème soulevé précédemment (encart 3.14 – température de $1\,900\text{ °C}$ et non plus $11\,700\text{ °C}$ à $2\,150\text{ km}$ de profondeur) et pour ne pas remettre en cause le caractère solide de la péridotite mantellique. Le comportement convectif du manteau supérieur et inférieur est donc assimilable à celui d'un liquide à l'échelle des temps géologiques : ceci doit nous rappeler les modèles isostatiques présentés précédemment qui s'appuient sur l'hypothèse d'un équilibre de type hydrostatique entre un solide (la lithosphère) et un « fluide » (l'asthénosphère).

Cependant le manteau diffère d'une couche thermique simple (chauffée à sa base et refroidie à son sommet) ; il présente certes une surface sommitale émettrice d'énergie en direction de la lithosphère et une surface basale réceptrice d'énergie du noyau même si c'est en faible quantité mais surtout il libère une importante quantité d'énergie dans tout son volume (près de 50 % de l'énergie totale dissipée par la Terre et ce malgré la faible concentration d'éléments radioactifs). Dans ce cas, le nombre de Rayleigh s'exprime sous une forme légèrement différente qui tient compte de ce chauffage interne ; nous n'en précisons rien sauf les calculs montrant que le manteau peut d'autant mieux convecter.

Dans ce cas également, les mouvements les plus actifs sont les descentes de matériaux refroidis en surface par la diffusion d'énergie (large surface et fort contraste thermique) tandis que les courants ascendants actifs, c'est-à-dire créés par échauffement basal, sont peu nombreux du fait de la faiblesse de la chaleur du noyau à diffuser et de la surface d'échange réduite ; à part quelques remontées actives alimentant certains points chauds, la plupart des ascendances sont considérées comme passives car elles semblent plutôt compenser les descentes qui provoquent en retour ces ascendances (figure 3.31).

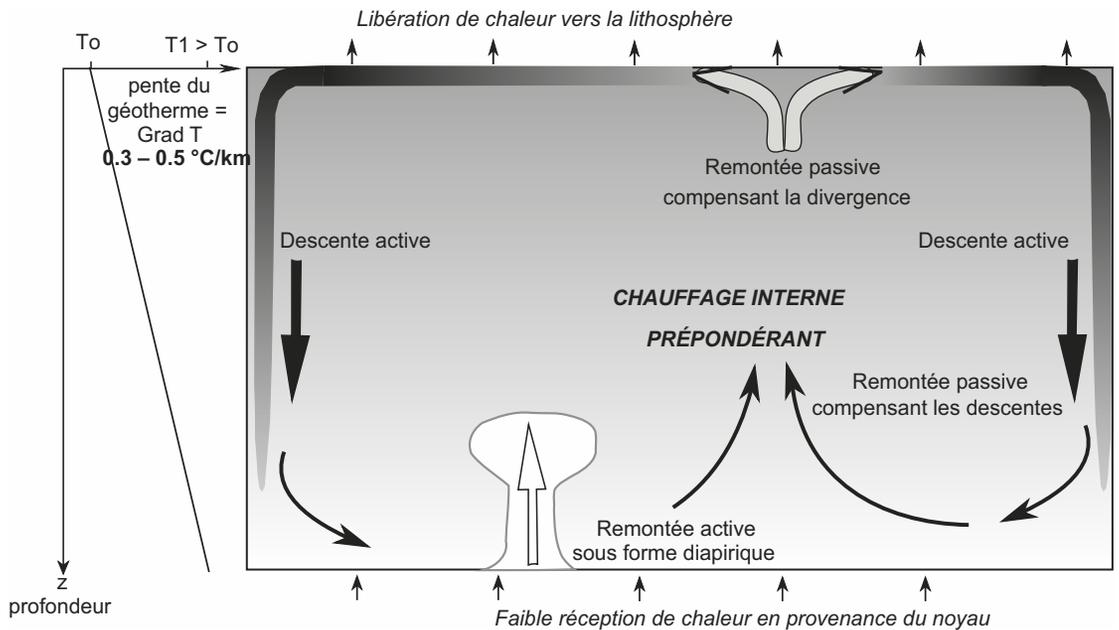


Figure 3.31 Convection dans un milieu présentant un échauffement interne prépondérant.

Au final, il existe deux grandes modalités organisant les transferts thermiques dans les enveloppes solides de la Terre : des transferts diffusifs, par conduction, et des transferts advectifs associés à des mouvements convectifs. Comment peut-on repérer voire modéliser les courants de convection dans le manteau ?

c) Repérage des courants de convection dans le manteau

Il est possible d'accéder indirectement à la structure thermique du manteau *via* les données de la **tomographie sismique** qui permettent d'élaborer des modèles convectifs pour le manteau (encart 3.17).

Remarque : La modélisation analogique ou numérique est une autre approche qui permet de mieux comprendre certaines images de tomographie sismique.

ENCART 3.17

La tomographie sismique de la Terre : un scanner permettant de repérer les cellules de convection du « manteau »



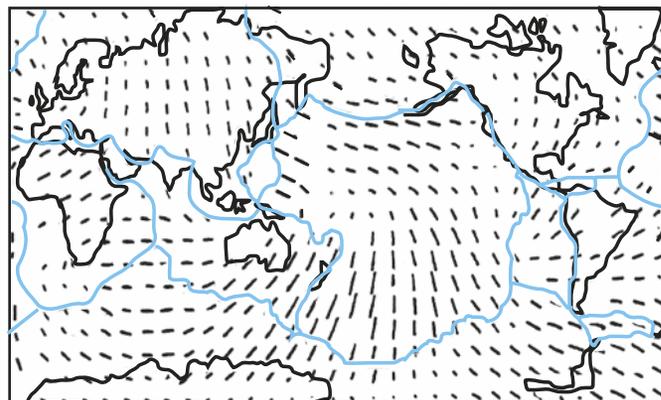
La tomographie sismique peut être assimilée à un **scanner** pour la Terre.

En disposant de nombreuses données sismiques, il est possible de calculer la vitesse de propagation de l'onde sismique *P* (mais aussi *S*) pour chaque endroit du globe situé à une profondeur donnée. On peut alors comparer cette valeur locale V_p (ou V_s) à celle présentée par le modèle sismologique à symétrie sphérique de la Terre (PREM) soit V_{PREM} . Les écarts relatifs entre ces valeurs soit $\Delta V_p = (V_p - V_{PREM}) \cdot 100 / V_{PREM}$ appelés anomalies sont exprimés en pourcentage. Ces anomalies (quelques % tout au plus) sont rassemblées et représentées sous forme d'images telles les figures TP2.7 et TP4.12, et interprétées en termes de variations de la température par rapport à celles qui caractériseraient le secteur étudié dans le modèle sphérique de Terre :

- les zones plus lentes sont interprétées comme étant plus chaudes donc moins denses et par conséquent ascendantes dans une enveloppe convective ;
- les zones plus rapides sont interprétées comme plus froides et plus denses donc descendantes dans une enveloppe convective.

Les images de tomographie sismique permettent seulement de localiser des mouvements de remontée ou de descente dans le manteau. Elles ne permettent pas, *a priori*,

Voir chapitre 2,
§ 2.1.2c, figure 2.5



— orientation du grand axe
des cristaux d'olivine

— frontière de plaques

Figure 3.32 Orientation des cristaux d'olivine à 200 km de profondeur ; cette orientation est censée refléter la direction (mais pas le sens) du fluage horizontal du manteau à cette profondeur.

de dessiner entièrement des boucles convectives en complétant les mouvements verticaux par des mouvements horizontaux car nombre de secteurs ne présentent pas de contrastes thermiques suffisamment marqués pour être décelables par cette technique. Cependant, il existe une variante à la tomographie décrite : elle s'intéresse aux anomalies de vitesse des ondes P dans les différentes directions de l'espace à une même profondeur. Les faibles écarts qui sont ainsi évalués à chaque endroit, pour les différentes directions du plan horizontal, sont interprétés en termes de variations de l'orientation des grands axes des cristaux d'olivine dans le manteau, les ondes se propageant plus rapidement selon la direction du grand axe du cristal que dans la direction du plus petit. Dans un secteur du manteau, des anomalies positives de vitesse selon une certaine direction sont attribuées à des orientations parallèles de tous les grands axes des cristaux d'olivine ainsi disposés par leur mouvement à l'état solide dans cette même direction. Dans ce type d'étude seulement, les fluages horizontaux du manteau peuvent être modélisés (figure 3.32). Ils se corrélaient globalement aux mouvements des plaques dans ce cas.

Les images de tomographie sismique permettent de modéliser la structure convective du manteau. Leur exploitation montre que :

- sous les dorsales, l'asthénosphère présente des vitesses de propagation des ondes sismiques ralenties par rapport à celles prévues dans le modèle PREM ; ceci laisse supposer que, à l'aplomb de ces dorsales, l'asthénosphère est localement plus chaude que la normale et animée de mouvements ascendants ;
- dans le prolongement des plans de Wadati-Benioff, le manteau présente des vitesses de propagation des ondes sismiques accélérées par rapport à celles prévues dans le modèle PREM ; ceci traduit le fait que le manteau y est localement plus froid que la normale et signe donc le prolongement de la subduction en profondeur au cœur du manteau.

Remarque : Sous les dorsales, sauf en des endroits très particuliers, comme l'Islande qui coïncide également avec un point chaud, les anomalies de vitesse détectées par tomographie sismique demeurent assez superficielles (de l'ordre de -200 à -300 km) et sont rarement ancrées dans le manteau inférieur. En revanche, dans le prolongement des zones de subduction, tous les cas de figure existent ; sous certaines, les anomalies de vitesse s'arrêtent au voisinage de 670 km de profondeur donc à la limite manteau supérieur - manteau inférieur, alors que sous d'autres elles se prolongent jusqu'à la base du manteau.

Voir TP4,
figure TP4.12

Voir chapitre 2,
§ 2.4.3b

Concernant la stratification éventuelle du manteau convectif suggérée par les discontinuités sismiques et pétrographiques, le problème est maintenant de savoir si le manteau se comporte comme une seule couche convective ou en deux couches superposées séparées par une couche diffusive intermédiaire (figure 3.33) voire en un modèle intermédiaire.

(a) **Le schéma à 2 couches superposées est intéressant** pour rendre compte des données suivantes :

- les transitions minéralogiques du manteau vers 670 km de profondeur s'accompagnent d'un changement de viscosité qui peut être perçu comme un éventuel obstacle au mélange du manteau supérieur avec le manteau inférieur ;
- l'étude des magmas émis aux dorsales et par les volcans de points chauds suggère l'existence de différences dans la géochimie des péridotites fertiles donc des réservoirs différents (sommet de l'asthénosphère pour les MORB, manteau inférieur pour un certain nombre d'OIB) ;
- l'activité sismique ne transgresse pas la profondeur limite de 670 km comme si les panneaux lithosphériques subduits dans le manteau ne pouvaient prolonger leur chute plus en profondeur.

Ces arguments sont plus ou moins réfutés par des modélisations analogiques et numériques qui montrent que la prise en compte d'une transition minéralogique endothermique (saut de densité retardé) dans le manteau vers 670 km de profondeur n'empêche pas une convection en une seule couche, bien au contraire, et surtout par les données de la tomographie sismique.

Voir « MORB »
chapitre 5, § 5.1

Voir « OIB »
chapitre 5, § 5.3

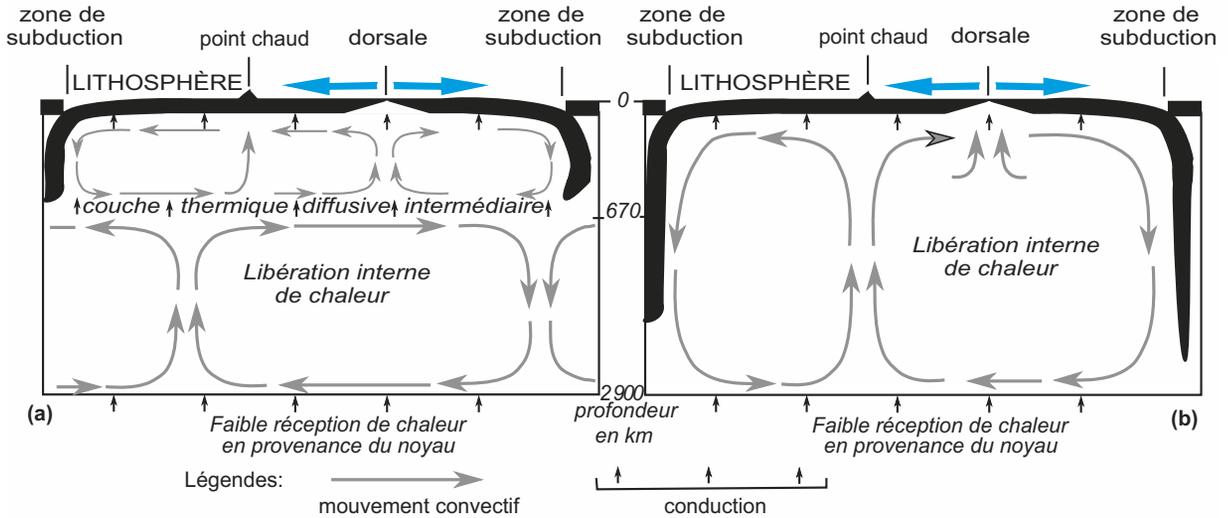


Figure 3.33 Deux modèles convectifs pour le manteau terrestre

et transferts de chaleur interne associés : convection à deux couches (a) et à une couche (b).

Dans les deux modèles proposés, le transfert vertical de chaleur entre la base du manteau et la lithosphère se réalise principalement par **advection** accompagnant les **mouvements convectifs ascendants**. Dans le cas du modèle à deux étages convectifs, la **conduction** opère **entre les deux étages convectifs** puis **entre l'étage convectif supérieur et la lithosphère**. Dans le cas d'une convection à une couche, la **conduction** n'opère qu'**entre le sommet de la couche convective et la lithosphère**.

(b) Il existe donc des arguments plutôt favorables à l'existence d'une circulation convective en 1 couche : les données de la tomographie sismique révèlent de plus en plus que certaines subductions se prolongent jusqu'à 2 500 km de profondeur ou plus tout en conservant leur contraste thermique avec l'encaissant à toute profondeur ; les panneaux plongeants sont néanmoins souvent freinés vers 670 km vu le changement très net d'inclinaison voire l'épaississement. Quant à la disparition des séismes au-delà de 670 km, elle peut s'interpréter comme le franchissement d'un seuil thermique supprimant toute possibilité de rupture.

Au final, la conception actuelle est plutôt celle d'un **schéma convectif hybride** fondée sur la possibilité en fonction des endroits et du moment de fonctionner plutôt en une couche ou plutôt en deux. La convection en une couche paraît pratiquement de règle partout où il y a subduction notable, cantonnant alors la convection à deux couches aux régions adjacentes.

Ce régime serait par ailleurs intermittent car il semble actuellement impossible d'imaginer la convection mantellique sous forme de mouvements réguliers. Les modélisations analogiques et numériques incitent à penser que le dispositif à 2 couches est susceptible de générer un état mécanique instable au niveau de la discontinuité de 670 km en raison des contrastes thermiques qui s'y créeraient. Il se produirait en effet une évolution opposée entre un manteau supérieur bien convecté donc à refroidissement efficace, et un manteau inférieur isolé par la couche limite conductrice donc évacuant assez mal sa chaleur ce qui l'amènerait à se réchauffer. L'alourdissement de la base du manteau supérieur et le réchauffement conjugué du toit du manteau inférieur déstabiliseraient alors la couche limite jusqu'à provoquer sa rupture au cours d'épisodes « catastrophiques » d'avalanches de matériaux froids du manteau supérieur dans le manteau inférieur. Cette intrusion serait source de contrastes en retour de matière chaude dans le manteau supérieur qui effaceraient alors le fort contraste thermique à 670 km, permettant un retour au régime à 2 étages, l'avalanche cessant par ailleurs suite à la rupture du panneau plongeant.

Les choses ne sont donc pas tranchées et il est important d'intégrer en permanence de nouvelles données afin de remettre en cause ou d'affiner notre vision actuelle.

Au final, la tectonique des plaques ne peut pas être dissociée de l'animation convective du manteau :

- Les subductions qui acquièrent toujours leur autonomie gravitaire (force de traction de la plaque) dès lors qu'elles disposent d'un panneau subduit suffisamment développé sont associées à des mouvements de descente du manteau qui se prolongent d'ailleurs souvent dans le manteau inférieur alors que l'objet « lithosphérique » est devenu asismique ;
- Les dorsales sont des lieux dont la divergence est entretenue au moins en partie par la thermosubsidence qui conduit la jeune lithosphère océanique, qui se refroidit et s'alourdit, à glisser de part et d'autre du dôme asthénosphérique (le terme de « poussée à la dorsale » semble maladroit au regard des contraintes extensives dont la jeune lithosphère est l'objet à ce niveau). Les remontées convectives qui ont lieu à l'aplomb des dorsales sont à l'origine de la formation des magmas qui contribuent à l'accrétion océanique ;
- Entre leurs frontières, les plaques pourraient enfin être entraînées par les frottements visqueux du manteau asthénosphérique au contact de la base de la lithosphère (il y aurait couplage mécanique dans ce cas).

Ce couplage partiel entre dynamique profonde et dynamique lithosphérique est illustré par la [figure 3.34](#).

La mise en place d'un modèle décrivant le fonctionnement de la machine thermique que constitue la Terre ne serait pas complète sans proposer, aux côtés des diverses modalités qui contribuent à la libération superficielle de sa chaleur interne, une structure thermique pour le globe. C'est à ce dernier objectif que le paragraphe suivant est consacré.

3.3.4 Établissement du géotherme

Le **géotherme** est le profil de température à l'intérieur du globe terrestre ([figure 3.35](#)), c'est-à-dire la façon suivant laquelle la température évolue avec la profondeur. C'est avant tout un modèle car :

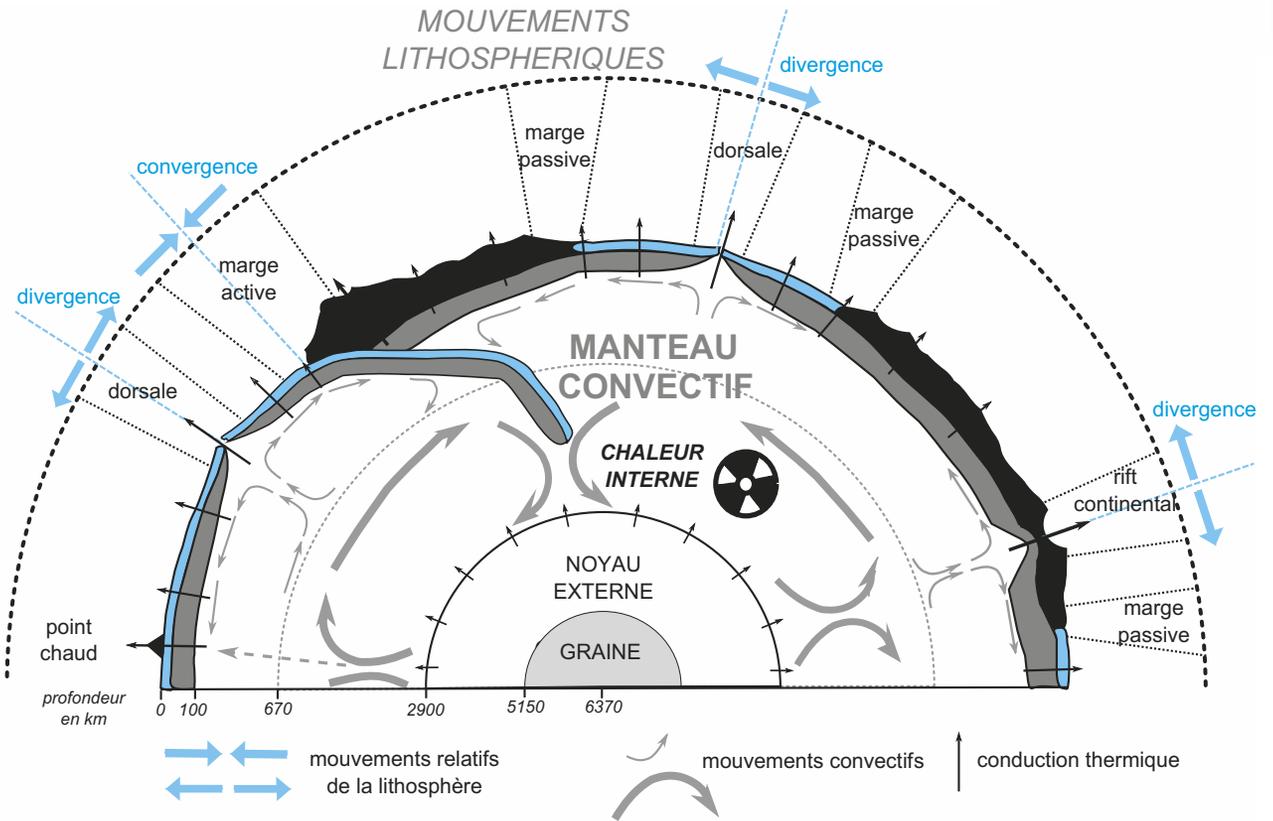
- le gradient géothermique conductif calculé en sub-surface n'est pas une constante extrapolable en profondeur en raison des différences de production d'énergie des croûtes et du manteau lithosphérique d'une part, du caractère convectif du manteau non lithosphérique d'autre part ;
- la mesure de la température à l'intérieur du globe est a priori impossible au-delà des profondeurs atteintes par les forages les plus profonds (ceux-ci n'excédant pas la douzaine de kilomètres).

Il complète le modèle PREM à symétrie sphérique proposé pour la Terre au terme du chapitre 2 car son élaboration fait abstraction de toutes les variations latérales susceptibles d'exister en fonction des contextes géodynamiques et peut être menée en exploitant plusieurs catégories de données.

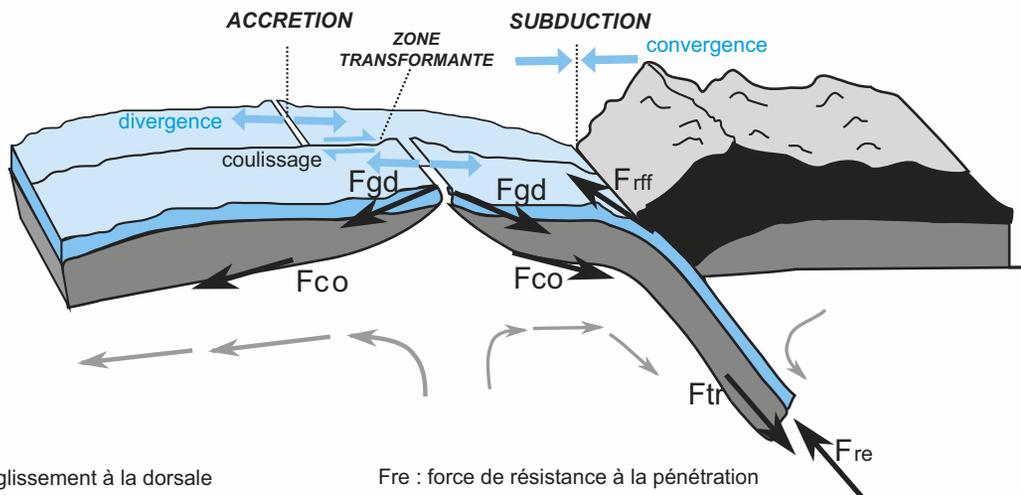
Ce sont tout d'abord des mesures de température près de la surface qui permettent de proposer un gradient géothermique proche de 30 °C par kilomètre d'enfoncement ; ceci permet de tracer la **pente à l'origine** du géotherme.

Figure 3.34 La machine thermique Terre : tectonique des plaques et couplage avec la dynamique convective du manteau.

Dans ce schéma, les lithosphères océaniques disposent de forces propres susceptibles de les mettre en mouvement : ce sont des forces gravitaires ou forces de volume liées à l'augmentation de densité de la lithosphère de part et d'autre des dorsales et au poids du panneau subduit, forces non compensées par la poussée d'Archimède exercée par l'asthénosphère. Ces forces sont notées respectivement F_{gd} et F_{tr} . La mobilité horizontale des dorsales peut être facilitée ou freinée par les frottements visqueux entre la base de la lithosphère et l'asthénosphère convective qui constituent la force de couplage (F_{CO}). Le mouvement de subduction en revanche est toujours gêné par la résistance (F_{RE}) qu'opère le milieu asthénosphérique visqueux à la pénétration de la lithosphère et par la résistance à la flexion ainsi que les frottements entre les deux plaques qui s'affrontent (F_{rf}). Les mouvements convectifs du noyau externe ne sont pas figurés.



(a) croûte océanique / croûte continentale, manteau lithosphérique, libération d'énergie par désintégration d'éléments radioactifs



(b) F_{gd} : force de glissement à la dorsale
 F_{co} : force de couplage à l'asthénosphère
 F_{tr} : force de traction gravitaire de la plaque subduite
 F_{re} : force de résistance à la pénétration dans l'asthénosphère
 F_{rrf} : force de résistance à la flexion et de frottement entre les deux plaques

Voir chapitre 10,
figure 10.30

Ce sont ensuite des **données indirectes** tirées de l'exploitation des modèles structuraux, minéralogiques et chimiques élaborés pour la Terre ; certaines de ces données constituent ainsi des **points d'ancrage** (tableau 3.4) du géotherme.

- **La température à la base de la lithosphère** : elle est proche de 1 600 K (environ 1 300 °C) pour une épaisseur de lithosphère estimée à 100 km et correspond au changement de comportement mécanique de la péridotite qui de solide plastique devient fluante.
- **Les expériences de minéralogie** menées sur les matériaux péridotitiques (olivine, pyroxènes pour l'essentiel) permettent de proposer des températures auxquelles ces minéraux subissent des transitions de phase capables de rendre compte des sauts de vitesse constatés vers 400 et vers 670 km de profondeur pour le manteau :
 - le premier saut situé vers 400 km de profondeur peut être interprété comme une transition olivine à structure de néosilicate - olivine à structure de spinelle qui, à cette profondeur (à la pression équivalente), exige une température proche de 1 750 K ;
 - le second saut majeur, situé vers 670 km de profondeur et interprété comme la transition olivine à structure de spinelle - perovskite, suppose quant à lui une température proche de 1 900 K \pm 100 K aux profondeurs où il se réalise.
- De même pour le noyau, la température de changement d'état (solide-liquide) pour l'alliage de fer-nickel retenu est évaluée approximativement à 5 000 K \pm 1 000 K.
- **La prise en compte des couches convectives de la Terre** : en cas de convection d'un matériau péridotitique à faible diffusivité thermique, le gradient géothermique minimum est obligatoirement le gradient adiabatique pour le matériel considéré soit 0,3 °C.km⁻¹ ; des estimations plus précises tenant compte des données sismiques fournissent une fourchette entre 0,3 °C.km⁻¹ et 0,5 °C.km⁻¹. De même, pour le noyau externe, le gradient adiabatique est de l'ordre de 0,5 °C.km⁻¹. C'est ainsi que l'on peut tracer, pour le manteau, le géotherme par extrapolation aux plus faibles et aux plus fortes profondeurs des valeurs aux différents points d'ancrage.

Pour le noyau, on extrapole aux plus faibles profondeurs (sans aller au-delà de 2 900 km de profondeur toutefois), la valeur obtenue à 5 150 km. Au delà, dans la graine solide qui se comporte comme une couche conductrice, le gradient thermique est beaucoup plus faible que dans les couches conductrices supérieures car le fer est un très bon conducteur et les sources de chaleur se raréfient à très grande profondeur.

TABLEAU 3.4 PRINCIPAUX POINTS D'ANCRAGE ET TEMPÉRATURES LE LONG DU GÉOTHERME.

| Profondeur (km) | Nature de l'ancrage | Type d'extrapolation | Température proposée (K) |
|-----------------|---|---|----------------------------|
| 100 | Limite lithosphère -asthénosphère | – | 1 600 \pm 50 |
| 400 | Transition olivine - olivine à structure de spinelle | – | 1 750 \pm 50 |
| 670 | Transition olivine à structure de spinelle - perovskite | – | 1 900 \pm 100 |
| 2 700 | – | À partir de l'ancrage à 670 km, en utilisant le gradient adiabatique pour la péridotite | 2 500 à 3 000 |
| 2 900 | – | À partir de l'ancrage à 5 150 km, en utilisant le gradient adiabatique pour l'alliage Fe-Ni | 3 500 à 4 800 |
| 5 150 | Température de changement d'état d'un alliage Fe-Ni, aux pressions envisagées | – | 4800 \pm 1 000 |

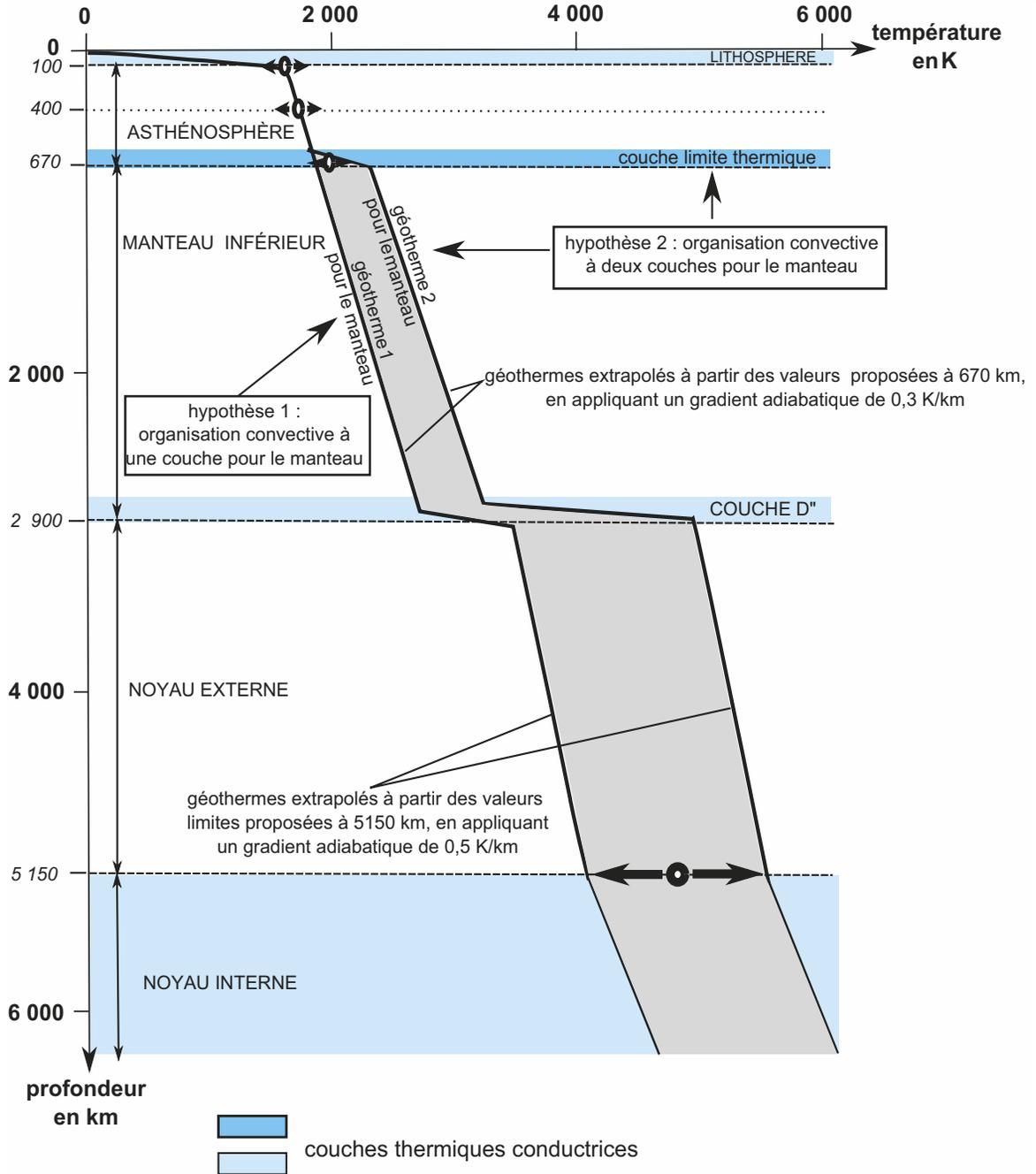


Figure 3.35 Géotherme établi à partir de 4 points d'ancrage profonds et des gradients adiabatiques pour le manteau et le noyau.

Remarque : L'imprécision sur les valeurs estimées de la température augmente avec la profondeur à l'intérieur de la Terre. Ceci est dû aux incertitudes relatives à l'estimation des températures aux différents points d'ancrage, et également aux incertitudes relatives à l'organisation convective du manteau ; pour ce dernier point, alors qu'un modèle en une couche convective permet d'adopter un gradient adiabatique uniforme dans tout le manteau, un modèle en deux couches suppose une couche d'échanges diffusifs vers 670 km de profondeur et diminue du même coup le gradient thermique au sein de la couche thermique diffusive que constitue la couche D ».

RÉVISER

L'essentiel

L'analyse de la surface de la Terre révèle des aspects multiples de sa forme et de sa dynamique : sa topographie au travers des reliefs continentaux et océaniques, la carte des âges de sa surface rocheuse, sa surface océane « statique » ou géoïde, la carte du flux géothermique à sa surface, la carte des mouvements affectant la lithosphère... sont autant de « visages » de sa surface qui illustrent tous l'idée de planète dynamique.

Les mouvements des plaques, fragments rigides lithosphériques évoluant à la surface de l'asthénosphère plus ductile, sont des conséquences liées à une libération d'énergie interne sous forme de chaleur par mouvements de convection qui animent l'ensemble du manteau à l'état solide et transfèrent ainsi la chaleur primitive et produite en profondeur vers la surface. Les mouvements relatifs des plaques (divergence, convergence, coulissage) sont à l'origine de contextes géodynamiques très diversifiés à leurs frontières ; cependant, chaque catégorie de frontières présente des signatures topographique, pétrographique, sismotectonique et gravimétrique caractéristiques de sorte que le géologue peut tenter de reconstituer la géodynamique lithosphérique actuelle et ancienne (le découpage de la lithosphère en plaques et leurs mouvements ont changé au cours du temps) en utilisant certaines d'entre elles (les signatures pétrographique et tectonique surtout).

Les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques sont aussi à l'origine de modifications locales verticales de la structure lithosphérique (amincissement, épaissement) susceptibles de modifier l'équilibre isostatique auquel est soumise cette enveloppe en raison du comportement de « liquide » de l'asthénosphère au long terme : les mouvements verticaux de la lithosphère ainsi engendrés (subsidence, orogénèse) permettent un retour à de nouveaux équilibres. Cependant, cette dynamique verticale peut aussi avoir d'autres causes, plus externes celles-ci, telles des surcharges ou des décharges sédimentaires ou glaciaires.

La dynamique interne de la Terre est complexe et tout juste peut-on élaborer des modèles simplificateurs reflétant notre conception de son fonctionnement à l'heure actuelle. Ces modèles évolueront, changeront sans que cela ne doive nous perturber : l'essentiel reste toujours dans la distinction à faire entre modèles et données et dans le respect prioritaire apporté à ces dernières.

Mais la dynamique de la Terre, ce sont aussi le magmatisme, les déformations des roches, la formation des chaînes de montagnes, ou bien encore l'altération, l'érosion et la dynamique sédimentaire : tous ces processus qui tirent leur énergie de l'intérieur de la Terre ou du Soleil participent au remodelage permanent de la surface terrestre et seront abordés dans les chapitres suivants.

Mots-clés

- Accrétion océanique
- Advection
- Altimétrie satellitaire
- Anomalie à l'air libre
- Anomalie de Bouguer
- Anomalie magnétique
- Chaleur de différenciation
- Chaleur initiale
- Chaleur interne
- Cinématique absolue
- Cinématique finie
- Cinématique instantanée
- Collision
- Conduction
- Convection
- Convergence
- Corrections gravimétriques
- Coulissage
- Divergence
- Dorsale
- Faille transformante
- Frontière de plaques
- Géodésie
- Géoïde
- Géotherme
- Gradient adiabatique
- Gradient conductif
- Gradient géothermique
- Gravité
- Isostasie
- Isotope
- Mécanisme au foyer
- Pesanteur
- Plaque
- Point chaud
- Pôle eulérien de rotation
- Obduction
- Ondulations du géoïde
- Radioactivité naturelle
- Rift
- Rifting

RÉVISER

Attention

- Ne confondez pas les anomalies du géoïde et les anomalies gravimétriques (§ 3.1.1b).
- Les mouvements verticaux de la lithosphère ne sont pas tous dus à des retards à l'équilibre isostatique ; un certain nombre d'entre eux relève notamment à des déséquilibres thermiques qui se résorbent suffisamment lentement pour que l'on puisse admettre que l'équilibre archimédéen est toujours satisfait.
- L'accrétion n'est pas toujours symétrique de part et d'autre d'une même dorsale et le taux d'expansion varie également le long de la dorsale ; l'expansion est d'autant plus faible que l'on s'intéresse à des secteurs situés près des pôles de rotation relative des deux plaques, et elle est d'autant plus élevée que l'on se rapproche de l'équateur eulérien propre au mouvement relatif des deux plaques.
- Convergence et compression ne sont pas synonymes : l'un traduit le mouvement relatif de deux plaques – convergence –, l'autre l'état de contraintes au sein de ces plaques. Ainsi, suivant le type de convergence et la structure lithosphérique locale, il est tout à fait possible de trouver des secteurs à contraintes extensives dans des zones de convergence (flexion d'extrados de la plaque océanique au front de sa subduction, Altiplano bolivien).
- L'énergie interne du globe n'augmente pas par libération de chaleur interne en provenance des éléments radioactifs : d'une part, celle-ci correspond à une énergie initialement contenue dans les éléments radiogéniques, d'autre part le globe libère en surface une chaleur supérieure à celle qu'il produit en profondeur via ces éléments. La différence représente d'ailleurs la libération d'une part de la chaleur initiale accumulée au moment de la formation de la Terre et a priori non totalement évacuée à ce jour.

Mots-clés (suite)

- Subduction
- Subsidence
- Tectonique des plaques
- Tomographie sismique

Plan

- 4.1 Différentes expressions du magmatisme
- 4.2 Fusion partielle d'une roche mère : exemple de la péridotite mantellique
- 4.3 Extraction et ascension des magmas

Introduction

La Terre est une planète active. Une des manifestations les plus expressives de cette activité, le **volcanisme**, consiste en l'émission de laves, de gaz et de projections plus ou moins importantes à la surface de la lithosphère, lesquelles témoignent de la remontée vers la surface de magmas formés en profondeur.

Cependant ceux-ci peuvent très bien interrompre plus ou moins précocement leur remontée et s'immobiliser en profondeur pour y subir un refroidissement plus progressif : ces magmas alimentent alors un autre processus magmatique nommé **plutonisme**.

Nous rappellerons dans un premier volet les caractéristiques de ces deux grandes modalités du magmatisme.

Un bref retour vers le chapitre 2 consacré à la structure interne du globe terrestre nous permet de poser un premier problème. Mis à part le noyau externe, l'intérieur du globe est constitué de matériaux solides. L'obtention d'un magma qui ne peut provenir du noyau pour des raisons de composition non compatible avec la chimie des laves en surface suppose donc un processus de fusion au sein des enveloppes solides.

- Quels sont les lieux et les matériaux sources de magmas en profondeur ?
- Comment envisager leur fusion alors qu'il s'agit de mélanges de minéraux et non de corps purs ?

L'étude des laves (compositions chimiques, températures d'émission, enclaves éventuelles) et les travaux de laboratoire (analyse de la fusion de divers matériaux sources) permettent d'apporter des éléments de réponses à ces questions et de modéliser des processus inaccessibles à l'observation directe, la **fusion** et l'obtention des **magmas primaires**, puis leur **crystallisation** ultérieure.

Nous exposerons les principaux faits pouvant expliquer la production de magmas primaires par fusion partielle de matériaux sources ainsi que les modalités suivant lesquelles des magmas secondaires peuvent se former à partir d'un même magma primaire. Ces différents problèmes seront abordés dans le second et le troisième volets de ce chapitre en faisant appel aux données de terrain ainsi qu'aux données de la **pétrologie expérimentale** menée au laboratoire.

4.1 DIFFÉRENTES EXPRESSIONS DU MAGMATISME

4.1.1 Volcanisme

a) Remontées magmatiques jusqu'en surface

L'activité volcanique se matérialise par l'émission de laves plus ou moins visqueuses, de gaz et de projections ; suivant la nature des matériaux émis et la fluidité des magmas, on distingue trois grandes catégories de dynamismes volcaniques :

- des volcanismes effusifs avec prédominance de laves émises à l'aplomb de fissures (par exemple les émissions des plateaux basaltiques du Cézallier), ou à plus grande échelle les grands plateaux basaltiques continentaux (trapps du Deccan en Inde) ou sous-marins

(Ottong Java), ou bien encore à partir d'appareils plus individualisés (par exemple les volcans Kilauea et Mauna Loa à Hawaï) ;

- des volcanismes extrusifs avec émissions de laves très visqueuses donnant sur place des massifs en « dôme » (par exemple le dôme du Sarcouy dans la chaîne des Puys) ou des « aiguilles » (par exemple l'aiguille initiale de la Montagne Pelée), accompagnés le plus souvent de projections massives de cendres et de gaz en altitude ;
- des volcanismes mixtes (par exemple le Stromboli) associant coulées de laves assez fluides et projections qui, par leur accumulation, peuvent être à l'origine de l'édification d'appareils volcaniques (cônes volcaniques).

L'étude des laves arrivant en surface montre qu'un magma peut être considéré comme un **bain silicaté (phase liquide)** qui présente à son arrivée en surface une **phase solide** plus ou moins importante, formée de **microlites** et de **phénocristaux** en proportions variables, ainsi qu'une phase **gazeuse** de teneur elle aussi variable.

La **teneur en silice** SiO_2 des magmas est le plus fréquemment comprise **entre 45 %** (magma pauvre en silice) **et 65 %** (magma riche en silice), teneur à laquelle sa viscosité est souvent corrélée : les magmas les plus pauvres en silice sont le plus souvent les plus fluides.

b) Sites géographiques et productivités hétérogènes

Ce que vous avez vu au lycée

- Les dorsales océaniques sont le siège d'une production importante de magma basaltique : de l'ordre de 20 km^3 par an.
- Le magmatisme lié aux points chauds s'exprime par des éruptions massives de laves basaltiques (plateaux océaniques, trapps, alignements insulaires).

Pour aller à l'essentiel, la [figure 4.1](#) expose ces deux propriétés.

Le cumul de $3,7$ à 4 km^3 de productivité volcanique annuelle représente un équivalent de 10 Gt de matériaux émis par an dont 10% seulement à la surface des continents.

Remarque : Par comparaison, on estime qu'une masse d'à peu près $13,4 \text{ Gt}$ de matériaux solides érodés est chaque année dirigée par les différents agents de transport des continents vers les océans pour y nourrir le processus sédimentaire.

c) Impacts sur l'environnement

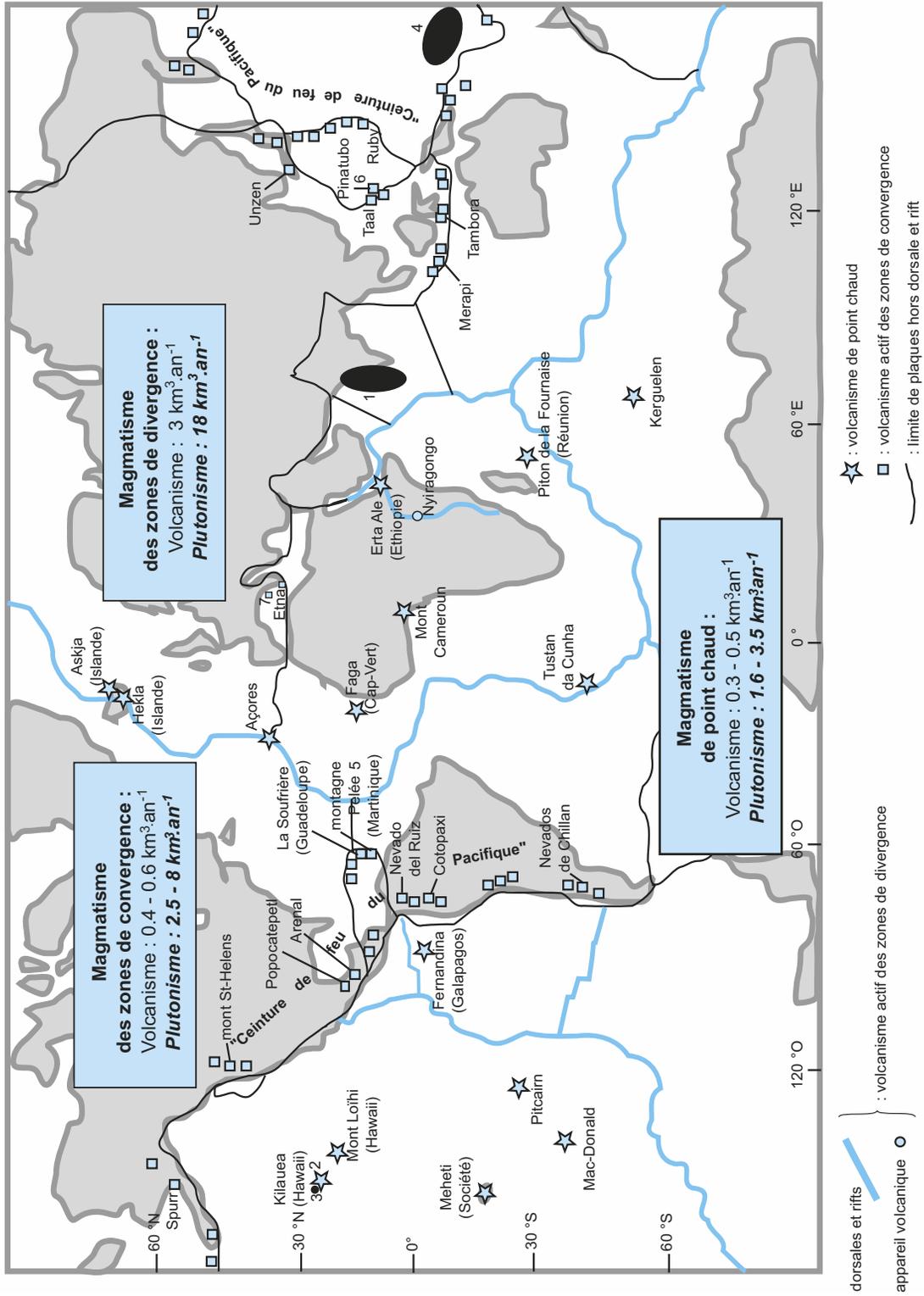
Le volcanisme a des impacts directs et constitue le plus souvent un risque majeur pour l'Homme et ses activités, ce qui justifie l'établissement de cartes de risques et la mise en place de réseaux de surveillance sur les appareils volcaniques les plus dangereux.

Le volcanisme a également des répercussions sur notre environnement :

- en recouvrant les sols de ses coulées et projections ;
- en modifiant le cours du réseau hydrographique qu'il empreinte dans ses épisodes effusifs ;
- en projetant parfois dans l'atmosphère des quantités de gaz et surtout de cendres pouvant perturber plus ou moins fortement le climat.

Remarque : C'est ainsi que, pour illustrer ce dernier point, lors de l'éruption du volcan Pinatubo aux Philippines en 1991, la teneur en dioxyde de soufre a été multipliée par un facteur $1\,000$ à l'aplomb de l'éruption et l'opacité de l'atmosphère d'un facteur au moins égal à 100 . Trois ans plus tard, en 1994, l'opacité de l'atmosphère était encore plus de 10 fois supérieure à la normale jusqu'à des latitudes de 60° du simple fait de la dispersion des poussières de cette éruption !

Cependant, l'effet sur le climat n'est pas toujours aisé à appréhender : l'opacité accrue de l'atmosphère liée aux cendres projetées a tendance à abaisser le flux solaire au sol, donc la température moyenne, tandis que les aérosols émis (CO_2 notamment) exercent quant à eux un effet positif sur l'effet de serre.



Gisements ou sites volcaniques actifs cités dans le texte :

- 1 : trapps du Deccan (Inde) ; 2 : Kilauea (Hawaï) ; 3 : Mauna Loa (Hawaï) ; 4 : plateau d'Ontong Java ; 5 : Montagne Pelée (Martinique) ; 6 : Pinatubo (Philippines) ; 7 : Stromboli (Italie)
- : gisement de roches volcaniques sans volcanisme actif actuel

Figure 4.1 Distribution et productivité du magmatisme en fonction des contextes géodynamiques.

Les différents gisements ou sites volcaniques actifs actuellement cités dans les chapitres 4 et 5 sont numérotés sur la carte et listés en légende.

4.1.2 Plutonisme

a) Dynamique masquée

L'activité plutonique est par nature non apparente. Elle peut cependant être détectée par des manifestations indirectes comme des phénomènes hydrothermaux ou bien grâce à des méthodes d'investigations géophysiques, ou a posteriori suite à l'érosion.

À la différence des roches volcaniques le plus souvent jeunes et dont on peut parfois observer la formation à partir des laves émises en surface, les roches plutoniques arrivent à l'affleurement souvent longtemps après leur formation, ce qui explique le fait que la plupart soient âgées (âge supérieur à 10 millions d'années).

Remarque : On ne considérera pas les péridotites mantelliques comme des roches plutoniques par le seul fait qu'elles sont également entièrement cristallisées car cela nous amènerait alors à classer dans une même catégorie la source principale des magmas et certains des produits de leur refroidissement. Il est ainsi courant de voir des classifications de roches comprenant quatre catégories : les roches sédimentaires, les roches métamorphiques, les roches magmatiques et les péridotites. Cependant, en raisonnant à l'échelle de l'histoire de la Terre, la péridotite mantellique peut être perçue comme le fruit d'un refroidissement primordial du manteau primitif qui, initialement liquide lors de la phase d'accrétion et de différenciation gravitaire, est à présent à l'état solide.

b) Sites géographiques et productivités tout aussi hétérogènes que pour le volcanisme

Les sites du plutonisme (figure 4.1) sont les mêmes que ceux du volcanisme en y ajoutant cependant les chaînes de collision. Le cumul de 22 à 30 km³ de productivité plutonique annuelle représente une masse de 80 Gt de matériaux injectés dans la lithosphère.

Bien que plus discret, le plutonisme représente donc la forme la plus importante en volume du magmatisme ; ceci est confirmé cartographiquement par l'importance des surfaces cumulées des terrains plutoniques en regard de celles des affleurements volcaniques (rabat de couverture n° 3, carte de France 1/1M).

Comme leurs analogues volcaniques, les roches plutoniques présentent une grande variabilité minéralogique et donc chimique.

4.1.3 Quelques conséquences du magmatisme sur l'évolution de la lithosphère

a) Hydrothermalisme

Très développé en domaine océanique, il est aussi fréquent dans les environnements magmatiques continentaux (geysers).

Dans l'océan toutefois, ce processus est essentiel car :

- il est notamment responsable de la faible teneur en Mg des eaux océaniques, celui-ci étant piégé dans la croûte océanique ;
- il fait entrer de l'eau dans la minéralogie anhydre de la lithosphère océanique produite à l'axe des dorsales, ce qui est ensuite essentiel lors de son éventuelle évolution en subduction ;
- il participe de façon très importante au refroidissement de la lithosphère océanique au voisinage de l'axe des dorsales qui est, rappelons-le, le lieu majeur de dissipation en chaleur de l'énergie interne du globe.

b) Thermo-métamorphisme

Nous ne ferons que signaler ce point, celui-ci relevant plus de l'aspect local que d'une approche globale, qui demeure celle selon laquelle le magmatisme est ici abordé.

Il s'agit des transformations que l'injection de magma provoque dans la croûte du fait des contrastes thermiques éventuellement forts. Les roches crustales ainsi réchauffées peuvent voir un certain nombre de leurs minéraux constitutifs déstabilisés et entrer alors dans une dynamique de rééquilibrage vis-à-vis de ces nouvelles conditions, ces transformations ayant lieu à l'état solide.

Voir « l'hydrothermalisme océanique » chapitre 2, § 2.3.2b

Voir chapitre 3, § 3.2.3c et chapitre 5, § 5.2.1

Voir chapitre 11, § 11.1.2b

c) Turnover des lithosphères

L'implication du magmatisme dans le turnover ou le renouvellement de la lithosphère océanique est bien sûr essentielle : l'accrétion des fonds océaniques aux dorsales est de nature magmatique (figure 4.2).

Cependant, le magmatisme est aussi essentiel dans l'injection de matériaux d'origine mantellique au sein de la lithosphère continentale alors que celle-ci est par ailleurs l'objet d'érosion redistribuant vers l'Océan la plupart de ses produits. C'est donc une façon pour les domaines continentaux de demeurer au moins stables en volume ; c'est aussi par le magmatisme qu'il est possible d'envisager qu'une première croûte continentale ait été extraite massivement entre -3,5 et -1,5 Ga d'un manteau primitif et s'en soit progressivement différenciée (par des teneurs plus élevées en silice, alumine et alcalins, lui conférant notamment sa plus faible densité).

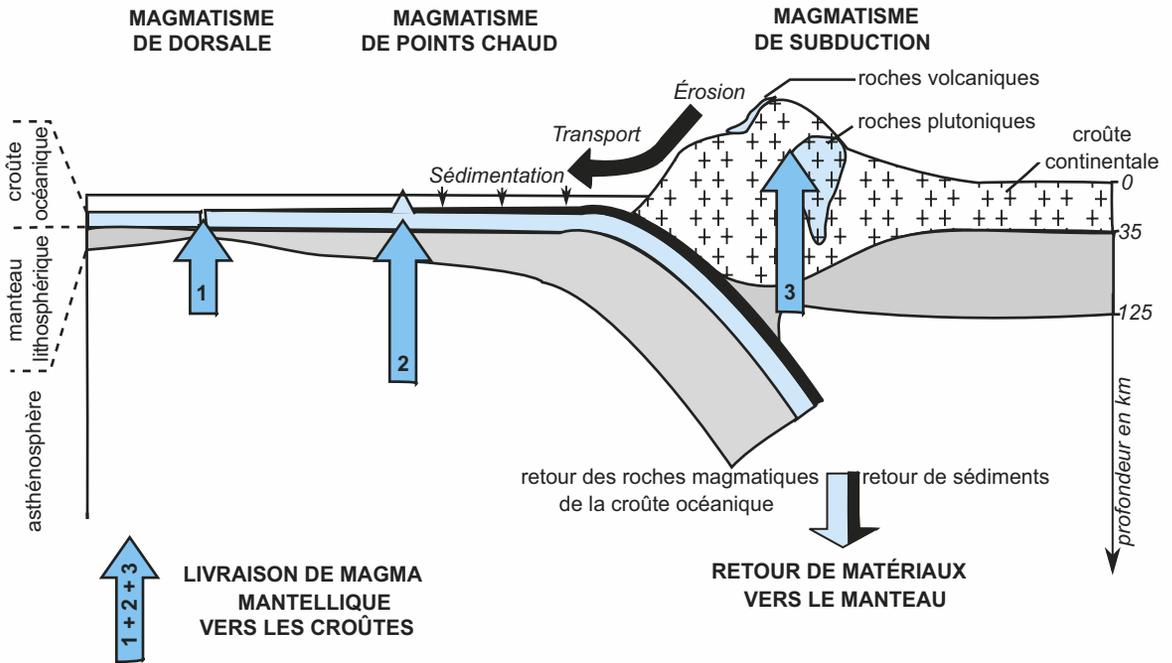


Figure 4.2 Implications du magmatisme dans le turnover lithosphérique. L'échelle horizontale n'est pas précisée mais est différente de l'échelle verticale.

Conclusion

Le magmatisme, divers dans ses expressions, affecte la lithosphère en des sites bien particuliers situés pour la plupart aux frontières des plaques lithosphériques, exception faite du magmatisme de « point chaud », ponctuel et de distribution apparente plus aléatoire.

L'injection magmatique dans la lithosphère demeure cependant bien faible quantitativement : le magmatisme semble relever d'un processus plutôt exceptionnel, ce qui motive l'étude des conditions qui en déterminent la réalisation.

Nous allons maintenant nous intéresser aux mécanismes de création, d'extraction, et d'évolution des magmas susceptibles de rendre compte de leur distribution à la surface du globe et de leur diversité chimique.

4.2 FUSION PARTIELLE D'UNE ROCHE MÈRE : EXEMPLE DE LA PÉRIDOTITE MANTELLIQUE

Ce que vous avez vu au lycée

- Les magmas basaltiques des dorsales océaniques sont issus de la fusion partielle des péridotites du manteau induite par décompression. La fusion partielle leur donne une composition chimique différente de celle de la roche source.

4.2.1 Arguments pour faire de la péridotite une roche mère de magmas

Des arguments pétrographiques peuvent tout d'abord être présentés :

- certaines roches volcaniques contiennent des enclaves péridotitiques. La remontée de ces fragments suppose que le magma ait au moins traversé une partie de l'enveloppe mantellique ; or, le magma ne pouvant provenir du noyau, cela démontre qu'il a donc été extrait de la péridotite mantellique (encart 4.1) ;
- il est possible d'observer sur les affleurements des semelles péridotitiques de certaines ophiolites, par exemple en Oman, de multiples petites taches claires dans le fond sombre des péridotites ; ces taches ont des compositions proches de celles d'un mélange de plagioclases et de clinopyroxènes. Elles sont interprétées (§ 4.2.1c) comme des traces de fusion très localisée dans ces péridotites ; certaines sont même reliées entre elles par des filons qui ont probablement permis d'en drainer partiellement le contenu.

ENCART 4.1

Les péridotites du manteau supérieur



On parle souvent de péridotite mantellique alors qu'il en existe différents types, susceptibles d'être échantillonnées sur les fonds océaniques, en enclaves dans des basaltes ou dans des cortèges ophiolitiques ; ceci a déjà été précisé. Cependant, à l'image des transitions minéralogiques de phase déjà évoquées pour les péridots et les pyroxènes en fonction de l'évolution de la pression, il existe des transitions analogues pour les minéraux alumineux : à faible pression, l'alumine est plutôt exprimée sous forme de feldspaths plagioclases tandis qu'à pression plus élevée les feldspaths disparaissent au profit de spinelles, qui évoluent à leur tour à des pressions encore plus élevées pour produire des grenats. Ceci est exprimé dans le diagramme de la [figure 4.3](#).

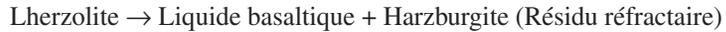
La forme des limites séparant les différents domaines de stabilité de ces phases minéralogiques montre que la pression, donc la profondeur, est le principal paramètre déterminant la minéralogie alumineuse des péridotites dans le manteau comme elle est plus profondément aussi le principal paramètre qui détermine les transitions minéralogiques des ferro-magnésiens.

Voir chapitre 2,
§ 2.4.3

Des arguments géophysiques et géochimiques peuvent aussi être invoqués :

- la tomographie sismique suggère l'existence, à l'aplomb des dorsales, de zones s'étendant entre 10 et 75 km de profondeur où la vitesse de propagation des ondes P est atténuée (zones moins denses que l'on peut assimiler à des secteurs plus chauds) et surtout celle des ondes S, ceci pouvant alors être interprété comme l'indice de matériaux moins propices au cisaillement donc moins visqueux. De telles signatures peuvent être obtenues au laboratoire avec des solides subissant des processus de fusion commençante ;
- le matériau source doit être plus pauvre en silice que les magmas émis en surface car les études expérimentales (§ 4.2.1c) montrent que la fusion partielle d'une roche silicatée fournit toujours une phase liquide enrichie en silice ; c'est bien le cas ici (48 à 50 % de silice pour les basaltes contre 43-45 % pour les péridotites. L'absence de lave péridotitique repousse par ailleurs l'idée d'une possibilité de fusion totale.

Ces divers arguments permettent de formuler l'hypothèse suivant laquelle, pour prendre en exemple le cas des dorsales, le matériau source serait apparenté à une lherzolite à grenat ou à spinelle (§ 2.4.3) et se situerait vers 75 km de profondeur. Si l'on tient compte par ailleurs du fait que les semelles des complexes ophiolitiques de type Oman présentent à côté de séries crustales océaniques bien développées de nombreux termes à harzburgite, roche correspondant à une lherzolite appauvrie en plagioclases et en clinopyroxènes, on peut compléter l'hypothèse précédente en proposant la relation suivante pour la production des liquides basaltiques :



4.2.2 Conditions de fusion partielle de la péridotite

La fusion partielle de la péridotite (encart 4.2), inaccessible à l'observation directe, a été étudiée dans les laboratoires de pétrologie expérimentale. On y a déterminé notamment en fonction des conditions de **pression**, de **température** et de **teneur en eau**, l'état de cette péridotite.

Les courbes de **solidus** et de **liquidus** (figure 4.3) correspondent respectivement aux conditions (P,T) de **début de fusion partielle** et de **fusion totale**.

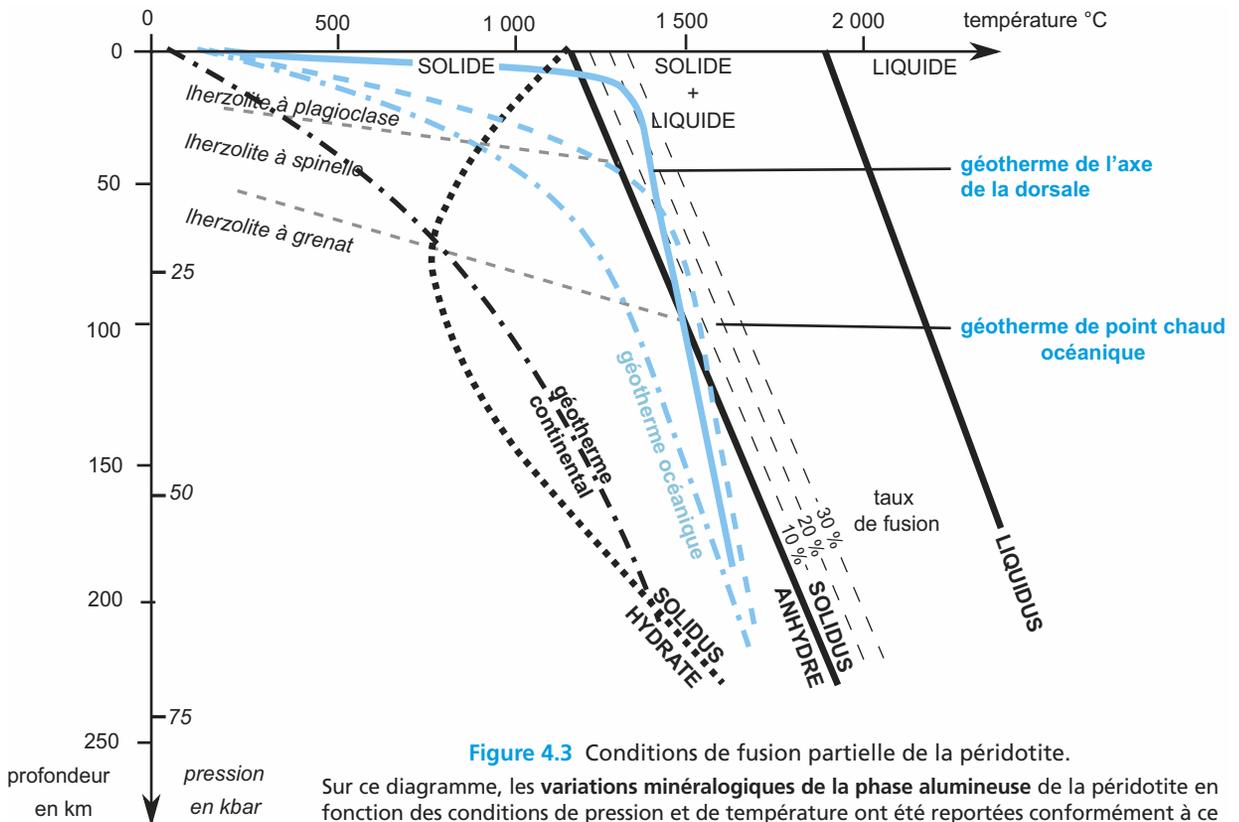


Figure 4.3 Conditions de fusion partielle de la péridotite.

Sur ce diagramme, les **variations minéralogiques de la phase alumineuse** de la péridotite en fonction des conditions de pression et de température ont été reportées conformément à ce qui a été présenté dans le chapitre 2 (figure 2.12) et rappelé chapitre 4 dans l'encart 4.1. Les **géothermes moyens** à l'aplomb des continents et à l'aplomb des océans y sont tracés à partir de l'extrapolation des mesures de surface pour toute la lithosphère puis en adoptant les démarches déjà évoquées (chapitre 3 § 3.3.4) pour des profondeurs plus importantes. Pour la **dorsale**, il a été tenu compte d'une remontée convective jusqu'à 15 kilomètres de profondeur à son aplomb, ce qui prolonge l'utilisation du gradient adiabatique jusqu'à cette profondeur et accentue le gradient thermique intralithosphérique. Pour le point chaud océanique, une remontée convective jusqu'à la base de la lithosphère a été prise en compte pour proposer le géotherme figuré.

L'observation d'un tel diagramme montre que :

- **pour une péridotite anhydre**, la température minimale de fusion partielle est obtenue autour de 1 150 °C à la pression atmosphérique, c'est-à-dire dans les conditions de surface, et elle augmente avec la profondeur. Pour cette même péridotite, les conditions qui prévalent en température sous les domaines océaniques et continentaux (géothermes moyens) ne permettent pas à la péridotite de subir des fusions partielles (pas d'intersection du géotherme et du solidus) ; son état général en profondeur est donc solide. La possibilité pour une telle péridotite de recouper son solidus relève donc de contextes géodynamiques tout à fait exceptionnels. Ainsi les conditions susceptibles de provoquer une fusion partielle d'une péridotite anhydre relèvent soit d'un schéma de **décompression quasi adiabatique** du manteau comme celui que l'on peut envisager à l'aplomb d'une dorsale, soit d'un schéma de **réchauffement quasi isobare**, qui correspond quant à lui plutôt aux conditions régnant dans l'asthénosphère sous-jacente à un point chaud, lorsque remonte sous celle-ci un panache mantellique plus chaud d'origine profonde ;
- **pour une péridotite hydratée**, il est beaucoup plus facile d'envisager la fusion partielle en profondeur, en domaine océanique comme en domaine continental, et ceci dès que la profondeur dépasse les 30 km sous les océans et les 80 km sous les continents. En d'autres termes, dès lors que le manteau supérieur ou asthénosphérique est l'objet d'un **apport d'eau** dans ces domaines et au-delà de ces profondeurs minimales, il est envisageable de l'imaginer fertile en magma.

Remarque : On peut tirer de ce graphique un dernier élément quant à la chimie du manteau ; le fait qu'il soit globalement solide (sauf dans les quelques sites où du magmatisme existe) montre que, en première approximation, cette enveloppe est relativement peu hydratée, notamment dans l'asthénosphère où l'hydratation engendrerait alors un état partiellement fondu. Cependant, n'oublions pas que ce caractère quantitatif, rapporté au volume de cette enveloppe, ne peut nous permettre d'affirmer qu'elle ne contient que peu ou pas d'eau (en masse) !

4.2.3 Fusion incongruente de la péridotite

Les expériences de fusion engagées au laboratoire ont permis de matérialiser le comportement de systèmes polyminéraux lors de la fusion ([encart 4.3](#)).

La péridotite mantellique que l'on peut imaginer vers 100 km de profondeur, par exemple à l'aplomb d'une dorsale, est assez bien modélisée par un système ternaire intégrant les trois minéraux cardinaux de sa composition : olivine (forstérite), clinopyroxène (diopside), et grenat (pyrope) ([encart 4.2](#)).

ENCART 4.2

Comment placer ou lire une composition sur un diagramme ternaire ?



Soit le diagramme ternaire représenté sur la [figure 4.4](#). Chacun des côtés du triangle correspond à un axe gradué exprimant en % la composition de la roche en un des deux constituants cardinaux portés aux deux extrémités de ce côté.

Comment placer dans ce diagramme un mélange L constitué de 18 % de clinopyroxène, de 22 % de grenat pyrope et de 60 % d'olivine forstérite ?

Pour chacun des constituants du mélange, son pourcentage dans la roche est représenté par la droite passant par l'axe gradué lui correspondant au point valeur de ce pourcentage et parallèle au côté du triangle opposé au sommet qui lui est dédié.

Dans le cas de la lecture d'une composition, il suffit de tracer à partir d'un point placé dans le diagramme, les trois droites parallèles aux côtés du triangle passant en ce point pour lire ensuite le long des côtés gradués les pourcentages de chacun des constituants dont la somme doit toujours être égale à 100 %.

On peut aussi utiliser ce genre de représentation pour y placer des mélanges associant plus de trois composés ; il est alors nécessaire de recalculer les pourcentages caractérisant les trois pôles retenus en considérant leur somme égale à 100 % et en faisant abstraction des autres constituants.

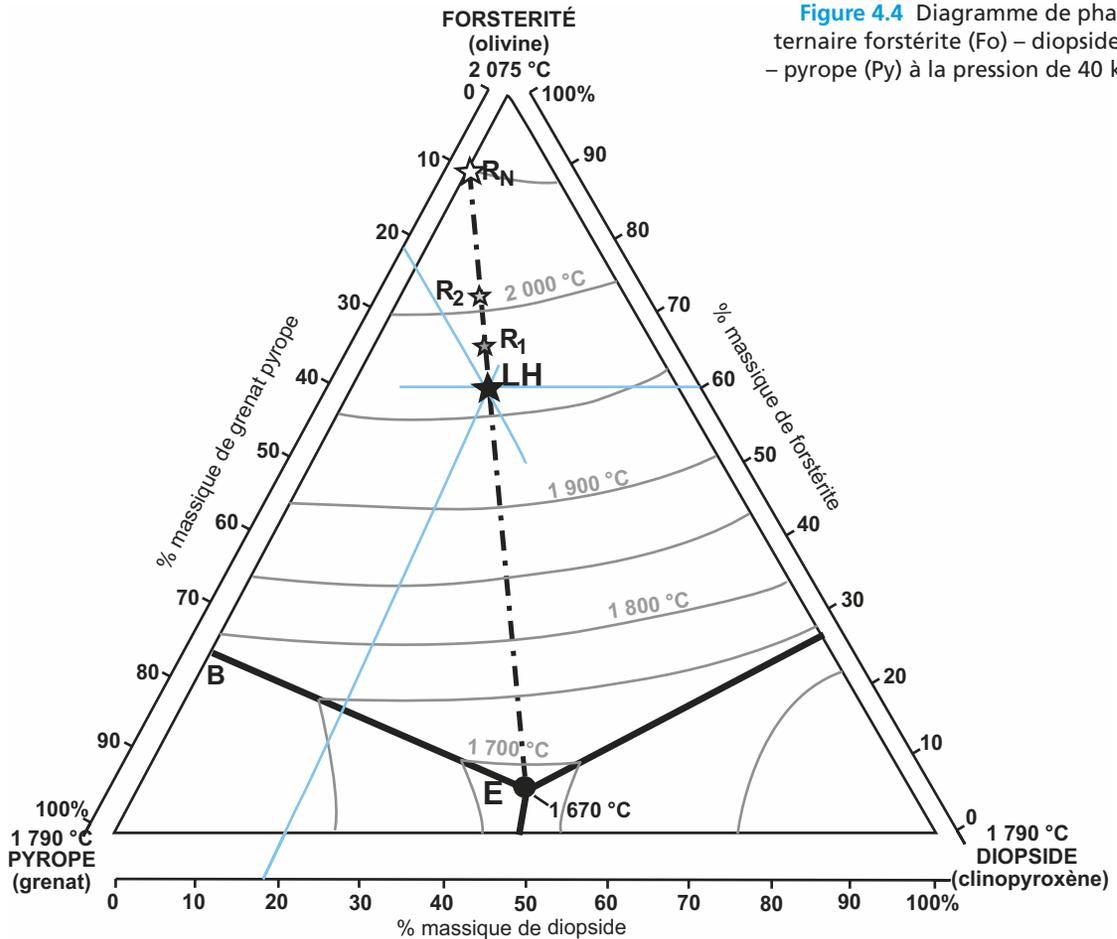


Figure 4.4 Diagramme de phase ternaire forstérite (Fo) – diopside (Di) – pyrope (Py) à la pression de 40 kbars.

Cette étude du mélange ternaire (encart 4.3 page suivante) montre les points suivants :

- Un système polyminéral ne se comporte pas comme un corps pur et présente une température de fusion débutante inférieure à celles de ses minéraux constitutifs envisagés séparément.
- Le premier liquide obtenu a toujours la même composition, dite composition eutectique (E), différente de celle du mélange solide initial ; c'est pour cette dernière raison que la fusion est dite **incongruente** et parce qu'elle ne se déroule pas intégralement à température constante.
- Pour le cas présenté ici, cette composition eutectique est faite d'une dominante équilibrée en clinopyroxène et en grenat, accompagnée d'une très faible proportion d'olivine : c'est une chimie tout à fait équivalente à celle d'un **liquide basaltique**.

Remarque : Les péridotites contiennent cependant une quatrième phase minéralogique constituée d'orthopyroxène. Sa prise en compte dans la fusion enrichit davantage l'eutectique en silice sans toutefois remettre en cause la nature basaltique du liquide produit.

- La **composition eutectique** est indépendante de la minéralogie initiale de la péridotite : le liquide obtenu par fusion partielle demeure basaltique quelles que soient les éventuelles variations de proportion des minéraux ; seul le volume d'eutectique formé diffère.

Appliquée au contexte péridotitique du manteau, cela nous montre qu'une péridotite délivre, lors de sa fusion partielle, des liquides de composition non péridotitique mais basaltique.

Évolution d'un mélange ternaire au cours de sa fusion isobare 

Deux évolutions d'un mélange ternaire au cours de sa fusion isobare peuvent être résumées dans un diagramme ternaire (figure 4.4).

La composition lherzolitique initiale est matérialisée par le point **LH**. Lorsque la température augmente, la fusion partielle de la lherzolite débute à 1 670 °C avec l'apparition d'un premier liquide de **composition eutectique** en **E** ; cette composition, équilibrée en diopside (47 %) et en pyrope (47 %), est pauvre en forstérite (6 %). Elle correspond à la chimie d'un liquide basaltique (47 % de silice).

Si, au cours de la fusion, le liquide formé s'extrait du mélange, on parle alors de **fusion fractionnée** ; la composition de la péridotite résiduelle évolue de façon complémentaire par rapport au liquide de composition eutectique produit et passe ainsi par les compositions transitoires R_1 , R_2 , etc. jusqu'à la composition binaire R_n acquise lorsque le dernier clinopyroxène (minéral limitant ici) intègre le liquide. Le liquide obtenu est toujours de composition eutectique et le mélange solide résiduel (résidu réfractaire) n'est plus que binaire ($Fo - Py$), de nature harzburgitique.

Tant que la fusion s'opère à l'eutectique, la température du système demeure à 1 670 °C. Elle peut ensuite augmenter jusqu'à 1 770 °C, température à laquelle le solide binaire résiduel entame une nouvelle phase de fusion avec production d'un liquide de composition eutectique **B** ; la composition de ce nouveau liquide n'évolue pas tant que la phase pyrope n'a pas entièrement disparu. Au delà, la température peut de nouveau augmenter au fur et à mesure que la seule phase résiduelle (forstérite) fond. Cependant, ces deux dernières étapes (évolution binaire et évolution de la seule forstérite) sont sans grand intérêt car elles correspondent à des taux de fusion bien souvent supérieurs à ceux qui semblent responsables de la production des magmas actuels.

Remarques :

- Si, au cours de la fusion, le liquide reste en équilibre au contact de la phase solide résiduelle, on parle de **fusion à l'équilibre**. Le liquide qui est resté de nature eutectique jusqu'à disparition complète de la phase la plus limitante (ici le diopside), voit ensuite sa température augmenter et sa composition évoluer progressivement pour se rapprocher de celle de la lherzolite initiale lorsque la fusion se rapproche d'une fusion totale. Cependant, de la même façon que pour la fusion fractionnée, cette évolution tardive ne présente qu'un intérêt très limité dans la mesure où elle nécessite des taux de fusion souvent supérieurs à ceux évalués actuellement.
- Vue sous l'angle de la pétrofabrication, la fusion partielle du mélange débute essentiellement aux endroits où les minéraux cardinaux du système sont en contact, c'est-à-dire aux endroits les plus favorables à l'obtention de gouttelettes de composition eutectique.

Comment expliquer qu'au cours de la fusion partielle certains minéraux fondent plus facilement que d'autres ? Une des explications est la différence d'affinité de leurs éléments constitutifs entre le réseau cristallin (phase solide) et la phase liquide.

Ainsi, les éléments présentant les plus grands rayons ioniques (alcalins comme K, Na, Rb) s'intègrent mal dans le réseau solide silicaté ; ils sont appelés pour cela **éléments incompatibles** ou éléments **hygromagmaphiles** car ils ont tendance à passer et à demeurer très facilement dans la phase liquide. Ceci explique que ce soient les minéraux qui les contiennent même à l'état de traces (les clinopyroxènes et les grenats) qui fondent en premier et contribuent le plus à la production du liquide eutectique.

Du coup, ce **tri géochimique** lors de la fusion partielle permet d'utiliser ces éléments comme des marqueurs du taux de fusion. Leur concentration dans les magmas produits est inversement proportionnelle au taux de la fusion partielle qui les a délivrés.

Compte tenu du comportement de ces éléments incompatibles, il est possible d'évaluer le taux de fusion partielle qu'une péridotite a dû subir pour produire un magma basaltique à partir de leur taux de présence dans le basalte et dans la péridotite susceptible d'avoir subi cette fusion partielle.

Voir TP4 § TP4.3
et exercice 15

Les calculs réalisés à partir de multiples basaltes échantillonnés en surface du globe fournissent des résultats variés mais généralement inférieurs à 25 %.

Des **taux élevés de fusion** (de 15 à 25 %) ne peuvent être envisagés ni sous forte pression (équivalente de forte profondeur, au-delà de 80 km), ni pour des péridotites peu hydratées. Ils sont cependant proposés pour expliquer la formation des basaltes océaniques émis aux dorsales : ceci est cohérent avec un modèle de décompression adiabatique dans lequel la fusion est associée à une remontée jusqu'à des profondeurs de 25 km du manteau asthénosphérique.

En revanche des **taux faibles de fusion** (inférieurs à 5 %) sont plutôt indicateurs de **fusion plus profonde**, au-delà de 50 à 70 km. On les rencontre en particulier au niveau des rifts continentaux et des points chauds (basaltes du volcanisme quaternaire du Massif Central [encart 4.6](#)).

Pour des péridotites hydratées, des fusions profondes (entre 50 et 150 km de profondeur) sont envisageables avec des taux de fusion probablement intermédiaires et une bonne mobilisation des éléments incompatibles que favorise la présence d'eau (fluide).

Si la fusion partielle des péridotites produit dans tous les cas (aux taux que l'on est actuellement en mesure d'évaluer) des magmas basaltiques, des différences entre les taux de fusion peuvent expliquer les différences que présentent de nombreux basaltes relativement à leur teneur en éléments alcalins et en silice :

- certains basaltes (par exemple ceux évoqués précédemment dans le Massif Central) sont très pauvres en silice (proche de 45 %) et relativement riches en alcalins, on parle de **basaltes alcalins** et on relie ces caractéristiques à de faibles taux de fusion (inférieurs ou proches de 5 %) ;
- d'autres basaltes (par exemple ceux des dorsales océaniques) sont plus riches en silice (proche de 49 %) et relativement plus pauvres en alcalins, on parle de **basaltes tholéïtiques** et on relie ces caractéristiques à des taux de fusion plus élevés (proches ou supérieurs à 15 %).

Voir chapitre 5,
tableau 5.1

Un magma produit au cœur du manteau solide dans des circonstances exceptionnelles autorisant sa fusion partielle se présente à ce moment de son histoire comme un ensemble de gouttelettes non forcément connectées les unes aux autres et avec une densité inférieure à celle de leur encaissant.

Comment ce liquide peut-il ensuite se rassembler et entamer une ascension susceptible de le conduire jusqu'en surface ?

Comment évolue sa chimie initiale au cours de cette remontée ?

4.3 EXTRACTION ET ASCENSION DES MAGMAS

Si l'ascension des magmas se termine parfois de façon spectaculaire par le biais d'activités éruptives grandioses, les différentes étapes de cette remontée quant à elles ne peuvent être observées directement. Le géologue est donc contraint de se faire une idée de ces étapes à partir de **données indirectes** : **observations de magmas figés dans divers encaissants** et pouvant représenter des stades immobilisés de cette remontée, études de **systèmes expérimentaux simplifiés, modélisations**. Ceci conduit à constater que les magmas peuvent évoluer sensiblement au plan minéralogique et géochimique au cours de leur rapprochement vers la surface.

4.3.1 Remontée densitaire facilitée par la fracturation lithosphérique

Le magma se forme de façon très ponctuelle, par fusion discrète produisant des gouttelettes dispersées ; il semble que, dès lors que par fusion des cavités se soient constituées et aient permis à la péridotite de disposer d'une certaine perméabilité (le seuil de 1 % semble le minimum nécessaire), ces gouttelettes puissent se rassembler.

La densité du magma est proche de 2,8 et est donc inférieure à celle de l'asthénosphère voisine, de l'ordre de 3,3 ; il existe donc une **instabilité gravitaire** (force d'Archimède) qui tend à faire remonter le magma par rapport à son encaissant péridotitique solide ([encart 4.4](#)).

Lorsque la pression magmatique est suffisante pour vaincre la résistance de la péridotite solide sus-jacente, celle-ci se fracture ([figure 4.5](#)) ; en toute rigueur, si la fracture progresse verticale-

ment, la hauteur de la colonne liquide augmente et la surpression aussi : le phénomène devrait s'accélérer et déboucher sur une éruption cataclysmique ! Cependant, la résistance des roches est complexe et les frictions du magma sur son encaissant sont à même de gêner suffisamment sa remontée pour que des pauses puissent être envisagées au sein de cavités appelées **chambres magmatiques**.

À cette fracturation de « pression magmatique » précédente, peut s'ajouter une fracturation tectonique de la lithosphère (figure 4.5), dans ses portions cassantes bien sûr. Les contextes extensifs globaux (zone de divergence) ou locaux (fréquents également dans les zones de convergence) facilitent alors eux aussi la remontée des magmas.

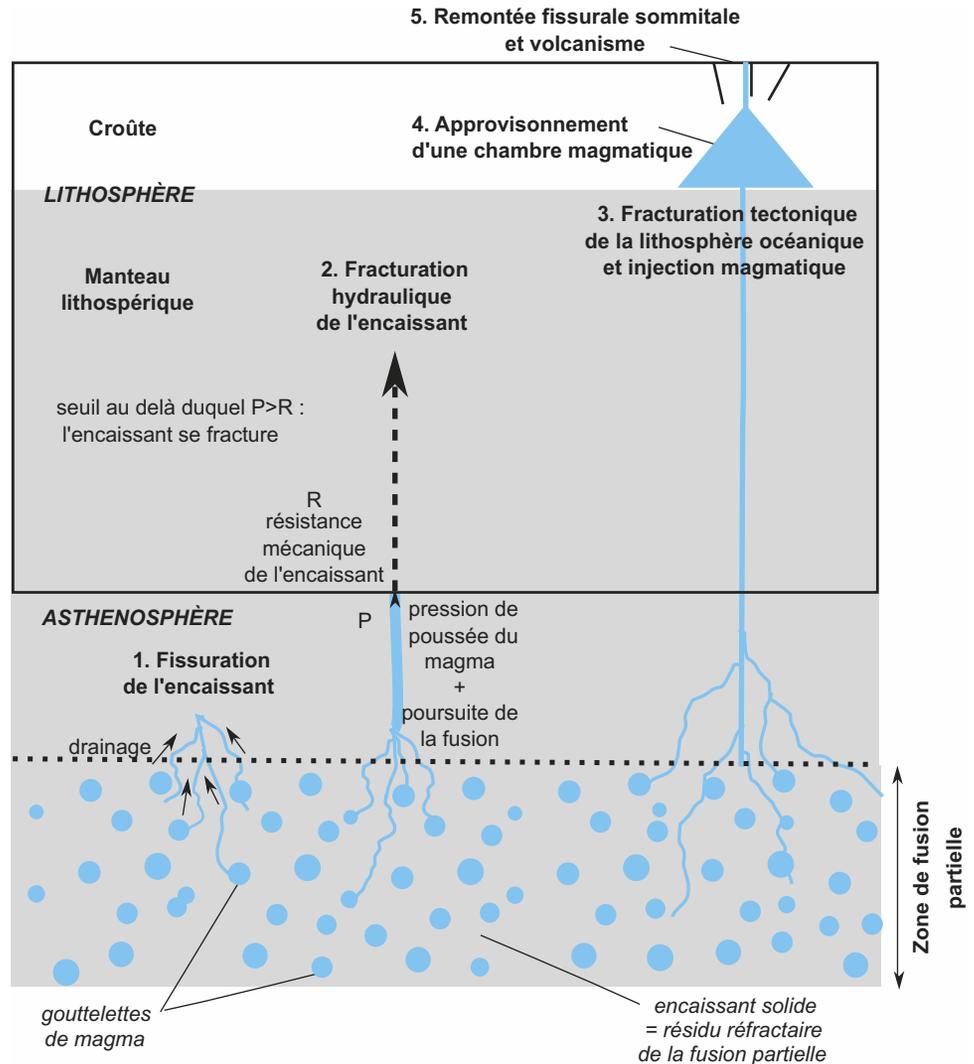


Figure 4.5 Fracturations et remontée magmatique.

Le schéma proposé se rapporte au cas de la dorsale : la fusion partielle débute à partir de 75 km de profondeur dans le manteau ascendant situé à l'aplomb de la dorsale. Une première phase de fissuration (1) permet de connecter les gouttelettes magmatiques ; lorsque les filons magmatiques sont suffisamment étendus, ils peuvent provoquer la fracturation hydraulique (2) de l'encaissant. Des contraintes extensives facilitent la fracturation tectonique (3) de la lithosphère océanique et l'injection du magma dans une chambre magmatique et jusqu'en surface.

Pression magmatique et fracturation hydraulique de l'encaissant



Pour mieux comprendre la notion de pression hydraulique exercée au sommet d'une colonne magmatique sur l'encaissant solide qui la surmonte, on peut comparer la situation de deux colonnes mantelliques de même hauteur, l'une entièrement solide ($\rho_{\text{Manteau}} = 3,2 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$) et l'autre présentant à sa base une hauteur h de magma ($\rho_{\text{magma}} = 2,8 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$). Si ces deux colonnes respectent un schéma isostatique, la plus légère devrait remonter par rapport à la plus lourde ; il n'en est rien dans le manteau puisqu'il n'est pas découpé en colonnes indépendantes.

Nous pouvons imaginer que la pression de poussée magmatique qui s'applique sur le manteau qui la surmonte est équivalente à celle que l'on devrait appliquer depuis le haut de ce manteau pour éviter sa remontée.

Cette pression est identique à celle exercée par le poids d'une masse placée au sommet de la colonne et équilibrant la différence de masse liée à la présence de magma à la place du manteau solide sur une hauteur h à la base de cette même colonne.

Si l'on considère des colonnes dont la section est l'unité de surface soit 1 m^2 , la pression est équivalente au poids soit :

$$P = h \cdot (\rho_{\text{Manteau}} - \rho_{\text{magma}}) \cdot g$$

soit avec $g \approx 10$ et les valeurs retenues concernant les densités :

$$P = h \cdot 0,4 \cdot 10^3 \cdot 10 \text{ donc } P = 4 \cdot 10^3 \cdot h \text{ en Pascal (avec } h \text{ exprimé en mètres)}$$

Pour une colonne de magma de 10 km de hauteur, on peut ainsi évaluer à 400 bars la pression hydraulique qu'elle exerce à son sommet sur l'encaissant solide mantellique ; c'est alors bien supérieur au seuil de rupture de la péridotite.

4.3.2 Cristallisation et éventuellement différenciation des magmas

Ce que vous avez vu au lycée

- Le refroidissement plus ou moins rapide des magmas conduit à des roches de textures différentes (basaltes/gabbros).

a) Cristallisation et pétrofabrique

Au cours de leur remontée, les magmas subissent une décroissance thermique qui autorise l'apparition de cristaux. Cette cristallisation est à l'origine de la pétrofabrique que l'on peut étudier à l'œil nu ou en microscopie (Voir TP1). En fonction de la vitesse de refroidissement et de la charge en fluide d'un magma, plusieurs cas de figure peuvent être envisagés ([encart 4.5](#)) depuis des pétrofabriques vitreuses jusqu'aux pétrofabriques holocristallines porphyroïdes (voire pegmatitiques) soit toute une gamme d'organisations structurales des roches issues du refroidissement des magmas. Ces pétrofabriques permettent à posteriori de formuler des hypothèses quant aux conditions de remontée, de refroidissement et donc de cristallisation des magmas à partir desquels elles se sont structurées.

Conditions de refroidissement des magmas et mise en place des pétrofabriques magmatiques



Lorsqu'un magma refroidit, la formation des cristaux se déroule en deux grandes étapes, la nucléation et la croissance cristalline dont les proportions respectives dépendent de la vitesse de refroidissement.

La **nucléation** correspond tout d'abord à la formation des germes cristallins ([figure 4.6a](#)). C'est la phase au cours de laquelle les éléments chimiques se condensent pour produire les motifs cristallins élémentaires servant ensuite de base à une croissance cristalline. Elle

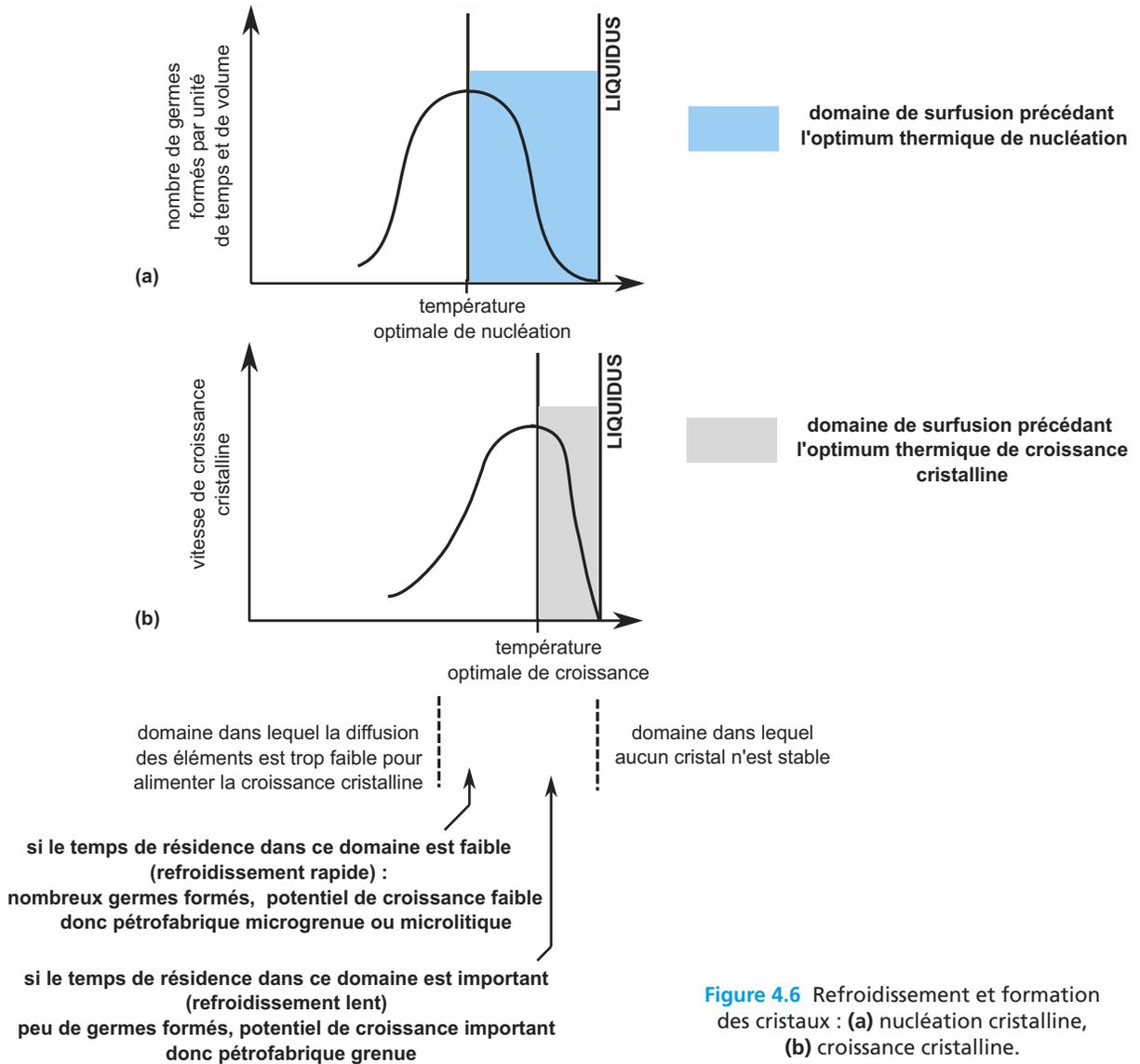


Figure 4.6 Refroidissement et formation des cristaux : (a) nucléation cristalline, (b) croissance cristalline.

nécessite un certain degré de surfusion : en effet, les germes n'apparaissent pas dès la température du liquidus qui permettrait en théorie l'apparition des premiers cristaux, mais exigent une température optimale bien inférieure pour que leur taux de formation devienne maximal ; l'intervalle de surfusion est enfin variable d'un minéral à l'autre.

La **croissance cristalline** correspond ensuite à la croissance des germes cristallins (figure 4.6b). Elle se réalise par ajout de matière autour de germes préexistants et présente elle aussi un intervalle de surfusion, généralement moins étendu que le premier. Sa température de vitesse optimale est généralement supérieure à celle de l'optimum thermique de nucléation.

Ainsi, suivant la vitesse à laquelle s'abaisse la température d'un bain silicaté qui cristallise, on peut rendre compte de diverses pétrofabriques :

– lorsque le refroidissement est rapide : le liquide pénètre dans l'intervalle de surfusion mais son temps de résidence à chaque température est bref. Le bain se retrouve rapide-

ment à l'optimum de nucléation, température à laquelle de très nombreux germes apparaissent mais le temps qu'il passe près de l'optimum de croissance cristalline est trop court pour que les nombreux germes qui se sont alors formés puissent croître largement. Les pétrofabriques qui en découlent sont donc faites de petits cristaux nombreux : pétrofabriques microgrenues à microlitiques ;

– lorsque le refroidissement est plus lent, le liquide qui entre dans l'intervalle de surfusion pour la nucléation présente un temps de résidence à chaque température suffisant pour profiter de l'optimum de croissance cristalline avant d'atteindre la température optimale de nucléation. Peu de germes se forment mais leur croissance est importante et mobilise la matière avant que celle-ci n'atteigne des conditions de température qui privilégieraient sa participation à bien plus de germes. Les pétrofabriques qui en découlent sont alors faites de cristaux moins nombreux mais plus grands : ce sont les pétrofabriques grenues.

À l'extrême, des conditions de refroidissement très rapides ne permettent pas la nucléation et encore moins la croissance ; elles conduisent à la formation de verre.

Un refroidissement trop lent n'est pas non plus propice à une cristallisation, tout du moins au début car, ce processus étant exothermique, l'apparition des premiers cristaux libérerait suffisamment de chaleur pour ramener le liquide à leur température de fusion.

b) Cristallisation ordonnée, cristallisation fractionnée et différenciation magmatique

➤ Des problèmes posés par l'étude des roches observées dans des provinces magmatiques
La recherche des conditions d'évolution chimique des magmas au cours de leur refroidissement peut être motivée par la volonté de comprendre la diversité pétrographique exposée dans de nombreuses provinces magmatiques (encart 4.6).

ENCART 4.6

Une association magmatique récente : les roches volcaniques de la chaîne des Puys



Voir TP12 § 12.2.5

La chaîne des Puys dans le Massif Central, dont les éruptions se sont produites durant le Quaternaire jusqu'à une période assez récente (quelques milliers d'années), est un exemple de province magmatique dans laquelle il est possible d'observer une grande diversité d'appareils volcaniques, de coulées et de projections. Elle s'est édifiée sur le horst cristallin du plateau des Dômes (vers 900 m d'altitude) séparé de la Limagne sédimentaire à l'est (altitude moyenne 350 m) par un réseau de failles normales de direction méridienne. Elle est la dernière manifestation d'une longue histoire volcanique ayant affecté le Massif Central depuis le début de l'ère tertiaire et constitue l'ensemble volcanique le plus jeune de France métropolitaine.

Parallèlement à la diversité des types éruptifs illustrés, une gamme diversifiée de roches volcaniques y est aussi observable. La carte géologique simplifiée (figure 4.7) permet d'identifier :

- des basaltes qui couvrent les surfaces les plus importantes et constituent les roches les plus âgées (–30 000 ans à –13 000 ans), mis à part ceux des Puys de la Vache et de Lassolas nettement plus récents (–7 000 ans BP). Ce sont des roches sombres, compactes de forte densité (2,9 à 3,1) contenant des phénocristaux de clinopyroxène (augite) et d'olivines noyés dans une matrice microlitique et vitreuse ;
- des trachytes, souvent plus jeunes (–13 000 ans à –8 000 ans) constituent la masse des dômes présents en nombre restreint (Puy de Dôme, Sarcoui) ; plus clairs que les précédents et d'aspect généralement crayeux, leur densité est aussi plus faible (2,45 à 2,75). On y reconnaît à l'œil nu des phénocristaux de feldspaths et de nombreuses paillettes de mica noir, plus rarement des aiguilles sombres d'amphiboles ; l'examen microscopique révèle la présence d'une matrice microlitique et vitreuse ;
- d'autres roches aux caractéristiques intermédiaires que nous évoquerons simplement sans plus de détails, des mugéarites et des benmoréites dont les caractéristiques sortent du cadre de notre programme d'étude.

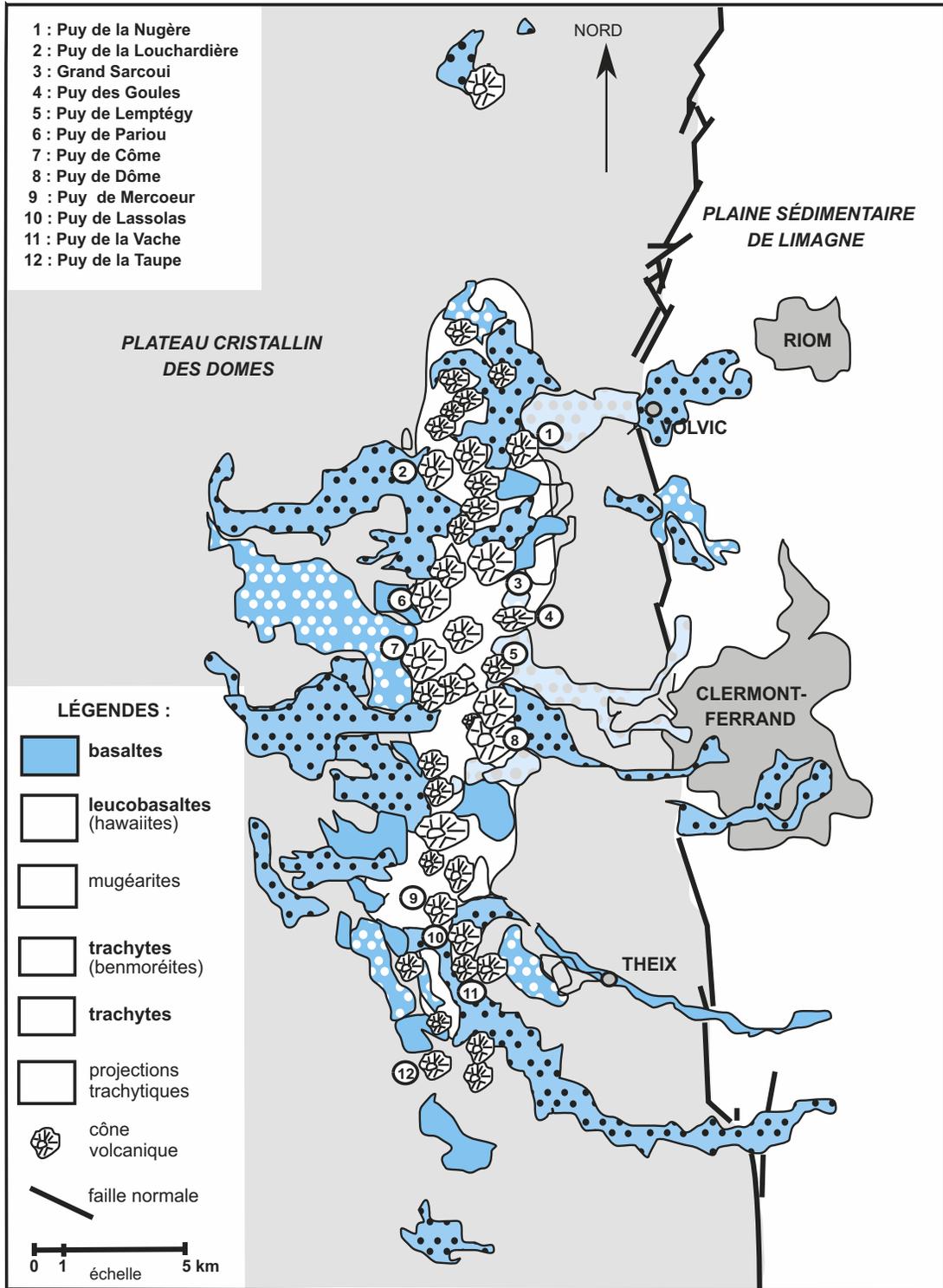


Figure 4.7 Catre simplifiée de la chaîne des Puy.

Toutes les roches de cette province forment, compte tenu de leur proximité géographique et de leur grande proximité d'âge, une association magmatique.

Le [tableau 4.1](#) présente les analyses d'un certain nombre des roches échantillonnées dans cette province.

TABLEAU 4.1 ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES VOLCANIQUES DE LA CHAÎNE DES PUY.

| | | Roches de la chaîne des Puy | | | | |
|-----------------------|--------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| | | Basalte du Puy de la Nugère (1) | Hawaïite du Puy de Lemptégy (2) | Mugéarite du Puy de Pariou (3) | Benmoréite de Volvic (4) | Trachyte du Puy de Dôme (5) |
| Teneurs en oxydes (%) | SiO ₂ | 45,51 | 48,18 | 53,21 | 57,1 | 69,35 |
| | TiO ₂ | 2,49 | 2,34 | 1,49 | 1,12 | 0,39 |
| | Al ₂ O ₃ | 15,53 | 15,94 | 17,60 | 17,89 | 15,55 |
| | Fe ₂ O ₃ | 2,79 | 4,59 | 11,75 | 6,83 | 2,38 |
| | FeO | 8,60 | 6,38 | – | – | – |
| | MnO | 0,18 | 0,21 | 0,2 | 0,19 | 0,18 |
| | MgO | 6,47 | 5,62 | 2,48 | 1,94 | 0,36 |
| | CaO | 10,31 | 9,41 | 5,89 | 4,53 | 1,25 |
| | Na ₂ O | 3,56 | 3,84 | 5,00 | 5,42 | 5,60 |
| | K ₂ O | 1,88 | 2,02 | 2,71 | 3,4 | 4,88 |
| | P ₂ O ₅ | 0,70 | 0,60 | 0,31 | 0,55 | 0,09 |
| | Total | 98,02 | 99,13 | 100,64 | 98,97 | 100,03 |

Les différents gisements des roches présentées dans ce tableau ont été reportés sur la [figure 4.7](#).

Voir chapitre 5, encart 5.1

Deux grandes hypothèses peuvent alors être proposées pour rendre compte de la diversité pétrographique et chimique constatée :

- la formation de nombreux magmas par de multiples processus de fusion partielle affectant le manteau à l'aplomb de ce secteur durant l'intervalle de temps considéré (quelques dizaines de milliers d'années tout au plus pour l'épisode quaternaire) ;
- la formation d'un magma primaire par fusion partielle du manteau et la possibilité pour celui-ci de donner naissance par différenciation au cours de son refroidissement à plusieurs magmas « secondaires ».

Les données de la pétrologie expérimentale, et notamment l'étude de l'évolution chimique potentielle des magmas au cours de leur refroidissement et de leur cristallisation, s'avèrent alors précieuses quant à la capacité de privilégier pour cette association magmatique une des deux hypothèses.

- Des données déduites de l'observation de lames minces et de la pétrologie expérimentale

L'examen de certaines pétrofabriques magmatiques montre qu'elles peuvent livrer des informations allant au-delà de la « simple » vitesse de refroidissement. Un examen attentif des minéraux cristallisés révèle fréquemment l'existence entre eux d'un ordre de cristallisation ; ceci peut être mis en évidence par des figures d'inclusions, ou par le caractère automorphe à sub-automorphe des minéraux à cristallisation précoce par rapport au caractère xénomorphe

Voir TP 1

des cristaux tardifs. Cependant ces caractéristiques magmatiques apparaissent au cours de la remontée des magmas, à des profondeurs qui échappent à toute observation directe.

Comme il ne nous est pas possible d'accéder aux chambres magmatiques et aux différents conduits dans lesquels s'opère la cristallisation des magmas, il convient, pour en comprendre les mécanismes, de recourir à des études pétrologiques expérimentales s'intéressant à l'évolution minéralogique de mélanges artificiels. Nous n'en présenterons qu'un nombre limité permettant :

- méthodologiquement, d'en comprendre le mode de représentation des résultats sous forme de diagrammes de phase ;
- scientifiquement, d'en dégager les enseignements concernant l'étude de la cristallisation des magmas.

L'analyse du système binaire Quartz-Albite ([encart 4.7](#)) permet de nous familiariser avec la lecture d'un diagramme binaire dans des conditions de refroidissement, et d'illustrer les effets que peuvent entraîner des conditions différentes de cristallisation (système fermé ou système ouvert) sur les compositions du liquide au cours de son refroidissement et du solide produit.

On retiendra de cet exemple que le refroidissement d'un liquide de composition intermédiaire entre les deux pôles du système binaire étudié, **en système fermé**, produit dans un premier temps des cristaux d'un des deux constituants et un liquide dont la chimie se rapproche de plus en plus de la composition du second ; dans un second temps, le refroidissement s'arrête lorsque le liquide de composition **eutectique** produit les deux formes minérales solides dans des proportions telles que l'ensemble du solide a exactement la même composition que le liquide initial.

En revanche si, **en système ouvert**, les premiers cristaux formés sont peu à peu séparés du liquide résiduel, par exemple par dépôt gravitaire dans la chambre, ou en se plaquant contre les surfaces froides d'un conduit tout en laissant le liquide résiduel migrer un peu plus haut, alors il est envisageable d'obtenir des liquides qui évoluent le long de leur liquidus vers

ENCART 4.7

Le système binaire Quartz - Albite



Le quartz et l'albite sont deux tectosilicates qui cohabitent fréquemment dans les rhyolites ou les granites.

Si l'on suit le refroidissement d'un liquide de composition L_0 ([figure 4.8a](#)), issu de la fusion de 70 % de quartz et de 30 % d'albite, il refroidit jusqu'à la température T_1 à laquelle il recoupe son liquidus : les premiers cristaux de quartz se forment alors. La température peut continuer de diminuer tandis que le liquide décrit le liquidus et continue de produire des cristaux de quartz jusqu'à la température T_E (745 °C). L'ensemble du liquide se solidifie produisant un mélange solide constitué de 60 % d'albite et de 40 % de quartz, composition eutectique. Ces cristaux s'ajoutent aux cristallisations plus précoces de quartz, de sorte que la composition solide finale est conforme à la composition M_1 initiale.

Cette évolution au cours de laquelle les cristaux précoces sont en équilibre avec le liquide résiduel et sont donc à même d'interagir avec lui constitue une cristallisation dite « à l'équilibre ».

Si, au contraire, les cristaux précoces sont soustraits du liquide résiduel, on parle alors de cristallisation fractionnée : dans ce cas, entre T_1 et T_E , du quartz se forme tandis que le liquide s'enrichit progressivement en composition albitique de sorte que, parvenu à 745°, les derniers cristaux qui apparaissent forment un solide de composition eutectique, composition différente de celle du mélange solide initial (60 % albite et 40 % quartz).

La [figure 4.8b](#) illustre quant à elle l'évolution de la température au cours de cette expérience de refroidissement ; de façon tout à fait semblable à ce qui a été dit dans le sens de la fusion ([encart 4.3](#)), la température demeure temporairement bloquée lorsque le liquide atteint la composition eutectique : ceci vient du fait qu'à ce moment la température ne peut évoluer tant que la phase liquide n'a pas totalement disparu.

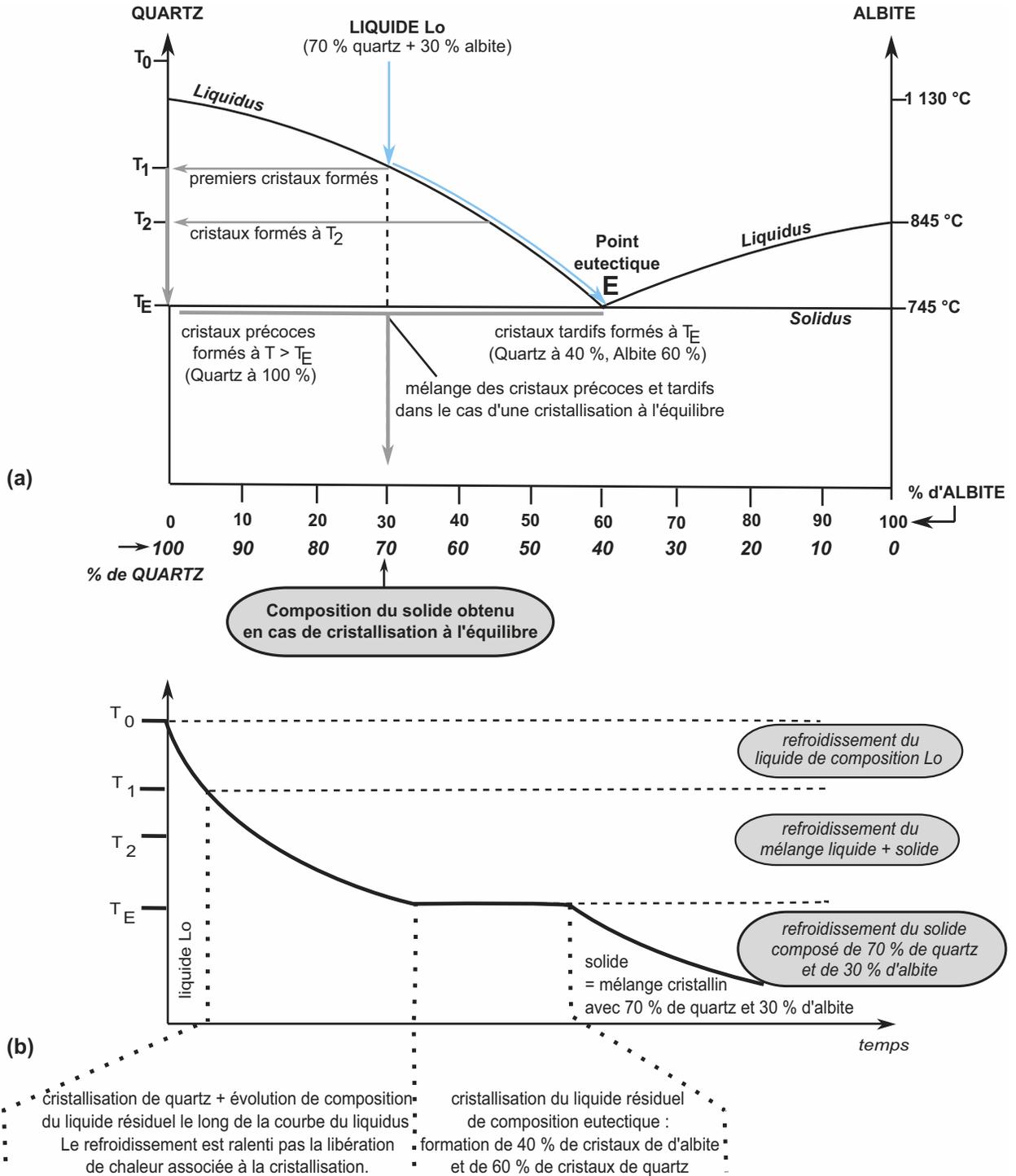


Figure 4.8 Évolution d'un liquide dans le système binaire quartz - albite au cours de son refroidissement.

- (a) Évolution de la composition d'un liquide au cours de son refroidissement et évolution de la composition cristalline.
 (b) Évolution concomitante de la température du mélange liquide - solide.

l'eutectique et dont la cristallisation produit au final un solide de composition eutectique, différente de celle du liquide initial. Ce processus porte le nom de **cristallisation fractionnée** et permet à un liquide magmatique primaire d'évoluer vers des compositions chimiques différentes de sa composition initiale : on parle alors de **différenciation magmatique**.

De façon analogue, les **feldspaths plagioclases** (encart 4.8) constituent une famille minéralogique dont la cristallisation permet :

- **à l'équilibre**, de produire des premiers cristaux plus riches en calcium mais qui, réagissant à chaque instant avec le liquide résiduel, finissent par refléter la seule composition du liquide initial ;
- **en système de fractionnement**, de produire des **premiers cristaux plus riches en calcium, suivis de minéraux de plus en plus riches en sodium** au fur et à mesure que le liquide résiduel évolue sur son liquidus. Dans ce dernier cas, la **composition minéralogique est hétérogène**, mais le mélange de tous les cristaux produits conserve bien sûr la chimie du liquide initial.

Des systèmes plus complexes (encart 4.9) peuvent aussi apporter des informations essentielles ; c'est le cas du **système forstérite - cristobalite** (forme de la silice à la pression atmosphérique). On y observe la possibilité pour un liquide au cours de son refroidissement :

- de voir **cristalliser certaines espèces (olivine de type forstérite) avant d'autres (pyroxène)** ; ceci avait été suggéré par l'observation de lames minces dans lesquelles des clinopyroxènes peuvent inclure en marge ou en totalité des olivines préformées ;
- de permettre l'**apparition de minéraux relativement plus riches en silice** (matérialisés ici par la cristobalite et l'enstatite) **à partir du refroidissement d'un magma plutôt ferromagnésien et pauvre en silice grâce au fractionnement des minéraux les plus précoces**.

ENCART 4.8

Le système binaire
des plagioclases calco-sodiques

Les feldspaths plagioclases (tectosilicates) constituent une série minéralogique présentant une infinité de composition entre deux pôles, un pôle sodique – albite – et un pôle calcique – anorthite.

La lecture des diagrammes binaires (figure 4.9) traduisant le comportement lors de la cristallisation d'un mélange calco-sodique permet de dégager les informations suivantes :

- le liquide de composition L_0 , constitué à 70 % d'anorthite et à 30 % d'albite, refroidit jusqu'à la température T_1 à laquelle il recoupe son liquidus : les premiers cristaux se forment alors et leur composition est celle qui est en équilibre avec le liquide à cette température, décrite par la courbe du solidus ; ces premiers cristaux sont toujours plus calciques que le liquide L_0 ;
- si, au cours de son refroidissement, les cristaux formés précocement gardent une possibilité d'échanges par diffusion avec le liquide résiduel (figure 4.9a), ceux-ci vont à chaque étape du refroidissement évoluer dans leur composition de sorte que leur chimie s'adapte à tout moment à celle du liquide évoluant le long du liquidus. Au final, la dernière goutte liquide disparaît lorsque les cristaux formés ont acquis la chimie du liquide initial ;
- si, en revanche au cours du refroidissement, les premiers cristaux formés ne s'équilibrent pas avec le liquide résiduel (figure 4.9b), celui-ci se refroidit en parcourant son liquidus et produit à chaque étape des cristaux de plus en plus riches en albite. Au final, la dernière goutte de liquide produit un cristal beaucoup plus sodique que le liquide initial mais le mélange hétérogène de tous les cristaux produits a la composition L_0 .

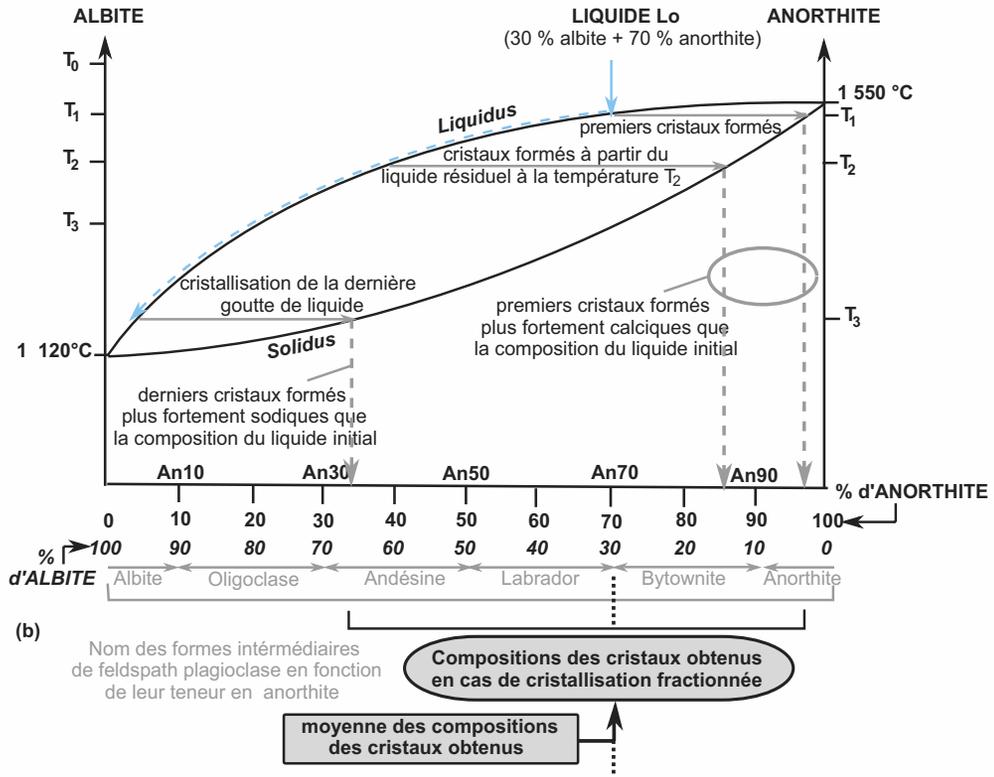
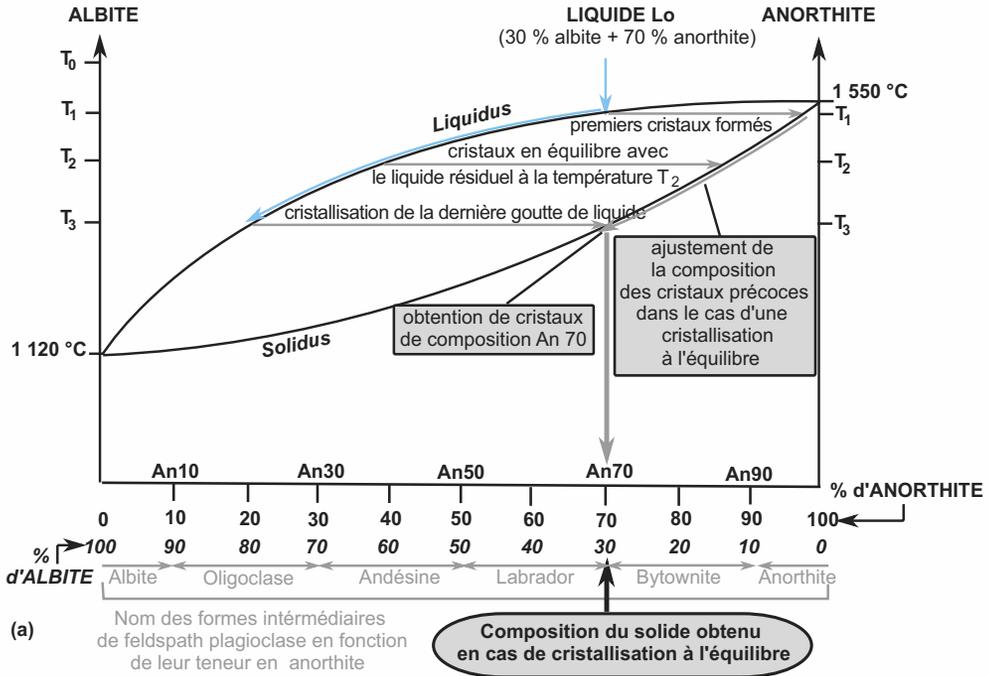


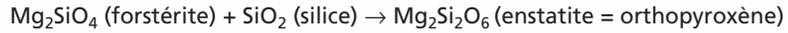
Figure 4.9 Évolution d'un liquide dans le système binaire des plagioclases calco-sodiques au cours de son refroidissement : (a) cristallisation à l'équilibre, (b) cristallisation fractionnée.



ENCART 4.9

Le système binaire forstérite - cristobalite et la notion de série réactionnelle

La lecture du diagramme de phase de ce système (figure 4.10) peut paraître plus complexe que celle des systèmes préalablement présentés ; ceci provient de l'existence d'un point réactionnel situé à 1 557 °C (à la pression atmosphérique) et qui caractérise la possibilité que présentent les minéraux de forstérite formés précocement de réagir avec la silice du liquide résiduel pour permettre l'apparition d'enstatite suivant la réaction :



Le liquide de composition L_0 (proche d'une chimie basaltique) obtenu par fusion complète d'un mélange de 70 % de forstérite et de 30 % de quartz, refroidit jusqu'à la température T_1 à laquelle il recoupe son liquidus : les premiers cristaux de forstérite se forment alors. La température peut continuer de diminuer avec cristallisation de forstérite jusqu'à la température T_R où les olivines cristallisées précocement réagissent avec le liquide résiduel enrichi relativement en silice pour former des olivines et des orthopyroxènes.

Si en revanche, au cours du refroidissement, les premiers cristaux formés ne sont pas en mesure de réagir avec le liquide résiduel à la température T_R , le liquide poursuit son refroidissement en produisant tout d'abord des cristaux d'orthopyroxène puis, parvenu à l'eutectique (E), un mélange de cristaux constitué d'orthopyroxène et de cristobalite (forme équivalente à la pression atmosphérique au quartz). Au final, il y a donc **cristallisation successive** d'olivine, d'orthopyroxène puis de cristobalite.

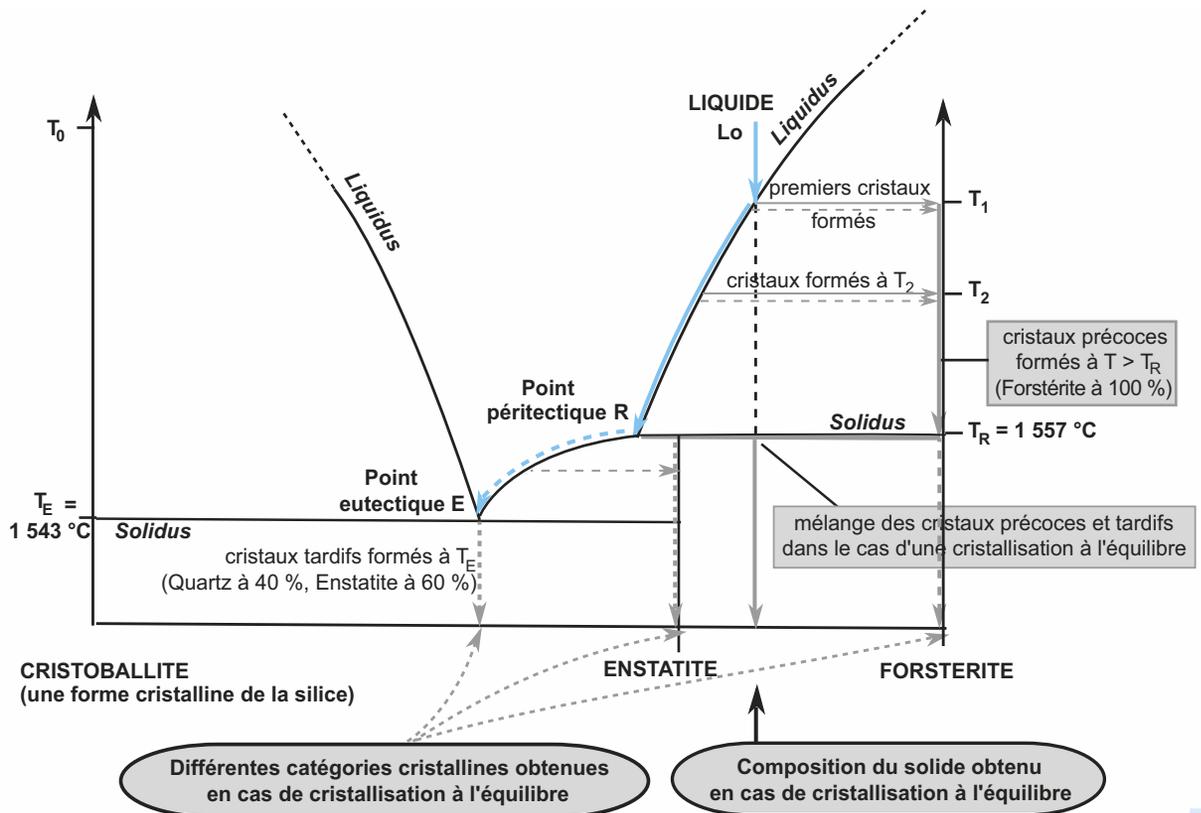


Figure 4.10 Évolutions d'un liquide dans le système binaire silice - forstérite au cours de son refroidissement à la pression atmosphérique.

Toutes ces études expérimentales débouchent sur les ordres de cristallisation des minéraux silicatés formalisés par Bowen dès 1922 sous forme de deux séries évolutives, ou séries réactionnelles appelées «séries de Bowen» (figure 4.11) :

- la série discontinue des ferromagnésiens ;
- la série continue des plagioclases.

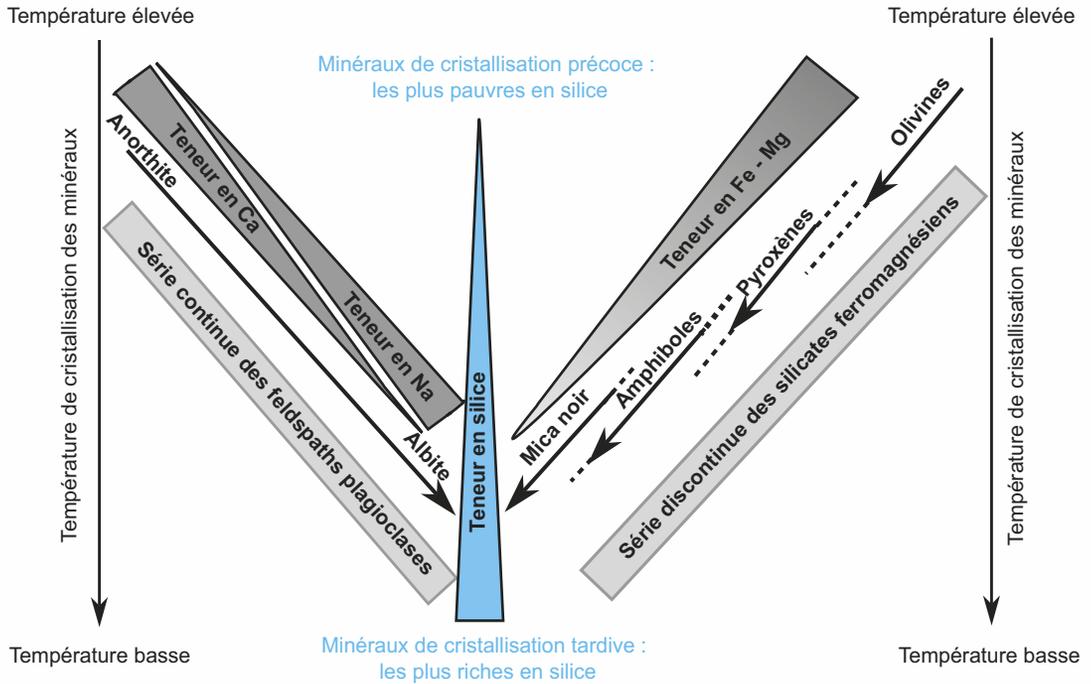


Figure 4.11 Les séries de Bowen.

La suite discontinue des ferromagnésiens est fondée sur une succession de minéraux qui apparaissent progressivement au cours du refroidissement et ont des structures cristallines différentes. Ainsi, les périclites apparaissent les premiers suivis des pyroxènes (figure 4.10). Si le liquide restant est suffisamment riche en SiO_2 , K_2O , Na_2O et CaO , ceux-ci pourront à leur tour réagir avec le liquide et produire des amphiboles puis de la biotite.

La suite continue des plagioclases est fondée sur le fait que tous les plagioclases partagent une même structure cristalline et qu'ils peuvent donc se rééquilibrer à tout moment avec le liquide sans pour autant changer de structure. Les plagioclases qui apparaissent les premiers sont plutôt calciques et le refroidissement fait apparaître des formes de plus en plus sodiques (figure 4.9).

Ces suites matérialisent enfin la possibilité pour un liquide de donner **successivement** ces différentes formes minérales au cours de son refroidissement, notamment lorsque les minéraux précoces soustraits ne réagissent plus avec la phase liquide résiduelle ; la **cristallisation** est dite **fractionnée**.

Attention cependant : ces règles de cristallisation sont à pondérer avec certaines réalités comme la chimie initiale du magma ; un magma suffisamment pauvre en silice ne permettra pas l'apparition de quartz et même la transformation périclites en pyroxènes pourra être alors incomplète.

De même certains minéraux ne peuvent apparaître ensemble au cours de la cristallisation d'un même magma, comme par exemple le quartz et une forme très substituée de tectosilicates, les feldspathoïdes ; cependant ces minéraux particuliers sortent du cadre du programme visé par cet ouvrage et cette propriété ne sera pas plus explicitée.

c) Différenciation magmatique et série magmatique

L'idée qui découle des processus de cristallisation fractionnée est la possibilité pour un magma primaire de se différencier chimiquement au cours de son refroidissement. Ceci permet alors d'introduire la notion de **série magmatique** : une série se dégage lorsque des roches magmatiques dont les gisements présentent une **unité de lieu** et une **unité de temps** (différences d'âge n'excédant pas l'ordre du million d'années tout au plus) partagent une communauté de caractères **minéralogiques** et surtout **géochimiques** susceptibles de refléter quelques étapes d'une **différenciation à partir d'un même magma primaire** (encart 4.10).

ENCART 4.10

L'association magmatique de la chaîne des Puys : une série magmatique



C'est le cas des roches volcaniques de la chaîne des Puys présentées dans l'encart 4.6 et le tableau 4.6. Les compositions minéralogiques et chimiques montrent nettement un enrichissement en silice et en éléments alcalins des magmas émis dans cette province au cours du temps. Il est donc possible d'envisager que les différentes roches volcaniques mises en place dans cette province entre -25 000 ans et -8 000 ans correspondent aux produits d'évolution d'un même magma primaire de nature basaltique au cœur d'une chambre magmatique crustale : les roches de cette association sont donc cogénétiques et forment ce que l'on appelle une série magmatique.

Suivant cette interprétation, un magma primaire s'est formé par fusion partielle du manteau en profondeur puis est remonté au travers de la lithosphère amincie en se rassemblant au cœur d'une chambre magmatique crustale : les basaltes témoignent alors de la remontée précoce de magmas primaires jusqu'en surface tandis que les trachytes représentent les produits associés aux vidanges plus tardives de la chambre magmatique dans laquelle la cristallisation fractionnée, et peut-être d'autres processus (contamination), ont pu autoriser une différenciation chimique des magmas primaires. La figure 4.15 résume ce scénario et permet de remettre en place, à partir de cet exemple, les différents processus fondamentaux du magmatisme.

Remarque : Les compositions chimiques des roches étudiées sont reportées ensuite dans le diagramme de la figure 4.12, ce qui permet de considérer cette série magmatique comme alcaline et de l'associer à l'interprétation globale proposée pour le magmatisme centralien du Tertiaire et du Quaternaire, à savoir d'un magmatisme associé à une dynamique de point chaud, ou de rifting continental.

En fait chaque contexte géodynamique actuel présente une association magmatique caractéristique pouvant être interprétée, comme dans le cas de la chaîne des Puys, comme une série magmatique (tableau 4.2). La présentation plus détaillée de ces associations, leur interprétation en termes de séries, et leur intégration aux grands contextes géodynamiques lithosphériques font l'objet du chapitre 5.

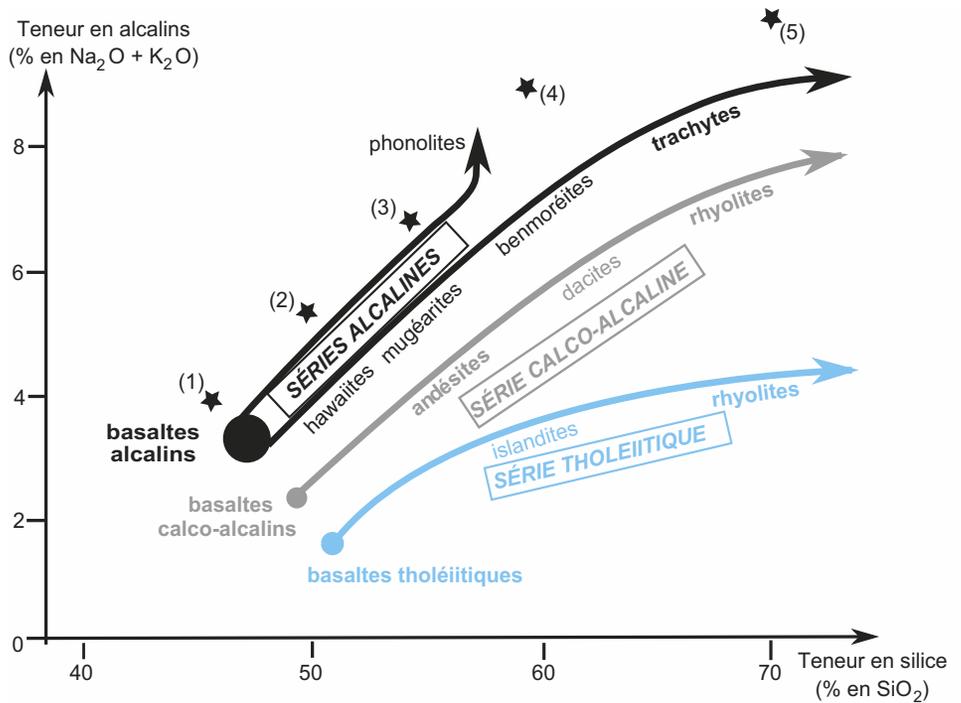
TABLEAU 4.2 SÉRIES MAGMATIQUES ET CONTEXTES GÉODYNAMIQUES.

| Série magmatique | Contexte géodynamique | Exemples |
|------------------------------------|---|---|
| ALCALINE Alcalins > 3 % | Magmatisme intraplaque océanique et continental surtout | Océanique : point chaud Tristan da Cunha (Atlantique Sud) Continental : rift est-africain |
| CALCO-ALCALINE Alcalins ≈ Chaux | Magmatisme de marge active | Arc des petites Antilles, Andes |
| THOLEIITIQUE Alcalins < 3 % | Magmatisme de dorsale surtout mais variantes de type front d'arc insulaire (tholéiites d'arc) et dans des cas de magmatisme intrapla- que océanique (points chauds) | Dorsale atlantique et Islande Dorsale pacifique |

Quelques grands principes qui régissent la différenciation des magmas parallèlement à leur cristallisation peuvent donc être mis en valeur :

- les éléments incompatibles (les alcalins et dans une moindre mesure le calcium) tendent à demeurer dans la phase magmatique le plus longtemps possible, contrairement aux éléments compatibles comme les ferro-magnésiens ;
- les minéraux ferro-magnésiens cristallisent en premier et sont les plus pauvres en silice : il en résulte la plupart du temps un enrichissement relatif de la phase magmatique restante en silice.

C'est ce qu'exprime le diagramme de la [figure 4.12](#) sur lequel ont été figurées les trois grandes séries abordées dans cet ouvrage.



★ (n) : place des roches de la chaîne des Puys dont les compositions figurent dans le [tableau 4.2](#).

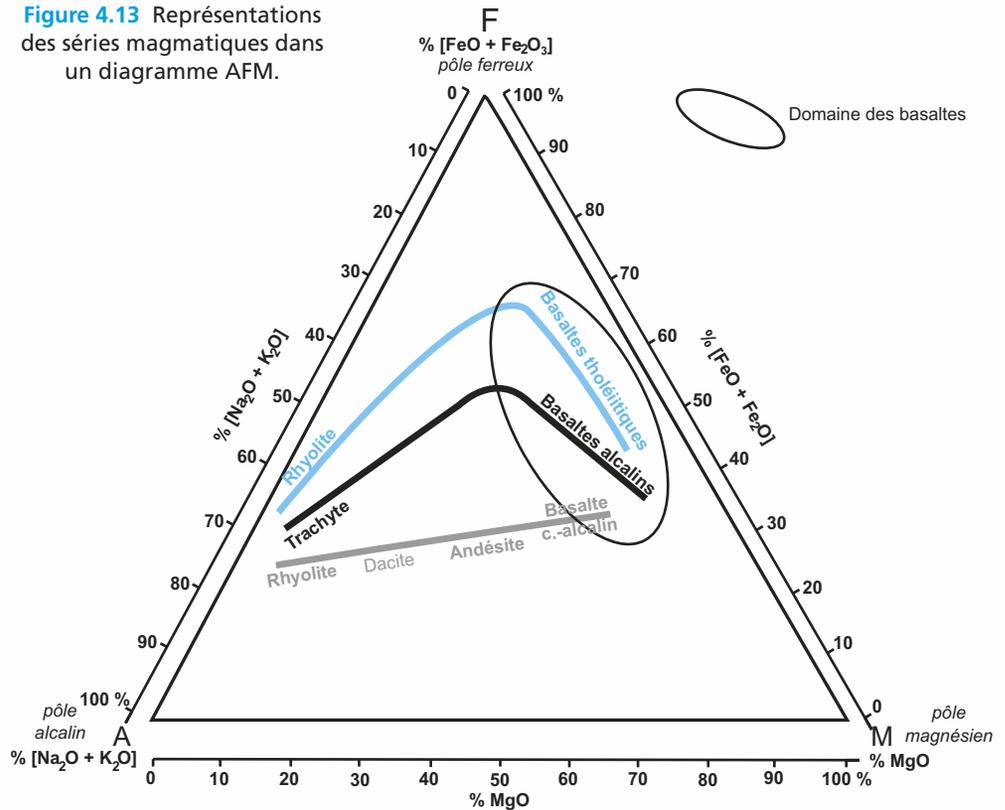
Figure 4.12 Représentation des séries magmatiques dans un diagramme alcalins (Na₂O + K₂O) – silice (SiO₂).

Alors que les termes primaires de ces séries sont toujours des basaltes, les petites différences de composition chimique qui les caractérisent au départ sont à la base de leur évolution divergente illustrée par la série alcaline d'une part dont la différenciation procède surtout d'un enrichissement magmatique en alcalins lorsque la teneur initiale en silice est trop faible, et les séries calco-alcaline et tholéiitique initialement plus riches en silice et dont les différenciations procèdent d'un enrichissement marqué en silice.

Les compositions chimiques des roches de la chaîne des Puys ([tableau 4.1](#)) ont été replacées sur le diagramme : elles représentent les termes d'une série alcaline.

Cependant d'autres représentations peuvent être proposées pour décrire ces séries ; afin de ne pas trop développer cet aspect formel, nous nous limiterons ici à la représentation de ces séries dans un diagramme AFM (« alcalins – fer – magnésium », [figure 4.13](#)).

Figure 4.13 Représentations des séries magmatiques dans un diagramme AFM.



4.3.3 Hybridation et contamination : une autre façon d'évoluer chimiquement pour un magma au cours de son ascension

a) Hybridation entre magmas

En théorie, lorsque deux magmas sont très différents (chimie, viscosité, densité, température, teneur en eau), ils ne sont pas miscibles. Cependant, certains magmas ont des caractères **hybrides**. Ceci peut provenir soit :

- d'une **réalimentation de la chambre magmatique** contenant un magma en cours de différenciation (mélange d'un magma primaire et d'un magma plus évolué mais provenant du même matériau source) ;
- d'un **mélange de magmas granitiques**, l'un différencié de source mantellique, l'autre d'anatexie crustale (situation assez fréquente dans les zones de subduction).

b) Contamination magmatique

De même, lorsque des magmas mantelliques de type basaltique stagnent suffisamment longtemps dans la croûte continentale, des probabilités de **contamination** se font jour, et ceci d'autant plus que le temps de séjour est élevé et que le contraste chimique est important entre le magma et son encaissant crustal. Ceci est encore une fois fréquent dans les zones de subduction surtout quand l'unité supérieure est de nature continentale donc possède une température de fusion bien plus faible (700-800 °C) que la température du magma basaltique (1 100 -1 200 °C). Dans ces cas, des **échanges peuvent avoir lieu entre eux** :

- le **fer** et le **magnésium** du magma, éléments compatibles, ont alors tendance à se **fixer dans l'encaissant** en raison de leur affinité pour la phase solide ;
- le **potassium**, riche dans l'encaissant a quant à lui le cheminement inverse puisqu'il est incompatible et contribue à l'**augmentation d'alcalinité du magma** lors de son séjour et de son transit intracrustal.

Voir chapitre 5
§ 5.2.1c

D'autres processus peuvent aussi être rapprochés de ceux-ci :

- la **métasomatose**, qui procède d'**échanges d'éléments véhiculés par des fluides**, notamment quand l'eau entre en jeu dans les processus magmatiques ;
- la **digestion** : par exemple, la cristallisation des minéraux dans une chambre magmatique crustale peut, par la chaleur ainsi libérée (chaleur de changement d'état), provoquer la **fusion partielle de l'encaissant crustal qui se trouve alors digéré *in situ***.

Voir chapitre 5
§ 5.2.1c

Ces différents aspects résumés sur la **figure 4.14** seront illustrés dans le cadre du magmatisme associé aux zones de subduction.

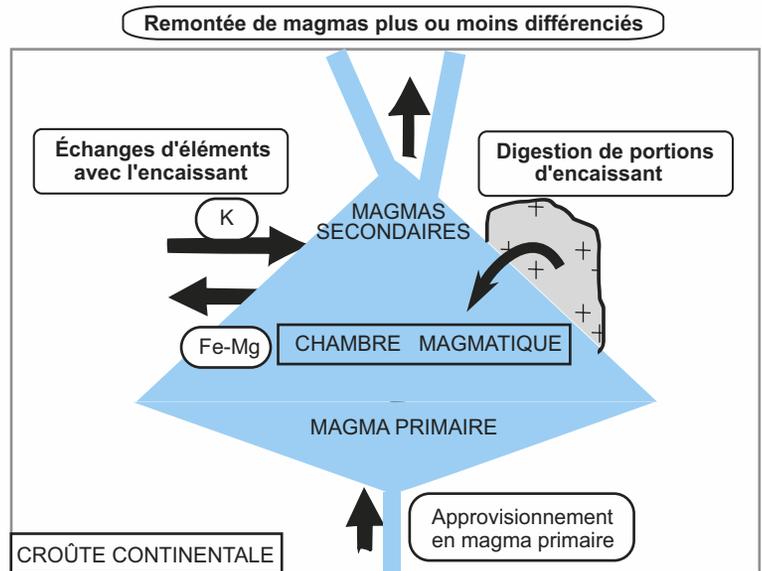


Figure 4.14 Les diverses formes de contamination magmatique.

RÉVISER

L'essentiel

Les péridotites anhydres du manteau situées immédiatement sous la lithosphère semblent les plus à même de produire des magmas primaires basaltiques par fusion partielle ; celle-ci peut être déclenchée soit par décompression adiabatique, soit par échauffement isobare, soit par hydratation des péridotites en question. Les magmas produits étant moins denses que leur encaissant tendent à s'injecter dans la lithosphère voire à rejoindre la surface et ce d'autant plus facilement qu'ils sont produits en contexte distensif (à la verticale de l'axe des dorsales).

Au cours de leur ascension et de leur cristallisation, les magmas primaires peuvent subir, notamment lorsqu'ils séjournent dans des chambres magmatiques, des évolutions susceptibles de fournir pour chacun d'eux toute une gamme de magmas secondaires ; magmas primaires et magmas secondaires associés forment alors différentes séries magmatiques qui permettent d'interpréter la diversité des laves émises ou des roches observées à l'affleurement sans remettre en cause l'idée d'une composition basaltique pour tous les magmas primaires. Ces différents processus fondamentaux du magmatisme sont réunis sur la **figure de synthèse**.

Il y a cependant basalte et basalte... si bien qu'entre les différents contextes géodynamiques de petites nuances existent quant à la qualité du magma primaire et quant aux conditions de son évolution qui font qu'à chacun d'entre eux est corrélée une série particulière. Ce sont ces relations, entre magmatisme et contexte géodynamiques, qui font l'objet du chapitre 5.

Mots-clés

- Basalte
- Cristallisation fractionnée
- Contamination
- Différenciation magmatique
- Éléments incompatibles
- Eutectique
- Fracturation hydraulique
- Fusion partielle
- Harzburgite
- Hybridation
- Liquidus
- Lherzolite
- Magma
- Série réactionnelle
- Solidus

Attention

- Ne confondez pas fusion partielle et cristallisation fractionnée ; dans le premier cas, il s'agit d'envisager les caractères quantitatifs et qualitatifs du liquide produit à partir de phases solides en début de fusion ; dans le second cas, c'est l'inverse puisqu'on s'intéresse aux propriétés des cristaux formés à partir d'un liquide.
- Distinguez bien les deux types de péridotites, la lherzolite ou péridotite fertile dont la fusion partielle est source de magma basaltique, et la harzburgite qui correspond au résidu réfractaire de cette fusion.
- Ne confondez pas détente quasi adiabatique et évolution isotherme ; l'asthénosphère située sous les dorsales subit une détente quasi adiabatique à l'origine de sa fusion partielle : au cours de sa remontée, elle n'échange quasiment pas de chaleur avec son encaissant, cependant que sa température diminue quand même suite à la décompression (gradient de 0,3 °C/km).

①

roches volcaniques sombres, pauvres en silice, riches en minéraux ferromagnésiens et en feldspaths plagioclases plutôt calciques (basaltes)

②

roches volcaniques claires, riches en silice et en alcalins, pauvres en minéraux ferromagnésiens (trachytes, rhyolites)

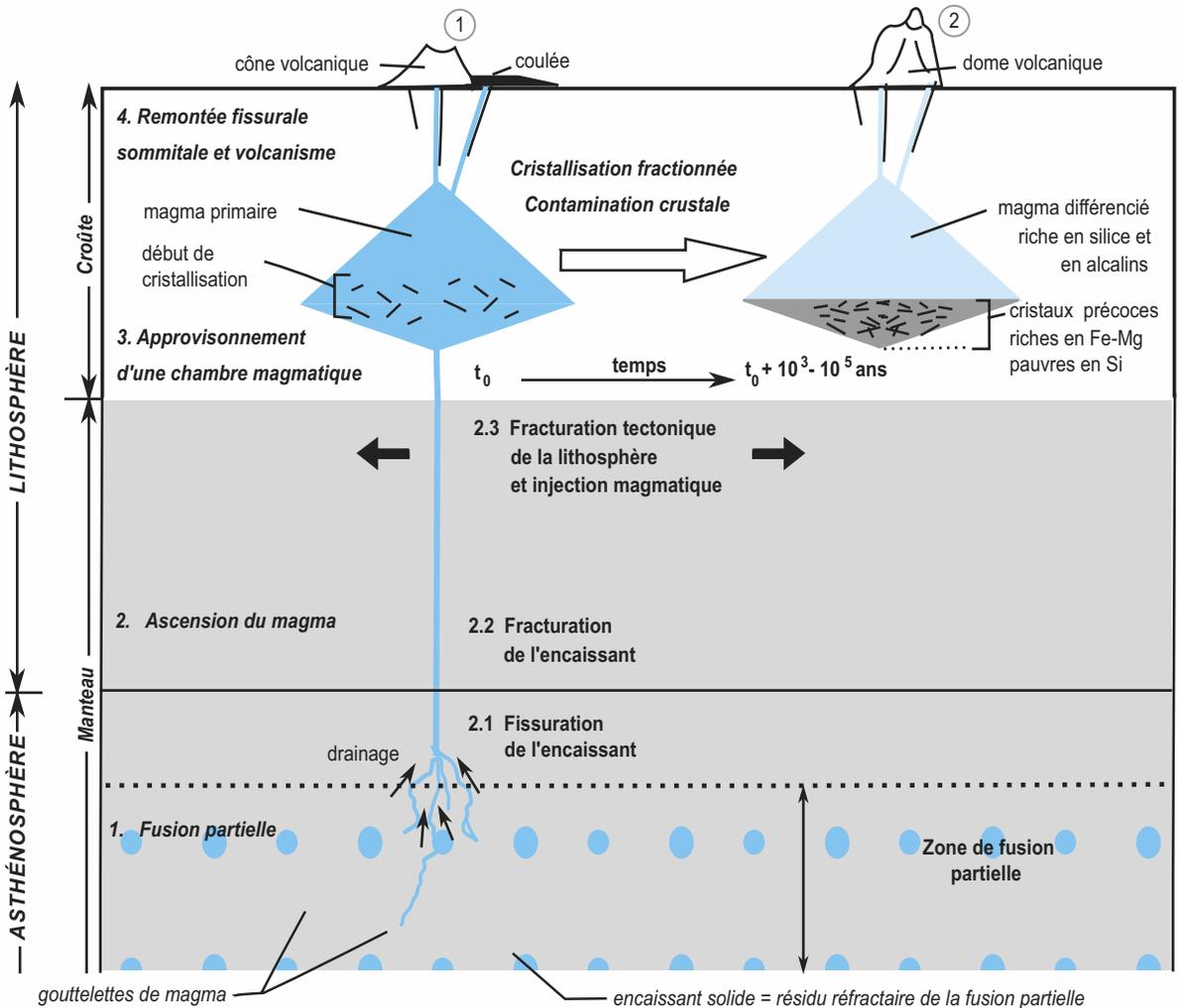


Figure de synthèse Les processus fondamentaux du magmatisme.

Les épaisseurs respectives de la croûte et du manteau lithosphérique n'ont pas été respectées sur ce schéma.

Plan

- 5.1 Magmatisme associé à la divergence lithosphérique
- 5.2 Magmatisme associé à la convergence lithosphérique
- 5.3 Magmatisme intraplaque des points chauds

Voir chapitre 3, figure 3.34

Introduction

L'étude de la distribution des processus magmatiques (chapitre 4, figure 4.1) montre qu'ils ne sont pas localisés de façon aléatoire ; l'essentiel du magmatisme se concentre aux limites des plaques ; cependant, il existe également des sites magmatiques qui affectent la lithosphère au cœur même des plaques : ce sont les points chauds.

Le premier objectif de ce chapitre est avant tout d'établir les caractéristiques magmatiques de chaque contexte géodynamique ; il convient donc de s'intéresser avant toute chose aux matériaux que le géologue peut échantillonner dans chacun d'entre eux.

- Quels sont les produits magmatiques (roches, laves, gaz) rencontrés dans chaque contexte géodynamique (dorsale, rift continental, zone de subduction, chaîne de collision, et point chaud) ?

Le second objectif du chapitre vise à intégrer le magmatisme au concept de « machine thermique » que constitue la Terre et qui a été présenté au terme du chapitre 3.

- Quels arguments géophysiques et géochimiques (dégagés de l'étude pétrographique et minéralogique) permettent d'identifier les **roches sources des magmas primaires** et quelles sont les conditions qui, dans chaque contexte, permettent la fusion partielle ?
- Comment, à partir des **quelques magmas primaires** ainsi formés, leur **différenciation éventuelle** peut expliquer la **formation de magmas secondaires** et rendre compte de la **diversité pétrographique** de ces secteurs ? **En quoi cette diversité est-elle un marqueur du contexte géodynamique ?**

5.1 MAGMATISME ASSOCIÉ À LA DIVERGENCE LITHOSPHÉRIQUE

La divergence lithosphérique est envisagée ici sous deux aspects globaux : le cas des dorsales et celui du rifting continental.

5.1.1 Magmatisme des dorsales océaniques

a) Pétrographie magmatique océanique

Les roches magmatiques de la croûte océanique et les dorsales ont été présentées précédemment et décrites également en travaux pratiques.

Pour simplifier, si, dans l'océan Pacifique, la structure de la croûte est en général classique avec la superposition magmatique « **basaltes en pillows, filons doléritiques, gabbros isotropes puis gabbros lités** », elle est souvent beaucoup plus aléatoire dans l'océan Atlantique (pas de superposition aussi nette des termes magmatiques mais une association spatiale hétérogène) tout en conservant néanmoins son caractère pétrographique **basaltique**.

Remarque : Les dolérites sont des roches de même composition que les basaltes et les gabbros océaniques, dont la pétrofabrique holocristalline microgrenue évolue cependant depuis les bordures filoniennes (grains de 50 µm) jusqu'au cœur (grains de 1 mm).

Voir « les roches magmatiques », chapitre 2, § 2.3.2 et TP1

Voir « les dorsales », chapitre 3, § 3.2.3 et TP4

Ces basaltes, des tholéiites océaniques, sont encore appelés **MORB** (pour *Mid-Ocean Ridge Basalt*). Malgré la diversité qui les caractérise, les MORB présentent une pétrofabrique le plus souvent **microlithique** avec un verre d'autant plus fréquent que l'on se situe en périphérie du pillow par exemple (témoin d'un refroidissement très rapide) ; les phénocristaux peu développés mais identifiables sont constitués d'**olivines**, de **plagioclases** surtout calciques avec dans ces deux cas des cristaux sub-automorphes et fréquemment zonés (plagioclases à cœur plus calcique et périphérie plus sodique, olivine à cœur plus magnésien et périphérie plus ferreuse), ainsi que de rares **clinopyroxènes** plutôt calciques (de type augite) et souvent xénomorphes. L'analyse de la pétrofabrique montre que ces minéraux ont cristallisé dans l'ordre de l'énumération précédente.

D'un point de vue géochimique, les MORB sont caractérisés par une teneur en SiO_2 comprise le plus souvent entre 49 et 52 %, mais surtout par une très faible teneur en potassium ($\text{K}_2\text{O} < 0,5 \%$) et de façon plus générale en éléments incompatibles.

Remarque : Bien que présents en quantité plus importante que les basaltes, les gabbros de la croûte océanique ne témoignent pas de différences notables dans leur composition chimique globale (tableau 5.1, groupe MORB Pacifique) ; cela justifie l'approximation proposée précédemment concernant une composition globalement basaltique pour cette croûte.

TABLEAU 5.1 COMPOSITIONS CHIMIQUES DE DIVERSES ROCHES MAGMATIQUES REPRÉSENTATIVES DE CONTEXTES GÉODYNAMIQUES VARIÉS.

| Série magmatique | | SÉRIE THOLÉIITIQUE | | | | | SÉRIE ALCALINE | | SÉRIE CALCO-ALCALINE | | | SÉRIE ALCALINE | | |
|----------------------|-------------------------|-----------------------------|--------|-----------------|-----------|----------|----------------------------------|----------|---|----------|----------|---------------------------|-----------|----------|
| Localisation | | Dorsale Est-Pacifique | | Islande | | | Rift Gregory (Rift Est-africain) | | Chaîne volcanique des Hautes Cascades, Oregon (USA) | | | Volcan Taiohae, Marquises | | |
| Roches | | Basalte tholéiitique MORB-E | Gabbro | Basalte alcalin | Islandite | Rhyolite | Basalte alcalin | Trachyte | Basalte Calco-alcalin | Andésite | Rhyolite | Basalte alcalin | Mugéarite | Trachyte |
| Oxydes | SiO_2 | 49,20 | 49,00 | 47,07 | 62,39 | 72,40 | 47,93 | 63,65 | 51,70 | 60,40 | 73,00 | 45,60 | 53,10 | 63,80 |
| | TiO_2 | 1,84 | 1,82 | 1,66 | 0,83 | 0,18 | 2,11 | 0,94 | 1,20 | 0,90 | 0,30 | 3,16 | 1,88 | 0,65 |
| | Al_2O_3 | 15,74 | 15,78 | 14,86 | 14,24 | 11,50 | 15,01 | 14,12 | 17,50 | 17,50 | 14,20 | 15,30 | 17,57 | 18,00 |
| | FeO | 10,92 | 10,92 | 10,87 | 7,98 | 1,84 | 11,95 | 8,04 | 9,50 | 6,40 | 2,40 | 12,20 | 8,12 | 3,08 |
| | MnO | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,19 | 0,06 | 0,20 | 0,27 | 0,20 | 0,10 | 0,10 | 0,17 | 0,20 | 0,06 |
| | MgO | 6,73 | 6,97 | 8,52 | 0,70 | 0,11 | 6,94 | 0,04 | 6,20 | 2,80 | 0,50 | 7,13 | 2,77 | 0,47 |
| | CaO | 10,07 | 10,11 | 11,47 | 3,92 | 0,92 | 12,05 | 1,31 | 9,00 | 6,20 | 1,70 | 9,03 | 5,20 | 1,53 |
| | Na_2O | 2,91 | 2,87 | 2,24 | 4,64 | 4,50 | 2,69 | 6,34 | 3,70 | 4,30 | 4,40 | 2,83 | 5,39 | 6,15 |
| | K_2O | 0,5 | 0,43 | 0,20 | 2,70 | 3,60 | 0,80 | 5,22 | 0,80 | 1,20 | 4,60 | 1,70 | 2,90 | 5,44 |
| | P_2O_5 | 0,35 | 0,36 | 0,18 | 0,25 | 0,03 | 0,32 | 0,07 | 0,30 | 0,20 | 1,60 | 0,56 | 0,86 | 0,20 |
| H_2O | 1,38 | 1,34 | - | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 0,20 | 2,16 | 1,92 | 1,11 |

La caractérisation de ces basaltes conduit à rechercher les sources potentielles de magma tholéiitique et à déterminer leurs conditions de fusion à l'aplomb des dorsales.

b) Roches à l'origine du magma tholéiitique

L'**origine mantellique** des magmas tholéiitiques est certaine, les péridotites étant les seules roches fertiles situées à l'aplomb des dorsales et susceptibles de produire des liquides basaltiques par fusion partielle ; la signature en **isotopes radiogéniques** des basaltes océaniques le confirme et leur grande homogénéité (encart 5.1) témoigne donc d'une relative uniformité de la source des magmas soit des péridotites du sommet de l'asthénosphère.

Voir chapitre 4,
§ 4.2.3

Des isotopes pour identifier l'origine des magmas



L'isotope ^{87}Sr du strontium et l'isotope ^{143}Nd du néodyme dérivent de la désintégration radioactive d'isotopes parents, le rubidium ^{87}Rb et le samarium ^{147}Sm respectivement. À cause de leurs affinités chimiques différentes, les éléments parents Rb et Sm se sont partagés différemment lors de l'extraction à partir du manteau du matériel des croûtes continentales par magmatisme, entre -2,5 Ga et -1 GA environ. Le rubidium, très incompatible, a rejoint préférentiellement la croûte continentale et le samarium (compatible) est demeuré davantage dans le manteau. Leurs éléments fils, le strontium 87 et le néodyme 143, sont donc depuis produits en quantités différentes dans la croûte continentale et dans le manteau, ce que reflètent les qualités isotopiques exprimées par les rapports entre la concentration de l'isotope radiogénique et celle de l'isotope stable correspondant ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour les deux exemples considérés).

Les tholéïtes des dorsales (MORB) présentent toutes des rapports isotopiques plus élevés pour le néodyme (figure 5.16) et plus faibles pour le strontium que ceux de la « Terre globale » : elles sont donc extraites d'une partie du manteau dans laquelle le néodyme 143 a été plus produit en raison d'une plus grande abondance en Sm, et le strontium 87 moins produit par suite d'une moindre présence de Rb. On admet généralement que cette partie du manteau, appauvrie par l'extraction des matériaux continentaux, correspond au manteau supérieur, celui situé au-dessus de 670 km de profondeur, ce qui concorde par ailleurs avec l'alimentation « superficielle » des dorsales déduite de la tomographie sismique.

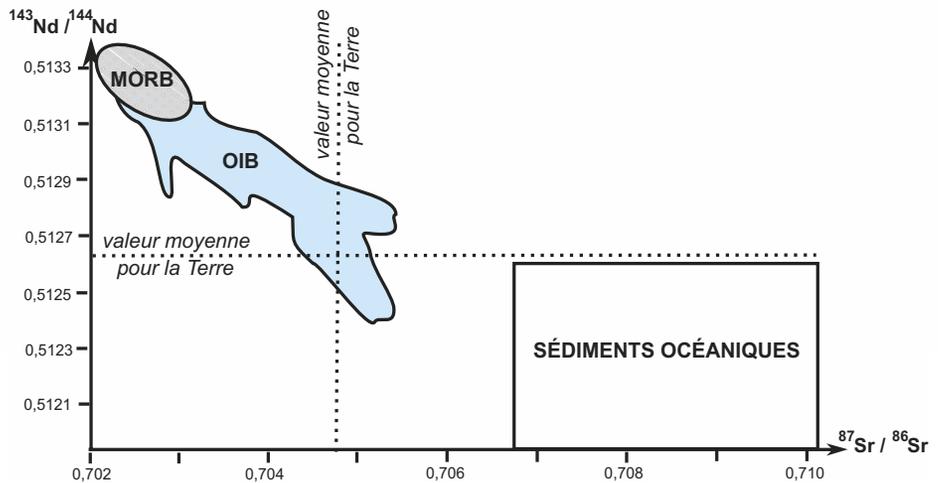


Figure 5.1 Composition isotopique Sr – Nd des matériaux de la croûte océanique. Les MORB correspondent aux basaltes produits aux dorsales, les OIB aux basaltes des îles associées aux « points chauds ». Les sédiments ont quant à eux une signature isotopique qui est le reflet des matériaux des zones émergées qui en constituent la source essentielle, de nature continentale en général.

À l'opposé, les sédiments océaniques détritiques reflètent, par leurs rapports isotopiques faibles pour le néodyme et élevés pour le strontium, la géochimie globalement enrichie en incompatibles de la croûte continentale dont ils sont majoritairement issus. Les magmas des OIB (basaltes des îles océaniques de type « point chaud ») semblent quant à eux extraits de péridotites dont les rapports isotopiques sont plus hétérogènes et plus proches globalement de ceux de « Terre globale », à savoir des péridotites non systématiquement appauvries provenant très vraisemblablement de la zone de transition (de -400 à -670 km) et du manteau plus profond (inférieur). Les données géochimiques permettent d'aller encore un peu plus loin dans l'interprétation ; en effet, par le biais des subductions et du retour même modeste de matériaux

lithosphériques enrichis en éléments incompatibles (les sédiments détritiques issus des continents) qu'elles opèrent dans le manteau et des interactions ayant eu lieu entre le manteau inférieur et les niveaux qui le recouvrent directement, on pense que seule la partie haute du manteau asthénosphérique aurait été massivement appauvrie ; plus en profondeur et jusqu'à 670 km, la partie inférieure de l'asthénosphère pourrait ressembler à une sorte de « gâteau marbré » dans lequel cohabiteraient des secteurs appauvris et des secteurs non appauvris voire enrichis, et cela en raison de la difficulté à mélanger des matériaux très visqueux. Quant au manteau inférieur, il serait plus massivement de type non appauvri.

Il existe cependant une relative diversité parmi les MORB si l'on se réfère aux spectres en éléments traces ([encart 5.2](#)) à l'origine de la distinction entre MORB-N et MORB-E ([encart 5.3](#)). Initialement considérés comme représentatifs des magmas émis respectivement à l'axe des dorsales lentes et des dorsales rapides, ces types basaltiques sont actuellement plutôt interprétés comme les résultantes d'interactions entre panaches mantelliques profonds et ascensions mantelliques plus superficielles.

ENCART 5.2

Les éléments traces en quelques lignes et en diagramme



Ce sont des éléments dont les concentrations dans les matériaux étudiés sont faibles, de l'ordre du ppm (partie par million, soit $1/10^6$) ou du ppb (partie par billion, synonyme de milliard, soit $1/10^9$), et qui se trouvent donc largement minoritaires dans les structures minérales.

On distingue deux grands types d'éléments traces suivant leur comportement dans les processus de fusion :

- les éléments **compatibles** (avec les phases solides) tels Ni, Co, Cr, V, Sc... souvent présents dans les péridots et les pyroxènes de par leur forte affinité pour ces solides liée à leur capacité à se substituer à Mg et Fe ;
- les éléments **incompatibles** qui tendent à se concentrer dans les liquides dont les magmas (on les dit alors **hygromagmaphiles**) ; ce sont des alcalins (K, Rb, Cs), des terres rares légères (lanthanides : La, Ce, Pr, Nd), des actinides (Th, U, Zr), certains métaux de transition (Zr), et des alcalino-terreux (Sr, Ba). Leur incompatibilité est liée soit à des rayons atomiques trop élevés pour intégrer facilement les sites disponibles dans les minéraux (cas de K, Rb, Cs, Ba), soit à des charges trop importantes (les terres rares sont le plus souvent tétravalentes) qui attirent des anions et rendent l'ensemble trop gros encore. Les terres rares ont des rayons ioniques qui diminuent depuis le lanthane (La) jusqu'à l'ytterbium (Yb), ce qui leur confère une incompatibilité décroissante.

La teneur de roches en éléments traces peut être représentée sous forme de diagrammes multi-élémentaires ([figure 5.2](#)). Les valeurs portées en ordonnées correspondent aux **abondances normalisées**, c'est-à-dire au rapport de la teneur en un élément dans la roche à la teneur dans un matériau de référence, le manteau primitif dans le cas de la [figure 5.2](#). Dans ce genre de représentation, les éléments sont distribués de gauche à droite sur l'axe des abscisses par **incompatibilité décroissante**.

Alors que, pour les terres rares lourdes (Dy à Lu), les concentrations dans les MORB sont de l'ordre de 8 à 10 fois celles du manteau primitif, les abondances normalisées pour les terres rares légères (La à Nd), les éléments les plus incompatibles des MORB-N, chutent vers 1 à 2. Pour les MORB-E, on ne note pas d'appauvrissement notable, tout juste une légère baisse pour les éléments les plus incompatibles ; on remarque également que leur diagramme suit, avec des abondances moindres cependant, les fluctuations de celui des basaltes de point chaud (OIB).

Ces données permettent ensuite de proposer des interprétations quant aux sources de magma ; elles sont présentées dans l'[encart 5.3](#).

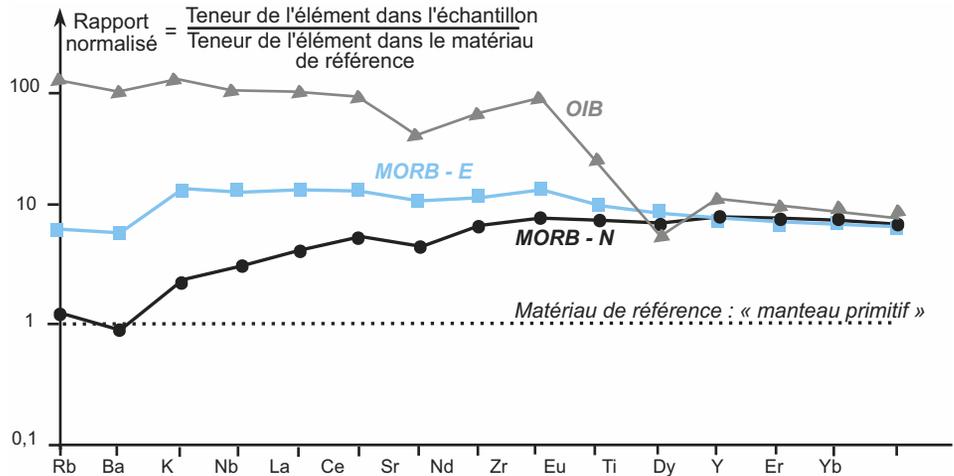


Figure 5.2 Diagramme multi-élémentaire de basaltes de la croûte océanique.

La référence utilisée est le manteau primitif dont les caractéristiques sont, pour ces éléments, très proches de celles des chondrites ou de roches magmatiques archéennes (les komatiites) provenant de la fusion massive du manteau en raison d'un flux géothermique très supérieur à l'actuel à cette époque (taux de fusion moyen compris entre 60 et 70 %, à des températures voisines de 1 600 °C pour le sommet de l'asthénosphère).

ENCART 5.3

MORB-N et MORB-E



Le diagramme de la figure 5.2 illustre l'existence d'une relative diversité parmi les MORB. Initialement, les MORB-N (N pour normal) ont été considérés comme des MORB de dorsale lente (de type atlantique) et les MORB-E (E pour enrichi) comme des MORB de dorsale rapide (de type pacifique).

Les MORB-N à spectre « appauvri » en éléments incompatibles semblent indiquer une extraction depuis un manteau déjà appauvri en ces éléments car rappelons qu'ils ont tendance à passer les premiers dans la phase magmatique ; donc s'il n'y a pas la moindre trace d'enrichissement, c'est que la source elle-même est particulièrement appauvrie. Le sommet de l'asthénosphère, que l'on considère habituellement comme le manteau appauvri en ces éléments, pourrait donc constituer le réservoir dont sont extraits les liquides tholéïtiques à l'origine de ces MORB.

Les MORB-E à spectre « enrichi » (ou plutôt « non appauvri » devrait-on dire) évoquent la possibilité que le réservoir asthénosphérique d'extraction des liquides magmatiques soit non appauvri voire enrichi secondairement en ces éléments suite à des remontées de manteau inférieur en son sein. Ces remontées évoquées au chapitre 3 à propos du passage d'un système de convection à deux étages à un système de convection temporaire à un étage apporteraient en plus de la chaleur des éléments incompatibles habituellement peu présents au sommet de l'asthénosphère.

Cette distinction géochimique des MORB fondée sur le type de source magmatique paraît confortée dans l'Atlantique N où il existe des variations longitudinales du type de MORB ; plutôt de type N à la latitude de 30 °N, les basaltes deviennent progressivement de type E en se rapprochant de l'Islande (60 °N) qui combine au statut de dorsale celui de point chaud. Une interprétation possible réside dans les interactions pouvant exister entre le sommet de l'asthénosphère, source des MORB-N, et des panaches d'origine plus profonde, de la base de l'asthénosphère si l'on se réfère aux données récentes de tomographie sismique dans ce secteur, qui alimenteraient ainsi en éléments incompatibles le toit de l'asthénosphère initialement appauvri en ces éléments. Ceci est d'ailleurs cohérent avec le fait que les MORB-E se trouvent surtout dans les secteurs riches en points chauds qui coïncident avec le sommet de ces panaches d'origine profonde.

Voir chapitre 3, § 3.3.3b

Pour résumer (figure 5.3), les MORB-N à spectre appauvri seraient issus de magmas produits à partir de péridotites elles-mêmes appauvries du sommet de l'asthénosphère dans des secteurs relativement éloignés de remontées actives à ancrage profond, alors que les MORB-E pourraient quant à eux refléter la formation de magmas dans des secteurs du sommet de l'asthénosphère alimentés en péridotites d'origine plus profonde (de la base de l'asthénosphère voire du manteau inférieur).

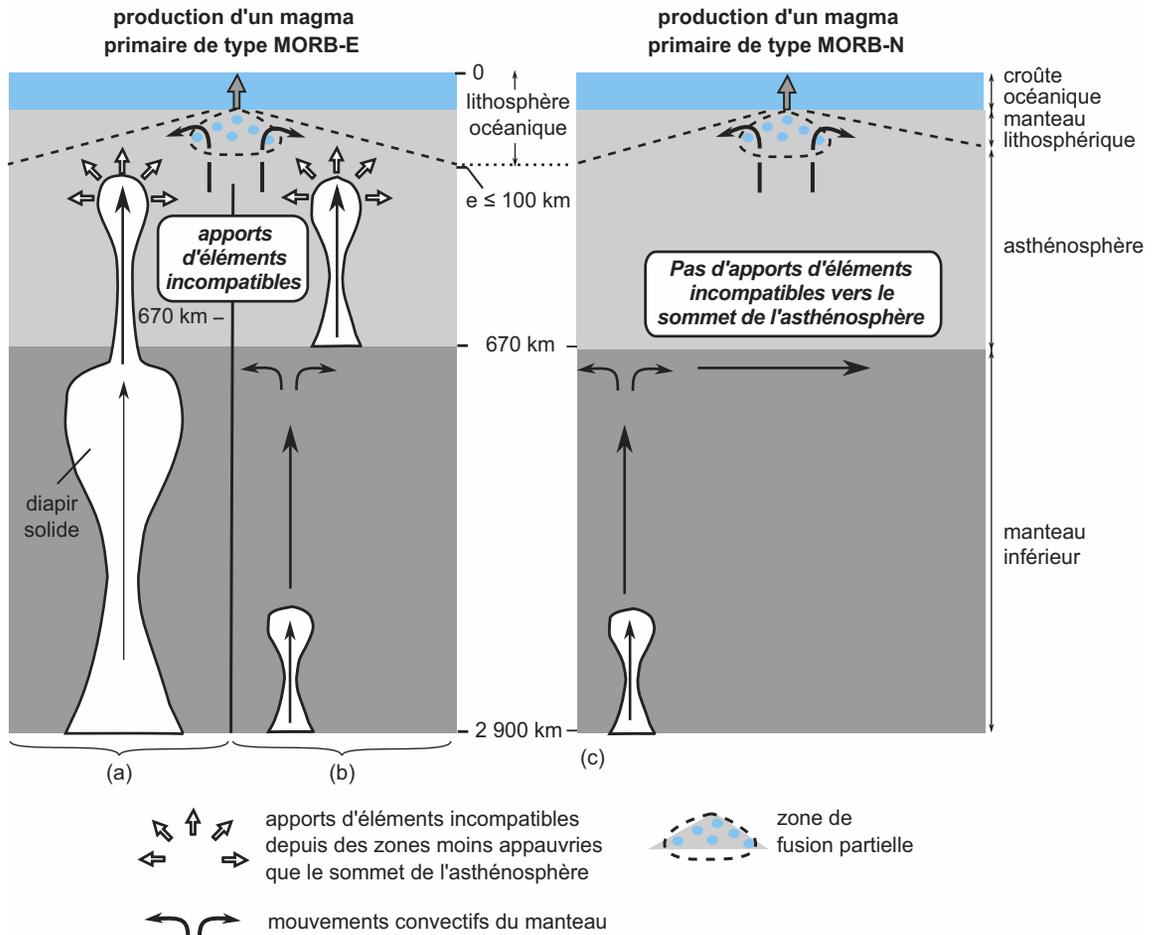


Figure 5.3 Diversité des sources potentielles de magmas basaltiques émis aux dorsales.

Alors que la source des MORB-N peut être le sommet de l'asthénosphère appauvri (c), les MORB-E peuvent provenir quant à eux de la fusion partielle du sommet de l'asthénosphère injecté de remontées mantelliques profondes (a), ou issues de la zone transitionnelle située vers 670 km de profondeur (b).

Ce problème d'origine des magmas tendant à être résolu, les conditions de la fusion partielle peuvent être abordées ; on se placera dans un premier temps dans le contexte d'une dorsale rapide, de type Pacifique, aux latitudes subéquatoriales, puis on évoquera quelques variantes.

c) Conditions de fusion partielle et d'ascension des magmas

Dans le cas des dorsales, les anomalies gravimétriques et les données de tomographie sismique suggèrent l'existence de remontées asthénosphériques convectives et l'absence de participation du manteau lithosphérique. Le matériel péridotitique qui suit une telle évolution dispose donc

Voir TP4 § 4.3

d'un **gradient quasi adiabatique** jusqu'à une profondeur bien plus faible que la profondeur moyenne de la base des lithosphères océaniques : la péridotite peut de ce fait, au cours de cette remontée, recouper son solidus et entamer un processus de **fusion partielle**.

Voir chapitre 4, figure 4.4

Cette fusion semble débuter vers 80 kilomètres de profondeur et se prolonger sur une hauteur de 50 à 60 kilomètres.

Pour le cas retenu d'une dorsale rapide de type Pacifique, le taux de fusion partielle peut avoisiner les **15 à 20 %**, produire un **magma tholéïtique** et appauvrir suffisamment la péridotite pour qu'apparaisse un résidu réfractaire souvent privé de ses clinopyroxènes, appelé **harzburgite**.

Voir chapitre 4, encart 4.5

Les gouttelettes formées dans le manteau asthénosphérique ascendant sont drainées par des petits filons et constituent progressivement une colonne de magma plus légère que l'encaissant. La fracturation de type hydraulique (par surpression de la colonne magmatique « légère » sur son encaissant solide) est alors susceptible de permettre sa remontée dans le manteau ascendant jusque sous la croûte.

Remarque : Au cours de sa remontée, le magma pourrait déstabiliser des orthopyroxènes de l'encaissant harzburgitique qui le rejoindraient alors ; localement, cette extraction tardive priverait la péridotite résiduelle de ses pyroxènes et la transformerait en dunite. Ces interactions tardives permettraient ainsi d'expliquer la présence de dunités dans la semelle harzburgitique de l'ophiolite omanaise.

d) Évolution intracrustale du liquide tholéïtique et formation des roches magmatiques du plancher océanique

Dès que le magma remonte, il rencontre de nouvelles conditions (P,T) qui l'amènent à un certain moment à développer les conditions thermodynamiques de la cristallisation. Ainsi, lorsqu'il s'accumule sous la croûte, c'est un bain silicaté contenant déjà des germes cristallins plus ou moins nombreux (figure 5.4).

Voir TP4

Il peut ensuite poursuivre sa remontée dans la croûte à la faveur des contraintes extensives qu'elle subit. Des données sismologiques attestent dans un certain nombre de cas de l'existence **d'une chambre** aux formes très aplaties (« toile de tente ») occupée par une **bouillie cristalline** et dont seule la partie sommitale peut être considérée comme formée d'un véritable liquide magmatique.

Dans cette chambre, des mouvements de convection pourraient animer cette bouillie et amener de petits volumes le long des parois sommitales et latérales où ils y subiraient un refroidissement plus conséquent en raison d'un fort contraste thermique, produisant les **gabbros isotropes**. Un peu plus bas, le gradient thermique plus faible pourrait permettre à des lentilles visqueuses d'être plaquées le long des parois et aux cristaux d'olivines, de pyroxènes et de plagioclases qui s'y forment de subir un tri densitaire. Ces lentilles, en se juxtaposant par sous-placage, participeraient à la production des **gabbros lités**.

Au sommet et à la base de cette chambre, d'autres processus se développent :

- **des émissions sommitales**, au gré des fractures extensives dont le toit de la chambre peut être l'objet, assurent l'arrivée en surface des **laves tholéïtiques** qui se figent au contact de l'eau sous forme de **pillows** (oreillers) et de **tubes**, ainsi que le colmatage **des filons d'alimentation** par ces mêmes liquides dont les conditions de refroidissement moins brutales engendrent des **dolérites** ;
- des intrusions « sub-horizontales » ou en oblique, interprétées comme des injections de bouillie cristalline lors de réalimentations de la chambre, auraient lieu à la base produisant aussi en se refroidissant des **gabbros lités**.

Concernant une éventuelle différenciation magmatique, les données connues relatives au plancher océanique pacifique ou aux ophiolites de paléodorsales rapides type Oman ne permettent pas de l'envisager de façon significative dans les chambres magmatiques de ce genre de dorsale. Les basaltes issus de l'émission et du refroidissement du magma sommital de la chambre présentent le plus souvent une composition très similaire (tableau 5.1) à celle des gabbros formés à partir du refroidissement de la bouillie cristalline séjournant plus en profon-

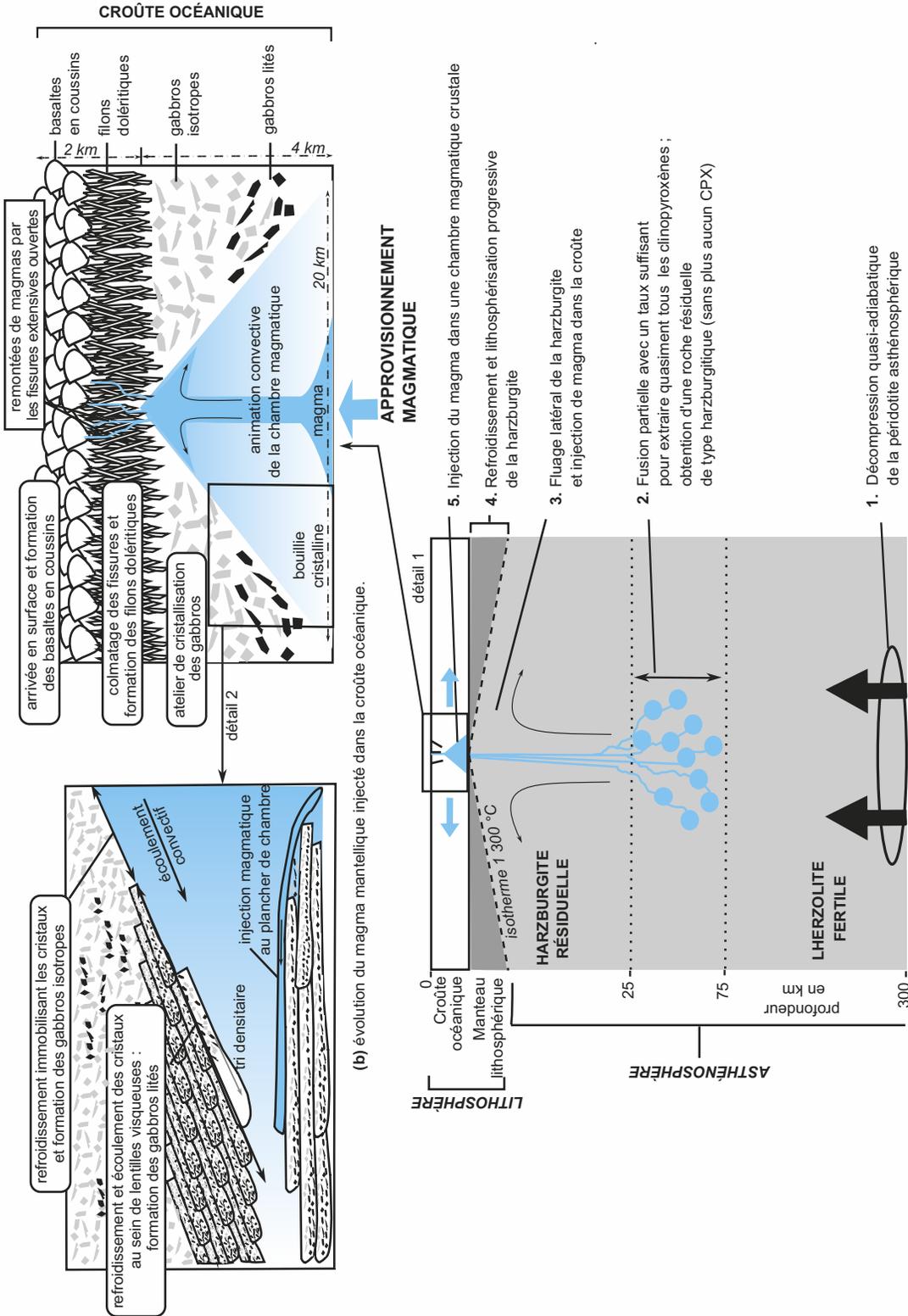


Figure 5.4 Schéma récapitulatif des étapes de l'activité magmatique à l'axe d'une dorsale rapide de type « Pacifique ».

(a) Remontée convective du manteau et fusion partielle à l'aplomb d'une dorsale rapide.
 (b) Evolution crustale du magma injecté en chambre magmatique : à droite, la cristallisation partielle ou totale du magma contenu dans la chambre magmatique est à l'origine des roches magmatiques du plancher océanique tandis qu'à gauche un modèle est proposé pour rendre compte de la formation des gabbros lités.

deur dans cette même chambre. On remarque tout au plus que les basaltes possèdent des olivines magnésiennes (les premières à cristalliser) souvent incluses dans des cristaux plus tardifs et plus ferreux comme les clinopyroxènes, le tout englobé dans une mésostase elle aussi ferreuse (ferro-basalte) : cela constitue un début de différenciation avec cristallisation précoce des minéraux les plus magnésiens et formation d'un liquide résiduel plus ferreux s'accumulant au sommet de la chambre. Lorsqu'il s'en échappe, il emmène avec lui quelques minéraux précoces instables au contact de ce liquide plus différencié : l'ensemble arrive vite en surface et produit les basaltes observés.

Ces considérations amènent à l'idée de chambres magmatiques dans lesquelles la différenciation chimique reste limitée en raison de la fréquence des réalimentations en magma primaire.

Remarque : Bien sûr, il s'agit ici d'un modèle, avec toutes les limites que cela suppose quant à sa capacité à être représentatif du fonctionnement des chambres magmatiques, compte tenu notamment de leur probable diversité le long des dorsales.

e) Variantes en fonction du type de dorsale

Des variantes existent autour du schéma précédent de type océanisation rapide. Retenons le cas de la dorsale Atlantique (océan à accréation lente – [figure 5.5](#)) : la **fusion partielle** y est considérée comme **plus faible** en terme de volume magmatique produit, ce qui est à mettre en parallèle avec une divergence moins rapide. L'idée d'une moindre production magmatique suggère donc un moindre appauvrissement du manteau fertile, hypothèse cohérente avec un **manteau résiduel** qui demeure, là où on le connaît comme dans les ophiolites de type LOT (*Lherzolititic Ophiolitic Type*), **lherzolitique**.

Entre deux phases d'approvisionnement magmatique, la lithosphère reste soumise à une activité extensive qui la découpe, l'amincit et permet éventuellement la dénudation tectonique du manteau lithosphérique par défaut de productivité magmatique suffisante. Ce point est essentiel car une dorsale est avant tout une frontière de plaques ; elle n'est pas toujours le siège d'une activité magmatique et des péridotites peuvent être intégrées de façon plus ou moins importante à la partie supérieure du plancher océanique.

C'est aussi un argument qui montre que le magmatisme n'est pas le moteur des plaques.

L'approvisionnement épisodique de la croûte en magma permet de rendre compte de l'**aspect très discontinu du volcanisme** de surface (à l'origine des basaltes en coussins) ainsi que de la distribution de **masses gabbroïques disjointes** issues du refroidissement *in situ* de ces venues magmatiques. Les poches magmatiques crustales peuvent aussi, lorsqu'elles sont plus volumineuses et qu'elles subissent un refroidissement plus étalé dans le temps, être l'objet de **quelques différenciations chimiques** faisant apparaître des roches un peu plus différenciées de la **série tholéïtique**. Ceci est bien observable en Islande ([tableau 5.1](#)), mais l'interprétation est rendue complexe par la présence en ce lieu d'un point chaud qui se superpose à la signature typique de dorsale.

Ceci a aussi été mis en évidence dans des ophiolites rapportées à ce type d'océanisation avec des roches plutoniques différenciées pouvant aller jusqu'à des plagiogranites (granites particulièrement riches en feldspaths plagioclase et sans orthose) ; cependant, aucune coupe naturelle du plancher atlantique n'a permis de vérifier ce point.

Pour résumer cette partie, les principales caractéristiques de ce magmatisme de divergence sont rassemblées dans le [tableau 5.2](#).

Conclusion

Le magmatisme des dorsales est essentiel dans la géodynamique terrestre. Il participe aux côtés de la subduction au recyclage permanent de la lithosphère océanique. Ce flux de matière est aussi une formidable machine à dissiper de l'énergie.

Sous l'angle historique, ce magmatisme caractéristique est ce qui permet, quand on en retrouve des traces échouées sur les continents sous forme d'ophiolites, d'imaginer quelques éléments de la géodynamique passée du globe terrestre.

Voir « ophiolites alpines », chapitre 12 et conclusion du TP4

Voir chapitre 12, dans le cadre de l'interprétation des ophiolites alpines

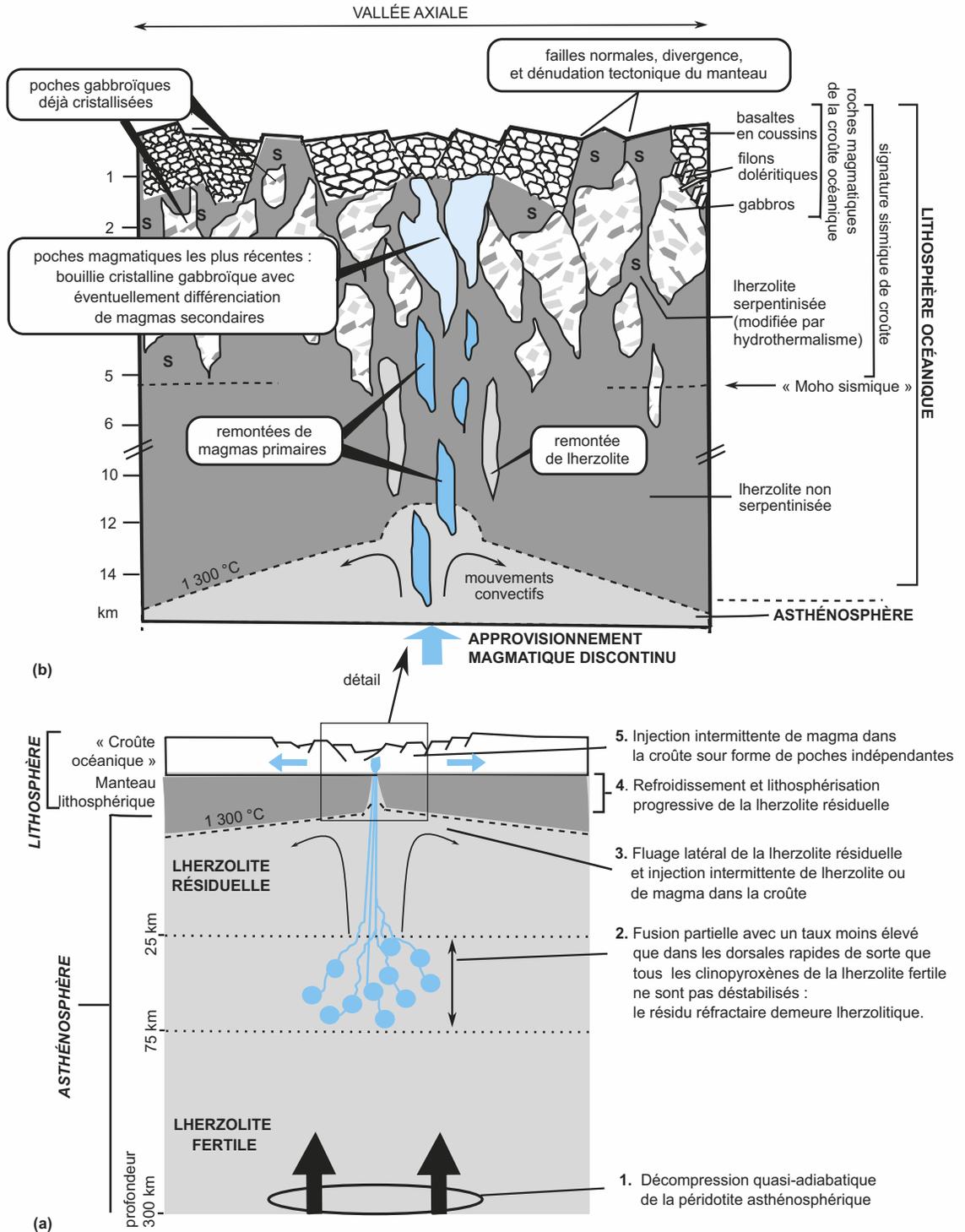


Figure 5.5 Schéma synthétique de l'activité magmatique à l'axe d'une dorsale lente de type « Atlantique ».

(a) Remontée convective du manteau et fusion partielle à l'aplomb d'une dorsale lente.

(b) Injection de corps magmatiques dans la croûte et dénudation tectonique du manteau par le jeu de l'étirement.

TABLEAU 5.2 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DU MAGMATISME DES DORSALES OCÉANIQUES ET COMPARAISON AUX OPHIOLITES.

| Caractéristiques | | Magmatisme des dorsales rapides | Magmatisme des dorsales lentes | | |
|--|-----------------|---|---|--|--|
| Productivité magmatique | | Importante et continue | Faible et discontinue | | |
| Roches crustales | | De façon assez homogène | Quelquefois | Plus souvent | Mais aussi parfois |
| | | Superposition de : basaltes en pillow, filons doléritiques, gabbros, gabbros lités. | | Quelques basaltes épars recouvrant des amas de gabbros plus ou moins disloqués ; peu de filons | Pas de véritable croûte ; tout juste une frange superficielle de péridotite altérée par hydrothermalisme |
| Roches mantelliques de la lithosphère | | harzburgite | Iherzolite | | |
| Minéralogie dominante exprimée dans les roches crustales | | Clinopyroxènes, feldspaths plagioclases, péridots plus rares | | | |
| Géochimie | Isotopes | Rapport élevé pour le néodyme. Rapport faible pour le Strontium | | | |
| | Éléments traces | Pas d'appauvrissement en éléments incompatibles de gros diamètre : MORB-E | Appauvrissement important en éléments incompatibles de gros diamètre : MORB-N | | |
| Fusion partielle | | Décompression adiabatique | | | |
| Analogie ophiolitique | | Ophiolite harzburgitique (HOT) ; exemple = Oman | Ophiolite Iherzolitique (LOT) ; exemple = Alpes | | |

5.1.2 Magmatisme de rifting continental

Les rifts continentaux présentent fréquemment une signature magmatique. Deux positionnements sont envisageables pour le magmatisme au cours du rifting (figure 5.6) :

- le magmatisme peut être exprimé précocement au cours du rifting ; c'est le cas du schéma « **rifting actif** ». Une remontée mantellique crée un dôme lithosphérique dans lequel s'installe une activité magmatique. C'est ce que l'on peut observer actuellement au Nord du Rift est-africain ;
- il peut être plus tardif dans le cadre d'un « **rifting passif** » : l'extension amincit alors la lithosphère provoquant la remontée asthénosphérique au cours de laquelle le magmatisme prend place. C'est le schéma que l'on peut envisager dans le cas du Rift ouest-européen au début du Tertiaire.

Les roches magmatiques, et notamment les basaltes, présentent une forte hétérogénéité :

- il s'agit en général de **basaltes alcalins** témoignant d'un faible taux de fusion (inférieur à 5 %) donc d'une fusion asthénosphérique profonde (– 50 à – 70 km), ce qui rend compte de leur faible teneur en SiO₂ (SiO₂ < 48 %) et de leur teneur élevée en alcalins (Na₂O + K₂O) proche de 3 à 4 % (tableau 5.1).

Voir chapitre 3, figure 3.20, § 3.2.3a

Voir TP12 § 12.2.5

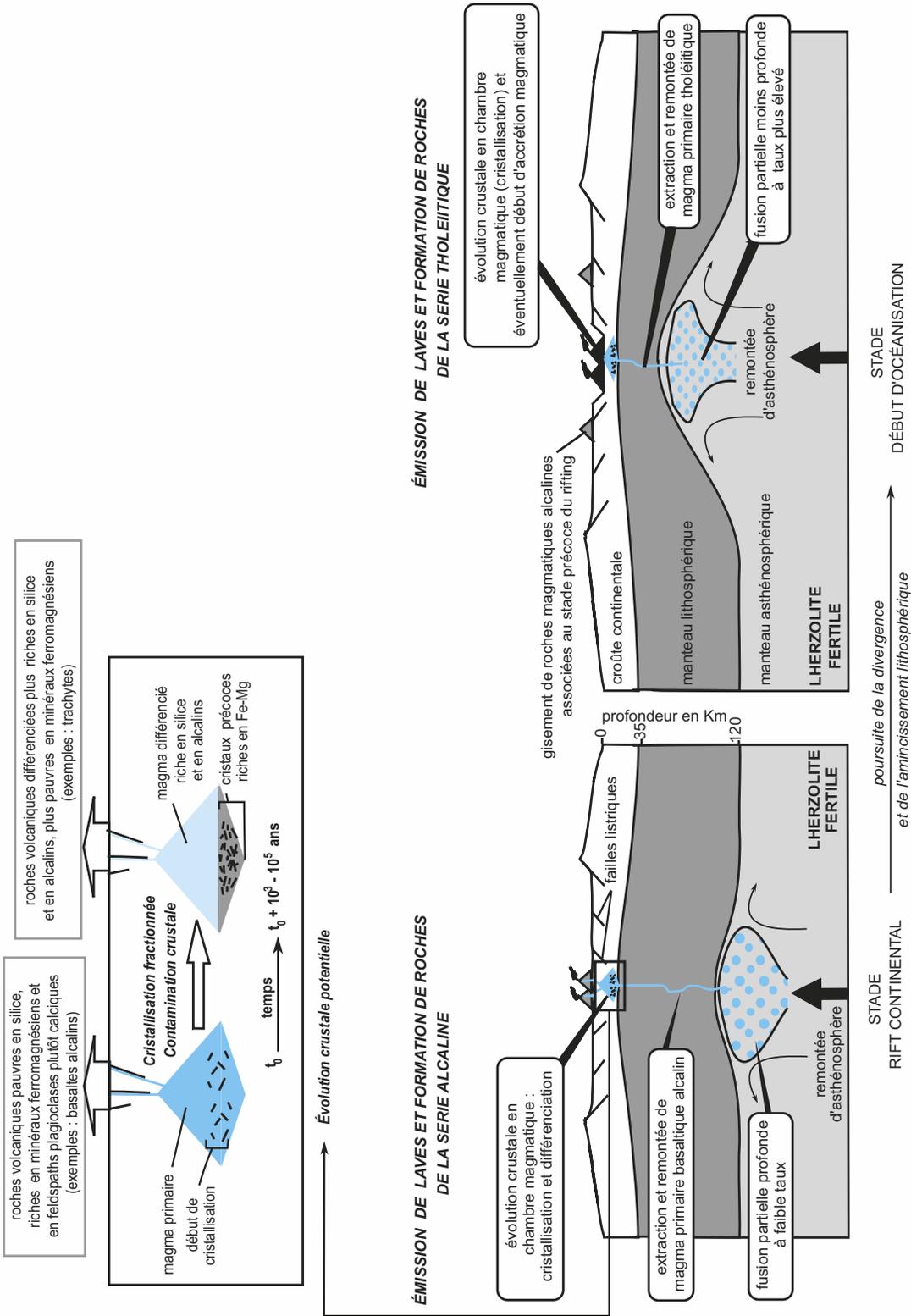


Figure 5.6 Schéma récapitulatif des étapes de l'activité magmatique durant le rifting. Le schéma ci-dessus s'appuie sur une situation de rifting actif.

Voir « spilites alpines », chapitre 12, § 12.3.2b

Remarque : On parle également de spilites pour évoquer certains basaltes alcalins associés au contexte de rifting et souvent enrichis en sodium (albitisation des plagioclases) suite peut-être à des échanges avec l'eau de mer au cours de leur mise en place. Ces roches peuvent ainsi servir de marqueurs de divergence continentale lorsqu'on les rencontre dans d'autres contextes comme par exemple dans des chaînes de montagnes.

- mais ce sont parfois des **basaltes tholéïtiques** témoignant de fusion moins profonde avec des taux plus élevés ; ce dernier cas s'observe lors d'une évolution vers un **stade d'océanisation**.

À côté de ces basaltes, les roches plus riches en silice et en alcalins comme des trachytes (tableau 5.1, groupe « Rift est-africain ») ne sont pas rares. Les différents magmas primaires dont les basaltes sont issus sont capables de donner naissance, par évolution dans des chambres magmatiques crustales (dont l'existence est géophysiquement établie), à des processus de différenciation plus ou moins poussés par le biais de la cristallisation fractionnée. C'est aussi au cours de tels séjours crustaux que ces magmas peuvent subir une contamination par l'encaissant ce qui augmente leur potentiel de différenciation géochimique et minéralogique.

En synthèse, les séries associées à ce contexte sont donc la **série alcaline** et, dans une moindre mesure, la **série tholéïtique** à un stade plus avancé mais le contexte crustal continental tend à ajouter aux possibles différenciations par cristallisation fractionnée un potentiel de contamination assez étendu (cas des Monts Dore et du volcan cantalien vraisemblablement).

5.2 MAGMATISME ASSOCIÉ À LA CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE

Nous aborderons tout d'abord le magmatisme associé à la subduction en ne considérant que les grandes lignes caractérisant la subduction d'une marge continentale active, puis nous envisagerons le magmatisme associé à la collision lors de la formation des chaînes de montagnes.

5.2.1 Magmatisme associé à la subduction

a) Roches volcaniques et roches plutoniques

Voir chapitre 3, § 3.2.3c

Dans le cas général d'une subduction de marge continentale, par exemple de type andin, les roches magmatiques les plus emblématiques présentes à la surface sont **des andésites, des rhyolites** accompagnées de roches aux caractéristiques intermédiaires, les dacites.

Le volcanisme des zones de subduction est parmi les plus expressifs, souvent fortement explosif avec des projections induites par la forte teneur en gaz du magma.

À d'autres endroits (Cordillère occidentale dans les Andes), des roches plutoniques peuvent déjà avoir été portées à l'affleurement, caractérisant aussi ce contexte géodynamique lorsqu'il est établi depuis une longue durée ; ce sont notamment des **granodiorites**.

D'un point de vue minéralogique, l'**andésite** qui est un peu la roche emblématique de ce contexte montre la présence de **pyroxènes** (orthopyroxènes surtout + clinopyroxènes), de **plagioclases** plus ou moins zonés présentant une composition équilibrée entre pôle sodique et pôle calcique (plagioclase de type andésine à indice d'anorthite An₃₀₋₅₀), d'**amphiboles** et de **biotite**.

Les **rhyolites** ont une composition dans laquelle le **quartz** est exprimé à côté de feldspaths plutôt alcalins (des **plagioclases** sodiques, du feldspath potassique) ; **amphiboles** et **micas** constituent à leur côté les seuls représentants du pôle ferromagnésien.

L'analyse chimique de ces roches volcaniques révèle une chimie suffisamment riche en SiO₂ et en alcalins pour permettre les apparitions au moins théoriques du quartz et des feldspaths sodiques et potassiques dans le cadre de processus de cristallisation fractionnée, même quand ceux-ci ne sont pas exprimés (on recrée par le calcul une séquence de cristallisation fractionnée théorique qui suggère que, si la cristallisation avait été totale dans le cas par exemple des dacites, du quartz aurait pu se former). Ces données sont corroborées par l'étude de granodiorites plus anciennes qui présentent elles aussi les mêmes caractéristiques.

b) Origine des magmas

Il ressort de la description minéralogique des roches deux grandes idées :

- la présence de minéraux hydroxylés tels les amphiboles et les micas indique la richesse en eau du magma ;
- l'abondance des minéraux ferromagnésiens (biotite, amphiboles, pyroxènes) signe quant à elle l'origine mantellique du magma.

Ces interprétations sont confortées par d'autres arguments comme des signatures en éléments traces ou en certains isotopes [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$] des basaltes calco-alcalins qui les rapprochent de la chimie des MORB ; ceci amène à penser que les magmas ayant produit ces roches partagent avec les MORB une source commune, **le sommet de l'asthénosphère** voire ici **la base mantellique de la lithosphère chevauchante**. L'implication de l'eau dans leur fusion expliquerait au moins en partie leur teneur relativement importante en éléments les plus mobiles et les plus incompatibles (figure 5.7).

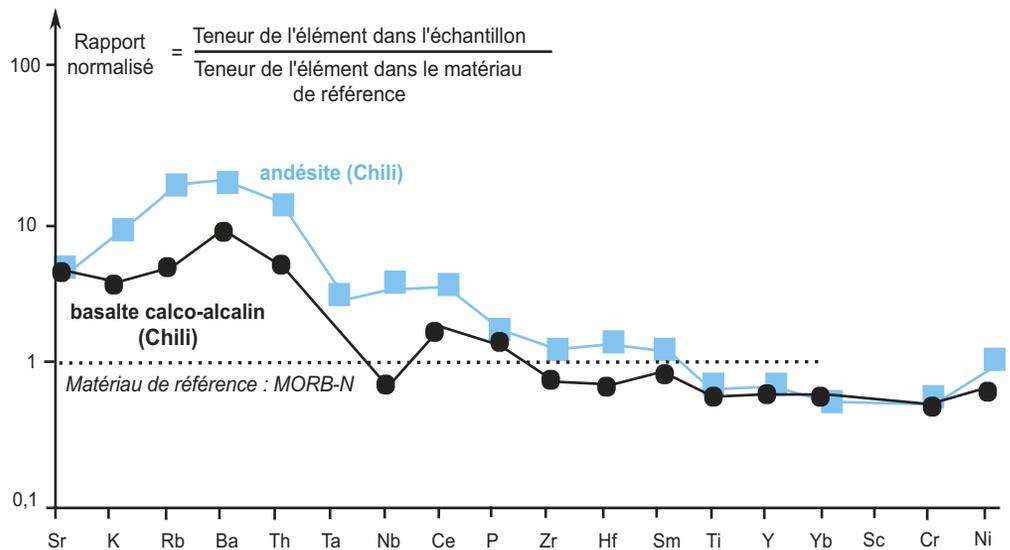


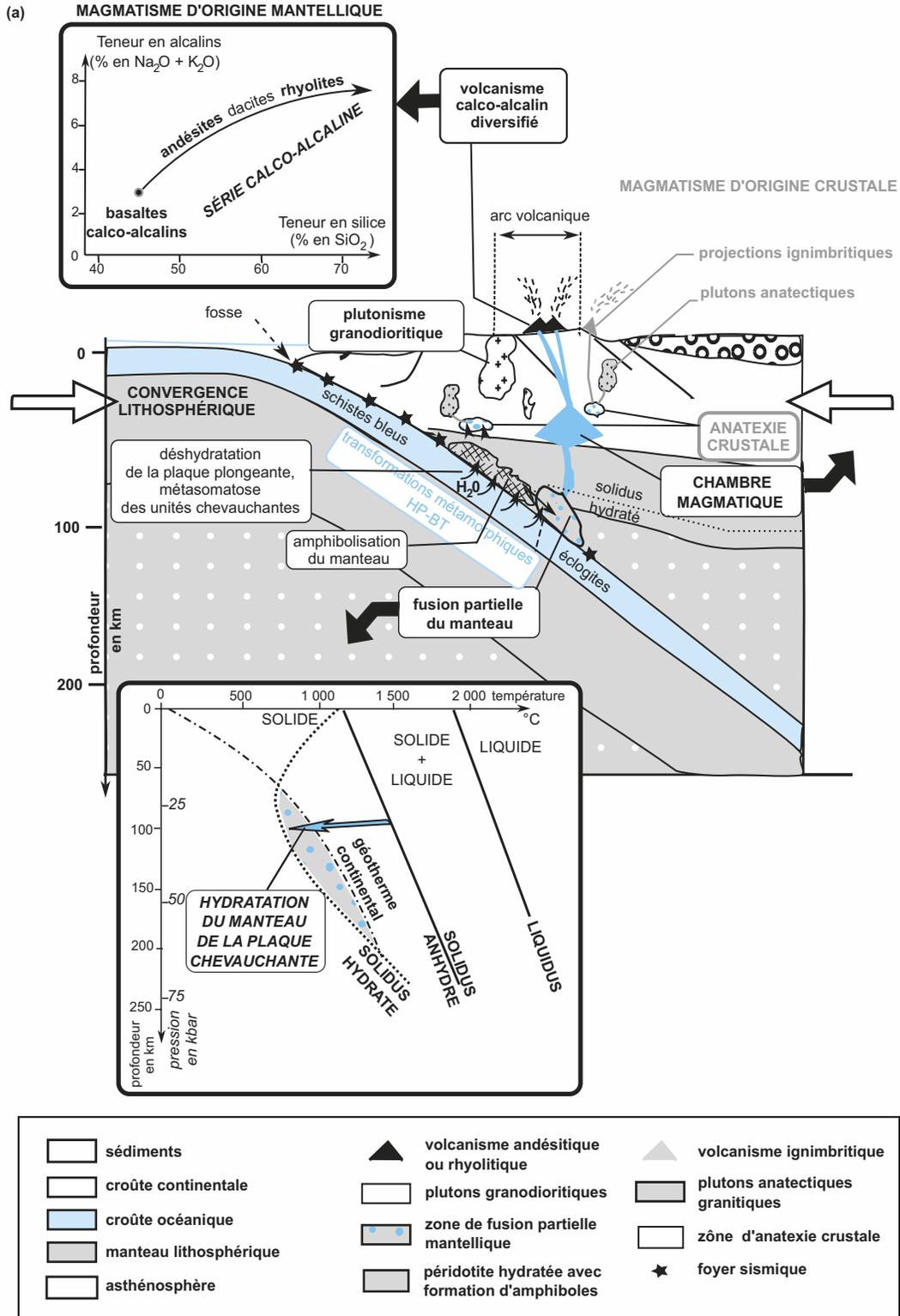
Figure 5.7 Diagramme d'abondance normalisé en éléments traces des magmas des zones de subduction.

Les éléments les moins mobiles et les moins incompatibles (à droite du diagramme), avec des valeurs de normalisation proches de 1, indiquent un manteau source de même qualité chimique que celui qui fournit les MORB. Les valeurs de normalisation plus élevées pour les éléments les plus mobiles et les plus incompatibles, de 10 à 100, peuvent être expliquées au moins en partie par l'implication de fluides dans le processus de fusion partielle, ce qui augmente l'effet de tri géochimique pour ces éléments, et par la différenciation magmatique en sus pour les andésites.

c) Fusion intégrée à la subduction

Un processus de fusion intégré au contexte géodynamique peut être proposé (figure 5.8) :

- la **croûte océanique plongeante** subit, à partir de certaines pressions surtout (au-delà de 10-15 kbar soit 30-50 km), une **déshydratation** ; des fluides (eau surtout) s'en échappent et **hydratent le coin de manteau chevauchant** ;
- ce coin de manteau serait lui-même entraîné localement en profondeur par la lithosphère plongeante ; cette péridotite peu à peu hydratée sans pour autant se réchauffer énormément entame sa **fusion partielle** dès que son hydratation est suffisante et ce malgré la hausse de la pression.



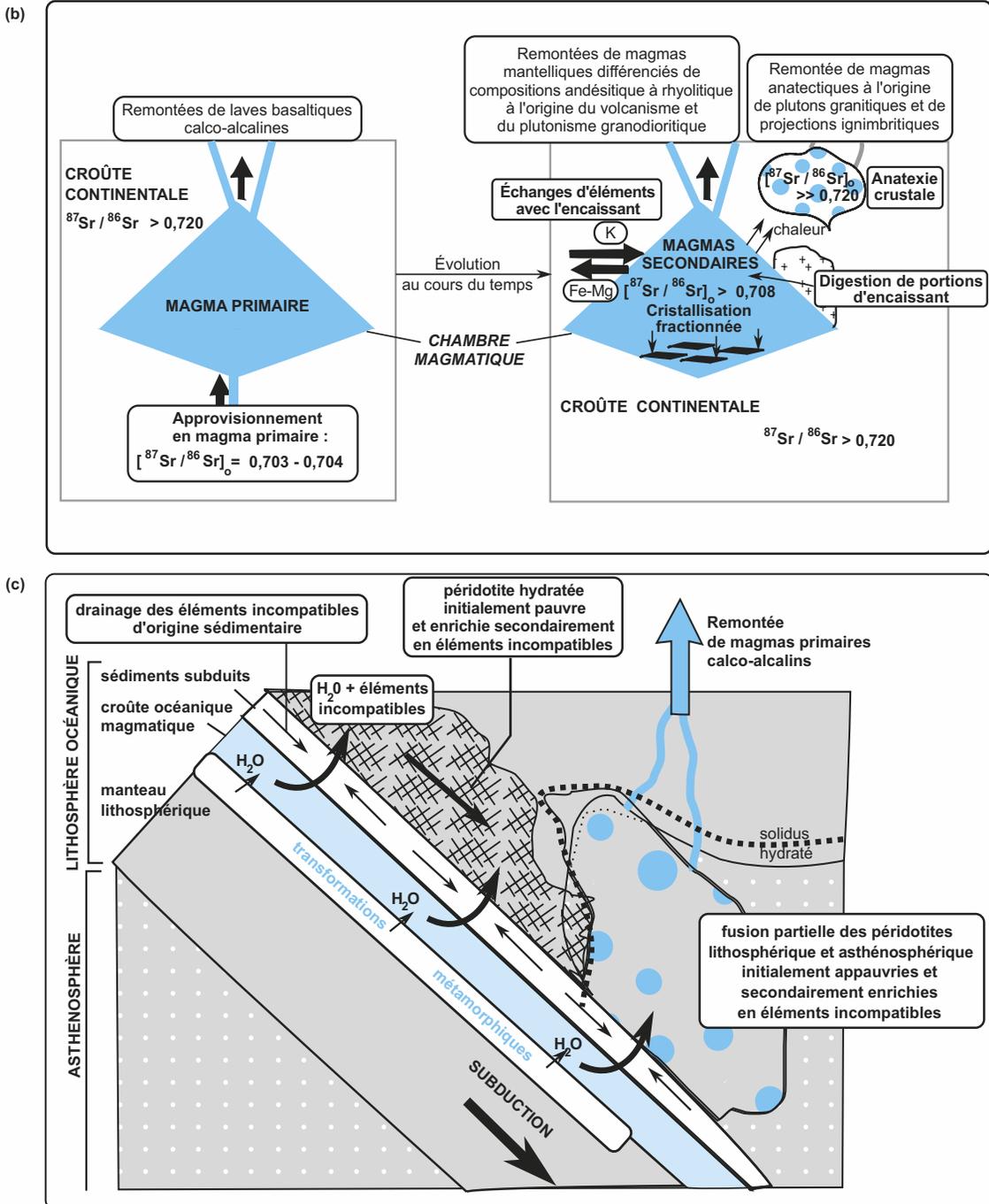


Figure 5.8 Magmatisme et subduction.

(a) Schéma récapitulatif des étapes de l'activité magmatique associée à la subduction sous une marge continentale active.

(b) Différents scénarios d'évolution crustale des magmas primaires calco-alcalins : les rapports isotopiques des magmas ont été assimilés aux rapports isotopiques initiaux des roches échantillonnées en surface.

(c) Transfert de fluides depuis la croûte subduite et métasomatose du manteau sus-jacent.

Cette fusion contrôlée par hydratation semble se réaliser pour l'essentiel entre 100 et 150 km de profondeur : en effet, la distance qui sépare généralement les édifices volcaniques de la fosse les place approximativement à une centaine de kilomètres au-dessus du panneau plongeant, quelles que soient les variations d'inclinaison moyenne que ceux-ci présentent d'une subduction à l'autre.

Le fait que les laves donc leurs magmas soient riches en éléments incompatibles peut s'expliquer par :

- un modèle de **métasomatose** entre les unités océaniques subduites notamment leurs sédiments et le manteau sus-jacent ; les fluides hydratent et alcalinisent le manteau : des amphiboles s'y forment ;
- le fait que les amphiboles préalablement formées et dont la chimie intègre du calcium et des éléments alcalins, participent au cours de leur entraînement en profondeur à la production des magmas.

Remarque : Dans certains secteurs en subduction, il se peut que la plaque chevauchante ne soit pas l'objet de manifestations volcaniques ; tel est le cas de certaines régions andines comme le domaine péruvien central ou nord-chilien. Dans ces secteurs, le panneau plongeant très peu incliné semble repousser devant lui le coin de manteau qui s'intercale d'ordinaire entre cette portion plongeante et la croûte chevauchante : l'absence du manteau ne permet plus alors sa fusion partielle et la livraison à la croûte de magmas primaires calco-alcalins.

d) Différenciation magmatique et formation de magmas secondaires

Les roches volcaniques recueillies dans les zones de subduction typiques montrent une relative diversité minéralogique et chimique (tableau 5.1, groupe « chaîne des Hautes Cascades »). Mais, replacées dans certains diagrammes, elles témoignent d'un « air de famille » probable et d'une filiation possible si l'on prend en compte les quelques données expérimentales concernant la différenciation des magmas. Ces modalités de différenciation sont présentées sur la figure 5.9.

Voir chapitre 4, figures 4.14 et 4.15a et § 4.3

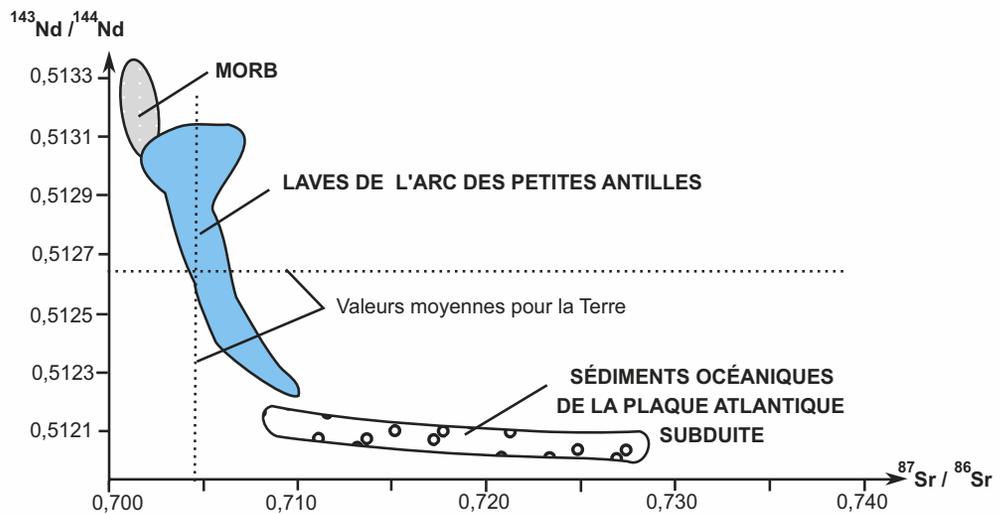


Figure 5.9 Compositions isotopiques Nd - Sr des laves de l'arc insulaire des Petites Antilles, des MORB, et des sédiments détritiques océaniques.

La signature isotopique des MORB illustre celle de l'asthénosphère, les sédiments exprimant pour leur part celle des matériaux crustaux continentaux.

Leurs minéraux cristallisent de façon échelonnée à différentes températures ; la cristallisation précoce de certains d'entre eux, les pyroxènes et les amphiboles surtout, permet, s'ils sont rapidement séparés de la phase liquide résiduelle de façon à ne pouvoir réagir avec elle, de provoquer une différenciation chimique de celle-ci caractérisée par :

- **une élévation de la teneur en alcalins**, les premiers minéraux étant surtout ferromagnésiens ;
- **une élévation de la teneur en silice**, les minéraux ferro-magnésiens étant ceux qui immobilisent précocement le moins de silice.

L'étude des éléments traces et des rapports isotopiques des roches de ces secteurs apporte des informations complémentaires :

- les roches volcaniques de type andésites émises dans les subductions de type marge continentale ont souvent, pour le strontium, des rapports isotopiques initiaux $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ proches de 0,707 – 0,708 : cela peut témoigner d'apports chimiques en alcalins de la croûte continentale (dont le rapport $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]$ est supérieur à 0,710) à un magma d'origine péridotitique (le rapport des MORB est proche de 0,704) et cela suggère un enrichissement conjugué en silice, abondante dans ce type de croûte ;
- au contraire, les roches volcaniques des subductions installées sous peu de croûte continentale chevauchante ou sous croûte océanique uniquement (arcs volcaniques des subductions océan - océan) sont essentiellement des basaltes calco-alcalins et il y a souvent moins de laves différenciées. Leurs rapports isotopiques s'apparentent davantage à ceux des MORB.

Cependant, dans le cas de l'arc volcanique des Petites Antilles ([encart 5.4](#)), les études menées sur les isotopes du Sr et du Nd plaident en faveur d'une possible contribution des sédiments subduits à la chimie du magma par le biais de métasomatoses ; il en est de même dans d'autres secteurs pour lesquels les données relatives au béryllium ([encart 5.4](#)) attestent probablement des mêmes mécanismes.

ENCART 5.4

Hydratation et métasomatose des péridotites dans les zones de subduction



Les roches volcaniques affleurant dans l'arc insulaire des Petites Antilles présentent des rapports isotopiques en Nd et Sr ([figure 5.9](#)) intermédiaires par rapport à ceux des basaltes des dorsales et des sédiments océaniques reposant sur le plancher atlantique ou accumulés au front de l'arc insulaire dans le prisme affleurant à la Barbade.

Ces données semblent favorables à un schéma dans lequel les sédiments subduits peuvent influencer chimiquement les magmas primaires produits soit en participant eux-mêmes à la fusion, soit en cédant certains éléments (incompatibles) aux fluides qui les traversent avant d'hydrater la péridotite et de provoquer sa fusion partielle ([figure 5.8c](#)).

Cette hypothèse de contribution des sédiments subduits à une métasomatose de la zone de fusion partielle est aussi corroborée par la présence d'autres marqueurs chimiques propres aux sédiments océaniques dans certaines laves et roches volcaniques des Andes ou de l'archipel des Aléoutiennes. Tel est le cas du béryllium (Be) formé dans la haute atmosphère, et capable de s'incorporer facilement aux sédiments argileux océaniques ; sa présence dans les laves de ces zones de subduction souligne là encore la contribution probable des sédiments subduits à la métasomatose de la péridotite et aux caractéristiques géochimiques des magmas primaires.

Voir chapitre 4,
§ 4.3.3

Ainsi il existe en amont des causes permettant d'envisager une certaine **variabilité** dans les mécanismes conduisant à la **production des magmas primaires**. Il convient ensuite d'ajouter à cette première variabilité les mécanismes classiques de la **cristallisation fractionnée**, et surtout la possibilité pour les magmas évoluant dans une croûte continentale d'y interagir avec

leur encaissant solide, voire avec d'autres magmas ; dans le premier cas, on parle plutôt de **contamination** et dans le second cas d'**hybridation** magmatique. D'autres données encore, que nous n'aborderons pas ici, tendent à montrer que des échanges peuvent s'établir également entre le magma et un encaissant crustal continental comme le passage de Fe, Mg vers l'encaissant et le passage de K de l'encaissant vers le magma.

Au final, nous retiendrons que la **diversité des processus de différenciation** susceptibles d'exister dans ce type de contexte peut rendre compte de la **diversité pétrographique** observée à l'affleurement sans qu'il soit nécessaire d'imaginer la formation de multiples magmas primaires.

e) À côté des magmas d'origine mantellique, des magmas d'anatexie crustale

Le magmatisme d'origine mantellique peut aussi avoir une autre conséquence sur la croûte continentale traversée : son **anatexie**. Le terme d'anatexie est réservé à la fusion partielle des matériaux de la croûte continentale. Ce phénomène n'est appréciable qu'en cas d'injection de gros volumes de magmas mantelliques susceptibles d'apporter assez de chaleur pour faire fondre des volumes conséquents de croûte continentale. En effet, au surcroît de chaleur lié à la température initiale de ces magmas mantelliques (de l'ordre de 1 000 °C environ) et à leur refroidissement dans un encaissant crustal moins chaud (température inférieure à 600 °C au départ), s'ajoute la chaleur de la cristallisation (processus exothermique) des magmas calco-alcalins. Comme la température de fusion du matériel crustal est de l'ordre de 700-750 °C, celui-ci fond partiellement et donne naissance à des magmas granitiques (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) voisin ou supérieur à 0,710 dans ce cas ; qui demeurent en profondeur lorsqu'ils sont trop peu hydratés, ou peuvent migrer en surface lorsqu'ils sont plus riches en eau ; ils y produisent alors des nappes ignimbritiques.

Remarques

- Les ignimbrites correspondent à des dépôts de particules (fragments de roches pulvérisées, débris de verre rhyolitique) émises à l'occasion d'un volcanisme particulièrement explosif et qui, après leur dépôt à chaud (température supérieure à 500 °C), peuvent sous l'effet de leur compaction et de l'expulsion des gaz se souder. Alors que la plupart des produits des explosions volcaniques disparaissent plutôt rapidement par érosion, les nappes ignimbritiques peuvent y résister remarquablement et jouer alors un rôle de marqueurs paléovolcaniques quand les autres formations ont disparu.
- La [figure 5.8](#) résume les principales caractéristiques magmatiques des zones de subduction. Bien sûr, un simple schéma ne saurait rendre compte de la diversité des associations magmatiques observées à l'échelle globale pour ce genre de contexte. D'autres roches magmatiques que celles évoquées ici sont également associées à la subduction, impliquant des processus complémentaires concernant les mécanismes de la fusion et les modalités de la différenciation. Cette vision plus exhaustive n'est pas abordée dans le cadre de ce chapitre. C'est aussi pour cette raison que nous avons parlé précédemment des séries calco-alcalines plutôt que de la série calco-alcaline.

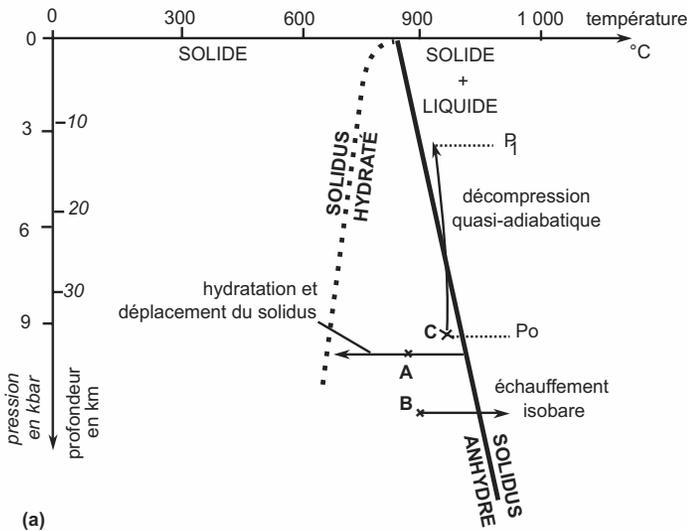
5.2.2 Magmatisme d'anatexie crustale associé aux collisions

Les **leucogranites** fréquemment échantillonnés dans les chaînes de collision se distinguent des autres granites par leur teneur importante en **muscovite** et donc en **alumine**.

Ce caractère associé à leur rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ élevé permet de proposer une **origine anatectique** à ces roches, c'est-à-dire une production de magma par **fusion partielle de la croûte continentale** ([figure 5.10](#)).

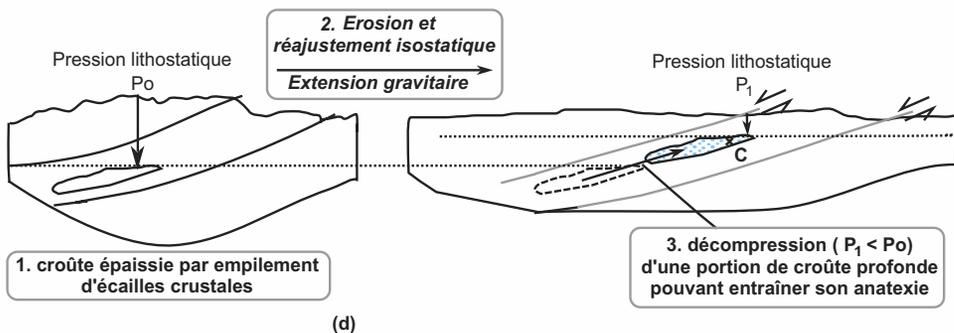
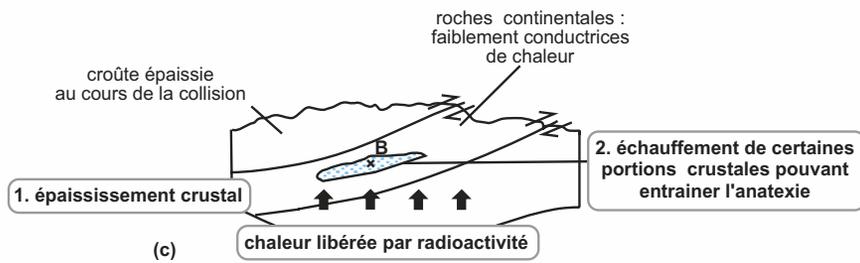
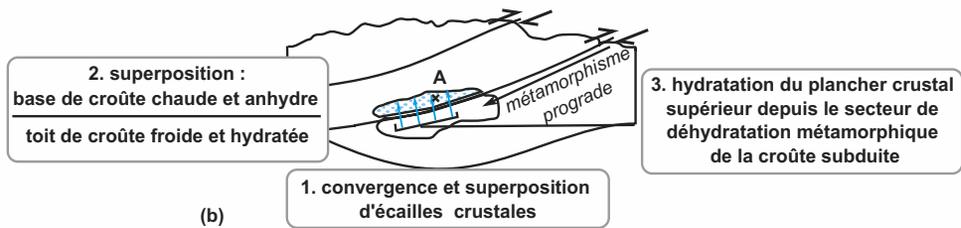
Remarque : Comme dans le cas des péridotites, la fusion partielle des roches crustales fournit tout d'abord un liquide eutectique de composition granitique, équilibré en quartz, en albite et en orthose ; ceci explique que, à l'image des basaltes, les granites d'anatexie demeurent d'une constitution relativement homogène.

Figure 5.10 Anatexis et évolution des chaînes de collision.



En (a), les conditions (P,T) d'anatexis crustale sont schématisées. L'anatexis peut intervenir à différents moments consécutifs à l'empilement des unités crustales en convergence ; en (b), anatexis précoce liée à la déshydratation de la croûte métamorphisée et à l'humidification de la base chaude et préalablement anhydre de l'écaille crustale sus-jacente ; en (c), anatexis liée au réchauffement des roches du fait de leur fort potentiel de libération de chaleur par radioactivité et de leur faible diffusivité thermique ; en (d) anatexis liée à la remontée quasi adiabatique des unités profondes du fait de l'érosion ou de la phase de relaxation tardive (effondrement gravitaire extensif) de l'édifice.

Dans chaque cas, les chemins pression-température ont été figurés sur le diagramme (a) pour rendre compte des conditions permettant l'anatexis.



Voir « Métamorphisme MP-MT », chapitre 11 §11.3.3

L'anatexie crustale peut intervenir à divers moments de l'évolution d'une chaîne de collision (figure 5.10). Tout d'abord des processus anatectiques sont liés à l'épaississement crustal ; deux schémas peuvent être envisagés :

- la superposition d'écaillés crustales par sous-charriage place des semelles crustales froides et hydratées au contact de parties supérieures chaudes et anhydres ; le réchauffement graduel des premières lors du métamorphisme conduit à leur déshydratation et l'eau libérée humidifie alors la semelle chaude de l'unité sus-jacente, permettant son **anatexie en abaissant son solidus** (figure 5.10b) ;
- l'épaississement crustal conduit aussi à l'augmentation locale de la production de chaleur, la croûte continentale constituant le réservoir le plus concentré en isotopes radioactifs ; en raison de la mauvaise conductivité thermique des roches, cette chaleur est mal évacuée et provoque localement une **élévation de température capable d'engendrer l'anatexie** (figure 5.10c).

L'anatexie peut également intervenir plus tardivement lors de la relaxation de la chaîne : au cours de l'effondrement en surface de l'édifice, les unités profondes chaudes sont soumises à une remontée et donc à une **décompression facilitant leur fusion partielle**, la décroissance thermique étant relativement lente au regard de la baisse de pression (figure 5.10d).

Conclusion

Il existe donc un magmatisme caractéristique de chaque type de frontière de plaques : il se manifeste soit sous forme de séries lorsque les magmas primaires sont extraits du manteau et subissent en profondeur une différenciation (série tholéiitique des dorsales, série alcaline des rifts, série calco-alcaline des subductions), soit sous forme de magmatisme granitique dans le cadre de la collision.

Cependant, le magmatisme est aussi présent en dehors des limites de plaques, c'est l'objet du paragraphe suivant consacré aux points chauds.

5.3 MAGMATISME INTRAPLAQUE DES POINTS CHAUDS

Voir chapitre 4, figure 4.2

Voir chapitre 3, figure 3.18

Diversément distribués à la surface de la lithosphère, les points chauds correspondent le plus souvent à **des lieux de productivité magmatique non installés en limite de plaques** ; l'Islande fait cependant exception en combinant la situation particulière de dorsale émergée et de point chaud.

Nous avons déjà évoqué ces sites particuliers qui expriment en surface quelques traits liés à la dynamique profonde du manteau.

5.3.1 Roches magmatiques variées à l'affleurement

Les roches les plus fréquemment observées y sont **des basaltes** ; cependant il est relativement fréquent d'observer plusieurs types de basaltes dans un même contexte de point chaud avec :

- des **basaltes alcalins**, présentant des clinopyroxènes mieux exprimés que dans les MORB, notamment l'augite, et des plagioclases ;
- des **basaltes tholéiitiques**, minéralogiquement assez voisins de ceux des dorsales si ce n'est souvent leur plus grande proportion de phénocristaux.

Géochimiquement, ces OIB (*Ocean Island Basalts*) présentent en général une signature en éléments traces proche de celle des MORB-E soit un enrichissement en éléments traces fortement incompatibles (figure 5.2).

Remarque : Leur caractère « enrichi » est dû à la conjonction de deux facteurs : tout d'abord le caractère « non appauvri » des péridotites dont les liquides qui les ont produits sont extraits, en second lieu le faible taux de fusion partielle subie par ces mêmes péridotites.

Il existe aussi des roches magmatiques témoignant de probables processus de différenciation. À la Réunion, par exemple au niveau du Piton des Neiges, des termes basaltiques sont

Voir chapitre 4,
§ 4.3.2,
figures 4.12 et 4.13

surmontés à certains endroits de niveaux trachytiques qui leur sont donc postérieurs ; une différenciation magmatique peut donc être proposée pour interpréter cette association en termes de série magmatique, ici alcaline. Ceci peut aussi être illustré par la diversité chimique des roches volcaniques présentes dans un même appareil volcanique (tableau 5.1, groupe « Taiohae »).

5.3.2 Source mantellique très profonde probable

Diverses données contraignent le modèle de fusion partielle du manteau. Ce sont tout d'abord les laves essentiellement basaltiques qui attestent de l'origine mantellique. C'est ensuite leur teneur en alcalins relativement élevée qui, d'après les expériences de fusion partielle au laboratoire, impose d'envisager la production mantellique de tels magmas sous des pressions de 1 500 à 3 000 MPa, c'est-à-dire à des profondeurs entre 50 et 100 kilomètres, et surtout entre 75 et 100 kilomètres. Il s'agit donc de fusions bien plus profondes que celles envisagées pour les MORB et ce par le seul fait que la lithosphère qui bloque l'ascendance mantellique est ici beaucoup plus épaisse qu'à l'axe d'une dorsale.

Les mesures des rapports isotopiques concernant le strontium et le néodyme (encart 5.1 et figure 5.1) montrent une hétérogénéité sans commune mesure avec celle des magmas de type MORB extraits du sommet de l'asthénosphère. Ceci plaide pour une participation probable des couches plus profondes du manteau, base du manteau supérieur et manteau inférieur, comme le suggèrent par ailleurs les données de tomographie sismique. C'est un argument fort pour considérer le manteau comme une structure hétérogène de type « marbré » (encart 5.1).

5.3.3 Modèle géodynamique aux composantes locales fortes

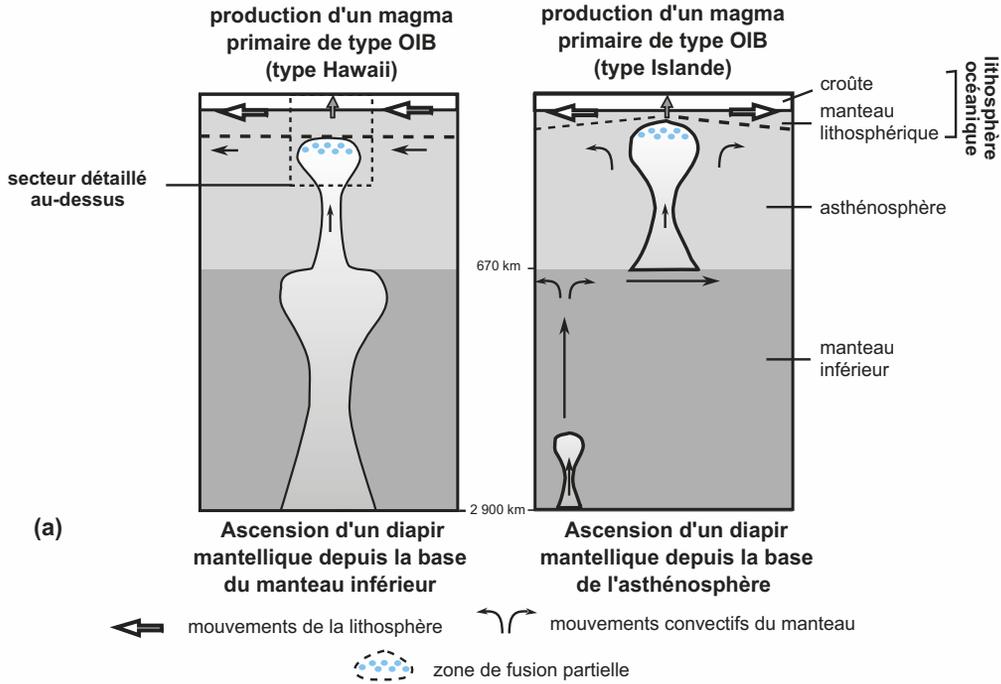
À la source d'un point chaud, on peut envisager un panache mantellique actif déclenché par une instabilité gravitaire (contraste de densité lié à un échauffement plus ou moins étendu) au niveau d'une zone de transition (frontière manteau inférieur – noyau ou frontière manteau inférieur – manteau supérieur). Celui-ci remonte à l'état solide soit dans l'asthénosphère seule, soit dans l'ensemble du manteau convectif depuis la couche D'' (figure 5.11a). Les données de tomographie sismique à l'aplomb des secteurs concernés permettent de contraindre localement tel ou tel modèle.

- Dans le cas du secteur central de l'océan Pacifique, ces données de tomographie sismique permettent d'envisager l'existence d'un vaste panache montant depuis la couche D'' et susceptible de se ramifier en de multiples colonnes ascendantes voire d'en créer de nouvelles lors de la traversée de la frontière manteau inférieur - asthénosphère.
- Dans d'autres cas, comme en Islande, la tomographie sismique révèle un ancrage du panache à la limite manteau inférieur - base de l'asthénosphère (-670 km).

Cependant, au cours de cette remontée, le matériel profond peut toujours interagir avec les niveaux plus superficiels, s'accroître en volume et acquérir une signature géochimique plus particulière.

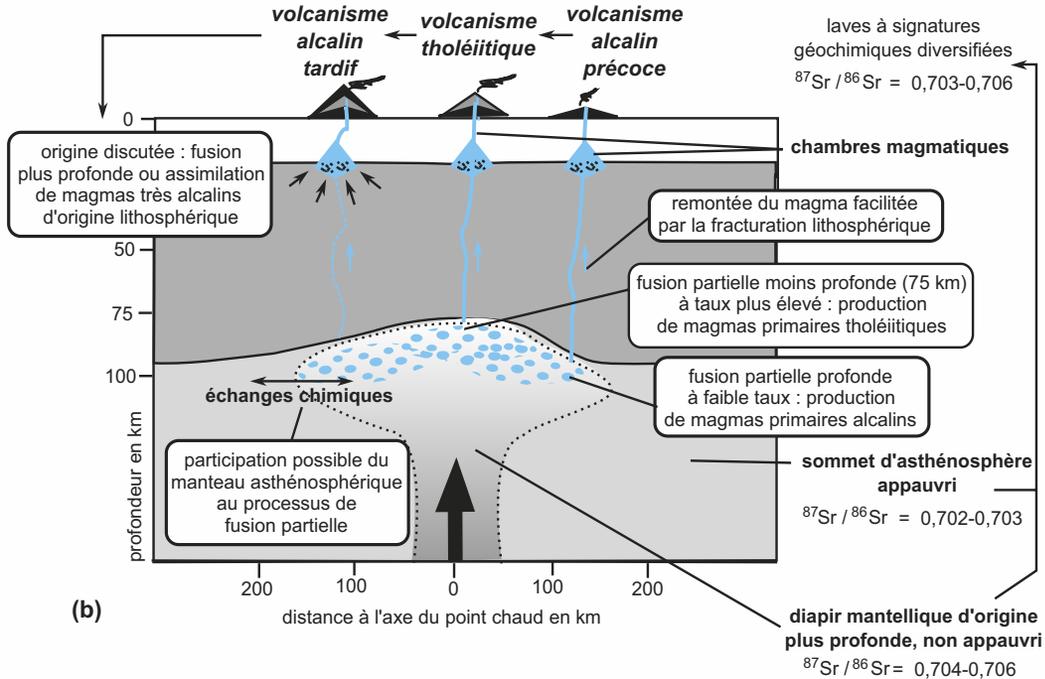
Parvenu à une profondeur estimée à 150 km, le matériel du panache subit une fusion partielle avec un potentiel de production magmatique d'autant plus important qu'il se situe dans l'axe du panache (figure 5.11b). C'est ce qui peut expliquer que les laves d'un édifice volcanique à l'aplomb du panache ont souvent un caractère tholéiitique lié à un taux de fusion élevé alors que les laves de volcans plus périphériques sont plutôt alcalines suite à un plus faible taux de fusion. Cette dualité tient également à la vigueur du panache : un panache peu actif ne peut pénétrer profondément la base de la lithosphère d'où un faible taux de fusion ; un panache très actif est en revanche capable de réchauffer notablement la base de la lithosphère donc d'en réduire l'épaisseur (relèvement de l'isotherme 1 300 °C) ce qui l'amène à fondre plus près de la surface soit avec un taux plus élevé.

Enfin, au cours de leur remontée dans la lithosphère, les magmas peuvent être l'objet de **contamination** (surtout si la croûte est de nature continentale), mais aussi connaître quelques étapes de **différenciation** lors de séjours en chambres magmatiques.



(a)

Évolution du magmatisme au cours du temps et du déplacement de la lithosphère à l'aplomb du point chaud



(b)

Figure 5.11 Schéma récapitulatif des étapes de l'activité magmatique de « point chaud ». (a) Divers types de remontées mantelliques à l'aplomb des points chauds. (b) Fusions partielles au sommet d'un panache mantellique et injection de magmas primaires distincts suivant la position relative de la lithosphère par rapport au point chaud.

RÉVISER

L'essentiel

Le magmatisme est une des formes d'activité du globe terrestre ; il constitue d'ailleurs un des moyens de dissipation de son énergie interne, modeste toutefois. Fondés sur deux étapes de changement d'état, la fusion partielle qui permet la production de magma et le refroidissement avec cristallisation partielle ou totale à l'origine des roches magmatiques, le volcanisme et le plutonisme signent par certaines spécificités les contextes géodynamiques auxquels ils s'intègrent.

Alors que les magmas primaires produits à partir de la fusion partielle du manteau ont tous des compositions basaltiques, ceux-ci disposent déjà de légères spécificités que leur longue évolution, par cristallisation fractionnée, par contamination ou par hybridation dans leur encaissant crustal d'accueil ne font qu'amplifier le long de lignées de différenciation appelées séries magmatiques. Trois grandes séries ont été mises en relief dans le cadre de cette étude :

- la série tholéitique associée majoritairement aux contextes de divergence lithosphérique, telle l'océanisation, débutante ou installée ; elle peut aussi se retrouver dans les secteurs de points chauds ;
- la série calco-alcaline, caractéristique des zones de subduction en marge des continents ou dans les zones d'affrontement océan-océan ;
- la série alcaline, typique du magmatisme « intraplaque » de point chaud et également représentée dans les premiers stades du rifting continental.

À ces trois grandes séries s'ajoute le magmatisme d'anatexie crustale associé aux contextes de collision.

Au final, même si les roches sont parfois ressemblantes (cas des basaltes), la géochimie des éléments traces et des isotopes précise le trait et affine les spécificités de chacune. Ceci est essentiel car la géologie peut alors utiliser ces roches comme de véritables archives de l'histoire de la Terre et de sa géodynamique passée : la géodynamique change, les roches persistent, pouvant ainsi témoigner des anciennes frontières de plaques.

Le magmatisme est enfin un processus qui, au cours des temps géologiques et par le biais des tris géochimiques qu'il opère, contribue à la différenciation chimique et minéralogique des enveloppes terrestres, les croûtes entre elles, les croûtes vis-à-vis du manteau, l'asthénosphère vis-à-vis du manteau inférieur. Cette différenciation fort longue succède à la différenciation initiale et rapide en noyau et manteau primitif du matériel chondritique à l'origine de la Terre.

Mots-clés

- Anatexie
- Andésite
- Basalte alcalin
- Basalte tholéitique
- Contamination
- Cristallisation
- Cristallisation fractionnée
- Différenciation magmatique
- Élément incompatible
- Élément trace
- Fusion partielle
- Harzburgite
- Hybridation
- Gabbro
- Granite
- Granodiorite
- Leucogranite
- Lherzolite
- Métasomatose
- Rhyolite
- Série alcaline
- Série calco-alcaline
- Série magmatique
- Série tholéitique
- Trachyte

Attention

- Retenez bien que l'essentiel des remontées de matériel mantellique s'effectue à l'état solide ; la fusion partielle ne s'opère qu'à partir de moins de 100 km de la surface.
- Retenez également qu'une dorsale en fonctionnement n'est pas toujours le siège de magmatisme.
- Ne confondez pas l'association magmatique qui représente une donnée de terrain (à savoir les roches présentes en un même endroit et présentant une relative unité de temps quant à leur mise en place) et la série, notion interprétative fondée sur l'existence de liens probables de filiation entre les laves et donc d'un magma source commun.
- Toujours dans cet ordre d'idée, l'étude du magmatisme repose avant tout sur l'étude de roches, de laves, de systèmes minéralogiques expérimentaux, et non sur l'énoncé de dogmes concernant d'éventuelles séries dont la nature reste avant tout à établir et ne peut constituer un point de départ naturaliste.
- La correspondance contexte géodynamique - série magmatique ne s'inscrit pas dans l'ordre absolu ; un certain nombre de paramètres locaux peuvent en effet contribuer à donner une signature tout à fait singulière, voire ambiguë, à un contexte géodynamique.
- Les raisonnements concernant les données chimiques, minéralogiques, et pétrographiques supposent avant tout une bonne maîtrise des formules chimiques des minéraux et une bonne connaissance de la minéralogie des roches.

Plan

- 6.1 Un exemple d'altération en domaine continental ; cas d'une roche-mère granitique sous climat tempéré
- 6.2 Altération et érosion en domaine continental : deux processus géologiques à contrôle multifactoriel
- 6.3 Les formations résiduelles : produits de l'altération des roches en domaine continental

Introduction

La surface des continents montre à l'affleurement des roches diversifiées, sédimentaires (exogènes), métamorphiques et magmatiques (endogènes).

La plupart d'entre elles rencontrent, lors de leur mise à l'affleurement, des conditions physico-chimiques (P, T, teneur en eau) différentes de celles qui ont prévalu à leur formation ; **devenues instables, elles s'altèrent**. Les produits de ces transformations peuvent rester sur place et constituer des **formations résiduelles** ; le plus souvent ils sont évacués vers d'autres lieux où ils nourrissent le processus sédimentaire (chapitre 7).

La pétrographie de la croûte continentale a été précisée dans le chapitre 2 (§ 2.3.1) ; les granites sont ainsi les roches les plus représentatives de la partie croûte continentale supérieure. Ceci justifie le premier volet de cette étude, consacré à leur évolution en surface au contact de l'atmosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère :

- Comment un granite évolue-t-il structuralement, minéralogiquement, et chimiquement, lorsqu'il affleure à la surface des continents dans des régions au climat tempéré ?

Cependant toutes les roches affleurant à la surface des continents ne sont pas des granites et les conditions climatiques fluctuent à la surface de la Terre de sorte que nous élargirons le cadre de notre étude par la prise en compte de ces deux variables :

- Comment ces variabilités, pétrographique et climatique, se traduisent-elles en termes d'altération ?

À la surface des continents, les roches peuvent progressivement se recouvrir des produits de leur altération superficielle qui constituent alors des formations résiduelles. Nous les évoquerons dans un troisième volet :

- Quelles sont les principales formations résiduelles produites à partir de roches silicatées ou carbonatées ?
- Quelle est leur importance à la surface du globe ?

6.1 UN EXEMPLE D'ALTÉRATION EN DOMAINE CONTINENTAL ; CAS D'UNE ROCHE-MÈRE GRANITIQUE SOUS CLIMAT TEMPÉRÉ

Un granite est une roche qui se rencontre fréquemment à l'affleurement en milieu continental, dans les massifs anciens comme au cœur des chaînes de montagnes plus récentes.

D'origine endogène (plutonique), ses caractéristiques structurales et minéralogiques ont été acquises à des pressions et à des températures bien supérieures à celles qui règnent à l'affleurement. Il s'y trouve donc dans une situation de **déséquilibre thermodynamique** plus ou moins important et subit alors des transformations, un **rééquilibrage**, qui l'adaptent à ces nouvelles conditions. Le terme de « roche-mère » est souvent utilisé pour nommer la roche saine et la distinguer des différents stades de son altération.

6.1.1 La désagrégation mécanique des roches : une action physique affectant la structure de la roche-mère

Si le granite paraît être une roche dure et résistante, le massif granitique est en fait vulnérable. Fissuré par des diaclases qui se sont formées au cours de son refroidissement (diaclases thermiques radiaires et concentriques), aussi bien qu'au cours de sa mise à l'affleurement par érosion des roches sus-jacentes et réajustement isostatique ou par exhumation tectonique (diaclases de décompression), il peut aussi être traversé par des failles.

Failles et diaclases sont autant de discontinuités qui fragilisent le massif granitique (figure 6.1a).

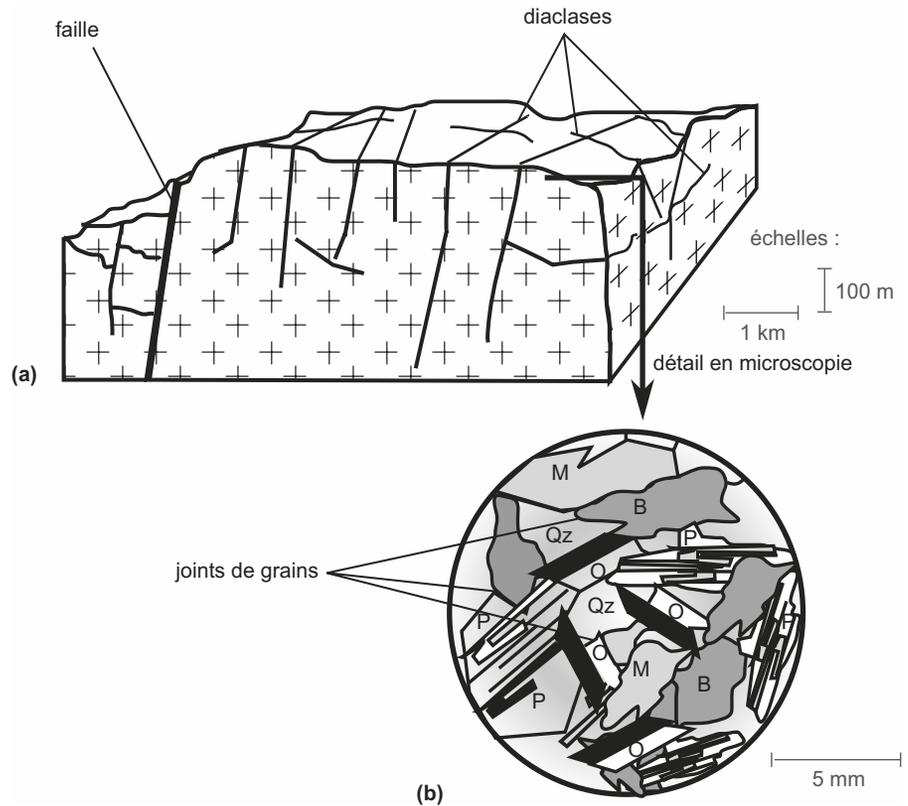


Figure 6.1 Principales discontinuités constitutives d'un granite sain à l'affleurement.

(a) discontinuités à l'échelle de l'affleurement granitique, (b) discontinuités à l'échelle de la pétrofabrication. Qz = quartz ; M = muscovite ; B = biotite ; O = orthose ; P = plagioclase

Enfin, le granite présente une minéralogie hétérogène avec, entre les cristaux, des **joints de grains** qui sont, à une échelle plus réduite, un autre élément de fragilité (figure 6.1b et figure TP1.16c) auquel on pourrait également ajouter les dislocations intracristallines et les clivages parfaits des micas. Face à cette hétérogénéité constitutive du massif granitique, l'action d'un certain nombre de facteurs extrinsèques concourt à la **fragmentation** de la roche-mère, à sa **désagrégation mécanique**. Ce sont :

- **les variations diurnes de température** : la roche tend à se réchauffer le jour et à se refroidir la nuit. Compte tenu de son hétérogénéité minéralogique, certains minéraux se dilatent plus que d'autres ce qui est propice à leur déchaussement granulaire ; par exemple le coefficient de dilatation thermique du quartz est deux fois plus élevé que celui de l'orthose. Cette action est appelée **thermoclastie**.

- **l'alternance gel-dégel** : l'eau infiltrée dans les fissures de la roche se dilate en gelant et concourt à l'élargissement ainsi qu'à la propagation des fractures. Cet effet est appelé **cryoclastie** ; les roches y sont d'autant plus sensibles que leur taux de fracturation, ou leur perméabilité (porosité accessible à l'eau), est élevée ; on qualifie de telles roches de gélives.
- **la cristallisation des sels** : en bord de mer, l'eau de mer ou des embruns pénètrent dans les fissures puis s'évaporent en permettant **la cristallisation de sels**. Ces cristaux maintiennent ainsi béantes les fissures et exercent une pression qui, par cumul, peut être suffisante pour les élargir ; on parle alors d'**haloclastie**.
- la fragmentation par les courants d'eau ou d'air : ces courants peuvent contenir des particules en suspension qui, par impact sur la roche, la fragilisent et facilitent sa fragmentation.

Ces différents processus, par élargissement des fissures préexistantes distribuées en réseaux polygonaux et par néoformation, conduisent à la transformation progressive du massif granitique en une association de boules résiduelles de roche-mère noyées de particules de granulométrie hétérogène (fragments de roche, cristaux, fragments de cristaux) formant **l'arène** (du latin *arena* = sable) associée. Il y a donc **ameublissement** de la structure initiale de la roche-mère.

Bien sûr, ces différentes actions sont susceptibles d'être nuancées en fonction des conditions locales : en haute montagne, la cryoclastie est le facteur essentiel qui débite la roche-mère en blocs anguleux le long des discontinuités initiales ; à plus basse altitude, la désagrégation granulaire est plus intense et la production d'arène autour de boules plus fréquente (figure 6.2).

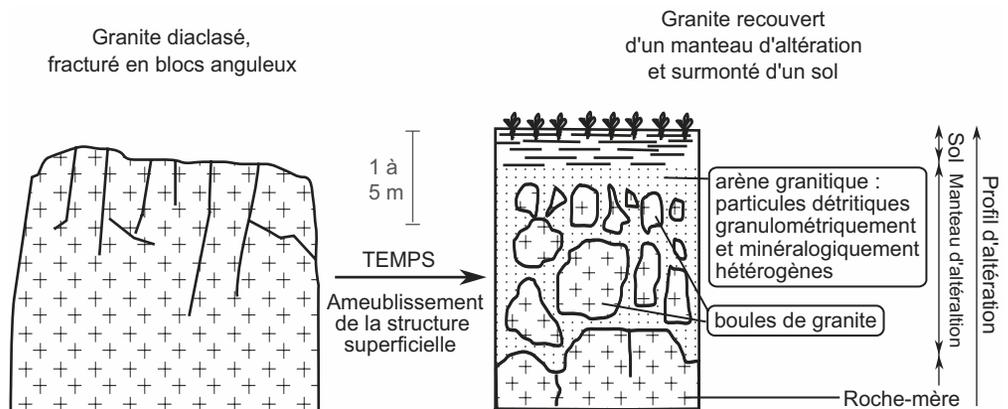


Figure 6.2 Aspects mécaniques de l'arénisation du granite.

Les blocs initiaux de roche-mère sont soumis à une désagrégation granulaire superficielle qui conduit à la desquamation de fragments rocheux autour de boules résiduelles de roche-mère non encore altérée. En périphérie, les fragments rocheux se désagrègent plus finement encore.

Remarque : Dans un certain nombre de cas, il est probable que l'altération en boules d'un granite ait débuté en profondeur au cours du refroidissement du pluton du fait des circulations hydrothermales induites par sa mise en place. Les fluides hydrothermaux interagissent précocement avec le granite : ils accélèrent son refroidissement et altèrent déjà certains minéraux le long des fissures qui les canalisent.

L'altération superficielle poursuit alors cette évolution précoce : l'eau en est toujours un acteur fondamental mais à basse température cependant.

L'installation d'un couvert végétal dans la structure ameublie participe à la création d'un sol et freine progressivement les actions de désagrégation mécanique de la roche-mère en la proté-

geant de ces différents facteurs et ce au profit de l'altération chimique. En effet, en augmentant la surface de contact entre la phase aqueuse et les phases solides (minéraux de la roche-mère), la désagrégation mécanique facilite l'altération chimique.

Remarque : Il convient de ne pas confondre le sol et la roche-mère qui représente le sous-sol. Le sol correspond à la pellicule superficielle meuble existant à la surface des terres émergées et organisée à partir des produits d'altération des roches sous-jacentes et des matières organiques issues des êtres vivants évoluant dedans et à sa surface. L'étude des sols relève de la pédologie. La roche-mère est le matériau, le plus souvent minéral, à partir duquel se forment les produits d'altération évoqués précédemment. L'étude des caractéristiques des roches-mères relève de la géologie.

Les interdépendances entre sol et sous-sol ou roche-mère étant nombreuses, ces distributions dans des champs disciplinaires distincts apparaissent cependant bien arbitraires.

6.1.2 L'altération chimique de la roche par l'eau à l'état liquide

La comparaison des compositions chimiques d'un granite sain et de son arène d'une part (tableau 6.1), de l'eau de pluie et de l'eau récupérée dans un cours d'eau en région granitique (tableau 6.2) montre que l'eau de pluie, après infiltration dans la zone arénisée du massif granitique s'est enrichie en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ et HCO_3^- ; parallèlement, la teneur de l'arène en ces mêmes cations est beaucoup plus faible que celle de la roche-mère granitique; on peut donc supposer que l'eau au contact des minéraux du granite participe à un **tri géochimique** prélevant certains éléments de façon privilégiée, et provoquant de fait une concentration relative des autres au sein de l'arène.

TABLEAU 6.1 ANALYSES CHIMIQUES COMPARÉES D'UN GRANITE SAIN ET DE SON ARÈNE.

| | Masse (en g) de divers éléments dans 100 cm ³ | | | | | | | | |
|---------|--|------|--------|--------|-----|-----|------|-----|-------|
| | Si | Al | Fe | Mg | Ca | Na | K | H | O |
| Granite | 85,0 | 21,0 | 5,2 | 1,8 | 2,9 | 7,5 | 10,6 | 0,3 | 125,6 |
| Arène | 84,9 | 21,0 | traces | traces | 0,1 | 0,8 | 5,2 | 1,2 | 126,9 |

TABLEAU 6.2 ANALYSES CHIMIQUES COMPARÉES DE L'EAU DE PLUIE ET DE L'EAU D'UNE RIVIÈRE EN RÉGION GRANITIQUE.

| | Concentrations en mg · L ⁻¹ | | | | | |
|---------------------|--|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| Eau de pluie | 1,9 | 0,3 | 1,4 | 0,3 | traces | 2,1 |
| Eau de la Moselotte | 7,1 | 1,9 | 5,9 | 0,8 | 21,3 | 5,1 |

La Moselotte est un affluent de la Moselle dont les sources sont situées à la base de poches arénisées; jusqu'à l'endroit où l'eau a été prélevée pour analyse, elle n'a drainé que de formations granitiques ou gneissiques (de même composition minéralogique que les formations granitiques).

Les compositions minéralogiques et géochimiques établies à différents niveaux du profil d'altération, lorsqu'elles sont estimées en pourcentages, ne traduisent que des variations relatives des différents composés et ne rendent pas réellement compte des pertes et des gains subis par la roche. Ceux-ci ne peuvent être évalués qu'en ramenant ces proportions à un pourcentage de celles caractérisant la roche-mère initiale.

C'est ce type de correction qu'introduit la représentation « isoquartz » (encart 6.1) de l'évolution de ces pourcentages au travers d'un profil d'altération.

ENCART 6.1

Évolutions minéralogique et chimique dans un profil d'altération : apport de la représentation « isoquartz »



Dans la pratique, on considère que la quantité de quartz, minéral peu altéré ou altérable, est invariante tout au long du profil ; pour un niveau donné, les proportions des différents minéraux sont alors recalculées en utilisant la même péréquation que celle permettant pour chaque niveau de rétablir la quantité de quartz à un niveau constant. Ceci revient pour la proportion de chaque minéral à la multiplier par le rapport :

$$\frac{\text{Pourcentage de quartz observé dans la roche-mère}}{\text{Pourcentage de quartz observé dans le niveau étudié}}$$

La figure 6.3 permet d'illustrer cette approche.

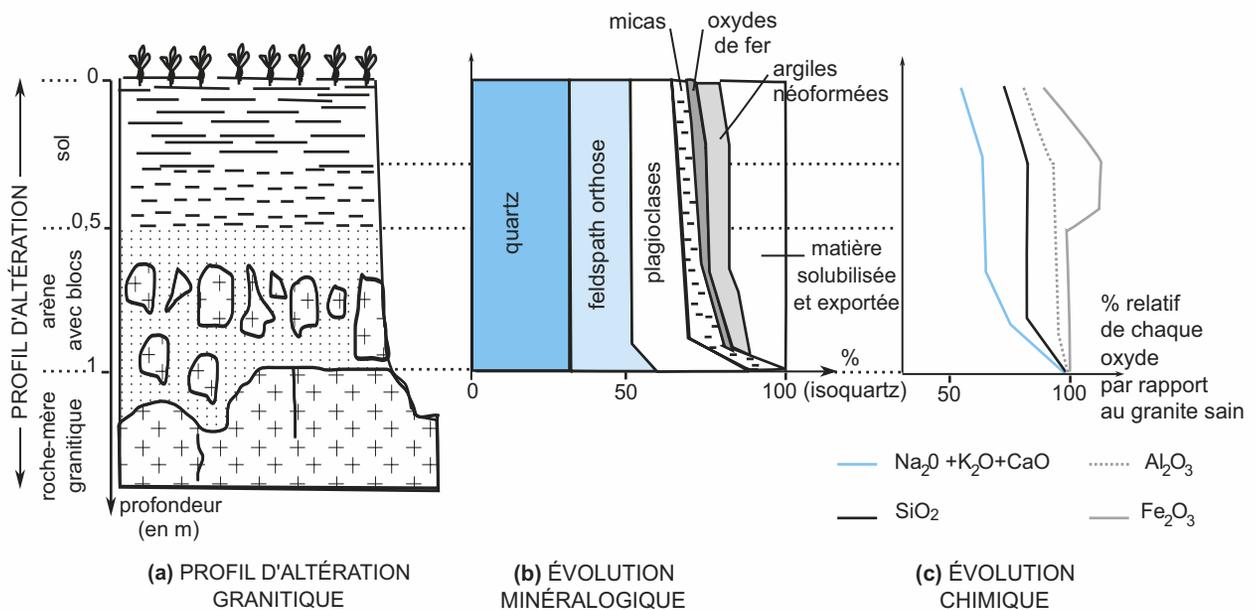


Figure 6.3 Caractéristiques minéralogiques et géochimiques d'un profil d'altération granitique en climat tempéré.

D'un point de vue minéralogique, ces données nous montrent que **les différents minéraux du granite ne présentent pas la même altérabilité**. La biotite et les feldspaths plagioclases sont les plus touchés par l'altération tandis que les feldspaths de type orthose sont moins vulnérables ; quant au quartz, sa stabilité est à la base de ce type de représentation.

Parallèlement à la destruction de certains minéraux, **des argiles** (phyllosilicates de surface), **des oxydes et des hydroxydes apparaissent** dans la zone altérée ; ces néoformations semblent donc associées à l'altération des minéraux silicatés.

L'étude de l'évolution géochimique permet d'identifier les éléments chimiques mis en solution. Ce sont principalement les ions Na^+ et Ca^{2+} (provenant des plagioclases), K^+ (provenant des feldspaths orthose et des micas), Fe^{2+} (provenant du mica noir, la biotite). Si^{4+} et Al^{3+} ne sont que faiblement entraînés, la silice apparaissant plus soluble. Pour les oxydes de fer il semble juste y avoir un déplacement depuis la partie superficielle la plus altérée vers un horizon plus profond où ils s'accumulent.

Les mécanismes de l'altération des minéraux silicatés reposent avant tout sur les affinités qui existent entre les divers cations installés dans leur structure cristalline et l'eau ; on parle d'ailleurs d'**altération par hydrolyse**. La molécule d'eau se comporte en effet tel un dipôle dont la force d'attraction vis-à-vis d'un ion détermine la solubilité de celui-ci (encart 6.2).

ENCART 6.2

Solubilité des cations dans l'eau : diagramme de Goldschmidt



En fonction de l'attraction qu'exercent les différents éléments chimiques sur les molécules d'eau dipolaires, on distingue différents degrés de solubilité pour leurs formes ionisées. Cette solubilité dépend du potentiel ionique de l'élément considéré, rapport entre sa charge (z) et le rayon ionique (r). Le diagramme de Goldschmidt (figure 6.4) permet de positionner les divers ions en fonction de leur charge (abscisse) et de leur rayon (ordonnée) ; différents domaines peuvent y être définis :

- le domaine des cations solubles ($z/r < 3$) : Le faible potentiel ionique de ces ions (monovalents ou bivalents) est suffisant pour attirer les molécules d'eau autour d'eux sans cependant être capable de rompre les liaisons covalentes polaires des molécules d'eau. Suivant le rayon de ces ions, on distingue :

- 1) des cations ayant un potentiel ionique compris entre 1 et 3, capables de retenir efficacement des molécules d'eau à leur surface (qui constituent alors une sphère de solvation) : ce sont les cations les plus solubles dans l'eau (Na^+ ou Ca^{2+}) ;
- 2) des cations ayant un potentiel ionique inférieur à 1 du fait de leur très gros diamètre ; incapables d'attirer suffisamment l'eau, ils ne bâtissent pas de sphère de solvation, et sont donc relativement moins solubles que les précédents (cas de K^+).

- le domaine des hydroxydes peu solubles ($3 < z/r < 10$) : dans ce cas, le potentiel ionique de ces ions est suffisant pour rompre une des deux liaisons covalentes au cœur de molécules d'eau, permettant ainsi à ces ions de s'associer à des hydroxydes dans la formation de complexes généralement peu solubles et donc propices aux précipitations.

- le domaine des oxyanions solubles ($z/r > 10$) : dans ce dernier cas, les ions ont un potentiel ionique suffisamment élevé pour provoquer la rupture de deux liaisons covalentes polaires des molécules d'eau proches d'eux, et évoluent en oxyanions généralement très solubles.

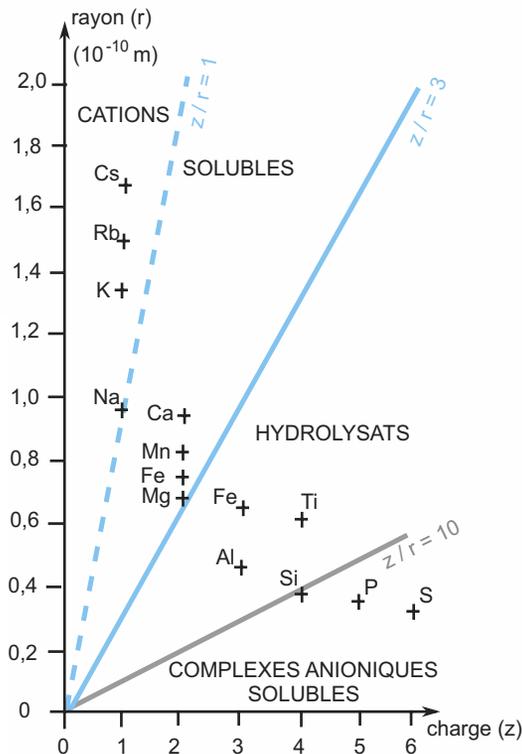


Figure 6.4 Diagramme de Goldschmidt (seuls les cations rencontrés le plus fréquemment dans les minéraux ont été représentés).

Les cations, hormis Si^{4+} et Al^{3+} , interviennent dans l'organisation des assemblages aluminosilicatés en assurant leur électroneutralité, donc en les stabilisant. De ce fait, lorsque l'eau interagit avec ces assemblages et, par échange avec ses protons, leur soustrait des cations solubles, ces minéraux deviennent instables ; ils peuvent soit se transformer en d'autres minéraux voisins plus stables lorsque les évacuations d'éléments ne sont que très partielles, soit donner naissance à des minéraux néoformés à partir des ions mis en solution quand la solubilisation, plus conséquente, a totalement détruit l'organisation silicatée initiale.

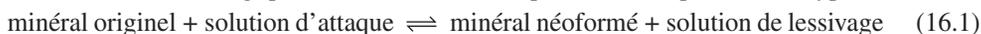
L'altérabilité des minéraux silicatés dépend globalement :

Voir chapitre 2, § 2.2.3

- du degré de polymérisation des tétraèdres : plus il est élevé, plus elle est faible ;
- du degré de substitution opéré au cœur de leurs sites tétraédriques ;
- de la nature des cations qui stabilisent ces édifices.

Ainsi les tectosilicates sont, par leur structure en charpente à forte polymérisation, moins altérables que les phyllosilicates qui présentent des plans d'attaque disposés régulièrement, eux-mêmes moins altérables que les néosilicates par exemple dont les tétraèdres sont isolés. De même, chez les tectosilicates, le quartz composé de tétraèdres ne contenant que du silicium est une structure stable, moins altérable qu'un feldspath qui présente des tétraèdres substitués par Al^{3+} ; et toujours chez ces feldspaths, l'orthose est moins altérable que l'albite du fait de la moindre affinité du potassium par rapport au sodium pour les dipôles d'eau.

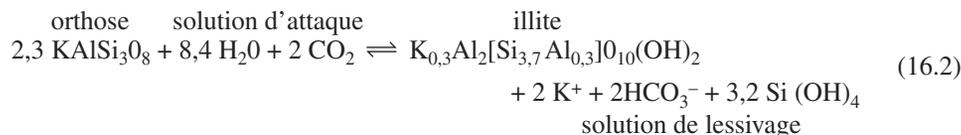
Pour rendre compte du processus chimique (altération hydrolytique), il est possible de le formaliser à l'échelle minéralogique sous la forme d'un équilibre chimique (6.1) du type :



Voir chapitre 2, tableau 2.2 et figure 2.7

Si l'on considère par exemple le cas de l'**orthose**, dans des conditions d'hydrolyse (quantité d'eau disponible, température moyenne) typiques du climat tempéré, son altération s'accompagne d'une **désalcalinisation partielle**, d'une **désilicification partielle** et de l'apparition d'**argiles de néoformation de type 2/1** (ou **T-O-T**) appelées **illites** (encart 6.3).

L'équilibre précédent (16.1) prend alors la forme suivante :



Cet équilibre est obtenu en considérant l'aluminium comme élément invariant entre réactifs et produits et en tenant compte du fait que l'électroneutralité des produits est acquise par consommation de CO_2 transformé en hydrogénocarbonate.

L'argilisation de type 2/1 (ou plus exactement à rapport $\text{Si}/\text{Al} > 1$) est une caractéristique fréquente en climat tempéré mais ne saurait être représentative par une seule formule de toutes les situations particulières ; en fonction du taux relatif d'évacuation de la silice, les couches octaédriques des phyllites argileuses peuvent très bien accueillir davantage d'ions Al^{3+} en substitution de Si^{4+} et conduire aux formules paramétrées de type $\text{K}_x\text{Al}_2[\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x]_{10}(\text{OH})_2$ dans l'équilibre chimique explicité ci-dessus.

Cet équilibre peut être déplacé en faveur d'une hydrolyse plus poussée lorsque les conditions d'évacuation des solutés se trouvent augmentées ; ceci est possible à solubilité constante en augmentant le drainage (précipitations plus importantes, c'est-à-dire excès d'un réactif, ou pente plus forte, c'est-à-dire départ facilité et donc déficit d'un produit), ou en augmentant la solubilité de la silice par exemple lorsque la température des eaux interstitielles augmente.

De plus n'oublions pas l'effet cinétique de l'élévation de température ; ainsi la vitesse des réactions d'hydrolyse double chaque fois que la température du milieu réactionnel s'élève de 10°C environ (loi de Van t'Hoff).

Voir chapitre 3, § 13.1.3c

Ces processus s'accompagnent aussi d'une transformation du dioxyde de carbone dissous en ions hydrogénocarbonates ; la solubilité de ce dernier dans l'eau étant supérieure à celle du dioxyde de carbone, et celui-ci ayant une concentration dans l'eau en équilibre avec sa concentration dans l'atmosphère, **l'altération des minéraux silicatés apparaît donc comme un moyen de piéger du dioxyde de carbone atmosphérique.**

Voir chapitre 13,
§ 13.2.5

Remarque : Cette interaction entre les processus d'altération et le cycle du carbone est essentielle. Alors que les activités humaines concourent actuellement à une augmentation conséquente de la teneur de l'atmosphère en CO_2 , l'altération des roches silicatées à la surface des continents apparaît comme un processus susceptible d'en faire disparaître. Cependant ces deux processus ne se réalisent pas aux mêmes vitesses et sont loin de pouvoir se compenser l'un et l'autre à court terme.

ENCART 6.3

Évacuations relatives de la silice et de l'alumine, et néoformation d'argiles



Mise à part la situation qui prédomine sous climat froid et qui confère à l'alumine une solubilité supérieure à celle de la silice en raison d'un pH très acide, dans les autres cas il est possible de considérer qu'en première approximation l'alumine est peu soluble (donc peu mobilisée) par rapport à la silice. L'altération des minéraux silicatés libère dans la solution d'attaque de l'alumine, de la silice et des cations. Pour reprendre le cas de l'orthose, la plupart des cations potassiques solubles et une certaine quantité de silice peuvent être évacués dans la solution de lessivage ; l'alumine moins soluble, l'excédent éventuel de silice et de cations se réassocient in situ et permettent la néoformation d'argiles.

Alors que le rapport Si/Al est de 3 dans l'orthose, lorsque la solution de lessivage est capable d'évacuer modérément la silice, les argiles néoformées présentent un rapport **Si/Al compris entre 1 et 2** ; c'est le cas des **illites** en climat tempéré. On parle alors de **bisiallisation** pour évoquer ces néoformations, le terme utilisé rendant compte de ce rapport : deux fois plus de silice que d'alumine.

Si les conditions d'altération permettent d'évacuer plus de silice, les argiles néoformées pourront présenter des **rapports Si/Al voisins de 1** : on parle alors de **monosiallisation**. À l'extrême, si la silice issue des minéraux déstabilisés peut être entièrement évacuée, **l'alumine précipite seule** sous forme d'hydroxydes – $\text{Al}(\text{OH})_3^-$: on parle alors d'**allitisation** (rapport Si/Al nul).

Parallèlement à l'altération de l'orthose, les autres minéraux du granite subissent également une altération (figure 6.7) :

- La **biotite** est très **vulnérable** et d'ailleurs la première atteinte (elle est riche en cations solubles notamment du Fe^{2+}). Sa structure silicatée possède un grand rapport surface/volume et de nombreux plans de clivage qui permettent à l'eau de pénétrer entre ses feuillets et de la faire gonfler, ce qui contribue à déchausser la structure grenue de la roche. Le fer passe facilement en solution et s'oxyde (précipitation d'hydroxydes et d'oxydes de fer) conférant une teinte rouille au granite ainsi attaqué. La désalcalinisation et la désilicification sont accompagnées ici de la formation d'une argile plutôt magnésienne (du fait de la richesse de la biotite en Mg^{2+}) telle la chlorite.
- Les **feldspaths plagioclases** riches en cations solubles sont aussi très **vulnérables**, les formes les plus calciques plus fragiles encore car plus substituées que les formes plus sodiques ; ils conduisent à la production d'argiles de type illites comparables à celles issues de l'altération de l'orthose (le sodium remplace le potassium entre les feuillets).
- Alors que la biotite et les plagioclases ont été bien dégradés et que **l'attaque de l'orthose a déjà débuté**, la **muscovite**, surtout bien représentée dans les leucogranites et très riche en Al^{3+} , est chimiquement **plus stable** ; sa dégradation ne débute que dans des stades très avancés de l'altération du granite.

En bilan et à l'échelle du massif granitique (figure 6.5), la roche est altérée sur une épaisseur pouvant aller de quelques mètres à une dizaine de mètres avec des boules plus saines de granite. La formation altérée, **l'arène granitique**, a une composition chimique proche de celle

Voir chapitre 2,
tableau 2.2

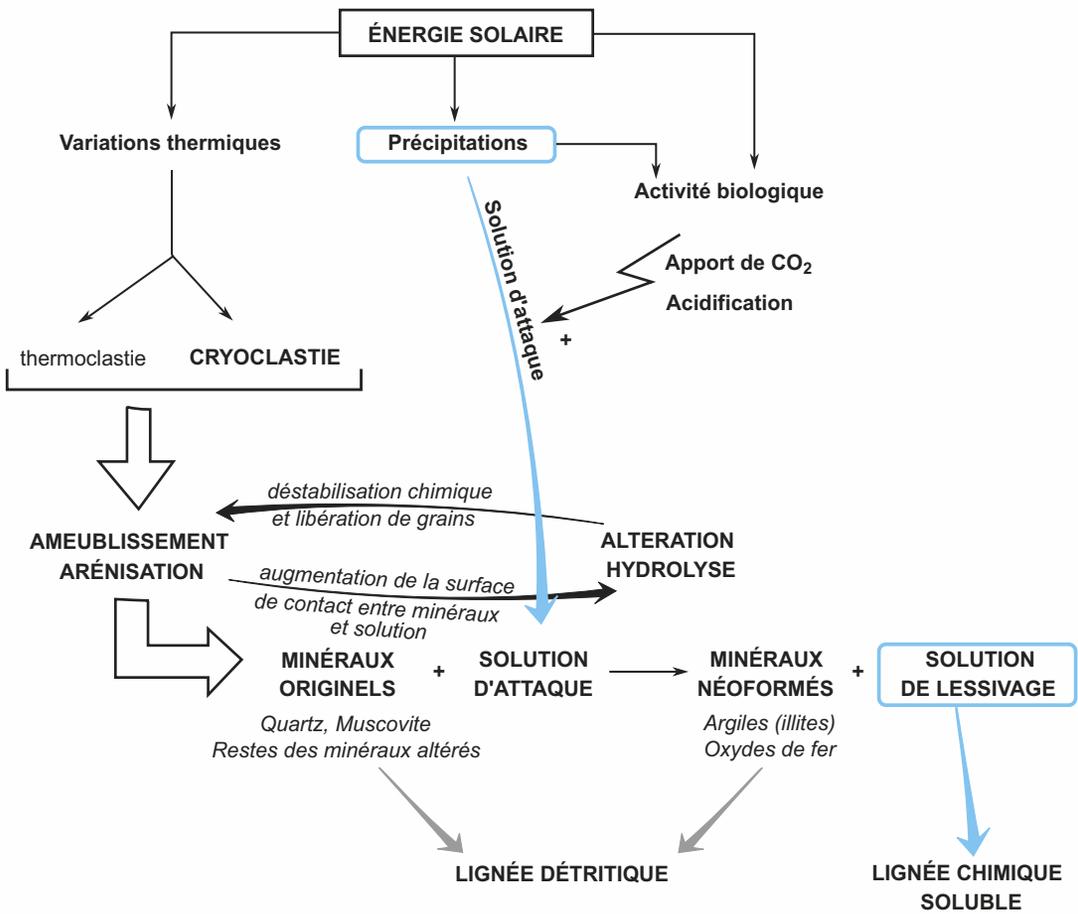
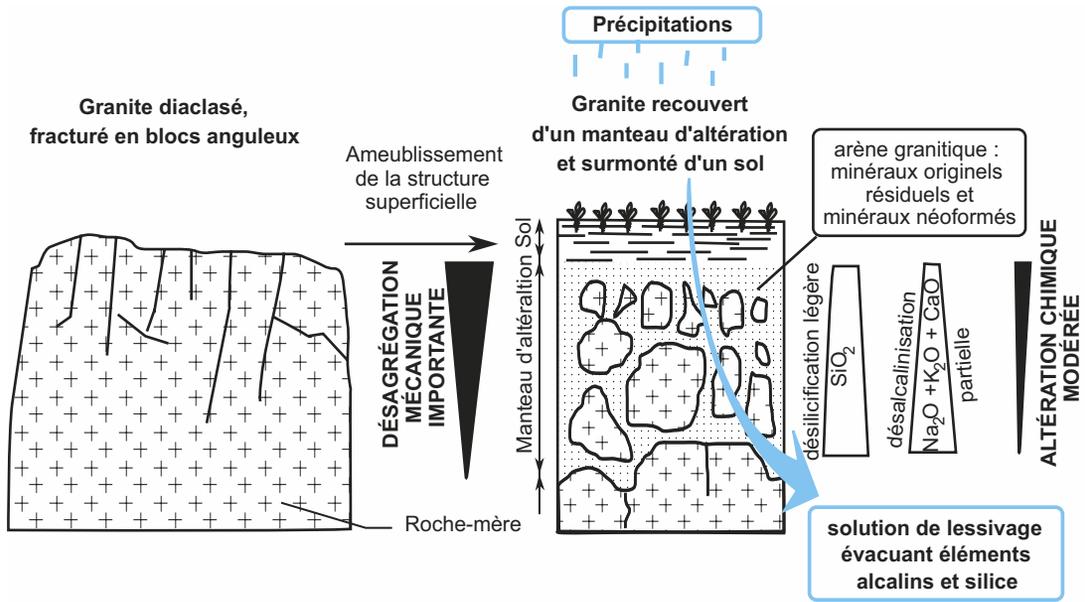


Figure 6.5 Schéma bilan de l'altération granitique en climat tempéré.

du granite sain : la roche n'a subi qu'une **désalcalinisation partielle** et une **désilicification partielle** ; celles-ci ont été accompagnées d'une néoformation d'argiles de type 2/1 – bisiallition –, telles les illites. **Ce type d'altération** qui conduit à un état très ameubli de la roche mère (essentiellement du fait du gonflement des micas noirs qui en déchausse les grains) **est appelé arénisation**.

À l'échelle de ce même profil d'altération, le sommet montre des taux d'altération souvent supérieurs à ceux de la base où la roche-mère est quasiment indemne ; ceci s'explique au moins par deux causes :

- l'eau qui parvient en base de profil s'est chargée en silice et en cations dans les niveaux supérieurs de sorte que son potentiel d'hydrolyse s'est atténué ;
- l'eau au cours de sa descente rencontre des niveaux moins ameublés, moins perméables, qui ralentissent sa progression et l'intensité du drainage.

De même que la présence d'un couvert végétal exerce des actions contrastées sur la désagrégation mécanique, elle affecte l'altération chimique : l'eau qui traverse le sol avant d'atteindre la zone d'altération s'y charge de dioxyde de carbone (teneur augmentée d'un facteur 3 à 5 par suite de la respiration racinaire et microbienne) et de diverses sécrétions racinaires aux effets conjoints acidifiants (exorption de protons). **Cette acidification d'origine biologique augmente le potentiel d'attaque des eaux**.

Au cours de l'altération du granite, une première évacuation de matière a lieu de façon imperceptible sous forme dissoute dans la solution de lessivage. Parmi les particules détritiques, héritées ou néoformées, certaines (les plus fines) peuvent aussi être mobilisées puis transportées vers un milieu de dépôt où elles sédimenteront.

Remarque : Il y a une **différence entre l'altération et l'érosion**. Dans le cas du granite, l'**altération** consiste avant tout en une **transformation** du matériau solide avec ameublissement de sa structure ; une perte de matière sous forme dissoute existe et explique 25 % de perte en volume dans les horizons supérieurs. L'**érosion** par contre consiste en une soustraction de matériaux figurés qui conduit avant tout à **une diminution de volume de matériel solide** ; indissociable du transport des particules, **l'érosion et le transport doivent aussi être distingués** par les niveaux d'énergie nécessaires aux deux processus. L'érosion d'éléments figurés suppose de mobiliser des particules initialement immobiles, c'est-à-dire de vaincre les forces de pesanteur, de cohésion, les frottements entre éléments solides et les frottements visqueux avec le fluide porteur ; le transport seul nécessite, pour des particules de même dimension que celles érodées, une énergie moindre, au minimum supérieure à celle permettant de vaincre les frottements visqueux et la pesanteur pour ne pas retomber au sein de la tranche d'eau ([figure 6.6](#)).

Conformément au programme, nous ne développerons pas de manière significative cette étape qui précède la sédimentation. Cependant, afin d'établir une cohérence entre l'étude de l'altération des roches en milieu continental et l'objet du chapitre suivant (Voir chapitre 7) consacré à la sédimentation, il nous semble logique de l'évoquer rapidement ([encart 6.4](#)).

Conclusion

Le devenir d'un granite à l'affleurement sous climat tempéré est donc essentiellement marqué par son ameublissement et l'altération chimique modérée que subissent certains de ces minéraux constitutifs. Durant cette altération, un tri géochimique s'opère, permettant d'une part le lessivage des constituants les plus solubles et d'autre part la néoformation de minéraux à partir des constituants les moins mobilisés ; ces derniers se mêlent aux minéraux hérités au sein de la phase détritique meuble qui entoure et surmonte les blocs rocheux non-altérés.

Cette évolution est très largement influencée par l'eau, sa température, sa teneur en CO₂, et la minéralogie granitique ; il est donc nécessaire d'élargir le cadre de notre étude par la prise en compte des variabilités pétrographique et climatique.

Érosion et transport de particules



ENCART 6.4

Voir barres urgo-
nienne et titho-
nique, chapitre 12 ;
fiche méthode 7.

Il existe divers agents mobilisateurs de particules solides.

Les **forces de pesanteur** sont capables de transporter des fragments rocheux dès lors qu'ils sont situés le long d'une pente naturelle ; les éléments rocheux de grande taille sont par leur masse les plus instables. On distingue habituellement :

- les éboulis formés de blocs tombés un à un et accumulés au même endroit en pied de falaise. Leur accumulation présente un granoclassement vertical et horizontal assez médiocre, et une pente caractéristique du matériau, (par exemple 37° pour des fragments granitiques). Ces éboulis peuvent aussi être constitués d'autres matériaux, calcaires par exemple comme aux pieds des grandes falaises alpines où ils portent le nom de « casses » ;
- les éboulements issus de l'écroulement en masse d'un pan de falaise. Non granoclassés, leur pente est aussi plus faible que celle des éboulis de même nature ;
- les glissements sont quant à eux des mouvements en masse de matériaux solides gorgés d'eau qui se désolidarisent de leur substratum rocheux le long d'une pente correspondant à une surface de banc rocheux à la rhéologie très différente, ou bien encore à un plan de faille.

Ces processus se développent le plus souvent en montagne ou le long de falaises côtières ; ils alimentent la prise en charge des éléments détritiques par l'eau des glaciers ou des torrents en montagne, et par les courants littoraux en bord de mer.

Le **vent** est un agent d'érosion qui se manifeste surtout dans des régions dénudées (déserts chauds ou froids) ; il demeure peu impliqué en milieu tempéré sauf peut-être dans les zones côtières.

À l'état liquide (eaux de ruissellement, cours d'eau, eaux marines), à l'état solide (glaciers de haute montagne), **l'eau est le principal agent d'érosion et de transport en climat tempéré**. Après avoir ruisselé, les eaux de pluie se rassemblent et s'écoulent via des chenaux vers des cours d'eau plus importants tels les torrents, les rivières et les fleuves ; au cours de cet écoulement, l'eau peut transporter une charge plus ou moins importante de matériaux solides. La capacité de l'eau à éroder, à transporter ou encore à laisser sédimenter sa charge détritique est régie par plusieurs variables dont les effets ont été étudiés expérimentalement par Hjulström (figure 6.6).

On y retrouve d'abord l'effet de la vitesse du courant et la distinction que l'on avait préalablement soulignée entre érosion et transport seul. Ce graphique traduit également le comportement particulier des petites particules, les particules argileuses qui, se plaquant facilement les unes contre les autres et développant ainsi des forces de cohésion considérables, constituent des agrégats de plus grosse taille et nécessitent de ce fait des vitesses plus élevées pour les éroder que si elles étaient demeurées indépendantes.

Ces travaux demeurent cependant dans le registre expérimental et le cheminement des particules détritiques dans les chenaux fluviaux est souvent polyphasé ; en fonction des variations hydrodynamiques, un cours d'eau peut être à certains moments érosif, à d'autres simplement vecteur et enfin à d'autres déjà propice au dépôt de particules d'une taille donnée. Un même matériau est donc mobilisé plusieurs fois de suite avant de parvenir jusqu'à son aire de dépôt « définitive ».

Au cours du transport éventuel des particules, leur altération chimique se poursuit tandis que les grains s'émoussent progressivement. L'essentiel de la charge détritique des fleuves finit par être livré au domaine marin de façon régulière ou au cours d'épisodes de crues : elle y alimente la sédimentation détritique dont nous développons les aspects ultérieurement.

Parallèlement à ce transport d'éléments figurés (à l'échelle mondiale, il représente près de 80 % de la matière érodée sur les continents) depuis les zones d'altération continentale vers les aires de sédimentation, les cours d'eau transportent une charge soluble (à l'échelle mondiale près de 20 % de la matière érodée sur les continents) qui participe à la fois à la qualité de l'eau de mer et à l'alimentation des processus de sédimentation par précipitation chimique, biochimique ou encore biodétritique.

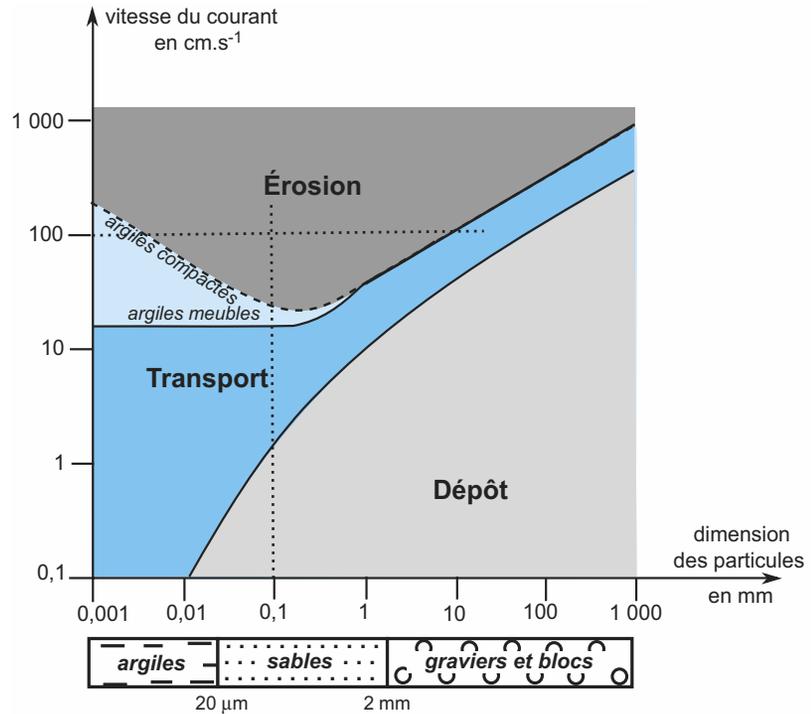


Figure 6.6 Comportement des particules détritiques dans un courant d'eau en fonction de leur dimension et de la vitesse de l'eau (d'après Hjulström).

Un grain de sable de 0,1 mm de diamètre est érodé et transporté pour des vitesses supérieures à 20 cm.s^{-1} ; il est seulement transporté pour des vitesses comprises entre 2 et 20 cm.s^{-1} et se dépose lorsque la vitesse du courant est inférieure à 2 cm.s^{-1} . Pour une même vitesse, par exemple 100 cm.s^{-1} , seules les particules argileuses agglomérées de taille supérieure à 0,005 mm peuvent être érodées ; par contre pour cette même vitesse ce sont toutes les particules meubles (argiles et sables) de taille inférieure à 10 mm qui peuvent être érodées et transportées.

6.2 ALTÉRATION ET ÉROSION EN DOMAINE CONTINENTAL : DEUX PROCESSUS GÉOLOGIQUES À CONTRÔLE MULTIFACTORIEL

6.2.1 L'influence de facteurs géologiques

Suivant la minéralogie de la roche-mère, deux grandes modalités d'altération peuvent être distinguées :

- sur roches-mères silicatées (surtout métamorphiques et magmatiques), l'**altération hydrolytique** explicitée précédemment dans le cas du granite ; l'altérabilité des minéraux silicatés peut être étendue à une gamme plus large que celle du leucogranite comme présentée sur la [figure 6.7](#). Rappelons que l'altérabilité des minéraux silicatés dépend essentiellement de leur structure et de la nature de leurs cations. Ainsi l'altérabilité d'un basalte peut être appréciée en invoquant sa minéralogie : il est potentiellement riche en minéraux ferro-magnésiens, cristallisés à des températures très différentes de celles qui règnent à la surface de la lithosphère, constitués d'assemblages silicatés peu « polymérisés » et stabilisés par des cations bivalents (Fe^{2+} , Mg^{2+}) particulièrement solubles. Il en découle une altérabilité accrue pour le basalte par rapport au granite dont les minéraux ont des structures plus polymérisées (phyllosilicates et tectosilicates) avec des cations stabilisateurs eux aussi solubles (Ca^{2+} , Na^+ , K^+) ;

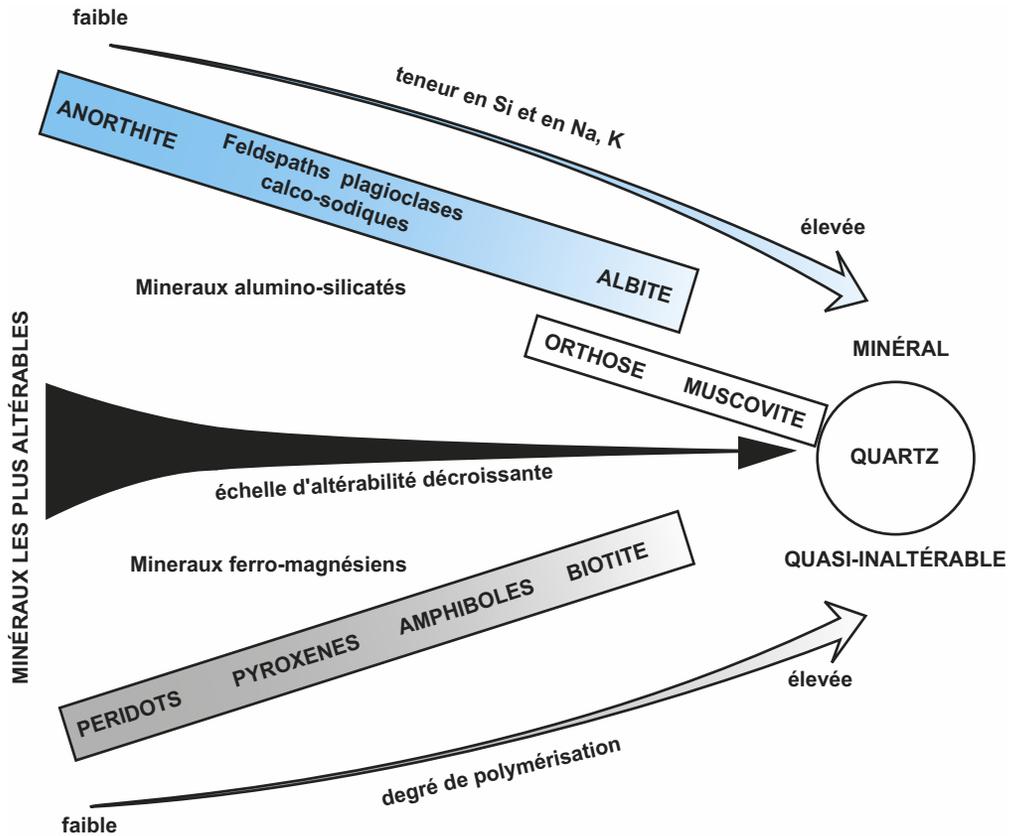
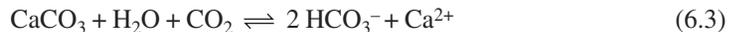


Figure 6.7 Échelle d'altérabilité des principaux minéraux silicatés.

Remarque : L'altérabilité des minéraux silicatés est aussi d'autant plus marquée que le minéral est éloigné de sa température de cristallisation : l'ordre d'altérabilité des minéraux est donc semblable à leur ordre de cristallisation (séries de Bowen).

- sur roches-mères siliceuses, carbonatées, salines (surtout sédimentaires) : l'**altération par dissolution**. Il est possible d'illustrer cette autre modalité d'altération en s'intéressant au comportement des roches calcaires. Leur évolution à l'affleurement est régie par l'équilibre de dissolution du carbonate de calcium (6.3) :



La dissolution est une décomposition totale d'un minéral en ses ions constitutifs qui se retrouvent alors en solution et ne participent à aucune néoformation sur place.

Alors que de l'eau distillée dissout dix fois plus de silice amorphe que de carbonate, l'eau chargée de dioxyde de carbone possède un comportement opposé et dissout au moins dix fois plus les carbonates (de l'ordre de 2 g/l à température ordinaire) que la silice amorphe ; ceci explique la relative résistance des matériaux siliceux à l'affleurement par rapport aux carbonates au contact d'eau chargée de CO_2 , notamment après avoir percolé au travers des sols.

C'est ainsi que l'altération des bancs de craie (carbonate de calcium) riche en silex (silice amorphe) que l'on peut observer le long des falaises du pays de Caux fait disparaître la craie par dissolution et préserve les silex.

Comme pour le granite, certains paramètres de la roche-mère, autres que sa nature chimique, influencent son altérabilité ; ce sont par exemple la densité des discontinuités qui la traversent, sa porosité et sa dureté. Pour reprendre l'exemple précédent, la craie se révèle très gélique car tendre et poreuse : ceci facilite son altération.

6.2.2 L'influence des facteurs climatiques

L'altération des roches revêt des formes particulières suivant les climats.

a) Climat froid

Sous haute latitude comme en haute altitude, **le facteur essentiel de désagrégation mécanique est la cryoclastie. La décomposition chimique est très limitée** sauf lors des périodes de réchauffement propices à la fonte de neige ; en effet le couvert neigeux bloque la diffusion vers l'atmosphère du CO_2 produit par la respiration de la microflore du sol, d'où la charge importante de l'eau de fonte en CO_2 et sa plus grande agressivité vis-à-vis des roches (notamment les roches carbonatées – voir § 6.3.2).

Les processus chimiques sont un peu plus importants lorsque les conditions climatiques permettent la présence de l'eau liquide, même en région froide comme dans la zone boréale : l'eau, à des températures proches de $5\text{ }^\circ\text{C}$, réagit différemment avec les minéraux silicatés (acidolyse) en leur soustrayant surtout l'aluminium auquel elle offre de plus une solubilité accrue, tandis que sa capacité de prise en charge pour la silice est nettement plus faible. L'altération « acidolytique » des silicates se fait donc avec évacuation de l'alumine, c'est la chéluviation, et enrichissement relatif de la zone altérée, donc du sol en silice, processus appelé **podzolisation**. Ce processus peut aussi exister en climat tempéré lorsque la roche-mère silicatée est composée quasi-exclusivement de quartz (cas des sables et grès de Fontainebleau).

b) Climat tempéré

La désagrégation mécanique est accompagnée d'une action chimique dont nous avons déjà abondamment parlé. Sur roche-mère granitique, les argiles néoformées (de type illites) colorées par des oxydes de fer empâtent l'**arène**, laquelle entoure des boules plus résistantes de granite. Parfois, la disparition du couvert végétal a permis à l'érosion de déblayer l'arène dégageant alors un amoncellement constitué de boules appelé **chaos** (figure 6.8).

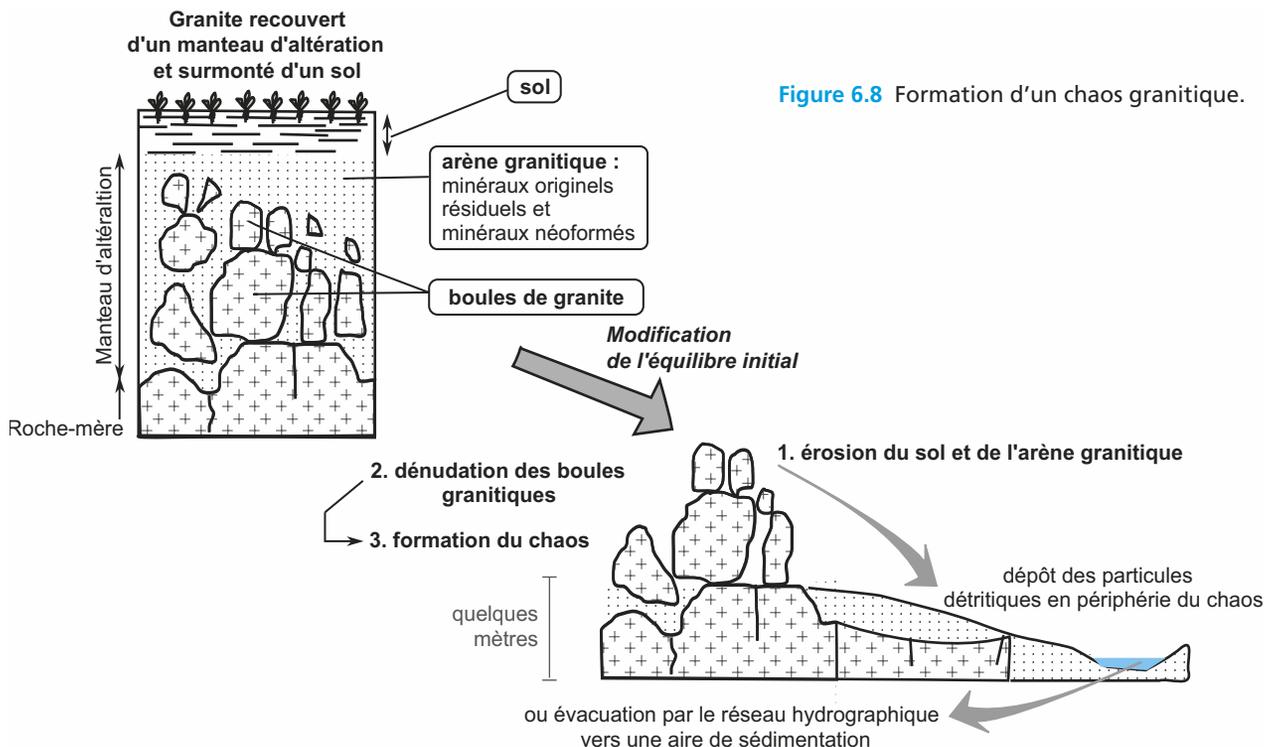


Figure 6.8 Formation d'un chaos granitique.

c) Climat chaud et sec

La fragmentation est faible et surtout liée aux processus thermoclastiques nyctéméraux ; une décomposition chimique active peut se réaliser seulement après les pluies qui facilitent ensuite une forte désagrégation granulaire. Les processus de dissolution sont bien sûr limités par la faible disponibilité en eau.

d) Climat chaud et humide

La **désagrégation mécanique est faible au regard des processus d'altération chimique**. Celle des minéraux silicatés est extrêmement active ; un exemple de profil d'altération d'un granite sous ce type de climat est présenté dans l'encart 6.5.

ENCART 6.5

Évolutions minéralogique et chimique dans un profil d'altération granitique sous climat chaud et humide



Sous climat tropical humide, une roche-mère granitique peut être recouverte d'un manteau d'altération d'une à quelques dizaines de mètres d'épaisseur au sein duquel différents horizons se superposent (figure 6.9) :

- les horizons les plus superficiels appartiennent au sol que nous n'étudierons pas ;
- à leur base, un horizon latéritique riche en hydroxydes de fer et d'aluminium fait transition avec le profil d'altération dont il constitue le niveau sommital ;
- sous cet horizon, différents niveaux s'échelonnent jusqu'à la roche-mère : de haut en bas, ils sont de moins en moins altérés, plus pauvres en argiles néoformées, plus riches en fragments rocheux. Aux argiles sommitales (kaolinites plus ou moins tachetées par des oxydes de fer lessivés depuis les niveaux sus-jacents, fait suite une zone d'altération dans laquelle la structure du granite est plus ou moins conservée ; l'altération des minéraux constitutifs du granite y est beaucoup plus intense que dans un profil d'arénisation sous climat tempéré :

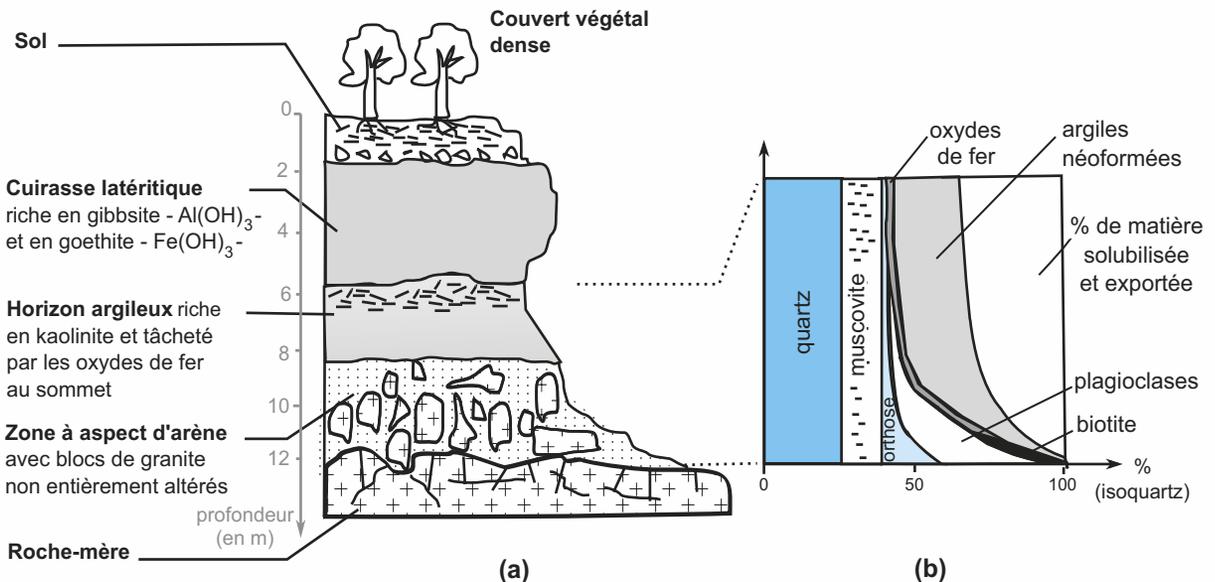


Figure 6.9 Altération d'un granite sous climat chaud et humide.

(a) profil d'altération, (b) évolution de la composition minéralogique (en représentation « isoquartz ») dans l'horizon situé entre la roche-mère et la cuirasse latéritique.

Le quartz reste inaltérable d'où le choix de la représentation isoquartz ; la muscovite apparaît également comme très stable.

La biotite et les feldspaths plagioclases sont totalement déstabilisés, très près de la roche-mère pour la première tandis que les seconds ne disparaissent qu'au sommet du secteur d'altération.

L'orthose est très fortement déstabilisé puisqu'il n'en reste au sommet du secteur d'altération que 10 % de sa teneur dans la roche-mère.

Parallèlement à ces évolutions, la quantité d'argiles néoformées est beaucoup plus importante que sous climat tempéré ; si à la base du secteur on note la présence d'argiles de type illites, l'essentiel des néoformations argileuses consiste en production de kaolinite ($[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\text{Al}_4$) à laquelle se mélange vers le sommet de la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$). Des oxydes de fer sont également formés.

Ce secteur est donc l'objet d'une évacuation importante d'éléments alcalins (désalcalinisation quasi-totale) et de silice (désilicification importante).

De façon générale et sous ce type de climat, les profils d'altération peuvent atteindre la centaine de mètres d'épaisseur. Les eaux infiltrées ont une température élevée (supérieure à 25 °C à 2 m de profondeur), sont plus acides qu'en climat tempéré (du fait de l'activité biologique du sol accrue) et de ce fait disposent de potentiels d'hydrolyse des silicates et de solubilisation de la silice plus élevés (figure 6.10).

Les minéraux néoformés (argiles, oxydes et hydroxydes) dépendent du taux de lessivage. Ce dernier autorise cependant des désalcalinisations le plus souvent totales :

- lorsque celui-ci est modéré (précipitations inférieures à 1 500 mm/an), la désilicification accompagnant la déstabilisation des minéraux altérés n'est pas complète : silice et alumine participent à la néoformation d'argiles de type kaolinite $[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\text{Al}_4(\text{OH})_6$ (argiles de type T-O avec interfeuillet libre) ; on parle de **monosiallisation** (rapport Si/Al = 1, encart 6.5) ou encore de **kaolinisation**.
- lorsque le lessivage est plus important encore (climat équatorial), la désilicification liée à la destruction des minéraux altérés peut être complète et parfois même s'accompagner de la disparition du plus ou moins totale du quartz : seuls persistent alors des hydroxydes d'alumine comme la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) : on parle d'**allitisation** (rapport Si/Al = 0) et lorsque du fer accompagne l'alumine de **ferallitisation** ; ces altérations à l'origine de la formation de sols souvent riches en oxydes de fer qui leur confèrent une teinte rouge (sols rubéfiés) portent aussi le nom de **latéritisation**.

Remarques :

- Les différences discutées précédemment concernant l'intensité du lessivage se retrouvent aussi au sein d'un même profil d'altération comme celui présenté dans l'encart 6.5. Vers le sommet la solution d'attaque a pu mener une hydrolyse totale conduisant à la formation de l'horizon latéritique ; les eaux qui traversent ensuite les horizons inférieurs s'enrichissent progressivement en silice et en alcalins de sorte que leur potentiel d'attaque diminue peu à peu : c'est ainsi qu'en s'enfonçant vers la base du profil d'altération on retrouve successivement des kaolinites puis des argiles de type illites à la base.
- Les désilicifications évoquées précédemment ne doivent pas nous faire oublier qu'il reste bien souvent du quartz dans les profils d'altération ; la désilicification concerne en premier lieu l'évacuation de la silice contenue initialement dans les minéraux altérés. Cependant comme nous venons de le signaler, il se peut que les horizons les plus altérés d'un profil sous climat équatorial ou tropical humide subissent une déstabilisation du quartz : dans ces horizons seulement, le terme de désilicification totale est réellement justifié.

Voir chapitre 2,
tableau 2.2
et figure 2.7

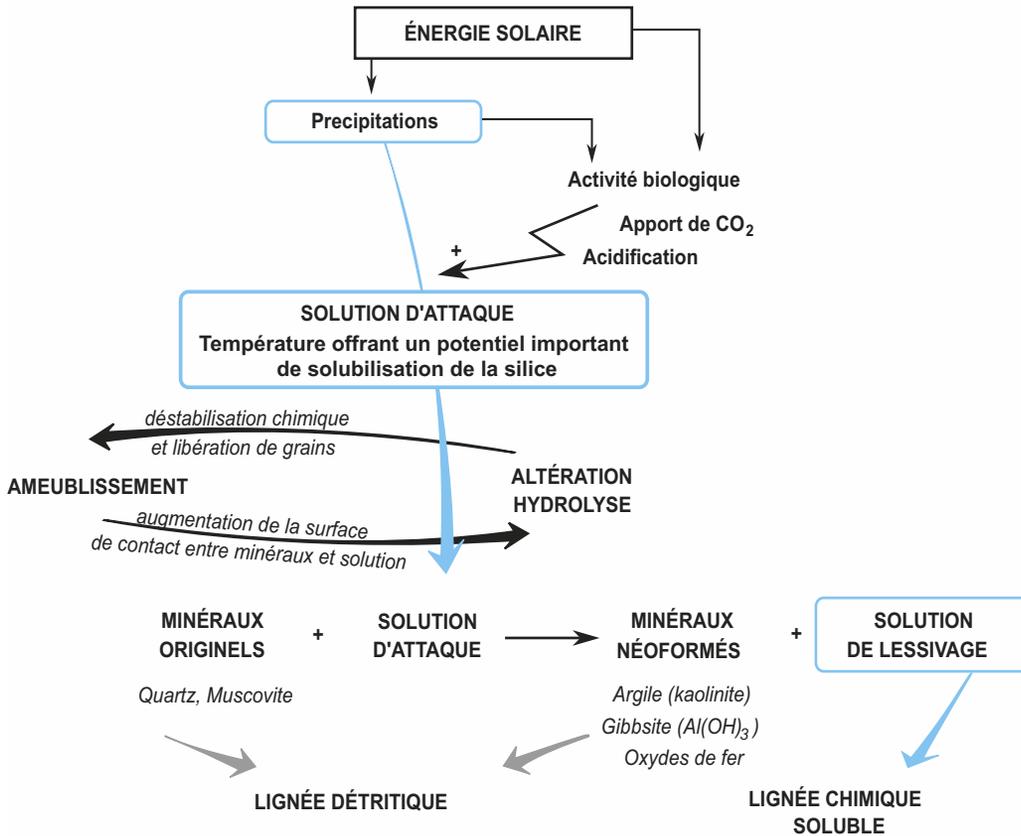
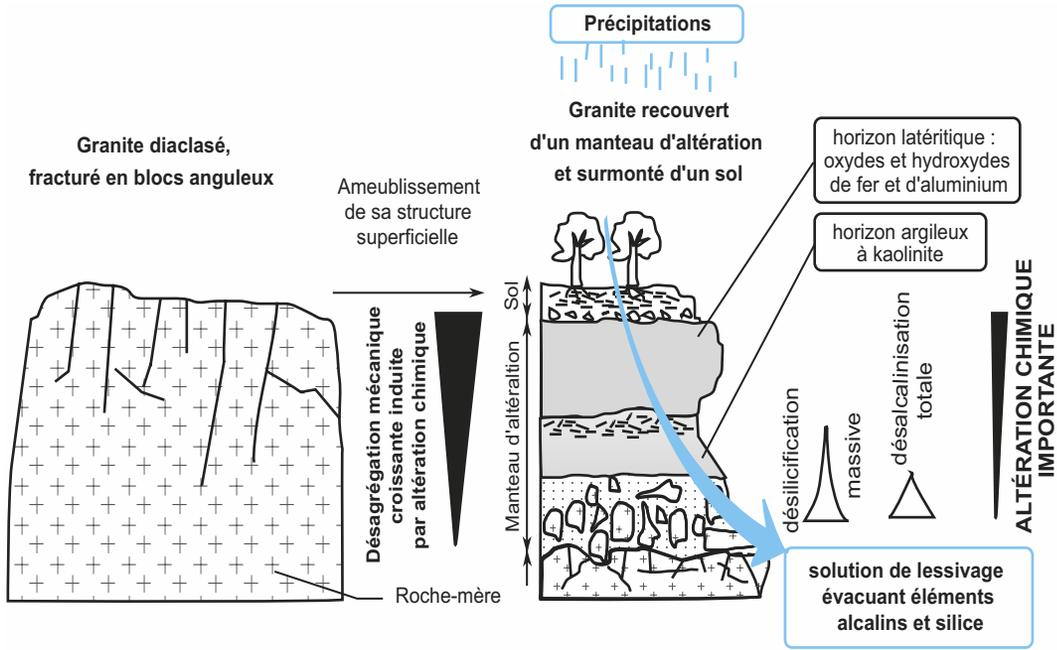


Figure 6.10 Altération d'un granite sous climat chaud et humide : bilan minéralogique.

Au final, l'épaisseur de la zone altérée et le type de minéraux néoformés varient en fonction de la latitude qui conditionne le climat (précipitations, température de surface et des eaux d'infiltration) et l'activité biologique des sols (qui influence elle-même sur la charge en CO_2 des eaux d'infiltrations). La figure 6.11 résume les principaux aspects des variations observées à l'échelle globale sur roche-mère granitique.

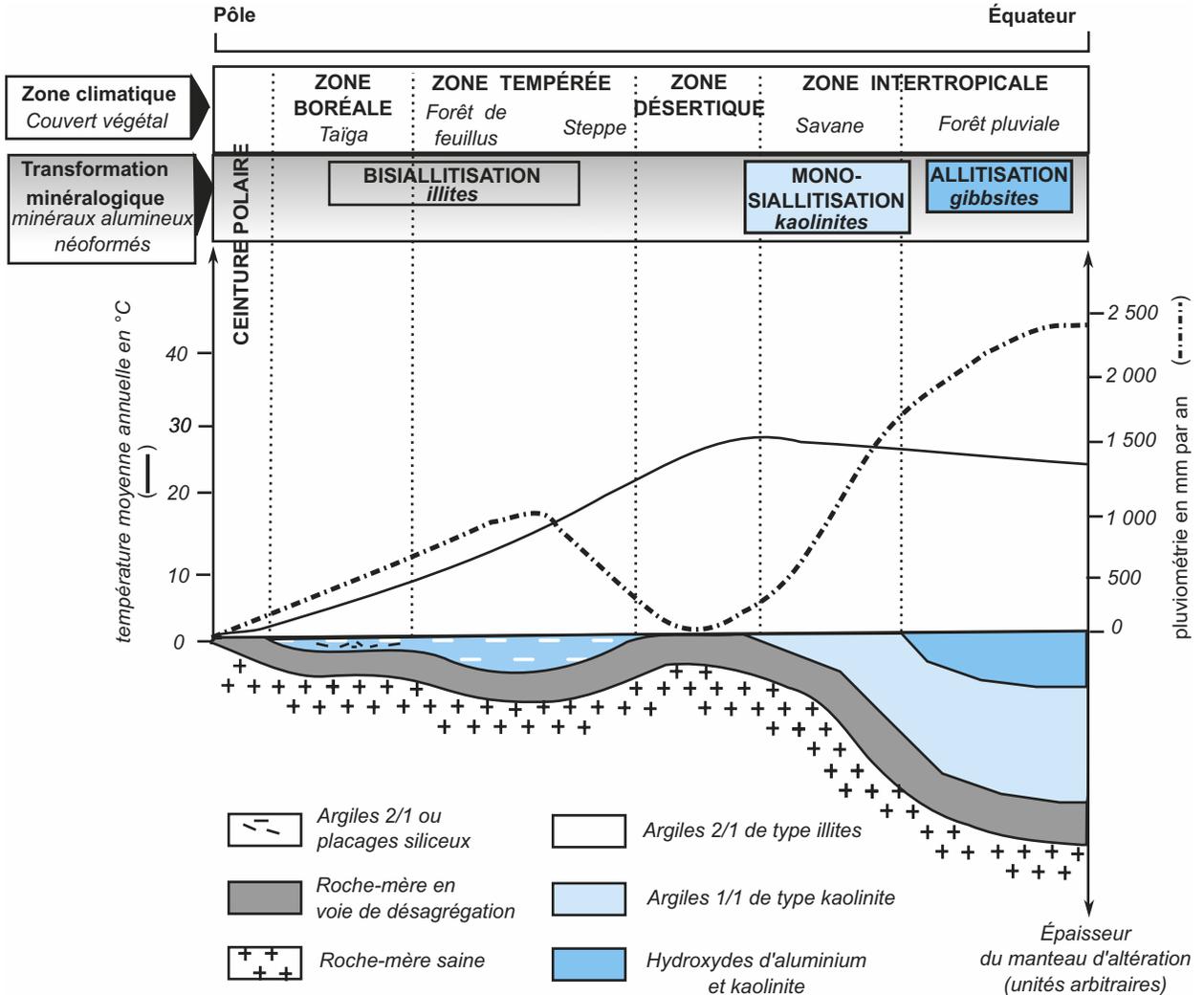


Figure 6.11 Minéraux néoformés et épaisseur du manteau d'altération en fonction de la latitude (d'après Pedro, 1975).

L'épaisseur du manteau d'altération a été figurée de manière arbitraire. Dans les zones tempérées et lorsqu'un couvert végétal le protège de l'érosion, le manteau d'altération peut atteindre quelques mètres d'épaisseur ; c'est sous climat équatorial que cette épaisseur est maximale en atteignant parfois plus de 100 m.

Dans la plupart des cas, l'altération s'accompagne d'une mise en solution d'un certain nombre d'espèces chimiques, évacuées par l'eau. De même, les particules néoformées ou issues de la désagrégation de la roche-mère peuvent être mobilisées par des agents d'érosion. Nous ne développerons pas ce point mais mentionnerons juste quelques tendances essentielles dans l'encart 6.6.

Érosion et transport des particules détritiques : influence du climat



Suivant les climats, les agents prépondérants d'érosion et de transport ne sont pas les mêmes :

- en milieu humide, chaud ou tempéré soulignons l'importance du réseau fluvial qui charrie les fractions détritiques et solubles vers les exutoires sédimentaires. Suivant la latitude et l'altitude, les réseaux fluviaux peuvent prolonger des systèmes torrentiels, et ces derniers prolonger eux-mêmes des systèmes glaciaires ;
- en milieu froid, notons l'importance de la glace sous deux grandes formes les glaciers de montagnes, et les glaciers de plateaux ainsi que les inlandsis sur les surfaces continentales plus aplanies ;
- en milieu sec, l'importance du vent s'exerce sous deux formes : il peut emporter les particules les plus fines laissant au sol la seule roche-mère dénudée (hamadas), ou les blocs anguleux les plus grossiers (regs ou déserts de pierres) ; il peut aussi, lorsqu'il est chargé de particules, attaquer par impact les roches qui se trouvent face à lui. C'est la corrasion qui engendre une surface piquetée et mate caractéristique. Elle burine les roches rencontrées et peut aller jusqu'à les sculpter comme le montrent certains paysages sahariens.

6.3 LES FORMATIONS RÉSIDUELLES : PRODUITS DE L'ALTÉRATION DES ROCHES EN DOMAINE CONTINENTAL

Les différents processus qui interviennent dans l'altération des roches, lorsqu'ils ne s'accompagnent pas du déblaiement total de leurs produits, sont à l'origine de **formations résiduelles diversifiées** directement à l'affleurement ou intégrées aux sols qui les dissimulent. Nous illustrerons l'existence de ces formations résiduelles, encore appelées **altérites**, pour deux types de roches seulement ; nous nous limiterons également aux formations les plus typées, toutes les variantes ne pouvant pas être évoquées dans le cadre de cet ouvrage.

6.3.1 Quelques formations résiduelles sur roche-mère silicatée

Suivant les climats et à titre d'exemples, différents types de formations résiduelles peuvent se mettre en place sur roche-mère granitique :

- des **podzols** en climat froid, caractérisés par un enrichissement en silice qui est parfois suffisant pour entraîner certaines précipitations amorphes et qui limite par ailleurs fortement le potentiel de fertilité du sol ;
- des **arènes** en climat tempéré, ou éventuellement des **chaos** lorsque l'érosion a déblayé les éléments les plus fins en dégageant des boules de granite sain ;
- des **cuirasses latéritiques** en milieux tropical et équatorial. À l'origine, une latérite est un horizon du sol recouvrant la roche altérée ; si l'érosion déblaye les horizons plus superficiels, elle dénude alors la latérite qui s'indure plus ou moins en cuirasse.

Pour chacune d'entre elles, ces formations sont associées à une dynamique d'altération évoquée au cours de l'une des deux parties précédentes.

6.3.2 Quelques formations résiduelles sur roche-mère carbonatée

Sur roche-mère carbonatée, les processus de dissolution sont à l'origine de figures résiduelles caractéristiques (figure 6.12), telles que :

- des **lapiez**, surfaces de banc disséquées de façon plus ou moins tortueuse par l'écoulement des eaux à travers les diaclases ainsi élargies (désert de Platé au-dessus de Flaire – Haute-Savoie) ;
- des **karsts** issus de la dissolution en profondeur par les eaux d'infiltration. Ils se caractérisent par le creusement de cavités plus ou moins importantes (gouffres ou scialets en Vercors) et la mise en place, pour les mieux constitués, d'un réseau hydrographique souterrain. En

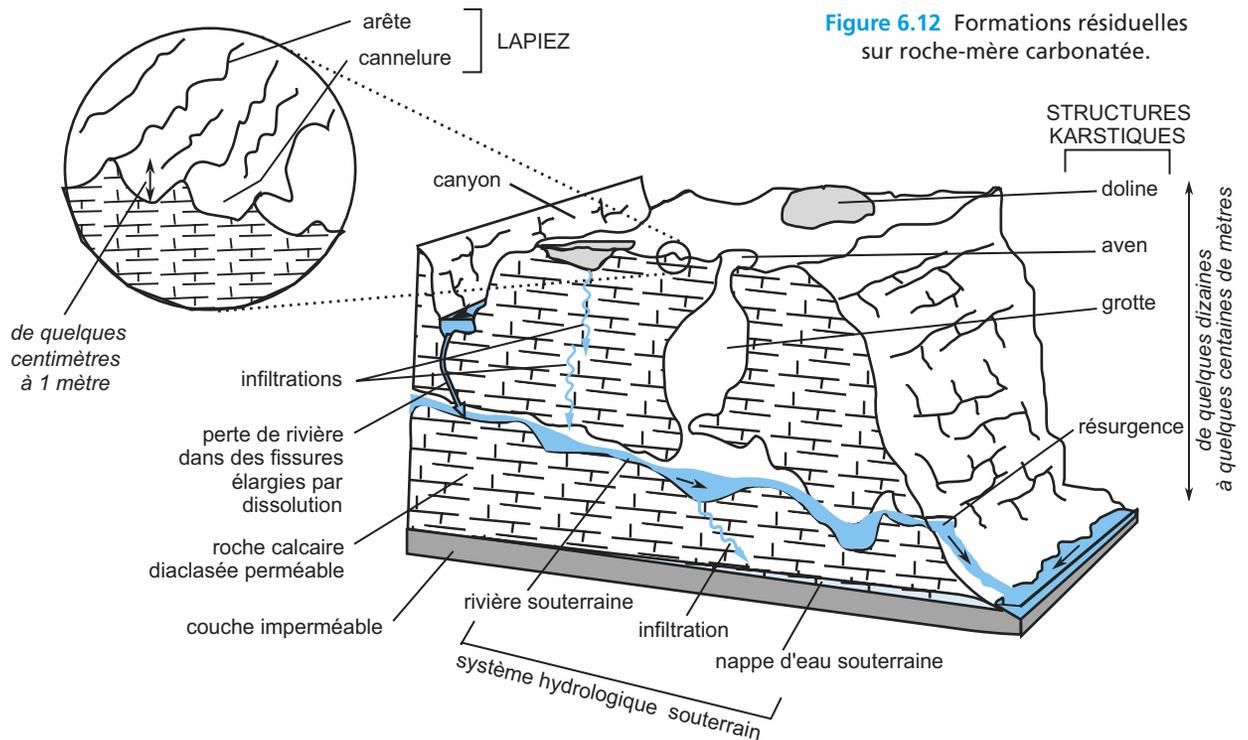


Figure 6.12 Formations résiduelles sur roche-mère carbonatée.

surface, les zones de dissolution peuvent avoir la forme de cuvettes dans lesquelles s'accumulent des particules argileuses contenues initialement dans la roche-mère, aux côtés des carbonates. Ces cuvettes sont des **dolines** et les argiles qui les combrent plus ou moins forment les argiles de décalcification.

6.3.3 Intérêts géologiques et économiques des formations résiduelles

Les formations résiduelles se révèlent importantes à trois grands titres.

- Elles contribuent à certaines **des propriétés du sol** auquel elles sont éventuellement intégrées ; c'est ainsi qu'un sol sur roche-mère granitique comporte toujours une fraction sableuse importante issue de l'arène granitique produite.
- Elles peuvent constituer ou contenir **des ressources exploitables** tels certains niveaux argileux ; diverses valorisations des argiles, des oxydes et des hydroxydes existent depuis l'exploitation de ceux-ci dans la fabrication de matériaux de construction ou dans la production de teinture (pour les oxydes), jusqu'à l'exploitation de kaolin dans la fabrication de porcelaine. Les latérites peuvent également être exploitées pour leur richesse en gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), à partir de laquelle il est possible de produire de l'aluminium (bauxites de Provence).
- Elles contribuent également à l'écriture de **l'Histoire de la Terre** ; en effet leurs dépendances vis-à-vis des conditions climatiques et des roches-mères en font de formidables **archives**, pourvu que nous ayons suffisamment étudié les altérites actuelles pour interpréter via l'actualisme celles que la surface des continents a conservées d'époques plus anciennes. Le Massif Central présente de nombreux exemples de formations rubéfiées à caractère latéritique d'âge Eocène, en place ou remaniées et redistribuées alors sur son pourtour. Il s'agit le plus souvent d'arènes rubéfiées et d'argiles ferrallitiques (kaolinites associées à des oxydes de fer et d'aluminium) interprétées comme les produits d'une altération du socle granito-gneissique sous un climat de type tropical. Toutes ces formations d'âge Eocène sont à l'origine du nom que l'on utilise régionalement pour les qualifier ou nommer la période correspondant à leur mise en place : le Sidérolithique.

RÉVISER

L'essentiel

L'activité de la Terre ne se cantonne pas à la dissipation de son énergie interne. D'autres processus que le magmatisme ou le métamorphisme, qui sera abordé ultérieurement dans l'ouvrage (Voir chapitre 11), illustrent l'existence d'une dynamique externe surtout influencée par l'énergie solaire et la gravité.

Portées à l'affleurement par le biais du volcanisme ou de la tectonique ou de l'érosion, les roches y rencontrent des conditions (P, T, teneur en eau) différentes de celles qui ont prévalu à leur formation ; leur minéralogie étant alors plus ou moins instable, elles s'altèrent.

La désagrégation mécanique prédomine dans les régions présentant de forts reliefs, un faible couvert végétal, et caractérisées par de grandes amplitudes thermiques. L'altération chimique peut entraîner, suivant la nature des roches qu'elle affecte, une dissolution (roches carbonatées par exemple) ou une hydrolyse (roches silicatées) de certains de leurs minéraux ; dans ce dernier cas, l'altération s'accompagne de la production d'argiles dont la nature témoigne de l'intensité de l'hydrolyse, elle-même augmentant avec la température des eaux de drainage et l'intensité de celui-ci.

Les êtres vivants influent de multiples façons sur l'altération : ils accroissent la désagrégation mécanique et interviennent sur la chimie des eaux de drainage en les acidifiant notamment, ce qui renforce leur potentiel d'altération. Enfin, l'altération des roches est presque toujours accompagnée d'une consommation de dioxyde de carbone et interfère donc avec le cycle du carbone (Voir chapitre 13). Les produits de l'altération peuvent aussi être mobilisés, sous forme solide, par des fluides en mouvement : on parle alors d'érosion. Dépendante de l'hydrodynamisme des eaux continentales, elle est donc conditionnée par l'existence, l'entretien et la vigueur des reliefs.

L'altération et l'érosion se traduisent au final et le plus souvent par le transport de particules détritiques, d'espèces ioniques en solution et de débris organiques depuis les aires continentales vers l'exutoire naturel des réseaux fluviaux, le milieu marin. Chacune de ses lignées participe alors, directement ou indirectement, à la formation de sédiments.

Cependant, une partie des produits d'altération peut échapper à cette logique et contribuer à la formation sur place de formations résiduelles ; compte-tenu de l'influence du climat sur leur production, celles-ci sont à même de constituer, lorsqu'elles sont conservées au cours des temps géologiques, une mémoire des conditions climatiques anciennes.

Attention

- Ne confondez pas les notions suivantes : altération et érosion, érosion et transport seul.
- Ne confondez pas carboné et carbonaté, ou encore silice et quartz ; l'altération des feldspaths libère de la silice alors que dans le même temps le quartz peut résister et demeurer dans le profil d'altération : dans l'absolu la désilicification n'est donc jamais totale.
- Raisonniez toujours en termes d'équilibre chimique avec les équations caractérisant l'altération hydrolytique des silicates ou bien les processus de dissolution et de précipitation. Sachez les équilibrer ; à ce titre, il faut que vous soyez capable de leur appliquer les raisonnements classiques utilisés en chimie quant aux règles de déplacement d'équilibre et quant à l'évaluation du taux de présence des différentes espèces lorsque les constantes sont fournies.

Mots-clés

- Allitisation
- Altération chimique
- Altération hydrolytique
- Altérite
- Arène
- Arénisation
- Bisiallisation
- Chaos granitique
- Désagrégation mécanique
- Dissolution
- Érosion
- Formation résiduelle
- Illites
- Kaolinites
- Kaolinisation
- Karst
- Lapiez
- Latéritisation
- Lessivage
- Monosiallisation

Plan

- 7.1 Devenir des particules détritiques
- 7.2 Devenir de la lignée ionique
- 7.3 Répartition des sédiments océaniques non organiques
- 7.4 Sédimentation carbonée

Introduction

L'altération des roches en domaine continental est à l'origine d'une **lignée détritique** constituée de minéraux hérités et néoformés en proportions variables, et d'une **lignée ionique** contenue dans les solutions de lessivage ou de dissolution.

Alors que la lignée ionique est quasi systématiquement évacuée vers l'océan, la lignée détritique qui l'accompagne est fonction des capacités érosives sur le domaine continental. Ces divers produits sont à l'origine du **dépôt des sédiments** dans les domaines océaniques au sens large (marges continentales, bassins et dorsales) ; leur accumulation et des modifications physico-chimiques lors de leur compaction les transforment ensuite peu à peu en **roches sédimentaires**.

Dans ce chapitre, nous montrerons comment la dynamique sédimentaire, une des formes de la géodynamique externe, est étroitement dépendante de l'**énergie solaire** et de la **gravité**. Ceci nous conduit à l'énoncé des problèmes suivants :

- Comment se distribuent les produits de la lignée détritique sur les fonds des océans auxquels ils sont livrés ?
- Comment les ions en solutions peuvent-ils constituer des particules sédimentaires et comment celles-ci se distribuent-elles dans ces mêmes domaines océaniques, aussi bien horizontalement que verticalement ?
- Que deviennent les matières organiques qui accompagnent les produits minéraux dans les processus sédimentaires ? Quelles sont les conditions propices à leur préservation, conditions préalables à leur transformation ultérieure en roches sédimentaires carbonées ?

Nous nous limiterons ici à l'étude de la sédimentation se déroulant en domaine océanique bordé par une marge continentale stable (figure 7.1).

Les sédiments qui se déposent au fond des océans ont plusieurs origines possibles :

- l'aplanissement des reliefs continentaux responsable d'un apport annuel de plus de 17 milliards de tonnes (Gt) de matériaux dans les aires sédimentaires. Ce matériel exogène, fruit de l'**altération** et de l'**érosion**, se compose d'une fraction solide de **13,4 Gt de particules détritiques**, et de **3,6 Gt d'éléments dissous** ;
- la **production minérale *in situ*** de particules sédimentaires par l'activité biologique ou purement chimique à partir des éléments dissous en provenance des continents ou émis par l'hydrothermalisme sous-marin ;
- la **production organique**, continentale et transportée jusqu'au domaine océanique ou directement produite dans l'océan ;
- le volcanisme qui projette vers l'atmosphère des cendres dont la plus grande partie finit par retomber dans les océans.

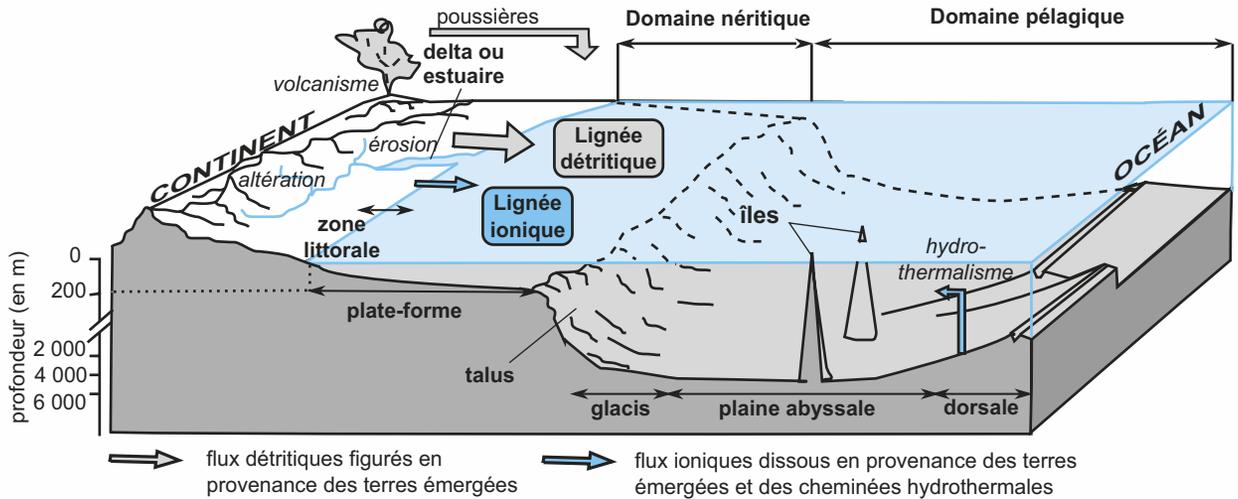


Figure 7.1 Organisation du domaine marin en différentes aires sédimentaires en contexte de marge continentale stable ou passive, et approvisionnement du processus sédimentaire.

La fraction solide transportée par le réseau hydrographique constitue l'essentiel de la lignée détritique livrée à l'océan ; celle-ci est aussi constituée de la retombée de particules véhiculées par l'atmosphère (poussières volcaniques, éoliennes, et d'origine cosmique). Les ions dissous livrés par le réseau hydrographique et l'hydrothermalisme sous-marin alimentent la lignée ionique à partir de laquelle les activités biologiques ou des mécanismes purement chimiques peuvent produire des particules sédimentaires. La pente du talus est très exagérée ; généralement, elle demeure voisine de 5°.

7.1 DEVENIR DES PARTICULES DÉTRITIQUES

7.1.1 La gravité est le principal mécanisme de la sédimentation détritique

Dans un fluide, les particules sont soumises à deux actions : la gravité qui tend à provoquer leur dépôt, et l'énergie cinétique du fluide qui tend à favoriser leur transport. Comme l'indique le diagramme de Hjulström (encart 7.1), le dépôt des particules détritiques intervient lorsque l'énergie de leur agent de transport diminue. C'est ainsi que la charge détritique d'une rivière ou d'un fleuve fait l'objet d'un granoclassement horizontal et s'appauvrit progressivement en éléments grossiers au fur et à mesure que l'hydrodynamisme du cours d'eau décroît. Ceci se poursuit sur la marge en répartissant les livrées détritiques en provenance du continent.

ENCART 7.1

Hydrodynamisme et granulométrie : conditions de dépôt de la charge détritique dans l'eau



Le dépôt des particules détritiques transportées par l'eau dépend de leur taille et de la vitesse du courant qui détermine l'énergie hydraulique du milieu (figure 7.2). Concernant les grains détritiques dont la taille est supérieure à 0,05 mm, ils se déposent graduellement des plus grossiers aux plus fins, au fur et à mesure que la vitesse du courant diminue.

Le cas des particules les plus fines, qui correspondent essentiellement aux particules argileuses, mérite cependant d'être précisé ; en effet, dans la plupart des représentations du diagramme de Hjulström, elles semblent ne jamais disposer de conditions propices à la sédimentation.

Il faut remarquer que ces représentations sont réalisées avec des échelles logarithmiques puisque, en ordonnée du diagramme, la valeur la plus faible n'est pas nulle mais

Voir TP6 § 6.1.2b

de 0,1 cm/sec. Une vitesse de courant nulle permet le dépôt de telles particules ; cependant ce dépôt est généralement lent au regard de celui des particules de plus grande taille. Ceci est lié à la structure en feuillets des particules qui leur offre une grande portance, et à leur charge électrostatique (anionique) qui tend à éviter leur rapprochement et favorise leur état de plus grande dispersion.

Un autre facteur pouvant favoriser le dépôt des petites particules est la charge cationique de l'eau ; en effet, les particules argileuses électronégatives ont tendance à se rassembler quand la teneur en cations dans le milieu est suffisante : ces derniers s'intercalent entre les particules argileuses qui se rassemblent alors pour former des agrégats de plus grande dimension, ce qui favorise leur dépôt : on parle dans ce cas de **floculation**.

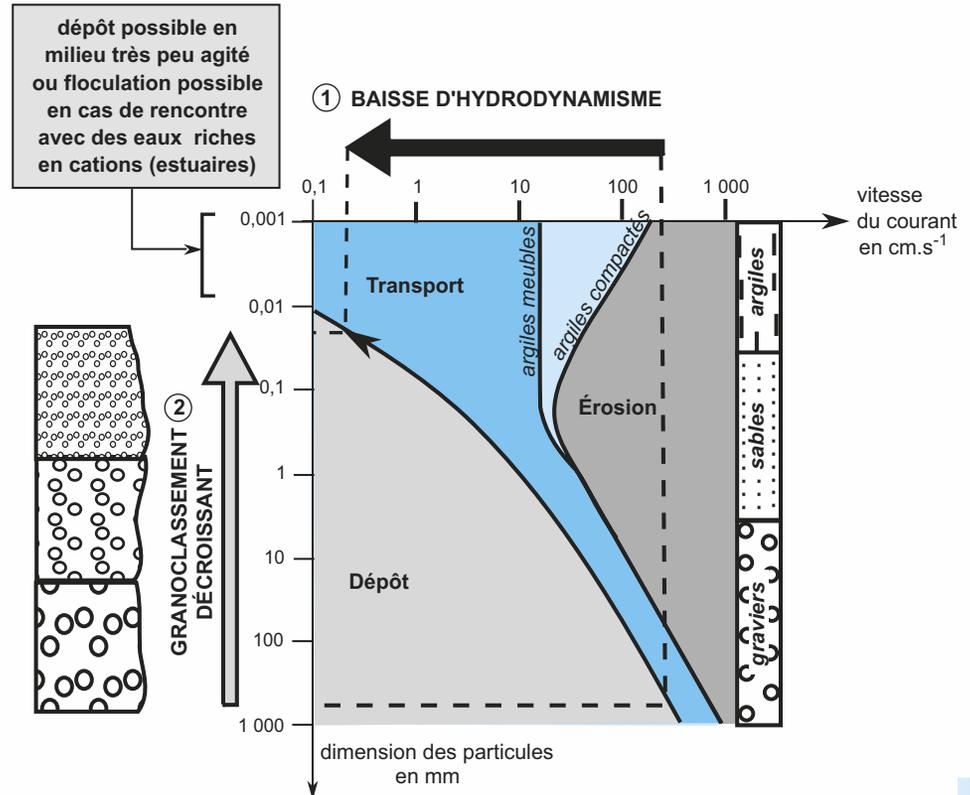


Figure 7.2 Comportement des particules dans l'eau et capacité de sédimentation.

7.1.2 Dépôts fluvo-marins

On distingue deux types d'embouchures :

- les estuaires dans les mers à courants côtiers et courants de marées importants ;
- les deltas qui se développent dans des secteurs à plus faibles courants de marées.

Les estuaires (tels ceux de la Seine, de la Loire ou de la Gironde le long de la côte atlantique) sont l'objet d'un **dépôt vaseux** important au contact des eaux salées qui provoquent la **floculation des argiles** en suspension. Les autres éléments détritiques sédimentent le plus souvent plus en amont en raison de la faible énergie de ces fleuves.

Au contraire, dans les deltas (tel celui du Rhône dans le golfe du Lion en Méditerranée) se dépose la plus grande partie de la charge détritique des fleuves. Ils sont caractérisés par des dépôts sableux et argileux dont la géométrie évolue depuis le haut de delta émergé vers le front de delta immergé (encart 7.2).

ENCART 7.2

Géométrie des dépôts sédimentaires détritiques dans un delta

On peut distinguer deux grands domaines dans l'organisation d'un delta depuis le continent vers l'océan (figure 7.3) :

- le haut du delta constitué d'une plaine inondable que traversent les chenaux anastomosés du fleuve et où l'hydrodynamisme dominant est celui de ce même fleuve ;
- le front du delta totalement immergé, où l'hydrodynamisme dominant est celui du milieu marin.

En haut du delta, les particules détritiques les plus grossières s'accumulent ; ceci peut s'expliquer du fait de l'élargissement de la section cumulée du chenal d'écoulement qui conduit à une baisse d'hydrodynamisme. Ces dépôts, discordants entre eux du fait de la divagation des chenaux observés au gré des crues successives, sont à l'origine d'accumulations présentant des stratifications entrecroisées caractéristiques.

Chaque séquence correspond au comblement d'un chenal creusé dans des dépôts plus anciens au cours d'une crue ; ce comblement présente un granoclassement vertical qui rend compte d'une diminution progressive d'hydrodynamisme lors de la décrue.

Plus latéralement, dans la plaine d'inondation, des argiles se déposent dans les étendues d'eau quasi immobiles abandonnées en marge des chenaux après la crue.

En avant du delta, les sables et les vases s'organisent horizontalement en séquences granodécroissantes vers le large ; ces séquences successives s'accumulent aussi verticale-

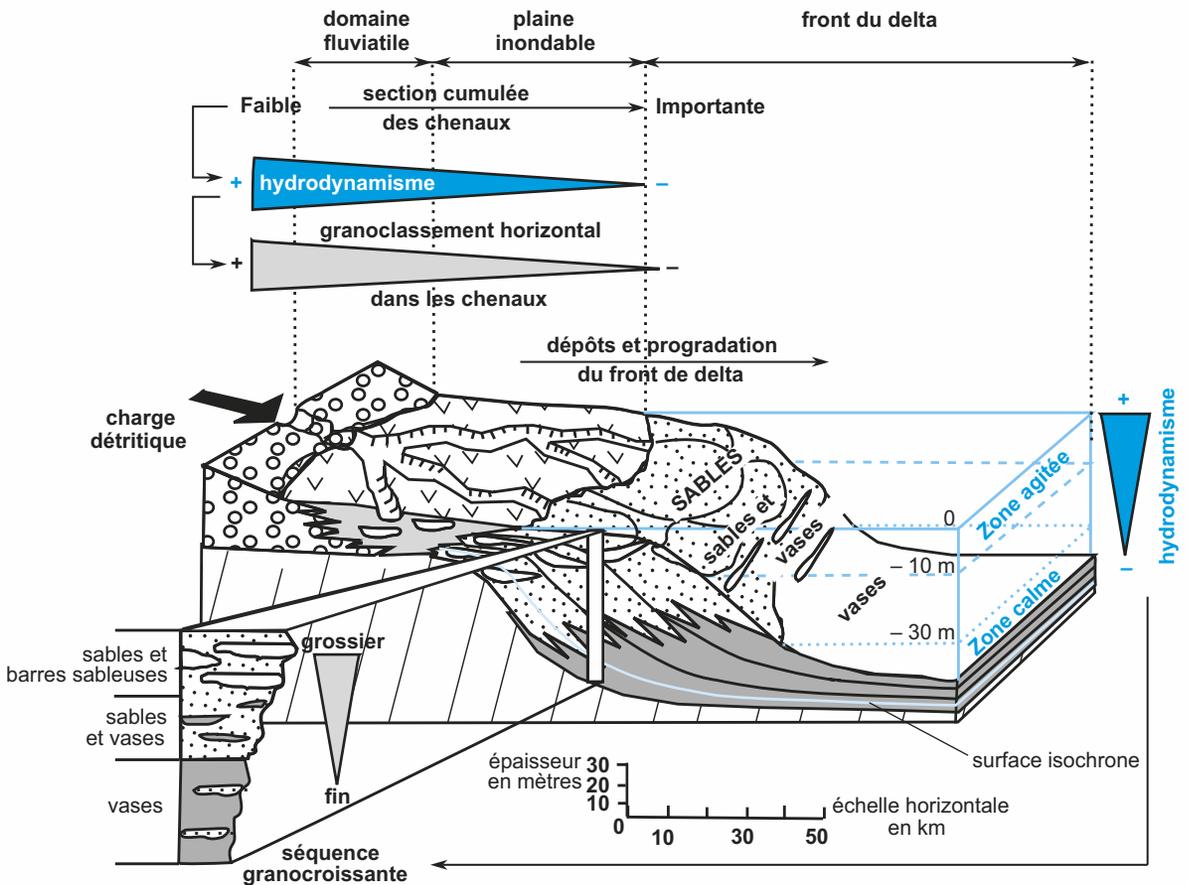


Figure 7.3 Modèle d'organisation d'un delta et géométrie des dépôts sédimentaires.

L'échelle est donnée à titre approximatif en s'appuyant sur le cas du delta du Rhône ; cependant de nombreuses variantes existent en fonction des cas étudiés.

ment suivant une série granocroissante : sous l'influence de la houle et des courants de marée, l'agitation de l'eau est maximale dans la zone superficielle et n'autorise que le dépôt des particules sableuses. Les particules argileuses quant à elles sédimentent plus au large et à plus grande profondeur.

Au cours de la « vie » d'un delta, la zone de dépôt progresse vers le large au gré des livraisons détritiques successives : l'ensemble du delta prograde.

C'est ainsi que certains grands deltas, en progradant régulièrement, comblent des golfes entiers ; les dépôts peuvent aussi y atteindre des épaisseurs considérables : ainsi le delta du Pô avance de 70 m par an, celui du Mississippi comprend une épaisseur de 11 000 mètres de sédiments quaternaires et augmente son volume de 2 millions de tonnes annuelles tandis que celui du Gange se prolonge à plus de 1 000 km dans l'océan Indien.

7.1.3 Dépôts littoraux

La charge déritique transmise par les fleuves ou arrachée sur les côtes par les vagues est usée, calibrée par l'action de celles-ci, et répartie par la dérive littorale (courant côtier subparallèle au trait de côte) et les courants de marée.

Ceci peut donner des **plages** (le plus souvent concaves), où les éléments déposés acquièrent des structures sédimentaires caractéristiques (rides asymétriques ou symétriques dites **ripple-marks** dues (figure 7.4) au courant ou à la houle, **stratifications obliques et entrecroisées** le long des chenaux) et perturbées par des traces ou des terriers d'animaux (**bioturbations**).

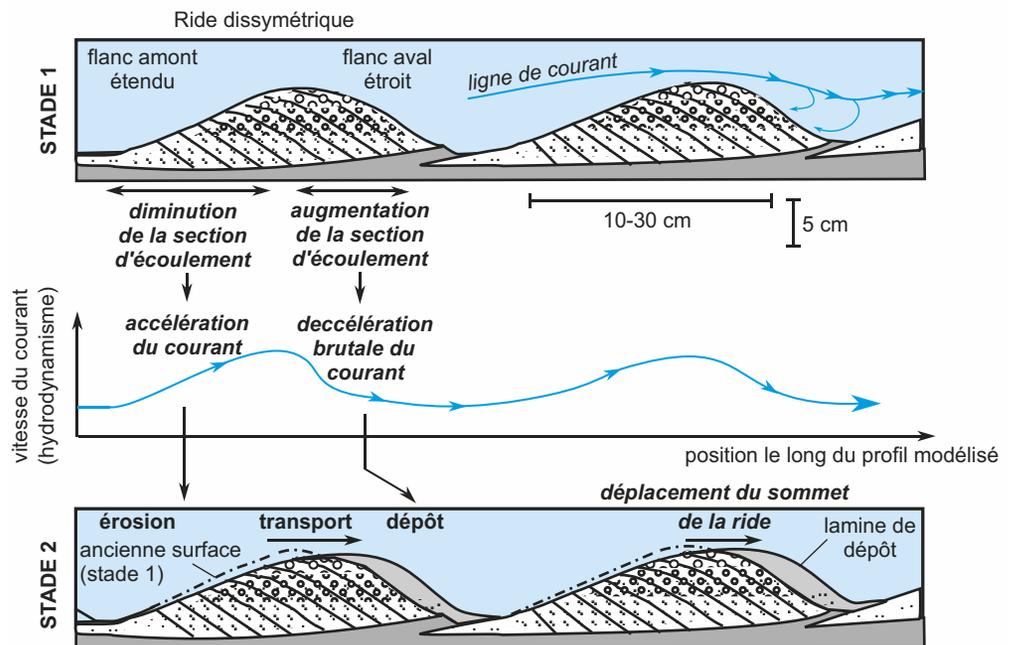


Figure 7.4 Mécanisme de formation des rides de plage dissymétriques (avec un courant dominant) et géométrie des dépôts sédimentaires.

7.1.4 Dépôts de glacis : sédimentation turbiditique

En bout de plate-forme continentale, le talus est l'objet d'une grande instabilité sédimentaire du fait d'une pente souvent « forte » (4 à 5° en moyenne), d'une importante dénivellation (2 000 à 4 000 m) voire d'une instabilité tectonique (activité sismique) dans le cas des marges actives, mais ce contexte n'est pas envisagé dans ce chapitre.

La mise en mouvement de courants gravitaires (figure 7.5a) peut être déclenchée par des séismes (même des microséismes), mais le plus souvent la simple accumulation sédimentaire

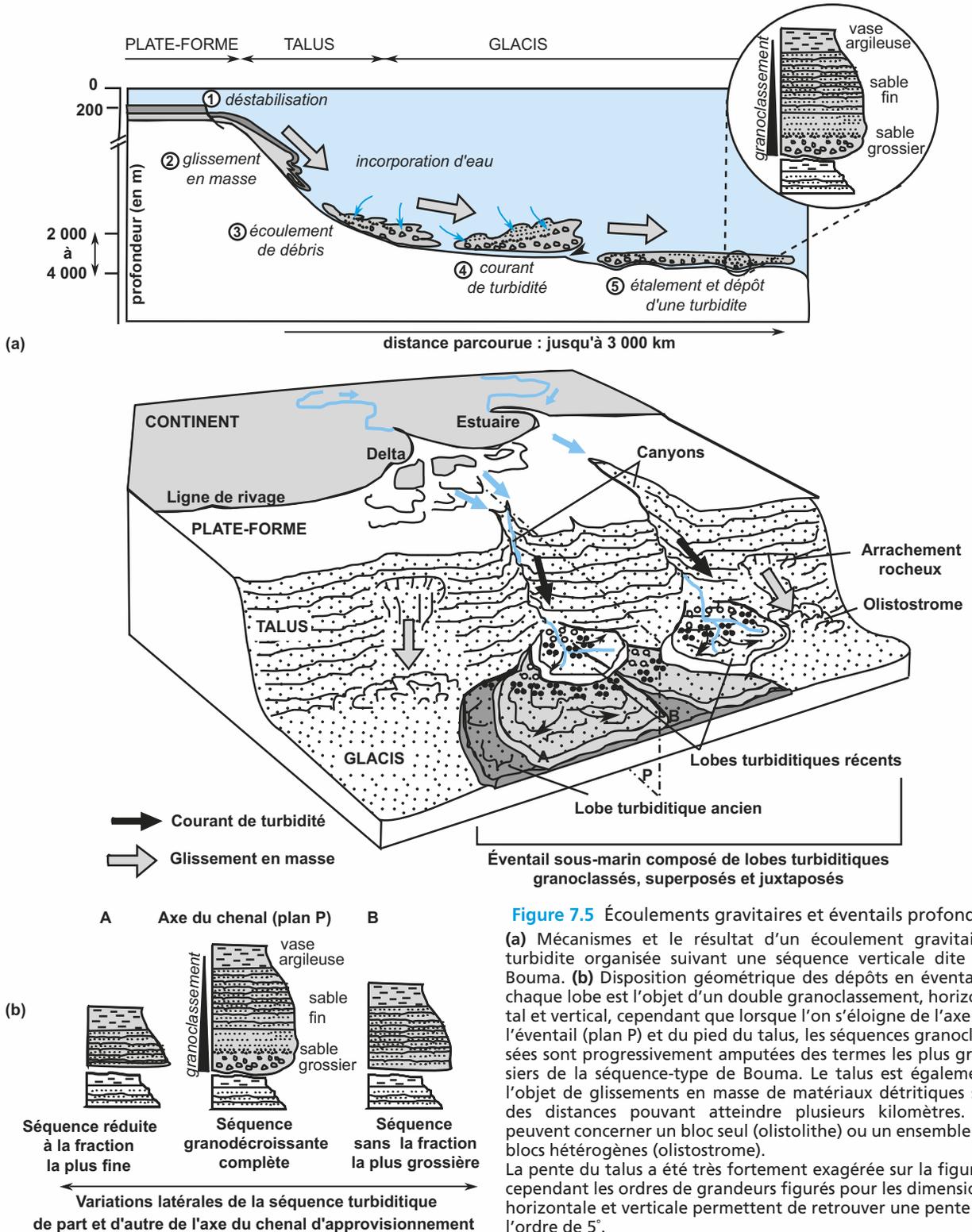


Figure 7.5 Écoulements gravitaires et éventails profonds.

(a) Mécanismes et le résultat d'un écoulement gravitaire, turbidite organisée suivant une séquence verticale dite de Bouma. (b) Disposition géométrique des dépôts en éventail ; chaque lobe est l'objet d'un double granoclassement, horizontal et vertical, cependant que lorsque l'on s'éloigne de l'axe de l'éventail (plan P) et du pied du talus, les séquences granoclassées sont progressivement amputées des termes les plus grossiers de la séquence-type de Bouma. Le talus est également l'objet de glissements en masse de matériaux détritiques sur des distances pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Ils peuvent concerner un bloc seul (olistolithe) ou un ensemble de blocs hétérogènes (olistostrome).

La pente du talus a été très fortement exagérée sur la figure ; cependant les ordres de grandeurs figurés pour les dimensions horizontale et verticale permettent de retrouver une pente de l'ordre de 5°.

suffit lorsqu'elle est importante et rapide (situation au large des deltas). Les sédiments dévalent alors la pente en suivant le cours des canyons qui l'entament. Ils se fluidifient par incorporation d'eau et accélèrent jusqu'à des vitesses pouvant atteindre 100 km/h (on compare souvent ces courants à des avalanches de neige poudreuse). En arrivant sur le glacis dont la pente est quasi nulle, le courant décélère, s'étale et abandonne au dépôt les particules qu'il contient : un dépôt assez mal granoclassé horizontalement et verticalement, appelé **turbidite**, en résulte.

L'empilement de turbidites construit progressivement des **éventails** (figure 7.5b) ou **cônes sédimentaires** (*deep sea fans*) au sein desquels il est possible d'identifier des **séquences sédimentaires verticales granodécroissantes** (séquence de Bouma) et des variations horizontales de leur composition de part et d'autre du canyon principal.

Ces dépôts peuvent constituer des volumes importants de matériaux détritiques remobilisés depuis le rebord de la plate-forme continentale jusqu'au glacis ; à titre d'exemple, on estime à plus de 10^6 km³ et de 10^4 km³ les volumes ainsi déplacés au pied des talus qui prolongent respectivement les deltas de l'Indus et du Rhône.

Remarques :

- Des courants circulant au pied du talus et parallèles à celui-ci peuvent ensuite remobiliser les matériaux détritiques, en modifier la distribution, ou simplement façonner des rides à leur surface ; ceci ne donnera lieu à aucun développement dans le cadre de cet ouvrage, mais illustre la complexité du processus sédimentaire qui d'un endroit à l'autre peut présenter de multiples variantes autour d'une base commune.
- Certaines formations sédimentaires, les flyschs (de l'allemand « *fliessen* » qui signifie « couler »), présentent une alternance rythmique de bancs composés de sédiments détritiques grossiers assez mal triés (graviers et sables) et de bancs composés de sédiments détritiques fins (argiles). On estime qu'ils représentent d'anciens éventails sédimentaires profonds compactés et consolidés.

Certains flyschs sont évoqués dans le chapitre 12 consacré à l'étude de la chaîne alpine : leur présence est interprétée comme le témoignage de l'instabilité tectonique de la bordure continentale (marge active) où cette masse détritique était livrée.

Voir chapitre 12,
§ 12.2.2c et 12.2.4c

7.1.5 Sédimentation argileuse des plaines abyssales

Les courants marins et les courants de turbidité parviennent à transférer des argiles continentales (encart 7.3) jusqu'à l'aplomb des zones abyssales ; dans ces endroits plus calmes, elles peuvent se déposer en rejoignant d'autres argiles néoformées localement suite à l'activité hydrothermale des dorsales, et des boues calcaires et siliceuses issues de l'activité biologique de la surface (plancton). Leur vitesse d'accumulation est très faible, de l'ordre de quelques mm/1 000 ans.

ENCART 7.3

Zonation de la sédimentation argileuse océanique



Les particules argileuses qui se déposent au fond de l'Océan proviennent pour l'essentiel des livraisons détritiques continentales, la néoformation argileuse intraocéanique n'étant que secondaire dans la plupart des cas.

Le taux de kaolinite, argile produite dans les zones continentales du domaine intertropical, présente sur les fonds océaniques atlantiques (figure 7.6) un gradient latitudinal qui illustre le lien existant entre la qualité minérale de la sédimentation argileuse profonde et le type d'altération régnant sur les continents (lui-même dépendant du climat).

Ce taux diminue en fonction de l'éloignement aux côtes ouest et centre-africaines dans la zone intertropicale : ceci témoigne d'un dépôt progressif des particules depuis leur zone de livraison (débouchés des grands fleuves) vers le large.

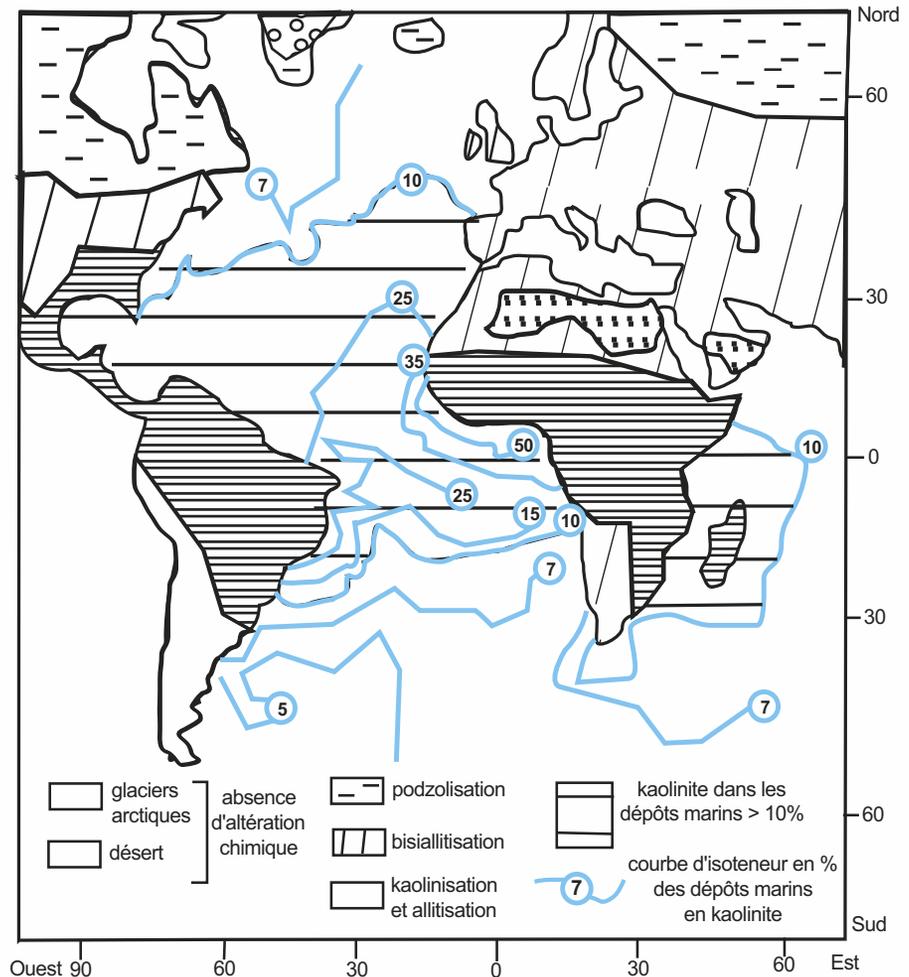


Figure 7.6 Répartition des teneurs en kaolinite dans les sédiments de l’océan Atlantique et principaux types d’altération (néoformations argileuses) régnant sur les continents voisins.

Voir chapitre 1, § 1.3, figure 1.3

Voir « les mouvements océaniques » chapitre 1, figure 1.3

Les grands courants marins influencent également la distribution des particules argileuses dans l’océan :

- dans l’Atlantique Nord, la courbe 10 % s’étire de la Floride au golfe de Gascogne et au Sud de l’Irlande : ceci peut être mis en parallèle avec la géométrie des grands courants océaniques superficiels tels le Gulf Stream (au large de la Floride) et la dérive nord-atlantique qui la prolonge jusqu’aux côtes ouest-européennes. Cette coïncidence suggère que le transfert des particules argileuses s’opère avant tout dans les eaux superficielles ;
- de même dans l’Atlantique Sud (aux alentours de 30 °S) et au voisinage des côtes africaines, les taux de kaolinites sont particulièrement bas : ceci peut certainement s’expliquer par l’absence de livraison détritique dans ce secteur situé parallèlement au désert côtier de Namibie, mais ceci peut aussi être dû aux courants superficiels qui, dans ce secteur, remontent le long des côtes Ouest-Africaines avant de bifurquer vers l’ouest dans les courants équatoriaux poussés par les alizés. Ces courants s’opposent donc à la dispersion superficielle vers le sud des kaolinites livrées plus au nord.

Au final, la lignée détritique participe donc à la dynamique sédimentaire suivant des schémas très diversifiés.

7.2 DEVENIR DE LA LIGNÉE IONIQUE

L'altération des roches libère non seulement des particules dont le devenir sédimentaire a été présenté dans la partie précédente, mais aussi des ions en solution. Parvenus à l'océan, ces ions peuvent :

- y demeurer et participer ainsi à la définition de la **salinité marine** : c'est le cas des ions sodium et chlore (la salinité moyenne de l'eau de mer est voisine de 35 g.L^{-1}) ;
- participer à la **formation** ou à la **transformation de minéraux argileux** (fer, manganèse, potassium) ;
- **se complexer au cours de précipitations chimiques par sursaturation des eaux** : c'est le cas des sulfates (donnant des gypses), des chlorures (donnant halite et sylvinite entre autres), des carbonates en certains sites (donnant les calcaires oolithiques). Pour les sédiments ainsi formés, on parle de fraction ionique authigène ;
- **être biologiquement exploités** et contribuer à des **précipitations biologiquement assistées** : un certain nombre d'espèces ioniques sont en effet prélevées dans le milieu et concentrées par les organismes (tableau 7.1) jusqu'à leur permettre de produire des complexes qui précipitent et contribuent à la construction de tests, coquilles et squelettes divers.

Ces productions biologiques minérales constituent la **fraction biogène** des sédiments de deux manières :

- du vivant des organismes, appelés alors constructeurs, comme pour les formations récifales ;
- à leur mort par le dépôt des parties minéralisées, entièrement ou partiellement conservées, lors de leur enfouissement.

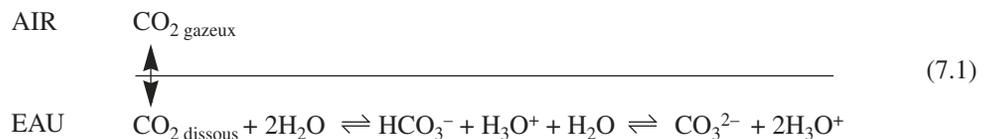
TABLEAU 7.1 PRINCIPAUX ORGANISMES FIXATEURS D'IONS MINÉRAUX EN SOLUTION DANS L'EAU DE MER.

| Éléments fixés par l'activité biologique | PRINCIPAUX ORGANISMES FIXATEURS | | |
|--|--|-----------------------------------|---|
| | Zone néritique | | Zone pélagique |
| Fixation de calcium | Mollusques, Échinodermes Foraminifères benthiques (zooplancton) Algues encroûtantes | Cnidaires (construction récifale) | Foraminifères planctoniques (zooplancton) Coccolithophoridés (phytoplancton) |
| Fixation de silicium | Spongiaires | | Diatomées (mers froides et tempérées) Radiolaires (mers chaudes) |

7.2.2 Sédimentation carbonatée, sédimentation siliceuse et bathymétrie

a) Équilibres chimiques et conditions de dépôt

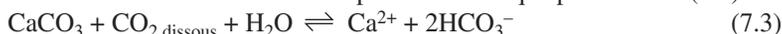
L'eau de mer contient du dioxyde de carbone dissous en équilibre avec le dioxyde de carbone atmosphérique et qui, contrairement aux autres gaz atmosphériques également en solution (azote, dioxygène), n'est pas inerte par rapport à l'eau ; il réagit avec elle en formant l'acide carbonique qui se dissocie rapidement lui-même suivant l'équilibre (7.1) :



D'autre part, la précipitation ou la dissolution du carbonate de calcium est régie par l'équilibre (7.2) :



Ces deux équilibres sont souvent associés dans une expression chimique plus usuelle (7.3) :



La précipitation du carbonate de calcium est possible lorsque le produit ionique Q_s ($Q_s = [\text{CO}_3^{2-}][\text{Ca}^{2+}]$) tend à dépasser le produit de solubilité K_s , valeur maximale théorique pour Q_s . Dès que $Q_s \gg K_s$, les eaux océaniques sont propices à la précipitation de carbonate de calcium ; c'est le cas de toutes les eaux océaniques de surface. Cependant, c'est surtout aux moyennes et faibles latitudes dont les eaux superficielles plus chaudes disposent aussi d'une salinité et d'un pH plus élevés (autant de paramètres qui dans ces conditions diminuent la valeur de K_s) que la sursaturation des eaux superficielles est la plus propice à des précipitations conséquentes de carbonates de calcium.

b) Sédimentation carbonatée sur la plate-forme continentale

Les mers peu profondes, bien oxygénées, riches en éléments nutritifs comme le sont souvent les milieux marins de la plate-forme continentale, sont des zones propices au développement des biocénoses (communauté d'organismes).

Les plates-formes carbonatées sur lesquelles abondent les organismes précipitant le carbonate de calcium sont particulièrement développées sur les marges Est des continents dans la zone intertropicale ; les alizés y poussent les eaux chaudes tandis que sur les bordures occidentales des remontées d'eaux froides et profondes (upwelling) sont défavorables à cette précipitation. La sédimentation sur la plate-forme des Bahamas (encart 7.4) est à même d'illustrer la diversité de formes que revêt la précipitation carbonatée dans ce type d'environnement.

En termes de productivité, il faut surtout retenir qu'il s'agit là de la principale forme de sédimentation carbonatée en milieu marin.

ENCART 7.4

La plate-forme des Bahamas : une zone de sédimentation néritique carbonatée



L'archipel des Bahamas (figure 7.7a) est séparé de la Floride et de Cuba par de grands chenaux qui l'isolent d'apports détritiques en provenance de ces terres émergées.

Une faible tranche d'eau (quelques mètres tout au plus) recouvre la plate-forme carbonatée (figure 7.7b) qui s'y développe et d'où émergent quelques îlots.

Les êtres vivants contribuent à la production et à l'accumulation sédimentaire de trois façons :

1. Ils concentrent activement le carbonate de calcium en constituant leur coquille (*nerites* en grec), ou leur test.

- Des coraux sont responsables par l'édification de leur squelette de la construction récifale ; ces animaux vivent sous une faible tranche d'eau, dans la zone photique où ils profitent de l'activité photosynthétique de symbiotes algaires, l'épaisseur de l'édifice récifal s'explique par la subsidence qui entretient depuis le Crétacé des conditions de sédimentation stable dans ce secteur. Ils sont surtout présents sur la façade agitée, atlantique (renouvellement des eaux, température assez stable).

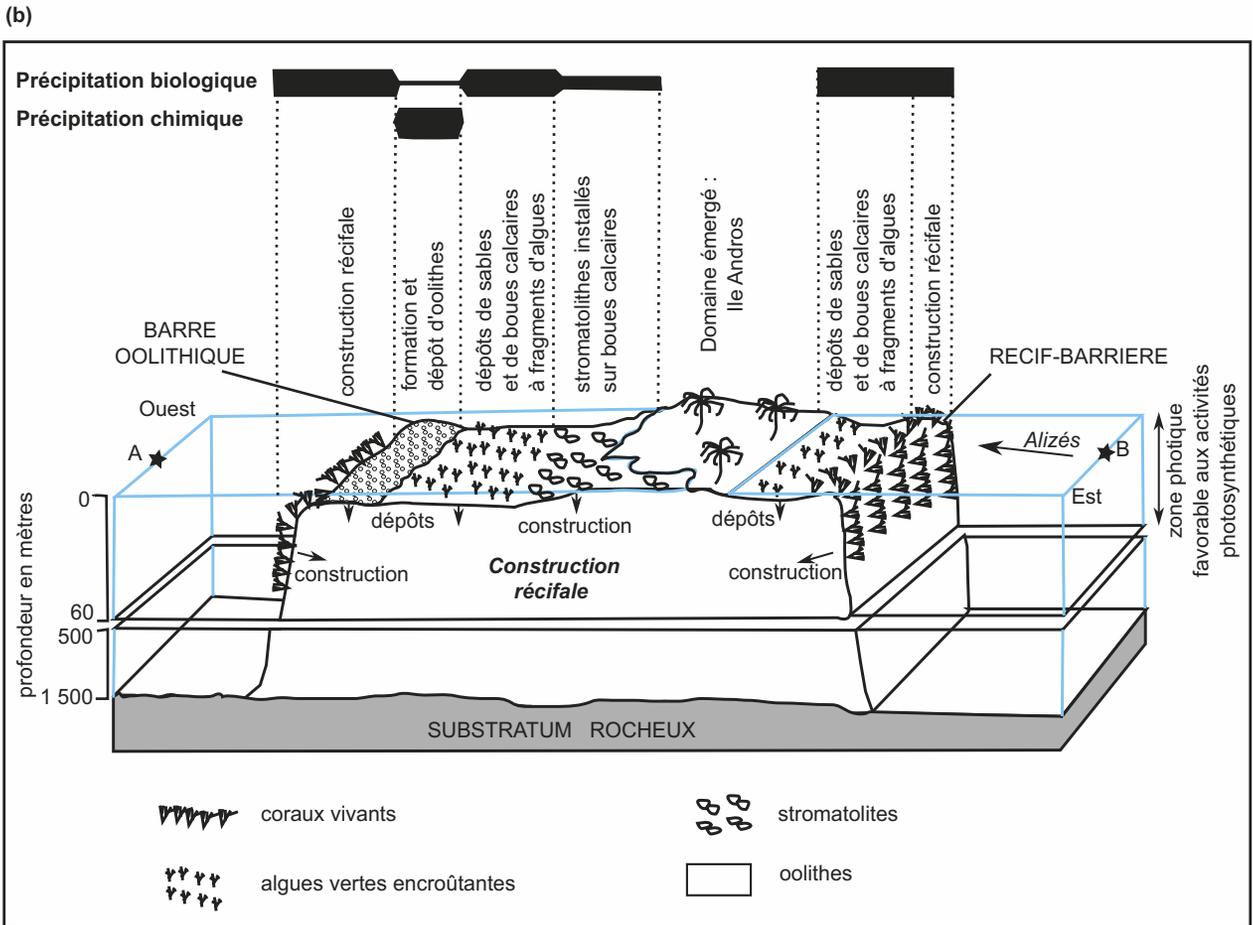
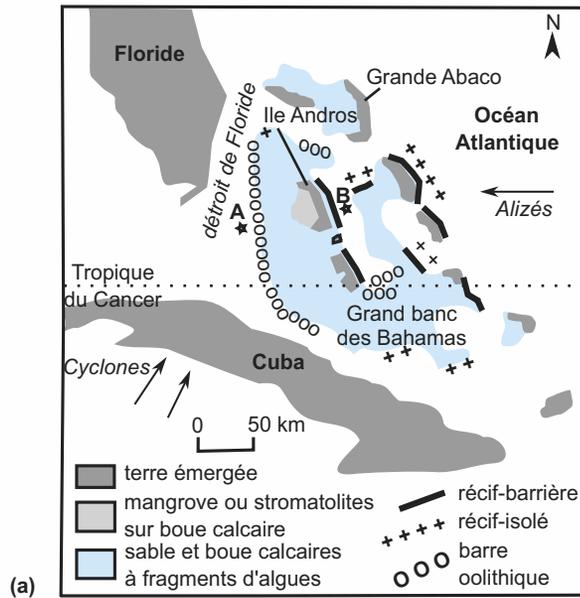
- Des algues encroûtantes qui se recouvrent de précipitation de CaCO_3 peuplent les eaux agitées et sont à l'origine, à leur mort, de débris qui se retrouvent sous formes de boues et de sables calcaires tapissant les fonds de ces secteurs. Ces sédiments débordent parfois latéralement de leur lieu de formation au gré des courants plus violents qui agitent sporadiquement la plate-forme (ouragans).

2. Ils piègent des sédiments détritiques par des dépôts carbonatés.

Des cyanobactéries (photosynthétiques) se développent en formant des voiles et des filaments bactériens encroûtants qui recouvrent régulièrement les boues fines présentes

Voir « La subsidence », chapitre 8, § 8.1.2b

Figure 7.7 Organisation de la plate-forme carbonatée des Bahamas : (a) localisation, (b) zonation sédimentaire.



localement autour des îlots émergés. Cette construction associant boues et précipitation carbonatée forme un stromatolithe.

Pour ces deux premiers cas, on peut parler de sédimentation carbonatée biogène : les êtres vivants sont les principaux acteurs de la précipitation carbonatée.

3. Ils facilitent des précipitations chimiques de carbonate de calcium.

L'activité bactérienne photosynthétique favorise, via la consommation de dioxyde de carbone dissous, la précipitation chimique de carbonate de calcium autour de fragments détritiques qui servent alors de noyaux (grains de sable, fragments de tests ou de coquilles). L'agitation modérée qui règne à certains endroits de la bordure de la plate-forme (façade caraïbe) est responsable ensuite de la forme arrondie des fragments ainsi nourris de précipitations concentriques et nommés oolithes. L'échauffement estival de ces eaux peu profondes et modérément brassées accélère la précipitation.

Dans ce dernier cas, les êtres vivants ne semblent être que des facteurs facilitant une précipitation avant tout dirigée par un environnement physico-chimique favorable. La production d'oolithes est donc souvent assimilée à une sédimentation purement chimique.

Voir chapitre 12 et encart TP8.2

Remarque : Les épaisses formations carbonatées datant du Crétacé et réunies sous le terme de faciès urgonien, rencontrées dans la plupart des chaînes subalpines sont interprétées comme d'anciennes plates-formes, comparables à celles décrites aux Bahamas.

c) Sédimentation carbonatée en milieu océanique profond

Les particules carbonatées produites en surface par certains organismes à tests carbonatés, phytoplanctoniques (coccolithophoridés) et zooplanctoniques (foraminifères) pour l'essentiel, sont ensuite (après leur mort) soumises au dépôt. Cependant, l'abaissement de la température et l'élévation de pression qui accompagnent leur chute concourent à une augmentation de la teneur relative en dioxyde de carbone dissous et à un abaissement de pH : ces deux conditions sont favorables à leur dissolution. À une certaine profondeur, la dissolution (figure 7.8a) s'accélère considérablement : c'est la **lysocline** de la calcite. Plus bas encore, tout apport de carbonate de calcium est compensé par une dissolution : c'est la **surface de compensation des carbonates** (encore appelée CCD pour *Carbonate Compensation Depth*).

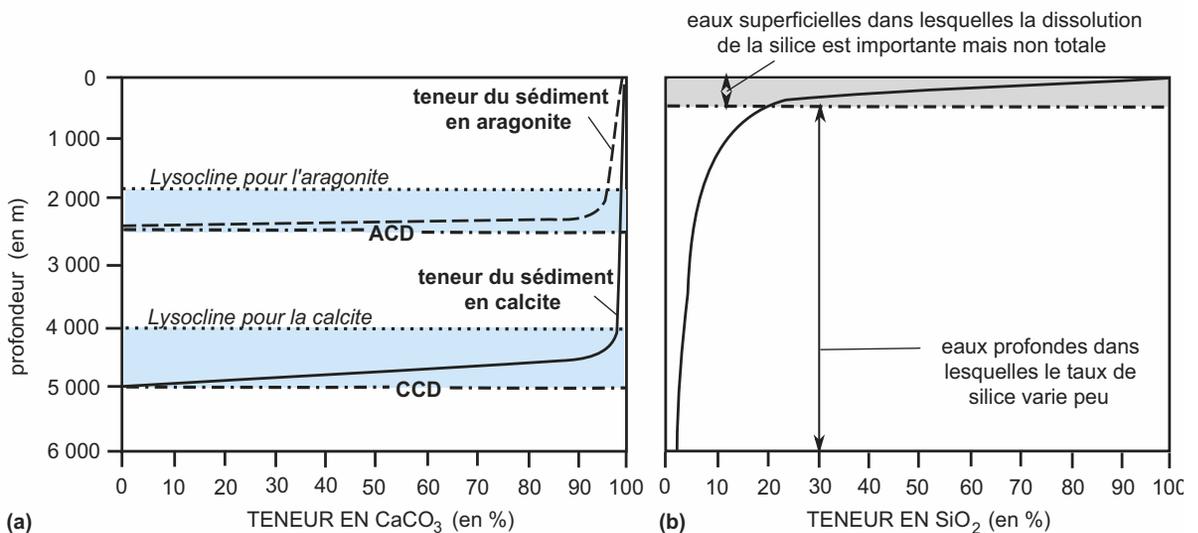


Figure 7.8 Dissolution des organismes calcaires (a) et siliceux (b) en fonction de la profondeur d'eau.

Les valeurs moyennes figurées pour les lysoclines et les profondeurs de compensation relatives à la calcite et à l'aragonite correspondent à celles du domaine atlantique aux moyennes et basses latitudes. Aux hautes latitudes ou dans les zones d'upwelling, les eaux sont sous-saturées à des profondeurs plus faibles et les niveaux des lysoclines et des profondeurs de compensation des carbonates (calcite comme aragonite) remontent de près de 1 000 mètres.

Remarque : De la même manière, il existe une lysocline et une profondeur de compensation pour l'aragonite, autre forme de cristallisation du carbonate de calcium rencontrée dans la constitution de certains squelettes (cnidaires, algues vertes) ou de certaines coquilles (mollusques) participant presque exclusivement à la sédimentation dans la zone néritique : celles-ci sont situées moins profondément que pour la calcite, avec par exemple une profondeur de compensation pour l'aragonite (ACD) voisine de 3 000 mètres. Ceci est donc moins important car la sédimentation dans le domaine néritique, peu profond, ne permet pas d'atteindre ces profondeurs critiques.

Les profondeurs de compensation des carbonates (CCD et ACD) diffèrent entre l'océan Atlantique et l'océan Pacifique aux eaux profondes plus riches en CO_2 : 4 500 m pour la CCD Pacifique contre 5 000 m pour celle de l'Atlantique, 500 m à 1 000 m pour l'ACD Pacifique contre 2 500 à 3 000 m dans le cas de l'ACD Atlantique.

Plusieurs facteurs ont pu contribuer à faire fluctuer la CCD au cours des temps géologiques : la productivité de CO_2 endogène au fond des océans (activité des dorsales), les modifications climatiques et donc la température moyenne des eaux profondes (lors des périodes glaciaires – plus grande solubilisation d'eaux plus froides – et interglaciaires – moindre solubilisation d'eaux plus chaudes – du Quaternaire par exemple).

d) Sédimentation siliceuse en milieu océanique profond

L'océan est aussi le lieu d'une sédimentation siliceuse mais ses caractéristiques diffèrent du cas des carbonates. La première différence émane de la distribution des organismes à test siliceux (tableau 7.1) : peu abondants dans les eaux des plates-formes continentales, ils contribuent significativement à la dynamique sédimentaire avant tout dans des zones de forte productivité planctonique, fertilisées par les eaux d'upwelling chargées en éléments minéraux, et bien souvent aussi dans des zones où les organismes à tests carbonatés sont quasiment absents ; il s'agit, pour les secondes, des eaux froides des hautes latitudes et, pour les premières, des zones de remontées d'eaux froides et fertiles (*upwelling*) des côtes occidentales des continents, dans la zone intertropicale (Afrique de l'Ouest, Pérou, Nord du Chili).

À ces deux cas s'ajoute une ceinture subéquatoriale à radiolaires qui cohabitent avec des organismes planctoniques carbonatés : elle contribue à des dépôts peu épais là où la profondeur importante (au-dessous de la CCD) provoque la dissolution des particules carbonatées.

Du fait de la sous-saturation en silice des eaux fluviatiles qui rejoignent les océans, du prélèvement opéré par les organismes planctoniques à test siliceux, et de l'existence d'un cycle saisonnier qui augmente périodiquement (période de plus haute température) leur solubilité vis-à-vis de la silice, les eaux océaniques superficielles peuvent être considérées comme toujours sous-saturées en silice ($\text{Si}(\text{OH})_4$). Plus en profondeur, l'absence d'organismes planctoniques fixateurs et les plus faibles températures (la solubilité de la silice diminue avec la baisse de la température) expliquent la présence d'eaux océaniques plus saturées en silice qui ne permettent plus la dissolution. **La dissolution de la silice est donc maximale en surface** et a ensuite tendance à décroître avec la profondeur (figure 7.8b).

Au final, la sédimentation siliceuse profonde en milieu océanique est donc dépendante :

- d'une présence conséquente d'organismes planctoniques à tests siliceux en surface (forte productivité) compensant la dissolution importante à la traversée des faibles profondeurs ;
- de profondeurs suffisantes pour que la sédimentation carbonatée, bien souvent plus productive, soit neutralisée sous la CCD.

7.2.3 Sédimentation évaporitique

L'eau de mer confinée dans des sites particuliers peut permettre par le biais d'un bilan hydrologique déficitaire (évaporation supérieure à l'apport d'eau douce), la précipitation d'un certain nombre de complexes minéraux lorsque certaines conditions sont présentes.

C'est avant tout une condition chimique qui importe : la formation d'un précipité suppose que le produit ionique des sels présents atteigne et surtout dépasse l'ordre de grandeur du produit de solubilité de l'équilibre correspondant (§ 7.2.2a).

Lors de l'évaporation de l'eau de mer, les carbonates sont les premiers à précipiter mais ils ne sont pas typiques de la série évaporitique puisque leur précipitation peut aussi intervenir dans de multiples autres contextes. Ces premiers dépôts fort modestes en volume sont suivis de la précipitation des termes caractéristiques de la série évaporitique avec dans l'ordre de leur apparition (figure 7.9), le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (cahier couleur p. 9), la halite (NaCl) et la sylvite (KCl) (ou la sylvinite, mélange de NaCl et KCl), le tout accompagné de sels plus rares (dont plusieurs sels magnésiens).

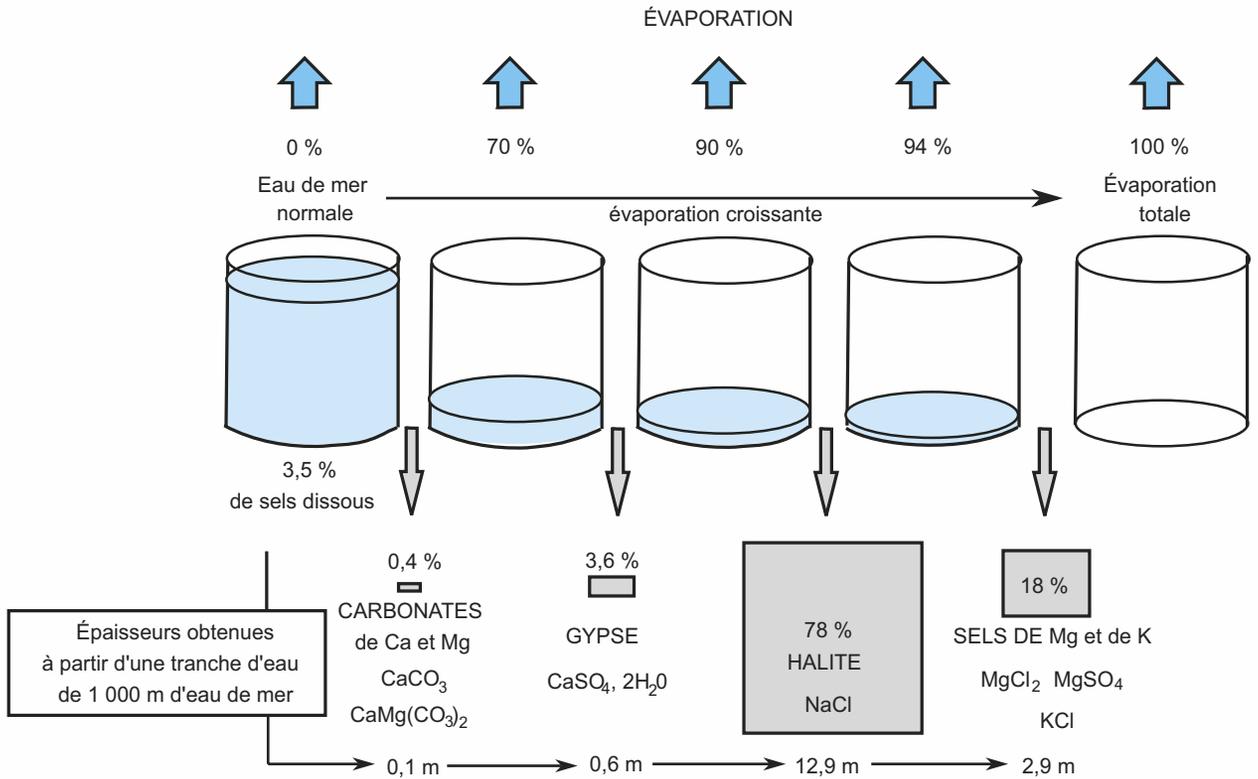


Figure 7.9 Ordre d'apparition et pourcentages relatifs des différents sels obtenus au cours d'une expérience d'évaporation d'eau de mer.

Quelques milieux sont propices au confinement des ions en solution et à l'obtention de saumures sursaturées à partir desquelles se forment les sédiments évaporitiques :

- **des lagunes envahies irrégulièrement par l'eau de mer** (bordures du golfe Persique) où l'évaporation largement prédominante sur les précipitations (pluies) est suffisante pour faire précipiter certains sels entre deux approvisionnements ; l'encart 7.5 détaille un exemple d'environnement sédimentaire récent illustrant ainsi ce contexte ;
- **des mers intérieures (mer Morte) ou peu ouvertes** dans lesquelles l'évaporation, là encore excédentaire par rapport aux apports d'eau douce ou d'eaux marines peu salées, conduit à une élévation de la salinité : l'obtention de saumures bordières (solutions sursaturées) peut parfois aboutir à des précipitations. Ces saumures peuvent aussi, du fait de leur plus forte densité, plonger et, en s'accumulant dans certaines dépressions profondes, y permettre également des précipitations ;

- **des rifts continentaux** (lac Asal au nord du rift Est-Africain par exemple), qui présentent des caractères communs aux mers intérieures dès lors qu'ils sont envahis par l'eau de mer et disposent souvent de fonds tectoniquement accidentés gênant l'installation de courants profonds et facilitant ainsi le confinement.

ENCART 7.5

La Sebkha-el-Melah : une lagune côtière récente en bordure de la Méditerranée



Au Sud de la Tunisie, la Sebkha-el-Melah est une dépression de niveau proche du niveau marin dont la surface (150 km² environ) est recouverte par une croûte d'halite (NaCl), laquelle repose sur une couche de gypse (CaSO₄, 2H₂O) de quelques mètres d'épaisseur qui affleure à sa périphérie et la perce en quelques endroits (figure 7.10). Le tout se superpose à une couche carbonatée marine que l'on retrouve un peu partout à la périphérie de la sebkha.

Les études menées montrent que c'est une ancienne lagune côtière actuellement séparée de la mer par un cordon dunaire oolithique et que le Bahar Alouane, aujourd'hui réduit à un estuaire, la faisait autrefois (jusqu'à -6 000 ans environ avant l'époque actuelle) communiquer avec la mer Méditerranée.

Par référence aux résultats exposés sur la figure 7.9, l'organisation de cette dépression suggère que les différentes couches qui remplissent cette lagune depuis sa base jusqu'à son sommet sont les produits de la précipitation ordonnée d'évaporites suite à la concentration progressive de l'eau de mer de la lagune à partir du moment où celle-ci n'a plus été en communication avec la mer ouverte.

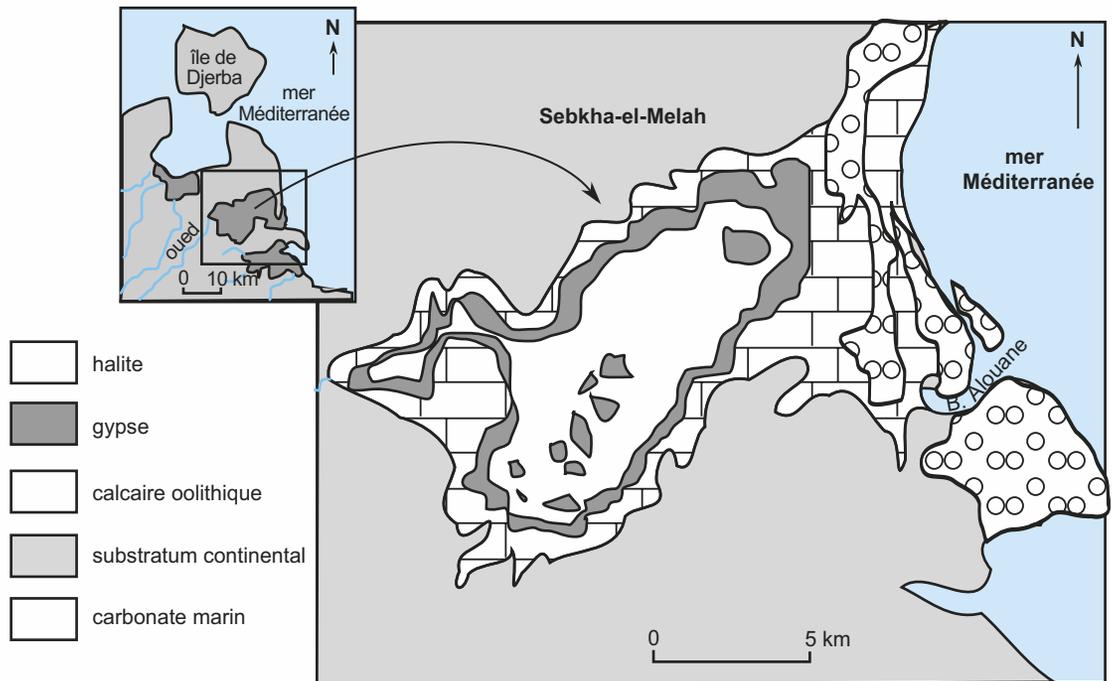


Figure 7.10 Localisation de la Sebkha-el-Melah (a) et disposition concentrique des formations évaporitiques (b).

Au final, la lignée ionique participe donc à la dynamique sédimentaire suivant des schémas très diversifiés.

7.3 RÉPARTITION DES SÉDIMENTS OCÉANIQUES NON ORGANIQUES

La sédimentation océanique actuelle se répartit grossièrement entre deux grands environnements : le domaine néritique des plates-formes continentales et le domaine pélagique des étendues océaniques profondes.

7.3.1 Distribution complexe des dépôts néritiques, soumis à des paramètres globaux et locaux

Sur les plates-formes des marges, on retient des paragraphes 7.1 et 7.2 précédents que la dynamique sédimentaire est dépendante de multiples facteurs :

- une sédimentation détritique plus ou moins importante au débouché des grands deltas en fonction de la **superficie des bassins versants** et de la **vigueur des reliefs continentaux** capables de livrer de la matière ;
- une sédimentation carbonatée, en dehors des zones précédentes, de trois types :
 - oolithique dans des tranches superficielles (< 2 m) d'**eaux chaudes et agitées** (type Bahamas et golfe Persique) ;
 - bioclastique à savoir constituée de débris coquilliers plus ou moins enrichis de tests de Foraminifères et d'algues planctoniques (par exemple de coccolithophoridés) ;
 - bioconstruite par accumulation biologique directe dans le cas d'une construction récifale. L'édification de telles structures se réalise sous des **profondeurs limitées** (inférieures à 40 m le plus souvent en raison de l'activité photosynthétique des algues symbiotes des cnidaires), dans des **eaux chaudes** ($T^{\circ} > 20^{\circ} \text{C}$, [figure 7.12](#)), **limpides** et présentant **peu de variations de leur salinité** (au minimum égale à 27 pour mille).
- une sédimentation évaporitique dans certains **contextes de confinement**.

Les milieux de plates-formes présentent néanmoins un point commun : leurs taux de sédimentation sont globalement élevés par rapport à ceux des environnements pélagiques, surtout en ce qui concerne les mers chaudes ([figure 7.11](#)).

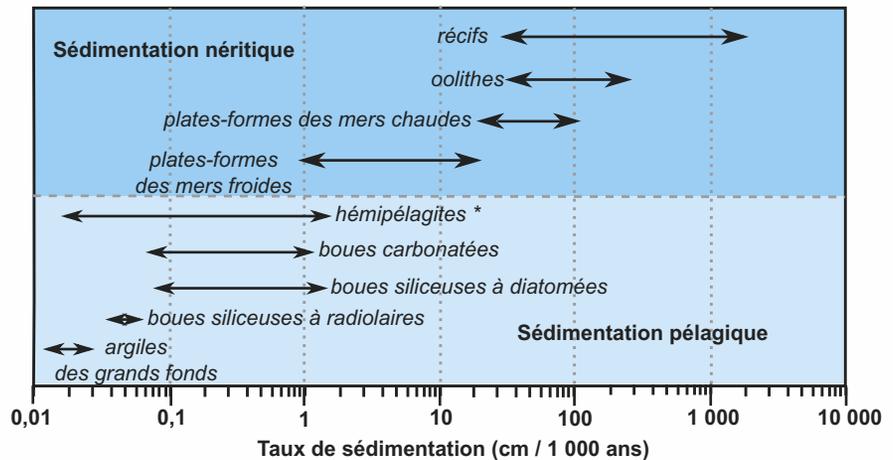


Figure 7.11 Taux de sédimentation en domaines néritique et pélagique.

Les hémipélagites (*) sont formés d'un mélange de particules détritiques livrées au glaciais par les courants de turbidité, et de boues biogéniques d'origine planctonique.

7.3.2 Zonation plus globale des dépôts pélagiques

Si les taux de sédimentation des domaines pélagiques sont bien plus faibles que ceux des plates-formes ([figure 7.11](#)), la très grande surface qu'ils occupent compense leur faible productivité ([figure 7.12](#)).

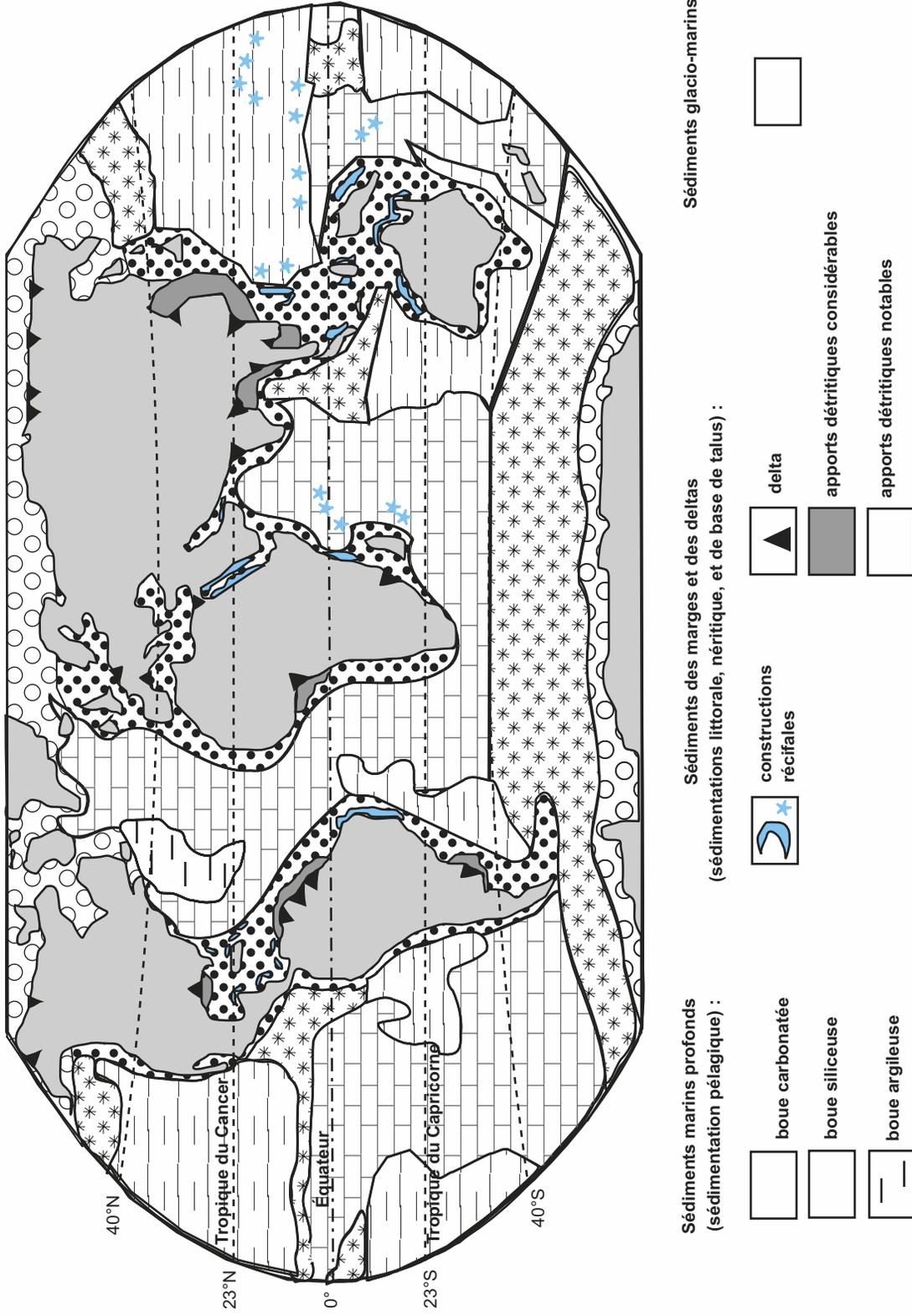


Figure 7.12 Répartition des sédiments océaniques actuels.

Les programmes de forages ODP et DSDP (menés depuis 1968) permettent de disposer d'une vision globale sur l'accumulation sédimentaire actuelle au fond des océans.

Pour l'essentiel, on retient :

- une sédimentation siliceuse lorsque la productivité des organismes planctoniques à tests siliceux est élevée, les eaux superficielles froides, ou plus rarement chaudes mais avec dans ce cas une profondeur suffisante pour que disparaissent alors les dépôts carbonatés (boues à radiolaires des domaines équatoriaux pacifique et indien) ;
- une sédimentation carbonatée à l'aplomb des eaux plutôt chaudes mais sur des fonds situés au-dessus de la CCD (boues carbonatées atlantiques, ouest-indiennes et pacifiques) ;
- une sédimentation argileuse qui se mêle aux autres et n'existe de façon dominante qu'aux endroits où les conditions sont peu favorables à toutes les autres ; elle concerne par exemple l'essentiel du domaine pacifique entre 15 °N et 45 °N.

La sédimentation océanique profonde apparaît donc sous l'influence conjointe :

- d'une zonation latitudinale : alternance de ceintures de productivités plutôt carbonatée ou plutôt siliceuse, essentiellement contrôlée par la température des eaux superficielles, elle-même fonction du climat. Cependant, cette zonation peut être modulée régionalement ou localement par d'autres facteurs, tels les courants marins superficiels ou d'origine plus profonde comme les upwellings, ou le degré de sous-saturation des eaux profondes vis-à-vis du CaCO_3 (différence Pacifique/Atlantique) ;
- d'une zonation bathymétrique plus ou moins calquée sur la disposition des dorsales : celles-ci commandent en effet la distribution de la profondeur de la CCD sous laquelle les dépôts carbonatés sont quasi absents et laissent place soit aux dépôts siliceux, soit aux dépôts argileux.

7.4 SÉDIMENTATION CARBONÉE

De la matière organique d'origine continentale rejoint le milieu marin par le biais des réseaux fluviaux ; il peut s'agir de restes d'êtres vivants non oxydés, débris végétaux le plus souvent, mais aussi de composés organiques des sols lorsque ceux-ci, mis à nus par de trop forts ravinelements, sont déblayés.

Cette matière accède alors au milieu marin dans lequel l'activité biologique (planctonique notamment) est également à l'origine de productions organiques.

Cependant, moins de 1 % de la production annuelle de matière organique à la surface de la Terre (3 à 15.10^{10} tonnes de carbone organique réparties approximativement à égalité entre continents et océans) est incorporé aux sédiments car ce processus exige des conditions strictes.

7.4.1 Conditions de la sédimentation organique

Elles ne seront envisagées que très succinctement dans le cadre de cet ouvrage.

La première condition est évidemment de rencontrer des **conditions réductrices** dans la couche d'eau en contact avec le plancher sédimentaire et dans les premiers cm de sédiments ; cette condition suppose une productivité organique et une accumulation excédentaires par rapport aux possibilités d'oxydation par le dioxygène dissous du milieu ainsi qu'une très faible perméabilité du sédiment recevant tout renouvellement des eaux interstitielles (boues très fines, argileuses et carbonatées).

La seconde condition porte sur le type de molécules susceptibles d'échapper à l'oxydation en raison de leur **faible biodégradabilité**. Les molécules simples (oses, acides aminés...) et les polysides (amidon, cellulose...) sont en général rapidement et totalement oxydés donc échappent à la sédimentation. Les lipides et les composés phénoliques dont la lignine étant plus difficilement oxydés constituent l'essentiel de la matière organique sédimentée. Y participent aussi des molécules très complexes comme la sporopollénine des spores et du pollen, la subérine du liège et les acides humiques ou humines issus de la transformation au sein des sols de la matière organique végétale.

Enfin, la matière organique n'est pas un type sédimentaire à part ; elle ne sédimente jamais seule mais participe en chaque lieu à la sédimentation diversifiée qui approvisionne les fonds d'un bassin. Si tous les dépôts sédimentaires actuels en contiennent, des disparités importantes existent concernant son taux de préservation (tableau 7.2).

TABEAU 7.2 TENEURS EN CARBONE ORGANIQUE TOTAL (COT) DE QUELQUES SÉDIMENTS.

| Carbone organique total (COT) en % | Granulométrie décroissante | | |
|------------------------------------|----------------------------|-------|---------|
| | Sables | Silts | Argiles |
| Plates-formes | 0,73 | 1,35 | 2,86 |
| Talus | 0,27 | 0,37 | 0,42 |
| Plaines abyssales | 0,62 | 0,92 | 1,16 |

Les silts sont des particules détritiques de granulométrie intermédiaire entre les sables et les argiles. La granulométrie apparaît comme un facteur important puisque dans tous les environnements, les sédiments les plus fins ont les teneurs les plus élevées en matière organique.

7.4.2 Sédimentation de matières organiques d'origine continentale

Les débris organiques continentaux sédimentés sont à dominante de plantes vasculaires, donc riches en lignine. Ils se déposent le plus souvent dans des marécages peu profonds autour desquels ou dans lesquels vivent les organismes dont ils proviennent (plaine d'inondation deltaïque par exemple, figure 7.3) ; ces apports organiques sont ensuite gélifiés sous forme d'un composé à l'aspect brillant, la vitrinite. Il se peut cependant que les matières organiques subissent un faible transport, suffisant alors pour entamer une oxydation précoce laquelle est cependant rapidement stoppée par enfouissement dans des sédiments détritiques, argileux en particulier. La transformation de ces matières au cours de la compaction est à l'origine de roches sédimentaires carbonées tels les charbons plutôt que d'hydrocarbures (il y a toutefois des cas singuliers comme les schistes bitumineux issus de la prolifération d'algues d'eaux douces). C'est pour cette raison que l'on parle aussi pour ces dépôts de sédimentation houillère.

Les grands réceptacles accueillant ce type de dépôts sont donc :

- les **deltas marins** (notamment les plaines d'inondation qui reçoivent un apport potentiellement important de matière organique issue de l'érosion des sols et au sein desquelles cette matière peut être rapidement enfouie dans des boues argileuses) ; ils sont ensuite à l'origine des bassins houillers qualifiés de paraliques. À titre d'exemple, les zones marines actuelles où se réalisent ces conditions sont les plaines deltaïques des grands fleuves de l'Afrique centrale, à mangroves (Niger, Congo) ;
- des **bassins intracontinentaux d'effondrement** qui sont ensuite à l'origine des bassins houillers qualifiés de limniques ; leur caractère intracontinental les place bien sûr en dehors des objectifs poursuivis dans ce chapitre.

Remarque : Les formations houillères datant du Carbonifère et anciennement exploitées dans le Nord (bassin franco-belge) et le centre de la France (bassins de Saint-Étienne, de Montceau-les-Mines) sont interprétées comme des témoins du fonctionnement de bassins sédimentaires respectivement paraliques et limniques, dans lesquels se sont accumulés de nombreux dépôts organiques.

7.4.3 Sédimentation de matières organiques d'origine planctonique

Les matières organiques sédimentées ont également des origines planctonique et continentale « éolienne » (spores, pollen) et se déposent dans des tranches d'eau plus épaisses où l'absence d'oxygène sur le fond du piège sédimentaire est le facteur déterminant de leur

conservation. Ces matières organiques évoluent ultérieurement en donnant naissance à des produits dérivés courts de type hydrocarbures (huiles et gaz) et à des résidus de maturation de type kérogène résiduel.

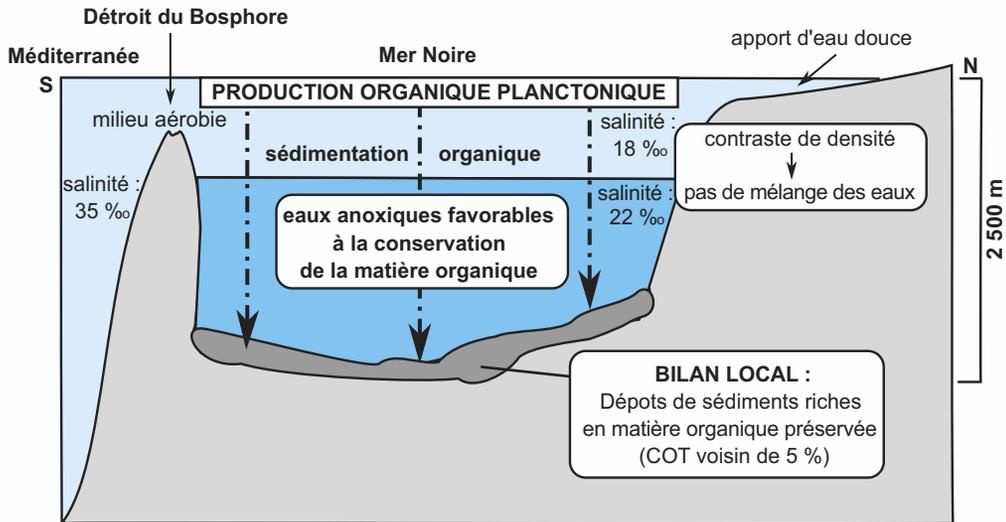
Remarque : Le terme kérogène est diversement employé. Il représente en premier lieu l'ensemble des molécules de structure souvent complexe se formant par remaniement biochimique (condensation, polymérisation contrôlées par des micro-organismes) à partir des matières organiques déposées et préservées de l'oxydation au cours des premiers stades de leur enfouissement. Ce kérogène « initial » subit ensuite des maturations plus poussées (non abordées dans cet ouvrage) au cours desquelles des gaz et des hydrocarbures sont libérés et un résidu de maturation se forme ; ce résidu est appelé kérogène « résiduel ».

Plusieurs conditions peuvent contribuer à la préservation de la matière organique déposée :

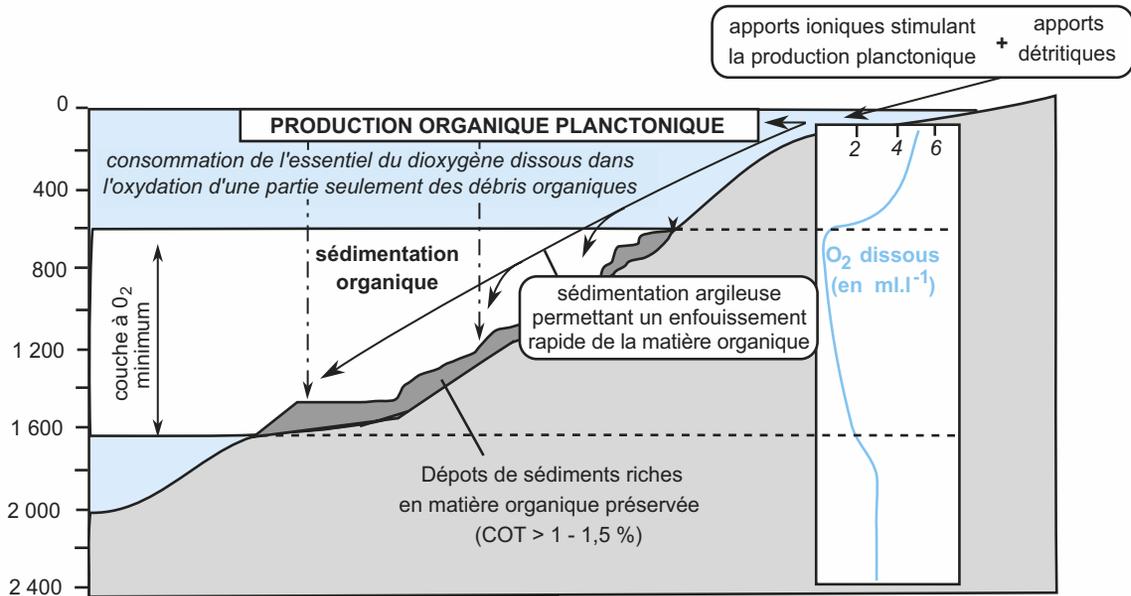
- des eaux à salinités différentes donc stratifiées et mal brassées, en particulier celles au fond du bassin, sont un facteur favorable à la conservation de la matière organique ; de telles stratifications se rencontrent dans des bassins étroits et confinés (rifts, mers épicontinentales) au niveau de marges tectoniquement très découpées (juxtaposition de petits bassins séparés par des jeux de failles) ainsi que dans certaines mers intérieures (mer Noire) ;
- des zones à forte productivité planctonique comme les secteurs d'upwelling constituent également des zones privilégiées : la production organique peut en effet y dépasser les capacités d'oxydation par le dioxygène dissous ;
- des zones dites « à O₂ minimum » : ce sont des tranches d'eau dans lesquelles le dioxygène a été consommé par la décomposition microbienne. L'existence de telles zones n'est pas indépendante des deux conditions précédentes ; en effet, la forte productivité de surface et le faible brassage des eaux de profondeurs intermédiaires notamment sont deux paramètres majeurs dans la capacité d'installation d'une telle zone. Des particules organiques atteignant le fond dans une telle zone ont bien sûr une probabilité de préservation plus importante qu'ailleurs. On trouve ainsi une zone « à O₂ minimum » vers 500 mètres de profondeur dans le golfe du Mexique ; les sédiments qui se déposent à cette profondeur contiennent plus de 1,5 % de carbone organique total alors qu'en moyenne ce pourcentage est très nettement inférieur à 1 % dans la plupart des dépôts marins.

Ainsi, parmi toute la diversité de bassins propices à la conservation de matières organiques planctoniques, les plus importants à retenir sont ceux dont le piégeage repose essentiellement sur des conditions anoxiques en profondeur :

- **les bassins associés aux chaînes de montagnes**, correspondant à des portions océaniques préservées au cours de la collision et dont les irrégularités des fonds sont favorables au confinement. La mer Noire, séparée de la Méditerranée par le seuil du Bosphore constitue un exemple de ce genre d'environnement (figure 7.13a) : les eaux de surface peu salées du fait des apports des grands fleuves (Danube par exemple) ne se mélangent pas avec les eaux plus salées provenant de la Méditerranée par écoulement profond au-dessus du seuil du Bosphore. De ce fait, dès 200 mètres de profondeur, les eaux sont anoxiques et les sédiments sombres qui se déposent au-delà de cette profondeur contiennent jusqu'à 5 % de carbone organique total ;
- **les bassins d'effondrement** sont soit propices au confinement par la géométrie de leur découpage, soit disposent d'une zone « à O₂ minimum », soit les deux. Les hydrocarbures actuellement extraits de la mer du Nord proviennent de la maturation de dépôts organiques mésozoïques réalisés dans de tels contextes (mise en place d'une marge passive au Jurassique). Les bassins de rifts liés à la mise en place des marges stables partagent les mêmes logiques ; on leur attribue l'origine des hydrocarbures actuellement exploités sur la marge passive atlantique au large du Gabon et du Congo (rifting au Crétacé inférieur) ;
- **les prolongements marins des grands deltas** récents (Nigeria, Bornéo) : les apports considérables de matière organique continentale (issues des forêts équatoriales), les apports en solutés minéraux stimulant la productivité planctonique, l'apport de particules argileuses et la présence éventuelle sur le fond d'une zone « à O₂ minimum » en font des lieux souvent propices à la préservation de matières organiques (figure 7.13b). Ces grands deltas peuvent



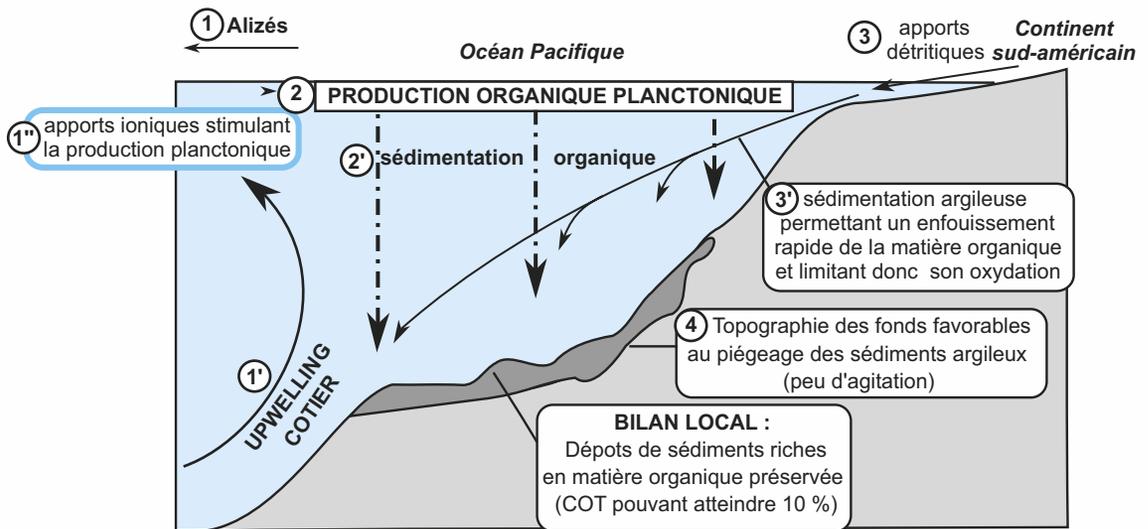
(a) Modèle de type "bassin intracontinental à fonds anoxiques" (Mer Noire)



(b) Modèle à « couche d'oxygène minimum » (Golfe du Mexique, prolongement du delta du Mahakam - Bornéo -)

Figure 7.13 Différents milieux et principales conditions favorables à la conservation de la matière organique sédimentaire.

Le cas de la mer Noire (a) et celui de plates-formes dans le prolongement de certains deltas (b) illustrent deux situations favorables à la préservation de la matière organique, fondées sur la présence de fonds anoxiques. (COT : teneur en carbone organique total.)



(c) Modèle à « upwelling côtier » (côtes péruviennes)

Figure 7.13 (suite) Différents milieux et principales conditions favorables à la conservation de la matière organique sédimentaire.

Le cas des côtes péruviennes (c) illustre quant à lui une situation de forte productivité organique et d'apports terrigènes permettant la préservation par enfouissement rapide des sédiments organiques. (COT : teneur en carbone organique total.)

avoir fonctionné depuis très longtemps, ce qui leur permet d'être, en même temps que des lieux actuels de sédimentation organique, des sites d'extraction d'hydrocarbures (delta du Mahakama, Bornéo).

Dans le prolongement du dernier cas, certaines zones de dépôt de matières organiques doivent essentiellement leur propriété à l'excès du potentiel de production par rapport au potentiel d'oxydation, le tout associé à une forte capacité d'enfouissement. C'est le cas des zones d'upwelling comme au large du Pérou où la productivité organique est telle que malgré la présence de conditions oxydantes en profondeur, les sédiments organiques atteignant les fonds y sont efficacement piégés (figure 7.13c) : la teneur de ces dépôts en carbone organique total y atteint 10 %.

Remarques :

- Dès lors que des dépôts argileux contiennent plus de 1 % de matières organiques sédimentées, ou que des boues carbonatées en contiennent plus de 0,5 %, ils sont à même, au cours des maturations qui accompagnent leur enfouissement et leur transformation en roches, de permettre aux matières organiques qui les accompagnent d'évoluer et de fournir des hydrocarbures ; c'est la raison pour laquelle on les considère comme des « roches-mères » des pétroles.
- Les concentrations exceptionnelles de matières organiques au niveau des gisements d'hydrocarbures relèvent non seulement de dépôts conséquents dans les aires de sédimentation propices à leur conservation mais surtout de processus post-sédimentaires de maturation, de migration dans des « roches-réservoirs » (roches-magasins) et de concentration dans ces pièges.

Les sédiments déposés au fond des bassins évoluent ensuite durant des périodes de temps plus ou moins longues au cours desquelles ils se transforment peu à peu en **roches sédimentaires** (encart 7.6).

Devenir des sédiments déposés : diagenèse et formation des roches sédimentaires



Tous les sédiments subissent postérieurement à leur dépôt un ensemble de processus réunis sous le terme de **diagenèse** qui les transforme progressivement en roches sédimentaires. La diagenèse regroupe l'ensemble des phénomènes (figure 7.14) qui affectent le sédiment après son dépôt jusqu'à sa transformation en roche.

On distingue généralement la diagenèse précoce, qui se réfère aux changements essentiellement biochimiques qui se produisent au cours des premiers décimètres d'enfouissement, de la diagenèse tardive qui comprend toutes les autres modifications physico-chimiques, beaucoup plus lentes (compaction, transformations minéralogiques, dissolution, cimentation).

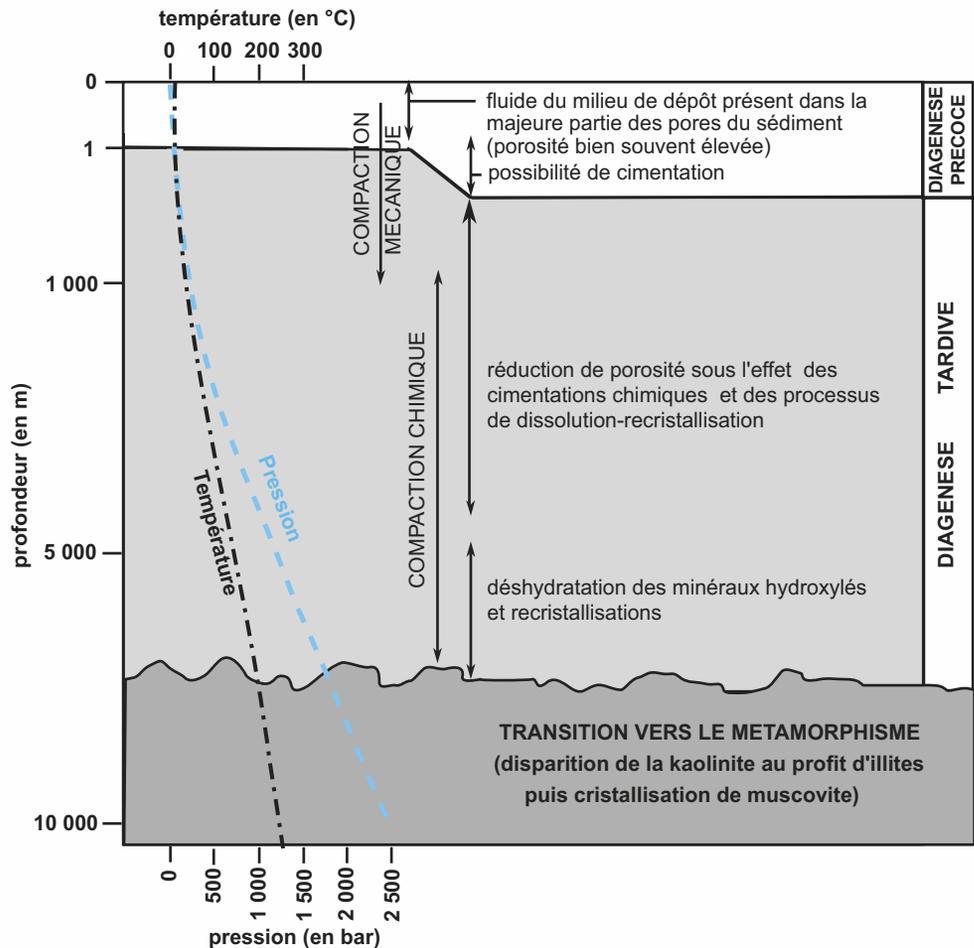


Figure 7.14 Les différents stades de diagenèse en fonction de l'importance du recouvrement (le gradient géothermique peut varier en fonction des conditions locales).

La transition entre la diagenèse et le métamorphisme est liée à la disparition ou à l'apparition de certains marqueurs ; pour les minéraux argileux, l'entrée dans le domaine du métamorphisme se traduit par la disparition des argiles gonflantes (smectites) au profit des illites par réaction de déshydratation.

RÉVISER

L'essentiel

La dynamique sédimentaire, au même titre que l'altération des roches continentales illustre l'existence d'une dynamique externe surtout influencée par l'énergie solaire et la gravité.

L'altération et l'érosion se traduisent au final et le plus souvent par le transport de particules détritiques, d'espèces ioniques en solution et de débris organiques depuis les aires continentales vers l'exutoire naturel des réseaux fluviaux, le milieu marin.

Chacune de ses lignées peut participer, directement ou indirectement, à la formation de sédiments qui subissent alors une diagenèse. Ainsi, quatre étapes peuvent être distinguées dans le processus sédimentaire : altération, transport, sédimentation et diagenèse.

Au niveau des plates-formes continentales dominent essentiellement une sédimentation détritique et une sédimentation biogène ; parfois les conditions y sont propices à l'enfouissement et à la préservation de restes organiques nourrissant alors une sédimentation organique.

En quittant les plates-formes pour les domaines océaniques du large, l'hydrodynamisme plus faible permet la décantation des particules les plus fines qui alimentent la formation de boues argileuses. D'autres produits peuvent s'y associer telles les boues siliceuses et/ou les boues carbonatées, et cela suivant la qualité et la quantité de la productivité biologique des eaux superficielles d'une part (suivant les profondeurs auxquelles se situent les fonds océaniques) et compte tenu de la dissolution assez brutale des carbonates aux grandes profondeurs d'autre part.

Comme les formations résiduelles continentales, les dépôts sédimentaires sont de véritables archives géologiques à partir desquelles le géologue peut entreprendre des démarches visant à reconstituer les caractéristiques du milieu contemporain du dépôt des sédiments (secteur géographique, climat, salinité des eaux, etc.). Leur qualité d'archives dépasse leur seule nature minéralogique ; ces dépôts contiennent bien souvent des fossiles qui permettent l'écriture du grand livre de l'histoire de la Vie.

Attention

- Ne confondez pas les comportements des carbonates et de la silice dans les eaux océaniques.
- Ne confondez pas carboné et carbonaté, silice et quartz.
- Vous devez maîtriser parfaitement le vocabulaire des aires sédimentaires ainsi que leur ordre de profondeur.
- Rationnez toujours en termes d'équilibre chimique avec les équations caractérisant les processus de dissolution et de précipitation. Sachez donc les équilibrer ; à ce titre, il faut être capable de leur appliquer les raisonnements classiques utilisés en chimie quant aux règles de déplacement d'équilibre et quant à l'évaluation du taux de présence des différentes espèces lorsque les constantes sont fournies.
- Il est important que vous ayez quelques connaissances de base concernant l'évolution de la solubilité des gaz, et du CO₂ en particulier, dans l'eau en fonction de la température et de la salinité (recoupement avec le cours de biologie sur la respiration).

Mots-clés

- Argile
- Delta
- Évaporite
- Éventail profond
- Granoclassement
- Lignée détritique
- Lignée ionique
- Oolithe
- Plaines abyssales
- Plate-forme carbonatée
- Plate-forme continentale
- Précipitation
- Sédiment biogène
- Sédiment chimique
- Sédiment détritique
- Sédimentation néritique
- Sédiment organique
- Sédimentation pélagique
- Stromatolithes
- Surface de compensation (CCD)
- Talus continental
- Turbidite

Plan

- 8.1 Apports sédimentaires et espace disponible sur une marge passive
- 8.2 Géométrie du remplissage sédimentaire et variations de l'espace disponible au cours du temps

Introduction

La sédimentation se déroule à la surface de la Terre dans des réceptacles appelés **bassins sédimentaires**. Ce sont avant tout des **dépressions topographiques recouvertes d'une tranche d'eau** dans lesquelles s'accumulent les sédiments. Certains sédiments sont produits sur place et d'autres après avoir été acheminés, principalement *via* le réseau hydrographique.

Les bassins sédimentaires sont très diversifiés à la surface de la Terre : certains correspondent à des lacs (lac Léman, lac Majeur), d'autres à des mers épicontinentales (mer du Nord, Manche, plates-formes continentales comme la marge armoricaine, la marge ibérique), d'autres enfin aux bassins océaniques (Atlantique, Pacifique, Indien, Méditerranéen, etc.).

Afin d'illustrer quelques aspects du remplissage d'un bassin sédimentaire, nous nous intéresserons plus particulièrement au cas des **marges passives des continents** qui constituent avec les marges actives les bordures des vastes bassins océaniques.

La structure des marges passives et leurs principales variantes sont explicitées dans le TP6.

Ces domaines constituent des sites privilégiés de la sédimentation :

- c'est à leur endroit que les taux de sédimentation sont en moyenne les plus élevés ;
- ce sont aussi les endroits où le remplissage sédimentaire est potentiellement le plus diversifié avec des apports détritiques en provenance du continent, des précipitations biologiques aussi bien benthiques que pélagiques, la possibilité de voir précipiter certains sédiments chimiques et parfois même d'y préserver des matières organiques ;
- les plates-formes continentales, secteurs les moins profonds des domaines océaniques, sont enfin les plus sensibles aux variations du niveau marin, aux mouvements verticaux de leur substratum et aux fluctuations des apports sédimentaires qui y convergent, ce qui détermine la forme et le volume de l'espace disponible pour l'accumulation de sédiments.

Dans ce chapitre, nous montrerons comment le remplissage sédimentaire d'une marge continentale stable peut être influencé par ces différents paramètres et nous aborderons successivement les problèmes suivants :

- Suivant quels paramètres le flux sédimentaire dirigé du continent vers la marge et l'espace disponible sur celle-ci pour l'accueillir peuvent-ils varier ?
- Comment les analyses géométriques *via* les profils sismiques et chronologiques *via* les forages du remplissage sédimentaire d'une marge peuvent-elles nous renseigner sur la géodynamique de son substratum (naissance et évolution de la marge) et sur les éventuelles variations du niveau marin contemporaines de ce remplissage ?

Voir chapitre 7, figure 7.1 et TP6, figure TP6.1

Rappel : L'organisation en différentes aires sédimentaires d'une marge continentale stable et les différentes formes que peut revêtir son approvisionnement sédimentaire ont été présentées au début du chapitre précédent.

8.1 APPORTS SÉDIMENTAIRES ET ESPACE DISPONIBLE SUR UNE MARGE PASSIVE

8.1.1 Flux sédimentaire et ses fluctuations

Les sédiments déposés sur les fonds d'une marge passive proviennent pour l'essentiel des apports continentaux détritiques, auxquels s'ajoutent les productions sédimentaires minérales biogènes néritiques et pélagiques (de nature carbonatée ou siliceuse), et les précipitations purement chimiques (éaporites et oolithes par exemple).

Remarque : On parle aussi d'apports silicoclastiques pour nommer les apports détritiques continentaux et pour évoquer le fait qu'ils sont majoritairement constitués de particules silicatées nées de la fragmentation et de l'altération des roches continentales.

On appelle **flux sédimentaire** l'ensemble des apports sédimentaires qui convergent en direction d'un bassin sédimentaire.

En fonction de l'importance des apports détritiques livrés par les fleuves, et de la possibilité pour ces apports de s'étaler sur des surfaces importantes ou d'être concentrés sur des surfaces restreintes, on distingue :

- des marges grasses ou « nourries » comme celles situées aux débouchés du Mississippi, du Saint-Laurent, ou du Gange ;
- des marges maigres telles la marge atlantique ouest-européenne (marge armoricaine du Golfe de Gascogne, [figure TP6.1a, cahier couleur, p. 25](#)) ou les marges somalienne et yéménite du golfe d'Aden ([figure TP6.7, cahier couleur, p. 27](#)).

À titre d'exemples, la marge est-américaine (ou ouest-atlantique) supporte une épaisseur sédimentaire pouvant atteindre près de 10 000 mètres dans le secteur situé au large de Terre-Neuve ([figure 8.1](#)) : c'est une marge grasse. En revanche, de l'autre côté de l'Atlantique, la marge ouest-européenne, que ce soit dans le secteur armoricain ou plus au sud au large du Portugal (marge de Galice, [figure 8.6](#)), supporte dans ces deux secteurs des épaisseurs sédimentaires souvent inférieures à 2 000 mètres.

Diverses causes peuvent expliquer des variations du flux sédimentaire.

- Il y a tout d'abord l'étendue de la surface continentale que drainent les fleuves et la vigueur de ses reliefs. Les marges grasses situées aux débouchés du Mississippi et du Gange profitent de flux sédimentaires détritiques importants : $2,1 \text{ Gt.an}^{-1}$ dans le cas du Gange et $0,5 \text{ Gt.an}^{-1}$ pour le Mississippi, à rapporter aux $13,7 \text{ Gt}$ de matériaux détritiques transférés annuellement des continents vers les océans. Ces flux reflètent cependant des situations différentes, une très grande surface continentale à reliefs modestes drainée par le Mississippi (son bassin-versant correspond à une grande partie centrale du continent nord-américain) et une surface continentale plus modeste mais aux reliefs très vigoureux dans le cas du Gange dont le bassin-versant est constitué des pentes Sud de l'Himalaya.
- Des différences de climat peuvent aussi être invoquées. Les climats froids permettent un travail érosif important de la part des glaciers tout comme les climats pluviaux en milieu équatorial ; ces deux situations rendent compte de flux sédimentaires détritiques élevés. Les climats pluviaux favorisent de plus l'altération chimique *via* la chaleur et sont à l'origine d'une forte exportation ionique vers l'océan ; il en découle alors de fortes productivités sédimentaires biogènes sur la marge. À l'opposé, pour des surfaces continentales drainées semblables, les climats plus tempérés sont moins favorables à de grandes livraisons détritiques.
- Si ces variations existent entre différentes marges à un même moment de l'histoire de la Terre, certaines d'entre elles ont pu affecter une même marge durant son histoire sédimentaire. Ainsi des processus orogéniques ou volcaniques sur le continent d'une part, des modifications climatiques d'autre part sont susceptibles de faire varier le flux sédimentaire au cours de temps géologiques. Cependant nous ne développerons pas plus cet aspect au cours de ce chapitre.

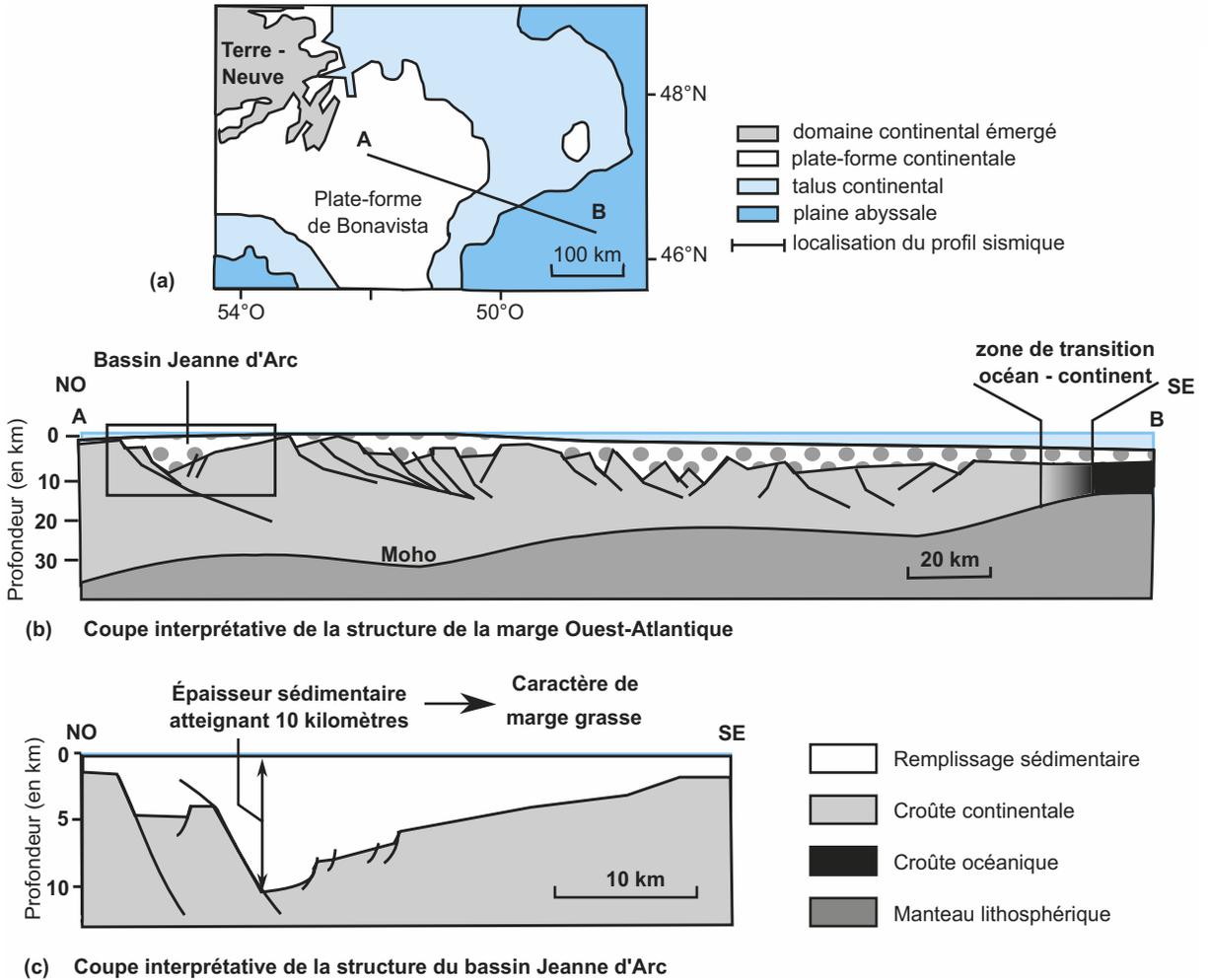


Figure 8.1 Organisation structurale de la marge passive est-américaine au large de Terre-Neuve.

Les coupes structurales proposées en (b) et (c) sont déduites de l'interprétation d'un profil sismique réalisé entre les sites A et B localisés sur la carte simplifiée de la marge est-américaine au large de Terre-Neuve. La zone de transition entre croûte continentale et croûte océanique (b) a été déterminée à partir des données sismiques et de forages.

8.1.2 Espace disponible pour la sédimentation et ses fluctuations potentielles

L'espace disponible pour accueillir des sédiments, encore appelé potentiel d'accommodation du bassin correspond au volume disponible pour les sédiments entre le substratum de la marge (ou plancher sédimentaire) et le niveau marin.

Il dépend (figure 8.2) :

- des variations positives ou négatives du niveau marin appelées **eustatisme** ;
- de l'enfoncement du substratum de la marge appelé **subsidence**.

Nous avons souligné précédemment l'aspect variable que peut présenter l'apport sédimentaire ; tout autre paramètre étant ramené à zéro, il est bien évident qu'un apport diminue l'espace disponible, contribuant ainsi au comblement du piège sédimentaire.

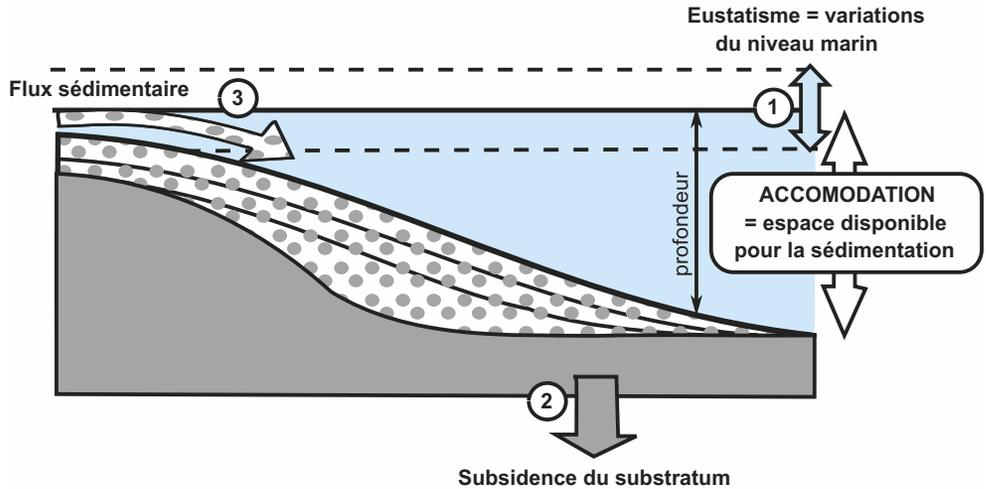


Figure 8.2 Principaux facteurs influençant l'espace disponible pour la sédimentation.

Remarque : Il existe en fait deux conceptions de l'espace disponible :

- au sens strict, c'est l'espace disponible pour la sédimentation avant même le dépôt des sédiments ;
- au sens large, l'espace disponible « apparent » est le volume susceptible d'être rempli par l'accumulation de sédiments. Il correspond donc à l'espace disponible strict auquel il faut ajouter l'espace né de l'enfoncement gravitaire du substratum consécutivement à la charge sédimentaire qui s'y dépose.

a) Eustatisme et espace disponible

L'eustatisme correspond aux variations du niveau marin à l'échelle globale. Il peut aussi s'exprimer par les variations relatives du recouvrement côtier au gré des variations de positionnement de la ligne de rivage. Son amplitude est de l'ordre d'une centaine de mètres voire davantage. Ainsi, lors des phases glaciaires du Quaternaire, le niveau marin a baissé de 100 à 120 m ; lors des périodes cénozoïque et mésozoïque exemptes de calottes glaciaires, ce niveau était supérieur au niveau actuel de 100 à 200 m (rien que la fonte totale des calottes actuelles conduirait à une hausse de 90 m sans tenir compte de l'expansion thermique liée au réchauffement climatique responsable de cette fonte).

L'eustatisme est ainsi déterminé par plusieurs causes essentielles que nous ne développerons pas dans ce chapitre mais que nous présentons succinctement dans l'encart 8.1.

Principales causes de l'eustatisme

ENCART 8.1

Plusieurs causes sont susceptibles d'influer à l'échelle globale sur le niveau marin :

- des causes climatiques : par exemple en période froide, le niveau marin baisse par contraction thermique de l'eau et par rétention de glace sur les continents ;
- des causes tectoniques, telles des variations de la vitesse d'expansion des océans et donc du relief des dorsales : une expansion lente correspond à des dorsales peu bombées, à des fonds océaniques en moyenne plus âgés et donc plus profonds (du fait des lois de thermosubsidence), et par voie de conséquence à un bas niveau marin. De même, on considère que les grandes périodes de rifting qui font suite à la formation d'un supercontinent (de type « Pangée ») conduisent à la formation d'océans jeunes, donc peu profonds : il peut en découler une élévation globale du niveau marin.

Voir chapitre 3,
« les lois de thermo-
subsidence »

Voir chapitre 13,
§ 13.3.2c

Les causes climatiques ne sont pas obligatoirement indépendantes des causes tectoniques globales. Ainsi, en cas de forte activité des dorsales, le volcanisme intense qui leur est associé est à l'origine d'un rejet plus conséquent de CO_2 depuis le manteau vers les enveloppes externes fluides dont l'atmosphère. Ce rejet exerce alors un effet de serre additionnel, induisant à son tour une augmentation de la température moyenne à la surface de la Terre, amplifiant la hausse de niveau marin par dilatation thermique de l'océan et fonte des glaces continentales.

b) Subsidence et espace disponible

La subsidence totale ou enfoncement du substratum des bassins sédimentaires relève en fait de deux processus, l'un relatif à l'affaissement du substratum dont les causes sont évoquées plus loin, c'est la subsidence stricte ou vraie, et l'autre lié à la surcharge sédimentaire qui, par suite du phénomène de rééquilibration isostatique, amplifie l'affaissement précédent. L'encart 8.2 permet de faire la part des choses entre ces deux processus, le premier ayant valeur de cause, le second de conséquence.

ENCART 8.2

Mouvements verticaux de la lithosphère et charge sédimentaire : les composantes de la subsidence



Afin de souligner le rôle déterminant de la subsidence vraie dans la création, l'entretien d'un espace disponible pour la sédimentation et de montrer en quoi le comblement sédimentaire amplifie lui-même cette subsidence, nous pouvons envisager un modèle simple reposant sur l'hypothèse d'une sédimentation réalisée à l'équilibre isostatique.

Par souci de simplification, nous assimilons ici roches sédimentaires et sédiments, sans tenir compte de la compaction que ces derniers subissent lorsqu'ils se transforment en roches. Ces effets sont cependant pris en compte dans des approches plus précises.

Prenons le cas d'un bassin sédimentaire actuellement rempli par 2 500 mètres de roches sédimentaires. Si l'on suppose que son remplissage s'est réalisé à l'équilibre isostatique, il est possible d'évaluer la part relative liée à la surcharge sédimentaire S_s dans la création d'espace disponible apparent et d'en déduire la part de la subsidence réelle à l'origine de l'espace disponible strict, avant comblement.

En s'appuyant sur la figure 8.3, l'équilibre isostatique entre l'état initial supposé et l'état final constaté amène aux expressions suivantes (8.1) et (8.2) :

$$h \cdot \rho_s = (h - S_s) \cdot \rho_e + S_s \cdot \rho_a \quad (8.1)$$

$$\text{soit } S_s = h \cdot (\rho_s - \rho_e) / (\rho_a - \rho_e) \quad (8.2)$$

Si l'on considère les valeurs suivantes pour les masses volumiques :

$$\rho_a = 3,25 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}, \quad \rho_s = 2,40 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \text{ et } \rho_e = 1,03 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3},$$

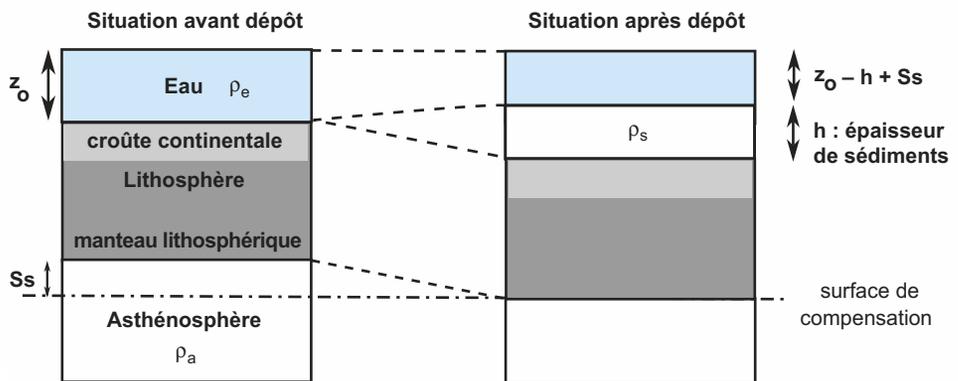


Figure 8.3 Évaluation de la surcharge sédimentaire S_s .

l'application numérique de l'expression (8.2) fournit le résultat suivant :

$$S_s \approx 3 h/5 \quad (8.3)$$

Voir TP6,
exercice TP6.6

En considérant les hypothèses simplificatrices retenues et les valeurs utilisées pour les différentes masses volumiques, l'enfoncement lié au poids des sédiments est donc responsable des trois cinquièmes de l'espace disponible apparent. La subsidence vraie se limite donc aux deux cinquièmes de l'épaisseur du remplissage sédimentaire ($h - S_s$ ici).

La subsidence totale apparaît donc comme la résultante de deux processus :

- l'enfoncement de la surface lithosphérique (substratum du bassin) indépendamment de tout dépôt d'une part ;
- l'effet gravitaire de la surcharge sédimentaire d'autre part.

La part de subsidence vraie, à savoir celle liée à la dynamique verticale propre à la lithosphère et indépendante de toute surcharge sédimentaire, peut elle-même prendre deux formes distinctes :

- la subsidence tectonique due aux déformations lithosphériques telle que l'amincissement crustal ;
- la subsidence thermique due au lent rééquilibrage thermique des secteurs lithosphériques préalablement amincis ; déjà décrite dans le cas du refroidissement des fonds océaniques de part et d'autre des dorsales, elle peut aussi être associée au refroidissement des zones continentales d'amincissement lithosphérique lorsque le rifting avorte et ne débouche pas sur une océanisation.

Voir chapitre 3,
§ 3.1.3d, figure 3.10

Ces deux premières composantes constituent la subsidence stricte qui est à l'origine même de la création d'un espace disponible initial pour la sédimentation et demeure nécessaire à son entretien au cours du temps sachant qu'ensuite l'effet gravitaire (isostatique) de la surcharge sédimentaire l'amplifie d'un facteur 3 en général.

Remarque : La distinction « subsidence stricte » et « subsidence totale » est également discutée dans l'exercice TP6.6. Il est aussi possible de retracer l'évolution de la subsidence stricte et des effets de charge sédimentaire au cours du remplissage d'un bassin sédimentaire en reconstituant, étape par étape, l'épaisseur de l'espace disponible. Le principe d'une telle reconstitution est présenté dans l'exercice TP6.7, en intégrant de plus une loi de décompaction qui permet de ne pas seulement raisonner à partir des épaisseurs des roches sédimentaires observées actuellement mais de prendre en compte les épaisseurs probables des sédiments déposés.

Voir TP6,
exercice TP6.6
et TP6.7

Les expressions et estimations des deux composantes de la subsidence stricte dans le cas d'un tel bassin créé par amincissement lithosphérique peuvent aussi être déduites d'une modélisation de son comportement (encart 8.3).

ENCART 8.3

Subsidence tectonique, subsidence thermique et subsidence totale dans le cas d'un amincissement lithosphérique continental : modélisation et calculs de ces différentes composantes



L'évolution de la subsidence au cours du remplissage d'un bassin sédimentaire est abordée au cours du TP6 en s'appuyant sur le cas de la mer du Nord dont le remplissage sédimentaire atteint 4 650 m environ.

En prenant en compte les épaisseurs et les âges respectifs des différents terrains qui s'y superposent, il est possible d'évaluer les évolutions de la subsidence au sens strict et de l'effet gravitaire de la charge sédimentaire durant son remplissage.

Mais il est possible de manière plus générale d'évaluer de façon simplifiée la subsidence stricte liée à la dynamique verticale propre à la lithosphère en considérant qu'elle relève de deux épisodes successifs :

- une phase relativement rapide de subsidence de nature tectonique par suite d'une distension conduisant à un amincissement lithosphérique ; c'est la subsidence initiale ou tectonique (figure 8.4) ;

Voir TP6,
exercice TP6.7

- une phase ultérieure plus lente liée au refroidissement de la lithosphère amincie et de la portion asthénosphérique rapprochée de la surface ; c'est la subsidence thermique (figure 8.5).

Afin d'évaluer la part respective de la dynamique verticale d'origine tectonique et de celle liée au réajustement thermique, nous allons supposer que ces évolutions se sont réalisées à l'équilibre isostatique, ce qui est justifié par la rapidité de la rééquilibration isostatique (de l'ordre de 10 à 20 ka) par rapport à la vitesse des phénomènes tectoniques (de l'ordre du Ma).

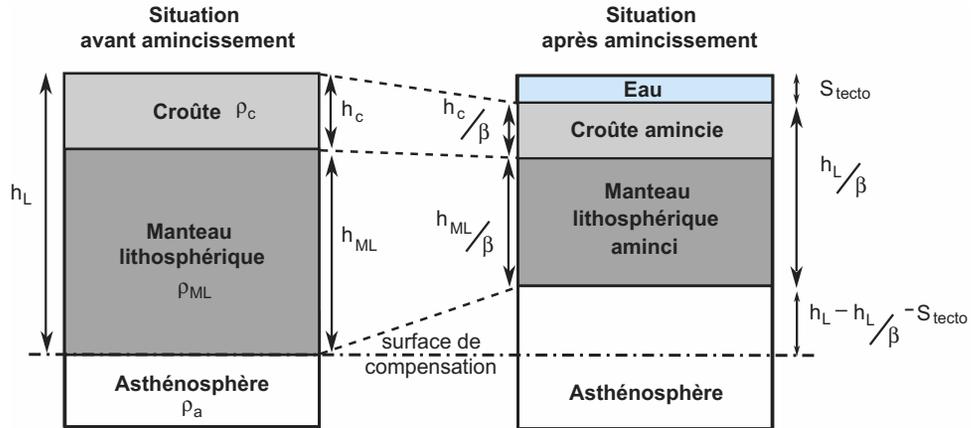


Figure 8.4 Estimation de la subsidence tectonique S_{tecto} .

L'état lithosphérique initial et l'état lithosphérique aminci sont représentés sur la figure 8.4. Dans le cadre d'une évolution à l'équilibre isostatique, il est possible d'écrire l'équation suivante (8.5) :

$$h_c \cdot \rho_c + (h_L - h_c) \cdot \rho_{ML} = S_{\text{tecto}} \cdot \rho_e + (h_c/\beta) \cdot \rho_c + (h_L/\beta - h_c/\beta) \cdot \rho_{ML} + (h_L - S_{\text{tecto}} - h_L/\beta) \cdot \rho_a \quad (8.4)$$

ce qui conduit à l'expression suivante :

$$S_{\text{tecto}} = (1 - 1/\beta) \cdot [h_c \cdot (\rho_{ML} - \rho_c) + h_L \cdot (\rho_a - \rho_{ML})] / (\rho_a - \rho_e) \quad (8.5)$$

S_{tecto} caractérise donc la subsidence tectonique, indépendamment de la surcharge sédimentaire qui lui est normalement associée du fait de la création d'un espace disponible. Cette première phase est alors suivie d'un refroidissement progressif de la lithosphère amincie et de la portion asthénosphérique située au-dessus de la profondeur h_L (figure 8.5) donc d'un épaissement du manteau lithosphérique de sorte qu'à son terme (de l'ordre de 100 Ma) la lithosphère retrouve épaisseur et gradient thermique initiaux. À la fin de ce rééquilibrage thermique, l'application de l'équilibre isostatique conduit à écrire l'égalité suivante :

$$h_c \cdot \rho_c + (h_L - h_c) \cdot \rho_{ML} + S_{\text{tot}} \cdot \rho_a = S_{\text{tot}} \cdot \rho_e + h_c \cdot \rho_c/\beta + (h_L - h_c/\beta) \cdot \rho_{ML} \quad (8.6)$$

ce qui revient à :

$$S_{\text{tot}} = (1 - 1/\beta) \cdot [h_c \cdot (\rho_{ML} - \rho_c) / (\rho_a - \rho_e)] \quad (8.7)$$

S_{tot} représente alors la résultante des subsidences tectonique (S_{tecto}) et thermique (S_{therm}) ; elle matérialise la subsidence stricte finale sans prise en compte de la surcharge sédimentaire. La subsidence purement thermique Δz_{th} peut donc être déduite des expressions (8.5) et (8.7) :

$$S_{\text{therm}} = S_{\text{tot}} - S_{\text{tecto}} \quad (8.8)$$

En prenant les valeurs suivantes pour les différents paramètres :

$h_c = 35 \text{ km}$, $h_L = 125 \text{ km}$, $\rho_a = 3,21 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\rho_{ML} = 3,27 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\rho_c = 2,80 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\rho_s = 2,50 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et $\rho_e = 1,03 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, on en déduit les applications numériques ci-après :

$$S_{\text{tot}} \approx 7,5 \cdot (1 - 1/\beta) \quad (8.9)$$

$$S_{\text{tecto}} \approx 4,1 \cdot (1 - 1/\beta) \quad (8.10)$$

$$S_{\text{therm}} \approx 3,4 \cdot (1 - 1/\beta) \quad (8.11)$$

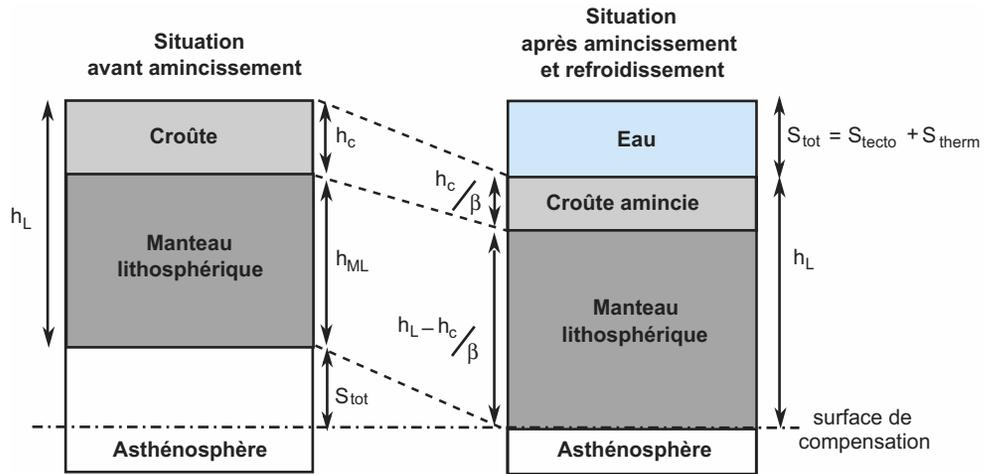


Figure 8.5

Si l'on considère maintenant que ces mouvements verticaux ont été à chaque fois accompagnés d'un comblement sédimentaire total de l'espace disponible, il convient de multiplier ces différentes expressions par le facteur $(\rho_a - \rho_e)/(\rho_a - \rho_s)$ qui prend en compte la surcharge sédimentaire et permet d'aboutir à l'épaisseur sédimentaire correspondant à une accommodation totale. Les expressions (8.10), (8.11) et (8.12) deviennent respectivement :

$$e' \approx 23,3.(1 - 1/\beta) \quad (8.12)$$

$$e_{\text{tecto}} \approx 12,7.(1 - 1/\beta) \quad (8.13)$$

$$e_{\text{therm}} \approx 10,6.(1 - 1/\beta) \quad (8.14)$$

e désignant l'épaisseur de sédiments.

Dans le cas précis de la mer du Nord, cela permet d'estimer qu'un étirement de 25 % ($\beta = 1,25$) est *a priori* suffisant pour expliquer la formation d'une série sédimentaire de 4 650 m d'épaisseur.

Remarque : Ces estimations ne prennent pas en compte la compaction subie par les sédiments au cours de leur transformation en roches sédimentaires (diagenèse) ; ceci signifie que pour rendre compte d'un remplissage moyen de 4 650 mètres d'épaisseur de roches sédimentaires, il faut bien sûr imaginer un remplissage en sédiments nettement supérieur.

Il est également possible d'évaluer le potentiel de subsidence de marges passives en estimant l'étirement subi par leur substratum lithosphérique. Ce taux peut lui-même être évalué à partir de considérations géométriques (encart 8.4).

ENCART 8.4

Blocs basculés, amincissement lithosphérique et subsidences



L'observation des marges stables telles les marges du golfe d'Aden au sud-est de la mer Rouge (figure TP6.7, cahier couleur, p. 27) ou l'ancienne marge de la mer du Nord, révèle que leur substratum est découpé en blocs séparés les uns des autres par des failles normales. La géométrie des blocs basculés permet d'évaluer localement l'étirement subi par la lithosphère (figure 8.6). En réitérant cette approche sur plusieurs blocs basculés situés à divers endroits de la marge, il est donc possible d'évaluer un taux d'étirement moyen pour la lithosphère ; ce taux permet ensuite d'évaluer le potentiel de subsidence d'une telle marge sur la base du modèle et des calculs proposés dans l'encart 8.3.

Voir TP6, exercice TP6.4

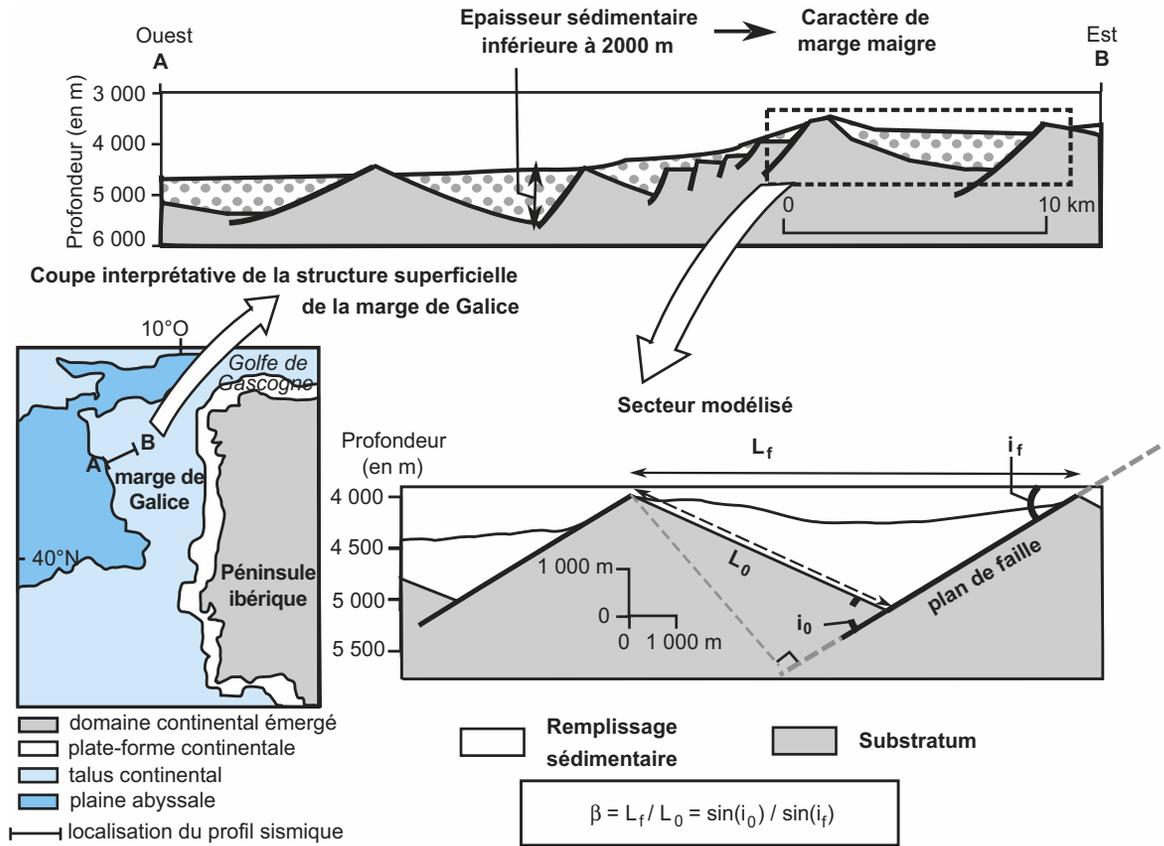


Figure 8.6 Géométrie des blocs basculés d'une marge et évaluation du taux d'étirement.

Le schéma est le fruit de l'interprétation d'un profil sismique réalisé au pied de la marge de Galice, au large du Portugal ; il illustre donc la structure de la marge ouest-européenne de l'océan Atlantique à cette latitude.

Attention : il ne faut surtout pas mesurer les angles et les distances directement sur le profil sismique. En effet, l'échelle verticale y est exprimée en temps double (temps d'aller-retour des ondes entre la surface et le réflecteur matérialisé), et il faut donc connaître la nature des matériaux, les vitesses des ondes dans chacun d'entre eux pour reconstituer un profil structural exprimant les vraies profondeurs des différents niveaux repérés.

Dans le cas présent d'un bloc basculé de la marge de Galice, l'évaluation des angles i_0 et i_f sur le schéma interprétatif du profil sismique, respectivement 65° et 30° , permet d'estimer l'étirement lithosphérique β à une valeur proche de 2 ; la valeur exacte pour β est de 1,81 mais, compte tenu des incertitudes sur l'estimation des angles, il est préférable de se limiter ici à cette approximation.

En extrapolant ce taux à l'échelle de toute la marge, il est alors possible d'évaluer son potentiel total de subsidence dans le cadre du modèle présenté dans l'encart 8.3 d'une subsidence accompagnée d'un remplissage sédimentaire. On obtient pour le potentiel d'accommodation totale une évaluation de 11 650 mètres.

Or, sur cette marge et à cet endroit, l'épaisseur des dépôts sédimentaires non consolidés et plus récents que le début de la phase d'étirement attribuée au Valanginien (~ 140 Ma) est estimée à 1 000 mètres ; la profondeur des terrains plus anciens est quant à elle proche de 5 100 mètres. Cette marge est donc loin d'avoir exploité son potentiel d'accommodation par remplissage sédimentaire ; la raison en est qu'il s'agit d'une marge maigre. En reprenant l'expression (8.9), on peut évaluer à 3 750 mètres la subsidence liée à cet étirement sans aucun apport sédimentaire.

L'accumulation de 1 000 mètres de dépôts sédimentaires peut ajouter à la subsidence stricte un effet de charge de 600 mètres : le substratum pourrait alors se situer à près de 4 350 mètres. Ce résultat se rapproche des 5 100 mètres estimés à partir du profil sismique, d'autant plus que l'accumulation sédimentaire a dû être supérieure aux 1 000 mètres pris en compte dans le calcul précédent : nous avons en effet négligé tout processus de compaction ; une épaisseur sédimentaire supérieure expliquerait, par un effet de charge plus important, que le substratum de la marge s'enfonce un peu plus. Ces calculs sont donc cohérents avec le statut de marge maigre attribué à ce secteur.

c) Incidence du flux sédimentaire sur l'espace disponible

Alors que l'eustatisme revêt une dimension globale, la **subsidence stricte** (somme des subsidences tectonique et thermique) est quant à elle spécifique à chaque bassin sédimentaire, en relation avec le contexte tectonique régional voire même local ; ainsi chaque bloc basculé du substratum de la marge dispose au moment du rifting de sa propre mobilité verticale et contribue localement au contrôle tectonique de la subsidence.

Les variations conjointes de ces deux paramètres rendent compte des variations relatives du niveau marin auxquelles il faut néanmoins rajouter l'effet du flux sédimentaire qui modifie également la bathymétrie absolue (profondeur de la tranche d'eau entre le fond et la surface de l'eau) ainsi que la position de la ligne de rivage.

Les variations relatives du niveau marin se trouvent du coup associées à des variations latérales de la ligne de rivage au cours du temps (figure 8.7). On distingue ainsi :

- les transgressions au cours desquelles le niveau marin s'élève et qui se caractérisent par un recul de la ligne de rivage vers le continent ; on parle de rétrogradation du rivage ;
- les régressions forcées au cours desquelles le niveau marin baisse et qui se caractérisent par le déplacement de la ligne de rivage vers la plate-forme externe (vers le large).

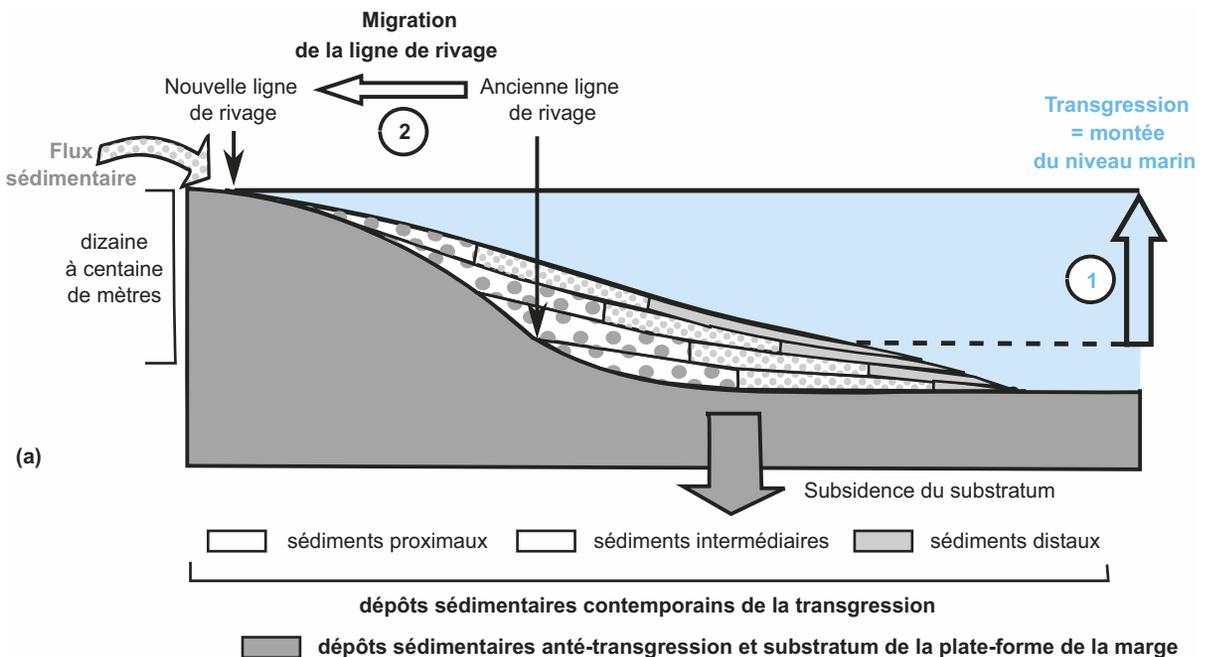
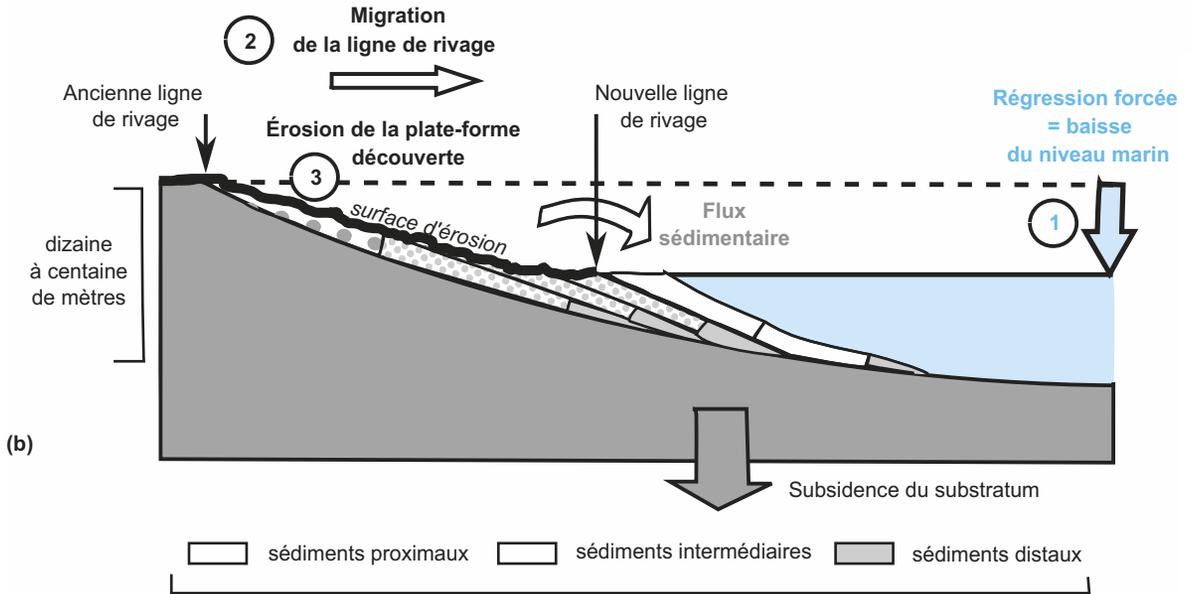


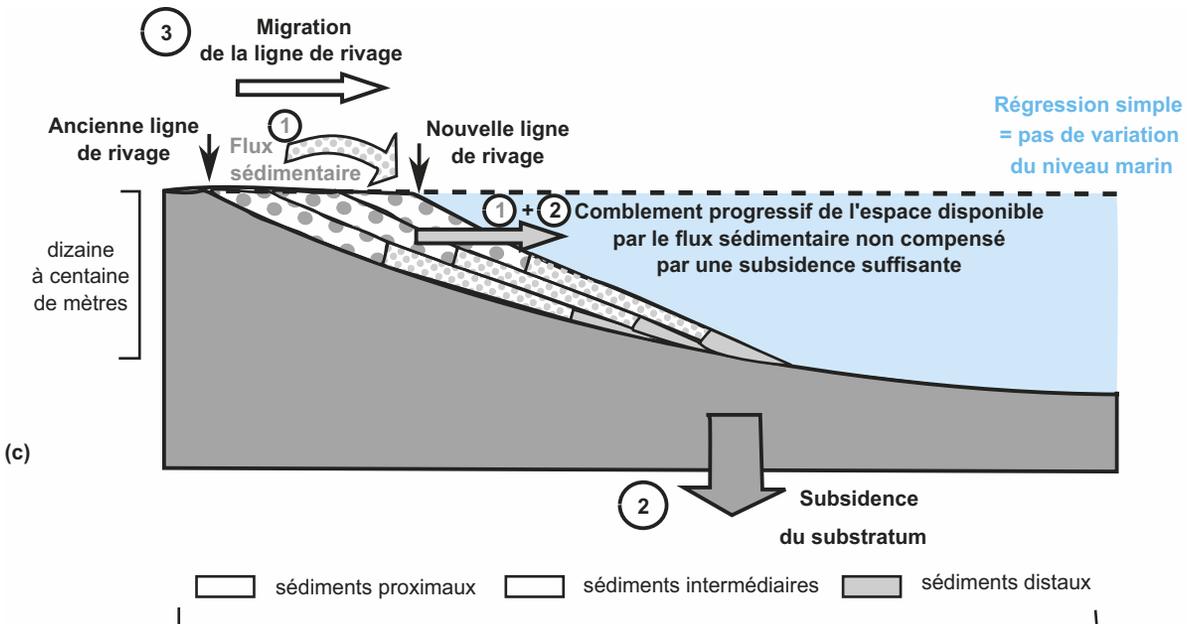
Figure 8.7 Variations latérales de la ligne de rivage en fonction des variations globales du niveau marin et du comblement sédimentaire de l'espace disponible.

Pour chacune des situations envisagées, l'organisation du remplissage sédimentaire a été figurée en prenant en compte les variations latérales du type de sédiments et une décroissance des taux de sédimentation suivant la polarité « littoral – large ».



dépôts sédimentaires contemporains
d'une phase de haut niveau marin puis de bas niveau marin

■ dépôts sédimentaires antérieurs à la phase de haut niveau marin
et substratum de la plate-forme de la marge



dépôts sédimentaires contemporains
d'une phase de haut niveau marin ou de bas niveau marin

■ dépôts sédimentaires antérieurs à la phase de stabilité du niveau marin
et substratum de la plate-forme de la marge

Figure 8.7 (suite)

Au cours de ces régressions, les secteurs les plus internes de la plate-forme sont progressivement découverts et livrés à l'érosion.

Mais il peut aussi y avoir migration de la ligne de rivage vers le large ou progradation sans qu'il y ait de vraie baisse du niveau marin : c'est par exemple ce qui peut se dérouler en phase de haut niveau marin, comme en phase de bas niveau marin lorsque l'espace disponible est progressivement comblé par le flux sédimentaire. On parle alors de régression simple.

Remarque : Le comblement de l'espace disponible d'un bassin devrait s'accompagner à l'échelle locale d'une légère élévation du niveau marin ; cependant il ne peut y avoir élévation locale du niveau marin car celle-ci est forcément répartie sur toute la surface océanique ce qui en atténue quasiment toute l'amplitude et conduit bien à la progradation de la ligne de rivage même lorsque le niveau marin global est dans une phase de stabilité.

8.2 GÉOMÉTRIE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE ET VARIATIONS DE L'ESPACE DISPONIBLE AU COURS DU TEMPS

L'étude des séries sédimentaires qui nourrissent les marges stables actuelles a pu être menée à divers endroits grâce aux techniques de la sismologie artificielle qui fournissent aux géologues des profils sismiques (succession verticale de réflecteurs sismiques) révélateurs de l'architecture des accumulations sédimentaires.

8.2.1 Géométrie des corps sédimentaires liés à la genèse de la marge

Voir TP6,
figure TP6.6

Au cours du TP6, nous avons présenté plusieurs exemples de marges passives, et précisé notamment leur structure générale à partir des profils sismiques qui y ont été réalisés.

Le socle d'une marge passive est découpé en blocs « basculés » séparés les uns des autres par des failles normales « en cuillère » (listriques). Ces profils montrent également qu'au-dessus de chacun de ces blocs, les réflecteurs sismiques et donc la géométrie des dépôts sédimentaires présentent suivant leur position relative des dispositions contrastées (figure 8.8) ; on peut ainsi distinguer :

- des réflecteurs parallèles au toit du socle sur lequel s'appuient les dépôts : ceux-ci peuvent être interprétés comme des dépôts « anté-rift » ;
- des réflecteurs disposés en éventail au-dessus des précédents et en partie discordants : ils témoignent d'une accumulation sédimentaire en éventail « syn-rift » guidée par l'effondrement dissymétrique des blocs le long des failles les bordant ;
- des réflecteurs discordants sur tous les réflecteurs précédents et matérialisant la poursuite de l'accumulation sédimentaire au-delà de la phase de rifting sous forme de dépôts qu'il est convenu de nommer « post-rift ».

Au final, il existe des séries sédimentaires contemporaines de chacune des phases de mise en place d'une marge :

- la série syn-rift, encore appelée « corps sédimentaire syn-rift », correspond au remplissage sédimentaire animé par la subsidence tectonique de la marge (jeux le long des failles normales) ;
- la série post-rift, constituant elle aussi un corps sédimentaire, correspond au remplissage sédimentaire post-tectonique animé par le refroidissement thermique de la lithosphère préalablement amincie.

Voir l'illustration de
cette démarche TP6,
exercice TP6.4

La datation de chacune de ces séries sédimentaires (*via* un forage par exemple et l'utilisation des fossiles index attribués à chacune d'entre elles) permet d'établir l'historique de la formation de cette marge dont les différentes formes de subsidence qui s'y rattachent.

Elle permet aussi de dater l'océanisation qui, la plupart du temps, prolonge la phase de rifting : on considère en effet que le début de mise en place des dépôts « post-rift » marquant l'arrêt de l'activité tectonique de la marge coïncide avec l'installation d'une première croûte océanique au niveau d'une dorsale naissante.

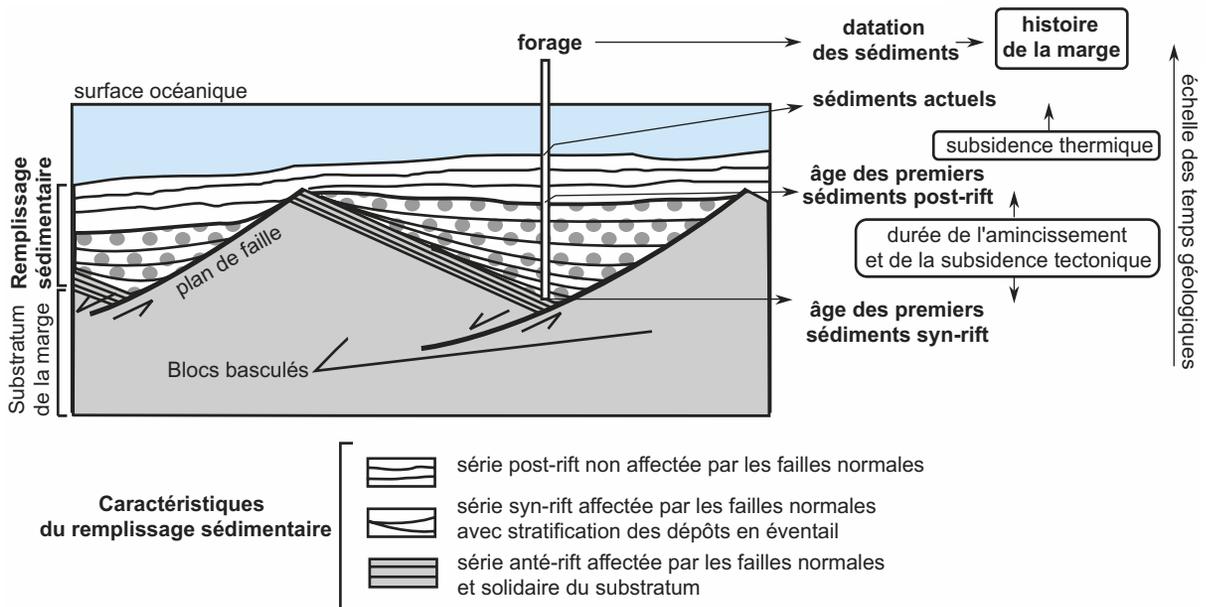


Figure 8.8 Géométrie des dépôts sédimentaires à l'aplomb des blocs basculés d'une marge.

Ce schéma rend compte des principaux caractères de chacune des séries ; cependant chaque marge dispose de sa propre organisation, avec notamment dans de nombreux cas des séries syn-rift ne remplissant pas tous les espaces disponibles créés par les jeux le long des failles normales ; c'est par exemple le cas de la marge de la mer Nord au large de la Norvège dont le remplissage sédimentaire est schématisé TP6 sur la figure TP6.3.

Voir « l'étude de la chaîne alpine » chapitre 12, § 12.3.2 et TP9 § 9.2

Remarque : Les considérations géométriques qui permettent de définir des séries anté-rift, syn-rift et post-rift, servent aussi à interpréter certaines séries présentes dans les chaînes de montagnes en tant que témoins des processus de divergence qu'elles datent ainsi.

8.2.2 Géométrie des corps sédimentaires de plateformes et variations eustatiques

a) Formes des corps sédimentaires révélés par prospection sismique

L'étude du remplissage sédimentaire post-rift en domaine de plate-forme et plus généralement en bordure de bassin océanique montre que les dépôts sont assez souvent contenus dans des figures appelées « prismes » ou « cortèges sédimentaires » de quelques mètres à une centaine de mètres d'épaisseur pour une extension horizontale de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres, limitées les unes des autres par des surfaces de discontinuité aux formes sigmoïdes et apparaissant sur les profils sismiques en tant que réflecteurs majeurs.

L'interprétation de la géométrie de ces corps sédimentaires suppose l'adoption d'une méthode d'analyse :

- pour une période donnée, la distance entre le fond du bassin et le niveau marin détermine l'espace disponible dont dépend la forme du corps sédimentaire qui s'y accumule. Comme nous l'avons déjà évoqué, cet espace dépend de trois facteurs : le flux sédimentaire, la vitesse de subsidence et la vitesse de variation du niveau marin ou variation eustatique ;
- l'hypothèse fondatrice du décryptage de la géométrie des cortèges sédimentaires de bordure de bassin est de supposer que, sur les marges et les plates-formes **stables**, les variations du flux sédimentaire et de la subsidence sont plus lentes que celles du niveau marin ; ceci est au moins bien démontré pour la période du Quaternaire, de sorte que l'on admet que ce sont effectivement ces dernières qui déterminent pour l'essentiel la géométrie et la position distale ou proximale des corps sédimentaires.

Voir TP6, figures TP6.13, 6.14 et 6.15.

Le problème est donc maintenant de décrypter les cortèges sédimentaires en termes de fluctuations du niveau marin.

- Comment expliquer la forme sigmoïde globale des cortèges sédimentaires et leur position variable, proximale (proche du rivage actuel) ou distale (éloignée) au niveau de la plateforme, c'est-à-dire trouver la cause de ce déplacement au cours du temps ?
- Comment rendre compte de leur organisation interne mise en évidence par la disposition de leurs réflecteurs sismiques ?

On appelle **stratigraphie séquentielle** la description du remplissage sédimentaire post-rift de la marge en termes de juxtaposition et de succession de différentes séquences.

b) Géométrie d'un cortège sédimentaire

Voir TP6, exercices TP6.9 et TP6.10

Chaque séquence est limitée à sa base et à son toit par des discontinuités sismiques majeures au contact desquelles les réflecteurs internes à la séquence peuvent être discordants les uns par rapport aux autres ; il existe ainsi différents types de terminaison en biseau pour ces réflecteurs internes au contact des limites de la séquence (figure 8.9) :

- des dispositions en « **onlap** » (biseau de rétrogradation ou d'aggradation) ou en « **downlap** » (biseau de progradation) caractérisant des **discordances basales**. Elles sont interprétées comme révélatrices d'un hiatus (interruption) sédimentaire dû à une situation de non-dépôt temporaire suite à une émergence (onlap) ou non (downlap) ;
- des dispositions en « **toplap** » (biseau sommital), **discordances sommitales** interprétées également comme des figures de hiatus sédimentaire consécutif au comblement de l'espace disponible voire à l'érosion des derniers dépôts (troncatures).

À ces différentes terminaisons, il est possible d'ajouter les dispositions obliques ou cliniformes des réflecteurs dont la progression vers le large matérialise une unité de progradation par suite du comblement progressif de l'espace disponible.

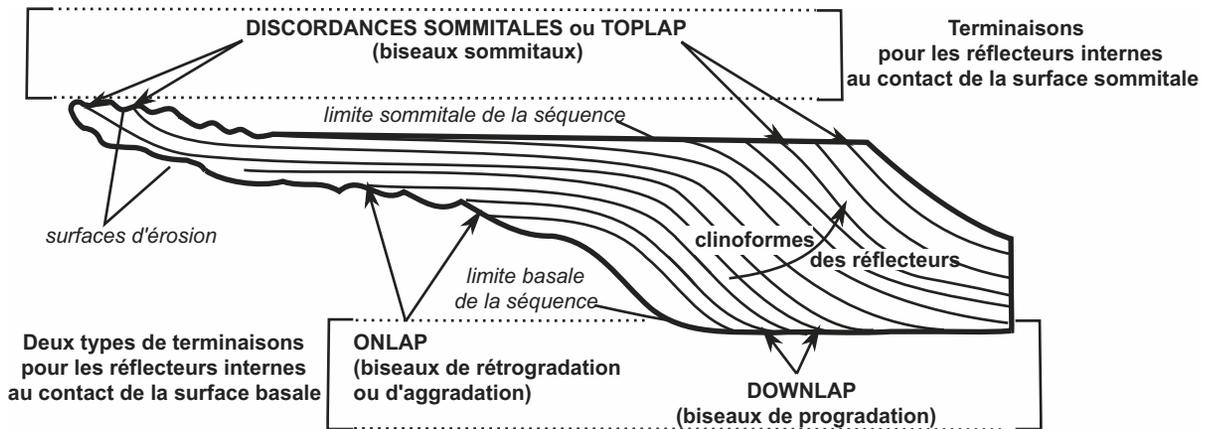


Figure 8.9 Principaux types de terminaisons des réflecteurs sismiques aux limites et à l'intérieur d'une séquence.

Aux études sismiques qui ont permis d'identifier différentes séquences dans le remplissage sédimentaire d'une marge passive et de révéler leurs structures internes, s'ajoutent des données de forages permettant de dater les sédiments ou les roches consolidées de part et d'autre des différents réflecteurs par le biais des fossiles qu'ils contiennent. Il ressort de ces études complémentaires, d'ordre chronologique, que les différents réflecteurs correspondent dans la structure du remplissage sédimentaire à des **surfaces isochrones**, et sur les profils à des lignes isochrones. Il a été établi que les durées de dépôt des séquences sont pour certaines de quelques dizaines de milliers d'années, pour d'autres de l'ordre de la centaine de milliers d'années et pour d'autres enfin de l'ordre du million d'années.

c) Cycle eustatique et constitution d'une séquence : un modèle génétique

En nous plaçant dans le cadre d'un flux sédimentaire principalement détritique, c'est-à-dire provenant pour l'essentiel du continent, et relativement constant, il est possible de modéliser la géométrie des dépôts marins sur la bordure d'une plate-forme au cours d'un cycle eustatique majeur qui débiterait en bas niveau marin soit sur une plate-forme en partie émergée.

- Un prisme de bas niveau marin (noté PBN) s'édifie durant la phase de bas niveau marin et jusqu'à la remontée de celui-ci (figure 8.10).

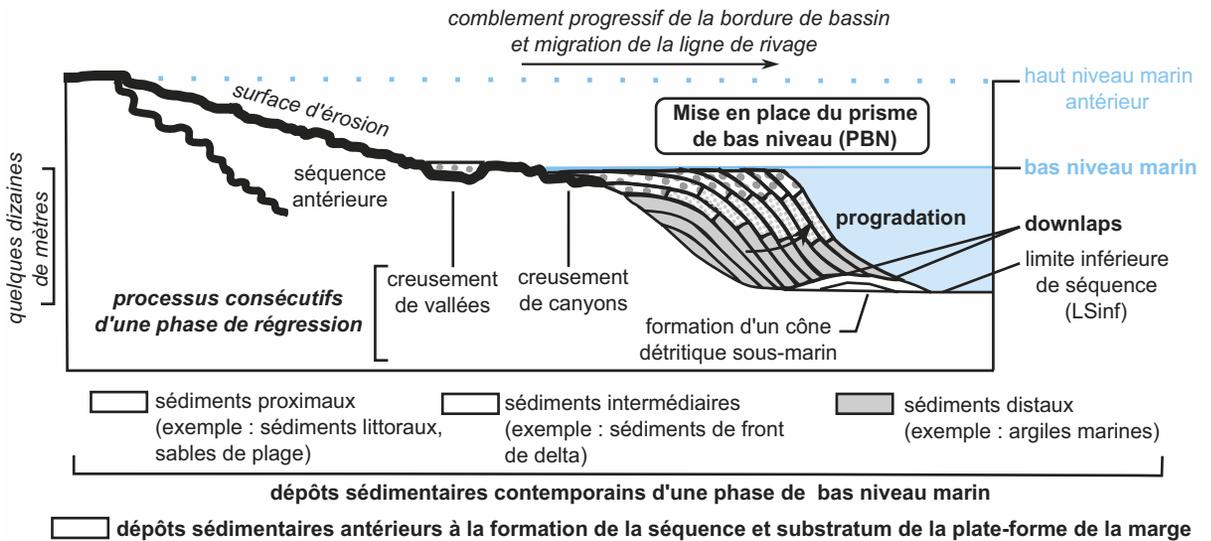


Figure 8.10 Remplissage progradant d'un prisme de bas niveau marin.

Ce prisme présente à sa base des biseaux de progradation avec des figures de « downlap » (côté large) et de « onlap » (côté continent) sur la discontinuité basale. Il est en théorie limité à son sommet par les premiers dépôts qui viennent reposer en « onlap » sur la surface d'érosion de la plate-forme ; cependant son sommet est avant tout caractérisé par une surface transgressive (notée ST, figure 8.11) qui voit se superposer aux niveaux inférieurs détritiques progradants, des niveaux relativement plus riches en matériaux pélagiques.

Au sein du prisme, les différents dépôts s'organisent en clinofformes qui témoignent du recouvrement des couches vers le large lorsque le niveau marin est stable ; on parle aussi de progradation des dépôts.

- Un intervalle transgressif (noté IT) s'édifie durant la phase de remontée du niveau marin (figure 8.11). Il est caractérisé à sa base par des dépôts disposés en « onlap » sur la surface basale qui présente les caractéristiques d'une surface d'érosion acquise lors de l'exondation précédente de la plate-forme. La disposition de ces différents dépôts illustre la rétrogradation de la ligne de rivage au cours de cette période (progression de la ligne de rivage vers le continent). Cependant la remontée du niveau marin est en général rapide et, si le flux sédimentaire est relativement modéré, elle donne lieu à un intervalle transgressif très peu épais.

Remarque : Les datations menées sur les sédiments situés de part et d'autre de la surface transgressive et à différents endroits montrent en effet que la migration de la ligne de rivage vers le continent (donc la transgression) est souvent rapide.

- Durant la période de haut niveau marin, l'accumulation sédimentaire devient aggradante (accumulation verticale, le temps de combler l'espace disponible proximal) puis progradante (comblement de l'espace disponible distal) avec mise en place d'un prisme de haut niveau (noté PHN) dont les dépôts se terminent en « downlap » sur les dépôts les plus tardifs de l'intervalle transgressif, voire même du prisme de bas niveau (figure 8.12).

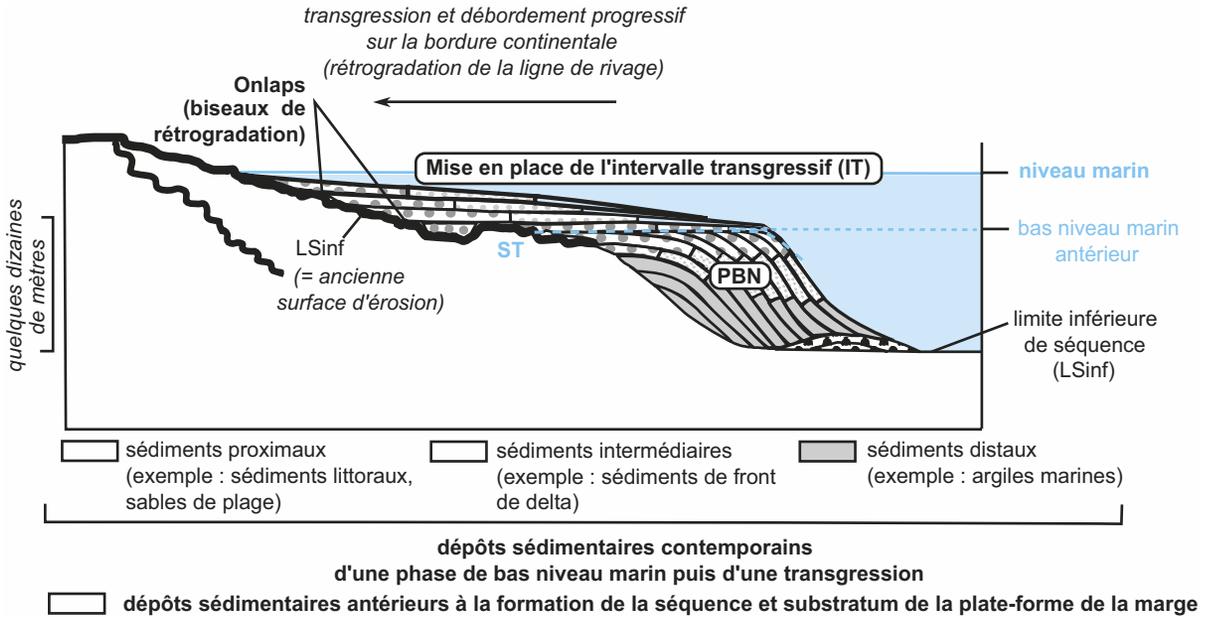


Figure 8.11 Remplissage rétrogradant d'un intervalle transgressif.

La surface transgressive qui sépare le prisme de bas niveau de l'intervalle transgressif a été figurée sur le schéma et notée ST.

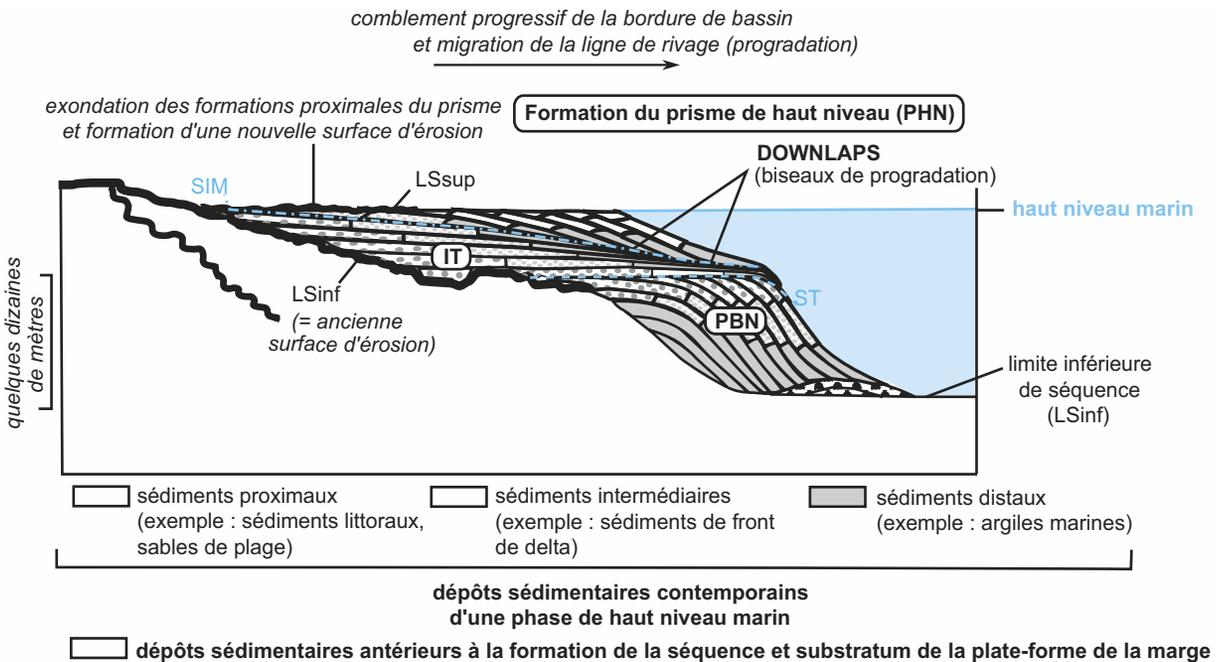


Figure 8.12 Remplissage progradant d'un prisme de haut niveau.

La surface notée SIM sur le schéma matérialise les dépôts mis en place au moment où le niveau marin est maximal ; cette surface est appelée « surface d'inondation maximale ».

Remarques :

- La limite entre l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin correspond à une surface appelée surface d'inondation maximale (notée SIM). Sous cette surface, l'épaisseur de l'intervalle transgressif diminue progressivement vers le large du fait des taux de sédimentation plus faibles qui caractérisent le domaine de la plate-forme externe par rapport à la sédimentation d'une plate-forme interne bien nourrie détritiquement.
- Au cours de la baisse du niveau marin, les derniers dépôts accumulés sur la plate-forme interne se trouvent exondés et livrés à l'érosion dans l'ordre inverse de leur mise en place (figure 8.7b) ; ceci conduit à la formation d'une surface d'érosion qui atteint des niveaux d'autant plus profonds que la régression est de grande ampleur ; ceci se caractérise sur les profils sismiques par des troncatures sommitales des réflecteurs du prisme de haut niveau, voire de l'intervalle transgressif précédemment constitué.

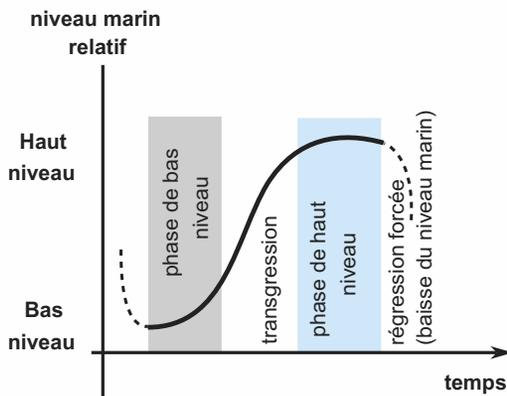
Voir l'illustration de cette approche TP6, exercice TP6.9

Ce modèle de dépôt permet ensuite d'imaginer l'aspect du profil sismique qui le caractériserait en supposant que la géométrie des réflecteurs se calque à tout instant sur la géométrie des dépôts (figure 8.13a). Cette démarche (appelée raisonnement direct en sciences de la Terre) permet ensuite d'interpréter les séquences sismiques en termes de séquences génétiques de dépôt (démarche qualifiée d'inverse) et de proposer un schéma d'évolution du niveau marin apparent à l'aplomb de la marge étudiée (figure 8.13b).

Ce modèle génétique a d'autre part été élaboré sans que soit précisée l'échelle verticale le long de la plate-forme. Il est bien sûr possible d'interpréter de tels profils dans le cadre du vaste ensemble « plate-forme – talus – glacis ». Cependant cela supposerait que les variations de niveau marin soient à chaque fois suffisamment importantes pour découvrir la plate-forme et repousser au front du talus l'espace disponible : cela a été rarement le cas.

Il est beaucoup plus vraisemblable de considérer que ce modèle reste valide le long même de la plate-forme continentale, dès lors que celle-ci présente des irrégularités topographiques (des ruptures de pente) sur le fond suffisamment importantes pour y adosser des séquences de dépôt de formes prismatiques.

1 L'hypothèse eustatique



(a) APPROCHE DIRECTE

2 Modélisation de la séquence génétique correspondante

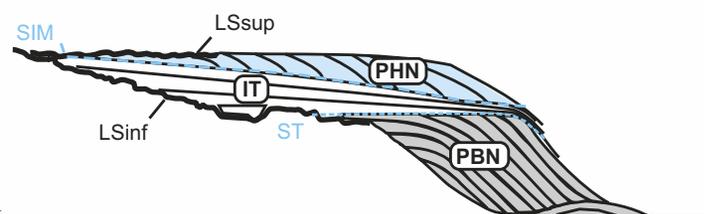


Figure 8.13 Méthodes directe et inverse en stratigraphie séquentielle.

(a) Projection sismique d'une séquence génétique de dépôt : méthode directe.

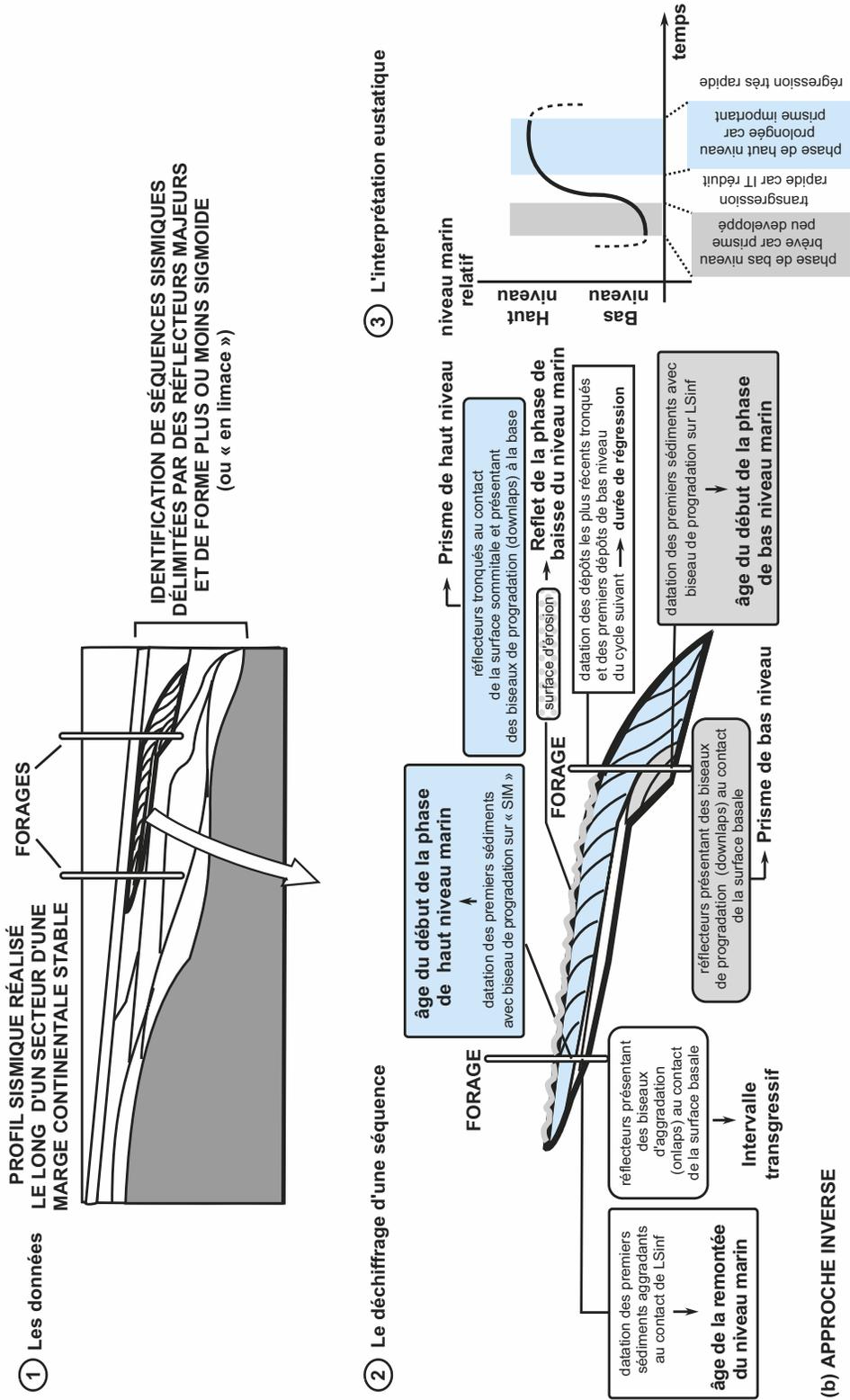


Figure 8.13 Méthodes directe et inverse en stratigraphie séquentielle.

(b) Principe de la méthode inverse

d) Variations des cortèges le long de l'axe « rivage – plate-forme – bassin »

L'étude des accumulations sédimentaires des plates-formes de différentes marges stables dans de nombreuses régions du monde a montré que les séquences de dépôts présentent bien souvent des différences de structure en fonction de leur position suivant l'axe « rivage – plate-forme – bassin » :

- les séquences distales sont souvent plus complètes et comprennent en général les trois termes définis précédemment : le prisme de bas niveau, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau ;
- les séquences proximales sont fréquemment incomplètes et se limitent pour la plupart d'entre elles au seul intervalle transgressif et au prisme de haut niveau marin souvent tronqué à son sommet si ce n'est entièrement.

De même, le long de l'axe « rivage – plate-forme – bassin », il existe une variation de la qualité du remplissage sédimentaire. Les principaux types de dépôts possédant un faciès sismique, il est alors possible de suivre l'évolution de ces faciès, soit proximaux, soit distaux, dans l'organisation d'une marge telle que la sismique réflexion peut la révéler. Ceci est illustré sur la [figure TP6.10](#), dans le cas du remplissage sédimentaire de la plate-forme languedocienne.

Par ailleurs, les cycles de variations eustatiques ne sont pas obligatoirement symétriques ce qui conduit à des représentations fort différentes des diverses unités d'une séquence (lors des cycles quaternaires, les transgressions très rapides par rapport aux régressions font que les cortèges transgressifs sont très peu représentés).

Il ressort de tout ceci que l'enregistrement de l'histoire sédimentaire d'une plate-forme est un enregistrement discontinu, les événements d'émersion ou de non-sédimentation alternant avec les événements sédimentaires, à la différence des bassins océaniques au fond desquels l'enregistrement est quasi continu pour peu qu'on se situe au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates.

e) Informations déduites de l'analyse séquentielle de l'accumulation sédimentaire

La détermination et la datation des différentes séquences de dépôts au sein du remplissage sédimentaire d'une marge permettent de définir un calendrier des variations apparentes du niveau marin à l'aplomb de cette marge.

Afin de ne pas perdre de vue l'hypothèse initiale du rôle prépondérant des variations eustatiques, il convient d'établir, par recherche de corrélations avec d'autres données issues d'autres marges contemporaines à travers le monde, la valeur globale ou plus locale de chacune des variations apparentes du niveau marin ainsi reconstituées.

Les variations corrélables à l'échelle globale peuvent alors être interprétées en termes d'eustatisme (variations globales du niveau des océans, [encart 8.5](#)) ; quant aux autres, elles peuvent refléter davantage des irrégularités de subsidence (paramètre plus local mais influant aussi sur l'espace disponible) notamment en contexte orogénique (dans les bassins flexuraux de l'avant-pays des chaînes de montagnes).

ENCART 8.5

Charte des variations du niveau marin



À partir de nombreuses données sismiques, P. Vail et son équipe ont publié une charte des niveaux marins également connue sous le nom de courbe de Vail ou de courbe d'Exxon. Elle évalue les fluctuations du niveau marin par référence au niveau actuel et propose une estimation des variations relatives du recouvrement côtier ([figure 8.14](#)).

Ces courbes suggèrent que les fluctuations du niveau marin correspondent à la superposition de plusieurs variations cycliques dont les périodes les mieux établies oscillent de l'ordre de la dizaine de milliers d'années à l'ordre du million d'années.

Nous ne traiterons pas des périodicités de l'eustatisme, ni de leurs causes probables dans ce chapitre.

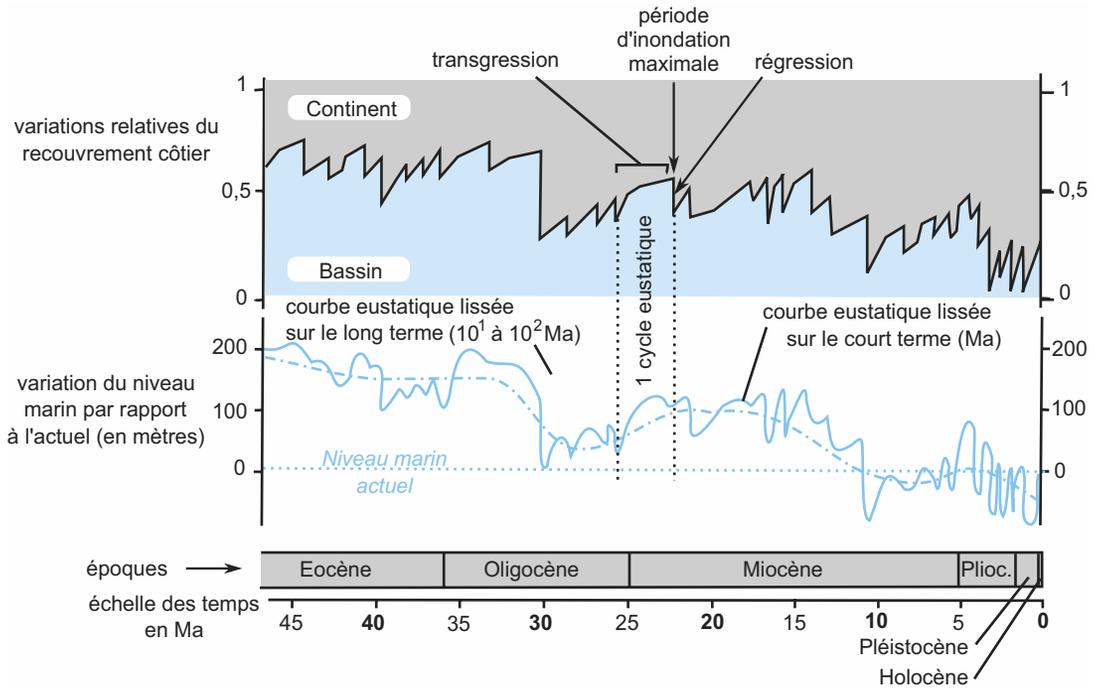


Figure 8.14 Extrait simplifié de la charte des variations du niveau marin depuis l'Oligocène.

RÉVISER

L'essentiel

Les marges continentales stables sont des aires sédimentaires de toute première importance. C'est à leur endroit qu'est livrée une partie importante du flux de particules détritiques issu de l'érosion des continents ; elles constituent également les sites de plus forte productivité de sédiments biogènes.

L'espace disponible pour accueillir les sédiments (ou potentiel d'accommodation) y dépend essentiellement de deux facteurs, la subsidence stricte (tectonique et thermique) et les variations du niveau marin (à l'échelle globale, l'eustatisme) mais sa morphologie évolue en fonction du flux sédimentaire qui tend à le combler.

Ainsi, la géométrie des séries sédimentaires qui ennoient les marges stables est principalement influencée par les processus tectoniques (rifting) qui prévalent à leur formation et contrôlent la subsidence puis par les variations du niveau marin contemporaines des dépôts.

L'identification de séries sédimentaires « ante-rift », « syn-rift » et « post-rift » au contact du substratum faillé de chaque marge et leur datation à partir des échantillons extraits de forages permettent de reconstituer les principales étapes de sa mise en place, et donc bien souvent de l'océanisation qu'elle précède.

Au sein du remplissage « post-rift », il est souvent possible d'identifier des cortèges sédimentaires (séquences de dépôts) délimités par des réflecteurs majeurs et aux formes plus ou moins prismatiques. L'examen des réflecteurs

Mots-clés

- Accommodation
- Aggradation
- Cortège sédimentaire
- Downlap
- Espace disponible
- Eustatisme
- Flux sédimentaire
- Intervalle transgressif
- Marge continentale
- Onlap
- Prisme de bas niveau
- Prisme de haut niveau
- Progradation
- Régressions (simple, forcée)
- Rétrogradation
- Séquence génétique de dépôt
- Séries ante-rift, post-rift, syn-rift
- Stratigraphie séquentielle

RÉVISER

L'essentiel (suite)

internes à chacun d'entre eux permet de les interpréter en logiques de remplissage ou d'érosion et donc de les traduire en variations du niveau marin. On distingue ainsi et idéalement :

- un prisme de bas niveau marin constitué de réflecteurs se terminant en biseaux de progradation (« downlap ») au contact de la surface basale de la séquence ;
- un intervalle transgressif constitué de réflecteurs se terminant en biseaux de progradation et d'aggradation (« onlap ») sur cette même surface ;
- un prisme de haut niveau marin constitué de réflecteurs se terminant en biseaux de progradation (« downlap ») sur les derniers niveaux de l'intervalle transgressif et tronqués par érosion ou recouverts par les dépôts discordants d'une séquence ultérieure (« toplap ») à leur sommet.

Chaque séquence peut donc être interprétée comme l'expression d'un cycle eustatique, succession d'une phase de bas niveau marin, d'une transgression, et d'une phase de haut niveau marin ; la régression est toujours considérée comme trop rapide pour donner lieu à un remplissage type d'autant que lui succède une phase d'érosion.

La datation des différentes séries et l'étude de leur emboîtement relatif (vertical et horizontal) au sein du remplissage sédimentaire d'une marge constituent donc des archives des variations du niveau marin qui se sont succédées à l'aplomb de ce site au cours de son approvisionnement sédimentaire. Si les variations ainsi reconstituées sont en accord avec celles établies sur d'autres marges, elles reflètent alors des variations globales (eustatisme) ; dans le cas contraire, ce ne sont probablement que des variations relatives ou apparentes pouvant être dues à des causes plus locales comme des fluctuations de subsidence.

Les séries sédimentaires des marges stables sont donc riches de multiples enseignements que le géologue, avec méthode, tente ainsi de décrypter.

Attention

- Ne confondez pas les profils sismiques avec des coupes du remplissage sédimentaire : la position des réflecteurs est repérée en temps double (temps d'aller et de retour en secondes) et non en profondeur.
- Ne confondez pas la subsidence stricte et la subsidence totale qui inclut l'effet isostatique de la charge sédimentaire.
- Attention au terme de régression : il est souvent employé pour qualifier une baisse de niveau marin alors qu'il traduit surtout un déplacement de la ligne de rivage en direction du large : il faut donc distinguer les régressions simples des régressions forcées.
- Les modèles de décryptage des prismes sont établis pour une sédimentation essentiellement détritique. Dans le cas des plates-formes carbonatées, les modèles sont beaucoup plus complexes à mettre en place du fait de la nécessité d'intégrer aux sédiments transférés des zones émergées la production interne au bassin qui, de plus, peut présenter de multiples variations latérales.

Mots-clés (suite)

- Subsidence (stricte, tectonique, thermique, totale)
- Toplap
- Transgression

Plan

- 9.1 Enregistrement des variations climatiques par les dépôts sédimentaires continentaux
- 9.2 Enregistrement des variations climatiques par les dépôts sédimentaires océaniques et par la glace des inlandis : géochimie isotopique
- 9.3 Bilan comparatif des enregistrements en domaine continental et en domaine marin
- 9.4 Causes des variations climatiques au cours du dernier million d'années

Introduction

Pourquoi s'intéresser aux variations climatiques et plus particulièrement à celles du dernier million d'années ? Nous savons que la Terre est soumise à des climats contrastés répartis des zones équatoriales à climat chaud et humide aux zones polaires et circumpolaires à climat froid et pauvre en précipitations. Or les scientifiques (climatologues, glaciologues, géochimistes, géophysiciens) et en particulier le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat) nous informent du réchauffement climatique en cours et de sa conséquence directe, la fonte des glaces, qu'il s'agisse des glaciers de montagne ou des calottes glaciaires. Une variation climatique se déroule sous nos yeux et la responsabilité de l'Homme dans ce phénomène doit être précisée ; il est donc important de rechercher les différentes causes des variations climatiques. Pour les périodes récentes dont le dernier million d'années, les données sont abondantes (sédiments, pollen, géochimie isotopique) et le lien avec les cycles astronomiques semble établi. Dans ce chapitre, en nous limitant autant que possible au dernier million d'années, nous aborderons plusieurs questions :

- Quels sont les sédiments qui enregistrent les variations climatiques et comment permettent-ils de reconstituer ces variations climatiques ?
- Apportent-ils le même degré de précision ? On parlera alors de résolution ou de discrimination, bonne ou médiocre selon les cas.
- Peut-on, à l'aide de ces données, appréhender les causes de ces variations climatiques et affiner les modèles d'évolution du climat ? Prévoir les variations futures ? Discerner la part de responsabilité de l'Homme ? Ce dernier point sera également abordé dans le chapitre 13 « Le cycle géochimique du carbone ».

Tout cela ressemble fort à la démarche de l'historien – étudier le passé pour comprendre le présent et préparer l'avenir – or l'Histoire, c'est le temps, une des dimensions de la Géologie.

Pour tout ce qui suit, on abrégera « million d'années » par Ma.

Ce que vous avez vu au lycée

- **En Seconde** – La Terre reçoit du Soleil une énergie dont l'inégale répartition à la surface du globe est la cause des climats et des circulations atmosphériques et océaniques. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique est à l'origine des saisons.
- **En Spécialité de Terminale S** – Les variations climatiques du Quaternaire, étudiées grâce à la géochimie de la glace des inlandis et des sédiments carbonatés à foraminifères des fonds océaniques, sont liées à la périodicité des mouvements de la Terre autour du Soleil et à des mécanismes amplificateurs (albédo, gaz à effet de serre).

9.1 ENREGISTREMENT DES VARIATIONS CLIMATIQUES PAR LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES CONTINENTAUX

Au sens géologique, les continents englobent les terres émergées et les plates-formes continentales situées sous l'actuel niveau marin. Les données seront donc recherchées dans les régions tempérées et les régions périglaciaires, des zones montagneuses aux plates-formes littorales.

9.1.1 Enregistrement par les dépôts glaciaires

a) Indices glaciaires : moraines et dépôts fluvio-glaciaires

Bien identifiables dans les vallées des Alpes et des Pyrénées, ils forment des complexes regroupant de l'amont vers l'aval des moraines (dont l'ensemble forme des complexes morainiques) et des dépôts fluvio-glaciaires (encart 9.1, figure 9.1 et figure 9.2).

ENCART 9.1

Les glaciers



On distingue aisément deux types de glacier : le glacier de montagne et la calotte glaciaire.

Glacier de montagne (figure 9.1) – Le **cirque glaciaire** en est la zone collectrice où s'accumule la neige (par exemple, cirques de Gavarnie et de Troumouse dans les Pyrénées). Sous l'effet de sa propre masse, celle-ci se tasse, s'appauvrit en air et se transforme en **névé** puis en glace. La glace peut déborder du cirque glaciaire et former une **langue glaciaire** qui s'écoule en contrebas, dans la vallée. Au niveau du cirque, la glace est soumise à la traction exercée par l'écoulement vers l'aval de la langue glaciaire ; il en résulte une crevasse bordant le cirque : la **rimaye**. Du fait de l'inégale vitesse d'écoulement de la glace au sein de la langue glaciaire, de nombreuses **crevasses** s'y forment. Les crevasses transversales sont dues aux ruptures de pente du substratum rocheux ; elles délimitent des lames de glace appelées **séracs**. Les crevasses marginales sont liées au ralentissement de la glace frottant contre les parois et les crevasses longitudinales se forment au niveau des zones rétrécies du lit glaciaire. Le glacier est un **agent de transport** entraînant des débris rocheux de toutes tailles et de natures variées constituant les moraines. On distingue la **moraine frontale**, poussée à l'avant de la langue glaciaire et dessinant, après fonte de la glace, un **vallum** ou amphithéâtre morainique, les **moraines latérales** formées de débris tombant des parois, les **moraines médianes** formées à la confluence de deux langues glaciaires, et la **moraine de fond** formée des débris entraînés sous la glace. L'ensemble des moraines d'un glacier forme le **complexe morainique**.

Calottes glaciaires ou inlandsis (figure 9.2) – Il s'agit d'épaisses couches de glace accumulées sur des surfaces continentales polaires ou circumpolaires (par exemple, les calottes antarctiques et du Groënland). Quand elles s'écoulent, elles peuvent atteindre la mer et s'y fragmenter en autant d'icebergs.

La **banquise** formée par la surface gelée de la mer n'est pas un glacier (cas de l'Arctique).

Modélé glaciaire – Les glaciers sont aussi des **agents d'érosion**. Du fait de leur charge en débris rocheux de toutes tailles, ils usent leur lit (roches striées, roches moutonnées) et creusent des **vallées en auge** (ou vallées en U) bordées de replats appelés **épaulements**. Le fond de la vallée est constitué de roches offrant une inégale résistance à l'effet abrasif de la langue glaciaire. On nomme **verrou** (ou seuil) les zones faites de roches résistantes et **ombilic** les zones surcreusées faites de roches plus tendres. Après retrait du glacier, les ombilics sont souvent occupés par des lacs.

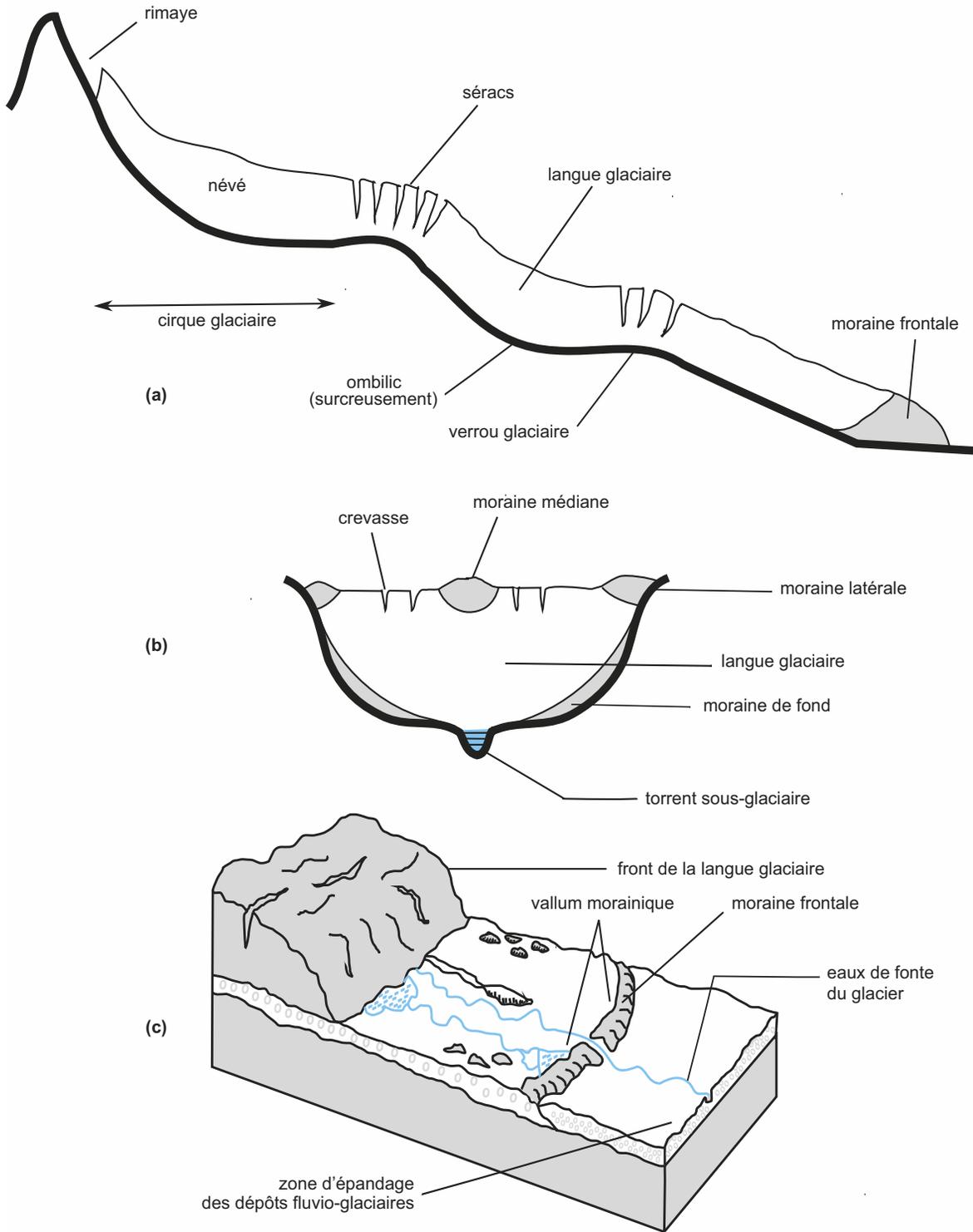


Figure 9.1 Glacier de montagne.

(a) Profil longitudinal. (b) Coupe transversale. (c) Front glaciaire et vallum (en cas de recul).

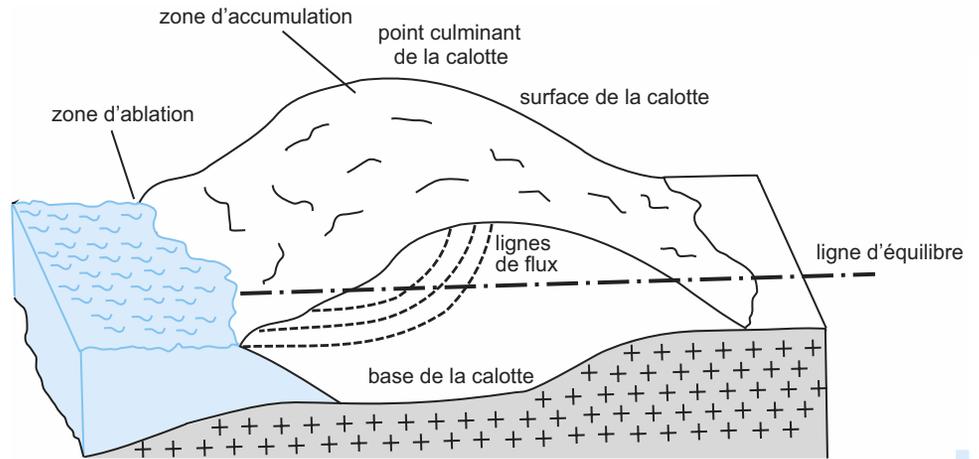


Figure 9.2 Inlandsis.

► Aspect et diversité des dépôts

Les **complexes morainiques** (figures 9.3a) apparaissent sous forme de buttes topographiques constituées de matériel détritique hétérogène regroupant des éléments mal classés allant des très gros blocs (blocs de plusieurs tonnes) à des blocs de plusieurs décimètres de diamètre jusqu'aux

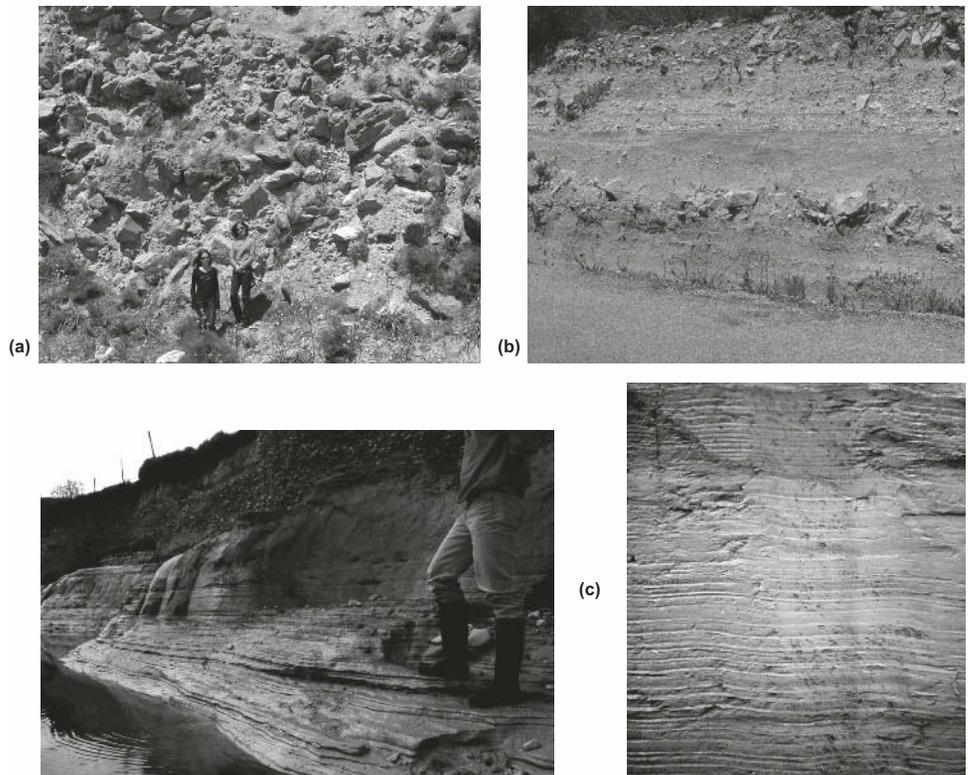


Figure 9.3 Moraines (a), dépôts fluvio-glaciaires (b) et varves (Clichés M. Campy) (c).

particules les plus fines : limons et argiles (figure 9.4). Ces dépôts ne montrent pas de **litage** clairement organisé. Les blocs présentent en surface une striation acquise au cours du transport. Il s'agit de dépôts mis en place par décharge massive sans tri ni classement. Les auteurs anglo-saxons appellent **till** les sédiments morainiques et les roches qui en dérivent sont des **tillites**.

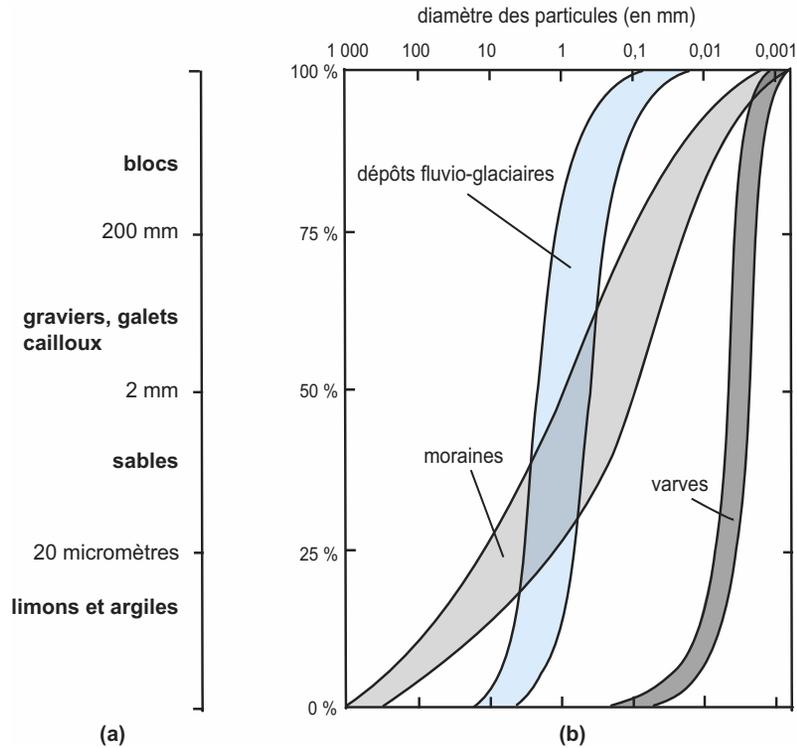


Figure 9.4 Courbes granulométriques des moraines, dépôts fluvio-glaciaires et varves.

(a) Échelle granulométrique (simplifiée). (b) Courbes cumulatives. En abscisse est porté le diamètre des particules (échelle logarithmique) ; en ordonnée est portée la masse totale cumulée exprimée en pourcentage de la masse totale.

Les **dépôts fluvio-glaciaires** (figures 9.3b) se présentent sous forme de surfaces topographiques situées en aval du front morainique, soit sur les flancs soit en fond de vallée. Il s'agit de matériel sédimentaire détritique aux éléments mieux classés que dans les moraines ; on y trouve à la fois galets (échelle décimétrique) et sables mais la fraction fine (argiles et limons) en est absente (figure 9.4). Le **litage**, net mais grossier, montre une alternance de lits sableux et de lits grossiers à galets « imbriqués » (*i.e.* juxtaposés et légèrement inclinés vers l'aval). Ces dépôts ont été mis en place par un écoulement fluviatile irrégulier : alternance de crues permettant le dépôt des lits à forte granulométrie (galets) et d'étiages permettant le dépôt des lits sableux, mais l'énergie du courant est restée élevée puisque la fraction fine est absente, entraînée vers l'aval. Selon l'abondance relative des galets et des sables, on distingue des dépôts fluvio-glaciaires proximaux (*i.e.* proches du front glaciaire) riches en galets et des dépôts fluvio-glaciaires distaux (*i.e.* loin du front glaciaire) riches en sables. Ces dépôts sont mis en place par les eaux de fonte du glacier qui mobilisent et déposent en aval une partie du matériel morainique ; une phase d'érosion ultérieure (incision érosive) y découpe des terrasses appelées terrasses fluvio-glaciaires (figure 9.5). Moraines et terrasses fluvio-glaciaires sont donc des formations co-génétiques, contemporaines à l'échelle des temps géologiques.

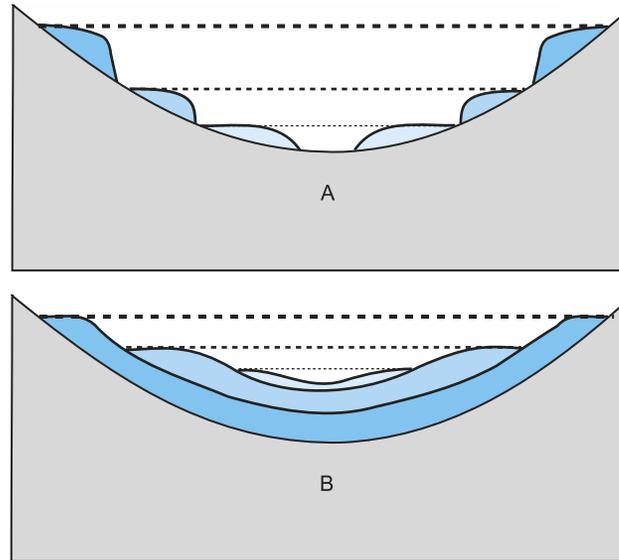


Figure 9.5 Terrasses fluvio-glaciaires.

(a) Terrasses étagées. (b) Terrasses emboîtées. Le substratum est figuré en gris. Ces terrasses sont des surfaces topographiques constituées de matériaux empruntés aux moraines par les eaux de fonte qui les déposent en aval. Généralement, les terrasses en regard situées à même hauteur sur les flancs de la vallée sont de même âge et celles situées au niveau le plus élevé sont les plus anciennes (bleu foncé). Elles sont entaillées par l'érosion ultérieure (incision érosive). Les terrasses étagées sont séparées par des affleurements du substratum (figures correspondant à des stades glaciaires d'intensité décroissante).

Les **moraines frontales** sont des indicateurs géomorphologiques marquant l'avancée extrême de la langue glaciaire ; elles permettent donc d'estimer l'avancée maximale du glacier. Cependant, plusieurs avancées successives peuvent conduire au télescopage des moraines et effacer ainsi les stades glaciaires antérieurs moins prononcés d'une glaciation. En outre, leur datation radioisotopique étant très difficile, leur calage précis avec les autres événements géologiques est difficile quoiqu'indispensable (encart 9.2) (figure 9.6).

Glaciation, stades glaciaire et interglaciaire



ENCART 9.2

La Terre est en **glaciation** quand se développent aux pôles des calottes glaciaires permanentes. Au Crétacé, le climat était nettement plus chaud que l'actuel (température moyenne supérieure de 10 à 15 °C), le gradient thermique latitudinal était faible, les climats étaient peu contrastés ; on n'y connaissait pas de calotte glaciaire et le niveau marin est plus élevé qu'aujourd'hui. Depuis le début du Cénozoïque, la tendance est au refroidissement généralisé et plusieurs calottes glaciaires se forment : la calotte antarctique apparue il y a 35 Ma (limite Éocène-Oligocène) et, dans l'hémisphère Nord, les calottes du Groënland, des Laurentides et de Scandinavie apparues entre -7 et -3 Ma. La Terre est donc actuellement en glaciation — la **glaciation cénozoïque** — mais, au sein de cette glaciation existent des fluctuations cycliques du climat. On nomme **stade glaciaire** (ou période glaciaire) les périodes de refroidissement au cours desquelles les calottes glaciaires s'étendent et **stade interglaciaire** (ou période interglaciaire ou encore interglaciaire) les périodes de réchauffement au cours desquelles les calottes glaciaires se réduisent. C'est le cas de la période présente. Chaque **cycle glaciaire** est un couple formé d'une période glaciaire suivie d'un interglaciaire.

| ÈRE | SYSTÈME | SOUS-SYSTÈME | STADES CLIMATIQUES | ÂGES |
|------------|-------------|--------------|-------------------------------------|----------------|
| CÉNOZOÏQUE | QUATERNAIRE | HOLOCÈNE | Actuel = Post-Glaciaire | |
| | | PLÉISTOCÈNE | Würm = Weichsélien | 10 000 ans BP |
| | | | Interglaciaire Riss/Würm (= Eémien) | 115 000 ans BP |
| | | | Riss = Saalien | 120 000 ans BP |
| | | | Interglaciaire Mindel/Riss | 0,170 Ma |
| | | | Mindel = Elstérien | 0,350 Ma |
| | | | Interglaciaire Günz/Mindel | 0,480 Ma |
| | | | Günz | 0,800 Ma |
| | | | Interglaciaire Donau/Günz | 1,120 Ma |
| | | | Donau | 1,380 Ma |
| | | | Interglaciaire Biber/Donau | 1,8 Ma |
| | | | Biber | 2,2 Ma |
| | | | | 2,59 Ma |
| | NÉOGÈNE | PLIOCÈNE | | 5,3 Ma |

Figure 9.6 Échelle stratigraphique simplifiée du Quaternaire.

b) Périodes glaciaires enregistrées par les dépôts glaciaires continentaux

► Dans les montagnes européennes

Dès le début du xx^e siècle, grâce à l'étude des complexes morainiques et des terrasses d'épannage fluvio-glaciaires, quatre stades glaciaires successifs, séparés par des interglaciaires, ont été reconnus au cours du dernier million d'années, d'abord dans les Alpes puis dans toutes les montagnes européennes et ailleurs dans le monde (encart 9.3). De la plus ancienne à la plus récente, on les nomme **Günz**, **Mindel**, **Riss** et **Würm**, noms issus d'affluents de la rive droite du Danube où cette chronologie a été initialement définie (Penck et Brückner, 1905). Il existe deux stades glaciaires plus anciens que le million d'années : **Biber** et **Donau** (figure 9.6, encart 9.4).

La période actuelle (**Holocène**) est un interglaciaire en cours ; le précédent stade interglaciaire est le stade 5 (Éémien ou interglaciaire Riss-Würm, figure 9.6) et la prochaine période devrait logiquement être un stade glaciaire.

► En Europe du Nord

Des observations analogues ont été faites en Europe du Nord, de l'Allemagne aux Pays Baltes. Des alignements d'anciennes moraines frontales ont été cartographiés ; ils forment plusieurs

Qu'en est-il du Quaternaire ?



Existe-t-il une ère Quaternaire ? Où poser la limite chronologique Cénozoïque-Quaternaire ? Initialement, l'ère Quaternaire est fondée sur des bases sédimentologiques (existence de dépôts glaciaires alpins indicateurs de fluctuations cycliques du climat) ; on essaie de lui faire correspondre l'apparition de l'Homme. Cependant, la progression des connaissances dans les domaines de la climatologie et de la paléontologie conduit à repousser de plus en plus loin sa limite inférieure. Aux congrès internationaux de géologie de Londres (1948) et d'Alger (1952), la limite Tertiaire - Quaternaire est fixée à -1,8 Ma, date de la première grande détérioration climatique en Europe et date de l'événement paléomagnétique d'Olduvai. Cette limite est bien acceptée jusqu'aux congrès de Moscou (1982) et d'Ottawa (1987) mais des données récentes exposées aux congrès de Pékin (1991) et de Berlin (1995) plaident en faveur d'un Quaternaire plus long dont la base se situerait vers -2,4 à -2,5 Ma entre les périodes normale de Gauss et de Matuyama. Un accord s'est instauré, sur des bases paléomagnétiques, pour placer la base du Quaternaire à 2,59 Ma (Gradstein, 2004) et pour intégrer le Quaternaire dans le Cénozoïque. Pour les périodes récentes du Quaternaire, la datation utilise comme référence l'année 1950 en raison de l'usage du radiocarbone ^{14}C ; BP signifie *Before Present* (i.e. avant l'année 1950).

Parmi les stades climatiques du dernier Ma (figure 9.6), les stades glaciaires apparaissent sur fond bleu et les stades interglaciaires en blanc. Noter que l'échelle de temps n'est pas linéaire et les différences de durée des stades climatiques (stades glaciaires longs et stades interglaciaires courts). Les termes Würm, Riss... ne sont plus beaucoup utilisés en stratigraphie sauf pour les cartes géologiques (encart 9.4) ; aujourd'hui, les géologues leur préfèrent les stades isotopiques (§ 9.2.3) beaucoup plus précis.

Les formations glaciaires sur les cartes géologiques



De nombreuses cartes géologiques au 1/50 000 produites par le BRGM permettent d'aborder les cycles glaciaires ; les choisir dans les Alpes, la vallée du Rhône (région lyonnaise), les Pyrénées ou le Jura.

Sur la [carte de Lourdes](#) (n° 1052, [cahier couleur, p. 3](#)) sont distingués les **moraines et vallons morainiques**, notés G et les **dépôts fluvio-glaciaires**, notés F. Les stades glaciaires sont indiqués : v pour Donau-Günz, w pour Mindel, x pour Riss, y pour Würm et z pour l'Holocène. On peut repérer en amont des vallées les buttes formées par les moraines (Gw, Gx, Gy) et en aval les terrasses perchées ou en fond de vallée (Fv, Fw, Fx, Fy) ainsi que les formations les plus récentes : alluvions Fz et tourbe FzT. Noter que les terrasses Fv ne montrent pas de moraine Gv en amont. La carte d'**Orgelet-Le-Bourget** (n° 604) présente d'anciens dépôts lacustres en éventail notés Gly donc rapportés au Riss ; ils illustrent la sédimentation lacustre contemporaine d'une déglaciation. Les cartes montrant des surfaces couvertes de **loess** (ou **limon des plateaux** noté LP) sont nombreuses ; ces limons sont à l'origine de sols constituant de bonnes terres arables (Beauce, Brie).

À l'échelle du 1/250 000, la carte de Lyon (n° 29) permet de présenter l'extension des glaciers alpins lors des cycles glaciaires du Günz, Mindel, Riss et Würm. Sur la carte de **France** (1/10⁶), les dépôts glaciaires d'âge Pléistocène moyen et supérieur (caisson q₂) sont indiqués par une surcharge (pointillé bleu).

Voir TP 7 § 7.2.5b

guirlandes allongées grosso modo Est-Ouest, presque parallèles les unes aux autres, et marquent les différentes avancées d'un inlandsis qui s'étendait plus au Nord et déversait vers le Sud d'immenses langues glaciaires. Celles-ci ont atteint la latitude de Londres et de Kiev et couvert l'Allemagne du Nord, la Pologne, les pays baltes. Cet inlandsis fénno-scandinave,

permanent pendant le dernier million d'années, a connu plusieurs phases d'extension nommées Elster, Saale et Weichsel (ou Vistule), de la plus ancienne à la plus récente ; la plus vaste est l'extension Elster contemporaine du Mindel alpin (figure 9.6) aussi nommé Elstérien. Au Sud de ces inlandsis, les sols constamment gelés en profondeur (**pergélisols** ou **permafrosts**) ne dégèlent que pendant la courte période estivale formant des boues plus ou moins fluides (**moli-sols**). L'air froid et dense descendu par gravité de l'inlandsis est à l'origine de vents violents (**vents catabatiques**) qui emportent vers les basses latitudes les fractions les plus fines des sols. Ces particules déposées suite au ralentissement des vents ou contre des obstacles topographiques forment le **loess**, sédiment éolien périglaciaire meuble, poreux, homogène, de couleur brune à jaunâtre fait de quartz, d'argiles et de calcaire.

Quelle pouvait être la température moyenne à la latitude de la France lors du dernier maximum glaciaire il y a 20 000 ans ? En comparant les associations de foraminifères des zones océaniques froides actuelles et celles que l'on peut extraire des carottes océaniques datées à 20 000 BP, on estime que les températures devaient être inférieures de 10 à 12 °C à la température actuelle ; or la température moyenne en France est actuellement de 11 °C !

9.1.2 Enregistrement par les dépôts lacustres périglaciaires

Il s'agit de dépôts mis en place à proximité des glaciers et appelés **varves**. Elles sont bien connues dans les Alpes, en Allemagne du Nord, en Scandinavie.

a) Examen d'une coupe

L'examen de la coupe figure 9.3c révèle une formation litée montrant l'alternance de lits centimétriques clairs constitués de sable fin (le granoclassement y est vertical) et de lits sombres millimétriques constitués d'argiles ; ces différents lits sont appelés **lamine**s. Chaque séquence regroupe une zone claire (lamine à éléments de sable fin) et une zone sombre (lamine à éléments plus fins de type argiles). Observables sur des coupes naturelles ou sur des carottes, de telles séquences se répètent plusieurs centaines à plusieurs milliers de fois selon les sites.

b) Interprétation

La faible à très faible granulométrie et le litage indiquent une mise en place dans un fluide à faible dynamique. Les lits clairs renferment parfois des fossiles d'eau douce et fréquemment du pollen ; il s'agit donc de dépôts d'eau douce en eaux calmes de type lac, lacs de montagne, lacs périglaciaires comme l'indiquent les pollens (§ 9.1.3).

La rythmicité des dépôts (séquences superposées) s'explique par la variation saisonnière de l'alimentation des lacs : lits clairs sableux déposés en saison chaude par les eaux abondantes venant de la fonte des glaces, lits sombres argileux déposés en saison froide lorsque le gel fige l'érosion et le transport et que seules des particules fines en suspension sont transportées et déposées. Il s'agit donc de sédiments lacustres à **rythmicité annuelle**. Les **lamine**s sont donc des dépôts saisonniers et entre deux lamine de même type, la durée est d'un an.

c) Intérêt

Il est double. Puisque les varves se forment en lacs de montagne ou en lacs périglaciaires, leur présence nous renseigne sur un environnement : un site et son climat. D'autre part, les varves enregistrent les variations saisonnières et permettent d'établir une chronologie. Une longue saison froide assure la mise en place d'une lamine sombre épaisse et, à l'inverse, une longue saison chaude conduit à une lamine claire épaisse. On peut ainsi repérer dans les varves des années anormales qui servent de repères et permettent de relier des dépôts localisés dans des endroits différents. On a pu ainsi dater le recul des glaciers (par exemple Engadine en Suisse) en ajoutant de proche en proche les périodes comptées sur chaque tranche (figure 9.7). Cette méthode a été généralisée et a permis de calculer, à l'année près, la durée des derniers phénomènes glaciaires en Europe du Nord, en Scandinavie et en Amérique du Nord.

Le repérage d'années anormales dans les varves des différents lacs périglaciaires permet la datation précise du recul des glaciers.

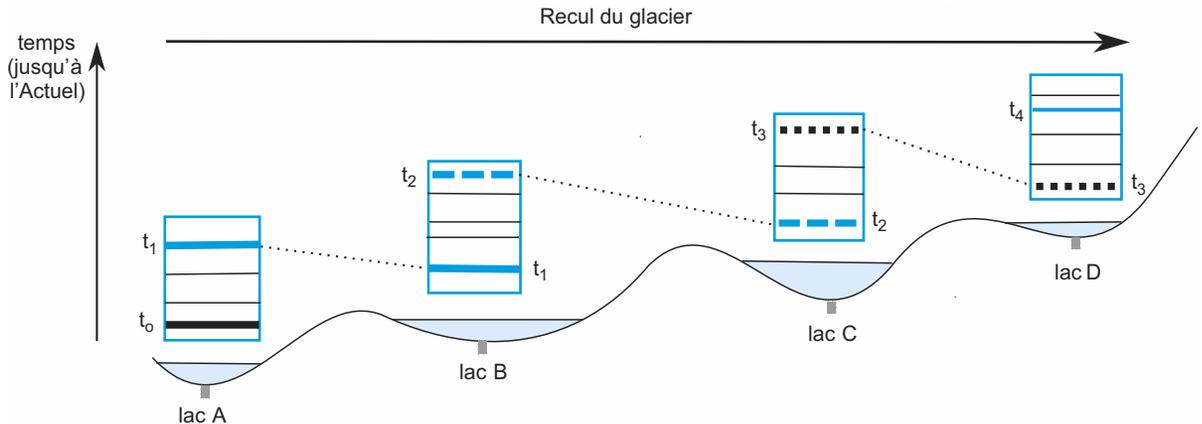


Figure 9.7 Datation du recul des glaciers.

Le profil longitudinal d'une vallée glaciaire présente 4 lacs (A à D) alimentés par les eaux de fonte du glacier, du plus bas (lac A le plus ancien) au plus élevé (lac D le plus récent). Au fond de ces lacs se sont formées des varves qui ont été extraites par carottage (rectangles gris). Chaque carotte montre (caisson correspondant) des années anormales t_1 (ex. : période froide ou chaude anormalement longue) qui permettent de corrélater les différentes carottes et de dater le recul du glacier dont les eaux de fonte alimentent les lacs successifs.

9.1.3 Informations tirées de l'étude du pollen : les diagrammes polliniques

La figure 9.9 présente le diagramme pollinique tiré de l'étude d'une tourbière de la région de Lourdes.

a) Méthodes pour l'établissement d'un diagramme pollinique

La **palynologie** est l'étude du pollen produit par les Pinophytes et les Angiospermes. Chez les espèces anémophiles, il est petit, léger, abondant et sa dispersion par le vent conduit à des pertes énormes. On en retrouve piégé dans des sédiments (**argiles, tourbe**) où il est bien conservé du fait de la grande stabilité de la sporopollénine constitutive de l'exine. Or le pollen d'un genre voire d'une espèce est identifiable par sa forme, sa taille, le nombre et la forme de ses ouvertures et l'ornementation de son exine ; cette spécificité permet d'identifier le taxon qui l'a produit.

La tourbe est un matériau riche en matière organique d'origine végétale de couleur sombre (brune, grise ou noire). Elle est formée dans les eaux stagnantes et froides des **tourbières** (figure 9.8) par la lente accumulation et la décomposition partielle de sphaignes, Bryophytes à croissance annuelle. Cette croissance annuelle des sphaignes assure le piégeage continu du pollen libéré par les espèces anémophiles avoisinantes lors de la belle saison. Les varves réalisent à un degré moindre le même type d'enregistrement (le pollen y est vite écrasé).

Réaliser un diagramme pollinique nécessite un carottage du sédiment étudié (argile, tourbe). La carotte est ensuite découpée en tronçons qui sont datés (datation radioisotopique au carbone 14). Enfin, le pollen est récupéré après une attaque acide (acide fluorhydrique HF) qui élimine les matériaux moins résistants. Après traitement, le résidu est concentré, monté entre lame et lamelle, et observé au microscope. L'identification des pollens et la mesure du pourcentage du pollen de chaque taxon permettent de dresser l'inventaire des plantes anémophiles présentes au voisinage de la tourbière, à la date mesurée sur le tronçon étudié, mais aussi d'en estimer la fréquence dans la végétation.

Des végétaux colonisateurs sont souvent installés sur les sphaignes ; ils ne sont pas représentés.

Voir *Biologie*
2^e année, chapitre 5,
TP10 et 11

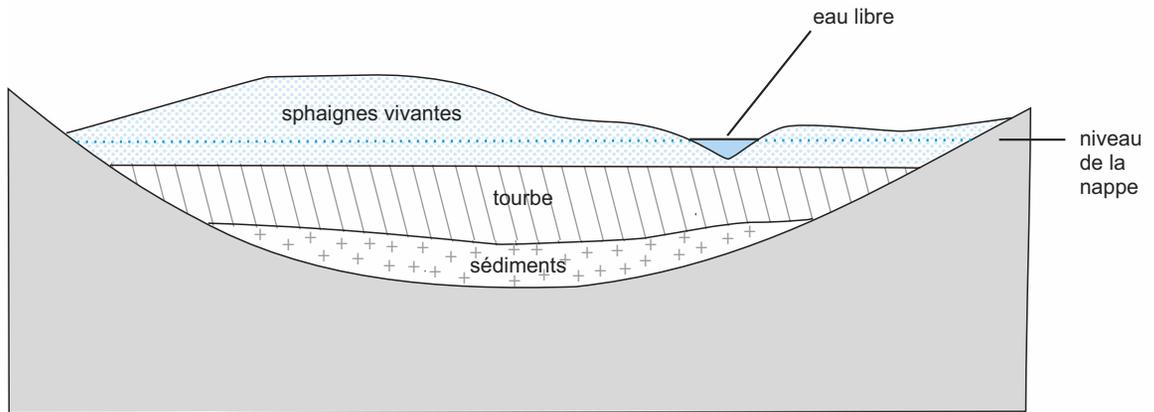


Figure 9.8 Coupe schématique d'une tourbière.

b) Principes de l'analyse d'un diagramme pollinique

Elle repose sur quelques bases simples :

- la signification du **rapport pollinique AP/NAP**, rapport du pourcentage des pollens d'arbres et arbustes (AP = *Arboreal Pollen*) sur celui des taxons herbacés (NAP = *Non Arboreal Pollen*). Les taxons herbacés prédominent en période sèche et froide (AP/NAP faible) alors que prédominent les taxons arborescents et arbustifs en période tempérée plus humide (AP/NAP élevé). Les herbacées doivent être utilisées avec précaution car elles indiquent une sécheresse, qu'elle soit chaude ou froide ; il faut donc bien s'assurer que les taxons récoltés sont ceux d'un environnement froid.
- l'existence de **taxons à signification écologique** (genres, espèces) : taxons ubiquistes comme le pin et le bouleau, espèces pionnières comme le genévrier, espèces thermophiles telles que chêne et noisetier (optimum thermique de 10 à 15 °C), espèces liées au froid sec (armoise), espèces reliées à la présence humaine (espèces indicatrices d'une déforestation et d'une acidification des sols comme la callune et la bruyère, espèces introduites telles que le noyer et le platane).

c) Analyse et interprétation d'un diagramme pollinique (figure 9.9)

De 20 000 BP à l'actuel, on distingue :

- la **fin de la dernière période glaciaire** caractérisée par des taxons herbacés dominants et des arbres rares supportant le climat froid (pin, bouleau). La végétation de type « steppe froide » (toundra) indique un climat de type froid et sec ;
- la période transitoire (**Tardiglaciaire**) qui peut être subdivisée en trois sous-périodes :
 - le **Tardiglaciaire ancien** aux espèces végétales comparables à celles de la phase précédente – avec cependant un pic d'armoise – correspond à un climat de type froid et sec,
 - le **Tardiglaciaire moyen** montre une augmentation du rapport AP/NAP indiquant un recul des herbacées et une emprise des ligneux (pin, bouleau, genévrier). Cela révèle une avancée de la forêt (de type « taïga ») indicatrice d'un réchauffement climatique,
 - le **Tardiglaciaire récent** montre un nouveau mais bref recul des taxons forestiers. Ce court refroidissement (entre -11 000 et -10 000 BP) est appelé **Dryas récent** (ou « *Younger Dryas* ») ; son nom est hérité de *Dryas octopetala*, Rosacée des régions froides (toundra et étage altitudinal alpin) ;

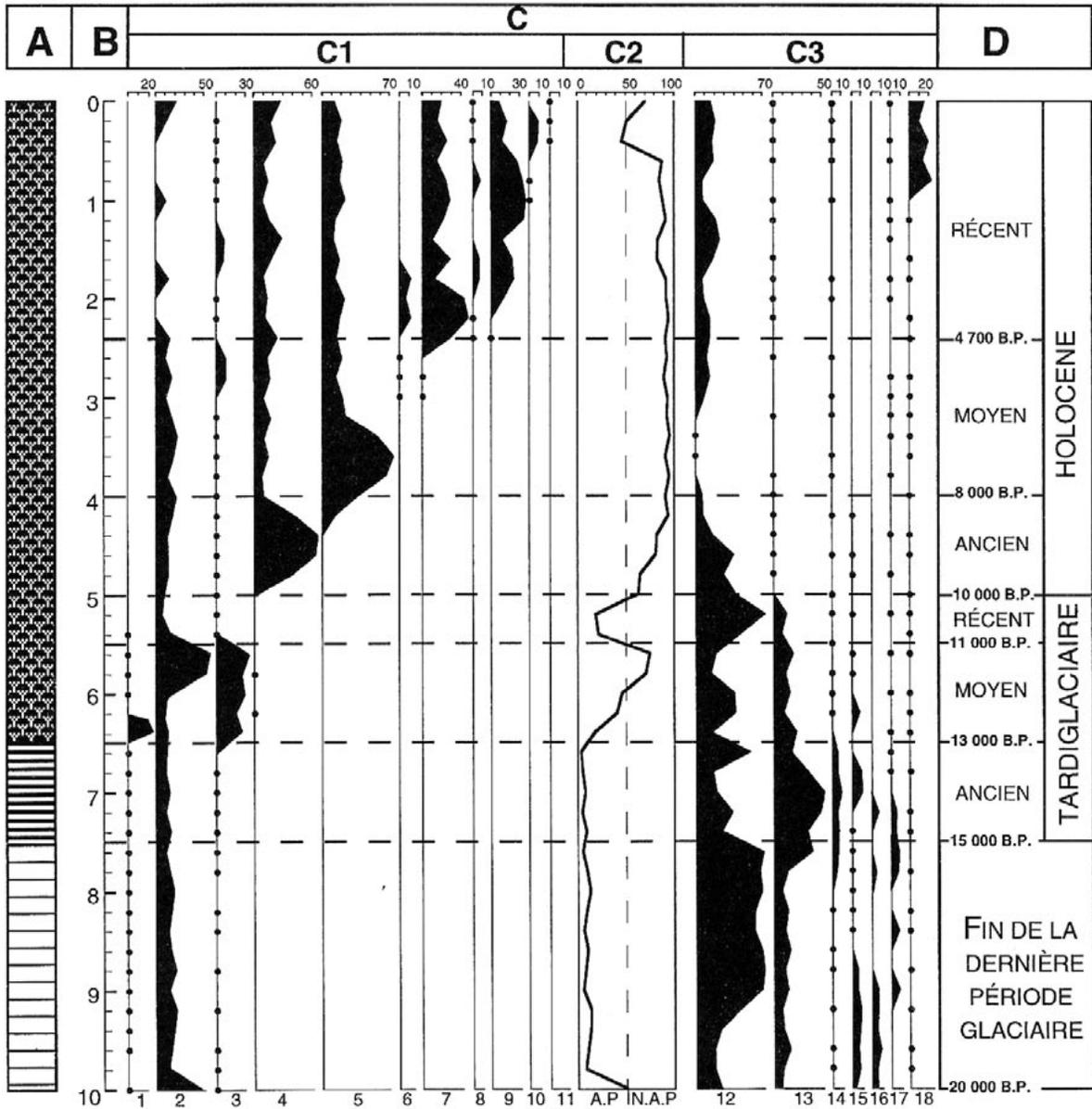


Figure 9.9 Diagramme pollinique d'une tourbière de la région de Lourdes.

A Lithologie du forage et **B** profondeur (en mètres). De bas en haut : 3 mètres d'argiles laminées, 1 mètre d'argiles riches en matière organique et 7 mètres de, tourbe.

C Évolution du pourcentage des grains de pollen des principaux taxons reconnus (espèces, genres, familles).

C1 : Taxons arborés 1 : *Juniperus* (genévrier). 2 : *Pinus* (pin). 3 : *Betula* (bouleau). 4 : *Corylus* (noisetier). 5 : *Quercus* (chêne). 6 : *Tilia* (tilleul). 7 : *Alnus* (aulne). 8 : *Abies* (sapin). 9 : *Fagus* (hêtre). 10 : *Juglans* (noyer). 11 : *Platanus* (platane).

C2 : Évolution du rapport entre les grains de pollen d'arbres (AP : *Arboreal Pollen*) et les autres types de grains de pollen dont les herbacées (NAP : *Non Arboreal Pollen*).

C3 : Taxons herbacés

12 : Poacées 13 : *Artemisia* (armoise). 14 : Chénopodiacées. 15 : *Helianthemum* (hélianthème). 16 : *Thalictrum* (pigamon).

17 : *Rumex* (aulne). 18 : *Calluna* (callune).

D Phases climatiques et datations ^{14}C (BP : *Before Present*).

- la période **Holocène** ou postglaciaire est le stade interglaciaire en cours, le réchauffement définitif holocène entraînant une progression naturelle et durable de la forêt avant la déforestation anthropique. Dans le détail, elle est subdivisible en trois sous-périodes :
 - l'**Holocène ancien** montre une nette progression de la forêt révélée par le développement du chêne ; c'est une période de réchauffement rapide ;
 - l'**Holocène moyen** est caractérisé par la nette domination des espèces forestières (noisetier, chêne) ; c'est l'optimum climatique Holocène au climat stable, tempéré et humide favorable à la « chênaie mixte » ;
 - l'**Holocène récent** voit le recul de la chênaie mixte au profit de la hêtraie-sapinière, la présence d'espèces exogènes (noyer, platane) et des Éricacées (callune, bruyère). Tout ceci indique un léger refroidissement, une humidité plus forte et l'influence humaine (brûlis, mise en culture de la forêt).

Conclusions

Ce diagramme pollinique révèle les modifications de l'environnement accompagnant le réchauffement et la phase de retrait qui suit le dernier stade glaciaire (Würm) dans la région de Lourdes. Il est aussi représentatif de l'évolution botanique donc climatique des 20 000 ans BP en France et aux latitudes moyennes : reconquête des domaines glaciaires et périglaciaires par les plantes. Il donne une idée de la mutation des paysages qui a suivi chaque stade glaciaire au cours du dernier million d'années et de sa dynamique.

Le pollen apparaît donc comme un bon témoin paléontologique des variations climatiques mais il faut noter que, dans les diagrammes polliniques, les plantes anémogames sont surreprésentées car elles produisent une grande quantité de pollen dispersé à grande distance (par exemple Pinophytes) à la différence des entomogames ; ceci peut biaiser en partie les reconstitutions.

9.1.4 Enregistrement en milieu marin de plate-forme continentale

Les informations sont fournies ici par l'étude de la géométrie des sédiments marins établie par sismique-réflexion.

a) Exemple : la plate-forme du golfe du Lion

► Analyse du profil de sismique réflexion

Il s'agit ici du **profil sismique interprété** (figure 9.10). On distingue, de la surface vers la profondeur, trois unités (ou séquences) sédimentaires superposées notées A, B et C.

L'unité A est caractérisée par un épaississement proximal (NE, proche du littoral), un amincissement distal (SO, loin du littoral) et des réflecteurs cohérents (*i.e.* subparallèles et continus) ; il s'agit d'une unité progradante en cours de dépôt donc mise en place actuellement sous l'eau. L'unité B est située sous l'unité A ; elle lui ressemble fortement mais en diffère par ses réflecteurs interrompus : son sommet est tronqué. Comme l'unité A, c'est une unité progradante mise en place sous l'eau mais ses dépôts ont subi ultérieurement une érosion à la faveur d'une période d'émergence. Ultérieurement, ces dépôts ont été recouverts par ceux de l'unité A. L'unité B a donc été mise en place en deux étapes successives : dépôts progradants mis en place sous l'eau, lors d'une période de niveau marin élevé puis érosion hors d'eau, lors d'une période de bas niveau marin.

La superposition des unités A et B enregistre les variations du niveau marin, deux périodes de niveau marin élevé encadrant une période de bas niveau marin.

L'unité C située sous l'unité B lui ressemble ; son analyse conduit aux mêmes conclusions.

► Conclusions

La superposition des unités A, B et C permet d'établir leur chronologie relative de la plus ancienne (C) à la plus récente (A). Le profil sismique révèle les fluctuations du niveau marin enregistrées par les dépôts sédimentaires : unités A, B et C déposées en périodes de niveau marin élevé, unités B et C érodées en périodes de bas niveau marin, unité A actuellement en cours de dépôt. S'il est impossible de caractériser la vitesse de baisse du niveau marin ici en

Voir TP2 « Approche géophysique du Globe »

Voir chapitre 8 § 8.2.2 et TP6 § 6.3.2

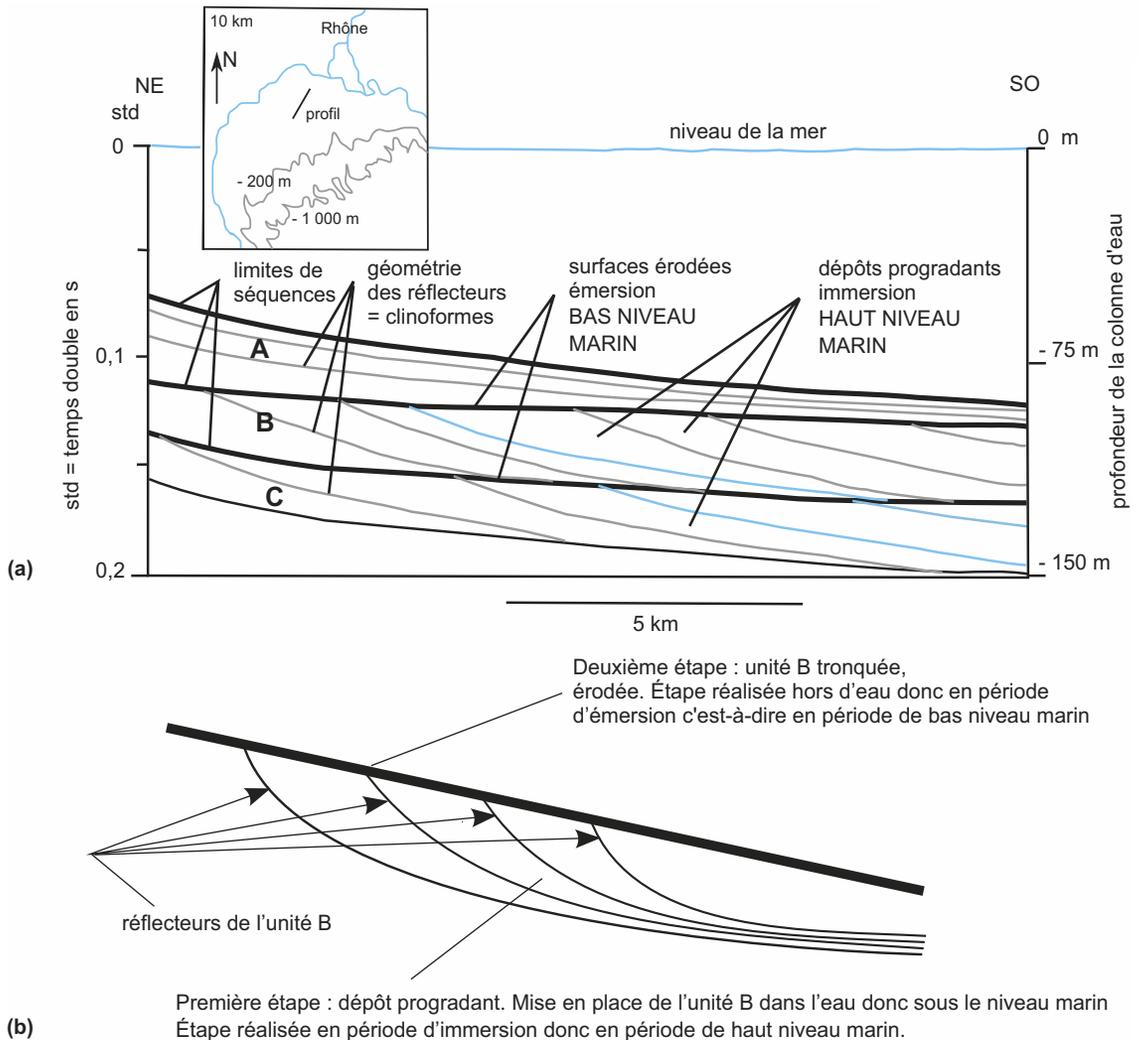


Figure 9.10 Profil sismique sur la plate-forme du golfe du Lion et sa localisation.

(a) Le profil sismique présente deux ordonnées. À gauche : profondeur en secondes temps double (std) et à droite : profondeur en mètres. (b) Interprétation d'une séquence.

raison de l'érosion qui a effacé tout marqueur, l'absence de biseaux de rétrogradation indique que la remontée du niveau marin a été très rapide.

Ces fluctuations du niveau marin sont récentes (B et C) ou actuelles (A) et doivent être reliées aux derniers cycles glaciaires (glacio-eustatisme) : les périodes de niveau marin élevé correspondent à des périodes de réchauffement et de fonte des glaces (stades interglaciaires) alors que les périodes de bas niveau marin correspondent à des périodes froides de formation de glaciers ou de calottes glaciaires (stades glaciaires). Ici sont enregistrés deux stades glaciaires et trois stades interglaciaires dont l'actuel.

b) Choix du site d'étude

Sur quels critères choisir un site d'étude et quelles précautions prendre ?

Lors d'un interglaciaire, le niveau marin s'élève du fait de la fonte d'une partie de la glace mais le substratum, délesté de cette glace, remonte aussi (glacio-isostatisme) ; il faut donc choisir un

site loin de toute calotte glaciaire (encart 9.5). Il faut aussi que ce site soit éloigné d'apports détritiques massifs (ici loin du delta du Rhône) et en période de calme tectonique. Enfin, il faut connaître sa vitesse de subsidence. L'estimation de la subsidence s'appuie sur l'inclinaison des réflecteurs sismiques : en domaine subsident, les réflecteurs les plus récents donc superficiels sont horizontaux et alors que les plus anciens donc plus profonds sont très inclinés.

ENCART 9.5

Eustatisme et glacio-eustatisme



On appelle **eustatisme** les variations d'ensemble du niveau des eaux de l'océan mondial. Une cause de ces variations réside dans les fluctuations du climat : les périodes glaciaires (refroidissement avec extension des inlandsis) et les périodes interglaciaires (réchauffement avec fonte des inlandsis et dilatation de l'eau) correspondent respectivement à une baisse et à une élévation du niveau marin ; on parle alors de **glacio-eustatisme**. Dans la géomorphologie, des cours d'eau à méandres encaissés dans une large vallée comme la Seine en sont une conséquence bien visible. Ces cours d'eau de plaine lents, installés sur des surfaces à pente très faible y ont réalisé des méandres ; lors des périodes glaciaires récentes (par exemple Würm), ils ont érodé leur lit sur place au fur et à mesure de l'abaissement du niveau marin (méandres surimposés, phénomène d'antécédence). Cette érosion s'est exprimée parfois bien au-delà du niveau marin actuel et, dans le cas de la Seine, on retrouve aujourd'hui au fond de la Manche, jusqu'à l'entrée de l'Atlantique, la trace du cours et de l'estuaire anciens.

➤ Bilan – Une extension mondiale des glaciers au cours du dernier million d'années

Les dépôts glaciaires révèlent l'avancée extrême des glaciers ; les diagrammes polliniques permettent de reconstituer les paysages et l'analyse par sismique réflexion nous renseigne sur les variations du niveau marin liées à l'extension ou à la fonte des inlandsis (glacio-eustatisme). Ce qui est mis en évidence en Europe du Nord l'est aussi en Amérique du Nord avec l'avancée de l'inlandsis depuis l'Arctique jusqu'à la latitude de New York. Jusqu'à 35 % de la surface des continents est couverte de glace lors du plus fort stade glaciaire (Elster) ; elle est plus marquée dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, plus océanique où elle est limitée à l'Antarctique. Les quantités de glace ainsi stockées sont énormes. Au cours du Würm (20 000 BP), lors du Dernier Maximum Glaciaire appelé DMG ou stade 2 (figures 9.11 et 9.14), le volume des glaces des régions arctiques est estimé à 75 millions de kilomètres cubes alors qu'il n'est actuellement que de 30 millions et que sa réduction s'accélère.

Une conséquence est la baisse du niveau des océans durant les stades glaciaires : des surfaces aujourd'hui immergées sont découvertes et bien des îles actuelles sont rattachées au continent voisin : on traversait la Manche à pied pour gagner la Grande-Bretagne ou plutôt ce qui en restait puisque la moitié Nord était sous la glace. Ainsi, des animaux et des végétaux colonisent des régions auparavant hors d'atteinte : l'Homme passe de l'Asie à l'Amérique du Nord par le détroit de Béring et colonise les îles de la Sonde depuis l'Asie du Sud-Est.

Dans l'Atlantique Nord, des banquises permanentes perturbent la route du Gulf Stream (il existe depuis la fermeture de l'isthme de Panama il y a 3 à 3,5 Ma) ; les distributions des flores et des faunes en sont considérablement modifiées : des toundras et des steppes sont présentes en Europe là où poussent actuellement des forêts (si elles n'ont pas été mises en cultures) ; ces steppes froides sont parcourues par des troupeaux de rennes, bisons, mammoths ou autres, chassés par l'Homme de Cro-Magnon (*Homo sapiens*), chasseur fabriquant d'outils, habitué des abris sous roches et des grottes qu'il orne de peintures (Lascaux, Pech Merl, Altamira). Certaines grottes ont actuellement leur entrée située sous la mer en raison de la remontée du niveau marin (Grotte *Cosquer* près de Cassis, Bouches-du-Rhône).

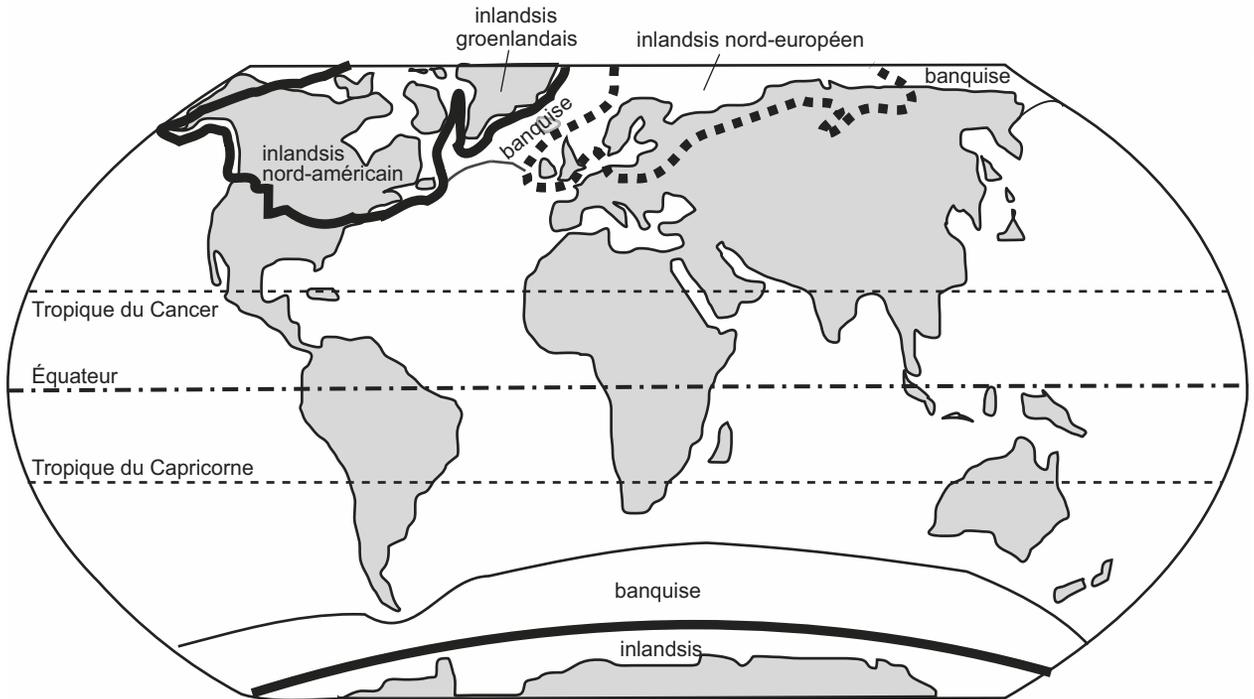


Figure 9.11 Extension des inlandsis au cours du Dernier Maximum Glaciaire (Würm).

Voir chapitre 3,
§ 3.1.3a et figure 3.8

Une autre conséquence est le lent enfoncement isostatique des continents couverts de glace (Nord de l'Europe, Scandinavie) ; il est en grande partie effacé actuellement du fait du délestage rapide de la calotte glaciaire.

9.2 ENREGISTREMENT DES VARIATIONS CLIMATIQUES PAR LES SÉDIMENTS OCÉANIQUES ET PAR LA GLACE DES INLANDSIS : GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Dans ce domaine, les connaissances ont progressé grâce au perfectionnement des techniques de forage dans les sédiments des fonds océaniques ou dans la glace et grâce à la spectrométrie de masse permettant de séparer des isotopes comme ceux de l'oxygène, de l'hydrogène ou du béryllium (spectrométrie de masse par accélérateur ou SMA).

9.2.1 Méthodes d'étude

a) Forages

Des forages destinés à l'étude des sédiments marins et de leur substratum ont été réalisés dès les années 1970 dans tous les océans à la faveur des campagnes océanographiques (1968-1975 : *Deep Sea Drilling Project* et dès 1975 : *International Program of Ocean Drilling*). Les navires utilisés sont capables de rester en position fixe avec une très grande précision pendant toute la durée du forage ; ceci est assuré grâce à un calculateur de bord informé par un émetteur posé sur le fond et relié aux organes de propulsion du navire (positionnement dynamique). Ces campagnes ont permis de collecter les sédiments récents, en particulier des boues carbonatées à tests de foraminifères.

La réalisation de forages profonds dans la glace des inlandsis des deux hémisphères s'est bien développée depuis quelques décennies. Au Groënland, des équipes européennes et américaines ont foré la calotte glaciaire jusqu'au substratum rocheux ; les plus anciennes glaces atteintes au contact de ce substratum datent de 120 000 ans. En Antarctique, le carottage réalisé par une équipe franco-russe sur le site VOSTOK atteint une profondeur de plus de 3,5 km et permet d'accéder à des glaces de près de 420 000 ans. Toujours en Antarctique, le forage européen EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) est réalisé sur le site « Concordia Station – Dôme C » ; ce site a été choisi car il permet d'obtenir la plus longue chronique des changements environnementaux. En décembre 2004, une épaisseur de 3,27 km de glace a été forée couvrant une durée de 890 000 ans dont 740 000 ont déjà été analysés.

Qu'il s'agisse de carottages dans les sédiments océaniques ou dans la glace, les carottes sont tronçonnées et les tronçons doivent être datés.

b) Datation

La datation radioisotopique de la glace peut être réalisée grâce au béryllium 10, isotope radioactif du béryllium dont la période est courte ($T = 1,5 \text{ Ma}$). Ce béryllium 10 est un isotope cosmogénique : il est formé dans la haute atmosphère à partir d'azote et de d'oxygène soumis au rayonnement cosmique et il est facilement incorporé aux précipitations neigeuses de sorte que la teneur en ^{10}Be de la glace dépend uniquement du taux d'accumulation de neige sur le site étudié. Les âges obtenus à l'aide du ^{10}Be constituent une échelle absolue pour dater la glace à l'échelle du million d'années et au-delà. Plus près de nous, des impuretés contenues dans la glace permettent d'identifier des couches annuelles. Ainsi, la radioactivité (activités β ou γ) des essais nucléaires atmosphériques (1954-1958 et 1965-1966) ou de l'accident de Tchernobyl (avril 1986) a été mémorisée dans la glace et constitue un marqueur stratigraphique. Enfin, des éruptions volcaniques bien datées sont repérables dans les glaces par leurs émissions de poussières et d'acides ; elles constituent aussi des références très précises.

La datation radioisotopique des carbonates océaniques peut être réalisée grâce au carbone 14 ($T = 5\,730 \text{ ans}$) pour les sédiments très récents mais surtout grâce au béryllium 10 malgré sa concentration extrêmement faible dans les sédiments marins ; ^{10}Be est amené dans les eaux océaniques par les eaux météoriques.

c) Rapports isotopiques

Le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou encore son écart relatif par rapport à une référence appelé $\delta^{18}\text{O}$ peut être établi sur les tronçons datés des différents carottages : tests carbonatés de foraminifères des sédiments océaniques, glace des inlandsis (encart 9.6). ^{16}O et ^{18}O sont deux isotopes stables de l'oxygène, l'isotope ^{18}O étant très minoritaire puisqu'il y a 500 fois plus de ^{16}O que de ^{18}O dans l'eau de mer. En raison de leur écart de masse notable (de 12,5 %), ces deux isotopes n'ont pas même comportement lors des changements de phase à la différence d'isotopes d'éléments lourds comme le Sr ou le Nd.

Les $\delta^{18}\text{O}$ des tests carbonatés de foraminifères benthiques et de la glace des inlandsis quantifient le fractionnement isotopique de l'oxygène lié à la température de l'eau. Ce fractionnement isotopique thermodépendant est réalisé à toutes les étapes impliquant les deux isotopes : évaporation et appauvrissement de la vapeur d'eau en ^{18}O (condensation ou précipitation et enrichissement relatif en H_2^{18}O).

Noter que le fractionnement isotopique est d'autant plus marqué que les processus impliqués (évaporation, condensation) se déroulent à faible température.

➤ En période froide

En période froide, l'évaporation à la surface des océans est ralentie et elle mobilise majoritairement les molécules d'eau légère H_2^{16}O : l'appauvrissement en H_2^{18}O de la vapeur d'eau atmosphérique est encore plus marqué que d'ordinaire. D'autre part, cette vapeur d'eau générée aux basses latitudes et qui constitue les nuages alimente par condensation des précipitations qui privilégient la molécule d'eau la plus lourde H_2^{18}O . En conséquence, la vapeur d'eau restante

Voir chapitre 5,
encart 5.1

des nuages est encore plus appauvrie en $H_2^{18}O$ et les précipitations continentales des hautes latitudes issues de cette vapeur d'eau conduisent à la formation de glaces de plus en plus enrichies en $H_2^{16}O$ ($\delta^{18}O$ de la glace bas) alors que les eaux océaniques sont relativement enrichies en $H_2^{18}O$ et la calcite des tests de foraminifères benthiques se trouve aussi enrichie en ^{18}O ($\delta^{18}O$ des tests de foraminifères benthiques « élevé » – l'écart est toutefois bien plus modeste dans la calcite que dans la glace).

► En période chaude

En période chaude, l'évaporation à la surface des océans est forte et un peu plus d'eau lourde $H_2^{18}O$ est mobilisée : la vapeur d'eau se trouve très relativement enrichie en $H_2^{18}O$. En conséquence, les précipitations continentales des hautes latitudes sont au final un peu plus riches en $H_2^{18}O$ et conduisent à la formation de glaces relativement riches en $H_2^{18}O$ ($\delta^{18}O$ de la glace « élevé ») alors que les eaux océaniques sont relativement appauvries en $H_2^{18}O$ et que la calcite des tests de foraminifères benthiques est relativement appauvrie en ^{18}O ($\delta^{18}O$ des tests de foraminifères benthiques bas). Bien noter qu'en parallèle, la fonte des inlandsis libère des eaux appauvries en ^{18}O .

► Résumé

Les $\delta^{18}O$ de la glace et des carbonates océaniques enregistrent les fluctuations climatiques (stades glaciaires et stades interglaciaires). En période froide, les calottes glaciaires s'étendent et accumulent de la glace à $\delta^{18}O$ bas pendant que le niveau océanique baisse et que se déposent des boues carbonatées à foraminifères au $\delta^{18}O$ élevé. En période chaude, les calottes glaciaires régressent et accumulent de la glace à $\delta^{18}O$ élevé pendant que le niveau océanique s'élève et que se déposent des boues carbonatées à foraminifères au $\delta^{18}O$ bas (figure 9.12).

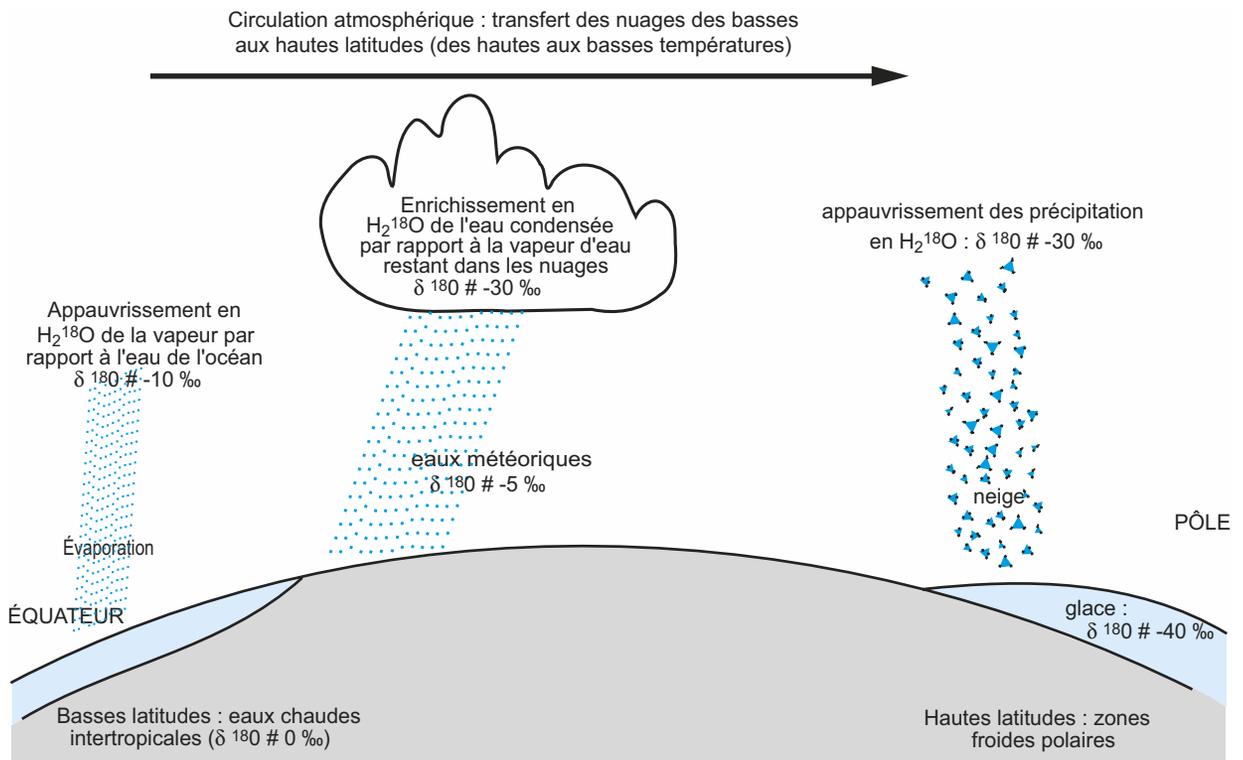


Figure 9.12a Le fractionnement isotopique de l'oxygène.

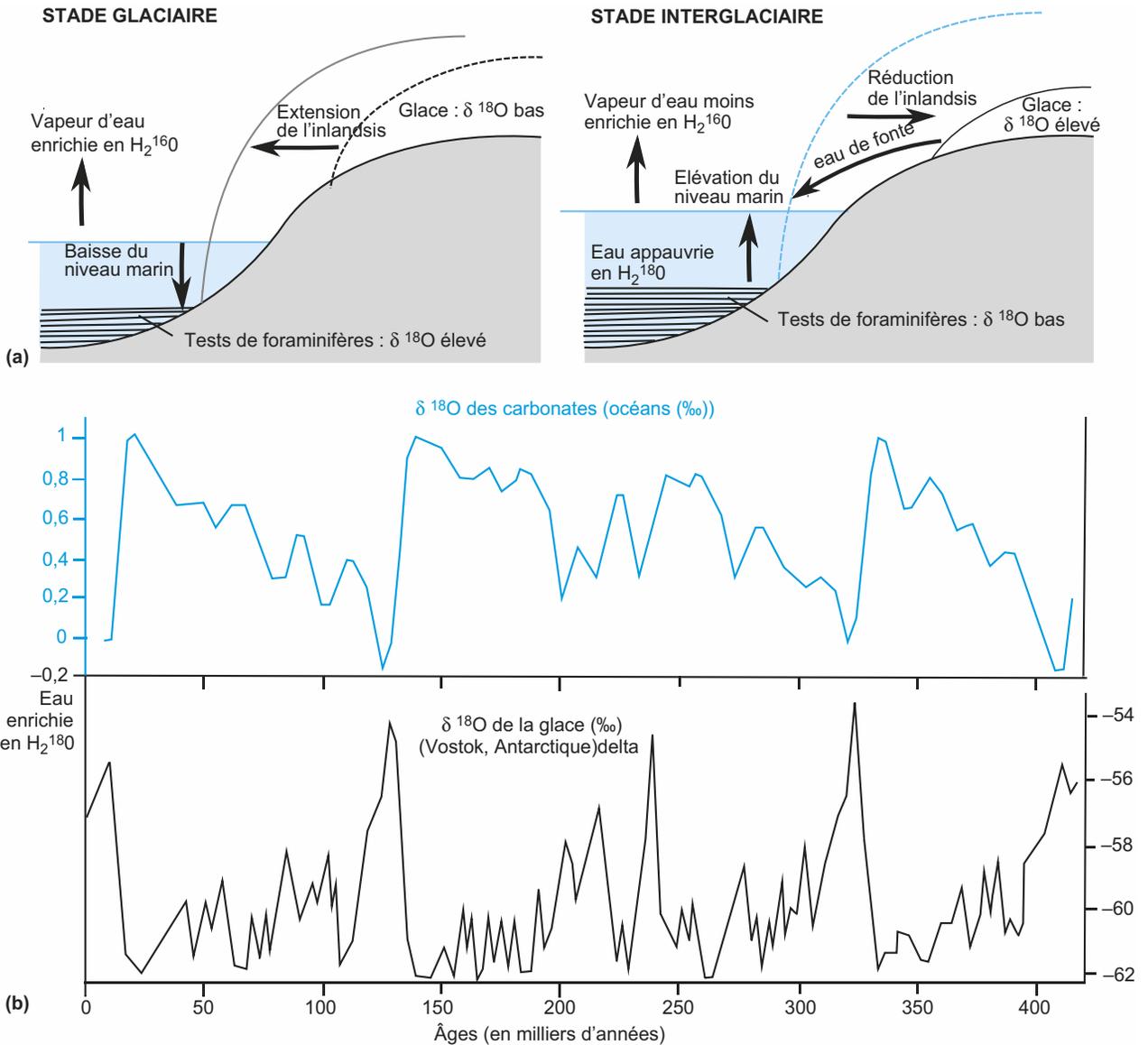


Figure 9.12 (a) Évolution des $\delta^{18}\text{O}$ de la glace et de l'océan, (b) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace (Vostok) et des carbonates océaniques.

9.2.2 Informations fournies par la géochimie des carbonates océaniques

La figure 9.13 présente les données de forages réalisés dans les fonds marins du Pacifique équatorial. Il s'agit d'une série sédimentaire couvrant les deux derniers Ma (fin Pliocène et Quaternaire) donc plus que la durée étudiée dans ce chapitre.

Les données A1 (profondeur du forage) et des données A2 (âges radioisotopiques) permettent d'estimer la vitesse moyenne de sédimentation (1 m/100 000 ans). Les données A3 (paléomagnétisme) montrent les périodes normales et les périodes inverses ainsi que les brèves inversions (événements d'Olduvai et Jaramillo). Les données A4 présentent une synthèse des résultats obtenus dans une dizaine de forages ; elles donnent sans interruption la valeur du $\delta^{18}\text{O}$

Les rapports isotopiques



Le rapport isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ a pour formule :

$$\delta^{18}\text{O} = [(\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} - (\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O})_{\text{standard}}] \times 1\,000$$

Ce rapport exprime l'enrichissement ou l'appauvrissement relatif de l'échantillon par rapport au standard de référence ; il y a deux standards pour l'oxygène qui diffèrent selon le matériel étudié.

PDB est le standard pour les carbonates ; il est donc utilisé pour les tests carbonatés des foraminifères. PDB est la calcite d'un rostre de bélemnite de la formation de Pee Dee du Crétacé supérieur de Caroline du Nord (États-Unis). Le Crétacé supérieur a été retenu car c'est une période dépourvue de calotte glaciaire et les bélemnites sont des céphalopodes fossiles qui vivaient en milieu marin.

SMOW, « *Standard Mean of Ocean Water* » ou encore moyenne théorique de l'eau des océans actuels, est le standard retenu pour les eaux ; il est donc utilisé pour la glace des inlandsis.

Pour établir le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates océaniques, on utilise les foraminifères. En effet, les foraminifères précipitent la calcite de leurs tests à l'équilibre isotopique : ils incorporent les deux isotopes de l'oxygène avec le même rapport que celui des eaux océaniques (ce n'est pas le cas pour les coraux). D'autre part, si l'on considère que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ indiquent des variations de la température de l'eau, les **foraminifères planctoniques** qui vivent dans des eaux superficielles enregistrent dans leurs tests deux signaux thermiques : un signal thermique local (périodicités journalière et saisonnière) se superposant à l'évolution thermique globale donnée. À l'inverse, les **foraminifères benthiques** vivent en eaux profondes et leurs tests enregistrent un signal thermique indépendant des variations superficielles ; ils constituent donc un matériel de choix.

D'autres analyses sont possibles. Pour la glace, on peut travailler avec les isotopes de l'hydrogène et mesurer le **rapport isotopique de l'hydrogène δD** ou **D**. D est le deutérium (isotope lourd de l'hydrogène de masse atomique 2 et noté ^2H ou D). Comme pour le $\delta^{18}\text{O}$, on définit un δD en rapportant le rapport D/H de l'échantillon à celui d'un standard : l'eau des océans. Le deutérium a même comportement que $\delta^{18}\text{O}$ de sorte que le δ varie comme le $\delta^{18}\text{O}$ mais avec une plus grande amplitude du fractionnement en raison de la différence de masse de 100 % entre les deux isotopes. Alors que le $\delta^{18}\text{O}$ de la glace varie entre -30 ‰ et -50 ‰, les valeurs et les variations du δD sont beaucoup plus amples. À titre indicatif, pour les eaux météoriques, le $\delta^{18}\text{O}$ et le δD sont liés par la relation $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 5$.

établi sur des tests carbonatés de foraminifères benthiques (encart 9.6) ; celui-ci varie entre 0 et -2 ‰. Ces données **A4** montrent l'alternance de périodes à fort $\delta^{18}\text{O}$ et de périodes à faible $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que des variations cycliques du $\delta^{18}\text{O}$. Comme ce $\delta^{18}\text{O}$ quantifie le fractionnement isotopique de l'oxygène lié à la température de l'eau de mer, il nous offre une chronique continue des fluctuations climatiques globales du dernier million d'années.

a) Stades isotopiques

Les périodes à fort $\delta^{18}\text{O}$ et les périodes à faible $\delta^{18}\text{O}$ sont nommées **stades isotopiques** ; elles se répètent de manière cyclique et sont bien repérables sur les données B1 où ces stades isotopiques sont numérotés du plus récent (1) au plus ancien.

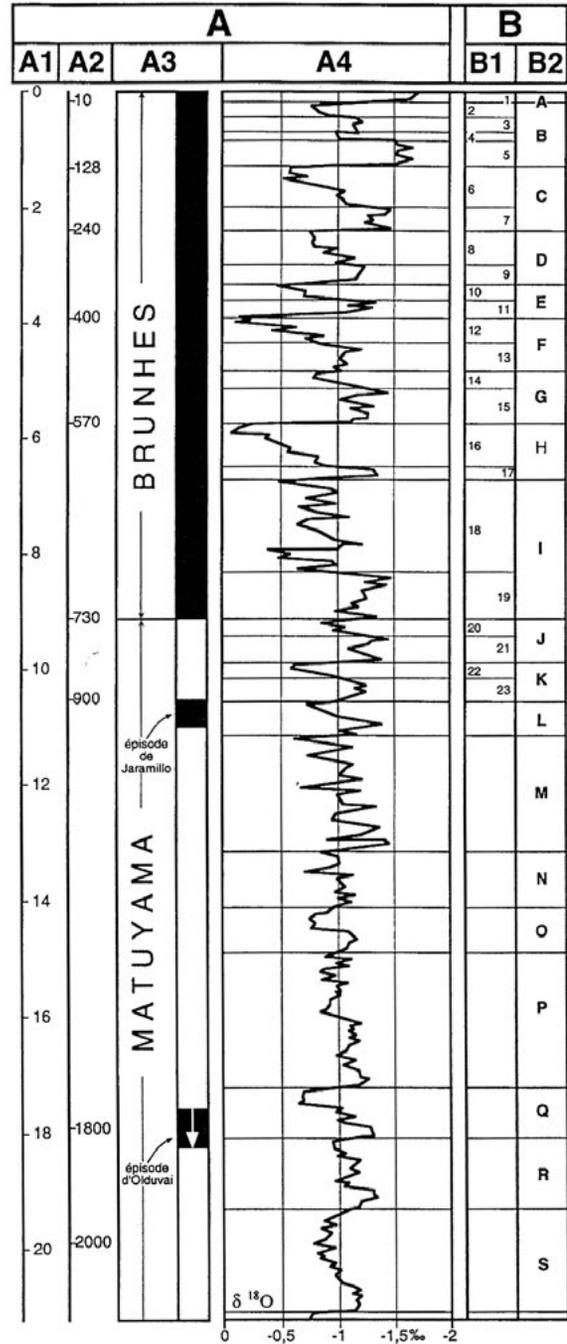
Les stades à basse valeur du $\delta^{18}\text{O}$ des tests (stades impairs 1, 3, 5...) indiquent une période chaude donc une faible masse des glaces (fonte des inlandsis) et un niveau marin élevé.

Les stades à haute valeur du $\delta^{18}\text{O}$ des tests (stades pairs 2, 4, 6...) indiquent une période froide donc une forte masse des glaces (extension des inlandsis) et un niveau marin bas.

Au sein des fluctuations en dents de scie du $\delta^{18}\text{O}$, on constate que ces stades isotopiques n'ont pas la même forme : l'élévation du $\delta^{18}\text{O}$ est progressive alors que sa baisse est plus brutale.

Figure 9.13 Données issues d'un forage réalisé dans les fonds marins de l'océan Pacifique et interprétation chrono-climatique correspondante.

- (A) Données.
- (A1) Profondeur du forage (en mètres).
- (A2) Âge en milliers d'années.
- (A3) Échelle paléomagnétique (périodes normales en noir et périodes inverses en blanc).
- (A4) Variations du $\delta^{18}\text{O}$ des tests de foraminifères (*Globigerinoïdes sacculifer*).
- (B) Interprétation chrono-climatique.
- (B1) Stades isotopiques reconnus et identifiés jusqu'au stade 23 (-900 000 ans).
- (B2) Cycles climatiques majeurs. Chaque cycle majeur est formé d'un couple : période de faible $\delta^{18}\text{O}$ suivie d'une période de fort $\delta^{18}\text{O}$, même s'il existe de variations internes de moindre amplitude au sein de chaque période).



Ceci indique que les phénomènes sont de rapidité différente : le refroidissement et l'englacement des terres sont lents et saccadés alors que le réchauffement et la déglaciation sont rapides (dissymétrie des cycles climatiques). Il est important de noter ici que ces déductions d'ordre paléoclimatique ne concernent que les variations de température ; elles ne prennent pas en considération celles des précipitations.

b) Cycles climatiques

L'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ apparaît cyclique : chaque période à basses valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ est suivie d'une période à hautes valeurs du $\delta^{18}\text{O}$; ceci indique l'existence de **cycles climatiques** indiqués en colonne B2 à partir du plus récent nommé A. Pour chacun de ces cycles, la période à basses valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ est une période interglaciaire avec réduction des inlandsis et élévation du niveau marin alors que la période à hautes valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ est une période glaciaire avec extension des inlandsis et baisse du niveau marin.

À titre d'exemple, le cycle compris entre 240 000 BP et 128 000 BP (cycle C, stades 7 et 6) commence par un réchauffement (stade 7, période interglaciaire) suivi d'un refroidissement (stade 6, période glaciaire).

Au cours du dernier Ma sont donc enregistrés par les tests de foraminifères un grand nombre de cycles climatiques, une dizaine soit une durée moyenne de 100 000 ans par cycle. Ces cycles climatiques apparaissent de durée et d'amplitude inégale ; une augmentation de leur amplitude et de leur fréquence sur le dernier Ma est manifeste (variations plus fortes du $\delta^{18}\text{O}$ et durée des cycles plus courte).

9.2.3 Informations fournies par la géochimie de la glace des inlandsis

Quels sont les apports du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD de la glace des inlandsis ?

Par l'étude de la glace de l'inlandsis antarctique, on a pu remonter jusqu'à environ 740 000 ans (EPICA), ce qui correspond aux trois derniers cycles glaciaires enregistrés par les glaciers alpins : Mindel, Riss et Würm. On note dans tous les enregistrements (figures 9.12b et 9.18) :

- une alternance de périodes froides marquées par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD de la glace et de périodes chaudes marquées par une élévation du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD avec une glaciation lente et une déglaciation rapide ;
- un synchronisme des variations climatiques enregistrées par les inlandsis des deux hémisphères ;
- des fluctuations climatiques beaucoup plus marquées dans l'hémisphère Nord (où elles atteignent des fourchettes de 5 à 6 °C sur des durées brèves) que dans l'hémisphère Sud ;
- une bonne corrélation avec les variations climatiques enregistrées par le $\delta^{18}\text{O}$ des tests carbonatés de foraminifères benthiques des divers océans et en particulier des cycles climatiques d'une durée moyenne de 100 000 ans ;
- une bonne corrélation avec les variations indiquées par les diagrammes polliniques continentaux.

Ces fluctuations sont indicatrices de tendances générales (refroidissement, réchauffement) mais il reste à les relier à des valeurs précises de la température, ce que permettent les thermomètres isotopiques (§ 9.2.4).

Chronostratigraphie isotopique

On peut donc suivre en continu et avec une très forte résolution les fluctuations climatiques du dernier Ma à l'aide des stades isotopiques définis sur les glaces des inlandsis et sur les sédiments carbonatés océaniques mais ces derniers sont préférés car ils permettent de remonter plus loin dans le temps et enregistrent sur l'immensité des fonds océaniques. Grâce à eux, 23 stades isotopiques sont reconnus pour le dernier Ma et 115 stades isotopiques sont reconnus pour les 2,8 derniers Ma. Compte tenu de leur résolution, ils remplacent progressivement l'échelle chronologique bâtie à partir des subdivisions des stades alpins (Günz, Mindel, Riss et Würm, figure 9.14) ; on parle ici de **chronostratigraphie isotopique**.

Au cours du Würm, le dernier maximum glaciaire (ou DMG) correspond au Stade 2 (vers 20 000 BP) défini à partir du rapport isotopique des foraminifères benthiques. La flèche indique le niveau marin le plus bas du Würm (120 mètres sous le niveau actuel).

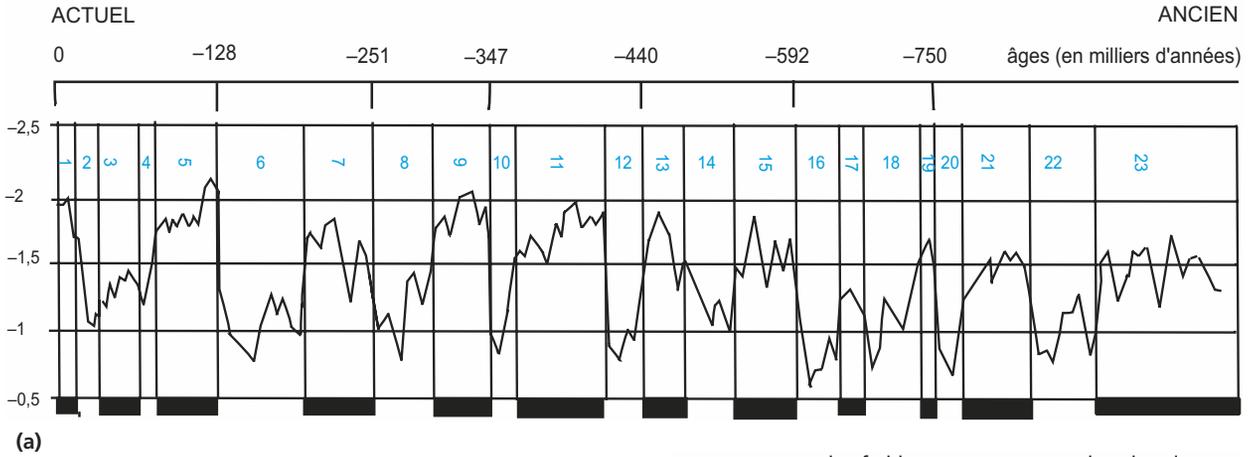
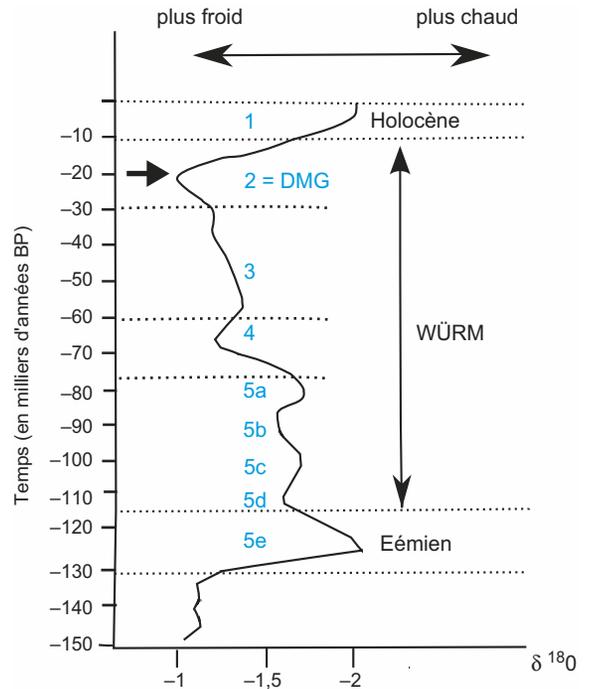


Figure 9.14 Chronostatigraphie isotopique (a) et stades isotopiques du Würm (b).

(a) Stades isotopiques définis à partir du $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) des tests de foraminifères planctoniques au cours des derniers 800 000 ans. Les âges sont indiqués en milliers d'années *Before Present*. Les numéros 1 à 23 renvoient aux stades d'EMILIANI. Les stades interglaciaires sont indiqués par un trait noir.



9.2.4 Estimation des paléotempératures

En paléoclimatologie, la température de référence est celle de l'année 1950. Les méthodes permettant d'estimer les paléotempératures s'appuient sur les quantités d'isotopes de l'oxygène ou de l'hydrogène.

a) Températures déduites du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD de la neige

L'eau est un mélange de trois molécules H_2^{16}O (99,8 %), H_2^{18}O (0,2 %) et D_2O . On constate que le $\delta^{18}\text{O}$ et le δD des chutes de neige actuelles dépendent de la température de l'atmosphère au moment de la chute de neige (figure 9.15) et ceci peut être appliqué aux temps plus anciens, les mêmes causes produisant les mêmes effets (principe de l'**actualisme**). Mesurer le $\delta^{18}\text{O}$ ou le δD dans un échantillon de glace d'âge connu permet donc de déduire la température de l'air qui régnait lors de des chutes de neige qui ont formé cette glace.

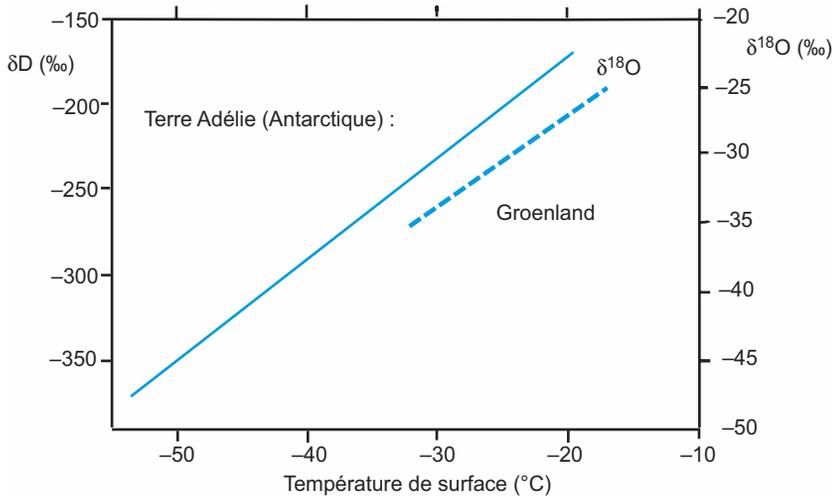


Figure 9.15 Évolution des $\delta^{18}\text{O}$ et δD des précipitations neigeuses et de la glace selon la température.

Pour chaque lieu existe un thermomètre *i.e.* une droite $y = ax + b$ utilisée pour déterminer la température locale à partir de la mesure effectuée. Les pentes de droites sont ici :

- pour le Groënland, $\delta^{18}\text{O}/T \text{ } ^\circ\text{C} = 0,67 \text{ } \text{‰}/^\circ\text{C}$;
- pour l'Antarctique, $\delta\text{D}/T \text{ } ^\circ\text{C} = 6,04 \text{ } \text{‰}/^\circ\text{C}$.

b) Thermomètre isotopique de la calcite ou « paléothermomètre »

Plus il fait froid, plus la teneur des eaux océaniques en H_2^{18}O est forte et il en est de même pour la teneur en ^{18}O des carbonates. Pour une époque donnée, le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates et le $\delta^{18}\text{O}$ de la glace enregistrent simultanément les fluctuations de la température, de l'eau océanique et de l'air aux hautes latitudes respectivement. Il était donc tentant de relier mathématiquement la température de l'eau à la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates à l'image de la relation précédente entre température de l'air et $\delta^{18}\text{O}$ des glaces. Une relation a été obtenue à la suite de travaux expérimentaux sur la croissance de coquilles de gastéropodes élevés en aquarium :

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 (\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0,13 (\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2$$

Elle a été établie en suivant, à diverses températures :

- le $\delta^{18}\text{O}$ du carbonate précipité ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonates}}$) ;
- le $\delta^{18}\text{O}$ du CO_2 en équilibre avec l'eau à partir de laquelle le carbonate a précipité ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$).

Cet outil permet d'obtenir des paléotempératures océaniques et de donner des valeurs précises aux fluctuations thermiques du climat. Il faut noter cependant que les variations des précipitations ne sont pas appréhendées.

9.2.5 Enregistrements des changements climatiques abrupts

On nomme ainsi des changements climatiques brusques au sein même d'une période glaciaire ; alors que la durée moyenne d'un cycle climatique est 100 000 ans, ces événements ont une durée beaucoup plus courte, de l'ordre du millier d'années.

a) Événements de Heinrich et extension des inlandis

En 1988, l'allemand Heinrich découvre dans une carotte prélevée au large des Açores plusieurs niveaux de quelques centimètres d'épaisseur pauvres en tests de foraminifères mais riches d'une fraction détritique hétérogène – graviers, sables, grains de quartz – dont l'étude pétrographique révèle l'origine terrigène : socles du Canada et du Groënland. Ces niveaux sont appelés « événements de Heinrich » ; durant le dernier stade glaciaire, six événements de type Heinrich ont été identifiés (notés de H1 à H6 – figure 9.16) et ils sont bien datés par leurs tests de foraminifères et leur intercalation dans des niveaux riches en foraminifères. Ils se répètent assez régulièrement et la période entre deux événements de Heinrich avoisine 7 000 ans.

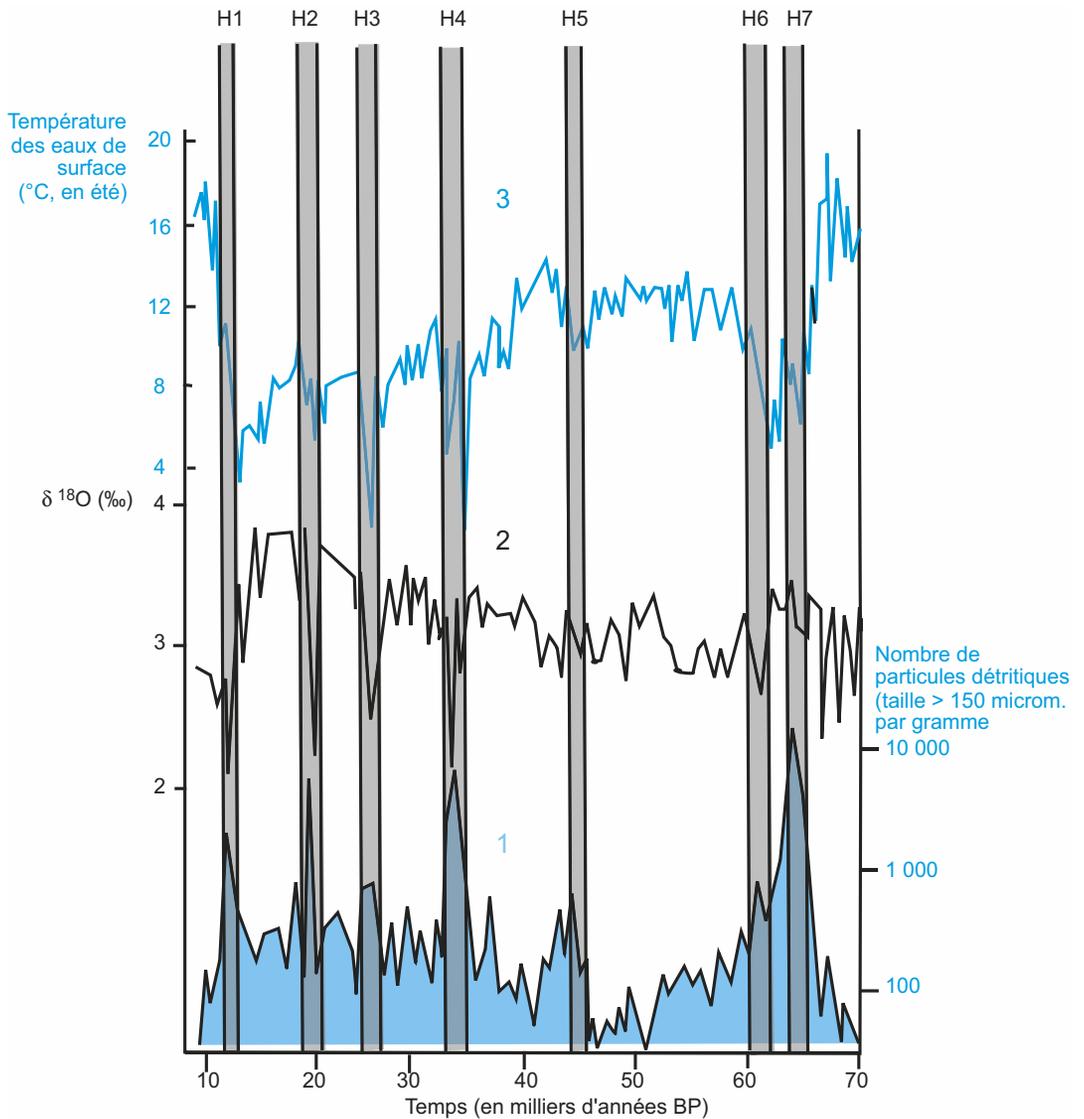


Figure 9.16 Les événements de Heinrich.

- 1 : nombre de particules détritiques grossières (de taille > 150 micromètres) par g.
- 2 : variations du δ¹⁸O de foraminifères planctoniques (‰), indicateurs de salinité.
- 3 : température des eaux de surface (°C, en été).
- H1 à H7 : évènements de Heinrich.

Or de telles couches détritiques ont été trouvées régulièrement sur les fonds de l'Atlantique Nord entre 40 et 60° de latitude ; elles proviendraient d'icebergs détachés des calottes lauréntienne et groenlandaise, icebergs dérivant dans les zones méridionales et se délestant de leur charge au fur et à mesure de leur fonte. Ceci est à l'origine de l'appellation IRD (« *Ice rafted debris* ») donnée par les auteurs anglais. Le phénomène ne s'est pas limité à l'Atlantique Nord car des événements similaires sont connus dans le Pacifique Nord ; il s'agit donc d'un phéno-

mène d'échelle globale. Pourquoi de tels lâchers d'icebergs, soudains et massifs, sur des périodes brèves et en pleine période glaciaire ?

La réponse est apportée par le suivi du $\delta^{18}\text{O}$ des glaces de la calotte groenlandaise durant le dernier stade glaciaire (figure 9.16, forage GRIP). Ce suivi montre, au sein d'un stade glaciaire, de très nombreuses et brèves oscillations indiquant que le refroidissement procède par phases successives durant lesquelles la température baisse, l'inlandsis s'étend et, à son stade terminal de croissance, libère des icebergs. D'autre part, l'étude des boues océaniques à tests de foraminifères montre en même temps le remplacement d'espèces planctoniques subpolaires par un ou plusieurs taxons polaires ; ceci confirme l'abaissement de température. Enfin, on note à la période des dépôts de Heinrich une brutale diminution de salinité des eaux superficielles ; ceci révèle des apports massifs d'eau douce dans l'océan.

On imagine donc que sur un continent comme l'Amérique du Nord ou sur une île comme le Groënland, la glace qui s'accumule pendant les périodes de refroidissement (donc d'extension de l'inlandsis) « déborde » en larguant des icebergs, l'accumulation de glace faisant écran à la diffusion de la chaleur terrestre et provoquant la fusion de sa base.

En milieu océanique, la fonte de ces icebergs libère de l'eau douce froide (la densité de l'eau dépend de sa charge en sels et de sa température ; une eau douce froide peut se révéler moins dense qu'une eau marine un peu plus chaude) formant en surface une couche écran réduisant ou bloquant la circulation thermohaline ; ceci expliquerait le renforcement du refroidissement : réduction du transfert de chaleur de l'équateur vers les hautes latitudes et réduction du rôle thermorégulateur de l'océan.

Voir chapitre 13

b) Déglaciation : fin des stades glaciaires

Ceci peut être abordé avec le cas de la dernière période glaciaire. À la fin du Würm, on observe sur tous les enregistrements une période de transition (Tardiglaciaire, 15 000 à 10 000 BP) marquée dans l'hémisphère Nord par une brusque période froide appelée Dryas récent (11 000 à 10 000 BP). En Europe, la chute des températures atteint 8 à 10 °C durant l'été, les glaciers progressent un peu partout (développement d'une petite calotte glaciaire sur l'Écosse), la limite des forêts se déplace vers le Sud et le niveau marin s'abaisse de 50 mètres par rapport à l'actuel. Puis le réchauffement correspondant au nouveau cycle s'installe durablement (optimum Holocène). Comment expliquer un refroidissement court et soudain interrompant brièvement une période de réchauffement ?

Le Dryas récent est la conséquence de la déglaciation entamée vers 15 000 BP. L'écoulement des eaux de fonte des glaciers et les lâchers d'icebergs assurent un apport massif d'eau douce froide dans le Nord de l'océan atlantique. À titre d'exemple, à la fin du Würm, vers 12 000 BP, la fonte de la calotte des Laurentides libère des eaux douces et froides qui s'accumulent dans un grand lac barré par l'inlandsis, le lac Agassiz (350 000 km²) au NO du Lac Supérieur. Avec le recul de l'inlandsis, ce lac se vide dans l'Atlantique à la latitude du Saint-Laurent.

Cette gigantesque débâcle d'eaux douces a deux conséquences :

- une conséquence directe : un refroidissement des eaux océaniques ;
- une conséquence indirecte : cette eau douce froide se révèle moins dense que l'eau salée marine et l'océan couvert d'eau froide ne joue plus son rôle de thermorégulateur.

On appelle « **terminaison** » ces phases de basculement glaciaire/interglaciaire ; la dernière terminaison sépare le dernier stade glaciaire de l'interglaciaire actuel (Holocène) ; cela s'est produit entre 12 000 BP et 8 500 BP.

En conclusion, il faut bien noter que des événements du type Heinrich et Dryas récent coïncident avec des périodes de baisse des températures mais ils ont des causes et des significations bien différentes. Les événements de Heinrich sont dûs à la croissance des calottes glaciaires qui libèrent des icebergs ; pour des événements comme le Dryas récent, c'est une déglaciation en cours. Dans les deux cas, il y a lâchers d'icebergs qui fondent et libèrent de l'eau douce froide dans l'océan, perturbant ou bloquant temporairement la circulation thermohaline.

9.3 BILAN COMPARATIF DES ENREGISTREMENTS EN DOMAINE CONTINENTAL ET EN DOMAINE MARIN

On appellera ici sédiment tout matériau susceptible de se déposer et de s'accumuler (du latin *sedimentum* : dépôt et *sedere* : s'asseoir, séjourner). On y inclut donc la glace, les dépôts formés *in situ* tels que la tourbe, les apports détritiques et les matières précipitées puis déposées comme les tests carbonatés des foraminifères (tableau 9.1).

TABLEAU 9.1 LES SÉDIMENTS : ARCHIVES DES VARIATIONS CLIMATIQUES DU DERNIER MILLION D'ANNÉES.

| Sédiments | Approche | Méthodes | Apports | Enregistrement des Variations climatiques | Résolution |
|---|-----------|--|--|---|------------|
| Dépôts glaciaires, moraines et dépôts fluvio-glaciaires | Directe | Litage Granulométrie | Existence, extension et avancée maximale des glaciers | Local, discontinu | Médiocre |
| Varves | Directe | Litage Granulométrie | Saisons : rythmicité et fluctuations | Local, continu | Bonne |
| Tourbes | Indirecte | Extraction et identification du pollen, diagramme pollinique | Évolution floristique des paysages | Local, continu | Bonne |
| Dépôts de plateforme continentale | Indirecte | Sismique réflexion | Glacio-eustatisme : variations du niveau marin | Local, discontinu | Médiocre |
| Glace des inlandsis | Indirecte | Spectrométrie de masse Rapports isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène | Fluctuations thermiques Paléotempératures Évolution des inlandsis et du niveau marin | Global Continu Longue durée | Excellente |
| Dépôts carbonatés à tests de foraminifères | | | | | |

Un aspect pourtant essentiel n'apparaît pas dans ce tableau : la datation du sédiment donc l'âge de l'événement climatique enregistré. Sans la datation, il n'y a pas de reconstitution possible. En cela, les radio-isotopes (^{14}C , ^{10}Be) sont des outils précieux.

Les différentes approches et leurs apports se complètent pour la reconstitution fine et globale des variations climatiques. Cependant, les rapports isotopiques de l'oxygène (glace, carbonates) et de l'hydrogène (glace) offrent un enregistrement continu avec la meilleure des résolutions.

9.3.1 Diversité des sédiments enregistreurs des variations climatiques

En domaine continental, l'analyse des dépôts glaciaires (moraines, dépôts fluvio-glaciaires) permet de constater l'enregistrement de quatre cycles glaciaire/interglaciaire au cours du dernier Ma. En domaine marin de plate-forme continentale, l'analyse des sédiments permet de constater que l'enregistrement est probablement incomplet du fait de l'érosion totale de certaines unités sédimentaires. En domaine marin de fonds océaniques, l'analyse du remplissage sédimentaire permet de constater l'enregistrement d'une dizaine de cycles glaciaire/interglaciaire pour le dernier Ma et une vingtaine au cours du Quaternaire. Jusqu'à 740 000 ans, la glace des inlandsis permet de constater l'enregistrement des mêmes cycles glaciaire/interglaciaire que ceux enregistrés par les sédiments océaniques.

Pourquoi de telles différences d'enregistrements ?

9.3.2 Continuité ou discontinuité des enregistrements

Les sédiments des fonds océaniques et la glace des inlandsis constituent l'enregistrement le plus complet des événements climatiques du fait de la **continuité** et de la régularité des précipitations et de la sédimentation marine profonde qui ne présentent pas de hiatus : ni hiatus sédimentaire ni érosion (ou une érosion très limitée) en milieu marin, pas d'arrêt dans la formation et dans la fonte de la glace des inlandsis, des inlandsis permanents pendant tout le dernier Ma (Antarctique, Groënland et Scandinavie). Dans les deux cas, l'enregistrement est réalisé avec une très forte résolution mais les sédiments océaniques permettent de remonter plus loin dans le temps (l'écoulement basal des calottes glaciaires en direction de la mer fait disparaître les niveaux les plus anciens).

Le domaine continental offre un **enregistrement incomplet**, tous les cycles climatiques n'ayant pas été enregistrés soit du fait de la destruction de vallums anciens par des glaciers plus récents, soit parce que localement le refroidissement ne s'est exprimé avec une ampleur enregistrable qu'au cours de quelques cycles seulement. En domaine de plate-forme, l'enregistrement incomplet peut s'expliquer par l'érosion totale de certaines unités sédimentaires ou par l'exploration d'un domaine trop restreint mais il est difficile de connecter latéralement tous les enregistrements.

ENCART 9.7

Marqueur global et marqueur local



Les $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates marins (foraminifères benthiques) et de la glace des inlandsis sont considérés comme des marqueurs globaux car, du fait du caractère « homogène » des eaux océaniques (l'homogénéisation à l'échelle mondiale suppose un délai de 1 000 à 2 000 ans), ils permettent des conclusions à l'échelle du globe. Les varves, moraines, diagrammes polliniques et autres δD des précipitations neigeuses sont considérés comme des marqueurs locaux mais cette opposition entre marqueurs locaux et marqueurs globaux doit être relativisée car la synthèse de nombreuses données locales permet d'aboutir à des conclusions régionales et de fil en aiguille à des conclusions globales.

9.3.3 Datation des enregistrements

Pour reconstituer les variations climatiques au cours du temps, les enregistrements doivent être datés avec précision. Dans ce domaine, les radio-isotopes tels que Carbone 14 et Béryllium 10 sont des outils précieux. Or ces deux radio-isotopes sont contenus à la fois dans les sédiments carbonatés océaniques et dans la glace des inlandsis. Ces deux sédiments offrent donc tous les avantages souhaités en paléoclimatologie : continuité sur une longue durée, excellente résolution, datation précise grâce aux radio-isotopes.

9.4 CAUSES DES VARIATIONS CLIMATIQUES AU COURS DU DERNIER MILLION D'ANNÉES

Le **moteur** du climat est le flux d'énergie solaire capté par l'atmosphère et redistribué par les circulations atmosphériques et océaniques.

9.4.1 Pourquoi les glaciations ?

Depuis sa formation, la Terre n'a connu que cinq grandes glaciations (**tableau 9.2**) dont l'avant-dernière (avant la glaciation du Cénozoïque) remonte à 350 Ma (base du Carbonifère). Les deux glaciations paléozoïques sont révélées par des tillites (moraines glaciaires consolidées). La glaciation cénozoïque est marquée par l'apparition de la calotte glaciaire antarctique il y a 35 millions d'années (limite Éocène-Oligocène) et des calottes du Groënland, des Laurentides et de Scandinavie entre -7 et -3 millions d'années.

Voir chapitre 1, figure 1.2, bilan radiatif de la Terre

TABLEAU 9.2 LES CINQ GRANDES GLACIATIONS TERRESTRES.

| Nom | Période | Durée |
|-----------------|---------------------------------|---------------------|
| Cénozoïque | Cénozoïque (fin Éocène) | – 35 Ma à l'Actuel |
| Karoo | Carbonifère à Permien inférieur | – 350 à – 260 Ma |
| Andien-Saharien | Fin Ordovicien à début Silurien | – 450 à – 420 Ma |
| Cryogénien | Protérozoïque (sommet) | – 800 à – 570 Ma |
| Huronien | Protérozoïque (base) | – 2 400 à –2 100 Ma |

L'ensemble de ces âges glaciaires n'occupe au plus que 15 à 20 % des temps géologiques. Ces glaciations ne semblent pas liées à des causes externes (lesquelles ?) mais plutôt au globe terrestre lui-même : variations de l'activité des dorsales océaniques ? Regroupement continental près d'un pôle et/ou changements dans la répartition des continents ? Orogenèses ?

La conjonction de tels facteurs est peu probable d'où la rareté des grandes glaciations. En revanche, on arrive à expliquer la succession des stades glaciaires à l'intérieur d'une grande glaciation comme celle démontrée, pour le dernier million d'années, par la géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène (tests carbonatés, glace).

9.4.2 Quelles causes envisager pour les variations climatiques au sein du dernier million d'années ?

Elles doivent vérifier les caractéristiques que démontrent les enregistrements : être cycliques mais asymétriques, rapides et de durée réduite à l'échelle des temps géologiques. Plusieurs causes possibles de fluctuations doivent donc être rejetées et n'interviennent pas pour le dernier Ma.

a) Géodynamique

► Mobilité continentale : position latitudinale des continents liée à leur mobilité

Cette hypothèse prend en compte la position des continents par rapport aux pôles. L'hypothèse est envisageable pour des glaciations anciennes comme à la fin de l'Ordovicien ou plus tard, au Carbonifère, quand le continent de Gondwana est centré sur le pôle Sud. Elle reste incompatible avec la rapide cyclicité des glaciations du dernier Ma ; on doit la rejeter du fait de la lenteur du déplacement des plaques lithosphériques et des continents impliqués.

► Mise en place de reliefs : orogenèses, chaînes de montagnes

L'entrée dans une glaciation comme celle du Cénozoïque paraît être un événement exceptionnel pour lequel une cause unique est difficilement envisageable. Or, au Cénozoïque supérieur, plusieurs événements ont apparemment cumulé leurs effets :

- l'orogénèse alpine qui met en place (à l'Éocène-Oligocène) des reliefs comme l'Himalaya dont l'altération est consommatrice de CO₂ ;
- une forte accumulation de matière organique comme au Miocène supérieur (*Monterrey Formation*) ; ces deux phénomènes piègent du CO₂ et le CO₂ est un gaz à effet de serre (ou GES) ;
- la mise en place de la circulation circum-antarctique qui, à la fin de l'Eocène, isole l'Antarctique des transferts d'énergie des basses aux hautes latitudes.

Ces événements peuvent être envisagés pour expliquer l'entrée dans la glaciation cénozoïque.

b) Activité solaire

► Variation de la production d'énergie solaire

Les variations de l'activité solaire sont connues depuis longtemps. Une forte activité se manifeste par l'apparition de taches solaires. Plusieurs cycles ont été définis : 11, 80, 200 et 2 300 ans. Mais

Voir chapitre 13

Voir chapitre 1,
figure 1.2

ces variations ne concernent qu'une très petite partie de l'énergie émise estimée à 1 W/m^2 sur les 342 reçus en moyenne par la Terre.

Dès le XVII^e siècle, un lien a été établi entre le climat et l'activité solaire. La période froide qui s'étend de 1550 à 1850 est qualifiée de « Petit Âge Glaciaire » ; or, très peu de taches solaires étaient observables pendant cette période. De même, au XII^e siècle, une recrudescence des taches solaires coïncide avec un optimum climatique, l'optimum climatique médiéval. On ne doit donc pas exclure totalement les variations de l'activité solaire.

► Interception de l'énergie solaire par l'atmosphère : hypothèse volcanique

Cette hypothèse repose sur l'interception de l'énergie solaire par les poussières et aérosols émis par les volcans. Elle est fréquemment avancée pour des éruptions anciennes : trapps de Sibérie à la limite Permien/Trias, trapps du Dekkan à limite Crétacé/Tertiaire. Elle ne peut pas être retenue ici puisque l'on ne connaît pas d'activité volcanique cyclique au cours du dernier Ma.

c) Hypothèse astronomique : la périodicité des mouvements terrestres

L'explication donnée en 1920 par Milutin Milankovitch (mathématicien yougoslave) prend en compte les caractéristiques de la position de la Terre par rapport au Soleil pour expliquer que le flux solaire reçu en un lieu donné et à un moment précis de l'année fluctue au fil des ans. Celui-ci montre que la répartition de l'énergie solaire à la surface du globe est déterminée par des variations de l'orbite terrestre autour du Soleil, variations dues aux influences mutuelles des planètes et, dans le cas de la Terre, à l'influence supplémentaire de la Lune et des autres planètes sur sa propre « rotation ».

Il distingue trois niveaux de périodicité (figure 9.17).

- L'**excentricité** dont la période est de 100 000 ans environ. On nomme excentricité l'aplatissement de l'ellipse que décrit la Terre autour du Soleil ; selon une période de 100 000 ans, l'ellipse passe d'une forme quasi circulaire à une ellipse dont l'excentricité maximale est de 7 %. Au **périhélie**, la Terre est à distance minimale du Soleil alors qu'en **aphélie**, elle est à distance maximale. L'écart de flux annuel reçu par la Terre entre ces deux situations extrêmes (cercle et ellipse) est très faible (< 0,1 %). Il existe une autre périodicité de 413 000 ans.
- L'**obliquité** a une période de 41 000 ans. On appelle obliquité l'angle que fait l'axe de rotation de la Terre avec la perpendiculaire au plan de l'orbite terrestre autour du Soleil (ou plan de l'écliptique) ; cet angle varie entre 22,5 et 24,5°. Le contraste saisonnier est d'autant plus marqué que l'obliquité est forte donc l'inclinaison maximale.
- La **précession des équinoxes** correspond au déplacement sur lui-même de l'axe de rotation de la Terre qui décrit une surface conique selon une période de 19 000 et de 23 000 ans (valeur moyenne de 21 000 ans). Un **équinoxe** survient quand aucun des deux hémisphères n'est incliné vers le Soleil soit lorsque les rayons solaires sont perpendiculaires à l'axe de rotation de la terre (ou parallèles au plan de l'équateur) : la durée du jour est alors égale à la durée de la nuit car le cercle d'illumination du globe passe par les pôles. Un **solstice** survient quand l'inclinaison d'un des deux hémisphères en direction du Soleil est maximale (le Soleil est au zénith au niveau du tropique de 23°5' de latitude de l'hémisphère en saison d'été et il n'éclaire pas au-delà de 66°5' pour l'hémisphère en saison d'hiver) ; la durée du jour est alors maximale (solstice d'été) ou minimale (solstice d'hiver).

Quelle est la situation actuelle de la Terre ? En raisonnant sur l'hémisphère Nord pour les saisons, au solstice d'été (21 juin), la Terre est très près de sa position la plus éloignée du Soleil ou **aphélie** (4 juillet) et le flux solaire reçu est alors minimal (été frais et hiver doux dans l'hémisphère Nord) ; à l'inverse, le solstice d'hiver (21 décembre) coïncide pratiquement avec la position la plus proche du Soleil ou **périhélie** (3 janvier) et le flux solaire est alors maximal. La configuration était exactement inverse il y a 11 500 ans.

Or les trois périodicités se retrouvent dans celles des stades glaciaires et interglaciaires du dernier Ma, la période de 100 000 ans y étant la plus marquée. Des courbes synthétiques de variation dans le temps de l'insolation de la surface terrestre ont été calculées pour les périodes

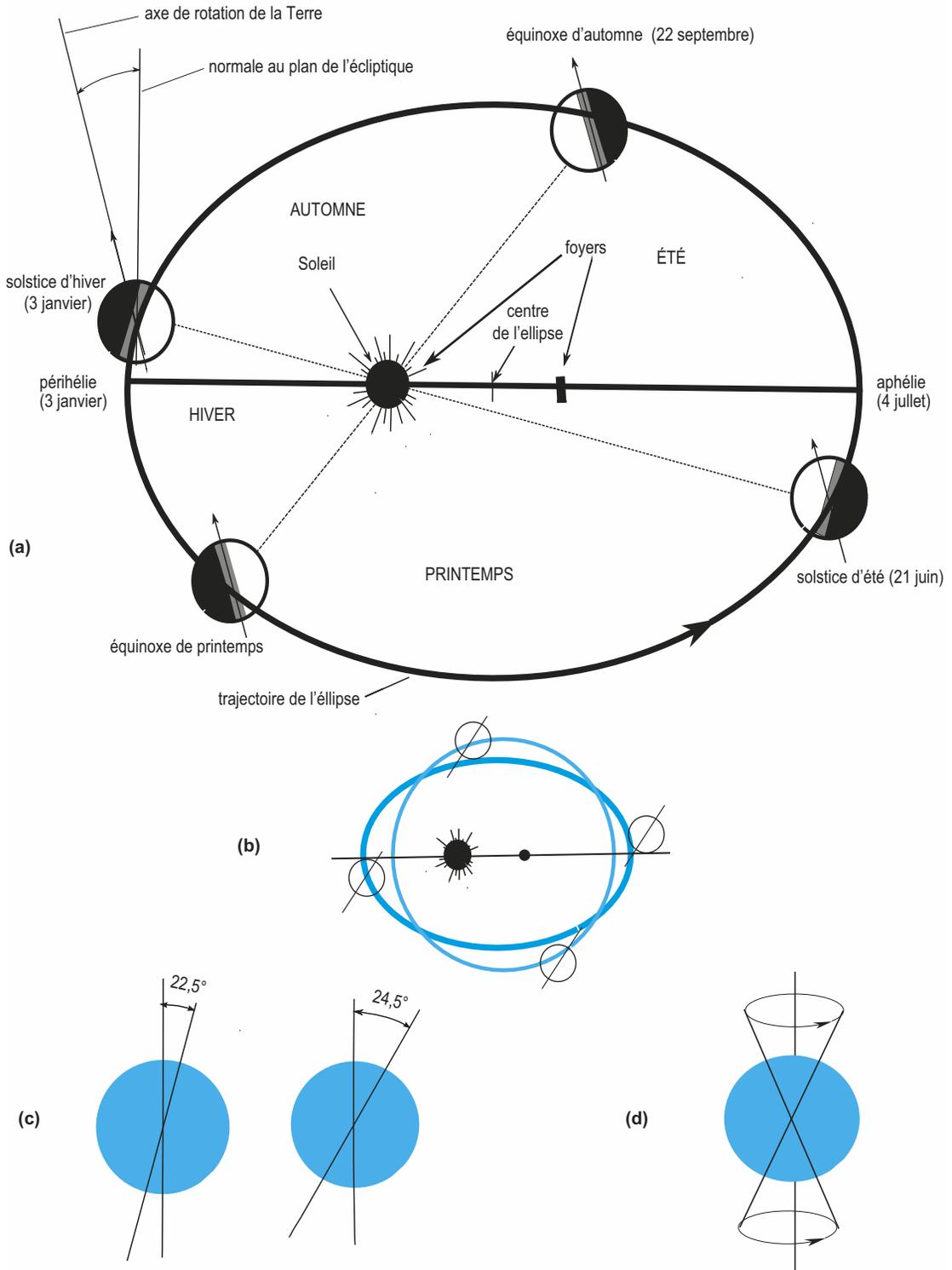


Figure 9.17 Cycles de Milankovitch : paramètres orbitaux de la Terre autour du Soleil. (a) Paramètres orbitaux. (b) Excentricité. (c) Obliquité. (d) Précession des équinoxes.

récentes ; on y voit apparaître une périodicité de 20 000 ans et une autre de 100 000 ans. L'hypothèse astronomique est donc validée. Toutefois, deux remarques s'imposent :

- l'excentricité n'est sans doute pas le seul facteur en cause. Elle semble ne devenir « déterminante » que depuis le dernier million d'années alors qu'elle n'occasionne que de faibles fluctuations du flux thermique terrestre ; il faut peut-être en rechercher la raison dans un cumul des effets de l'ensemble des périodicités (voisines de 100 000, 40 000 et 20 000 ans) ;
- la **dissymétrie** des cycles climatiques (réchauffement brutal et refroidissement lent) et les très fortes variations climatiques à périodicité de 100 000 ans suggèrent de plus l'intervention de facteurs amplificateurs car les fluctuations du flux solaire (très inférieures aux 5 W/m^2 nécessaires pour expliquer les amplitudes de températures) paraissent une cause quantitativement insuffisante.

9.4.3 Mécanismes amplificateurs (CO_2 , CH_4 , albédo)

a) CO_2 et autres gaz à effet de serre (GES)

► Effet de serre

L'infrarouge (IR) de grande longueur d'onde (10 à 15 micromètres) est très facilement absorbé par la vapeur d'eau des nuages (il ne gèle pas pendant les nuits d'hiver nuageuses !) et aussi par le CO_2 . Le CO_2 joue donc un rôle essentiel en climatologie car, en absorbant le rayonnement IR qu'émet la Terre chauffée par le Soleil, il empêche ou limite le refroidissement de l'atmosphère donc de la surface du globe (effet de serre). Le méthane (CH_4) absorbe l'IR encore mieux que le CO_2 (effet de serre environ 20 fois supérieur à celui du CO_2), mais il se dégrade rapidement en CO_2 ; on intègre donc l'effet du méthane à celui du CO_2 .

► Bulles d'air et poussières contenues dans la glace des inlandsis

La glace renferme des bulles d'**air fossile** que l'on peut extraire et analyser, en particulier y mesurer les quantités de CO_2 et de CH_4 piégées. On peut également récupérer les **poussières** emprisonnées, abondantes en période glaciaire. En effet, l'air froid est sec et donc peu favorable à l'humidité nécessaire pour les précipitations neigeuses ; les couches annuelles sont donc particulièrement minces. La végétation aux hautes latitudes est rare ; la surface du sol dénudée est alors vulnérable au vent qui emporte aisément des poussières, lesquelles sont piégées dans la neige puis dans la glace qui en dérive.

L'analyse des bulles d'air fossile extraites de la glace en Antarctique (Dôme C, EPICA, [figure 9.18](#)) montre une forte covariation du δD de la glace donc de la température et des taux de CO_2 et de CH_4 atmosphériques ; cette covariation doit être attribuée à l'effet de serre de ces deux gaz.

D'où peut venir ce CO_2 ? Le volcanisme est une source possible pendant toute l'histoire de la Terre mais elle est apériodique ; les activités humaines ne constituent une source non négligeable que depuis le début de l'ère industrielle. Mais surtout, les périodes de réchauffement climatique sont sources elles-mêmes car elles s'accompagnent d'une libération du CO_2 contenu dans l'hydrosphère (la solubilité de ce gaz est inversement proportionnelle à la température), amplifiant ainsi l'effet de serre ; et inversement pour les périodes de refroidissement. En résumé, il y a là une véritable boucle de rétroaction positive : « le réchauffement favorise le réchauffement ».

Note : voir le chapitre 13 pour des données complémentaires, en particulier pour le méthane.

b) Albédo

L'**albédo** est le rapport énergie réfléchie/énergie reçue par un objet quel qu'il soit. Celui-ci varie beaucoup selon l'objet réfléchissant ; il est exprimé en pourcentage de l'énergie incidente. À titre d'exemples, la neige et la glace ont un albédo de 40 à 85 %, un sol désertique de 31 %, les forêts de 6 à 20 %, les surfaces marines de 5 à 10 % selon l'agitation. L'albédo moyen de la Terre est de l'ordre de 30 % ; sur les 342 W/m^2 incidents, 102 W/m^2 sont réfléchis dans l'espace et seulement 240 sont absorbés par l'atmosphère et par la surface terrestre.

Voir chapitre 1,
figure 1.2

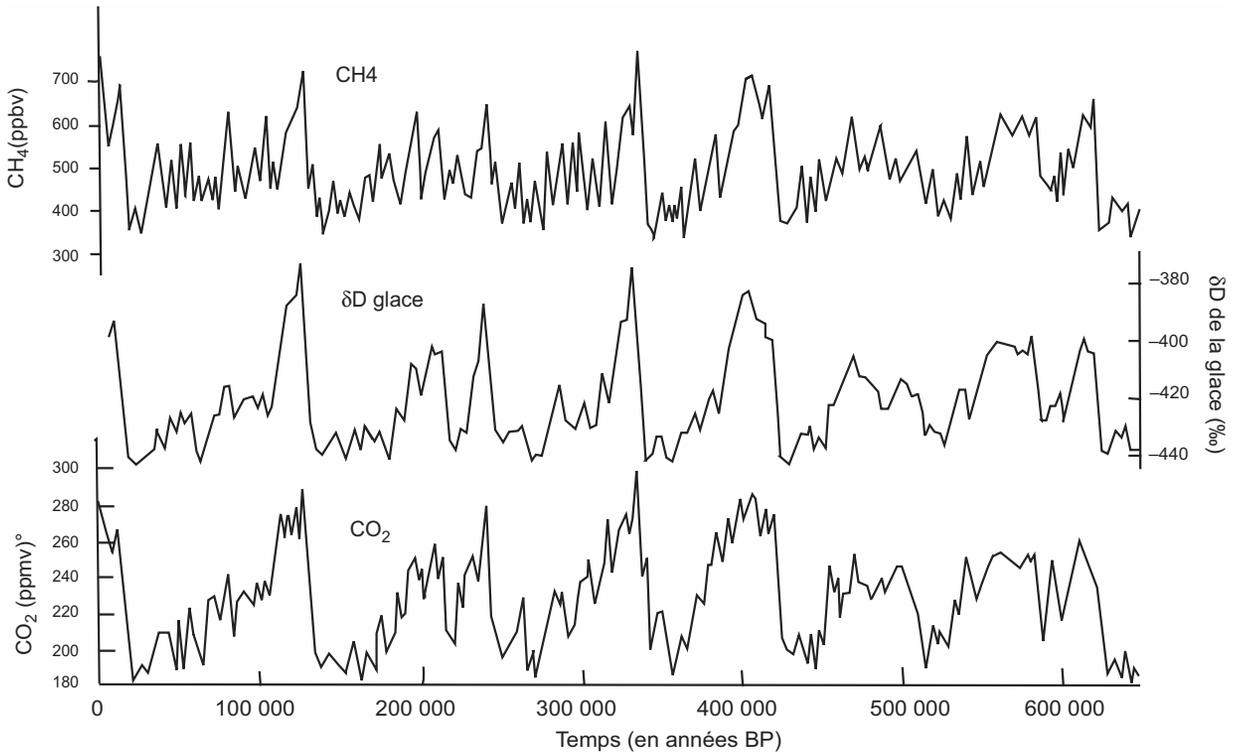


Figure 9.18 Étude des glaces de l'Antarctique : covariation du δD et des teneurs en gaz à effet de serre.

Or les zones de la surface du globe qui ont le plus fort albédo sont les calottes glaciaires. On a montré que les périodes de glaciation sont toujours précédées par une diminution de l'insolation d'été (déficit thermique) et une augmentation de l'insolation d'hiver.

9.4.4 Scénarios possibles

Le bilan radiatif de la Terre dépend non seulement du flux reçu mais également des proportions de rayonnement réfléchi (albédo) et réémis dans l'atmosphère sous forme d'infrarouges absorbés par les gaz à effet de serre (vapeur d'eau, CO_2 et CH_4).

a) Entrée en stade glaciaire

Quel scénario envisager pour l'entrée en stade glaciaire ? Ceci survient avec l'alternance d'hivers longs, cléments et humides donc propices aux chutes de neige et d'étés courts et frais favorables à leur conservation. Pendant ces années, la neige accumulée aux hautes latitudes fond peu et son accumulation-compaction forme la glace. Les zones enneigées et englacées à albédo élevé réfléchissent une grande partie du rayonnement solaire, accentuant les basses températures. Une fois la croissance de la calotte amorcée, le processus s'auto-entretient, entraînant un refroidissement du climat et une augmentation de l'albédo. Le refroidissement des eaux océaniques s'accompagne d'une plus grande solubilité du CO_2 , l'océan « pompe » plus de CO_2 ce qui réduit l'effet de serre et accentue encore le refroidissement.

Il y a donc là une véritable boucle de **rétroaction positive** : le froid amène le « froid » ou encore « la glaciation favorise la glaciation ». Compte tenu du rythme des cycles (bien net à 100 000 ans et à 20 000 ans), ceci dépend sans doute conjointement de l'excentricité et de la

précession des équinoxes : en raisonnant sur l'hémisphère Nord, un stade glaciaire pourrait être déclenché si le solstice d'hiver coïncide avec le **périhélie** ; l'été en situation d'**aphélie** donnera une saison longue et fraîche.

b) Entrée en stade interglaciaire

Quel scénario envisager pour l'entrée en interglaciaire ? Ceci survient quand une fonte estivale importante conjuguée à un hiver très froid donc très sec et pauvre en précipitations neigeuses réduit les surfaces enneigées et englacées à fort albédo, accroît l'énergie absorbée par le sol et réémit sous forme d'infrarouges. En raisonnant sur l'hémisphère Nord, ceci dépend aussi de l'excentricité et de la précession des équinoxes : été en périhélie donc chaud, hiver en aphélie donc froid et sec. Il en résulte un réchauffement des masses océaniques avec dilatation des eaux superficielles et réduction du « pompage » du CO₂. Ceci nourrit un effet de serre grandissant. Il y a donc là aussi une véritable boucle de **rétroaction positive** : le « réchauffement amène le réchauffement ». Dans ces conditions, la fonte de la glace des inlandsis nécessite beaucoup moins de temps que son accumulation (vélage massif d'icebergs, déséquilibre dynamique). Mais bien d'autres périls menacent le climat (encart 9.8).

Voir chapitre 13
§ 13.3.2c

Des menaces pèsent sur le climat



ENCART 9.8

Ces menaces sont toutes liées directement ou indirectement aux gaz à effet de serre CO₂ et CH₄ (lequel est rapidement oxydé en CO₂), qu'il s'agisse d'une augmentation de leur production ou de l'affaiblissement de leurs puits.

- Le **permafrost** (ou **pergélisol**), couche gelée en permanence, contient une matière organique accumulée sur des milliers d'années ; sa masse est estimée à 400.10⁹ tonnes de carbone. La fonte du permafrost due au réchauffement des hautes latitudes entraînera la dégradation bactérienne de cette matière organique et la libération de grandes quantités de CO₂ et de CH₄. La matière organique des **tourbières**, si elles s'assèchent, risque de subir le même sort que la matière organique du permafrost.
- Les **activités humaines** (utilisation des énergies fossiles, cimenteries) sont les principales causes du réchauffement climatique actuel par le CO₂ qu'elles dégagent ; leur impact va encore s'accroître dans les décennies à venir.
- La **végétation** terrestre est, grâce à la photosynthèse, un puits à CO₂. Le CO₂ produit par les activités humaines dope la croissance des végétaux et en particulier celle des forêts mais la déforestation anthropique qui s'accélère en régions tropicales humides et équatoriales et les périodes de sécheresse estivale (type 2003) affaiblissent ce puits.
- L'**océan** mondial est aussi un puits à CO₂ grâce à la solubilisation du CO₂ et à la photosynthèse réalisée par le phytoplancton. On estime qu'il absorbe environ 30 % des émissions humaines, directes ou indirectes. L'élévation de la température entraînera la réduction de son rôle de puits et la dilatation des eaux superficielles avec comme conséquence une élévation du niveau marin à laquelle participera la fonte des **inlandsis**.
- Les **clathrates** (ou « hydrates de méthane ») sont des assemblages cristallins d'eau gelée dont les cavités renferment divers gaz dont le méthane. Ces clathrates se forment à basse température et sous pressions élevées. Dans l'océan, ils se forment à partir de 750 mètres de profondeur et pour des températures inférieures à 10 °C. Ce sont des cristaux instables. Ils pourraient intervenir soit dans la fin d'un stade glaciaire soit dans l'accroissement de l'effet de serre. Un stade glaciaire va de pair avec une baisse du niveau marin (par exemple : -120 mètres par rapport au niveau actuel pour le dernier maximum glaciaire) ; la baisse de la pression déstabilise les clathrates marins, entraîne la gazéification d'une partie de ces clathrates et, en quelques décennies, l'effet de serre s'amplifie. Un réchauffement des eaux océaniques peut avoir le même effet.

RÉVISER

L'essentiel

Les dépôts des glaciers de montagne (moraines, dépôts fluvio-glaciaires) offrent une très faible résolution comparée à celle des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Néanmoins, leur intérêt est double, historique car leur étude a révélé les stades glaciaires du Quaternaire et géomorphologique par leur impact sur le paysage des régions englacées et périglaciaires (modèle glaciaire). Les dépôts sédimentaires de plateforme continentale enregistrent les variations du niveau marin (glacio-eustatisme) mais de manière peu discriminante. La palynologie et les diagrammes polliniques permettent de suivre en continu la mutation des paysages mais sur des périodes récentes. La glace des inlandsis et les carbonates des fonds océaniques offrent un enregistrement continu et sur une longue période des fluctuations climatiques révélées par la géochimie isotopique (oxygène, deutérium). Leur excellente résolution permet d'identifier des stades isotopiques et des cycles climatiques dont les périodes sont calquées sur les différentes périodes des mouvements terrestres. Ceci valide l'hypothèse astronomique de M. Milankovitch comme cause originelle des variations climatiques du dernier million d'années. Cependant, l'albédo et les différents gaz à effets de serre en amplifient les effets. L'analyse des variations du climat est donc complexe du fait de l'intervention de nombreux paramètres et de l'interaction de multiples processus. Cette complexité est attestée par les prévisions météorologiques actuelles qui mobilisent des ordinateurs parmi les plus puissants pour des prévisions fiables à quelques jours...

Attention

- N'employez pas le terme glaciation pour stade glaciaire.
- Les rapports isotopiques sont établis, selon le matériel étudié, sur des références ou standards à ne pas confondre et à bien préciser (PDB, SMOW).
- Sachez définir correctement un δ qui n'est pas un simple rapport isotopique.
- Sachez traduire les variations de δ en variations de température sachant qu'il y a corrélation ou anticorrélation selon qu'il s'agit de glace ou de carbonate.
- Ne confondez pas Quaternaire et dernier million d'années.
- Notez bien que l'ellipse décrite par la Terre est très proche d'un cercle.
- La vapeur d'eau est un gaz à effet de serre ; la voiture à hydrogène serait donc une solution catastrophique.
- Ne considérez pas uniquement l'aspect négatif des GES : ce sont eux (vapeur d'eau, O_2) qui maintiennent à la surface du globe une température compatible avec la vie.

Mots-clés

- Albédo
- Aphélie
- Banquise
- *Before Present*
- Bilan radiatif
- Calotte glaciaire
- Chronostratigraphie isotopique
- CO_2
- Cycle glaciaire
- $\delta^{18}O$
- δD
- Deutérium
- Diagramme pollinique
- Effet de serre
- Équinoxe
- Eustatisme
- Excentricité
- Fluctuations climatiques
- Foraminifères
- Géochimie isotopique
- Glaciation
- Glacier
- Glacio-eustatisme
- Holocène
- Inlandsis
- Lamine
- Löss
- Méthane
- M. Milankovitch
- Moraine
- Névé
- Obliquité
- Orbite terrestre
- Paramètres orbitaux
- Périglaciaire
- Pergélisol
- Périhélie
- Permafrost
- Précession des équinoxes
- Profil sismique
- Puits
- Rapport isotopique
- Sismique-réflexion
- Solstice
- Stade glaciaire
- Stade interglaciaire
- Stade isotopique
- Tardiglaciaire
- Terrasses
- Till
- Tillite
- Tourbe
- Tourbière
- Varve
- Vent catabatique

Plan

- 10.1 Déformations observables sur le terrain
- 10.2 Étude expérimentale de la déformation : éléments de rhéologie
- 10.3 Stratification rhéologique de la lithosphère

Introduction

L'histoire d'une roche commence, pour une roche magmatique, par son refroidissement ou, pour une roche sédimentaire, par son dépôt et la diagenèse qui va suivre (la sédimentation a été traitée au chapitre 7). Mais du fait de la mobilité des plaques lithosphériques, de nombreuses roches vont subir par la suite des **transformations** (figure 10.1). Celles-ci peuvent être minéralogiques, comme on le verra dans le chapitre suivant, ou être essentiellement structurales (donnant des déformations) : c'est l'objet de ce chapitre qui constitue un domaine de la géologie appelé **tectonique**. La tectonique s'attache à étudier et à expliquer la déformation des roches suite à leur formation. Pour cela, elle utilise des données de laboratoire sur le comportement des roches face à des contraintes : un domaine de la physique que l'on appelle la **rhéologie**. Quelle que soit la déformation, son étude fournit des renseignements au géologue sur l'histoire de la roche et donc de la région concernée. Dans ce chapitre, les axes de déformations ont été placés chaque fois que possible sur les figures.

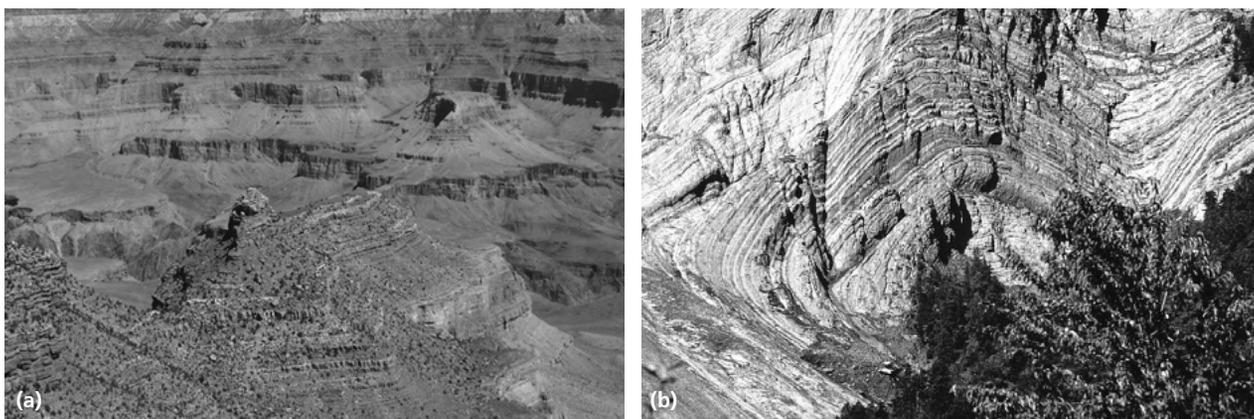


Figure 10.1 Exemples de transformations.

(a) Les célèbres strates sédimentaires du canyon du Colorado : elles n'ont pas été déformées depuis leur formation (Dima Rogozhin © Fotolia). (b) Une falaise de marnes dans les Alpes (Bourg-d'Oisans) : les roches sont plissées et faillées.

Ce que vous avez vu au lycée

- En première S, les failles normales ont été associées au contexte d'extension.
- En terminale S, les failles inverses et les plis ont été associés au contexte de compression.

Dans ce chapitre, nous aborderons les différents points suivants :

- Quels types de déformations sont observables sur le terrain (ou déformations finies) ?
- Comment étudier les déformations et l'influence de l'environnement physico-chimique sur le comportement mécanique des roches ?
- Quel est le comportement rhéologique de la lithosphère ?

10.1 DÉFORMATIONS OBSERVABLES SUR LE TERRAIN

10.1.1 Déformations localisées

a) Les failles, des déformations discontinues

► Éléments pour l'analyse d'une faille

Les affleurements présentent fréquemment des fracturations. Les failles sont des déformations discontinues avec déplacement relatif des deux compartiments le long d'un **plan de faille** qualifié également de **miroir de faille** (s'il n'y a pas de déplacement relatif, on parle de **diacalse**). Comme le montre la [figure 10.2](#), la description d'une faille se fait en mesurant l'**azimut** (angle, noté β , de sa direction avec le nord), le **pendage** du miroir de faille (angle, noté α , du plan de faille avec l'horizontale) et son **rejet** qui mesure le mouvement relatif. Celui-ci est décomposable en trois composantes :

Voir TP3, § 3.2.1

- le rejet vertical ;
- le rejet horizontal latéral qui mesure le déplacement parallèle aux bords de la faille (non représenté sur la [figure 10.2](#)) ;
- le rejet horizontal transversal qui mesure l'écartement ou le rapprochement des compartiments dû au glissement sur le plan de faille.

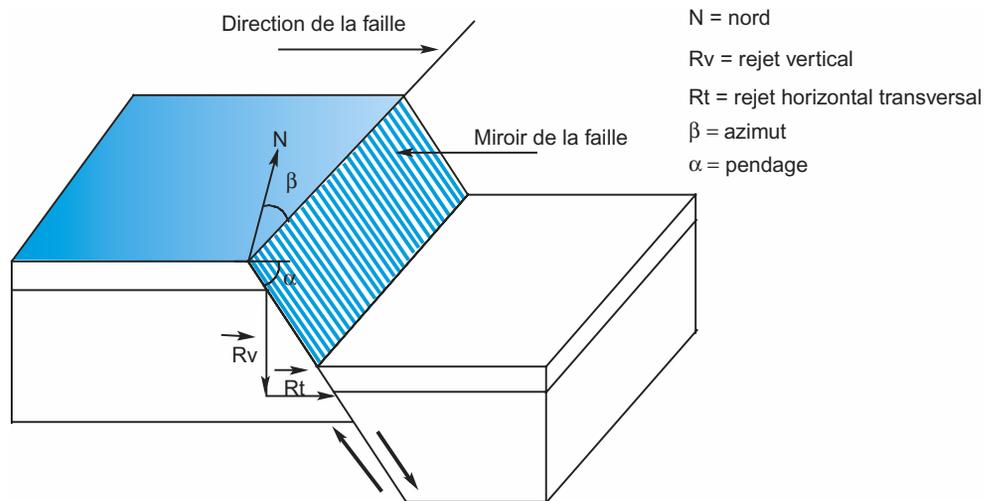


Figure 10.2 Éléments de description d'une faille.

Voir « Les mécanismes au foyer » chapitre 3, encart 3.9

► Types de failles et sens du mouvement

Si le rejet vertical est prédominant, on a des failles : soit verticales, soit **normales** si la faille résulte d'un mouvement d'étirement, soit **inverses** si la faille résulte d'un mouvement de raccourcissement ([figure 10.3](#)).

Si le rejet horizontal est prédominant, la faille est qualifiée de **décrochante**. Celle-ci est dextre si un observateur placé sur l'un des compartiments voit l'autre se déplacer sur sa droite et sénestre si l'autre compartiment se déplace sur sa gauche ([figure 10.3](#)).

Pour déterminer le sens du mouvement, on utilise des marqueurs du mouvement appelés **tectoglyphes** et souvent présents sur le miroir de faille ([figure 10.4](#)). D'abord des **stries** sillonnent souvent cette surface : elles indiquent la direction du mouvement. Mais une faille a pu jouer plusieurs fois et dans des contextes différents, on peut donc observer parfois deux directions (voire plus) indiquées par les stries. La cristallisation de minéraux fibreux à l'abri de petites

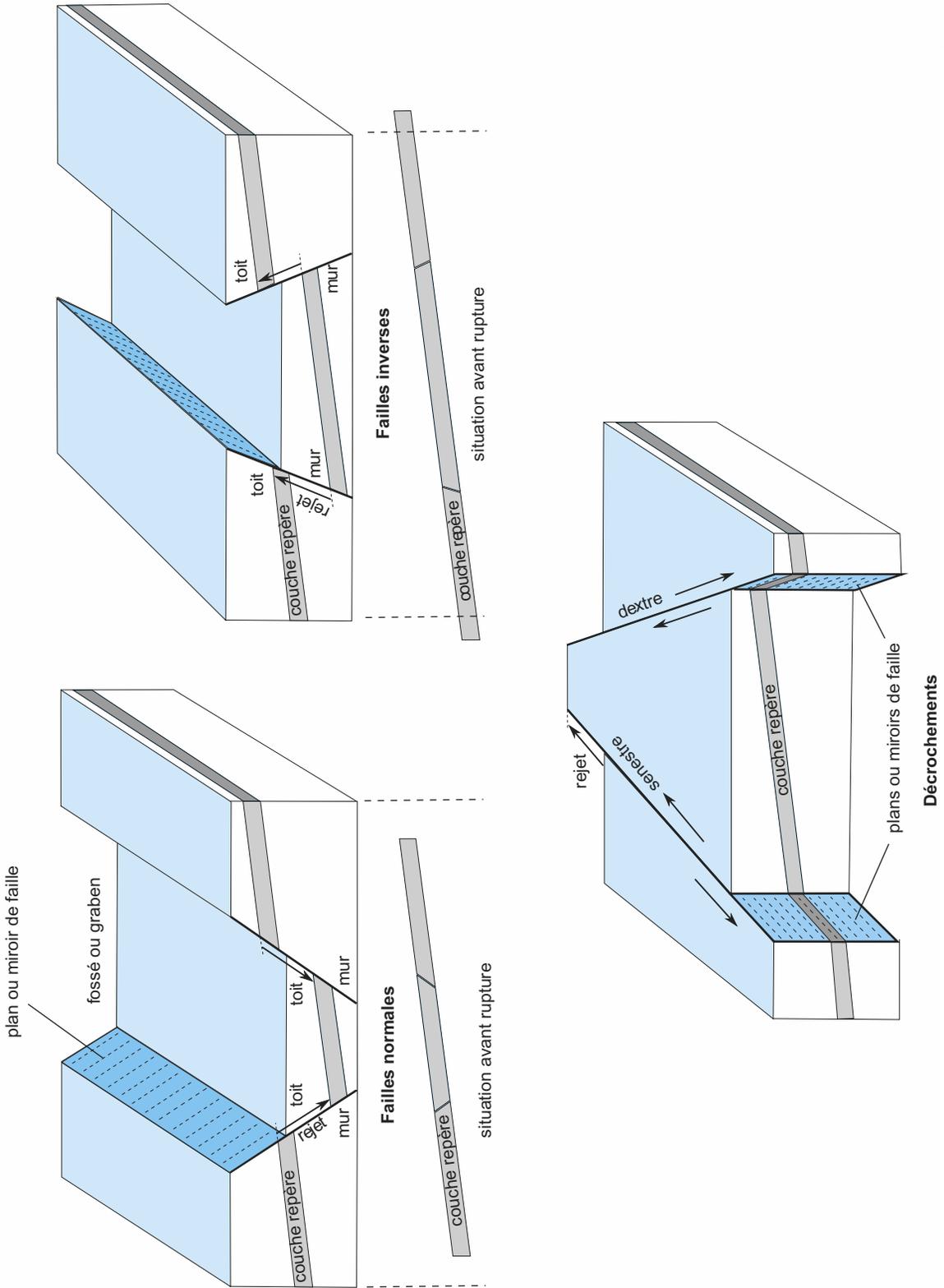


Figure 10.3 Les types de failles.

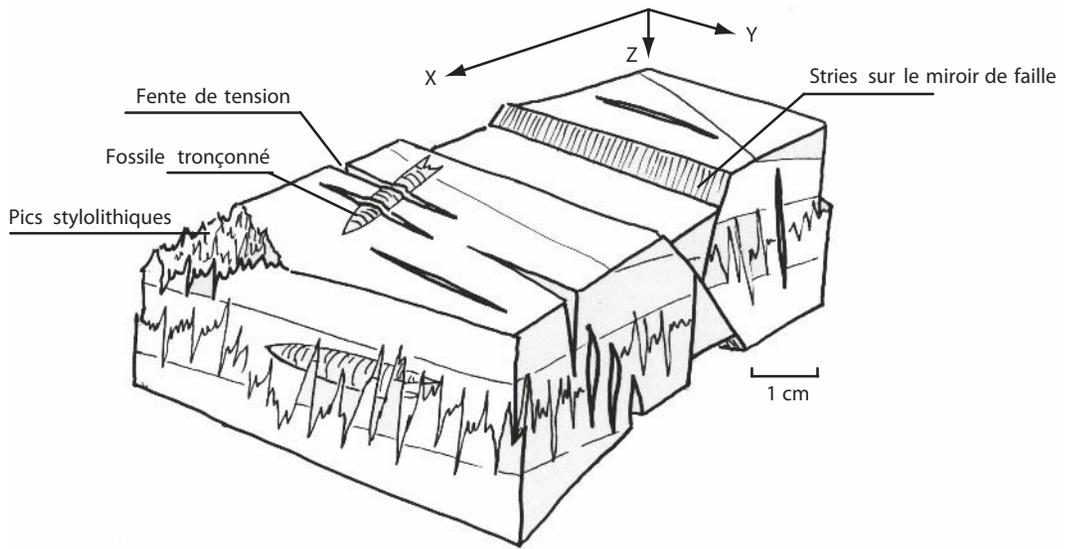


Figure 10.4 Schémas des différents tectoglyphes observables sur un bloc déformé (L. Labrousse).

cassures indique par leur sens de croissance, le sens du déplacement des compartiments. Les **pics stylolithiques** sont perpendiculaires au mouvement et indiquent la compression alors que les fentes de tension, aussi perpendiculaires au mouvement, indiquent l'extension (encart 10.1).

ENCART 10.1

Les failles dans leur contexte géologique régional



Dans un **contexte d'extension**, on observe des failles normales au niveau des **rifts**, que ce soit au niveau de la dorsale océanique ou dans l'Est de l'Afrique depuis Djibouti jusqu'à la région des grands lacs. La zone centrale, effondrée, forme un **graben** et les reliefs périphériques des **horsts**. En milieu continental, les bordures Ouest et Nord des Alpes présentent de nombreux rifts dont les représentants les plus connus en France sont le Fossé rhénan et la Limagne de Clermont-Ferrand.

Lorsqu'elles sont d'ampleur crustale, ces failles normales s'amortissent dans la croûte inférieure ductile : c'est ce que l'on appelle des **failles listriques**. Les marges passives continentales présentent de telles failles séparant des blocs basculés.

Dans un **contexte de décrochement**, on peut citer les **failles transformantes** de la dorsale océanique. Elles ne sont sismiques que dans la portion comprise entre les deux lèvres de la dorsale. En milieu continental, on trouve des exemples avec le sillon sud-armoricain, la faille de San Andreas (le long de laquelle se trouve San Francisco et Los Angeles) et la faille du Levant qui part du golfe d'Akaba et remonte au nord jusqu'à la faille anatolienne. Le long de la faille du Levant, la mer Morte et le lac de Tibériade sont des bassins en « **pull-apart** » : la **figure 10.5** illustre l'origine de tels bassins.

Dans un **contexte de compression**, les failles sont inverses comme dans le Jura par exemple. Dans les Alpes, l'ampleur du raccourcissement est telle que les failles inverses initiales donnent des **chevauchements** voire des **charriages**. Il faut noter qu'au cours de son histoire, une zone faillée a pu avoir un jeu normal dans un premier temps puis le contexte ayant changé, rejouer en failles inverses : on parle d'**inversion tectonique**. Au niveau du plancher océanique, les zones de subduction, selon l'angle de plongement de la plaque subduite, peuvent présenter des failles inverses si cet angle est faible mais aussi des failles normales si l'angle est élevé. On voit ainsi qu'une convergence (cas d'une zone de subduction) ne s'accompagne pas obligatoirement d'une compression.

Voir TP11, § 11.1.2

Voir chapitre 3, encart 3.11

Voir TP9, § 9.3

Voir chapitre 3, § 3.2.3c

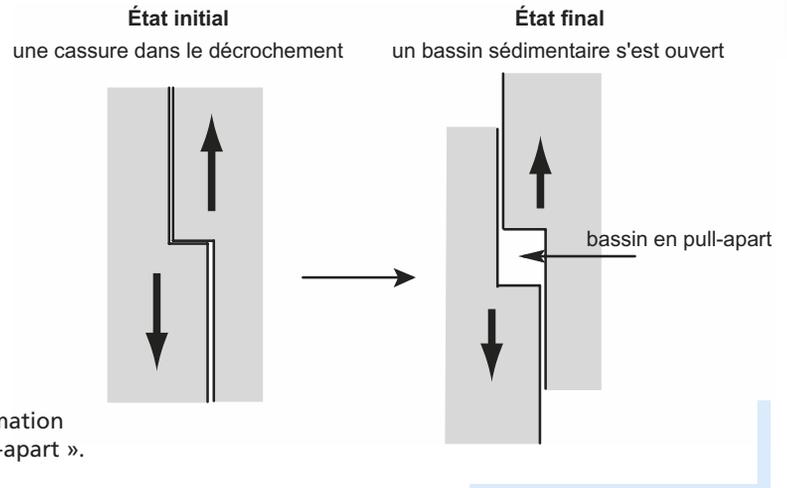


Figure 10.5
Mécanisme de formation
d'un bassin en « pull-apart ».

b) Les plis à grande échelle, des déformations continues

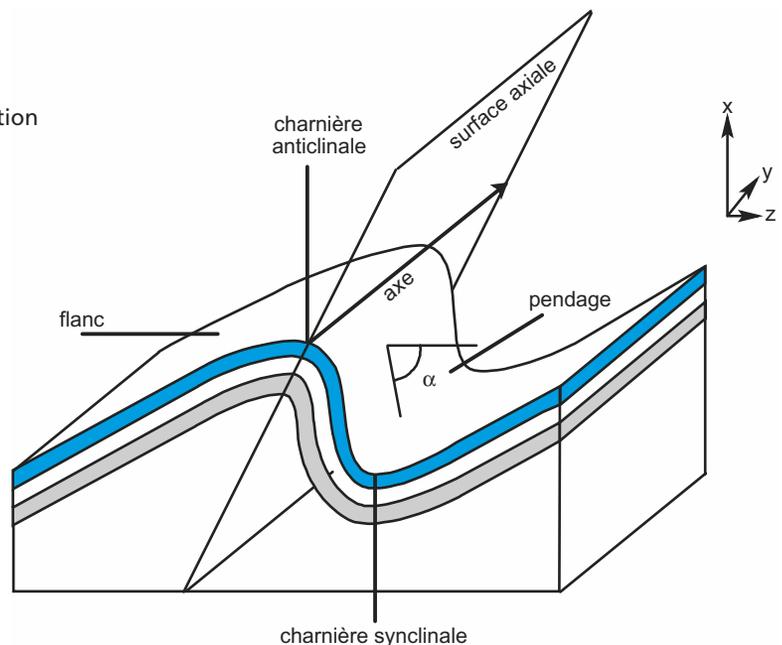
Ce sont des déformations continues mais souvent associées, par une observation plus précise, à des déformations discontinues (figure 10.13). Dans les plis à grande échelle, la déformation est localisée ; nous verrons plus loin les plis anisopaques pour lesquels la déformation concerne tout le volume rocheux (§ 10.1.2c).

➤ Éléments pour l'analyse d'un pli

Les plis sont formés d'une succession de courbures convexes vers le haut, appelées **anti-formes**, et convexes vers le bas, appelées **synformes**. Lorsque la position stratigraphique est normale (les strates les plus récentes au-dessus des autres), on les qualifie respectivement d'**anticlinaux** et de **synclinaux**. On définit l'**axe** d'un pli comme le lieu de courbure maximum de la surface déformée (figure 10.6) et la **charnière** comme le point de courbure maximum sur une section orthogonale au pli.

Voir TP3,
encart TP3.3

Figure 10.6
Éléments de description
d'un pli.



Voir TP3, encart TP3.2

Il ne faut pas confondre axe du pli et lignes de crête ou de creux car ces derniers représentent les lieux topographiques les plus hauts ou les plus bas, ce qui ne se confond pas forcément avec l'axe. Les axes des strates empilées définissent la surface axiale qui souvent peut être assimilée à un plan, le **plan axial**. Pour orienter le pli, on utilise l'azimut du plan axial, le **pendage** est mesuré sur les strates qui affleurent : il varie souvent d'un point à un autre et il est reporté sur les cartes géologiques.

► Diversité et mode de formation

Le pendage des flancs permet de nommer les plis comme la [figure 10.7](#) le montre.

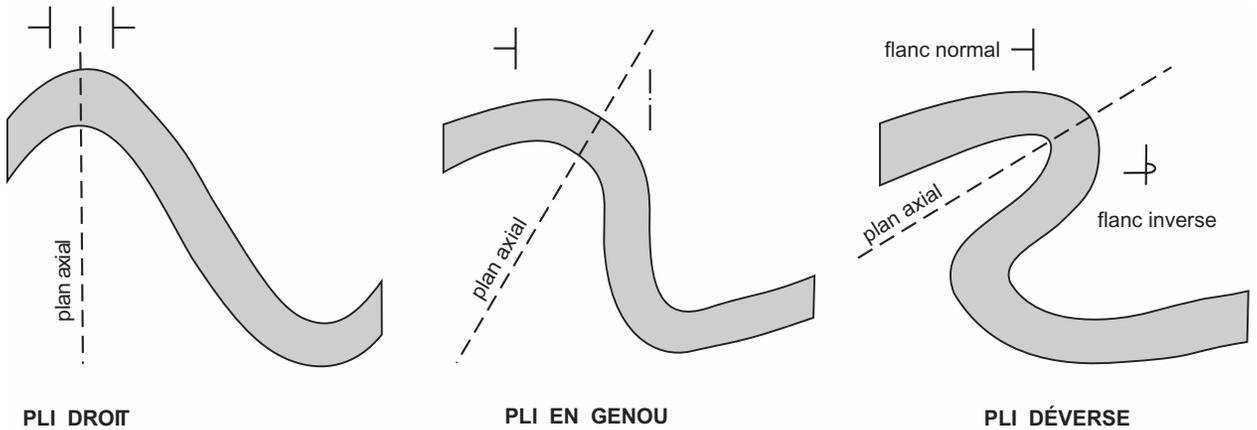


Figure 10.7 Nomenclature des plis selon le pendage des flancs.

Pour un pli isopaque (qui a même épaisseur), le gauchissement d'une strate est comparable à la flexion d'une poutre : on parle de flambage en mécanique. Après déformation, la face convexe, l'**extrados**, est plus longue que la face concave, l'**intrados**. Soit la déformation se concentre au niveau de la charnière (plis à déformation de charnière) et on peut observer des fentes de tension au niveau de l'extrados et des joints stylolithiques au niveau de l'intrados ([figure 10.8b](#)). Soit ce sont les flancs qui accommodent la déformation (plis à déformation de flancs, [figure 10.8a](#)). Un modèle analogique ce type de déformation est un paquet de feuilles que l'on ploie soit en le tenant aux extrémités (déformation de charnière), soit en le tenant au niveau de la courbure (déformation de flancs) ([encart 10.2](#)).

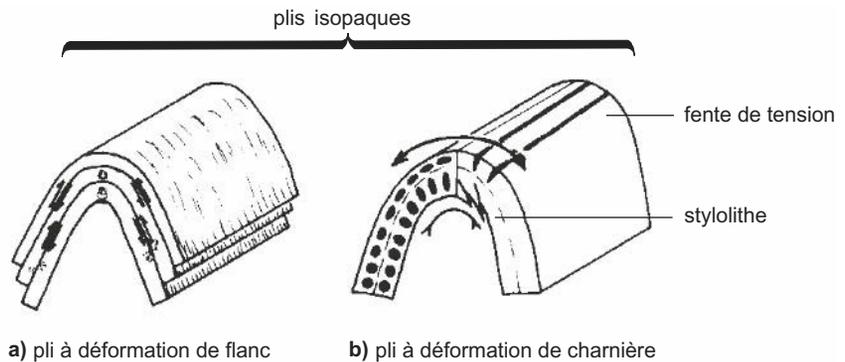


Figure 10.8 Mode de formation des plis isopaques.

Association plis et failles



Voir chapitre 12,
§ 12.1

Comme on l'a vu, la charnière d'un pli peut être affectée de petites failles mais de manière plus générale l'association des deux types de déformations n'est pas rare dans les régions déformées. Par exemple, de nombreux plis cassent au niveau du flanc inverse : on les qualifie de **plis-failles** représentés sur la [figure 10.9](#).

Quand les décrochements fonctionnent en transpression (deux lèvres de la faille sont en compression), des plis peuvent se former comme dans la région des Transverse Ranges le long de la faille de San Andreas.

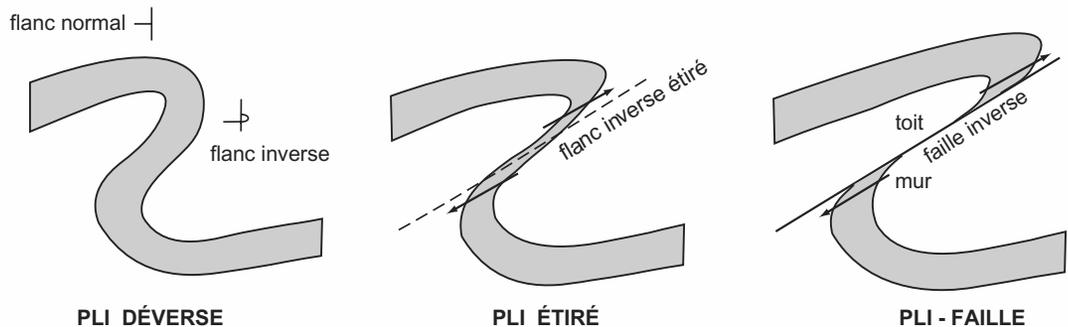


Figure 10.9 Mécanisme de formation d'un pli-faille.

De nombreux plis dans le Jura sont interprétés comme une succession de « **plats-rampes** ». Il s'agit de petits chevauchements comme le montre la [figure 10.10](#).

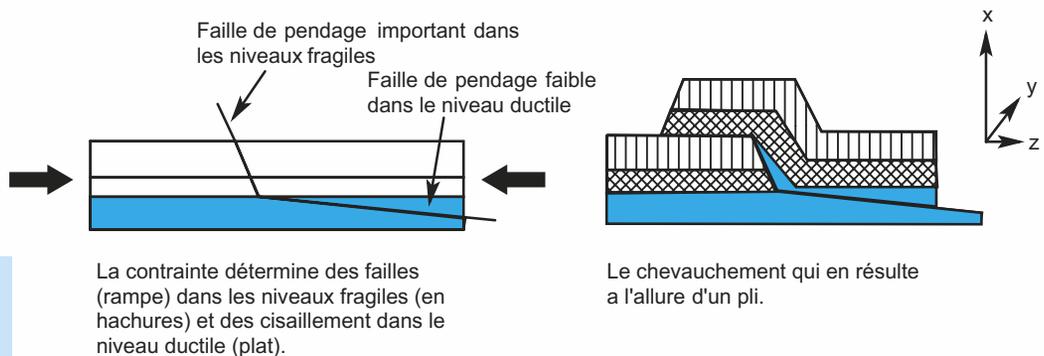


Figure 10.10 Mécanisme de formation d'un plat-rampe.

Voir chapitre 10,
§ 10.2.2

Voir TP9, exercice
TP9.5 pour
des exemples

10.1.2 Déformations pénétratives

Il s'agit de déformations qui concernent tout le volume rocheux à la différence des déformations localisées précédentes.

a) Structures planaires : les schistosités au sens large

Ce sont des structures en plans superposés ; leur origine est tectonique (notée S_1), il faut donc les distinguer d'une stratification sédimentaire (notée S_0) qui résulte juste de la superposition de dépôts de nature différente. Les structures devenant plus complexes, commençons par quelques bases d'analyse des déformations.

Voir TP11,
figure TP11.8

► Analyse des déformations

Sur le schéma de la [figure 10.11](#), on observe une roche qui présente des feuillets superposés. Ces feuillets enveloppent de gros feldspaths, eux-mêmes étirés.

La déformation linéaire peut être mesurée par le changement d'un état initial l_0 (parfois des fossiles par exemple permettent de bien le définir) à un état final l_1 :

- soit par l'allongement relatif ou extension : $\epsilon = (l_1 - l_0)/l_0$;
- soit par l'étiement : $S = l_1/l_0 = 1 + \epsilon$.

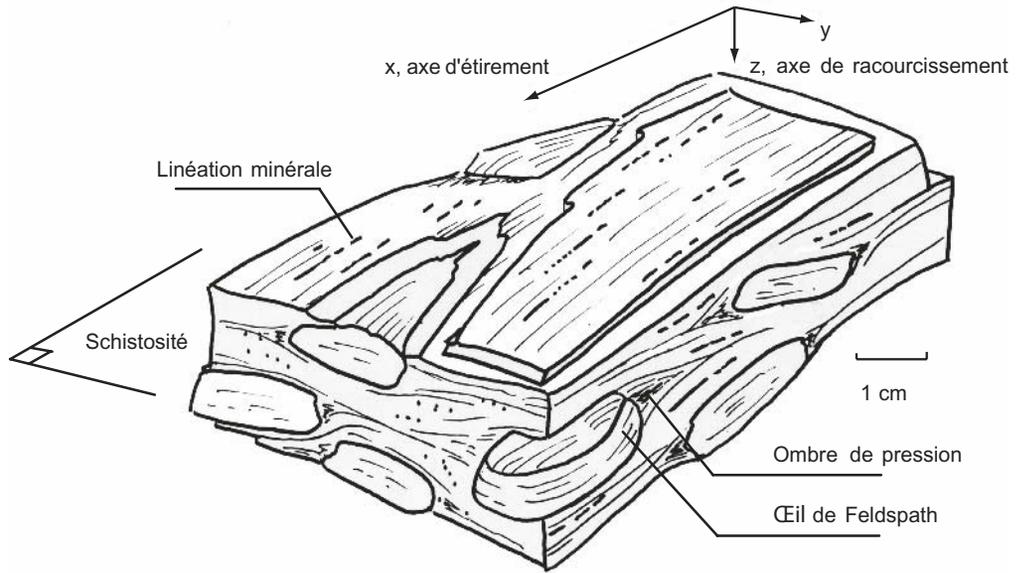


Figure 10.11 Schéma d'une déformation planaire type gneiss œillé (*L. Labrousse*).

Voir TP9,
exercice TP9.5

Si l'on raisonne sur la déformation d'un cercle en ellipse, on définit ainsi l'axe de raccourcissement maximum (ϵ négatif) noté axe z et l'axe d'allongement maximum noté x. Si l'on passe en trois dimensions, une sphère est transformée en **ellipsoïde**, le troisième axe sera un axe dont la valeur de déformation sera comprise entre x et z et orthogonal aux deux premiers : on le note y (figure 10.12).

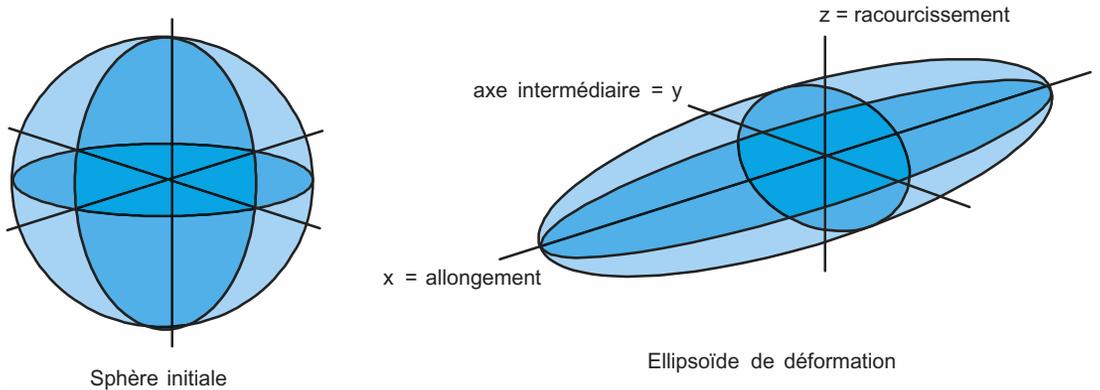


Figure 10.12 Ellipsoïde de déformation.

Si l'on reprend la [figure 10.11](#), les axes ont été placés : après avoir placé l'axe x puis l'axe z qui se déduit facilement, l'axe y est placé perpendiculairement aux deux premiers. Le plan xy est qualifié de plan d'aplatissement. Ce type de déformation résulte d'un **cisaillement**. Les cisaillements ont en général une composante en aplatissement dite **déformation coaxiale** et une composante en rotation dite **déformation rotationnelle** comme c'est le cas sur la [figure 10.13b](#) ([encart 10.3](#)).

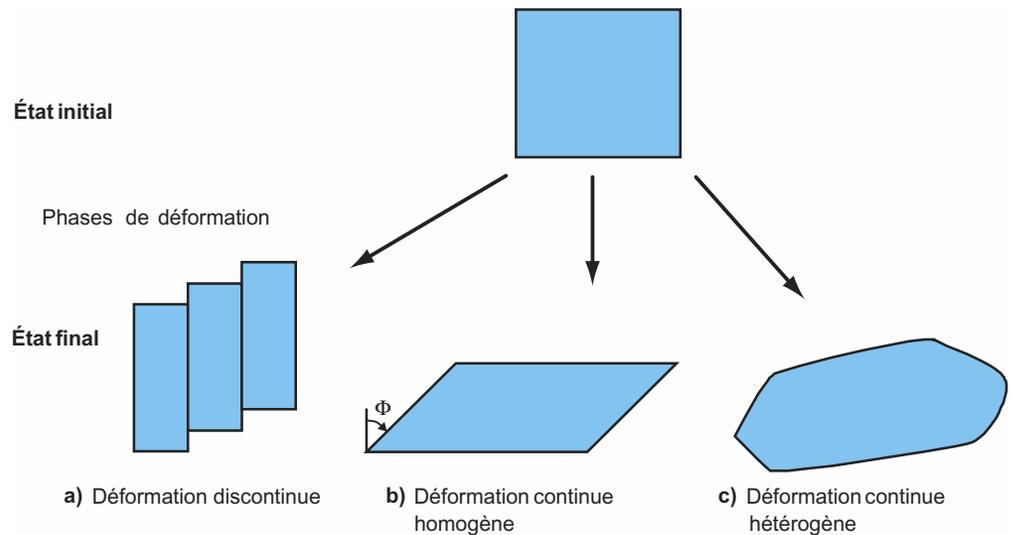


Figure 10.13 Les types de déformation.

Dans la déformation **discontinue**, la roche est fracturée (a). Si deux points de la roche se déplacent l'un par rapport à l'autre sans rupture, on parle alors de déformation **continue**. Cette dernière est **homogène** (b) si les droites restent des droites et les parallèles restent parallèles. La déformation continue est dite **hétérogène** (c) si les parallèles de l'état initial ne le sont plus dans l'état final ou si les droites sont transformées en courbe. Le cas (b) montre à la fois une déformation coaxiale (un aplatissement) et une composante rotationnelle mesurée par l'angle Φ .

La déformation asymétrique des feldspaths sur la [figure 10.11](#) indique une composante rotationnelle.

► Schistosité et foliation

En observant les structures planaires dans les roches métamorphiques, on distingue soit des schistosités, soit des foliations :

- la **schistosité de fracture** est définie par la présence de ruptures parallèles séparés par des bandes sans déformations appelées microlithons ;
- la **schistosité de flux** (dite aussi ardoisière) s'exprime au niveau de l'échantillon par une structure en feuillets plans très fins (millimétriques). C'est ce débit potentiel en feuillets qui est utilisé pour débiter les ardoises. Au microscope, on observe une orientation préférentielle des minéraux selon une même direction. Cette schistosité est caractéristique des micaschistes ;
- la **foliation**, dite aussi schistosité cristallophyllienne est la ségrégation minéralogique en plans parallèles de composition différente (quartzo-feldspathiques et micacés dans les gneiss).

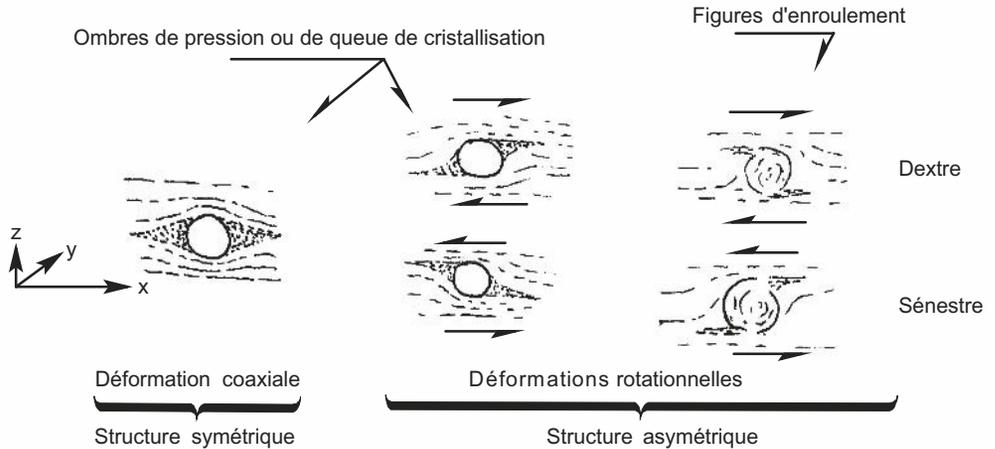
Quelle que soit la schistosité, elle résulte d'un cisaillement déterminant un aplatissement dans le plan xy. Des plis peuvent se développer pendant la mise en place de la schistosité (plis synschisteux). Ils présentent une schistosité parallèle au plan axial.

Voir TP9,
exercice TP9.5

Déformations et cisaillement



Lors de déformations, les gros minéraux réalisent des zones de moindre pression selon l'axe déterminé par σ_3 (§ 10.2.1b). On y observe des recristallisations appelées ombre de pression ou queue de cristallisation. Si ces ombres (figure 10.14) sont symétriques, cela indique une déformation coaxiale alors que si elles sont asymétriques, il s'agit d'une déformation rotationnelle. Dans ce dernier cas, pour déterminer le sens du cisaillement, il faut distinguer le cas des ombres de pression de celui des figures d'enroulement car leur interprétation est distincte comme le montre la figure 10.14.



Voir chapitre 11, figure 11.12

Figure 10.14 Les indicateurs du type de cisaillement.

Dans les zones de cisaillement, on peut observer l'association de deux surfaces : S, plan d'aplatissement, et C, plan de cisaillement, oblique par rapport à la schistosité. Ce sont les structures S/C (figure 10.15).

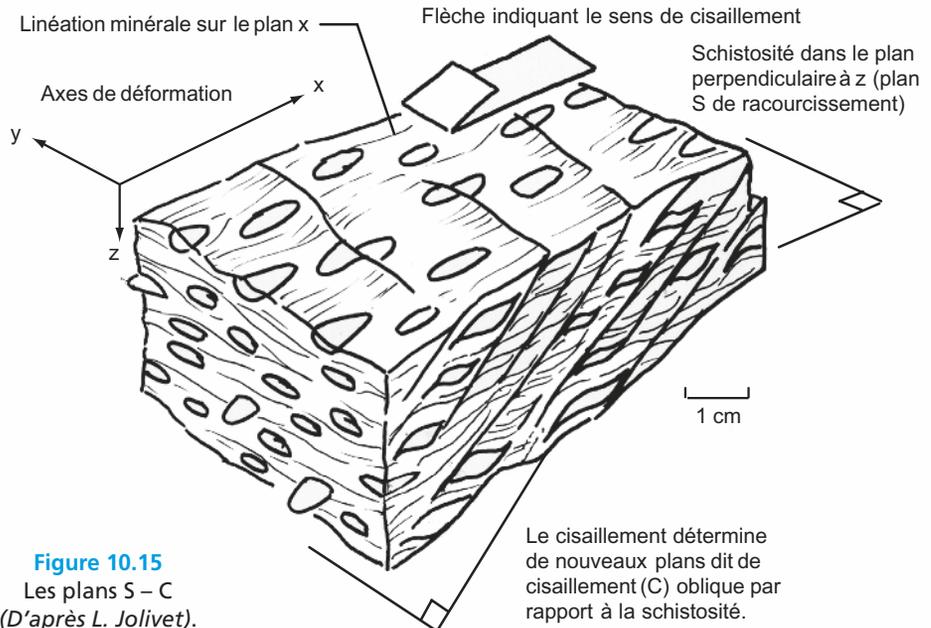


Figure 10.15 Les plans S - C (D'après L. Jolivet).

b) Linéations

Ce sont des structures linéaires, parallèles entre elles, pénétratives c'est-à-dire que l'on retrouve dans tout le volume concerné. Certaines sont d'origine sédimentaire ou magmatique, on ne parlera ici que de celles d'origine tectonique. La **linéation minérale** correspond à l'allongement des minéraux, néoformés ou non. La **linéation d'allongement** résulte de l'étirement d'objets comme des galets ou des fossiles par exemple.

Ces deux linéations sont contenues dans le plan de schistosité et plus précisément disposées selon l'axe x de déformation. Ce sont donc des indicateurs de direction de déplacement de la matière. Sur les [figures 10.11](#) et [10.15](#), la roche présente une linéation minérale due à l'allongement des feldspaths.

c) Plis anisopaques

La photo de la [figure 10.16](#) montre, dans un gneiss, un niveau de quartz (blanc) au centre qui forme un pli. Toute la roche est concernée par la déformation qui est donc pénétrative à la différence des plis à grande échelle vus avant. Ce pli est caractérisé par l'étirement de ses flancs et le bourrage de quartz au niveau des charnières : il est qualifié d'**anisopaque** (étymologiquement : qui n'a pas une épaisseur constante).



Figure 10.16 Un exemple de pli anisopaque.

Pour un **pli anisopaque** semblable, le mécanisme est souvent un cisaillement simple hétérogène ([figure 10.17a](#)). Un modèle analogique est le paquet de carte dont on pousse par exemple les cartes centrales : le glissement des cartes correspond au cisaillement et l'aspect hétérogène correspond au déplacement plus important des cartes centrales. Dans les zones profondes du globe, lorsque la température est élevée, l'axe du pli, initialement perpendiculaire à la direction du transport, devient parallèle à celle-ci : on parle de **pli en fourreau** car l'axe du pli forme un doigt de gant ou fourreau ([figure 10.17b](#)). Si l'affleurement est perpendiculaire au pli en fourreau, on observe des structures concentriques correspondant à des coupes transversales du fourreau. Dans le cas de **plis isoclinaux** (dont les flancs sont parallèles), la stratification initiale (S_0) devient de moins en moins visible ; en revanche, les flancs parallélisés des plis déterminent une nouvelle stratification (S_1) : on dit qu'il y a eu transposition ([figure 10.11](#)).

Toutes les déformations étudiées ci-dessus sont observables à toutes les échelles : celle d'un échantillon (cm), d'un affleurement (m), celle d'une image satellitale (km) mais aussi celle du microscope (μm).

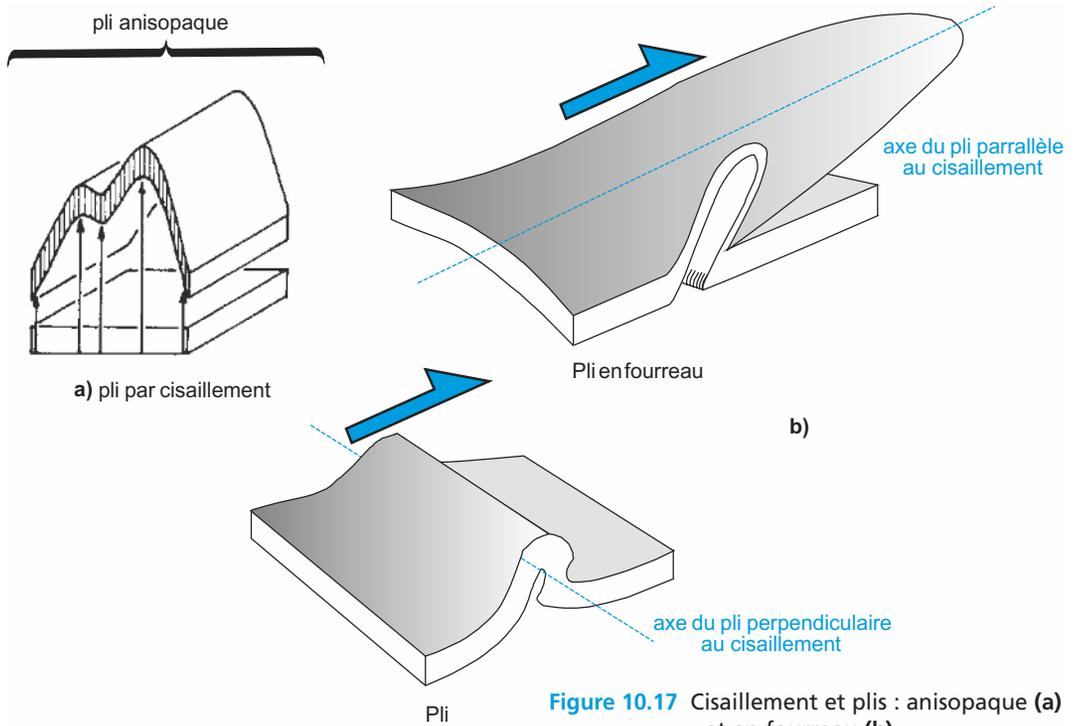


Figure 10.17 Cisaillement et plis : anisopaque (a) et en fourreau (b).

Elles représentent des réponses à des forces non directement mesurables qui s'exercent sur la lithosphère. L'analyse de l'effet des forces sur les roches nécessite une expérimentation en laboratoire.

10.2 ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA DÉFORMATION : ÉLÉMENTS DE RHÉOLOGIE

La **rhéologie** est l'étude du comportement des matériaux face à des conditions physiques variables. Nous nous limiterons aux roches du globe terrestre. L'objectif est de montrer, par une approche en laboratoire, qu'il est possible de dégager quelques lois générales. Nous pourrions ainsi remonter des déformations aux forces qui les ont engendrées, c'est-à-dire faire une analyse mécanique, dynamique des processus de déformation.

10.2.1 Contraintes anisotropes et déformations

a) Notion de force

La **pesanteur** s'exerce sur tout volume rocheux (figure 10.18a). Elle s'exprime par l'équation suivante :

$$F_p = S \cdot h \cdot \rho \cdot g \quad (10.1)$$

Où S est la section, h la hauteur, ρ la masse volumique et g l'accélération de la pesanteur. La pesanteur est verticale et dirigée vers le centre de la terre. La **force d'Archimède**, en exerçant une poussée vers le haut, compense la pesanteur dans une région stable en équilibre isostatique.

Si l'on considère les surfaces d'un volume rocheux, la force qui s'exerce sur la base d'une colonne de roche s'exprime de la même manière que la force de volume (10.1) et détermine une **pression lithostatique** :

$$P = F_p / S \quad (10.2)$$

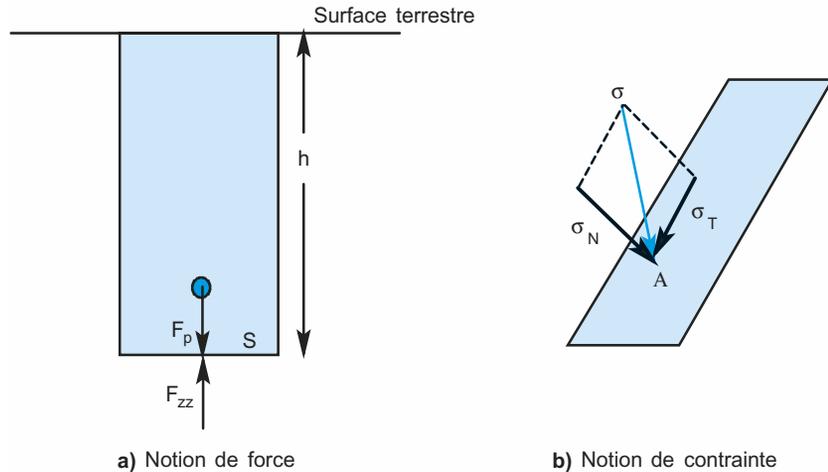


Figure 10.18 Forces et contraintes.

Cette force est compensée dans un système en équilibre par une force de même direction mais de sens opposé (notée F_{zz}). Dans la réalité, la pression lithostatique détermine un tassement dans les premiers kilomètres du globe. Ce n'est qu'à une plus grande profondeur que la pression, toujours dans un domaine stable, devient **isotrope** (c'est-à-dire égale dans toutes les directions de l'espace) achevant la compaction des sédiments. Dans ce cas, l'objet, même compacté, garde les mêmes proportions : il n'y a pas déformation.

b) Notion de contrainte

On appelle **contrainte** la résultante de toutes les forces qui s'exercent sur une unité de surface, donc la limite du rapport dF/dS lorsque dS tend vers zéro. La contrainte s'exprime donc de la manière suivante :

$$\sigma = \lim dF/dS \quad (10.3)$$

Elle s'exprime en pascal ou en bar sachant que : 1 bar = 10^5 Pa.

Une contrainte est souvent oblique par rapport à l'élément de surface ; elle se décompose alors vectoriellement en une contrainte normale à la surface σ_N et une contrainte tangentielle σ_T (figure 10.18b).

Si l'on étudie l'état des contraintes autour de l'élément dS , et que l'on représente les vecteurs autour de ce point, deux cas se présentent. Les vecteurs ont la même intensité autour du point A : on est dans un régime de contraintes isotropes que l'on représente par une sphère de rayon égal à l'intensité de la contrainte (figure 10.19a).

Les contraintes, dans une région tectoniquement non stable, vont présenter des intensités inégales selon l'axe considéré. Le lieu géométrique de l'extrémité des vecteurs dessine un volume qualifié d'**ellipsoïde des contraintes** dont les axes perpendiculaires représentent (figure 10.19b) :

- σ_1 , la contrainte maximale ;
- σ_3 , la contrainte minimale ;
- σ_2 , la contrainte intermédiaire.

c) Utilisation d'une presse pour étudier l'effet des contraintes

On utilise des petits cylindres de roches que l'on place dans des presses comme le montre la figure 10.20.

Ce dispositif permet de se placer dans un champ de contraintes d'abord isotropes ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) puis d'augmenter σ_1 grâce au piston : on passe alors en contraintes anisotropes. Le raccourcissement est mesuré jusqu'à ce qu'il y ait rupture. Le compresseur est responsable de l'établissement de la pression de confinement ($\sigma_2 = \sigma_3$).

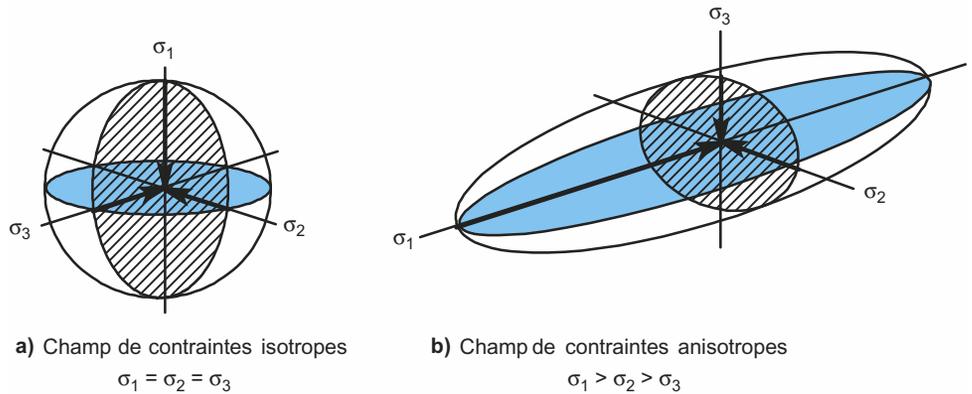


Figure 10.19 Représentation des contraintes dans un champ de contraintes isotropes (a) et dans un champ de contraintes anisotropes (b).

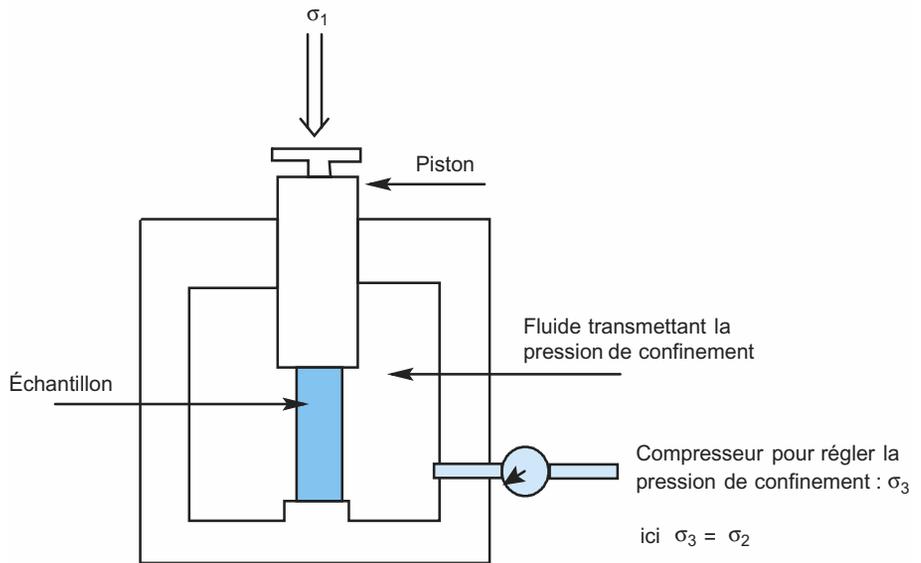


Figure 10.20 Schéma d'une presse permettant l'étude de la rhéologie d'un échantillon. L'expérimentateur peut contrôler aussi la température du fluide donc de l'échantillon.

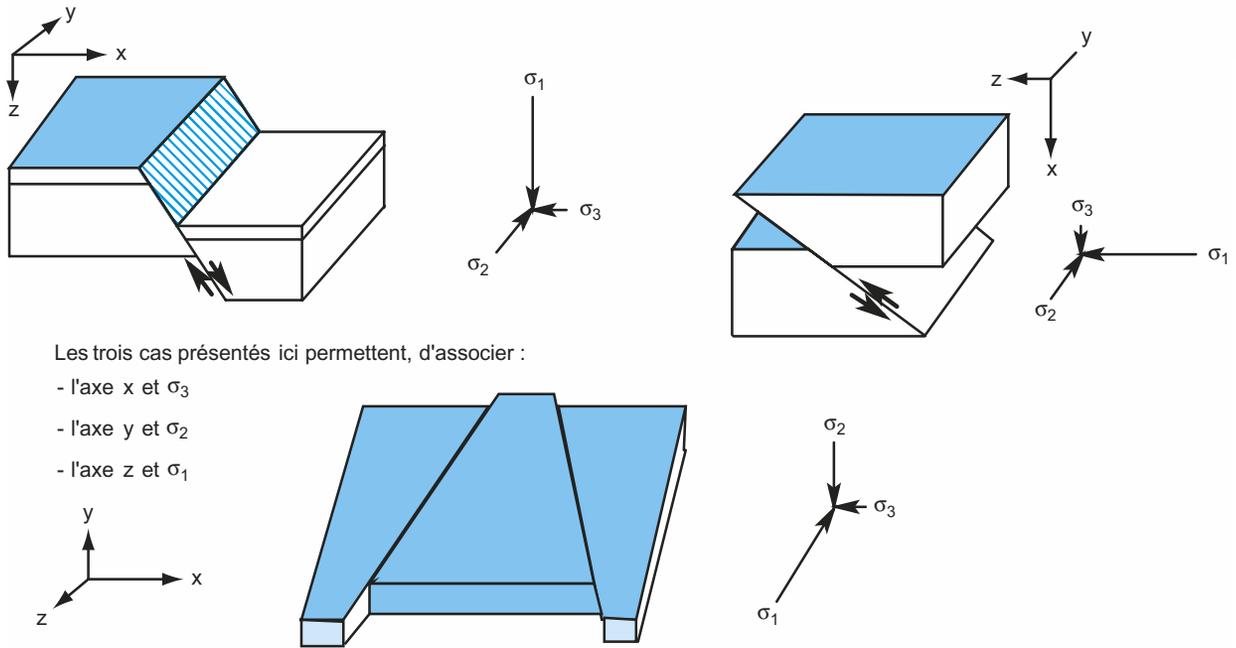
d) Relations contraintes anisotropes et déformations

On peut définir à partir du champ de contraintes, une contrainte moyenne notée σ_i correspondant à la partie isotrope du champ qui ne donne pas de déformation hormis un changement de volume (c'est au sens strict la pression) :

$$\sigma_i = 1/3 (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \quad (10.4)$$

La partie restante ($\sigma - \sigma_i$) est appelée contrainte déviatorique ou **déviateur des contraintes**. La **contrainte différentielle** va être ($\sigma_1 - \sigma_3$) : c'est la valeur qui est fixée expérimentalement dans la presse. La contrainte différentielle est en général faible par rapport à la pression lithostatique, et pourtant c'est elle qui va être responsable de la déformation.

La **figure 10.21** montre la relation entre déformation et contraintes dans le cas de trois types de déformations cassantes : σ_3 correspond toujours à la direction où il y a extension et σ_1 à celle où il y a raccourcissement.



Les trois cas présentés ici permettent, d'associer :

- l'axe x et σ_3
- l'axe y et σ_2
- l'axe z et σ_1

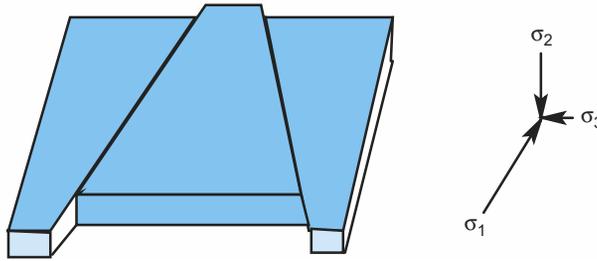
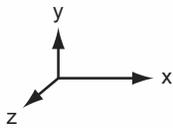


Figure 10.21 Relations entre déformation cassante et contraintes anisotropes.

Dans les nombreux cas où une composante rotationnelle intervient dans la déformation (cisaillement simple par exemple), les axes de déformation tournent alors que les axes des contraintes restent fixes. On ne peut que déterminer les axes de la déformation finie mais il n'est pas possible de retrouver les axes des contraintes. En pratique, seules les failles permettent de retrouver simplement l'état des contraintes à partir de l'analyse géométrique.

10.2.2 Types de comportements des roches

L'utilisation d'une presse permet de présenter un comportement général des roches face à une contrainte. On obtient la courbe de la figure 10.22 où la contrainte différentielle (notée ici σ) est en ordonnée et la déformation en abscisse.

- Dans un premier domaine de contraintes **(a)**, la roche se déforme lorsque la contrainte différentielle (on dira simplement contrainte) augmente et reprend sa forme initiale si cette contrainte redevient nulle (comme le ferait un ressort) : on qualifie la déformation de **réversible** (ou d'élastique).
- Puis, la contrainte augmentant davantage **(b)**, la déformation devient plus importante et surtout elle devient permanente même lorsque la contrainte redevient nulle (partie en pointillé sur la figure 10.22b). On qualifie cette déformation d'**irréversible** (ou de plastique) : la roche a franchi le seuil de plasticité.
- Enfin, une nouvelle augmentation de la contrainte produit la **rupture (c)** de l'échantillon.

Il s'agit là d'un comportement général qui va être modulé par la nature de la roche et les conditions physico-chimiques. L'amplitude des deux premiers domaines dépend de la **résistance** (on emploie aussi **compétence**) de la roche c'est-à-dire de son aptitude à résister à la déformation :

- Une roche peu résistante à la déformation (on dira aussi compétente) présente un domaine élastique très limité et la rupture intervient avant que la roche ne franchisse son seuil de plasticité : son comportement est qualifié de **fragile** comme de nombreux granites, gneiss et calcaires.
- Une roche résistante (on dira aussi incompétente) se déforme (déformation irréversible) beaucoup avant la rupture : son comportement est dit **ductile** comme le gypse ou l'argile.

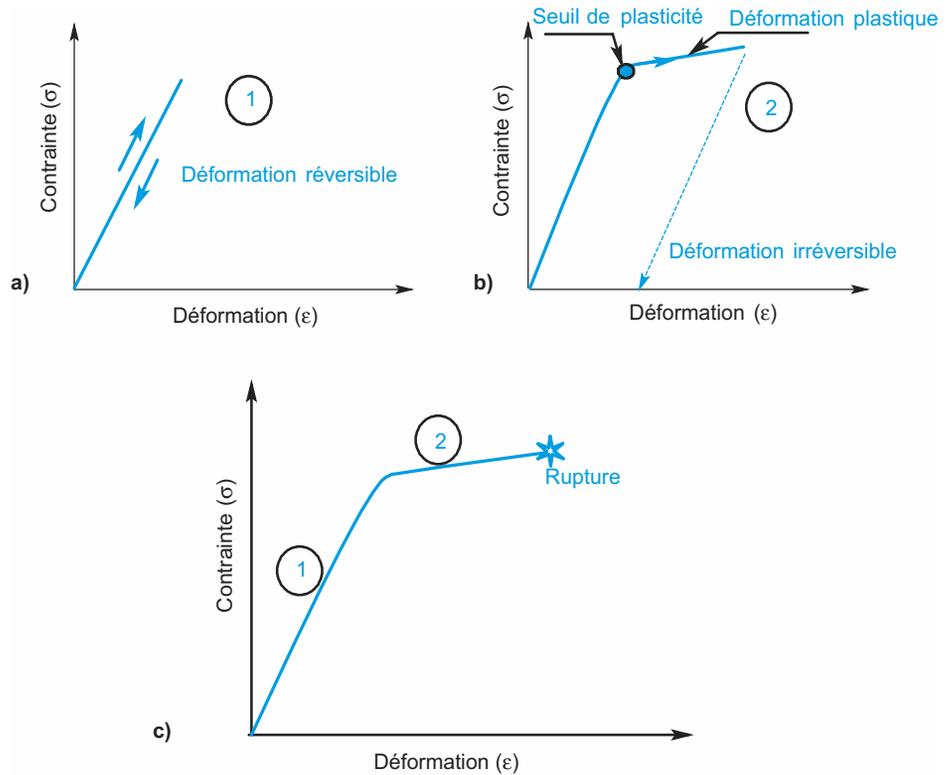


Figure 10.22 Les trois courbes (a), (b), (c) correspondent à trois expériences identiques mais où la contrainte maximale atteinte augmente de (a) à (c).

10.2.3 Influence des paramètres physiques sur la déformation

Les roches au cours de leur histoire peuvent changer de position dans le globe terrestre. Les conditions physiques telles que la pression, la température et la teneur en eau se modifient alors. L'influence de ces changements sur la déformation est envisagée dans ce qui suit.

a) Pression lithostatique

Avec la profondeur, la pression lithostatique P , défini en (10.2) augmente selon la formule :

$$P = \rho \cdot g \cdot h \quad (10.5)$$

P , la pression lithostatique, s'exprime en pascals ; ρ , la masse volumique, en kg/m^3 ; g , l'accélération de la pesanteur, en m/s^2 et h , la profondeur en m.

Ainsi la pression au niveau d'un Moho à 30 km de profondeur est de :

$$P = 2\,700 \cdot 10 \cdot 30\,000 = 810\,000\,000 \text{ soit } 0,8 \text{ GPa (en prenant pour } g \text{ la valeur } 10)$$

De la surface des continents à la profondeur du Moho, on passe de la pression atmosphérique, 10^5 Pa à une pression de l'ordre de 10^9 Pa .

Sur la figure 10.23 sont reportés les résultats d'expériences où l'on fait varier la contrainte différentielle jusqu'à la rupture ; la pression de confinement varie selon les expériences.

- La fracturation est retardée par une augmentation de la pression de confinement.
- Pour des valeurs élevées de la pression de confinement (plus de 35 MPa dans cette expérience), les déformations peuvent atteindre 3 % (et même jusqu'à 20 %) de raccourcissement sans que la rupture ne se produise.

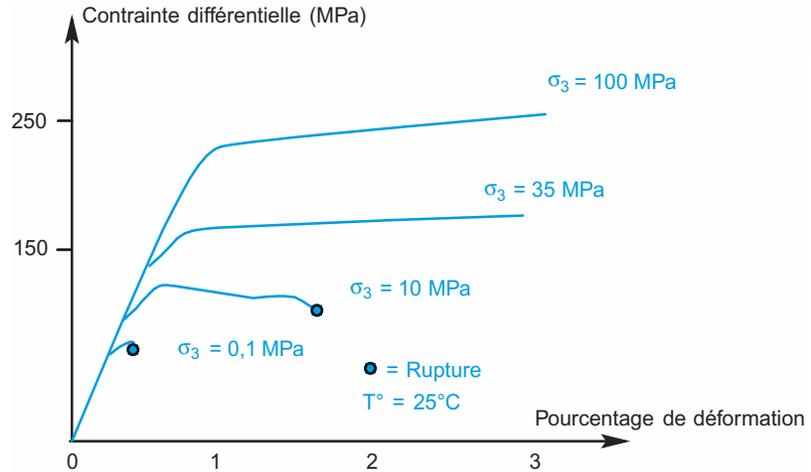


Figure 10.23 Graphe contrainte différentielle – déformation pour des marbres de Wombeyan déformés à vitesse constante.

Si l'on applique ces résultats en géologie, cela signifie qu'un marbre, dès une profondeur de 1 à 2 km (voir le calcul au-dessus) acquiert un comportement ductile. Le comportement fragile est donc réservé aux premiers kilomètres de la Terre.

La [figure 10.24](#) montre que la fracturation obtenue est différente si la pression de confinement est faible ou si elle est plus élevée.

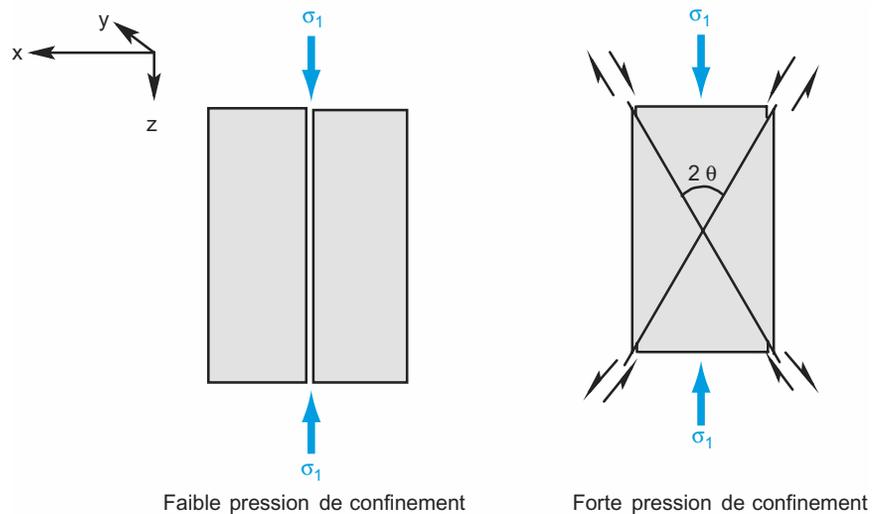


Figure 10.24 Plans de fractures selon la pression de confinement.

Dans le premier cas, elle se fait parallèlement à σ_1 alors que dans le deuxième se forment des plans conjugués de rupture faisant entre eux un angle 2θ de l'ordre de 60° . Sur le terrain, on qualifie ces structures de **failles conjuguées**.

On peut réaliser le même type d'expérience mais en tension et non plus en compression. La fracturation est obtenue beaucoup plus facilement : des contraintes différentielles 10 à 20 fois plus faibles suffisent à obtenir la rupture.

Voir chapitre 3,
figure 3.3.5

b) Température

La température croît avec l'enfouissement : le gradient géothermique normal dans la croûte est voisin de 20 °C/km. Selon le contexte géodynamique (dorsale, subduction, collision), ce gradient est très variable mais il est aussi variable dans le temps pour une zone géographique donnée comme l'illustre par exemple l'histoire de la zone alpine depuis 170 millions d'années. La figure 10.25 présente les résultats d'expériences à températures variables.

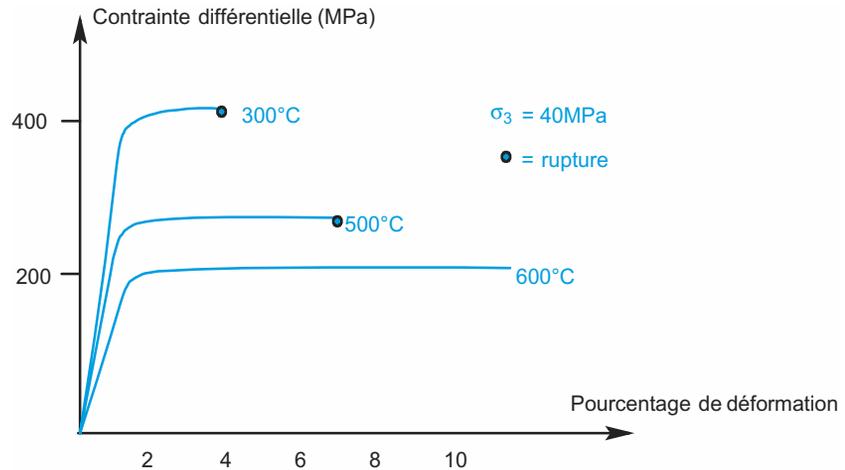


Figure 10.25 Graphe contrainte différentielle – déformation pour des calcaires de Solenhofen déformés à pression de confinement constante mais température variable.

- Les hautes températures repoussent le seuil de rupture : la roche est plus ductile.
- À forte température (600 °C sur la figure 10.12), la déformation augmente malgré une contrainte différentielle qui reste constante (le tracé « s'horizontalise ») : ce phénomène est appelé le **fluage**.

Une forte augmentation de température de la roche peut conduire à la fusion partielle de la roche. La déformation devient plus rapide et quand les grains de la roche perdent leur continuité (35 % de liquide), le comportement de la roche est qualifié de **visqueux** (la viscosité correspond au rapport de la contrainte sur la vitesse de déformation).

c) Présence de fluides

De nombreux fluides peuvent être présents dans les roches tels que O₂, CO₂, H₂O... Leur présence modifie le comportement de la roche comme le montre la figure 10.26.

- À température et pression de confinement élevées (**a**), la teneur en fluide rend la roche plus ductile.
- À température et pression de confinement basses (**b**), l'augmentation de la pression d'eau favorise la rupture.
- Ainsi l'effet des fluides est différent selon la profondeur : la pression de fluide favorise la fracturation à faible profondeur alors qu'à plus grande profondeur, la présence de fluides favorise un comportement ductile.

d) Temps

Des expériences montrent que la **vitesse de charge** change le comportement de la roche. Plus on augmente rapidement la contrainte différentielle, plus la roche devient cassante : le domaine de plasticité diminue.

D'autres expériences, menées à pression et température ambiantes, ont consisté à maintenir la contrainte différentielle constante pendant une durée de l'ordre de l'année (figure 10.27).

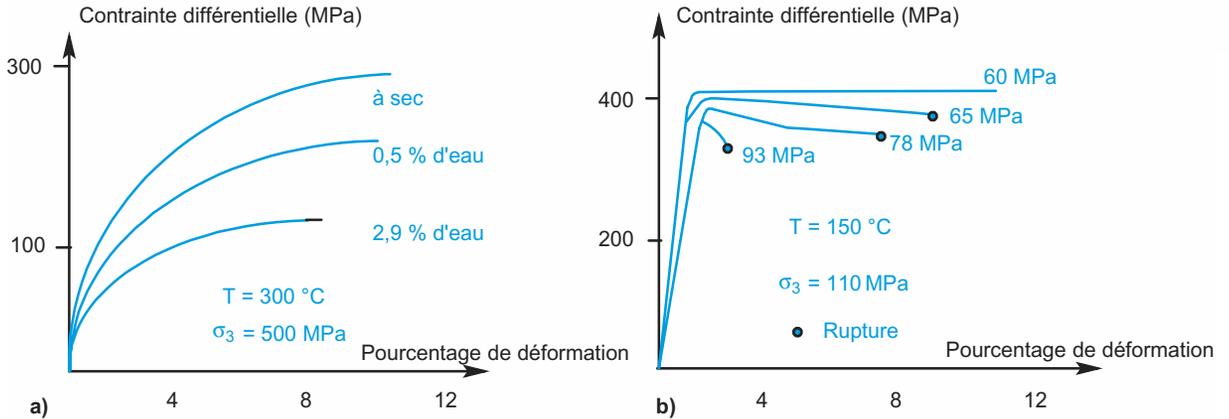


Figure 10.26 Effets de la teneur en fluide sur la déformation des roches. (a) Déformation d'un marbre de Yule. (b) Déformation d'un calcaire de Solenhofen.

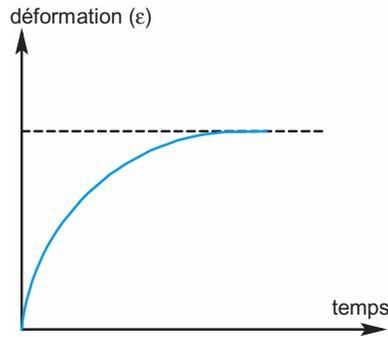


Figure 10.27 Courbe théorique déformation – temps à contrainte constante et faible.

On observe que la déformation se prolonge dans le temps : c'est le phénomène de **fluage**. Dans ce protocole, il tend vers une limite. Pour des contraintes plus élevées, le fluage ne tend pas vers une limite mais se termine par la rupture. Dans le globe terrestre, les contraintes anisotropes, lorsqu'elles existent, s'établissent pour des durées longues et donc les phénomènes de fluage sont sans doute relativement courants dans la déformation des roches.

Les déformations se réalisent sur des durées variables. À l'échelle de la seconde, on trouve les déformations sismiques. À l'échelle de la centaine ou du millier d'années se réalisent des mouvements de surface. Mais il faut passer à l'échelle du million d'années pour les grandes structures comme celles visibles dans les Alpes. Les expériences de laboratoire qui viennent d'être présentées et qui sont réalisées à des échelles de temps très différentes de la réalité sont-elles transposables à la lithosphère ?

10.3 STRATIFICATION RHÉOLOGIQUE DE LA LITHOSPHERE

Les matériaux terrestres sont rigides à court terme c'est-à-dire à une échelle de temps qui est la nôtre comme le montrent les séismes qui résultent de ruptures au foyer. L'observation de la répartition des hypocentres des séismes le long de la faille de San Andreas en Californie va nous permettre de tester la réalité de cette rigidité (figure 10.28).

Les hypocentres sont localisés dans les vingt premiers kilomètres de la croûte et rarement plus profonds : autrement dit dans la croûte continentale supérieure. Pour expliquer cette observation, il faut s'appuyer sur les études des comportements fragiles et ductiles des constituants de la lithosphère.

Voir chapitre 3, figure 3.2.3b

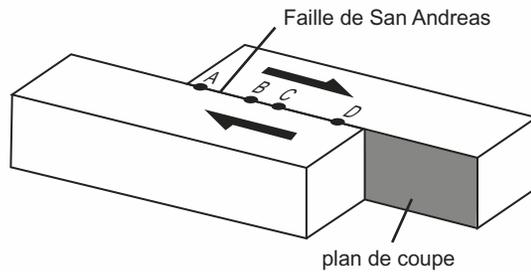
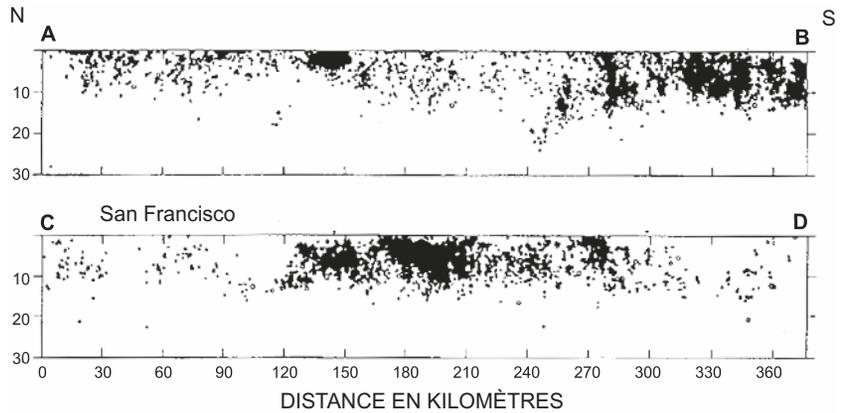


Figure 10.28 Localisation des hypocentres des séismes le long de la faille de San Andreas.

10.3.1 Domaine cassant dans la lithosphère

Byerlee a étudié le comportement cassant de la lithosphère en utilisant différents matériaux de la croûte (riche en quartz ou feldspath) ou du manteau (riche en olivine). Il travaille sur des matériaux préfracturés et recherche la contrainte différentielle nécessaire pour provoquer le glissement sur les plans de faille (figure 10.29a).

La contrainte différentielle nécessaire pour provoquer le glissement augmente avec la pression de confinement, et ceci de manière linéaire. La loi reliant la résistance, à la pression de confinement, est la même pour tous les matériaux testés : c'est la loi dite de Byerlee.

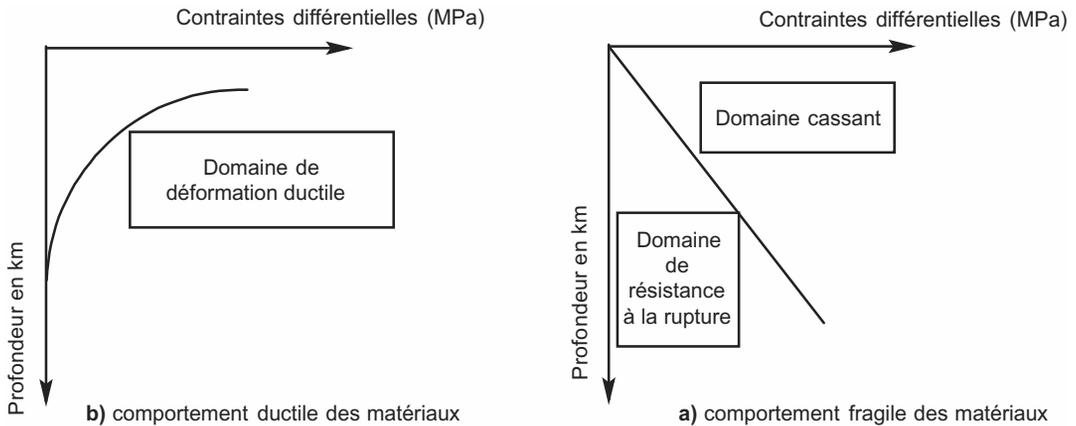


Figure 10.29 Étude de la résistance d'échantillons préfracturés.

10.3.2 Domaine ductile dans la lithosphère

L'étude de la résistance des matériaux de la lithosphère en domaine ductile s'effectue à plus haute température (figure 10.29b). La résistance varie avec la pression de confinement et de manière très importante avec la température. Les lois sont différentes selon les matériaux utilisés : les matériaux basiques sont plus résistants que les matériaux typiquement crustaux (granite par exemple).

Ainsi, les observations faites à San Andreas (figure 10.28) s'interprètent en mettant la transition fragile – ductile vers 20 km de profondeur : il n'y a plus de rupture à partir de 20 km car les matériaux sont ductiles. Donc il n'y a pas de foyer sismique en dessous de 20 kilomètres.

10.3.3 Enveloppes rhéologiques de la lithosphère

Si l'on rassemble les données précédentes sur un même graphique (figure 10.30), on trace un profil rhéologique de la lithosphère.

Les points situés entre l'axe des profondeurs et les courbes sur cette figure sont en dessous du seuil de rupture ou de déformation plastique : la déformation est réversible. De l'autre côté des courbes, les roches se fracturent ou se déforment de manière plastique. Le point d'intersection entre la courbe de déformation ductile et la droite de Byerlee est le passage fragile-ductile.

La croûte continentale, même si l'on admet qu'elle est d'une composition (quartz, feldspath) homogène, présente une dualité de comportement : sismique pour la croûte supérieure, asismique pour la croûte inférieure ; c'est le même constat pour le manteau. Simplement pour ce dernier, la transition se fait à grande profondeur (60 à 70 km). On visualise ainsi la stratification rhéologique de la lithosphère continentale : croûte cassante, croûte ductile, manteau cassant et manteau ductile. La lithosphère océanique (figure 10.25b) est plus homogène, le Moho y est défini sismiquement et non pas par une transition pétrographique : on n'observe pas de dualité croûte – manteau mais une seule transition fragile – ductile au sein de cette lithosphère.

Enfin, il faut citer aussi que, souvent dans les contextes de collision, on observe une différence de comportement entre les sédiments (qualifiés de couverture) et le socle sur lequel ils

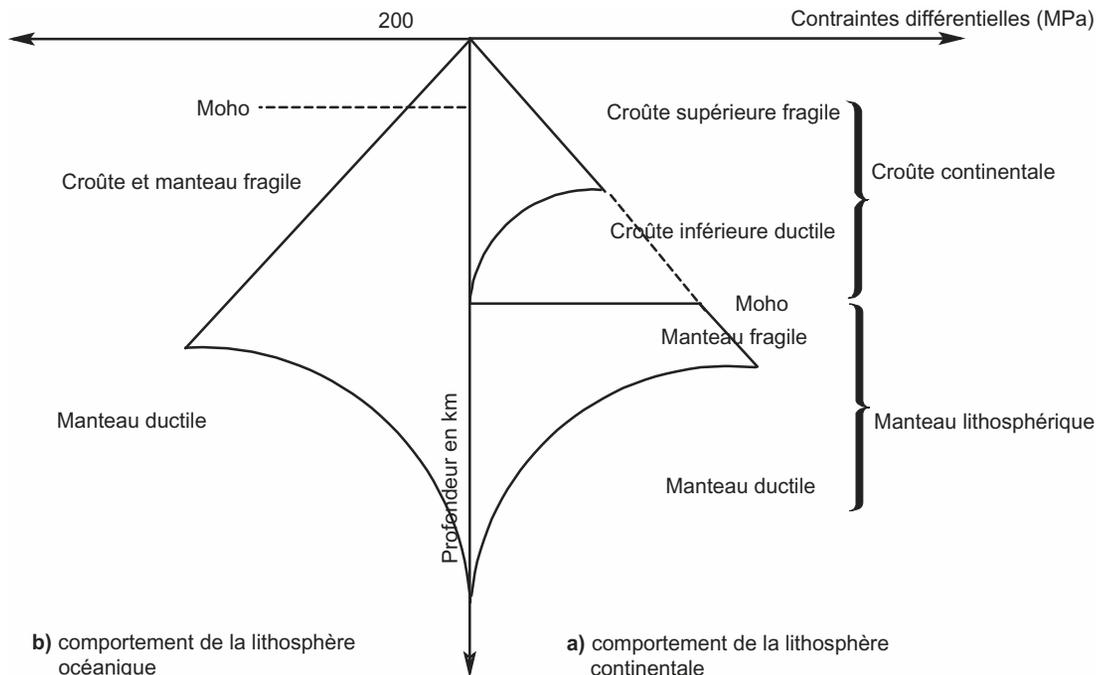


Figure 10.30 Profils rhéologiques de la lithosphère continentale (a) et de la lithosphère océanique (b).

reposit : ceci conduit à des découplages entre la **couverture** et son **socle** et à des structures finales différentes pour un même contexte géologique.

Pour terminer sur le comportement de la lithosphère, il faut noter qu'elle peut avoir un comportement élastique. La Scandinavie était sous la calotte glaciaire il y a encore 10 000 ans. Sous la surcharge de cette calotte glaciaire, elle s'est enfoncée par déformation élastique. Depuis la fin de la dernière glaciation, la fonte des glaciers a permis un réajustement isostasique : la Scandinavie a gagné quelques centaines de mètres en altitude (dans certaines zones, la remontée est de 9 mm/an), témoignant ainsi que la lithosphère est capable de déformation réversible.

Voir chapitre 3,
§ 3.1.3a

RÉVISER

L'essentiel

Sur le terrain, nous observons des déformations des roches aussi bien dans le paysage qu'au niveau de la roche. Ces déformations peuvent être localisées comme dans le cas des failles ou des plis à grande échelle. L'étude d'une faille et des tectoglyphes présents permettent au géologue de déduire le sens du mouvement et de retrouver les contraintes qui se sont exercées. Les déformations sont pénétratives quand tout le volume rocheux est concerné. C'est le cas des plis anisopaques (à la différence des plis à grande échelle) comme le montrent les flancs laminés et les épaisissements de charnière. Les roches, dans ce type de déformation, présentent souvent schistosité et linéation. Les déformations pénétratives, comme elles ont souvent une composante rotationnelle, ne permettent pas de remonter simplement à l'état initial des contraintes. Les études en laboratoire à l'aide de presses nous aident à comprendre le comportement des matériaux face à des contraintes (c'est le domaine de la rhéologie). Seul un régime de contraintes anisotropes permet de déformer un échantillon. Lorsque la contrainte différentielle augmente, la déformation est d'abord réversible (ou élastique) puis devient irréversible (plastique) jusqu'à la rupture de l'échantillon. Si la roche est compétente, alors la rupture intervient avant même qu'il n'y ait de déformations irréversibles. La pression, la température, la teneur en eau et la vitesse de déformation sont autant de paramètres qui influencent la déformation finie. La pression et la température augmentent avec la profondeur et donnent à la roche un comportement ductile alors qu'il est cassant en proche surface. C'est comme cela que l'on explique la stratification rhéologique de la lithosphère c'est-à-dire la différence entre la croûte continentale supérieure cassante et la croûte inférieure ductile ; et l'on retrouve la même succession pour le manteau lithosphérique sous-jacent. Pour la lithosphère océanique, la composition étant plus homogène, la transition cassant-ductile se fait au sein du manteau.

Mots-clés

- Chevauchement
- Comportement ductile
- Comportement fragile
- Contrainte
- Déformation
- Faille
- Linéation
- Plan de faille
- Pli anisopaque
- Pli isopaque
- Rhéologie
- Schistosité
- Tectonique
- Tectoglyphe

Attention

- Retenez que les déformations s'observent à toutes les échelles : depuis l'échelle du microscope jusqu'à celle du satellite, les déformations sont les mêmes !
- Ne confondez pas contraintes (la cause) et déformations (le résultat).
- Comprenez que devant un affleurement, vous pouvez rechercher les axes de déformations (x, y et z) mais vous ne pouvez positionner les axes de contraintes que si la déformation est non rotationnelle.
- Si la viscosité augmente, c'est que l'échantillon devient plus dur et non l'inverse !
- Les contraintes isotropes ne déforment pas.
- Retenez que la rhéologie s'applique à tous les matériaux et pas uniquement aux roches. Lorsque l'on construit un pont, connaître les réactions des matériaux aux vents, à la chaleur (par exemple) est évidemment très important.

Plan

- 11.1 Mise en évidence de ces transformations
- 11.2 Conditions physico-chimiques des réactions du métamorphisme
- 11.3 Variations dans le temps des assemblages minéralogiques et interprétation géodynamique

Introduction

Le chapitre précédent a montré que les roches répondent aux contraintes par des déformations, qui sont des transformations structurales. D'autres types de transformations peuvent intervenir : ce sont des transformations minéralogiques, qu'elles soient ou non associées à une modification de la composition chimique globale des roches.

Délimiter le champ de cette étude peut être parfois difficile. Ces transformations minéralogiques sont, par définition, postérieures à la formation des roches, elles sont distinctes de celles de la diagenèse et de l'altération. De plus, s'il est commode de distinguer transformations structurales et minéralogiques, elles sont souvent liées dans leurs mécanismes et associées dans les échantillons.

- Comment mettre en évidence de telles transformations ?
- Comment les étudier pour retrouver les conditions de pression et de température – qui seront notées (P,T) – subies par une roche postérieurement à sa formation ?
- Comment les classer chronologiquement, les dater ?
- Comment replacer l'histoire d'une roche métamorphique dans un contexte géodynamique précis ?

Ce que vous avez vu au lycée

- Les transformations consécutives à l'hydratation de la lithosphère (serpentinisation) en première S.
- Le métamorphisme associé aux zones de subduction en terminale S.

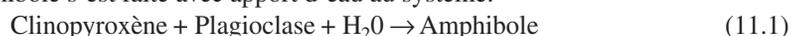
11.1 MISE EN ÉVIDENCE DE CES TRANSFORMATIONS

11.1.1 À l'échelle d'un échantillon : observation d'une couronne réactionnelle

L'échantillon de la [figure 11.1](#) a été récolté dans le massif du Chenaillet, un massif ophiolitique des Alpes.

La roche est grenue ; elle comprend des pyroxènes et des plagioclases ; il s'agit donc d'un gabbro. Sur la photographie, les pyroxènes sont déformés : ils apparaissent très étirés ; on parle dans ce cas de linéation. Certains clinopyroxènes sont entourés d'une couronne noire et mate qui les sépare des cristaux clairs de plagioclase. L'examen d'une lame mince permet d'identifier le minéral constituant cette couronne ([figure 11.2](#)) : il s'agit d'une amphibole de type hornblende.

La hornblende semble avoir cristallisé au contact entre clinopyroxènes et plagioclases ; elle est le produit de la réaction de ces deux minéraux entre eux (11.1), dans des conditions différentes de celles qui règnent lors de la cristallisation du magma en gabbro (température plus basse). La hornblende est un silicate hydroxylé alors que clinopyroxène et plagioclase ne le sont pas : la formation de l'amphibole s'est faite avec apport d'eau au système.



Voir chapitre 2, tableau 2.2 pour la formule de ces différents minéraux.

Voir chapitre 12, localisation du massif du Chenaillet figure 12.1 et son origine § 12.3.1.

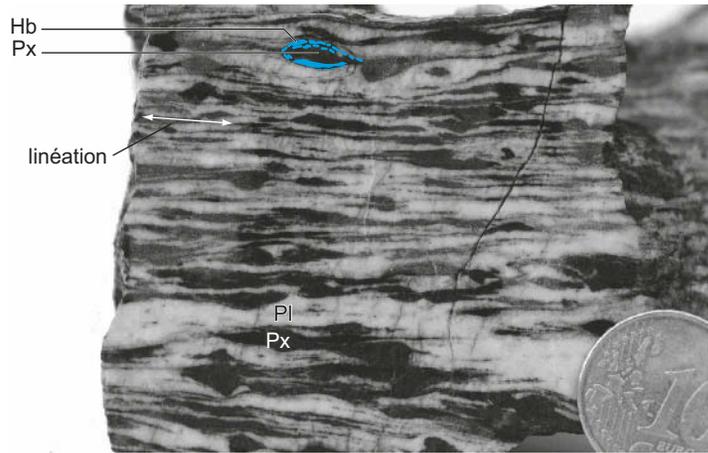
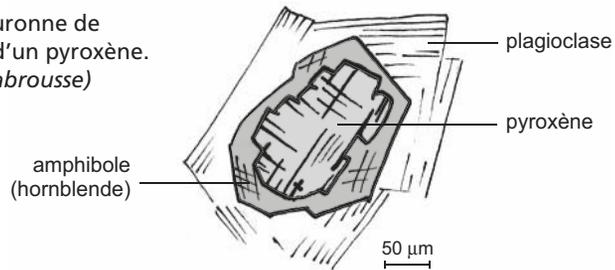


Figure 11.1 Métagabbro du Chenaillet.

Pl : Plagioclase. Px : pyroxène. Certains cristaux de pyroxène sont entourés d'une fine couronne de hornblende (Hb), recoloriée en bleu sur la photographie.

Figure 11.2 Couronne de hornblende autour d'un pyroxène.
(Dessin de L. Labrousse)



Cette transformation minéralogique se produit à l'état solide. La **coronitisation** des clinopyroxènes s'explique suivant le mécanisme schématisé sur la figure 11.3. Lors de la cristallisation du gabbro (étape a), clinopyroxènes et plagioclases sont stables dans les conditions (P_0, T_0).

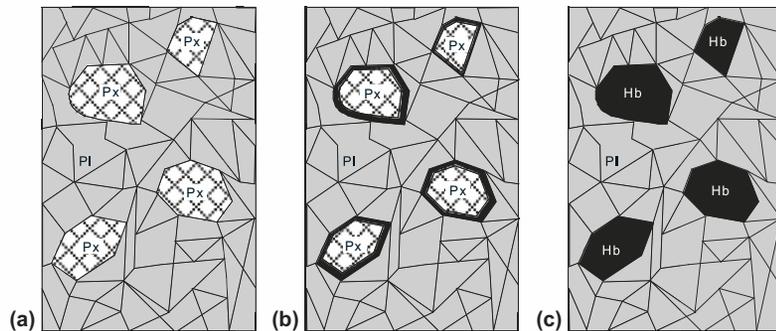


Figure 11.3 Évolution de l'assemblage clinopyroxène et plagioclase lors du métamorphisme d'un gabbro.

(a) État initial : dans les conditions (P_0, T_0) de cristallisation du gabbro, l'assemblage pyroxène (Px) et plagioclase (Pl) est stable. (b) Début de la réaction : lorsque les conditions de pression et température (P_1, T_1) changent, la réaction (11.1) commence : une couronne de hornblende (en noir) se forme autour des cristaux de pyroxène. (c) Achèvement de la réaction : disparition totale des pyroxènes transformés en hornblende (Hb) ; cette étape peut ne jamais être atteinte.

Voir
« hydrothermalisme »
chapitre 3, § 3.1.3a

Lors du refroidissement du gabbro, les conditions (P_1, T_1) changent et il se produit une hydratation : pyroxènes et plagioclases sont déstabilisés et réagissent en formant un nouveau minéral, la hornblende. Tant que la réaction n'est pas complète (figure 11.3b), on peut observer à l'intérieur des couronnes de hornblende des **reliques** de clinopyroxène, témoins de la composition de la roche initiale qu'il est donc facile d'identifier comme un gabbro. L'échantillon étudié a ainsi été métamorphisé : c'est un **métagabbro**. Il a été transformé par la circulation d'eau océanique à son contact, au fur et à mesure qu'il se refroidissait en s'éloignant de la dorsale. C'est un **métamorphisme hydrothermal**.

11.1.2 À l'échelle d'une carte

Sur les cartes géologiques, les affleurements de roches métamorphiques sont représentés avec un certain nombre de données qui rendent compte des mécanismes à l'origine des transformations. Nous étudierons, par exemple, la série métamorphique du Hohwald, décrite sur la carte de Sélestat au 1/50 000, sur la bordure orientale d'un massif ancien, les Vosges.

a) Disposition des terrains

La figure 11.4 présente de façon simplifiée la disposition des terrains. Au nord, se trouve le massif de granite du Hohwald mis en place à la limite entre le Dévonien et le Carbonifère. Sur sa bordure méridionale, il est en contact avec des roches plus anciennes, les schistes de Steige, datées du Silurien. Entre les schistes de Steige et le granite du Hohwald, deux autres types de roches, les schistes noduleux et les cornéennes, sont disposés en bandes parallèles autour du granite : on dit qu'elles dessinent une **auréole**, d'épaisseur kilométrique. Sur le terrain, la limite entre les terrains de l'auréole et les granites est très franche.

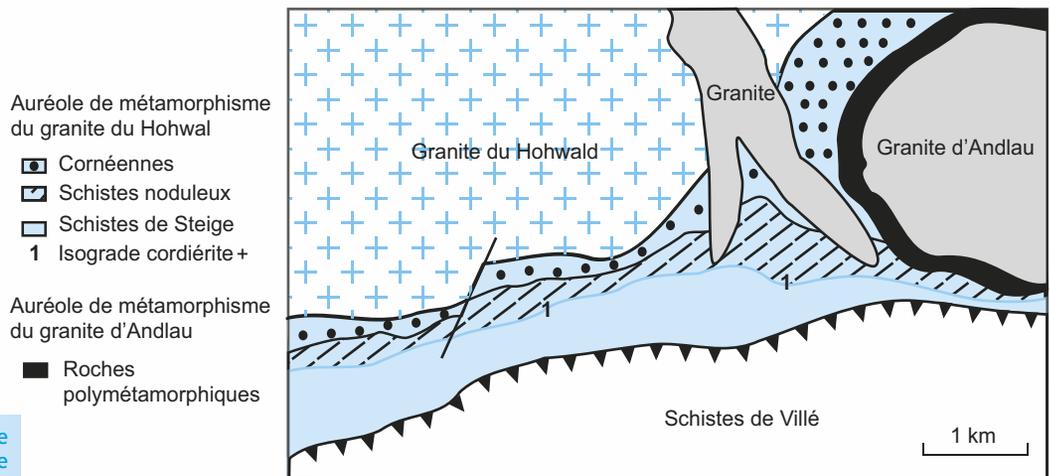


Figure 11.4 Schéma structural d'un extrait de la carte de Sélestat.

La définition d'une
isograde est précisée
au chapitre 11,
§ 11.2.3a

b) Composition minéralogique et structure des roches

Les **schistes de Steige**, de couleur rouge, contiennent une grande proportion de très petits cristaux d'origine détritique : quartz, muscovite, minéraux argileux, hématite. Ce sont des **pélites argilo-quartzeuses** (faiblement métamorphisées après leur mise en place). Leur couleur rouge est due à l'hématite, un oxyde de fer (Fe_2O_3).

Deux types de roches sont distingués dans l'auréole, le passage d'un terme à l'autre se faisant progressivement. Les **schistes noduleux**, les plus proches des schistes de Steige, sont de couleur grise ; ils contiennent peu ou pas d'hématite mais un autre oxyde de fer, la magnétite (Fe_3O_4). Un minéral du métamorphisme, la cordiérite, constitue des grains noirs macroscopiques de forme

Voir « schistosité »
chapitre 10, § 10.1.2

caractéristique (ou nodules). En lame mince (figure 11.5), on note l'abondance des micas, orientés suivant un plan de schistosité. Un silicate d'alumine (Al_2SiO_5), l'andalousite est également présent. Près du granite, on trouve des **cornéennes**. Ce sont des roches massives compactes et très dures. Observées à l'œil nu, elles ont un aspect de corne (d'où leur nom). Au microscope, elles révèlent une texture grenue et isotrope, avec des cristaux de petite taille. La composition minéralogique est pratiquement la même que celle des schistes noduleux. **Le contact entre le granite et les cornéennes est franc et net.** La figure 11.6 montre une photographie de cornéennes à andalousite venant d'une autre région.

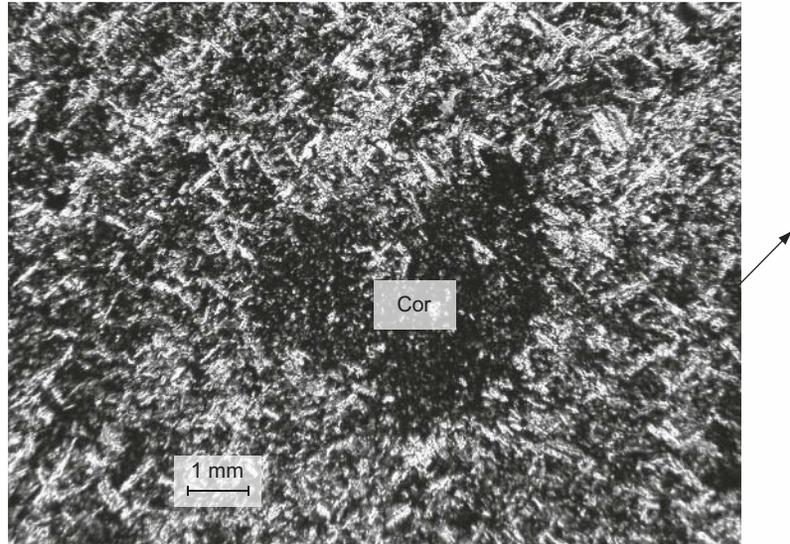


Figure 11.5 Lame mince d'un schiste noduleux (LPA).

Les micas (clairs sur la photo) s'orientent préférentiellement, dans la direction indiquée par la flèche (à droite de la photo). La tache noire correspond à un cristal de cordiérite (Cor).

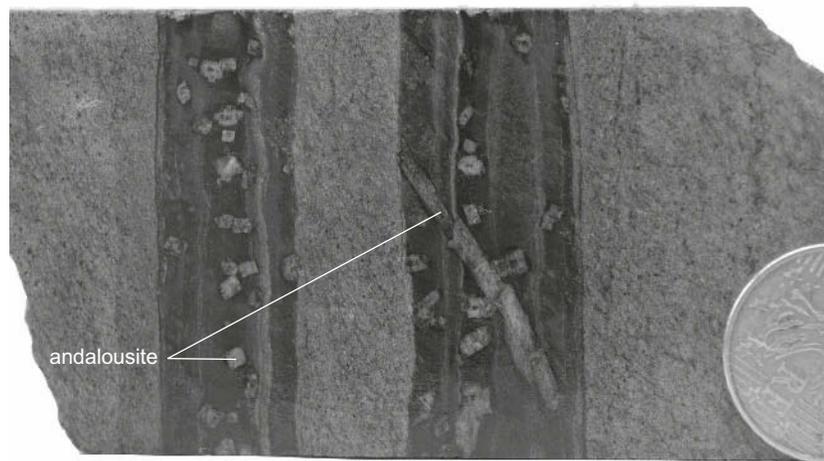


Figure 11.6 Cristaux d'andalousite dans une cornéenne.

Le protolithe est ici une roche sédimentaire présentant des niveaux gréseux clairs (métamorphisés en quartzite) et des niveaux argileux sombres (métamorphisés en cornéenne). L'andalousite (reconnaisable à ses cristaux clairs en prismes allongés à section losangique ou rectangulaire) a cristallisé dans les niveaux argileux, les seuls à contenir silice et alumine..

Le [tableau 11.1](#) récapitule les associations minéralogiques observées.

TABLEAU 11.1 ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES DES ROCHES DE LA SERIE DU HOHWALD.
+ : minéral présent ; - : minéral absent.

| | Schistes de Steige | Schistes noduleux | Cornéennes |
|-------------|--------------------|-------------------|------------|
| Quartz | + | + | + |
| Argiles | + | - | - |
| Biotite | - | + | + |
| Muscovite | + | + | + |
| Cordiérite | - | + | + |
| Andalousite | - | + | + |
| Hématite | + | - | - |
| Magnétite | - | + | + |

c) Composition chimique des roches

La composition chimique des roches de l'auréole et celle des schistes de Steige se révèle sensiblement identique alors que celle du granite du Hohwald en est très différente ([tableau 11.2](#)). La teneur en eau diminue des schistes aux cornéennes.

TABLEAU 11.2 COMPOSITION ELEMENTAIRE DES ROCHES DE LA SERIE DU HOHWALD.
La composition est donnée en pourcentage d'oxydes.

| | Schistes de Steige | Schistes noduleux | Cornéennes | Granite |
|--------------------------------------|--------------------|-------------------|------------|---------|
| SiO ₂ | 57,3 | 57,9 | 58,8 | 68,5 |
| Al ₂ O ₃ | 25,3 | 25,3 | 24,4 | 15,4 |
| Fe ₂ O ₃ + FeO | 7,7 | 8,3 | 7,9 | 3 |
| CaO | 1,1 | 0,9 | 0,9 | 2,8 |
| MgO | 0,7 | 1,1 | 1,7 | 1,3 |
| K ₂ O | 2,6 | 1,6 | 2,5 | 4,2 |
| Na ₂ O | 1,3 | 1,6 | 1,0 | 3,5 |
| H ₂ O | 4 | 3,3 | 2,8 | 1,3 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

d) Interprétation d'ensemble

L'ensemble des résultats rapportés ci-dessus conduit à considérer que les schistes de Steige, les schistes à cordiérite et les cornéennes ont une origine commune, distincte de celle du granite du Hohwald. Les schistes noduleux et les cornéennes proviennent de la transformation des schistes de Steige consécutive à l'intrusion du pluton granitique. En effet, lorsque celui-ci se trouve entre la température de son liquidus et celle de son solidus (autour de 750 °C), il réchauffe son encaissant, ce qui déstabilise les roches situées alentour, dans un rayon de quelques kilomètres, au maximum. Les cornéennes, les plus proches du granite, sont plus différentes des schistes de Steige que les schistes noduleux (plus éloignés du granite), par leur texture, leur minéralogie, leur teneur en eau. Il s'agit d'un **métamorphisme de contact** ou thermo-métamorphisme.

En résumé, le métamorphisme se produit lorsqu'une roche, postérieurement à sa formation, se trouve portée à de nouvelles conditions physico-chimiques dans lesquelles ses associations minéralogiques initiales sont instables. Il se forme alors de nouvelles associations minéralogiques qui peuvent, ou non, suivant la vitesse des réactions métamorphiques, effacer les associa-

tions d'origine. Les réactions du métamorphisme peuvent s'accompagner d'une déformation ductile. Suivant l'ampleur des transformations subies, il est plus ou moins aisé de retrouver la nature de la roche initiale, appelée protolithe. Ainsi coexistent plusieurs nomenclatures des roches métamorphiques (encart 11.1).

ENCART 11.1

Nomenclature des roches métamorphiques



Lorsque la nature de la roche initiale peut être déterminée, on désigne la roche métamorphique par le nom du protolithe, précédé du préfixe *méta-* (exemple : un métagabbro). Le plus souvent, cela n'est possible qu'avec des analyses de laboratoire : aussi la nomenclature usuelle des roches métamorphiques repose-t-elle sur des critères de texture et de minéralogie. Ainsi, pour un même protolithe, un micaschiste ou un gneiss se distinguent d'une cornéenne par leur texture foliée. Un micaschiste contient en abondance des micas, du quartz, en cristaux visibles à l'œil nu et peu de cristaux de feldspaths qui restent microscopiques. Dans un gneiss, quartz et feldspaths (visibles à l'œil nu, à la différence de ceux des micaschistes) sont plus abondants que les micas. Un marbre est une roche métamorphique constituée essentiellement de calcite.

Les roches métamorphiques dérivées de roches sédimentaires sont qualifiées de paradérivées ; celles issues de roches magmatiques sont dites orthodérivées. Une roche, produit de plusieurs épisodes métamorphiques, est polymétamorphique.

Voir micaschistes et gneiss TP10, § 10.1.2a

Par l'étude des réactions du métamorphisme nous allons nous efforcer de reconstituer les variations des conditions physico-chimiques qui les ont provoquées.

11.2 CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DES RÉACTIONS DU MÉTAMORPHISME

Les conditions d'équilibre des associations de minéraux et de fluides présents dans le globe terrestre peuvent être déterminées par la thermodynamique. Nous illustrerons d'abord ce fait par l'étude de réactions simples, à un seul réactif et un seul produit : les transformations polymorphiques.

11.2.1 Étude thermodynamique d'une réaction simple ; domaines de stabilité des silicates d'alumine

a) Exemple de minéraux polymorphes : les silicates d'alumine

Il existe trois minéraux différents correspondant à la formule des silicates d'alumine (Al_2SiO_5) : l'andalousite, la sillimanite, le disthène. Ce sont des néosilicates qui diffèrent par le degré de compacité de l'empilement des tétraèdres silicatés ; il s'ensuit des caractéristiques spécifiques de leurs réseaux cristallins (tableau 11.3). Expérimentalement au laboratoire, on

Voir « néosilicate » chapitre 2, tableau 2.2

TABLEAU 11.3 CARACTÉRISTIQUES DES TROIS SILICATES D'ALUMINE.

| | Andalousite | Sillimanite | Disthène |
|-----------------------|--|------------------------------------|------------------------|
| Forme des cristaux | Prismes à sections losangiques ou rectangulaires (figure 11.6) | Prismes fins formant des aiguilles | Baguettes aplaties |
| Couleur macroscopique | Incolore ou rose | Incolore ou blanc nacré | Bleu acier |
| Clivages | Un | Un | Deux, perpendiculaires |
| Teinte en LPA | Gris | Orangé | Orangé |
| Densité | 3,15 | 3,25 | 3,60 |

montre que chacun de ces silicates est stable dans un domaine précis de pression et de température (figure 11.7). Le polymorphe de haute pression (ici le disthène) est celui qui a la plus forte densité (ce résultat peut être généralisé à tous les minéraux polymorphes).

b) Détermination d'une droite de costabilité de deux polymorphes

Les lois de la thermodynamique permettent de calculer les équations, donnant la pression P en fonction de la température T , des courbes qui séparent les différents domaines de stabilité des minéraux (encart 11.2).

ENCART 11.2

Application des lois de la thermodynamique à la détermination de la droite de costabilité de l'andalousite et de la sillimanite



Lorsqu'un cristal se forme, il emmagasine de l'énergie (énergie de liaison entre les ions notamment). L'énergie interne du système, notée U , augmente avec la pression P et la température T du système ; elle dépend aussi du volume V de la structure cristalline et de son entropie S (qui en mesure le désordre).

Chaque système cristallin peut être caractérisé par son enthalpie libre, notée G , qui dépend du nombre de composants du système et qui se calcule en fonction des paramètres précédemment définis, par la relation (11.2).

$$G = U - T.S + P.V \quad (11.2)$$

Lorsque deux polymorphes A et B (ou plus généralement deux assemblages de minéraux de composition chimique constante) sont stables simultanément, leurs enthalpies libres molaires sont égales, soit :

$$\bar{G}_A = \bar{G}_B \quad (11.3)$$

où \bar{G}_i est l'enthalpie libre molaire du système i .

L'étude thermodynamique permet de démontrer que lorsque la pression et la température du système varient respectivement de dP et dT , la condition (11.3) de costabilité des systèmes cristallins A et B conduit à écrire la relation de Clapeyron (11.4) :

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\bar{S}_A - \bar{S}_B}{\bar{V}_A - \bar{V}_B} \quad (11.4)$$

où \bar{V}_i et \bar{S}_i sont respectivement le volume et l'entropie molaire du système i .

Le volume et l'entropie molaire peuvent être déterminés expérimentalement dans les conditions standards de température et de pression (tableau 11.4). Si l'entropie molaire d'un système donné dépend de la température, la différence d'entropie molaire entre réactifs et produits est, elle, relativement indépendante de la température. Pour des solides, le volume molaire ne varie que très faiblement avec la température. Ainsi, lorsque la réaction ne met en jeu que des solides, la pente de la courbe de costabilité des réactifs et des produits est constante, quelle que soit la température. **La courbe de costabilité de deux associations minérales solides est donc une droite.**

Par exemple, la pente de la droite de costabilité de l'andalousite et de la sillimanite peut être calculée à l'aide des données du tableau 11.4, suivant la relation (11.5).

$$\frac{dP}{dT} = \frac{93,22 - 96,11}{(5,15 - 4,99) \cdot 10^{-5}} = -1,8 \cdot 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1} \quad (11.5)$$

D'autres relations thermodynamiques permettent de calculer la température de costabilité à pression ambiante, ce qui définit l'équation de la droite de costabilité.

TABLEAU 11.4 CONSTANTES THERMODYNAMIQUES.

Les valeurs ci-dessous sont déterminées dans les conditions standards de température et de pression. Pour des solides, les variations de volume et d'entropie molaires sont indépendantes de la température.

| | Andalousite | Sillimanite |
|--|-----------------------|-----------------------|
| Entropie molaire (J.mol ⁻¹ .K ⁻¹) | 93,22 | 96,11 |
| Volume molaire (m ³ .mol ⁻¹) | 5,15.10 ⁻⁵ | 4,99.10 ⁻⁵ |

c) Diagramme de stabilité des silicates d'alumine

En répétant ce raisonnement pour les trois polymorphes pris deux à deux, on obtient le diagramme de la figure 11.7. Ce diagramme peut également être établi expérimentalement, au laboratoire. Le point T est dit point triple des silicates d'alumine ; il correspond à un couple unique de valeurs ($P = 0,5 \text{ GPa}$; $T = 500 \text{ }^\circ\text{C}$, environ) pour lesquelles les trois polymorphes seraient stables simultanément.

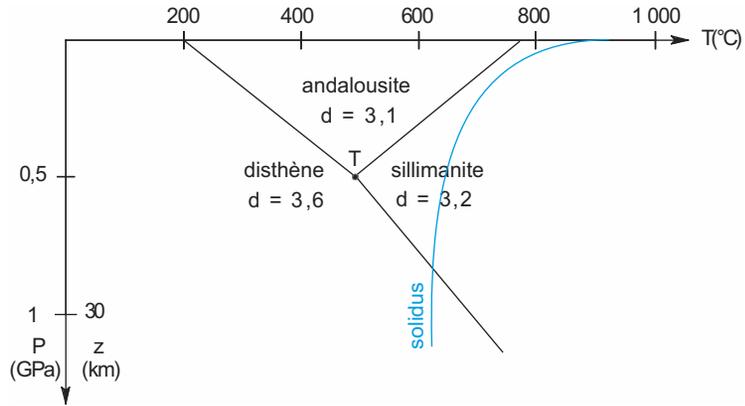


Figure 11.7 Diagramme de stabilité des silicates d'alumine.

Les domaines de stabilité des différents minéraux peuvent être déterminés expérimentalement au laboratoire ou calculés à partir de paramètres thermodynamiques (encart 11.2). Puisque les constantes thermodynamiques utilisées dans ces calculs sont déterminées expérimentalement, les valeurs de la pression et de la température au point triple des silicates d'alumine varient suivant les auteurs.

d) Variance d'un système

La variance V d'un système – une association de minéraux à l'équilibre par exemple – est le nombre de degrés de liberté de ce système. La relation de Gibbs (11.6) permet de la calculer.

$$V = C - F + 2 \tag{11.6}$$

C , nombre de constituants indépendants du système, est souvent égal au nombre d'éléments chimiques présents dans les minéraux impliqués dans les réactions (auxquels peut se rajouter H_2O).

F est le nombre de phases ; chaque espèce minérale solide en représente une ainsi que l'ensemble des fluides.

Nous appliquerons cette règle à quelques systèmes représentés sur la figure 11.7.

- Au point triple des silicates d'alumine (T sur la figure 11.7).

Il y a un trois minéraux solides costables, donc trois phases ($F = 3$). Mais il n'y a qu'un seul constituant indépendant ($C = 1$) car Al, Si et O sont dans les mêmes proportions dans toutes les phases ; il suffit donc de connaître la quantité d'un constituant pour connaître celles des deux autres. La variance V_T est alors donnée par la relation (11.7) :

$$V_T = 1 - 3 + 2 = 0 \tag{11.7}$$

Le point T est **invariant** : il n'existe qu'un couple unique de valeurs de pression et de température pour lesquelles les trois polymorphes sont stables simultanément.

- Dans les conditions de costabilité de deux des polymorphes (droites de la figure 11.7), C ne change pas ($C = 1$), mais il n'y a plus que deux phases costables ($F = 2$) ; d'où

$$V = 1 - 2 + 2 = 1 \tag{11.8}$$

Les droites qui séparent les domaines respectifs de stabilité de deux minéraux sont dites **univariantes** : si l'on fixe l'un des paramètres (la pression, par exemple), il n'existe qu'une

valeur de l'autre paramètre (la température, dans ce cas) pour laquelle les deux minéraux sont stables simultanément.

- Dans un domaine (P, T) délimité par les droites de costabilité, C est toujours égal à 1, et il n'y a plus qu'une seule phase stable ($F = 1$) ; d'où

$$V = 1 - 1 + 2 = 2 \quad (11.9)$$

Le champ de stabilité d'un polymorphe donné est divariant : dans un certain domaine de valeurs, il est possible de changer indépendamment P et T, sans déstabiliser le minéral.

11.2.2 Généralisation à l'ensemble des réactions métamorphiques

a) Aspect thermodynamique : domaine (P,T) de stabilité d'un minéral

L'approche développée dans le paragraphe précédent peut être étendue à d'autres réactions du métamorphisme. Ainsi sont établies des grilles pétrogénétiques comme celle de la [figure 11.8](#) qui présente les domaines de stabilité de quelques associations minéralogiques rencontrées lors du métamorphisme de pélites. Dans ce diagramme, toutes les courbes qui délimitent les domaines de stabilité correspondent à des **équilibres univariants** : il suffit de fixer l'un des paramètres pression ou température, pour déterminer l'autre. Il est possible de délimiter le champ divariant (P,T) dans lequel une association de minéraux est à l'équilibre. Le paragraphe suivant montrera quelques exemples de l'utilisation de ces grilles.

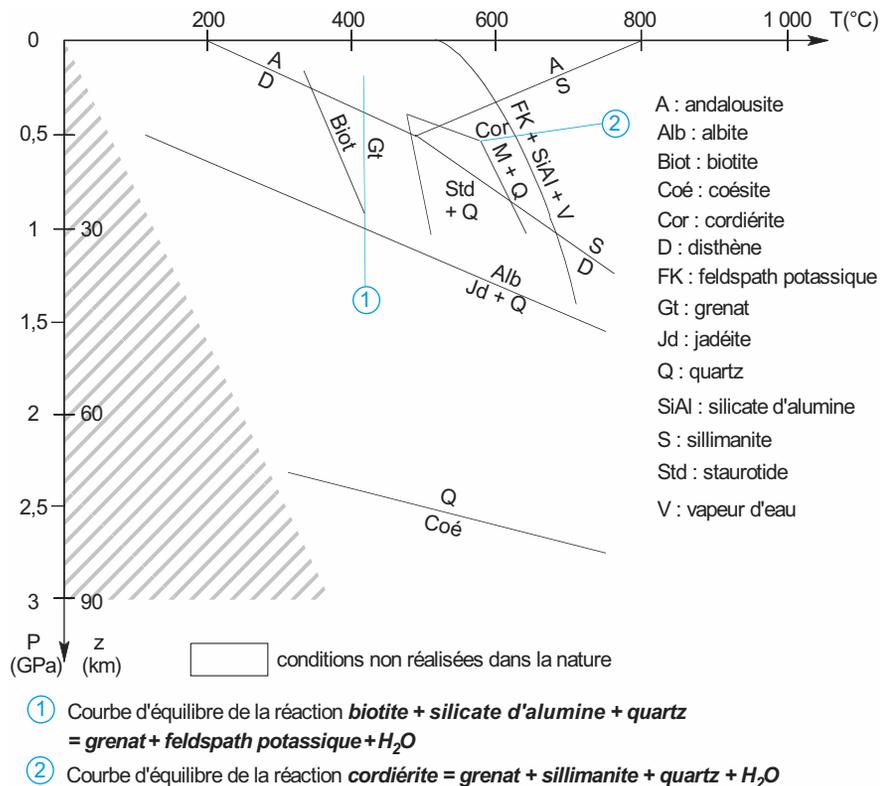


Figure 11.8 Domaines de stabilités de quelques associations minéralogiques rencontrées dans les métapélites.

Sur cette grille pétrogénétique, figurent deux exemples de transformations polymorphiques : celles des silicates d'alumine, déjà étudiée, et celle du quartz en son polymorphe de haute pression, la coésite. Les réactions dont les courbes d'équilibre sont en couleur permettent de calibrer un géothermomètre (réaction ①) ou un géobaromètre (réaction ②).

Voir chapitre 4,
§ 4.3.3b

Voir la structure
chimique de ces
minéraux chapitre 2,
§ 2.2.3b

Cette approche reste cependant imprécise, car les champs (P,T) ainsi délimités sont assez vastes. Elle est aussi simpliste. En effet, de nombreux silicates sont des solutions solides dans lesquelles peuvent se produire des substitutions d'un élément par un autre : par exemple, des substitutions entre Mg et Fe dans les grenats ou les biotites, de Si par Al dans les micas blancs. La position de la courbe délimitant le domaine de stabilité d'un minéral dépend de son taux de substitution. Par exemple, la position de la courbe 1 de la [figure 11.8](#) dépend des échanges de Fe et Mg entre la biotite et le grenat. Ce facteur de variabilité des conditions d'équilibre des minéraux est aussi à l'origine des méthodes de géothermobarométrie. En effet, l'étude thermodynamique permet le calcul de relations précises entre la température, la pression et le taux d'un élément dans un minéral, qu'il est possible de déterminer à l'aide de microsondes électroniques. Dans le cas de la réaction 1 de la [figure 11.8](#), le taux de substitution de Fe par Mg dans le grenat, à l'équilibre avec de la biotite, ne dépend pratiquement pas de la pression et est une fonction croissante de la température : la réaction 1 permet de calibrer un **géothermomètre**. De la même façon, lorsque cordiérite et grenat sont à l'équilibre (courbe 2 de la [figure 11.8](#)), les échanges de Fe et Mg entre le grenat et la cordiérite ne dépendent pratiquement que de la pression : la réaction 2 permet de calibrer un **géobaromètre**. Ces calculs sont possibles avec de nombreuses réactions. En associant un géothermomètre et un géobaromètre adaptés à la composition chimique de la roche étudiée, il est possible de déterminer avec précision les valeurs (P,T) de co-stabilité des minéraux de cette roche.

b) Aspect cinétique : état d'équilibre et reliques

Les résultats de la [figure 11.8](#) posent une autre question : comment se fait-il que l'on puisse observer dans une roche trouvée à la surface du globe, des minéraux, comme la coésite polymorphe de haute pression du quartz, qui est thermodynamiquement stable à plus de 2 GPa, ce qui correspond à près de 70 km de profondeur ? Cela s'explique par le fait que les minéraux reliques des conditions successives subies par la roche se trouvent à l'**état métastable** en surface. En effet, toute réaction métamorphique nécessite des transferts de matière qui se font par diffusion. Même si ces transferts ne se font que sur quelques centimètres, plusieurs dizaines de millions d'années sont nécessaires pour que la réaction soit complète. Lors d'un enfouissement (évolution prograde), l'augmentation de la température entraîne une augmentation exponentielle de la vitesse des réactions : celles-ci peuvent alors être complètes. Lors de la remontée (évolution rétrograde), les réactions sont ralenties par la baisse de la température : les transformations inverses de celles qui ont eu lieu lors de la descente ne sont pas assez rapides pour être totales. Si à chaque étape de l'évolution d'une roche, l'équilibre avec les nouvelles conditions physico-chimiques n'a pas le temps d'être atteint, le système reste à l'étape b de la [figure 11.2](#), ce qui permet de garder la mémoire des stades successifs. Au contraire, si l'équilibre est atteint ([figure 11.2c](#)), la mémoire des stades antérieurs est effacée. La couronne réactionnelle elle-même contribue à bloquer la réaction en formant une barrière aux phénomènes de diffusion entre les minéraux réactifs.

Quant à l'association du métamorphisme et d'une déformation ductile, elle accélère les réactions métamorphiques, notamment en facilitant la circulation des fluides et les transferts de matière au sein des roches.

c) Bilan de matière : isochimisme ou métasomatose

Le [tableau 11.2](#) a montré que la composition des roches métamorphiques de la série du Hohwald est proche de celle du protolithe, les schistes de Steige. Dans ce cas, le métamorphisme s'est fait sans modification de la composition chimique des roches. Ceci n'exclut pourtant pas l'échange de fluides (H₂O, mais aussi CO₂ dans certains cas) entre le système et son encaissant.

Plus rarement, ces fluides importent ou exportent des éléments qui modifient notablement la composition chimique de la roche originelle : on parle alors de **métasomatose**.

C'est aussi un mécanisme qui peut empêcher un système d'évoluer jusqu'à l'équilibre. Par exemple, dans le cas du métamorphisme hydrothermal des gabbros, si l'apport d'eau cesse avant la fin de la réaction, le système cesse d'évoluer.

Ainsi, bien que théoriquement toutes les réactions métamorphiques soient réversibles, dans la pratique elles ne le sont pas pour au moins trois raisons : la vitesse plus lente des réactions lors de l'exhumation que lors de l'enfouissement ; la disparition éventuelle de l'eau consécutive aux réactions de déshydratation, et plus généralement toutes les variations du chimisme du système ; l'apparition de barrières de diffusion formées par la recristallisation des produits des réactions métamorphiques.

Cette non-réversibilité permet alors de retrouver des traces des conditions (P,T) successives auxquelles a été portée une roche. Plusieurs types d'assemblages minéralogiques sont présents dans la roche : certains sont hérités de la roche originelle et d'autres sont les produits des réactions métamorphiques successives. Il est souvent délicat de les interpréter puisqu'ils dépendent à la fois de la composition de la roche initiale, et des conditions de pression et de température qui lui ont été appliquées.

11.2.3 Interprétation des associations minéralogiques des roches métamorphiques

Comme une roche peut présenter des minéraux métamorphiques formés dans des conditions (P,T) différentes, il est important de pouvoir les regrouper en **paragenèses**, associations de minéraux issus d'un même processus géologique, et stables simultanément dans une même gamme de conditions (P,T).

a) Minéraux index et repérage des isogradés sur le terrain

Il convient de repérer en priorité les minéraux qui sont stables dans des conditions restreintes de pression et de température. On les appelle des **minéraux index**. Le [tableau 11.5](#) en donnera quelques exemples. La détermination des conditions (P,T) reste ici assez grossière. En effet, comme un minéral peut être généré par des réactions différentes, repérer un minéral index donne beaucoup moins d'informations que déterminer la réaction dont il est issu.

Sur le terrain, on cherche alors à délimiter les frontières suivant lesquelles un minéral index apparaît ou disparaît : ce sont les **isogradés métamorphiques**. Si la chimie des roches est identique de part et d'autre de l'isograde, alors son franchissement est l'équivalent dans le volume rocheux du franchissement d'une courbe univariante thermobarométrique dans le plan (P,T).

Lorsque le minéral apparaît dans une série métamorphique de degré croissant, l'isograde est notée avec le signe + ; lorsqu'il disparaît, l'isograde est notée avec le signe -. Ainsi dans la série métamorphique du Hohwald ([figure 11.4](#)), la limite entre les schistes de Steige et les schistes noduleux correspond aux isogradés biotite⁺, cordiérite⁺, andalousite⁺, hématite⁻.

Cependant, l'interprétation des isogradés reste délicate. Puisque l'apparition d'un minéral dépend de la composition chimique du protolithe, il faut être sûr de ne pas interpréter comme surfaces isogradés les variations des minéraux index dans des séries hétérogènes.

b) Importance de la composition chimique de la roche initiale

Les paragenèses observées dans une roche métamorphique dépendent de la composition chimique du protolithe. Elles comprennent un petit nombre de minéraux, ce qui s'explique là encore par la thermodynamique, grâce à la règle de Gibbs (11.6). Cette relation peut aussi s'écrire sous la forme (11.10)

$$F = C - V + 2 \quad (11.10)$$

Comme V est positif ou nul, la relation (11.10) montre que le nombre maximal de phases à l'équilibre (c'est-à-dire le nombre de minéraux solides augmenté éventuellement d'une phase fluide) est limité (au plus égal à $C + 2$). Puisque le nombre de phases présentes dans les roches métamorphiques à l'équilibre est toujours faible (inférieur à 10), il est possible de simplifier la chimie des roches et de ne prendre en compte que leurs constituants majeurs. Cinq **systèmes chimiques** suffisent à décrire la plupart des roches métamorphiques ([encart 11.3](#)).

Voir la représentation des isogradés sur une carte géologique, TP10, figure 10.7



Les roches metamorphiques possedant les memes constituants majeurs peuvent etre regroupees en cinq series, decrites respectivement par cinq systemes chimiques. Chaque systeme est designe par l'ensemble de chacune des premieres lettres du symbole chimique de ses elements majeurs.

Les roches pelitiques : le systeme KFMASH (K, Fe, Mg, Al, Si, H pour H₂O)

La roche initiale est riche en mineraux argileux. Un metamorphisme regional de telles roches aboutit a des schistes, **micaschistes** et/ou des **gneiss** qui sont alors des paragneiss. Attention, un gneiss ne correspond pas a un metamorphisme de degre plus eleve qu'un micaschiste, mais a une composition initiale differente de celle qui aboutit aux micaschistes (plus grande richesse en quartz et feldspaths). Par un metamorphisme de contact, des pelites sont transformees en schistes noduleux et en corneenes.

Les roches quartzo-feldspathiques : le systeme CKNASH (Ca, K, Na, Al, Si, H)

Si la roche initiale est un sable ou un grès, il se forme un quartzite metamorphique (s'il s'agit d'un sable siliceux pur) ou un gneiss (s'il y a des feldspaths). Les granites, les rhyolites sont peu modifies dans un metamorphisme d'intensite faible. Si l'intensite est plus forte, ces roches peuvent etre transformees en gneiss (orthogneiss). Les gneiss oeilles sont presque toujours d'anciens granites.

Les roches basiques : le systeme NCFMASH (Na, Ca, Fe, Mg, Al, Si, H)

La roche initiale est souvent une roche magmatique du type gabbro ou basalte ; il se forme alors des roches metamorphiques orthoderivees. De rares roches sedimentaires peuvent neanmoins appartenir a ce systeme. Les roches metamorphiques basiques sont celles qui ont donne leurs noms aux facies metamorphiques (§ 11.2.3c).

La serie carbonatee

La roche initiale est un calcaire, une marne ou une dolomie. Son evolution varie avec le type de metamorphisme et avec la purete du materiau initial. Par exemple, dans un metamorphisme de contact, un calcaire pur evolue en marbre, un calcaire impur evolue en cipolin (marbre impur).

Les roches ultrabasiques

Ce sont les peridotites et les serpentinites, produits de leur hydratation. Comme la mineralogie des peridotites depend des conditions (P,T) et que les transitions de phase du manteau se font a l'etat solide, les peridotites peuvent etre considerees comme des roches metamorphiques.

Il importe de prendre en compte cette notion de systeme chimique pour interpreter les parageneses metamorphiques et en deduire les conditions (P,T) a l'origine des reactions.

c) Interpretation des parageneses et delimitation de champs (P,T)

Sur les **grilles petrogenetiques** obtenues experimentalement ou par le calcul thermodynamique (comme celles des figures 11.8 et 11.9), il est possible de delimitier, pour un systeme chimique donne, le champ (P,T) dans lequel tous les mineraux d'une paragenese sont susceptibles d'etre stables simultanement. L'interpretation des parageneses en termes de conditions (P,T) a ete initiee par la definition des **facies metamorphiques** sur les roches de chimie basique, a la suite des travaux de P. Eskola (1925). La figure 11.9 presente les champs (P,T) des sept facies utilises. A chacun est associee une paragenese particuliere, qui depend du systeme chimique auquel appartiennent les roches (tableau 11.5). En pratique, des sous-facies sont aussi defines pour une plus grande precision : on distingue ainsi, par exemple, les schistes bleus a epidote des schistes bleus a lawsonite.

Pour utiliser les facies metamorphiques, il importe de bien preciser le systeme chimique dans lequel les reactions se produisent puisque les parageneses propres a chaque facies en depen-

Voir des exemples de ce mode de raisonnement paragraphe 3 et TP10

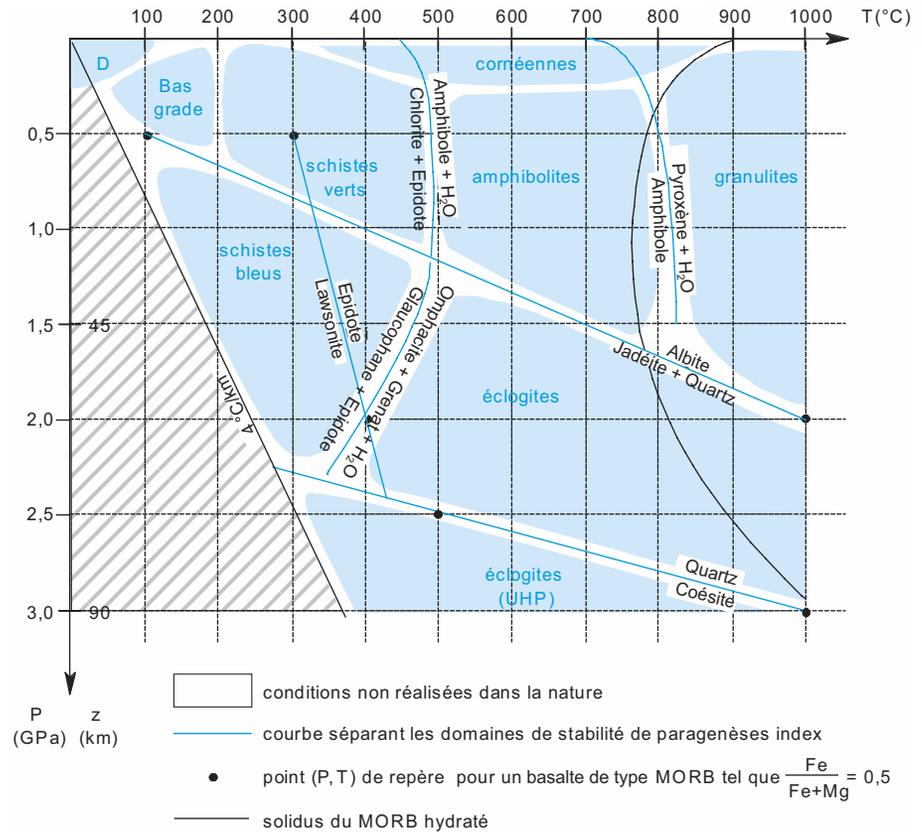


Figure 11.9 Domaines (P,T) des faciès métamorphiques.

La limite inférieure du métamorphisme correspond aux conditions des processus sédimentaires de diagenèse et d'altération (domaine D du diagramme). Les conditions (P,T) correspondant à chaque faciès sont données pour des roches de chimie basique. Les limites entre les faciès sont repérées par des réactions caractéristiques de ce système chimique. Le point triple des silicates d'alumine n'est pas indiqué ici car ce ne sont pas des minéraux du système basique. (Adapté d'un diagramme de L. Labrousse.)

dent (tableau 11.5). Une autre difficulté vient de ce que les noms des faciès sont identiques aux noms des roches correspondantes dans la série basique. Ceci peut créer certaines ambiguïtés : ainsi, un gabbro métamorphisé dans les conditions (P,T) du faciès « éclogites » est une éclogite, au sens pétrologique du terme, alors que ce n'est pas le cas d'un gneiss métamorphisé dans les mêmes conditions.

En résumé, l'étude des conditions dans lesquelles se déroulent les réactions du métamorphisme montre que leurs produits dépendent de quatre facteurs principaux :

- la composition chimique des roches initiales et le caractère ouvert ou fermé du système ;
- la pression lithostatique, fonction de la profondeur, et la pression des fluides qui favorisent les échanges de matière ;
- la température qui varie avec la profondeur de façon différente suivant les contextes géodynamiques, caractérisés par leur géotherme ;
- l'existence éventuelle d'une déformation susceptible d'augmenter la vitesse des réactions.

Si plusieurs paragenèses peuvent être distinguées au sein d'une même roche, alors leur chronologie relative doit permettre de retracer l'évolution des conditions (P,T) subies par cette roche.

Voir les principaux types de silicates chapitre 2, tableau 2.2

Deux autres types de silicates sont mentionnés dans ce tableau. Dans un sorosilicate, les tétraèdres sont regroupés par deux ; dans un cyclosilicate, le regroupement des tétraèdres forme un anneau.

TABLEAU 11.5 PRINCIPAUX MINÉRAUX INDEX DES PARAGENÈSES CARACTERISANT LES FACIÈS MÉTAMORPHIQUES POUR LES ROCHES BASIQUES ET PELITIQUES.

| Faciès | Série basique | Série pélitique |
|-----------------------|---|--|
| Cornéennes | Hornblende (amphibole Ca) ou pyroxènes | Andalousite (néosilicate, Al_2SiO_5) Cordiérite (cyclosilicate) |
| Schistes verts | Albite (plagioclase Na) Épidote (sorosilicate) Actinote (amphibole Ca) Chlorite (phyllosilicate) Grenat Fe (néosilicate) | Pyrophyllite (phyllosilicate) Chlorite (phyllosilicate) Chloritoïde (néosilicate) |
| Amphibolites | Plagioclase Hornblende (amphibole Ca) Grenat Fe, Mg (néosilicate) | Biotite (mica noir) Grenat (néosilicate) Staurotite (néosilicate) Sillimanite ou disthène (Al_2SiO_5) |
| Schistes bleus | Glaucophane (amphibole Na) Épidote (sorosilicate) ou Lawsonite (sorosilicate) | Phengite (mica blanc) Carpholite (inosilicate) Chloritoïde (néosilicate) Disthène (néosilicate, Al_2SiO_5) |
| Éclogites | Grenat Mg (néosilicate) Omphacite (solution solide de clinopyroxènes dont la jadéite) Zoisite (variété d'épidote) Rutile (TiO_2) Coésite pour faciès Ultra Haute Pression | Phengite (mica blanc) Disthène (néosilicate, Al_2SiO_5) Grenat (néosilicate) Talc (phyllosilicate) Coésite pour faciès Ultra Haute Pression |
| Granulites | Pyroxènes Plagioclase | Cordiérite (cyclosilicate) Sillimanite (néosilicate, Al_2SiO_5) Feldspath K Grenat (néosilicate) Disthène (néosilicate, Al_2SiO_5) |

11.3 VARIATIONS DANS LE TEMPS DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES ET INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

11.3.1 Chemins pression, température indexés en temps (P,T,t)

a) Exemple : chemins (P,T,t) de métagabbros du Viso

Quelques observations faites dans le Massif du Viso (massif ophiolitique des Alpes) nous permettront de reconstituer l'évolution des conditions (P,T) au cours du temps.

Les roches étudiées sont grenues ; leur composition chimique est celle de roches magmatiques basiques : ce sont donc des **métagabbros**. Sur l'échantillon schématisé par la figure 11.10, on note d'abord la foliation, qui est soulignée par le glaucophane (amphibole bleu lavande) et la zoisite (variété d'épidote). La foliation à glaucophane situe donc ces métagabbros foliés dans le faciès des **schistes bleus**.

La foliation à glaucophane moule des boudins de métagabbros non foliés dans lesquels on identifie une autre paragenèse : grenat (reconnaissable à ses cristaux rouges globuleux), omphacite (solution solide de clinopyroxènes dont la jadéite, de couleur vert jade) qui permet d'identifier ces métagabbros comme des **éclogites**. Puisque la foliation à glaucophane contourne les boudins d'éclogite, c'est que la paragenèse des éclogites est antérieure à celle des schistes bleus. Elles seront notées respectivement V_1 et V_2 .

Voir la localisation du massif du Viso chapitre 12, figure 12.1

Voir les caractéristiques de ces roches et de leurs minéraux TP10, § 10.1.1a

Dans les métagabbros foliés à glaucophane, on observe des veines recoupant la foliation, (non représentées sur la [figure 11.10](#)) remplies de quartz et de calcite associés à de la chlorite et de l'actinote, qui constituent une paragenèse postérieure à V_2 , puisqu'elle la recoupe. Cette paragenèse, qui sera notée V_3 , est celle du faciès des **schistes verts**.

Trois types de paragenèses viennent d'être distingués dans les métagabbros du Viso : ceux-ci se sont donc successivement trouvés dans les conditions de stabilité de la paragenèse V_1 (faciès éclogites), puis dans celles de V_2 (faciès schistes bleus), enfin dans celles de V_3 (faciès schistes verts).

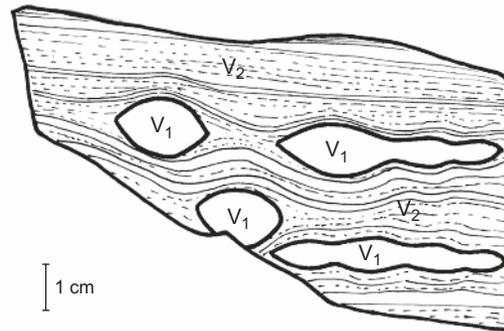


Figure 11.10 Relations géométriques entre deux paragenèses de métagabbros du Viso. La paragenèse V_1 des boudins d'éclogite comprend grenat et omphacite. La paragenèse V_2 soulignant la foliation des schistes bleus comprend glaucophane et zoisite ; omphacite et grenat sont absents. Comme V_2 moule les boudins contenant V_1 , V_2 est postérieure à V_1 .

Voir un autre exemple de chemin (P, T, t), TP10, exercice TP10.1

En replaçant les paragenèses V_1 à V_3 dans une grille pétrogénétique, il est possible de reconstituer sur la [figure 11.11](#) le chemin (P,T) suivi par les gabbros du Viso au cours du temps. Ce diagramme témoigne d'une exhumation de la croûte océanique préalablement portée à une profondeur d'environ 45 km. Il s'agit ici d'un chemin **rétrograde** ; au contraire, une évolution métamorphique liée à une augmentation de la profondeur est **prograde**. Le contexte géodynamique dans lequel la croûte océanique a été enfouie à 45 km de profondeur avant d'être exhumée sera précisé au § 11.3.2a.

b) Méthodes de raisonnement empruntées à la chronologie relative

Pour retracer un chemin (P,T,t), il faut d'abord identifier différentes paragenèses **dans une même roche**, puis établir une chronologie relative de ces paragenèses. Deux types d'indices peuvent être utilisés.

➤ Observation directe des relations géométriques des minéraux

Nous avons déjà précisé qu'un minéral en couronne autour d'un autre (alors en position de relique) est postérieur à ce dernier ([figure 11.1](#)). La [figure 11.12a](#) présente un autre exemple de raisonnement à partir de la géométrie relative de deux minéraux. La veine d'albite recoupe le cristallin d'omphacite, donc l'albite appartient à une paragenèse plus tardive que l'omphacite. Cette observation montre donc le franchissement de la droite d'équilibre de la réaction (11.11).



➤ Observation des relations géométriques des minéraux avec les déformations

Si l'observation de la disposition relative des minéraux d'une roche ne suffit pas à les regrouper en un petit nombre de paragenèses, il peut être utile de savoir resituer la cristallisation des minéraux par rapport à une phase de déformation qui a laissé des traces dans la roche, le plus souvent sous la forme d'une schistosité. C'est ce mode de raisonnement qui a été utilisé précédemment pour établir le chemin (P,T,t) des métagabbros du Viso (§ 11.3.1a). Dans ce cas, la phase de déformation prise comme référence chronologique est celle qui a causé la foliation

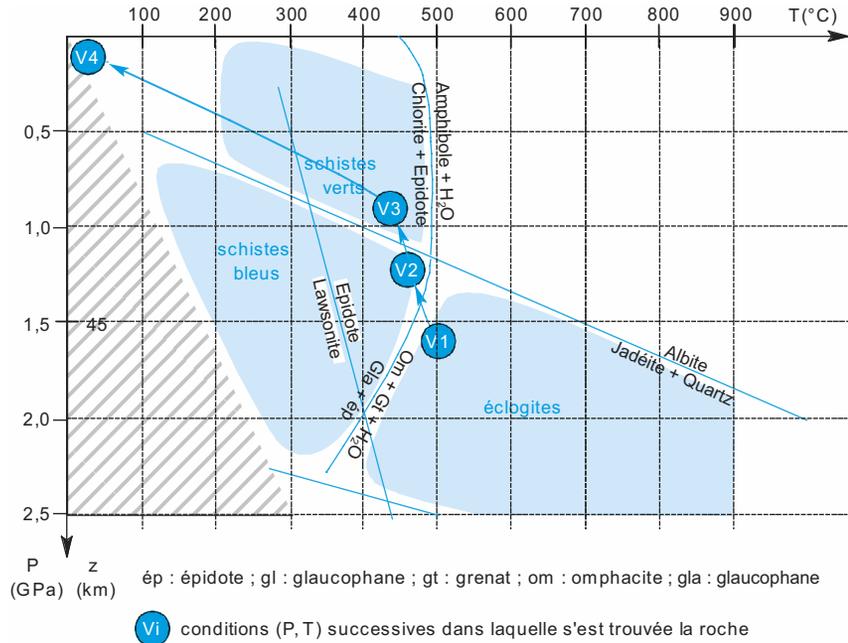


Figure 11.11 Chemin (P,T,t) des métagabbros du Massif du Viso.

Compte tenu de la méthode utilisée, le tracé de ce chemin (P,T,t) reste très imprécis. Le point V1 a été placé au minimum des conditions (P,T) dans lesquelles grenat et omphacite sont stables simultanément : le gabbro a été enfoui au minimum à cette profondeur, mais peut-être davantage encore. Pour V2, on se trouve dans le domaine de stabilité glaucophane et de la zoisite (épidote), sans indication précise sur la température. V3 se trouve dans le domaine de stabilité des minéraux verts, chlorite et actinote, sans précision ni sur la pression, ni sur la température. Malgré ces indéterminations, le chemin (P,T) met en évidence une diminution de la pression. Il conviendrait d'utiliser des géobaromètres et des géothermomètres pour lever ces indéterminations et établir des chemins (P,T,t) comme ceux présentés sur la figure 12.17 du chapitre 12.

Voir chapitre 10, figure 10.29 pour interpréter les dispositions sigmoïdes de la figure 11.12b.

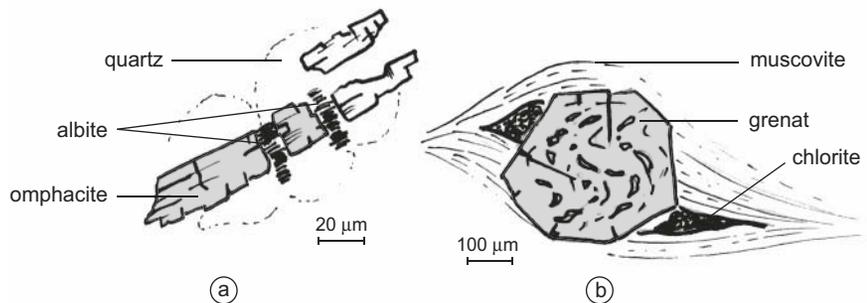


Figure 11.12 Exemples de relations géométriques permettant d'établir une chronologie relative entre des minéraux d'une même roche. (Dessins de L. Labrousse)

(a) Recristallisation à l'intérieur d'un cristal fracturé : l'albite appartient à une paragenèse plus tardive que l'omphacite. (b) Minéraux synschisteux : grenat sigmoïde ; muscovite soulignant la schistosité ; chlorite cristallisant dans des ombres de pression sigmoïdes ; la disposition des inclusions dans le grenat et celles des ombres de pression témoignent d'un cisaillement sénestre.

des schistes bleus. Le glaucophane qui souligne cette foliation a cristallisé pendant la phase de déformation : il appartient à une paragenèse dite **syntectonique** ou **synschisteuse** ou encore **syncinématique**.

La paragenèse des boudins éclogitiques (omphacite et grenat) est antérieure à la foliation : elle est dite **antéctectonique** ou **antéschisteuse** ou encore **antécinématique**. Enfin la paragenèse des minéraux verts qui recoupent la foliation est **post-tectonique** ou **post-schisteuse** ou encore **post-cinématique**.

Sur la lame mince représentée par [figure 11.12b](#), le grenat présente des inclusions enroulées de façon sigmoïde. Elles sont le signe que le cristal s'est développé en tournant au cours de l'épisode de déformation rotationnelle ayant formé la schistosité. Un tel grenat sigmoïde est synschisteux, tout comme les minéraux qui cristallisent dans les ombres de pression pendant que s'exerce la contrainte.

En appliquant la logique de la chronologie relative, il faut cependant être attentif au fait que la roche peut avoir été l'objet de plusieurs épisodes de déformations. Dans ce cas, il convient de classer chronologiquement ces différents épisodes puis de préciser celui auquel on se réfère pour classer les paragenèses.

c) Interprétation des chemins (P,T,t)

Le chemin (P,T,t) établi au § 11.3.1b témoigne d'un processus d'exhumation. D'autres chemins établis dans les Alpes, de façon plus précise par géothermobarométrie, seront présentés dans le chapitre suivant. Tous sont réduits à une partie rétrograde du chemin, qu'il est beaucoup plus facile de reconstruire que la portion prograde. Ceci s'explique par la cinétique des réactions (§ 11.2.2b). Au cours de l'évolution prograde qui accompagne la phase d'enfouissement, les conditions sont favorables aux transformations minéralogiques : la température augmente, la déformation est intense et l'eau, libérée par les réactions de déshydratation, est disponible. En conséquence, la vitesse des réactions est élevée : au fur et à mesure de l'enfouissement celles-ci sont complètes et les roches ne gardent, en général, pas de relique de leur histoire antérieure. Au cours de l'évolution rétrograde, lorsque l'échantillon est ramené vers la surface, la température diminue, la déformation est limitée et l'eau n'est souvent plus disponible (car perdue lors des réactions de déshydratation associées à l'enfouissement). Donc les réactions sont plus lentes que les variations de la température et restent alors partielles. C'est pourquoi, le plus souvent, les roches métamorphiques conservent seulement le témoignage des conditions maximales de température (pic de température) ou de pression (pic de pression) qu'elles ont atteintes lors de l'enfouissement et celui de différentes étapes de leur remontée. Seules de rares inclusions, comme celles contenues dans les grenats par exemple, peuvent renseigner sur la portion prograde d'un chemin (P,T,t).

Les paragenèses peuvent être datées par la radiochronologie. Lorsqu'il est possible de dater un minéral en place dans la roche, cela permet de déterminer l'âge absolu d'un point du chemin (P,T,t) puis de calculer la vitesse des mouvements verticaux. Dans une étude plus approfondie que la nôtre, les chemins (P,T,t) peuvent alors être confrontés à des modèles thermomécaniques de la lithosphère de façon à rechercher le mécanisme de l'exhumation (réajustement isostatique consécutif à l'érosion ou mécanisme tectonique).

11.3.2 Reconstitution d'un gradient métamorphique

Nous allons maintenant chercher à comprendre le contexte géodynamique associé à l'enfouissement que mettent en évidence les transformations métamorphiques des roches. Nous prendrons l'exemple de métagabbros des massifs ophiolitiques des Alpes.

a) Exemple : gradient métamorphique Queyras Viso

L'étude des métagabbros du Viso (§ 11.3.1a) a permis d'évaluer la profondeur atteinte par la croûte océanique avant son exhumation ($z = 45$ km) et le couple des valeurs (P,T) associées (point V1 des [figures 11.11](#) et [11.13](#)).

Au Bric Bouchet, massif ophiolitique du Queyras, situé au Nord-Ouest du Viso (Voir chapitre 12, § 12.4), on trouve des métagabbros pour lesquels un chemin (P,T,t) peut aussi être recons-

Voir chapitre 12,
figure 12.15

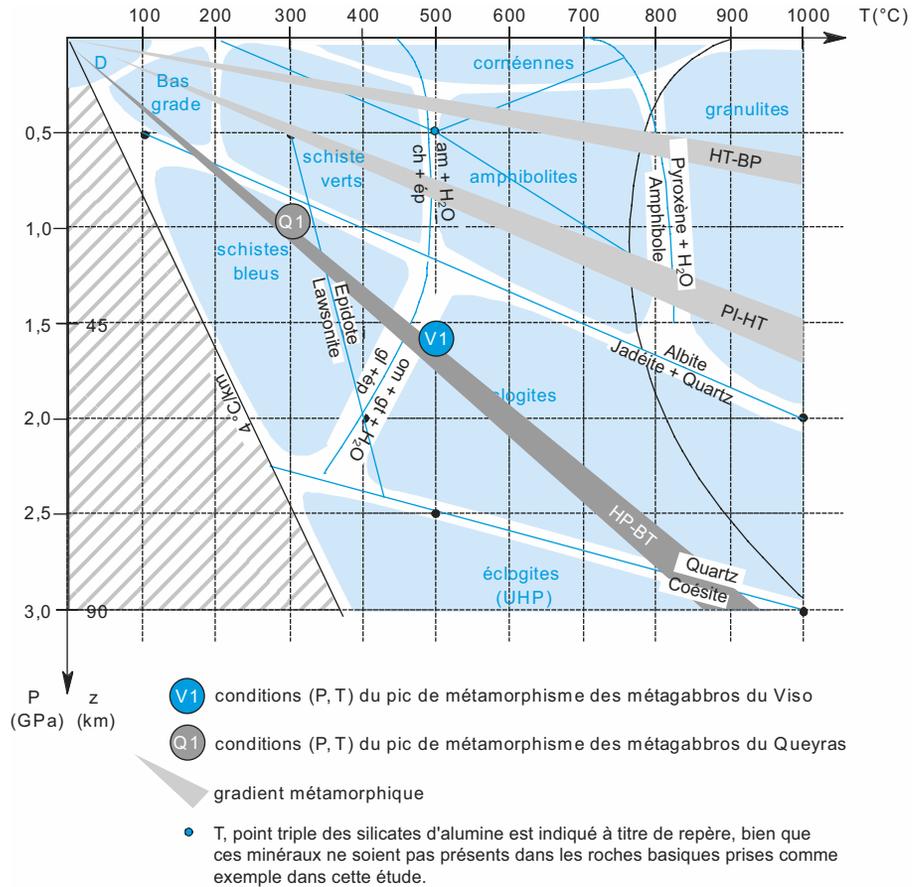


Figure 11.13 Les trois types de gradients métamorphiques.

Le gradient métamorphique établi à partir des métagabbros du Viso (point V1 de la figure 11.10) et du Queyras (point Q1) est comparé aux trois grands types de gradients métamorphiques.

Voir TP10, figure 10.4

titué. La paragenèse correspondant à la profondeur maximale atteinte avant la remontée est différente de celle du Viso : elle comprend du glaucophane, de la jadéite (pyroxène alcalin, vert jade) et de la lawsonite (sorosilicate bleuté). Le point Q1 de la figure 11.13 correspondant aux conditions (P,T) maximales atteintes par les métagabbros du Queyras, se situe dans le faciès des schistes bleus.

La courbe reliant les points Q1 et V1, représentant les conditions (P,T) maximales atteintes par les métagabbros du Queyras et du Viso (encore appelées pics de métamorphisme), est appelée **gradient métamorphique**.

b) Généralisation : conditions d'établissement d'un gradient métamorphique

Voir chapitre 12, figure 12.15

En résumé, pour établir un gradient métamorphique, il faut d'abord établir les chemins (P,T,t) respectifs de plusieurs échantillons prélevés en **différentes localités** d'un même massif métamorphique. Les chemins (P,T,t) de ces différentes roches montrent alors, comme c'est le cas dans les Alpes, des pics de pression et de température qui augmentent des zones externes vers les zones internes du massif. Le gradient métamorphique est la courbe qui relie ces pics de métamorphisme : il indique l'évolution de la température en fonction de la pression lors de l'enfouissement des roches considérées.

Dans la pratique, quand il n'est pas possible de déterminer les couples (P,T) des pics de métamorphisme, un gradient métamorphique peut être défini par la succession de faciès spécifiques au sein d'une même série métamorphique.

Un gradient métamorphique n'est pas équivalent à un gradient géothermique, car les différentes roches qui permettent de l'établir n'ont pas atteint leur pic de métamorphisme au même moment, bien que leur métamorphisme corresponde à un même contexte géodynamique.

11.3.3 Interprétation géodynamique des gradients métamorphiques

La confrontation d'un gradient métamorphique avec la géométrie d'isothermes actuellement observée dans différents contextes géodynamiques permet d'en donner une interprétation. La figure 11.14 présente les contextes des trois grands types de gradients auxquels se limitera notre étude. Il conviendra souvent d'être plus nuancé : un même gradient métamorphique peut parfois être relié à plus d'un contexte géodynamique.

a) Gradient « Haute pression » (HP-BT)

Le gradient reconstitué grâce aux métagabbros du Queyras et du Viso est du type « haute pression-basse température », (noté HP-BT). Il a été défini dans la région de San Francisco, et pour cette raison, on l'appelle aussi **gradient franciscain**. C'est le gradient des zones de **subduction**. Il peut être caractérisé par la succession dans l'espace des faciès des schistes verts, des schistes bleus et des éclogites (figure 11.14a). Il est surtout exprimé dans les roches de la croûte océanique.

Ainsi l'étude du métamorphisme des massifs ophiolitiques des Alpes occidentales permet-elle de conclure qu'à l'éocène, la lithosphère océanique alpine plongeait en subduction, de l'ouest vers l'est. Ce fait sera replacé dans l'étude des étapes de l'histoire géodynamique de la chaîne au chapitre suivant.

b) Gradient intermédiaire (PI-HT)

Ce gradient (pression intermédiaire-haute température) est encore appelé dalradien ou barrowien. Il correspond à la disposition des isothermes dans une région de géotherme moyen. On le rencontre surtout en domaine continental. L'enfouissement à l'origine du métamorphisme est associé à l'épaississement crustal des phases précoces d'une orogénèse de collision : les déformations associées à la convergence forment un empilement d'écaillés de croûte qui concentrent les éléments radioactifs, dont la désintégration est source de chaleur (figure 11.14b). Dans ce contexte, où l'eau est assez abondante par suite de la déshydratation des anciens sédiments détritiques, le solidus de la croûte continentale hydratée peut être atteint et la fusion partielle localisée conduit à la formation de migmatites.

Ce gradient se rencontre au Nord des Alpes occidentales, dans la zone simplio-tessinoise et aussi dans de nombreuses séries métamorphiques des massifs hercyniens. Il est caractérisé par la succession des faciès des schistes verts, des amphibolites et des granulites ; si les silicates d'alumine sont présents, on note la transition du disthène en sillimanite.

c) Gradient « Haute température » (BP-HT)

Défini au Japon dans les chaînes de Ryocke et d'Abukuma dont il porte aussi les noms, il se retrouve dans de nombreux contextes géodynamiques dans lesquels se produisent un apport de chaleur ou une diminution de la pression (« basse pression, haute température », noté BP-HT). Il est caractérisé par la même succession de faciès que le gradient intermédiaire, mais une minéralogie différente, notamment la transition de l'andalousite en sillimanite, si les silicates d'alumine sont présents.

Il correspond notamment aux phases tardives d'une collision. Lorsque le mouvement de convergence cesse, la croûte continentale épaissie est en déséquilibre gravitaire ; il se produit un effondrement de la chaîne qui entraîne une décompression dans les zones les plus profondes de la chaîne et une remontée asthénosphérique à l'origine d'un apport de chaleur (figure 11.14c). L'anatexis concerne alors de grands volumes de croûte, ce qui produit de grande quantité de magma grani-

Voir chapitre 12,
figure 12.16
et TP10, § 10.2

Voir les migmatites,
TP10, figure TP10.6
et cahier couleur p. 9

Voir TP10, § 10.2.2

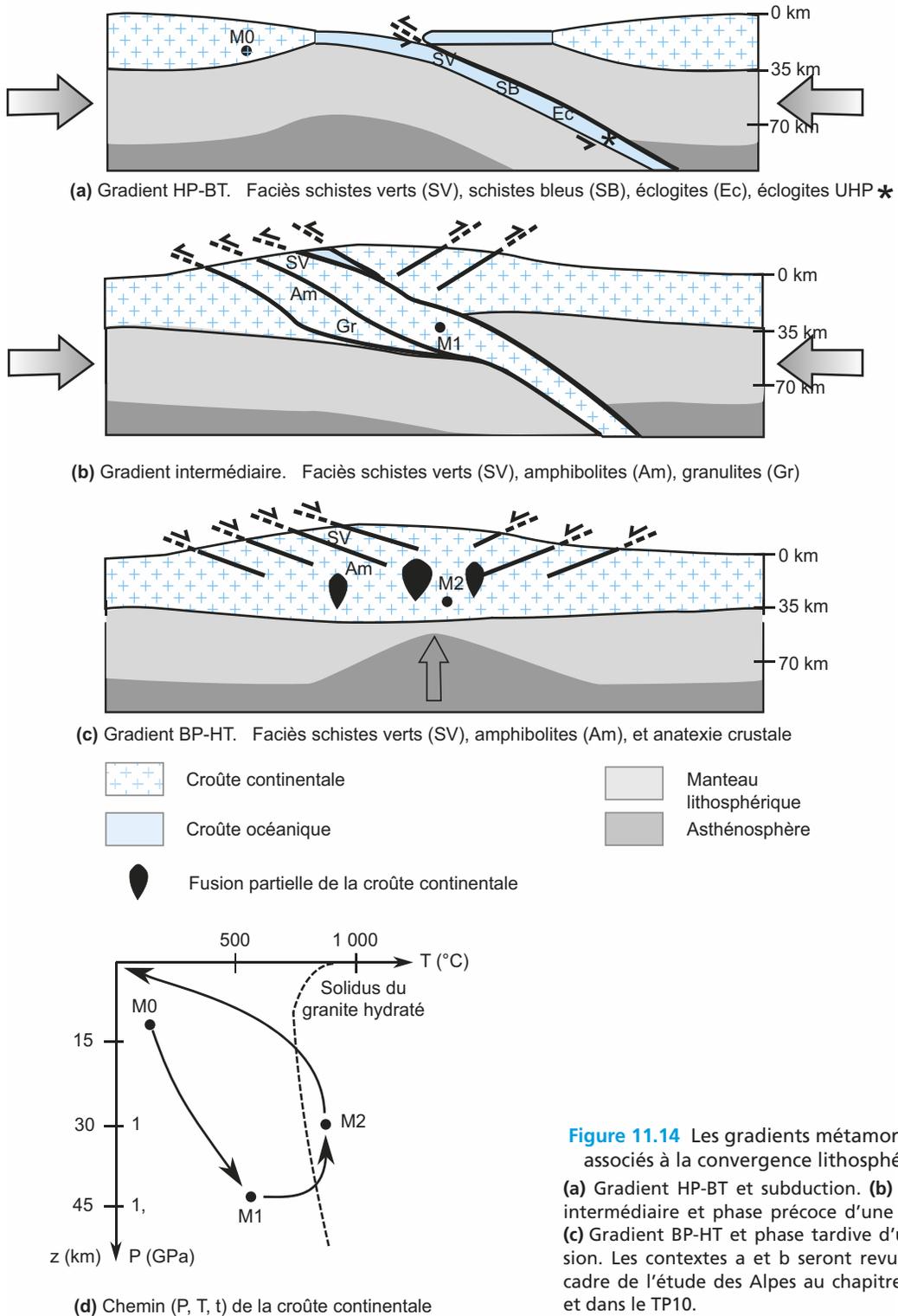


Figure 11.14 Les gradients métamorphiques associés à la convergence lithosphérique. (a) Gradient HP-BT et subduction. (b) Gradient intermédiaire et phase précoce d'une collision. (c) Gradient BP-HT et phase tardive d'une collision. Les contextes a et b seront revus dans le cadre de l'étude des Alpes au chapitre suivant, et dans le TP10.

tique susceptible de migrer vers les parties superficielles de la croûte. Le métamorphisme de contact (faciès « Cornéennes ») peut être relié à ce contexte : dans son cas, l'apport de chaleur est très localisé.

C'est aussi le gradient du métamorphisme hydrothermal, comme celui du Chenaillet, qui est consécutif à une hydratation à chaud.

Voir chapitre 5,
magmatisme
et contexte
géodynamique

On retrouve également ce gradient dans les zones de volcanisme actif, comme en arrière d'une zone de subduction. C'est d'ailleurs dans ce contexte qu'il est défini au Japon.

Il existe donc une signature métamorphique d'un contexte géodynamique, comme il existe une signature magmatique.

L'étude du métamorphisme permet aussi de retrouver des thèmes importants dans d'autres domaines des Sciences de la Terre.

- Comme les roches sédimentaires, les roches métamorphiques sont les témoins des conditions régnant lors de leur formation.
- Métamorphisme et déformations constituent les réponses des roches à leur enfouissement. Le chapitre suivant sera d'ailleurs l'occasion d'étudier simultanément des objets tectoniques et des témoins métamorphiques dans la chaîne alpine.

RÉVISER

L'essentiel

Le métamorphisme consiste en des transformations minéralogiques, souvent aussi structurales et chimiques, des roches à **l'état solide**. Trois types d'indices permettent d'identifier une roche métamorphique : la présence de minéraux produits du métamorphisme, la persistance de minéraux reliques antérieurs au métamorphisme, la présence de déformations associées. Les réactions du métamorphisme sont régies par les lois de la thermodynamique et de la cinétique : les associations minéralogiques, ou paragenèses, sont des indicateurs de pression ou de température. Comme l'état d'équilibre correspondant à des conditions physico-chimiques données n'est que rarement atteint, il subsiste des minéraux témoins des conditions successives subies par la roche. Trois raisons principales expliquent l'irréversibilité de fait des réactions métamorphiques : la lenteur des transferts de matière qui se font par diffusion ; la disparition d'une phase fluide (l'eau par exemple) ou la modification de la composition chimique des roches, avant que l'équilibre ne soit atteint (métagénèse) ; l'apparition de barrières de diffusion à la suite de la recristallisation (couronnes de blindage).

Dans une roche métamorphique, on cherche à identifier une ou plusieurs paragenèses, associations de minéraux stables simultanément, dans des conditions voisines de températures et de pression. On peut ainsi, grâce aux outils thermobarométriques, calculés ou établis de façon expérimentale, déterminer les conditions de pression et de température par lesquelles est passée une roche. La définition des faciès métamorphiques qui associent des champs (P,T), aux paragenèses est une première étape dans ce travail, notamment pour les roches de la série basique, sur laquelle les faciès ont été définis. Comme la nature initiale de la roche métamorphisée conditionne les paragenèses possibles, il convient de définir pour chaque système chimique les diagrammes de stabilité des minéraux qui le caractérisent (grilles pétrogénétiques).

L'étude fine de la disposition relative des minéraux et des déformations à petite échelle peut permettre de reconstituer des chemins (P,T,t). Ceux-ci sont plus souvent révélateurs des réactions associées au processus d'exhumation qui suit le processus d'enfouissement. Ils permettent de déterminer les conditions (P,T) du pic de métamorphisme subi par une roche.

Mots-clés

- Andalousite
- Chemin (P,T,t)
- Chlorite
- Coésite
- Cordiérite
- Cornéenne
- Coronitisation
- Disthène
- Éclogite
- Faciès métamorphique
- Glaucophane
- Gneiss
- Gradient métamorphique
- Grenats
- Grille pétrogénétique
- Jadéite
- Métagabbro
- Métamorphisme
- Micaschiste
- Migmatite
- Paragenèse
- Polymorphe
- Prograde
- Protolithe
- Rétrograde
- Schistes bleus
- Schistes verts
- Sillimanite
- Système chimique métamorphique
- Variance

RÉVISER

L'essentiel (suite)

Les réactions métamorphiques peuvent être dues à l'élévation de la température au voisinage d'un pluton (métamorphisme de contact), à l'hydratation de la croûte océanique lorsqu'elle se refroidit en s'éloignant de la dorsale (métamorphisme hydrothermal), à l'enfouissement ou à l'exhumation d'une roche (métamorphisme général). Dans le cas d'un métamorphisme général, l'ensemble des pics de métamorphisme des roches d'une même région définit un gradient métamorphique qui peut être relié à un contexte géodynamique. Trois grands types de gradients métamorphiques sont ainsi définis : le gradient (HP-BT), associé aux zones de subduction, le gradient intermédiaire associé à l'épaississement crustal lors de la collision, le gradient (BP-HT) dont le contexte géodynamique est plus variable. Ainsi, comme les roches sédimentaires et magmatiques, les roches métamorphiques contribuent à reconstituer l'histoire géologique d'une région.

Attention

- Comprenez bien les processus conduisant à la formation d'une couronne réactionnelle.
- Distinguez bien ce qui concerne le métamorphisme (réactions à l'état solide par diffusion) et ce qui concerne le magmatisme (changement de l'état solide à l'état liquide, ou inversement).
- Gardez-vous d'interprétations hâtives : un grenat n'est pas systématiquement l'indice d'une haute pression ; un gneiss n'est pas une roche de plus fort degré métamorphique qu'un micaschiste.
- Lors de l'étude des paragenèses, distinguez les minéraux hérités, déjà présents dans le protolithe, des minéraux néoformés, issus des réactions du métamorphisme.
- Pour tracer un chemin (P,T,t) à partir d'un échantillon, soyez attentif à tous les indices possibles d'une chronologie relative ; pensez aussi qu'un même minéral peut avoir cristallisé au cours de plusieurs des étapes du chemin et que certains minéraux (comme le quartz) ont un très large champ de stabilité.
- Distinguez bien un chemin (P,T,t), qui retrace l'histoire d'une roche donnée au cours du temps, d'un gradient métamorphique, qui indique l'évolution spatiale des pics de métamorphisme des différentes roches au sein d'un même massif.
- Appliquez votre cours de thermodynamique à l'étude des réactions métamorphiques.

Plan

- 12.1 Les Alpes : une limite de plaques
- 12.2 Témoins de la collision
- 12.3 Témoins de l'ouverture océanique
- 12.4 Témoins des subductions

Introduction

Une **collision** résulte de l'affrontement de deux lithosphères continentales à la suite de la fermeture d'un océan intermédiaire et s'accompagne d'importantes déformations et de transformations métamorphiques. Quels sont les objets tectoniques et métamorphiques qui attestent de la **subduction** et de la collision dans la chaîne des Alpes ?

Ils devront nous permettre :

- de retrouver les continents (§ 12.1) impliqués et de montrer qu'ils ont subi une collision (§ 12.2);
- de retrouver des traces d'un océan (§ 12.1) et de montrer son ouverture (§ 12.3) et sa fermeture (§ 12.4);
- de montrer la dynamique de la chaîne actuelle (§ 12.1).

Des objets d'échelles très diverses, appartenant à différents domaines de la géologie (géomorphologie, stratigraphie, tectonique, géophysique, sédimentologie, métamorphisme) illustrent la collision dans la chaîne des Alpes occidentales, franco-italo-suisse. Le document majeur couvrant l'ensemble de ce chapitre est la partie correspondante de la carte géologique de la France au millionième ([rabat de couverture n° 3](#)). Ce chapitre est illustré par les TP8, 9, 10.

La rédaction de ce chapitre est largement inspirée de communications de Monsieur Jean-Marc Lardeaux qui a bien voulu relire cette contribution.

Divers lieux cités dans le texte comportent la mention d'un chiffre en gras entre parenthèses. La carte de la [figure 12.1](#) situe ces divers endroits.

Ce que vous avez vu au lycée

- En première S, la dynamique de la Terre.
- En terminale S, la convergence lithosphérique et ses effets.

12.1 LES ALPES : UNE LIMITE DE PLAQUES

12.1.1 Situation des Alpes franco-italo-suisse dans l'édifice alpin

Le secteur de la chaîne qui nous intéresse est observable sur la carte géologique de la France. Il dessine un arc entre le lac Léman, la côte d'Azur et la riviera italienne. Il comporte des sommets suisses et italiens (Mont Rose **(1)**, Dent Blanche **(2)**, Massif du Grand Saint-Bernard **(3)**) et la totalité des Alpes françaises où se trouve le point culminant de la chaîne (Mont Blanc 4 810 m **(4)**). Ce secteur est celui des Alpes franco-italo-suisse. Sa partie occidentale est qualifiée « d'externe » alors que les zones plus orientales sont dites « internes ».

12.1.2 Grands ensembles lithostructuraux de la chaîne

L'analyse de cartes géologiques à petite échelle (France 1/1 000 000, Annecy 1/250 000 – TP9) permet de subdiviser l'édifice en grands ensembles structuraux, séparés par des accidents tectoniques majeurs, de grands chevauchements. Le tableau TP9.1 consigne ces données, ainsi que diverses caractéristiques des grands ensembles envisagés. La [figure 12.2](#) montre leurs limites.

Voir TP8 § 8.1

Voir TP8 § 8.2

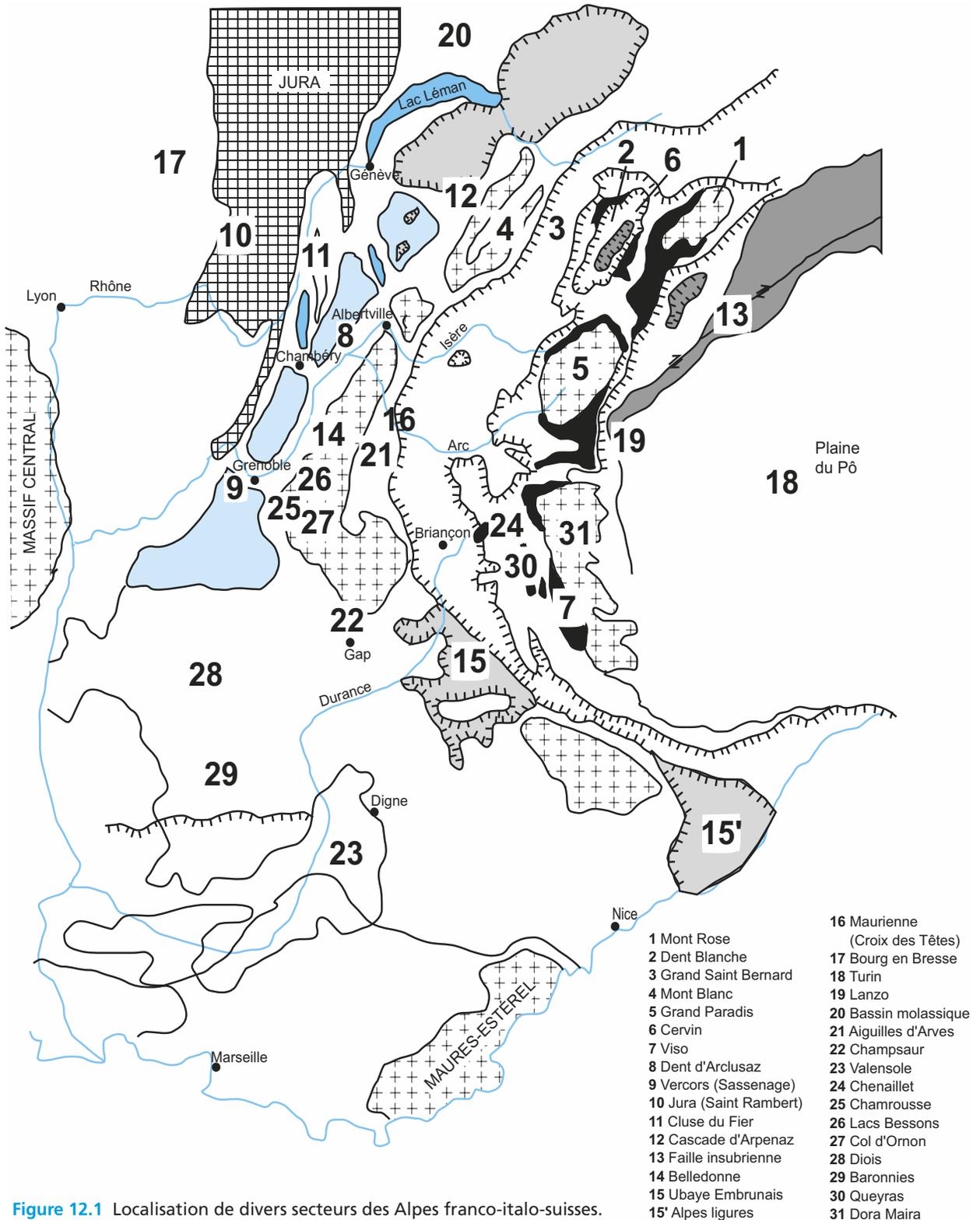


Figure 12.1 Localisation de divers secteurs des Alpes franco-italo-suissees.

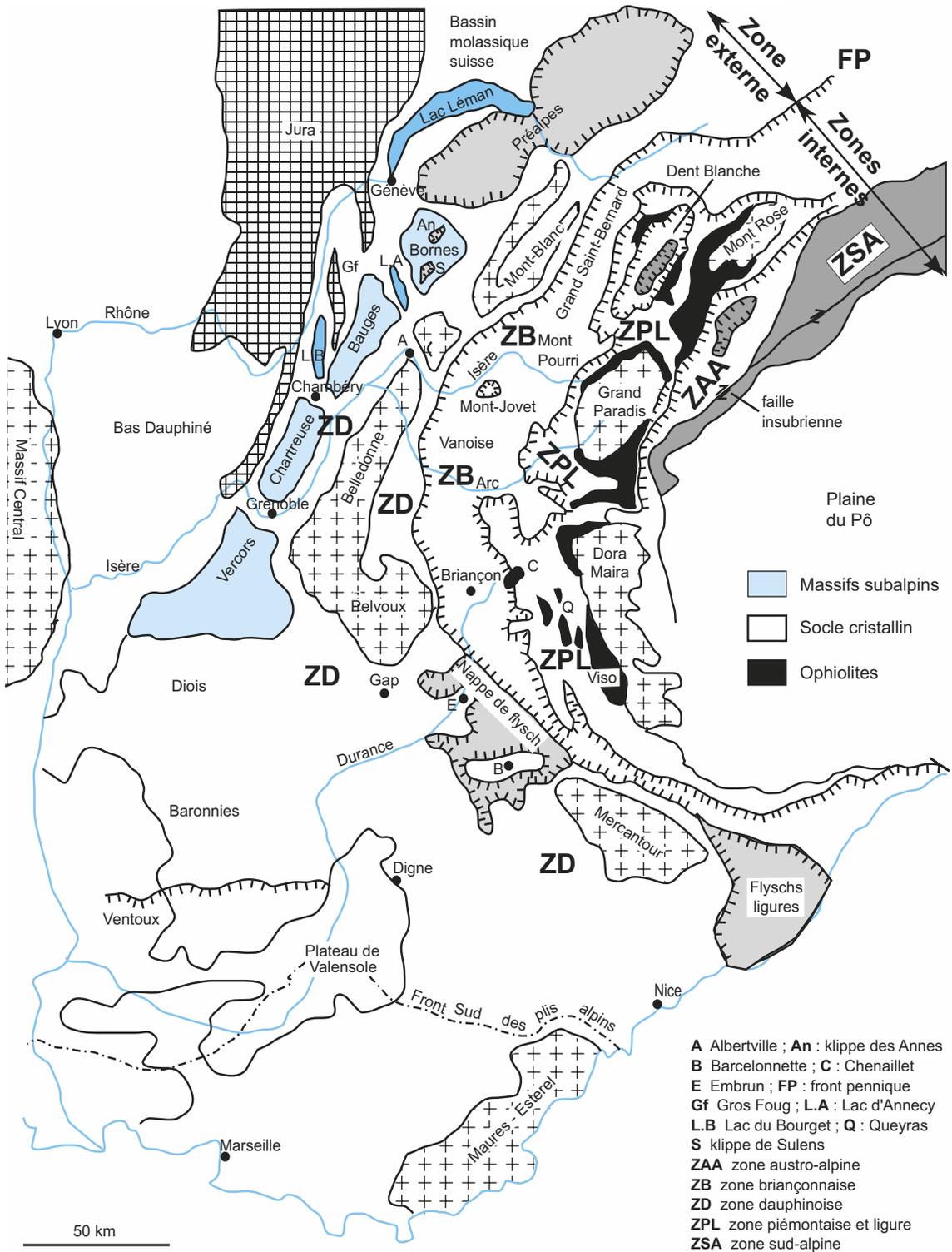


Figure 12.2 Schéma structural simplifié des Alpes occidentales.

12.1.3 Deux plaques continentales et une suture océanique

Si l'on s'attarde sur les lignes « socle et couverture » du [tableau TP8.1](#), nous pouvons distinguer trois entités accolées tectoniquement :

- à l'Ouest et au Nord-Ouest, des massifs cristallins externes et internes constitués de granites et de gneiss varisques, supportant une couverture sédimentaire méso- et cénozoïque déformée ;
- de larges affleurements d'ophiolites reposant sur l'ensemble précédent, dans sa partie interne notamment ;
- un nouveau socle varisque granito-gneissique (zones de Sesia et d'Ivrea) à l'Est, surmonté par des sédiments méso- et cénozoïques déformés (plaine du Pô).

S'esquissent ainsi trois grands domaines paléogéographiques : un domaine continental occidental, un domaine continental oriental, et un domaine océanique médian matérialisé par des lambeaux de plancher océanique coincés entre les deux blocs continentaux. Nous sommes donc en présence de deux plaques continentales, respectivement l'Europe et l'Apulie (promontoire septentrional de la plaque africaine), et d'une suture océanique vestige de l'Océan Alpin, la Téthys ligure. Les zones paléogéographiques et les grands ensembles structuraux définis dans le paragraphe précédent se superposent. Cette relation est expliquée au § 12.4.3c.

12.2 TÉMOINS DE LA COLLISION

12.2.1 La chaîne alpine, un orogène vivant

a) Données topographiques

Les cartes de géographie physique et les modèles numériques de terrain ([encart 12.1](#)) illustrent les reliefs fortement positifs au niveau de la chaîne : Mont Blanc (4 810 m) (4) le toit de l'Europe, Grand Paradis (4 061 m) (5), Cervin (4 478 m) (6), Mont Viso (3 841 m) (7). De tels reliefs attestent de la jeunesse de l'édifice. Les processus d'érosion qui l'ont affecté dès sa mise en place ne se sont pas exercés suffisamment longtemps pour le démanteler.

ENCART 12.1

Les modèles numériques de terrain



Un modèle numérique de terrain est une représentation de la topographie d'un secteur de la Terre ou d'une autre planète. Une modélisation du relief est établie par ordinateur à l'aide de données préexistantes, comme les cartes topographiques, des relevés de géomètres ou des images aériennes ou satellitaires. Un maillage régulier de points dont les coordonnées (x , y et z) sont connues à partir des sources précédentes est établi. Les points intermédiaires manquants sont calculés par interpolation à l'aide de l'outil informatique. L'aspect du terrain peut être restitué en ajoutant un « habillage » de la surface, comportant des couleurs conventionnelles correspondant aux diverses altitudes.

b) Données géodésiques

Les analyses géodésiques sont établies à partir de relevés de la position précise de points repères, disposés à de nombreux endroits de la chaîne et de l'avant-pays. La comparaison de données du début du xx^e siècle et actuelles montre une **surrection** du Jura et des massifs cristallins externes de l'ordre de 2 mm par an. Dans ces mêmes zones, on mesure également un raccourcissement d'environ 5 mm.an⁻¹. L'accroissement vertical est issu de plis et de chevauchements qui conduisent à la superposition de secteurs de croûte continentale. Il en résulte aussi un **raccourcissement**. Nous retrouvons ce qui a été largement illustré dans le chapitre 10, toute déformation consiste en un allongement dans une direction, ici la verticale, compensé par un raccourcissement dans une direction perpendiculaire, horizontale dans ce cas.

c) Données sismiques et cinématiques

Une analyse de la répartition des séismes à l'échelle du bassin méditerranéen et de l'Europe montre de nombreux séismes sur l'arc alpin, notamment sur sa partie Sud. Les séismes actuels dans les Alpes sont en général de faible intensité.

Les mécanismes au foyer des séismes de la zone externe indiquent qu'ils sont essentiellement associés à des **chevauchements** et à des **décrochements**. Cette zone est actuellement en compression. Dans les zones internes, les séismes sont globalement associés à des failles normales. Ce régime en extension pourrait traduire l'étalement gravitaire de la chaîne. Il est cependant difficile d'y établir un contexte tectonique dominant pour le moment.

L'association des données sismiques et géodésiques montre une convergence Afrique-Europe selon une rotation anti-horaire de 4 à 9 mm.an⁻¹ (figure 12.3). Cette faible valeur par rapport à la vitesse enregistrée au niveau de la fosse hellénique (30 mm.an⁻¹) est due à la proximité du pôle eulérien de rotation qui est situé au large de la Mauritanie. Cela explique également la faible amplitude des séismes alpins. Le promontoire apulien que l'on peut rattacher à l'Afrique chevauche la plaque européenne alors que partout ailleurs dans le domaine méditerranéen, c'est l'inverse, la plaque européenne chevauchant la plaque africaine.

Voir chapitre 3,
encart 3.9

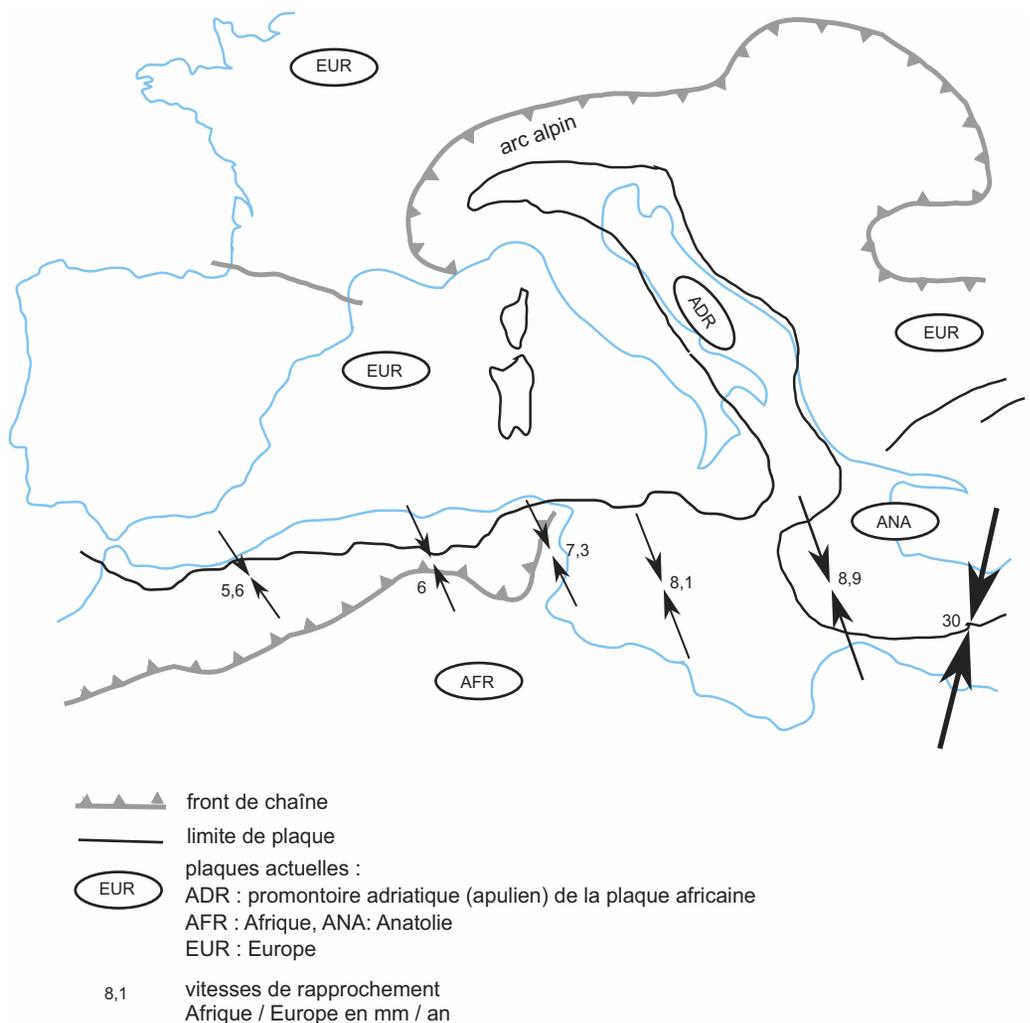


Figure 12.3 Convergence actuelle Afrique (Apulie)/Europe.

L'existence de mouvements verticaux et horizontaux actuels, les séismes récents attestent de la « vie » de l'arc alpin. Ce sont des arguments qui justifient de placer à ce niveau une limite entre plaques européenne et africaine. De nos jours, la compression s'exerce essentiellement sur la zone externe et l'avant-pays alpin alors que divers endroits de l'édifice, notamment les zones internes, connaissent une tectonique en extension.

12.2.2 Indices tectoniques

a) Plis coiffés ou plis de rampe

Nous commençons cette étude par des observations de paysages. Les voies de communication qui traversent les Alpes du Nord sont établies dans de grandes vallées que bordent des massifs dont les flancs livrent souvent des structures intéressantes. C'est le cas du bord méridional du massif subalpin des Bauges (8) que l'on peut observer depuis la vallée de l'Isère en amont de Montmélian (figure 12.4). C'est aussi le cas de la bordure septentrionale du Vercors (9), observée depuis la cluse de l'Isère en aval de Grenoble (pli de Sassenage). L'avant-pays jurassien montre également de telles structures (Cluse des Hôpitaux à la hauteur de Saint Rambert (10), Cluse du Fier (11)...). Il s'agit souvent de **plis « coiffés »**, présentant des flancs verticaux et des charnières plates. Des failles inverses affectent fréquemment les flancs. Ces plis sont typiques du Jura et des massifs subalpins. Leur formation a été abordée dans le chapitre 10. Que représentent-ils dans l'histoire de la chaîne ? Les chaînons jurassiens et les massifs subalpins ont subi un **raccourcissement** horizontal de l'ordre d'une soixantaine de km (encart 12.2), une partie étant accommodée par la **surrection**.

Voir chapitre 10, encart 10.2 et TP3

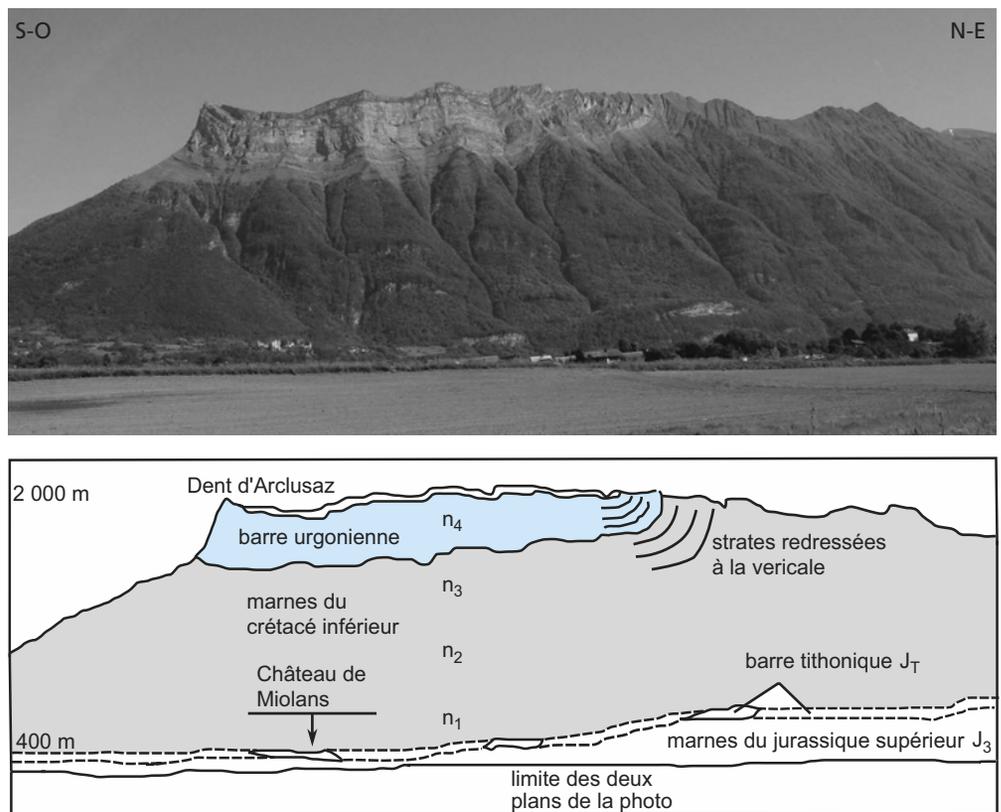


Figure 12.4 Synclinal perché de l'Arclusaz vu depuis la combe de Savoie en amont de Montmélian.

J = Jurassique, n = Crétacé inférieur

Les plis observés précédemment sont kilométriques mais de telles déformations peuvent être observées également à l'échelle de l'échantillon voire de la lame mince. Ces objets sont soigneusement orientés lors de leur collecte sur le terrain de façon à pouvoir replacer les axes de leurs déformations dans le contexte local.

On rencontre dans les Alpes de magnifiques plis couchés, comme celui de la cascade d'Arpenaz (Massif du Haut-Giffre), dans la vallée de l'Arve (12). Cette structure témoigne encore d'un raccourcissement et d'un épaississement. Elle est aussi la preuve de la ductilité des calcaires dans certaines conditions.

ENCART 12.2

Une évaluation du raccourcissement global, les coupes équilibrées



La quantification du raccourcissement global peut être réalisée à partir de coupes équilibrées. L'idée est d'essayer de ramener les strates dans une position originelle vraisemblable. Le tectonicien part d'une coupe classique. En respectant des règles précises, choix d'une direction (celle du raccourcissement ou de l'allongement), choix d'une surface de référence (en général une surface de décollement), il va déplier les structures en prenant soin de ne pas créer de « vides ». Il se base notamment sur les bancs compétents dont il suppose qu'ils ont conservé une longueur constante. La réalisation de forages dans la région étudiée et leur analyse sont des outils complémentaires précieux pour valider les options de dépliage. Une fois la construction réalisée, on compare la longueur initiale de la strate et celle qu'elle a dans sa position actuelle. Un taux de raccourcissement peut ainsi être défini.

b) Décrochements

La faille insubrienne (13) est un **décrochement** dextre qui sépare la plaque apulienne en deux parties Nord et Sud. Le raccourcissement provoqué par la convergence des plaques africaine et européenne est accommodé par « l'expulsion » de la partie Nord vers l'Est, en direction du bassin pannonique (plaines situées entre les Alpes orientales et les Carpates).

Le Mont-Blanc est partagé par un grand accident décrochant dextre orienté S-O/N-E. Ce décrochement qui se poursuit dans la chaîne de Belledonne (14) est actif actuellement et témoigne de la compression au front de la chaîne.

D'autres décrochements sont observables dans l'avant-pays.

c) Chevauchements

L'analyse de la carte au millionième (figures 12.1 et 12.2) montre l'existence :

- de grandes nappes de charriage (nappe des flyschs à helminthoïdes (15 et 15'), nappe des schistes lustrés) réduites parfois à de « simples » klippen (Dent Blanche) ;
- des chevauchements dont le front pennique, ou chevauchement frontal pennique, qui est un accident majeur. Il est nettement observable dans le paysage à divers endroits des Alpes (Col du Lautaret, Vallée de la Maurienne (16) – figure 12.5).

Des formations lithologiques ont été déplacées sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres. Ceci a conduit aux contacts anormaux qui délimitent les nappes ou les fronts de chevauchement. Il s'agit encore de preuves en faveur d'une **convergence**.

d) Témoins de la convergence en dehors de la chaîne

Une analyse topographique selon un axe S-E/N-O à partir des zones alpines externes révèle une morphologie organisée. On rencontre une première ligne de reliefs constituée par le seuil de Bourgogne, le Morvan et le reste du Massif Central. Suit une zone de basse altitude correspondant à l'essentiel du Bassin Parisien, la Manche et le bassin de Londres. On retrouve ensuite une ligne de reliefs : seuil du Poitou, Massif Armoricaïn (dont les monts d'Arrée), et la

Voir TP8
§§ 8.2.5 et 8.3

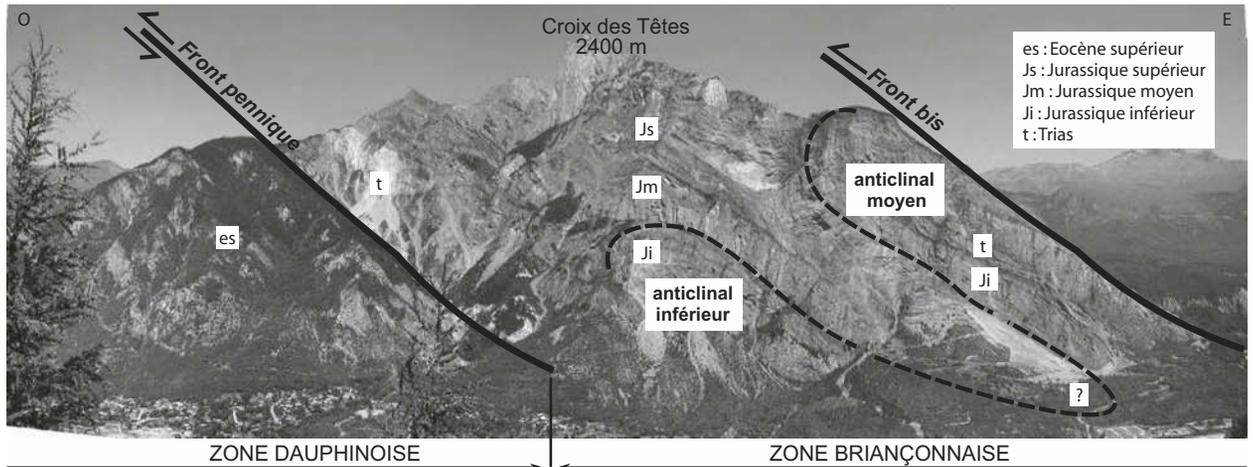


Figure 12.5 Front pennique au niveau du massif de la Croix des Têtes (Maurienne) vu depuis la rive gauche de l'Arc.

Cornouaille. Une analyse plus fine confirme l'existence de ces ondulations d'axe S-O/N-E qui dessinent de vastes antifformes et synformes. L'amplitude verticale de ces ondes décroît avec l'éloignement de la chaîne. Une telle morphologie peut être interprétée de façon dynamique. La poussée africaine est à l'origine d'une courbure de très grand rayon (flambage) de la plaque ouest-européenne sous l'effet de la compression qu'elle subit à l'une de ses frontières. Une telle interprétation peut constituer un autre argument en faveur de la collision.

Conclusion

Les divers objets analysés dans ce qui précède révèlent l'existence d'un raccourcissement accommodé en partie verticalement. Ils constituent des arguments en faveur d'une convergence lithosphérique compressive. Les zones ainsi déformées sont réparties sur une surface importante, dépassant largement le cadre de la frontière de plaques (massifs subalpins, Jura voire peut-être le Bassin Parisien...).

Jusqu'ici nous nous sommes intéressés uniquement aux données de surface, reliefs positifs engendrés par cet affrontement. À l'opposé, en profondeur, d'autres manifestations géologiques doivent étayer cette collision.

12.2.3 Indices géophysiques

Ces données complètent celles exposées au § 12.2.1.

a) Données gravimétriques

La carte des anomalies gravimétriques de Bouguer ([rabat de couverture n° 6](#)) consigne les anomalies gravimétriques de Bouguer au niveau de la chaîne. Elles sont une traduction indirecte des variations de la profondeur du Moho. On y observe à partir de la bordure Est du Massif Central :

- une anomalie de plus en plus négative dont le minimum (-160 mgal) se situe légèrement à l'est des massifs cristallins externes. Cela traduit un déficit de masse soit un excès de matériaux légers que l'on interprète comme un épaissement crustal continental qui correspondrait à la racine de la chaîne. Les données sismiques nous informent que la profondeur maximale du Moho y est de 60 km ;
- plus à l'est ; une anomalie qui augmente et devient positive (+20 à +40 mgal). Il existe donc dans cette zone un excès de masse soit un matériel dense, de nature mantellique, proche de la surface. Le Moho y est repéré à moins de 10 voire 5 km de profondeur.

Ces données sont complétées par celles de l'analyse du profil ECORS-CROP ([encart 12.3](#)).

Voir chapitre 3,
§ 3.1.2a

Le profil ECORS-CROP



Voir chapitre 2,
encart 2.1
et TP2 § 2.1

Les techniques de sismique réflexion et sismique réfraction permettent l'exploration de la structure superficielle de la Terre. Un programme de réalisation de grands profils sismiques (ECORS, pour Étude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique ; CROP sont les initiales du programme italien équivalent) a été lancé en France dans les années 1980. Divers profils ont été réalisés dans le Bassin Parisien, à travers la chaîne des Pyrénées, et plusieurs autres au travers des Alpes, dont un, long de 350 km, entre Bourg-en-Bresse (17) et Turin (18) (figure 12.6).

b) Données de la sismique profonde, le profil ECORS-CROP

La figure 12.6 illustre une interprétation des données de sismique profonde qui intègre la position des réflecteurs majeurs, des données de gravimétrie et des données structurales déduites de l'analyse de surface. Elle consigne des faits communément admis, à savoir :

- l'existence de réflecteurs croisés sous le Jura associés aux plis développés dans ce secteur ; il s'agit de failles inverses plongeant à la fois vers le Nord-Ouest et le Sud-Est ;
- l'enfoncement du Moho depuis la zone externe vers les zones internes ; il atteint une profondeur de 55 km, confirmant l'existence d'une racine crustale ;
- le plongement de la lithosphère européenne sous les zones internes ;
- la présence de réflecteurs nets qui soulignent le front pennique ;
- l'existence de réflecteurs dessinant des angles aigus sous la zone liguro-piémontaise. L'interprétation de cette partie du profil s'avère très délicate. On évoque l'empilement de nappes crustales et aussi la présence d'une lame mantellique sous le massif du Grand Paradis.
- La remontée du manteau dans la zone sud-alpine, confirmée par l'affleurement de péridotites dans le massif du Lanzo (19) à l'Ouest de Turin et les données sismiques sur la position du Moho.

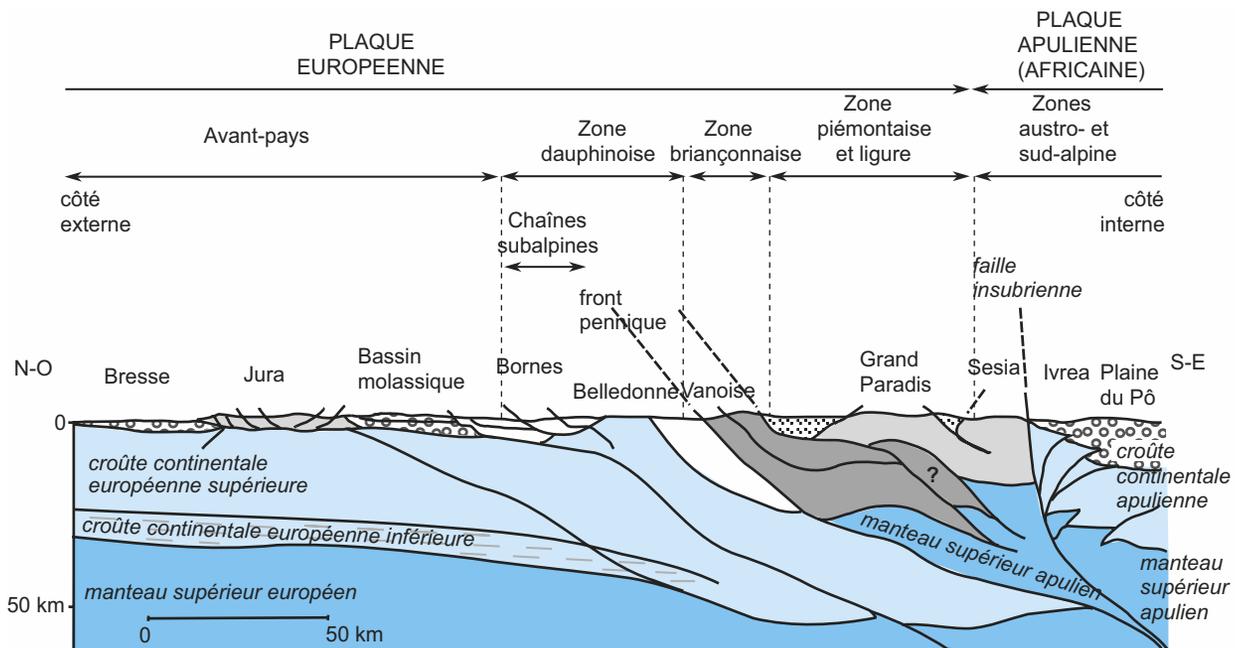


Figure 12.6 Un exemple du profil ECORS-CROP de Bourg-en-Bresse à Turin.

Nous retiendrons trois faits majeurs de cette interprétation :

- le plongement de la lithosphère européenne sous la zone externe et les zones internes. Les chevauchements définis auparavant sont associés au « sous-charriage » de cette lithosphère qui illustre une subduction continentale ;
- l'épaississement crustal et mantellique au niveau des zones internes : la collision implique la lithosphère et non la croûte seule ;
- l'empilement d'écailles à l'aplomb de la zone liguro-piémontaise illustre bien le comportement mécanique hétérogène de la lithosphère continentale que nous avons déjà constaté dans le chapitre 10. Cela montre aussi une disparité de l'intensité de déformations entre les deux marges continentales.

Voir chapitre 10
§ 10.3.2

Enfin, ce profil et d'autres documents montrent que les deux marges continentales, européenne et apulienne, sont déformées ce qui atteste bien de leur rencontre « frontale », donc d'une collision.

12.2.4 Bassins flexuraux

a) Sillon molassique périalpin (20)

La carte géologique de la France au millionième et celle de l'Europe montrent que l'arc alpin est souligné à l'extérieur par des formations cénozoïques (Oligocène et Miocène surtout) qui s'étendent de la Savoie jusqu'à Vienne. Il s'agit pour l'essentiel de **molasses**, à savoir de dépôts détritiques continentaux (fluviaux) ou marins peu profonds. La lithologie montre des argilites, des grès, des conglomérats voire des calcaires. Les matériaux constitutifs proviennent du démantèlement de la chaîne en cours de surrection. Après un transport limité (faible tri et peu d'usure), ils se déposent dans un bassin dit « d'avant-pays », au pied de la chaîne. Quelle est l'origine de ce réceptacle ?

b) Bassin flexural en contexte de collision

Un bassin d'avant-pays est un trait commun à l'ensemble des chaînes de montagnes. Le profil de ce bassin est dissymétrique : les sédiments accumulés sont beaucoup plus épais et grossiers du côté de la chaîne et sa pente est plus faible du côté externe. Si l'on retient l'hypothèse d'un sous-charriage, la plaque européenne qui s'enfonce supporte la masse des parties chevauchantes. Cette surcharge, rapide, est à l'origine d'une flexion et d'un bombement externe de la plaque qui adopte un comportement élastique. On parle de flexure lithosphérique (figure 12.7). Celle-ci entraîne une subsidence. L'axe de **subsidence** maximale, parallèle aux bords du bassin, s'est déplacé de 70 km vers l'extérieur de la jeune chaîne entre l'Oligocène et la fin du

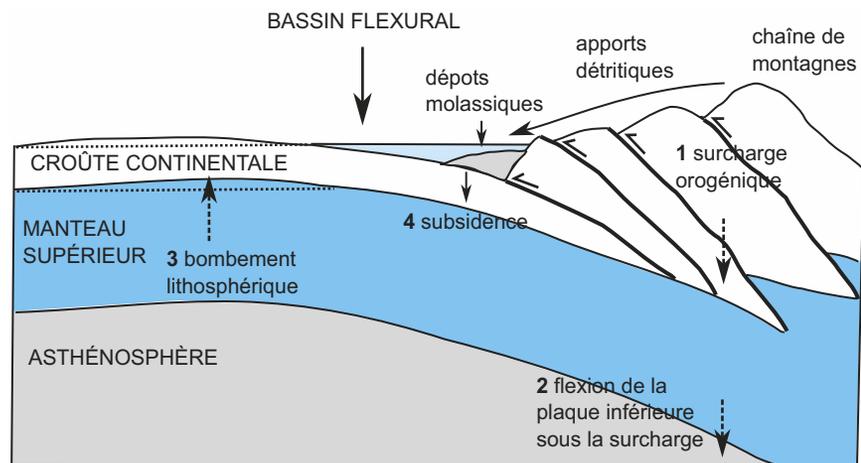


Figure 12.7 Bassin flexural équivalent d'une fosse de subduction.

Miocène. Ce déplacement horizontal est de l'ordre de 2 mm.an^{-1} . La formation de ces bassins, dans un contexte de convergence, est en accord avec les mouvements définis auparavant. Il s'agit d'un argument de plus en faveur de la collision. Attention, le bassin de la plaine du Pô est l'équivalent du bassin molassique suisse mais pour les Apennins, autre chaîne de collision. Un autre argument est fourni par la largeur de ce bassin, faible au regard de celui de la plaine du Gange, bassin d'avant-pays de l'Himalaya. Ce paramètre est directement fonction du rayon de courbure induit par la flexure. Une plaque mince, très déformable, à élasticité faible, montrera un rayon de courbure inférieur à celui d'une plaque épaisse. C'est semble-t-il le cas de la plaque européenne affectée de multiples épisodes de déformations (orogènes diverses, rifting ligure et extension au début du Tertiaire). Divers auteurs considèrent actuellement qu'un tel bassin a de nombreuses similitudes avec une fosse de subduction. Seule la nature continentale de la plaque plongeante limite la profondeur du bassin. Les formations internes bordant le bassin sont interprétées comme un prisme d'accrétion (§ suivant).

c) Succession de bassins flexuraux

Divers dépôts détritiques peuvent être recensés sur la carte géologique de la France au millionième :

- les flyschs à helminthoïdes d'âge Crétacé supérieur des nappes de l'Ubaye-Embrunais (15) et des Alpes ligures (San Remo) (15') ;
- les flyschs éocènes dauphinois (Aiguilles d'Arves) (21) ;
- les molasses oligo-miocènes dont on vient de parler (§ 12.2.4).

Voir chapitre 7
§ 7.1.4
et TP6 § 6.1.2c

Les flyschs sont des sédiments détritiques, « périodiques », marins ou lacustres. Une période est décrite par la séquence type de Bouma. Il s'agit de turbidites déposées au niveau d'éventails ou deltas sous-marins au pied d'une marge active. Ce sont des marqueurs du début et/ou du cours d'une orogène.

Quelle est la signification dynamique de ces diverses formations ?

On les interprète toutes trois comme des dépôts de bassins flexuraux. Les premiers bassins formés étaient en position interne, au pied de la marge apulienne, et ont piégé les flyschs à helminthoïdes. La compression continuant a eu pour effet de supprimer ce premier bassin dont les dépôts ont été certainement incorporés dans un vaste prisme d'accrétion, et d'en créer un autre plus externe. Les trois formations citées ci-dessus seraient trois jalons de la migration de ces bassins d'avant-chaîne, équivalents d'une fosse de subduction.

Remarque : Les flyschs à helminthoïdes sont actuellement en position externe à la suite de mouvements tectoniques. D'autres roches détritiques jalonnent cette migration : les grès du Champsaur (22), les conglomérats du plateau de Valensole (23)...

12.2.5 Prisme d'accrétion

L'analyse de diverses cartes couvrant le Jura ou la zone dauphinoise montre plusieurs écailles de couverture se chevauchant de l'est vers l'ouest. La base de ces unités est constituée par des évaporites du Trias. C'est au niveau de cette « couche savon » que la couverture s'est désolidarisée du socle. Ce dernier, comme le montre le profil ECORS-CROP s'enfoncé, subduit, sans grande déformation. Socle et couverture ont donc une évolution différente. Une telle structure est comparable à celle d'un **prisme d'accrétion** océanique. Le socle subduit correspond à la plaque plongeante, et le bassin flexural issu de ce dynamisme à la fosse de subduction. L'écaillage crustal est l'équivalent des sédiments accumulés dans le prisme océanique.

Les données exposées dans ce paragraphe sont des arguments qui attestent d'une compression associée à la convergence de deux plaques continentales, européenne et apulo-africaine. Les déformations distribuées sur les deux marges de ces plaques confirment leur affrontement « direct », c'est-à-dire la collision qui a débuté vers -36 Ma et qui se continue de nos jours. La carte géologique de la France au millionième montre entre les deux blocs continentaux une suture ophiolitique, reste de la Téthys ligure. L'analyse de cette zone et de celle de la marge européenne vont nous permettre de reconstituer l'ouverture puis la fermeture de cet océan.

Voir les TP8 et TP9

Voir tout le TP5

12.3 TÉMOINS DE L'OUVERTURE OCÉANIQUE

Les vestiges de plancher océanique sont essentiellement localisés dans la zone liguro-piémontaise. Un océan est caractérisé par sa croûte et ses marges que nous allons tour à tour rechercher et analyser.

12.3.1 Ophiolites du Chenaillet, un plancher océanique obduit

Le massif du Chenaillet (24) est un site géologique très connu, situé à l'est de Briançon, à proximité du col du Montgenèvre.

a) Plancher océanique à l'affleurement

L'arête du Chenaillet, vue du rocher de la perdrix (figure 12.8), montre trois types d'affleurements. Une vue rapprochée permet de préciser leur lithologie : **serpentinites**, **gabbros** et **basaltes en pillow**. À la hauteur du col du Chenaillet, on retrouve les basaltes ainsi que des brèches de pillows, des péridotites et des serpentinites. Les basaltes forment des tubes reliés à un pédoncule d'alimentation observable à certains endroits. Il s'agit de roches magmatiques basiques à ultrabasiques caractéristiques d'un plancher océanique, porté ici à 2 600 m d'altitude. L'ensemble de ces roches constitue une **série ophiolitique**.

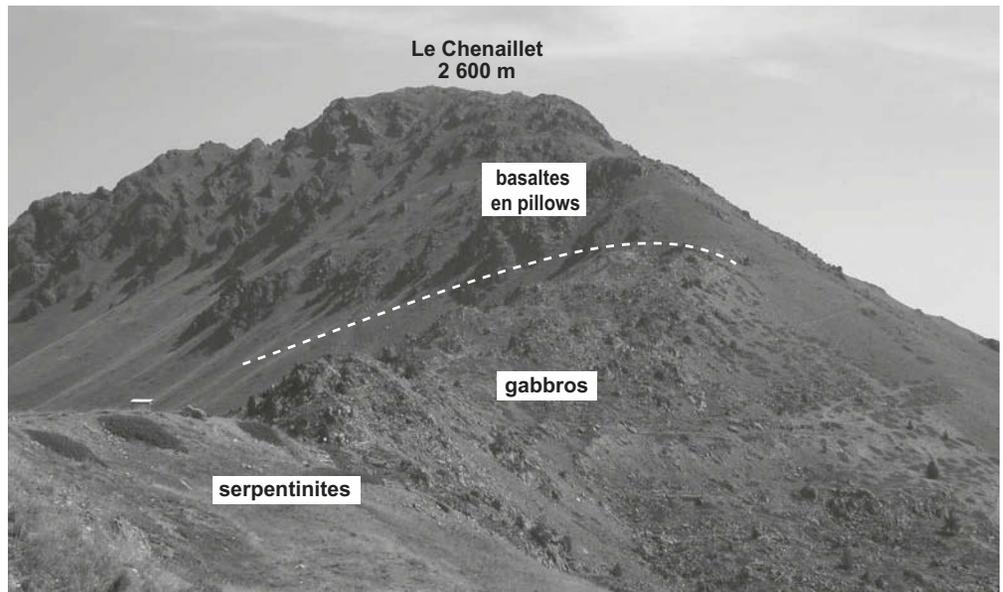


Figure 12.8 Le massif du Chenaillet vu du col de la perdrix.

Quelles sont les relations entre ces diverses formations ? Quels enseignements peut-on en tirer ?

b) Plancher océanique épargné par la subduction et la collision

Les basaltes en tubes, de type MORB, ne sont que peu déformés.

Les gabbros présentent également une géochimie de type MORB. Ils montrent souvent des paragenèses de type : [pyroxènes, plagioclases, amphibole brune : hornblende] ou [plagioclases, amphibole brune], ou [plagioclase, amphibole verte : actinote]. Il s'agit de métagabbros qui ont subi un métamorphisme de type BP-HT (faciès schistes verts et amphibolites). Cette transformation est due à l'hydrothermalisme océanique auquel ont été soumises ces roches dès leur mise en place. Ces gabbros sont parfois foliés : les minéraux du métamorphisme sont disposés dans les plans de la schistosité. Le métamorphisme hydrothermal s'est exercé lors de

Voir chapitre 11,
§ 11.1.1

l'étiement consécutif à leur mise en place en contexte d'extension lié à la divergence des plaques. Pour preuve, les filons de basaltes tardifs non déformés recoupent les gabbros foliés. Les serpentinites sont de la chrysotile, variété fibreuse de phyllosilicate qui confirme une transformation hydrothermale (et non une altération) de lherzolites en serpentinites.

Ces formations conservent un métamorphisme hydrothermal net. Cela signifie qu'elles ont été épargnées par la subduction (et la collision) qui n'aurait pas manqué de faire disparaître ces paragenèses au profit d'autres. Cette préservation fait des ophiolites du Chenaillet un outil précieux pour reconstituer l'océan alpin.

Remarque : Ces ophiolites « préservées » apparaissent nettement sur la carte structurale du métamorphisme des Alpes au millionième. Comparez-les à celles voisines du Queyras ou du Viso par exemple.

Voir chapitre 11,
§ 11.1.1

Voir TP10 § 10.2

c) Plancher mis en place par une dorsale lente (de type LOT)

Les relations géométriques et l'importance relative des diverses formations apportent d'autres enseignements :

- les basaltes forment des tubes ; la viscosité du magma était relativement importante ;
- ils reposent soit directement sur les péridotites, soit sur les gabbros. Il n'y a pas de complexes filoniens. La surface océanique était constituée par endroits de manteau mis à nu ;
- les gabbros sont dispersés, ils ne constituent pas de couche continue ;
- les basaltes sont de faible épaisseur et, comme les gabbros, ne couvrent pas de grandes surfaces ;
- les gabbros comme les péridotites sont recoupés par des dolérites interprétées comme des filons basaltiques alimentant les pillows. Cette relation montre que dans un certain nombre de cas les gabbros préexistaient à la formation des filons et des basaltes. Aucun dépôt sédimentaire ne s'intercale entre les basaltes et leur surface d'épanchement. Les coulées ont eu lieu peu de temps après la mise en place à l'affleurement du manteau ou des gabbros ;
- les serpentinites sont parfois recoupées par des filons clairs d'un plagiogranite ; il s'agit d'une roche issue de la cristallisation fractionnée du magma basique qui a donné gabbros et basaltes. Ce processus a eu lieu dans le manteau.

Toutes ces caractéristiques sont celles d'une série ophiolitique de **type LOT** engendrée par une dorsale lente, comparable à celle de l'Atlantique Nord (figure 12.9). L'accrétion y est donc à la

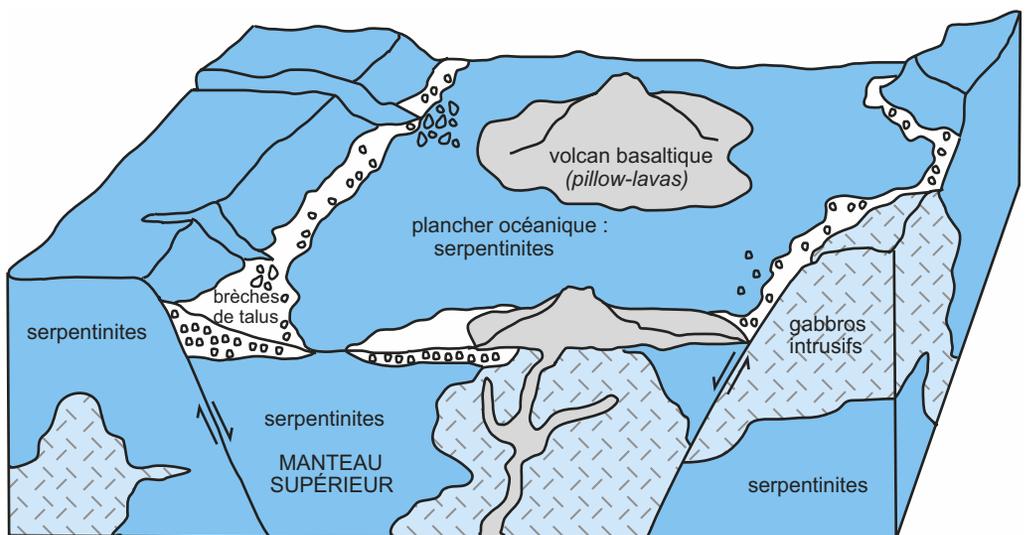


Figure 12.9 Reconstitution du socle de l'océan ligure. (D'après Y. Lagabrielle)

fois tectonique et magmatique. L'analogie avec la dorsale atlantique est complétée par l'observation suivante : les volumes de basaltes et de gabbros, globalement modestes, sont, dans certains secteurs, relativement abondants par rapport à d'autres où ils sont très réduits. Cela pourrait traduire l'existence d'une dorsale segmentée, comme la dorsale Atlantique, avec des secteurs de centre de segment de type MR (*magma rich*) et de fin de segment, de type MP (*magma poor*). Enfin, compte tenu de la vitesse lente (5 mm à 2 cm.an⁻¹) et de la durée « modeste » de l'expansion (du Jurassique moyen à la fin du Crétacé inférieur, entre environ -150 et -80 Ma), la largeur de l'océan alpin, contrairement à celle de l'Atlantique, n'a pas dû excéder quelques centaines de km.

Remarque : La carte de France au millionième montre aussi à Chamrousse – massif cristallin de Belledonne (25) – une série ophiolitique, datée de 500 Ma, qui a conservé l'essentiel de ses caractéristiques malgré les bouleversements varisque et alpin, et qu'il ne faut surtout pas assimiler aux ophiolites alpines.

12.3.2 Marge passive européenne

De nombreux points qui suivent peuvent être illustrés à partir de la carte de La Mure au 1/50 000^e, en bordure du massif du Pelvoux qui fournit les autres exemples utilisés ici.

a) Message tectonique : les demi-grabens de Pelvoux

Le paysage des lacs Bessons (26), au Nord-Est de l'Alpe d'Huez (figure 12.10) montre de petits lacs parallèles de direction S-O/N-E. Leur rive externe (ouest), plus pentue que leur rive interne, correspond à des miroirs de failles dont le mur est constitué de gneiss appartenant au socle. Sur leur rive interneaffleurent des conglomérats et des dolomies triasiques peu épais, discordants sur les gneiss, et à pendage modéré vers l'ouest. Le reste de la couverture a été enlevé par l'érosion. Les dépressions dans lesquelles les lacs sont installés sont donc des **demi-grabens** (ou héli-grabens) en raison du caractère normal des failles qui affectent ces formations ; elles témoignent d'une extension postérieure aux dépôts des dolomies. Ce sont des accidents mineurs affectant des blocs basculés par comparaison avec ceux de plus grande ampleur que révèle le paysage du col d'Ornon (27).

Voir TP9, § 9.2

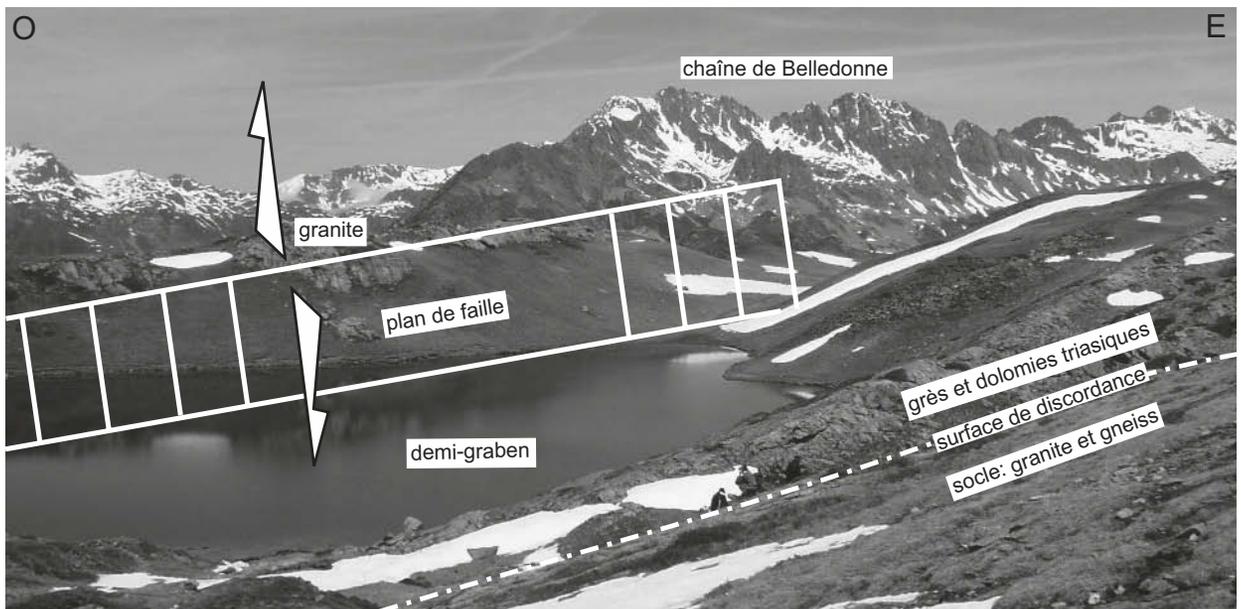


Figure 12.10 Demi-grabens des lacs Bessons.

À hauteur du village de la Chalp de Chanteloube, la falaise gneissique (le socle) montre un grand miroir de faille. Au pied de l'accident se trouvent des blocs encaissés dans des sédiments datés de la fin du Lias (-185 Ma). La lithologie (basaltes et dolomies), l'âge de ces blocs (triasique et liasique) et de leur encaissant (liasique) montrent qu'il s'agit de fragments tombés du sommet d'un paléorelief sous-marin à l'époque liasique alors que la région était immergée. D'énormes blocs, souvent décamétriques, ont été incorporés aux boues marneuses qui se déposaient alors ; on qualifie d'olistolithes ces accumulations chaotiques au pied d'un escarpement dont l'origine tient au développement d'une paléofaille normale. Cet accident délimitait à l'extérieur le demi-graben de Bourg d'Oisans (27) qui séparait deux blocs basculés majeurs, celui du massif du Taillefer à l'ouest de celui du massif des Grandes Rousses (ou encore du Rochail) à l'est (figure 12.11). Un processus de rifting a donc affecté cette partie de la plaque européenne. La présence de blocs basculés conduit à les interpréter comme les vestiges d'une marge passive. La géométrie et la nature du remplissage de ces bassins vont préciser ces données.

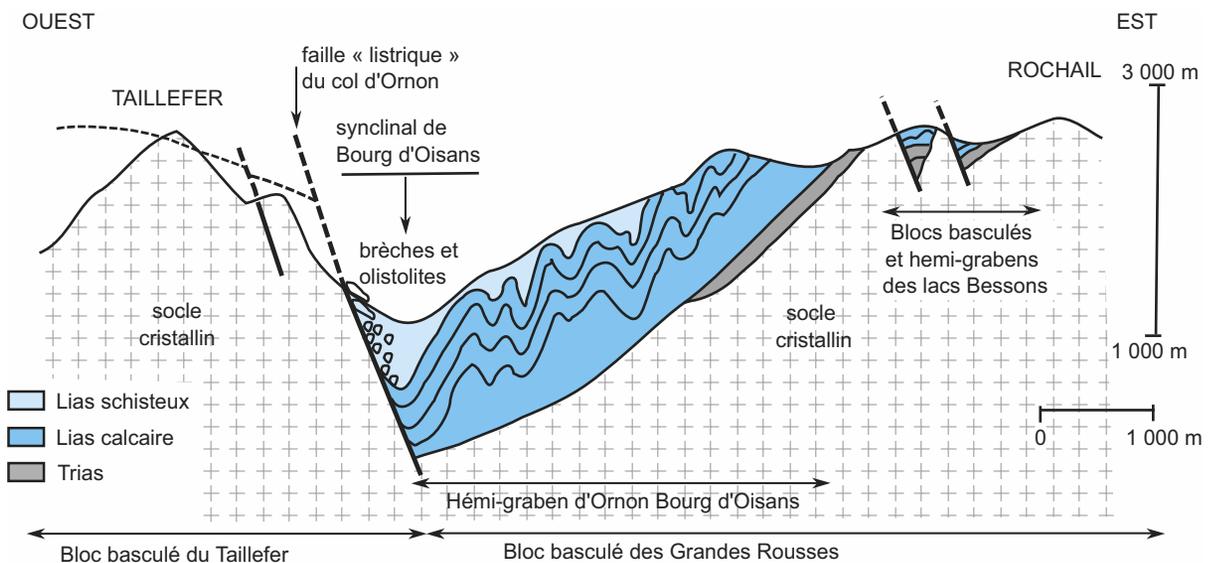


Figure 12.11 Le demi-graben de Bourg d'Oisans.

b) Message des sédiments déposés sur les blocs basculés

La figure 12.12 est une reconstitution établie à partir des données de terrain de l'architecture vraisemblable des diverses strates déposées dans le bassin de Bourg d'Oisans. Les relations géométriques entre les dépôts mésozoïques et le socle amènent à considérer trois groupes de dépôts.

➤ Dépôts anté-rift

Ces dépôts ont subi le basculement des blocs. Ils surmontent le socle dont ils sont solidaires et sont le plus souvent de type marin. Il s'agit de dolomies du Trias moyen montrant des figures d'érosion (reprise en graviers fluviaux), des figures de marées et d'assèchement, témoignant d'une mer peu profonde qui a envahi la région après la pénélplanation de la chaîne hercynienne. Des spilites, basaltes enrichis en sodium à la suite d'un métamorphisme hydrothermal, les coiffent. Ils peuvent être rapportés à des basaltes alcalins témoins de l'initiation d'une ouverture continentale. Le miroir de la faille de la Chalp montre d'ailleurs des filons basaltiques au sein des gneiss qui pourraient correspondre aux fissures d'injection.

Voir chapitre 8
§ 8.2.1

➤ Dépôts syn-rift

Ils sont en partie discordants sur les précédents et présentent une organisation en éventail. Ces dépôts subhorizontaux se sont réalisés lors du basculement des blocs. Ils s'échelonnent du Trias supérieur au Jurassique moyen et sont essentiellement constitués de boues calcaires et marneuses attestant d'une mer plus ouverte que celle qui précédait le rifting. L'analyse fine de ces dépôts apporte diverses précisions sur l'ouverture :

- Le prisme sédimentaire syn-rift en éventail comporte à la base des biseaux d'aggradation (onlap) : le rifting fonctionnait par saccades et chacune de ces périodes était jalonnée par des dépôts d'olistolithes du côté externe provenant de l'éroulement du sommet de la falaise sous-marine ou émergée ;
- Un même dépôt montre successivement en se dirigeant vers le front de faille des faciès détritiques puis pélagiques puis détritiques très grossiers (olistolithes) au pied même de la faille ; la profondeur augmentait en allant vers la faille et les hauts fonds constitués par le bord interne du bloc basculé (le demi-horst) subissaient une érosion à l'origine de dépôts détritiques ;
- La nature marine des dépôts montre qu'il n'y a pas eu de soulèvement notable mais l'émer-sion signalée plus haut ne permet pas de l'exclure totalement ; nous étions donc en présence d'un rifting passif essentiellement.

➤ Dépôts post-rift

Ce sont des argiles du Malm et du Crétacé inférieur qui reposent en discordance sur les sédiments précédents voire sur le socle du bord interne des blocs basculés. Ils marquent la fin du rifting donc de la subsidence tectonique et le début d'une subsidence plutôt thermique de la marge mais pas la fin de l'extension. Celle-ci se réalise au niveau de la lithosphère océanique qui est maintenant mise en place comme le montre la couverture sédimentaire du Jurassique supérieur des ophiolites.

L'âge des diverses formations permet de situer le rifting entre la fin du Trias (basaltes alcalins) et la limite entre Jurassique inférieur et Jurassique moyen (figure 12.19).

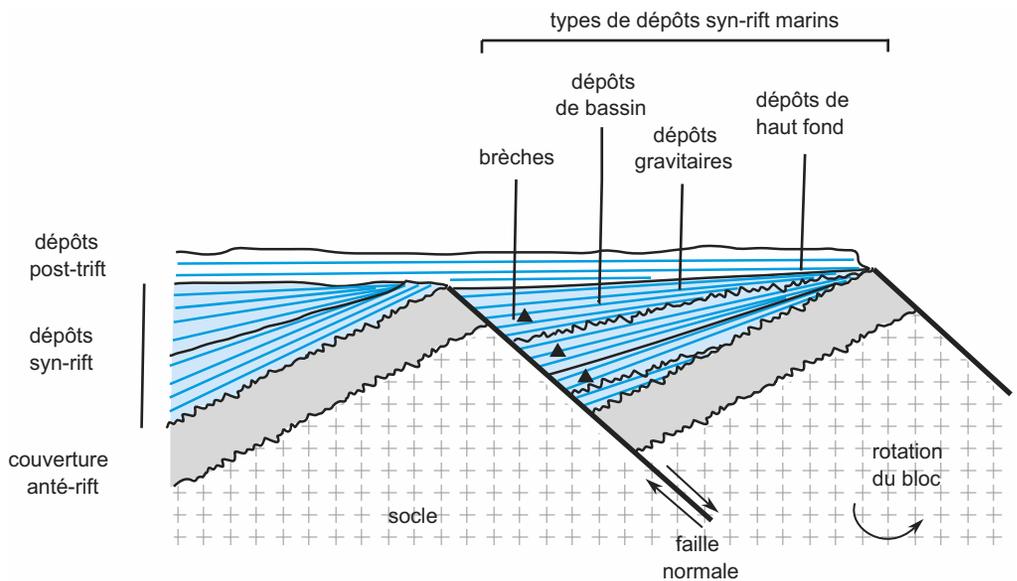


Figure 12.12 Sédimentation et rifting.

Remarques :

- Le rifting est illustré par des demi-grabens, inversés, de taille très variable : celui de Bourg d'Oisans, de taille importante, est coincé entre des blocs dits de 1^{er} ordre (La Mure, Taillefer, Rochail) ; les demi-grabens des lacs Bessons, de taille plus modeste, sont quant à eux délimités par des blocs de 2^e et de 3^e ordres. Les failles normales délimitant ces blocs sont orientées S-O/N-E. Il s'agit d'une direction couramment rencontrée pour des accidents sur la carte de France. On la qualifie de direction cévenole par allusion à la faille des Cévennes.
- Il peut être surprenant de pouvoir encore aujourd'hui analyser de telles structures résultant d'une extension ancienne alors qu'une compression a suivi. Remarquons tout d'abord qu'elles sont localisées. De plus, certains des accidents normaux ont rejoué lors de la compression. On peut alors envisager deux cas si l'on suppose que les failles normales délimitant les blocs basculés sont au départ des failles listriques, au pendage décroissant avec la profondeur. Si la compression s'exerce sur la partie supérieure de la faille, à pendage fort, la déformation engendrée doit se limiter au plissement du contenu du demi-graben, sans rejeu notable de la faille. C'est le cas des marnes du demi-graben de Bourg-d'Oisans dont les plans axiaux des plis sont en gros parallèles aux plans des paléofailles normales. Cette compression a été dans ce cas jusqu'à engendrer une schistosité de plan axial, preuve de son intensité. En revanche, si elle s'exerce avant tout sur la partie profonde, à pendage faible, elle doit alors entraîner le rejeu en faille inverse, en chevauchement, de l'ancienne faille normale. C'est ce que traduisent les stries tectoniques du miroir de la faille de la Chalpe, mais le jeu inverse a été modeste dans ce cas puisque le bord externe cristallin demeure de nos jours le compartiment soulevé. Nous évoquerons surtout ce processus pour expliquer la superposition des zones structurales et des zones paléogéographiques (§ 12.4.3c).
- On retrouve de tels objets du côté adriatique. La marge apulienne est également au début du Mésozoïque une marge passive. Des blocs basculés avec des bassins en demi-grabens sont observables dans les Alpes calcaires méridionales et dans les Alpes centrales, notamment dans les Grisons (zone austro-alpine). Dans la région des grands lacs italiens, nombre de carrières exploitent des marbres (anciennes brèches synsédimentaires jurassiques) utilisées dans la construction des édifices baroques. La carte de France au millionième ne couvre pas cette région.

Voir TP9, § 9.2

12.3.3 Reconstitution de la paléogéographie de l'océan alpin et de ses marges

a) Message sédimentaire

Reprenons brièvement ici les données stratigraphiques et lithologiques de la couverture européenne.

- La couverture dauphinoise constitue une puissante série mésozoïque (plusieurs milliers de m) continue, comparable à celle d'une plate-forme continentale. Cette forte épaisseur traduit un phénomène de subsidence tectonique stricte pour un tiers environ de l'épaisseur de la couverture sédimentaire soit de 1 à 2 km ici, ce qui témoigne bien de son comportement de marge passive lors du rifting. Suit une subsidence thermique du Jurassique supérieur à la fin du Crétacé. Le début du Tertiaire se caractérise par une émergence relative (sauf dans certains secteurs septentrionaux – massif du Haut-Giffre par exemple) avant la reprise de la subsidence à partir de l'Oligo-miocène qui relève d'un autre facteur, l'entrée en subduction de la marge européenne (§ 12.2.4).
- La couverture briançonnaise est très différente, avec un Trias très épais et une série Jurassique-Crétacé extrêmement condensée, comportant de nombreuses lacunes (Jurassique inférieur, Crétacé inférieur). On interprète classiquement cette zone comme une plate-forme triasique peu profonde et subsidente évoluant en haut-fond (horst) profond à partir du Jurassique supérieur.

Voir TP9,
tableau TP9.1

Voir TP6 § 6.2

- Enfin la zone piémontaise et ligure présente, après une sédimentation triasique de plate-forme faiblement immergée comparable à celle de la zone briançonnaise, des dépôts argilo-calcaires (protolithes de schistes lustrés) du Jurassique supérieur et du Crétacé considérés comme de bas de talus continental.

La reconstitution paléogéographique est établie à partir de l'ensemble de ces données. Les zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise sont divers domaines d'une même marge continentale, la marge européenne.

Remarque : La zone dauphinoise ne montre pas, selon l'axe N-S actuel, les mêmes faciès. Au Sud du Vercors, on passe de façon brutale des massifs subalpins où la barre calcaire **urgonienne** (fin du Crétacé inférieur) constitue un trait majeur dans le paysage aux montagnes plus « molles » du Diois (28) (département de la Drôme) en raison de la substitution du calcaire par des marnes et des argilites ; ces massifs sub-alpins sont dénommés localement massifs vocontiens. On retrouve le faciès urgonien plus au sud, à partir du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure (29). Le bassin vocontien est interprété comme un domaine plus profond suite à une plus grande subsidence, ce qui a rendu impossible le développement de la plate-forme carbonatée subcrétacée urgonienne.

b) Message cinématique du paléomagnétisme de l'océan Atlantique

On peut reconstituer le mouvement des plaques à partir de l'exploitation de la distribution des anomalies magnétiques du plancher océanique en procédant comme suit. On considère la plaque Amérique du Nord comme fixe, on retranche les portions de plancher océanique accrétées depuis une période géologique donnée jusqu'à l'actuel et on ajuste aux bords océaniques ainsi « raccourcis » de la plaque Amérique du Nord les bords océaniques « raccourcis » des autres plaques (Europe, Afrique et Amérique du Sud). Cette reconstitution conduit aux étapes suivantes :

- L'ouverture de l'Atlantique Central est estimée à –165 Ma (âge de la plus vieille anomalie magnétique), ce qui correspond au Jurassique moyen. Elle s'accompagne d'une rotation antihoraire de la plaque « Afrique et Amérique du Sud » vers l'est, en couissant le long d'une transformante Açores-Gibraltar. Intervient alors l'ouverture de l'océan alpin qui est donc associée à celle de l'Atlantique central (figure 12.13).
- L'ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé inférieur (de –130 à –110 Ma) entraîne un changement de direction de la rotation antihoraire de la plaque africaine qui commence une remontée vers le nord à la rencontre de la plaque européenne. À partir de –80 Ma, la phase d'accrétion de la Téthys alpine s'interrompt. C'est le début de la convergence, amorce du processus de subduction.
- L'ouverture de l'Atlantique Nord à partir du Paléocène (–65 Ma) induit quant à elle une rotation horaire de la plaque européenne, ce qui accélère la convergence marge européenne–marge apulienne et conduit à la collision.

L'ouverture de l'océan alpin et sa fermeture dépendent de l'ouverture de l'océan Atlantique.

c) Message paléomagnétique *in situ*

Les paléopôles Nm (Nord magnétique) des zones dauphinoise et briançonnaise, déterminés à partir de laves mésozoïques, montrent des positions différentes. Ces deux zones ne peuvent donc appartenir au même bloc comme le suggérait la reconstitution du § 12.3.3a. Un certain nombre d'auteurs avancent l'explication suivante. L'ouverture de l'Atlantique Nord (entre –130 et –100 Ma) a été accompagnée de celle du Golfe de Gascogne qui a conduit à désolidariser la plaque ibérique du domaine européen. Celle-ci aurait alors adopté un mouvement antihoraire identique à celui de l'Afrique, permettant l'incorporation d'un promontoire ibérique Nord-Est à la marge européenne lors de la collision. La zone briançonnaise pourrait donc être d'origine ibérique et non européenne (figure 12.14).

Nous avons utilisé divers objets pour illustrer l'accrétion de l'océan alpin conjuguée à celle de l'Atlantique. Nous avons vu que la convergence commence vers –80 Ma alors que le début de la collision est situé à –35 Ma. Que s'est-il donc passé entre ces dates ?

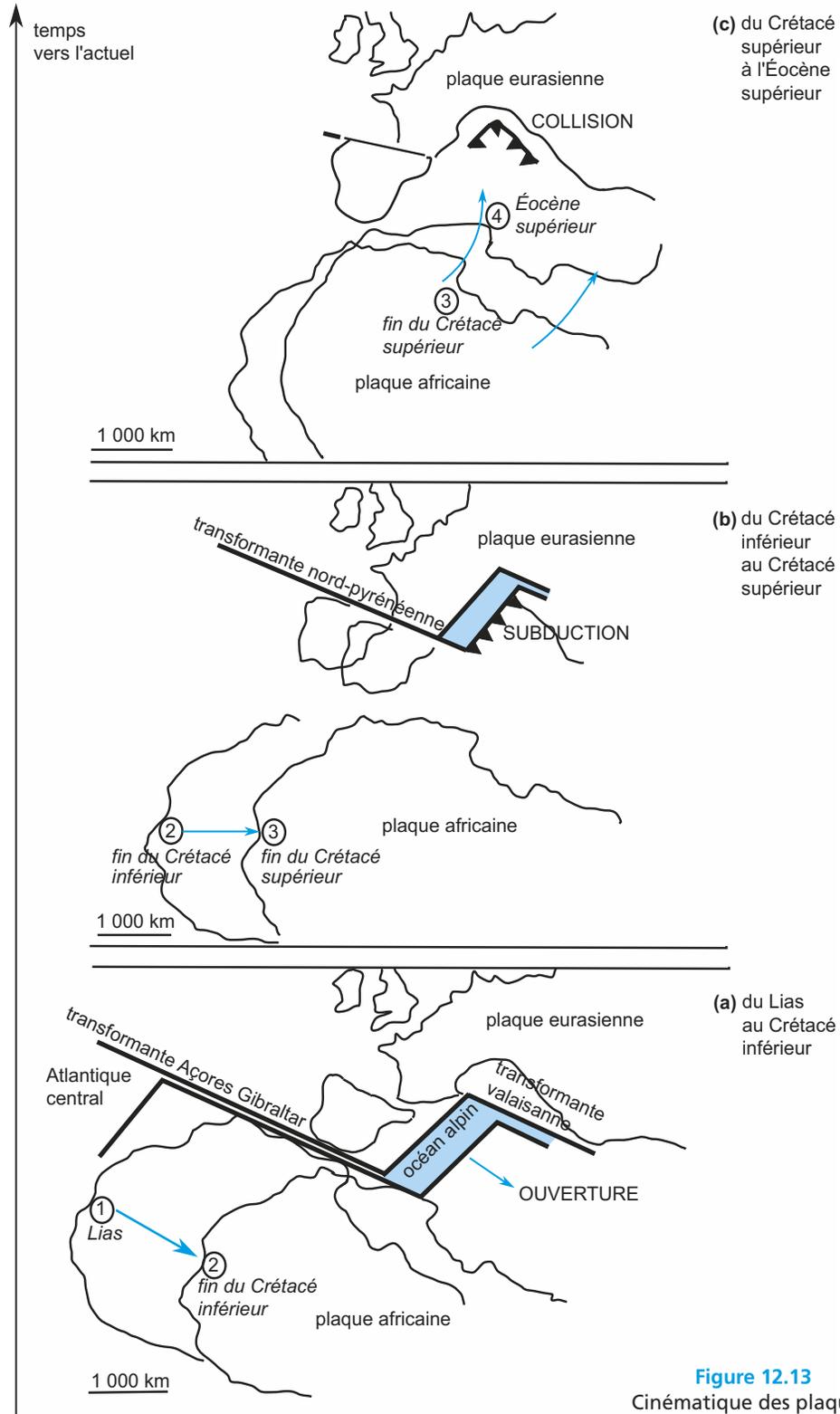


Figure 12.13
Cinématique des plaques.

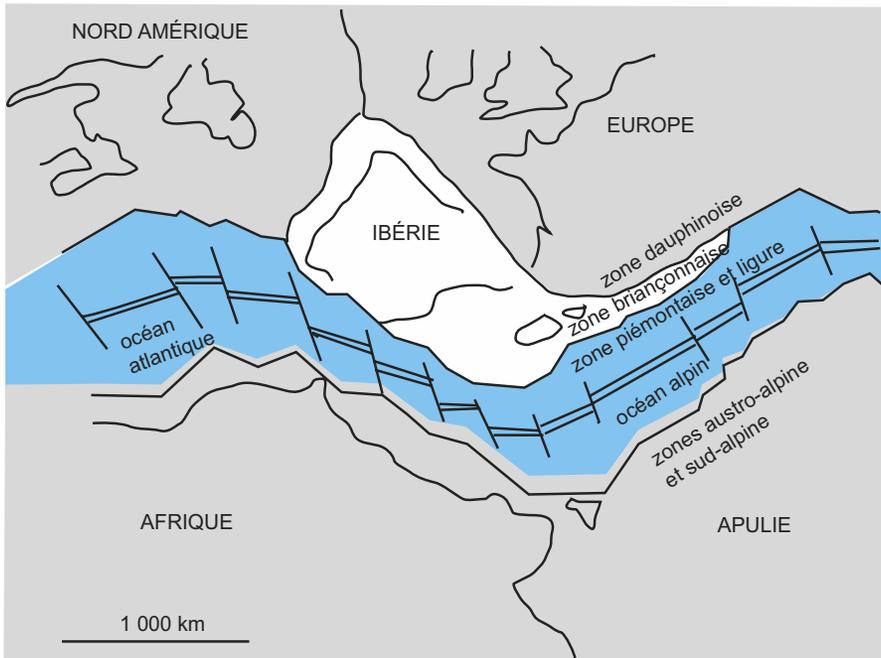


Figure 12.14
Reconstitution cinématique suggérant une origine ibérique pour la zone briannonnaise.
En bleu : les plaques océaniques ; en gris clair et blanc : les secteurs continentaux.

12.4 TÉMOINS DES SUBDUCTIONS

L'essentiel de ce paragraphe utilise des données du métamorphisme pour reconstituer des contextes et des processus géodynamiques.

12.4.1 Témoins de la subduction océanique : les faciès schistes bleus et écolgites du Queyras et du Mont Viso (zone liguro-piémontaise)

a) Métamorphites

Voir TP8 § 8.2

La carte de France au millionième observée dans ce secteur de la zone liguro-piémontaise montre deux types d'affleurements, **schistes lustrés** et **ophiolites**. Le métamorphisme est d'âge alpin (surcharge bleue) et de faciès « schistes bleus » et « écolgites ». À l'ouest, dans le Queyras (30), ce sont les schistes lustrés qui prédominent ; de petits affleurements d'ophiolites les parsèment. À l'est, au niveau du Viso (7), l'essentiel des affleurements est constitué par des ophiolites.

➤ Métagabbros du Queyras (30)

Voir chapitre 11, § 11.3.2

Les métagabbros du Bric Bouchet présentent une paragenèse [lawsonite, jadéite, glaucophane] caractéristique d'un faciès **schistes bleus**. D'autres échantillons récoltés d'ouest en est et résultant de la transformation d'un même protolithe présentent les paragenèses suivantes : [lawsonite, albite, glaucophane], [zoïsite, albite, glaucophane], [zoïsite, glaucophane, jadéite]. Elles traduisent un gradient métamorphique croissant d'ouest en est, dans le faciès des schistes bleus (à lawsonite puis à épidote).

➤ Schistes lustrés

Ils montrent un faciès de type schistes bleus et résultent de la transformation de protolithes variés, détritiques et carbonatés (essentiellement marneux), qui constituaient la couverture sédimentaire de la marge piémontaise et de l'océan ligure. Ce sont des roches paradérivées.

Voir l'analyse des ophiolites chapitre 11, § 11.3.1

➤ Ophiolites du Viso

Il s'agit, pour l'essentiel de métagabbros métamorphisés dans le faciès des **écolgites**.

b) Caractéristiques P, T et t des diverses formations

Les **gradients métamorphiques** déduits des assemblages minéralogiques précédents montrent l'enfoncement rapide (réchauffement faible) d'une plaque océanique. Le contexte géodynamique est celui d'une subduction. Quelle est la nature de la plaque sus-jacente ?

TABEAU 12.1 DONNÉES P, T, T RELATIVES À DIVERSES MÉTAMORPHITES DU QUEYRAS ET DU VISO.

L'âge radiométrique comporte des incertitudes ; des données équivalentes ont été établies pour la rétomorphose. L'exemple du Chenaillet est donné pour comparaison. (D'après des données de Schwartz, 2002)

| | Chenaillet | Queyras Ouest | Queyras Est | Viso |
|------------------------------|--|----------------|----------------|-----------|
| Âge du pic de pression en Ma | 146 à 150 | 65 à 90 | 50 à 65 | 48 à 50 |
| Pic de pression en kbar | 3 à 4 | 8 à 10 | 9 à 10 | 18 à 20 |
| Pic de température en °C | 650 à 850 | < 350 | 350 à 450 | 450 à 550 |
| Faciès métamorphique | Schistes verts à amphibolites | Schistes bleus | Schistes bleus | Éclogites |
| Gradient métamorphique | BP, HT | HP, BT | | |
| Contexte géodynamique | Métamorphisme hydrothermal d'accrétion océanique | Subduction | | |

Le [tableau 12.1](#) rapporte les conditions thermodynamiques et l'âge du métamorphisme de quatre formations de cette région. Les pics de pression et de température confirment les données précédentes. Les ophiolites du Chenaillet ont subi un métamorphisme de type HT-BP. L'âge du pic de pression pour le Chenaillet coïncide avec celui la mise en place du plancher océanique ce qui confirme un métamorphisme hydrothermal. Les autres formations ont subi un métamorphisme HP- BT ([figure 12.15](#)) au cours duquel la profondeur atteinte croît d'ouest en

Voir chapitre 11,
§ 11.3.2

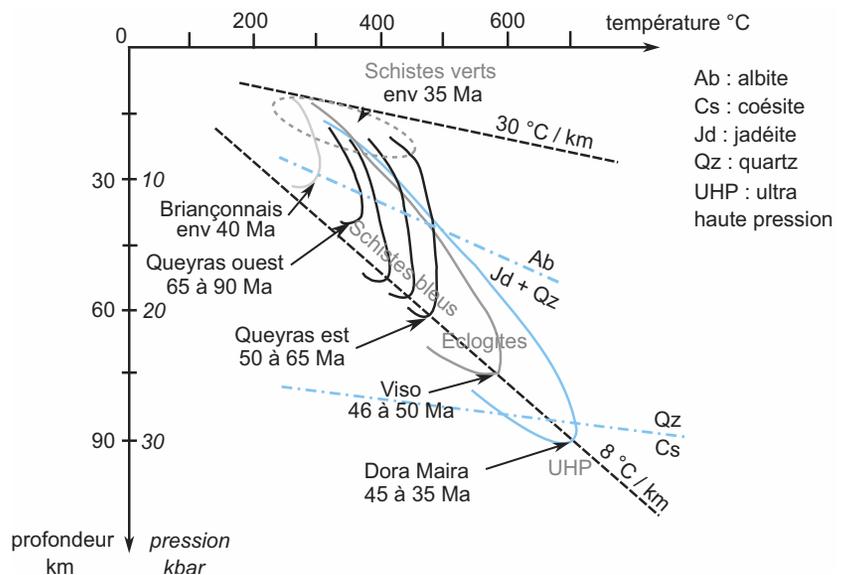


Figure 12.15

Chemins (P,T,t) pour les métamorphites du Queyras et du Viso. (Adapté de Aqard et Lemoine)

est. Selon la même direction, l'âge du pic de pression décroît. Enfin, le **gradient métamorphique** prograde est le même, de valeur faible, $8\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Comment interpréter ces données ? La référence à un contexte actuel bien documenté permet de répondre.

c) Subduction océanique et son prisme d'accrétion

L'étude des ophiolites de Basse Californie a permis d'établir un modèle de subduction (figure 12.16) dans le cas où une plaque océanique chevauche une autre plaque océanique. Dans la zone d'affrontement se construit un prisme d'accrétion essentiellement édifié à partir des fragments arrachés à la lithosphère subduite (ceux provenant du démantèlement de la plaque chevauchante y participent à moindre titre). L'écaillage des sédiments océaniques constitue la partie superficielle du prisme (accrétion frontale). Une partie des sédiments océaniques est entraînée à grande profondeur (quelques dizaines de km) avant d'être arrachée et bloquée suite à l'effet de butoir de la plaque supérieure, édifiant alors la partie profonde du prisme (accrétion par sous-placage). Ces sédiments y subissent un métamorphisme de type HP-BT avant d'être rapidement exhumés, tout au moins au début. Ainsi les diverses séries du Queyras

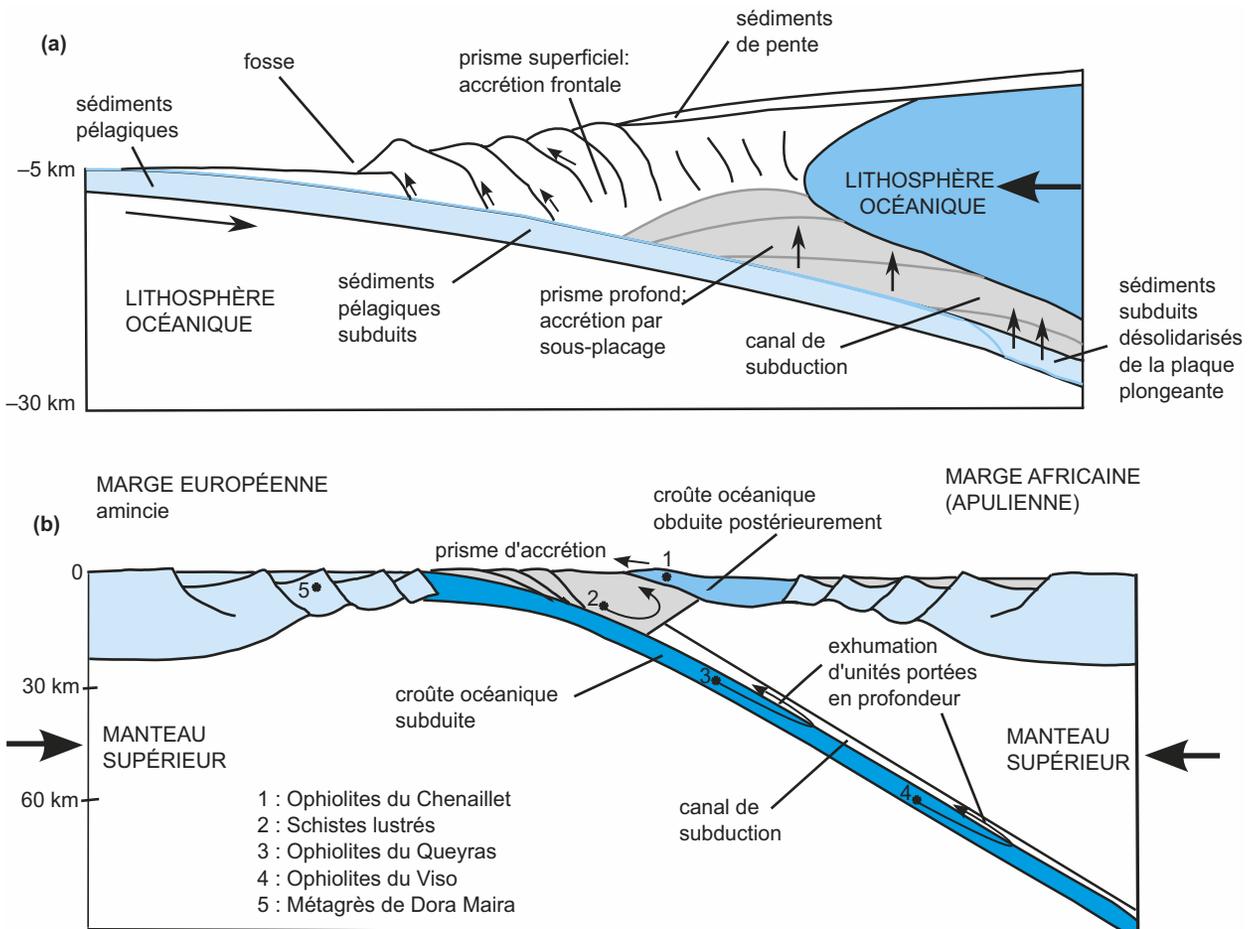


Figure 12.16 Un modèle de subduction océanique (a), (d'après Schwartz) et son application aux métamorphites du Queyras et du Viso (b).

Les formations de la Dora Maira sont représentées en situation avant la subduction continentale.

et du Viso sont-elles interprétées comme les résultats d'un prisme d'accrétion édifié par une subduction océanique. Les formations du Chenaillet dériveraient pour leur part de la plaque chevauchante obduite.

Remarque : L'ampleur des formations engagées dans les prismes conduit divers auteurs à parler de complexe d'accrétion, plutôt que de prisme. Ils envisagent également qu'un « canal de subduction » d'une épaisseur variable et constitué de péridotites hydratées ou serpentinites sépare les deux plaques. Ce canal pourrait être impliqué dans l'exhumation rapide des unités subduites (mouvement inverse de la subduction) en raison de la faible densité et du caractère très fluant des serpentinites. Même si des modèles explicatifs ont été proposés, cette étape fondamentale de l'exhumation est encore trop sujette à caution pour être développée dans le cadre de cet ouvrage.

d) Obduction à l'origine des séries du Chenaillet

Les ophiolites du Chenaillet ont subi un métamorphisme tout à fait différent qui exclut leur introduction dans une subduction. Elles sont interprétées comme des reliques de plancher océanique chevauchant une croûte continentale, la marge Briançonnaise en l'occurrence. Il s'agit d'une obduction. Le paragraphe suivant va permettre de comprendre cette disposition.

12.4.2 Témoins d'une subduction continentale : le métamorphisme HP-BT des massifs cristallins internes

a) Métamorphites de Dora Maira (31)

La [figure 12.17](#) est issue d'une lame mince réalisée dans une quartzite (un métagrès) du massif de Dora Maira, massif cristallin interne de la zone piémontaise. L'analyse de cette lame montre un grenat fracturé de façon rayonnante dans lequel est inclus un cristal de **coésite**, lui-même entouré d'une auréole de quartz. Les relations géométriques conduisent à proposer la réaction : coésite \rightarrow quartz. La coésite est un polymorphe de la silice qui n'existe que sous des pressions au moins égales à 25 kbar (soit une profondeur d'au moins 75 km). Le protolithe, un grès appartenant à la croûte continentale européenne, a d'abord été enfoui à forte profondeur (genèse de la coésite par transformation du quartz). Une décompression, synonyme d'exhuma-

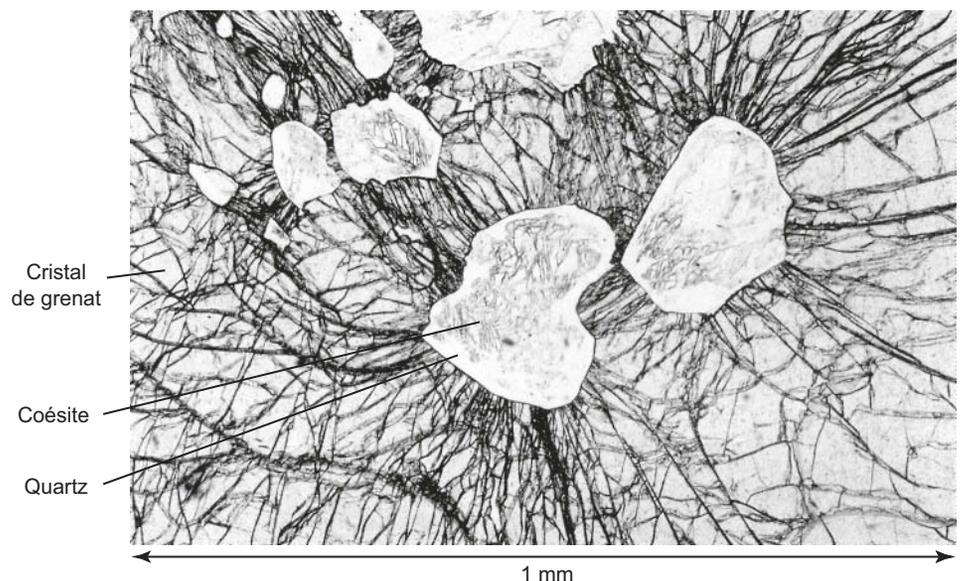


Figure 12.17 Lame mince de métagrès de la Dora Maira (d'après un sujet ENS, 1998).

tion, a suivi. Elle a induit la recristallisation du quartz aux dépens de la coésite mais de manière incomplète en raison vraisemblablement du ralentissement de la cinétique de diffusion liée à l'exhumation et au refroidissement rapides. Le quartz, dont la masse volumique est plus faible, a provoqué, en se formant, la fissuration rayonnante de son encaissant, le grenat.

Il nous reste à associer ces données aux précédentes.

b) Subduction continentale

L'observation précédente permet d'envisager la subduction d'unités continentales à des profondeurs importantes (90 à 100 km). De telles conditions aboutissent à la constitution de paragenèses dites d'**ultra-haute pression**, UHP (* sur la carte de France). Le chemin (P,T,t) qu'elles permettent d'établir est consigné sur la [figure 12.15](#). Il montre le même gradient de métamorphisme que celui des unités océaniques. En revanche, le pic de métamorphisme est plus récent (il a été atteint plus tard). La même analyse pour des unités continentales du Briançonnais conduit à des résultats équivalents. Le gradient de métamorphisme est le même. Cependant le pic est encore plus récent et la profondeur atteinte plus faible. Comment expliquer ces données ?

La succession des pics de métamorphisme et la similitude du gradient de métamorphisme permettent d'envisager que la subduction de la lithosphère océanique occidentale (§ 12.4.1) ait été suivie de celle de la bordure de la marge continentale européenne, d'abord piémontaise puis briançonnaise. Cet ensemble a été subduit sous la lithosphère océanique orientale. L'exhumation des unités subduites s'est effectuée ensuite très rapidement, en moins de 10 Ma, et a abouti à des paragenèses de schistes verts qui traduisent l'absence de réchauffement. L'intensité de la subduction continentale décroît et l'on passe alors au stade de collision. Dans le secteur étudié, cette dernière ne s'est pas suffisamment exercée pour effacer la subduction, qui reste le processus majeur de la déformation des Alpes occidentales. En revanche, l'analyse du métamorphisme dans l'ensemble de la chaîne ([rabat de couverture n° 3](#)) montre des faciès bien différents dans les Alpes centrales où c'est la collision qui prédomine.

Voir TP10 § 10.2

12.4.3 Convergence et ses conséquences

a) Subductions successives

Dans la zone austro-alpine, on trouve des métagranites dont les paragenèses attestent de conditions HP-BT. La lithosphère africaine (apulienne) a également été subduite. Cependant, il s'agit d'un processus plus ancien que celui ayant affecté la marge européenne (-70 Ma). Ceci conduit à envisager ([figure 12.18](#)) une première subduction vers -70 Ma concernant la partie la plus interne de la plaque océanique orientale et la marge continentale apulienne. Commence ensuite vers -50 Ma la succession des faits décrits dans les § 12.4.1 et 12.4.2. Cette figure souligne également l'importance d'anciennes limites tectoniques dans le découplage mécanique des diverses unités. La [figure 12.19](#) récapitule les événements majeurs qui ont présidé à la mise en place de cette chaîne et les situe dans le temps.

Voir TP10 § 10.2

b) Conséquences

► Effets verticaux

La convergence conduit à l'enfouissement à des profondeurs variables mais parfois importantes d'unités continentales et océaniques, suivi de leur exhumation. Diverses transformations progrades et rétrogrades en résultent. Notons que des unités ont échappé à ces processus : les ophiolites du Chenaillet, les flyschs à helminthoïdes. La collision conduit également à la surrection de la chaîne.

► Effets horizontaux

Le raccourcissement en est la conséquence essentielle. Il s'accompagne de la constitution de nappes de charriage. Ces unités sont issues du découplage opéré au niveau d'anciennes limites tectoniques lors de la compression. Insistons sur le fait que c'est la subduction de la plaque européenne qui aboutit à la succession de ces nappes.

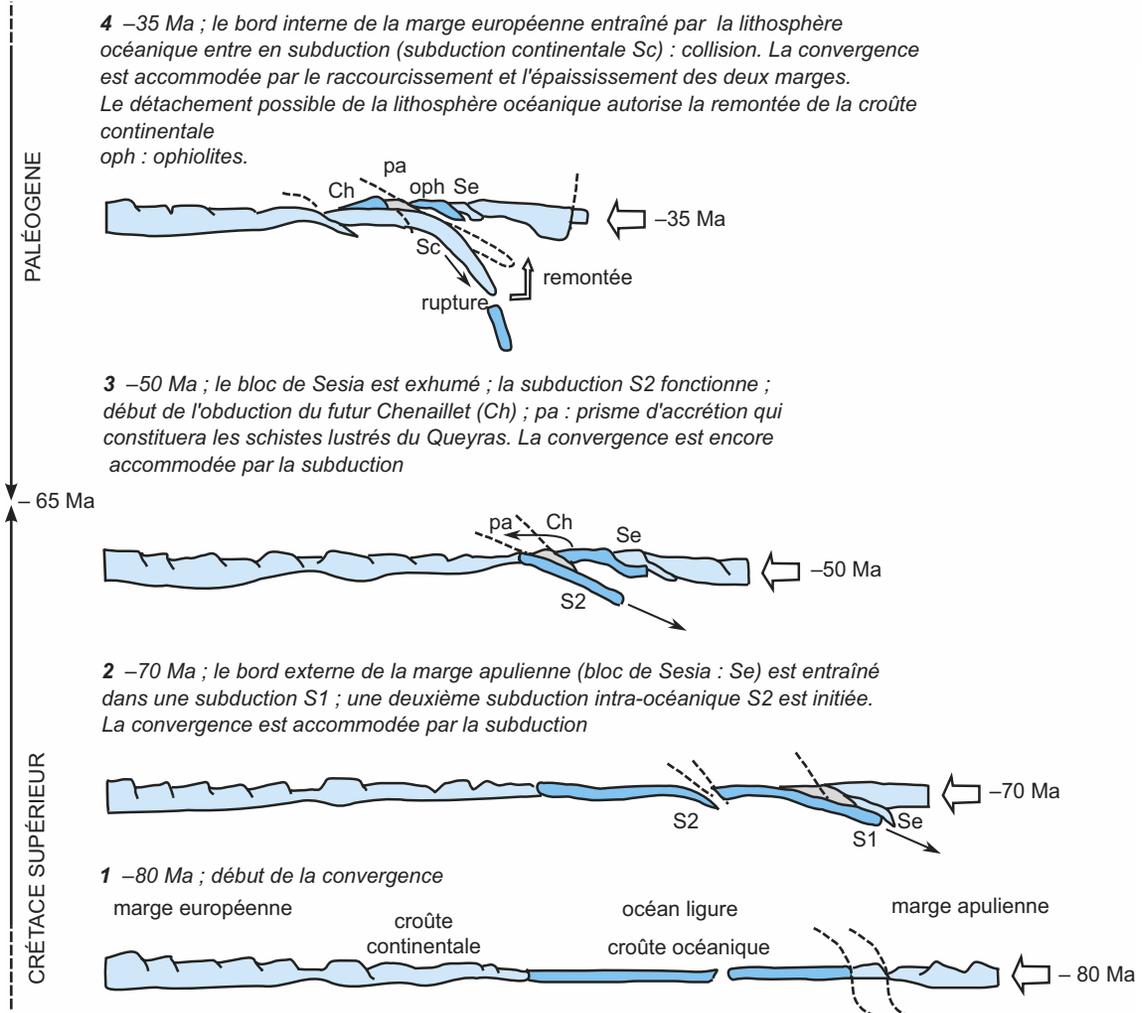


Figure 12.18 Un scénario possible impliquant diverses subductions. (D'après J.M. Lardeaux)

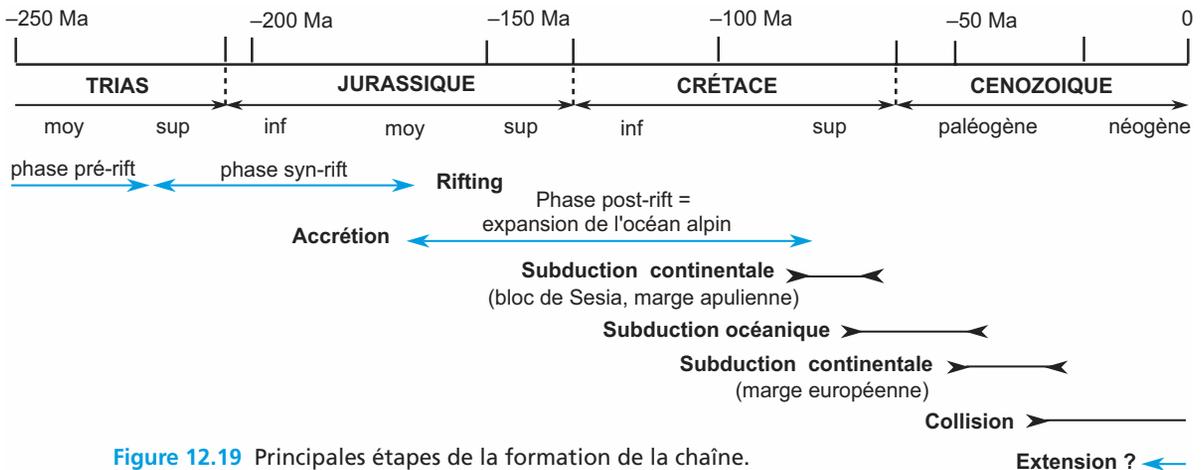


Figure 12.19 Principales étapes de la formation de la chaîne.

c) Superposition des grands ensembles lithostratigraphiques et des zones paléogéographiques

Les failles normales qui délimitaient les blocs basculés ont d'abord constitué des limites aux diverses zones paléogéographiques mises en place à la fin du Trias, début du Jurassique. Ces accidents, qui étaient des zones de fragilité, ont pu jouer en sens inverse, servant de rampes aux grands chevauchements lors de la compression, les paliers relevant pour leur part du décollement entre socle et couverture au niveau des formations d'évaporites triasiques (zone des gypses dans les Alpes). Les grandes zones structurales des Alpes se superposent donc aux domaines paléogéographiques dont elles sont issues.

CONCLUSION

Les séries métamorphiques HP-BT témoignent de subductions, océanique et continentale, dont les traces sont particulièrement nettes dans les Alpes occidentales. Les structures tectoniques sont liées aux raccourcissements et aux épaissements conjugués engendrés par la collision. Les Alpes sont donc une chaîne de subduction (80-35 Ma) puis de collision (35 Ma-actuel). Des objets très divers, souvent fort éloignés et d'échelles très différentes, ont fourni de nombreux arguments en faveur d'une telle interprétation. Cette chaîne s'inscrit dans un système de collision plus vaste qui s'étend de Gibraltar à l'Himalaya.

RÉVISER

L'essentiel

La chaîne des Alpes franco-italo-suisse (Alpes occidentales) dessine un arc entre la mer Méditerranée et le lac Léman. Elle comporte de hauts sommets comme le Mont-Blanc. Elle peut être subdivisée en grands ensembles lithostratigraphiques composés d'ouest (zone externe) en est (zone interne) d'un avant-pays (Jura et bassin molassique), de la zone dauphinoise, de la zone briançonnaise, de la zone piémontaise et ligure, de la zone austro-alpine et de la zone sud-alpine. Ces diverses zones recouvrent trois grands domaines paléogéographiques : la marge continentale européenne, les restes d'un océan, la Téthys alpine, et le promontoire apulien de la marge continentale africaine. De nombreux arguments plaident en faveur d'un processus de subduction-collision.

Les données géodésiques et sismiques actuelles montrent que le raccourcissement et la surrection de la chaîne continuent de nos jours, affectant le bord externe. D'autres parties de la chaîne sont en extension. L'analyse tectonique du bâti de la chaîne révèle de nombreuses déformations, à différentes échelles : plis de rampe, décrochements, charriages et chevauchements, unités internes métamorphisées. La géophysique atteste d'un épaissement crustal et mantellique. Le bassin molassique qui ceinture le bord externe de la chaîne peut être interprété en terme de subduction, les dépôts détritiques, flyschs et molasses constituant un prisme d'accrétion.

L'océan alpin est reconstitué à partir de son plancher, dont une partie, obduite, a échappé à la subduction et a été préservée ; ce sont les ophiolites du Chenaillet qui permettent d'envisager une dorsale lente (type LOT) comparable à celle de l'Atlantique. La marge continentale peu déformée est encore observable à certains endroits (Pelvoux) sous la forme de blocs basculés au niveau desquels les roches sédimentaires permettent de dater diverses phases du rifting. L'ouverture ainsi que la disparition de cet océan sont liées à l'évolution de l'océan Atlantique.

L'analyse de roches métamorphiques des zones piémontaise et briançonnaise permet de reconstituer les chemins (P,T,t) et donc de les associer à des contextes

Mots-clés

- Bassin flexural
- Charriage
- Chemin (P,T,t)
- Chevauchement
- Coésite
- Collision
- Convergence
- Côté externe
- Côté interne
- Décrochement
- Domaines paléogéographiques
- Ensembles lithostratigraphiques
- Faciès des éclogites
- Faciès des schistes bleus
- Faciès métamorphique
- Faciès ultra-haute-pression
- Faciès urgonien
- Flysch
- Gabbros
- Graben
- Gradient métamorphique
- Klippe
- Molasse
- Nappe de charriage
- Obduction
- Océan atlantique
- Plaques
- Pli coffré. Pli de rampe
- Prisme d'accrétion
- Raccourcissement

L'essentiel (suite)

géodynamiques précis. À des moments différents, une partie de la marge apulienne, l'essentiel du plancher océanique et la marge continentale européenne ont été entraînés à des profondeurs notables (60 à 100 km) puis rapidement exhumés (faciès schistes bleus, éclogites puis schistes verts). Lorsque la subduction a englouti la totalité de la lithosphère océanique, les deux marges continentales se sont affrontées (collision), la marge apulienne recouvrant fort modestement la marge européenne dans les Alpes occidentales.

Attention

- La compréhension de ces données et leur utilisation lors d'une interrogation nécessitent la connaissance d'un minimum de géographie.
- Ce chapitre ne vise pas à retracer l'ensemble de l'orogénèse alpine. Il montre comment, à partir de documents divers, on peut reconstituer un processus de collision. C'est ce que vous devrez vous attacher à faire en partant de l'analyse d'objets variés, cartes, échantillons de roches, lames microscopiques, photographies de paysages...
- Comprenez que la reconstitution d'un fait sera d'autant plus fidèle qu'elle s'appuiera sur des résultats issus de l'analyse d'objets différents.
- La connaissance des faciès métamorphiques est indispensable.
- Référez-vous le plus souvent possible à la carte de France au millionième. L'examen attentif de cette carte vous révélera des faits que vous n'aviez pas vus auparavant, même si vous avez déjà passé de longs moments à étudier ce document très riche d'enseignements.
- Retenez que les modèles interprétatifs ne peuvent être proposés qu'en fin d'analyse.
- Mesurez la complexité d'une telle étude, qui porte sur un objet énorme (plusieurs centaines de km) et qui peut montrer des secteurs au comportement opposé (compression/extension).

Mots-clés (suite)

- Sédiments anté-rift
- Sédiments post-rift
- Sédiments syn-rift
- Série ophiolitique
- Serpentinites
- Subduction
- Subsidence
- Surrection
- Suture océanique
- Type LOT
- Zones structurales

Plan

- 13.1 Formes et réservoirs actuels du carbone
- 13.2 Cycles actuels et temps de résidence : cycle global et sous-cycles
- 13.3 Cycle global depuis 200 millions d'années. Quel devenir ?

Introduction

Le carbone est le quatrième des éléments les plus abondants de l'Univers mais il n'existe qu'à l'état de trace sur Terre, loin derrière l'oxygène et le silicium ; sa concentration dans la croûte avoisine seulement 200 ppm soit 0,02 % en masse. Il existe trois isotopes naturels du carbone :

- deux isotopes stables non radioactifs : ^{12}C (98,89 %) et ^{13}C (1,11 %) ;
- un isotope instable radioactif : ^{14}C de période 5 730 ans, isotope cosmogénique formé dans la haute atmosphère à partir de ^{14}N grâce au rayonnement cosmique, principalement solaire.

À la surface du globe, le carbone est impliqué – à travers différentes formes minérales ou organiques – dans des flux et des transferts dont le CO_2 est le composant central. L'idée de cycle implique qu'à partir d'un point quelconque, il y a retour au même état et qu'il n'y a donc ni début ni fin.

Dans ce chapitre, nous aborderons successivement les questions suivantes :

- Où est localisé le carbone terrestre, sous quelles formes et en quelles quantités ? Quels en sont les réservoirs et quels sont les flux entre ces différents réservoirs ?
- Dans le cycle global du carbone existent plusieurs sous-cycles : qu'est-ce qui les distingue ? Nous verrons là qu'il s'agit d'un cycle biogéochimique du fait de l'intervention des êtres vivants (biosphère).
- Le cycle géochimique du carbone s'est-il toujours réalisé aux mêmes vitesses au cours des temps phanérozoïques et surtout depuis 200 Ma, *i.e.* depuis le début du Jurassique ?
- Quelles sont les conséquences des activités humaines sur le déroulement du cycle actuel ? La compréhension du cycle du carbone revêt de nos jours une importance capitale car l'Humanité, directement ou indirectement, en est devenue un acteur majeur ; son implication dans les changements climatiques actuels doit être précisée.

Ce que vous avez vu au lycée

- **En Seconde** – La Terre fait partie du système solaire. C'est une planète tellurique de petite taille caractérisée par une atmosphère riche en oxygène et par la présence d'eau sous ses trois états : vapeur, liquide, solide (glace). La Terre reçoit du Soleil un flux énergétique dont l'inégale répartition à la surface du globe est la cause de circulations océaniques et atmosphériques couplées. La présence d'une atmosphère contenant en particulier de la vapeur d'eau et du CO_2 , gaz à effet de serre, fait que la température moyenne à la surface du globe est voisine de 15 °C au lieu de -18 °C, ce qui est compatible avec la Vie.
- **En Première et en Terminale S** – Il existe un volcanisme intraplaque (points chauds) et un volcanisme aux limites de plaques lithosphériques (axe des dorsales océaniques, zones de subduction). Or le volcanisme est émetteur de CO_2 .
- **En Spécialité de Terminale S** – Le CO_2 est un gaz à effet de serre impliqué dans les variations climatiques au cours des temps géologiques. Sous l'effet de processus biologiques et géologiques, la teneur en CO_2 de l'atmosphère varie.

13.1 FORMES ET RÉSERVOIRS ACTUELS DU CARBONE

13.1.1 Différentes formes du carbone

a) Carbone organique

On appelle carbone organique le carbone constitutif des biomolécules *i.e.* les molécules formant la masse des êtres vivants ou biomasse ; chimiquement, elles comportent au moins deux atomes de carbone partiellement ou totalement réduits *i.e.* combinés à l'hydrogène. On compte là plusieurs millions d'espèces moléculaires et on y rangera :

- les protides : acides aminés et leurs polymères les protéines ;
- les glucides : oses et leurs polymères ;
- les acides nucléiques ;
- les lipides chimiquement très variés (ce ne sont pas tous des esters) mais tous caractérisés par leur hydrophobie ;
- les lignines, composés polyphénoliques hydrophobes et, sur ce point, proches des lipides.

Après la mort des êtres vivants, leurs molécules organiques s'accumulent dans les sols (litière et humus) et dans les sédiments continentaux et océaniques ; elles constituent la nécromasse (matière organique morte). Du carbone organique se trouve également dans la matière organique fossile : charbons, pétroles (hydrocarbures) et kérogènes (encart 13.1). L'ensemble est appelé « carbone organique fossile » ; comme il a pour origine la matière vivante donc directement ou indirectement la production primaire (photosynthèse), on peut considérer sa valeur énergétique comme de l'énergie solaire fossile.

Le méthane (CH_4) est une forme réduite que l'on doit rattacher au carbone organique ; il est produit par des micro-organismes appelés méthanogènes (§ 13.1.3b) et par le craquage thermique naturel de matière organique fossile.

Voir Biologie
1^{re} année, chapitre 2

Voir chapitre 7,
§ 7.4

Voir chapitre 7,
§ 7.4

ENCART 13.1

Le carbone organique fossile



Comment caractériser la matière organique sédimentaire ? Un sédiment est constitué d'une fraction organique et d'une fraction minérale. Après la destruction de la fraction minérale par les acides, on peut séparer la fraction organique en deux parties :

- la **fraction organique soluble** dans les solvants organiques qui, après évaporation du solvant, forme un résidu appelé **bitume** ;
- la **fraction organique insoluble** dans ces solvants qui est appelée **kérogène**. Ce terme regroupe un ensemble de molécules de structures très complexes et de masses moléculaires très élevées (géopolymères) se formant par remaniements biochimiques (condensation et polymérisation) des molécules de la nécromasse (débris organiques de végétaux et de micro-organismes, continentaux ou marins) lors des premiers stades de la **diagenèse** d'un sédiment riche en matière organique. Les kérogènes sont classés en fonction de leur teneur en C, H et O. Leur craquage naturel lors de leur enfouissement conjugué à un échauffement très lent conduit aux pétroles s.l. (fraction mobile faite de gaz et d'huiles) et aux charbons (fraction immobile).

Les **pétroles** sont des mélanges liquides d'hydrocarbures (macromolécules formées uniquement de carbone et d'hydrogène) de densité comprise entre 0,8 et 1,02 provenant de kérogènes marins ou lacustres (phytoplancton) ; le craquage de ces kérogènes engendre des produits résiduels à rapport H/C de plus en plus faible.

Les **charbons** sont des roches sédimentaires sombres (brun foncé à noir) formées d'au moins 50 % de carbone et provenant de la transformation de kérogènes continentaux à base de débris végétaux, essentiellement ligneux. Selon la teneur en carbone, on y distingue les lignites (70 à 75 % de C), les houilles (environ 85 % de C) et les anthracites (92 à 95 % de C) ; le rapport H/C y est plus faible que dans les kérogènes à l'origine des pétroles.

b) Carbone inorganique ou carbone minéral

Il existe des minéraux formés de carbone atomique pur tels que le diamant (carbone en maille cubique) et le graphite (carbone en maille hexagonale) mais ils sont très peu abondants.

L'essentiel du carbone inorganique se trouve à l'état oxydé sous plusieurs formes gazeuses, dissoutes ou solides selon le cas :

- le dioxyde de carbone (ou gaz carbonique) CO_2 *i.e.* carbone à nombre d'oxydation + 4 et le monoxyde de carbone *i.e.* carbone à nombre d'oxydation + 2 ; le CO_2 est 1,5 fois plus dense que l'air et il n'existe pas à l'état liquide à la pression atmosphérique ;
- le dioxyde de carbone dissous, ions carbonates CO_3^{2-} et ions hydrogénocarbonates HCO_3^- ;
- les carbonates : carbonate de calcium (CaCO_3 : calcite du système rhomboédrique et aragonite du système orthorhombique, métastable), carbonate de fer (sidérose FeCO_3) et dolomite, carbonate mixte de formule $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$. La calcite est la forme majoritaire.

13.1.2 Réservoirs du carbone

Les estimations ne sont pas toujours connues avec précision et les chiffres varient selon les auteurs. La taille des différents réservoirs est exprimée en masse de carbone ; ainsi une tonne de CO_2 correspond à 0,27 tonne de carbone (270 kg). L'unité la plus couramment utilisée est la gigatonne de carbone, abrégée GtC (1 GtC = 10^9 tonnes de carbone = 10^{12} kg de carbone).

On utilise parfois la tératonne de carbone, abrégée TtC (1 TtC = 10^{12} tonnes de carbone).

On utilise aussi la ppmv qui désigne une partie par million en volume (par exemple, pour un volume de 1 m^3 de mélange gazeux, $1 \text{ ppmv} = 10^{-6} \text{ m}^3 = 1 \text{ cm}^3$).

Il est de règle de distinguer des réservoirs externes (ou superficiels) et des réservoirs profonds (ou internes) ; le carbone y est inégalement réparti, concentré ou dispersé selon le cas (tableau 13.1 et figure 13.1).

a) Réservoirs superficiels

Les grands réservoirs externes sont au nombre de trois : biosphère, atmosphère et hydrosphère ; ils sont de dimensions très différentes.

➤ Atmosphère : 750 GtC

C'est un réservoir de petite taille (750 GtC) contenant des formes gazeuses du carbone, principalement le CO_2 (99 % du C atmosphérique – sa concentration dans l'air est de 380 ppmv en 2007 à raison de $1 \text{ ppmv} \approx 2 \text{ GtC}$) mais aussi des gaz moins abondants (CH_4 , CO) et d'autres à l'état de traces tels que les chlorofluorocarbones (ou CFC). Dans ce réservoir, le carbone est très dilué.

➤ Biosphère (matière organique vivante) : 600 GtC

C'est un réservoir au carbone concentré. Il s'agit de molécules organiques (biomolécules) à l'état solide, de colloïdes ou de formes dissoutes, constitutives de la masse des organismes végétaux et animaux (qu'ils soient marins ou terrestres) ainsi que des micro-organismes (procaryotes, champignons, microalgues). La biosphère est un petit réservoir (600 GtC) essentiellement continental (595 GtC soit plus de 99 %) et principalement végétal ; la biomasse animale et le plancton sont quantitativement tout à fait négligeables. Enfin, la biomasse des procaryotes – bactéries, cyanobactéries et archéobactéries – présents dans les sols des terres émergées et dans les sédiments des fonds marins serait d'un ordre de grandeur comparable à la biomasse des végétaux terrestres (estimation : entre 350 et 550 GtC). Au sein de cette biosphère, il existe des transferts très rapides de carbone *via* les chaînes alimentaires.

➤ Hydrosphère ou océan mondial : 39 000 GtC

Il s'agit de formes dissoutes et très dispersées du carbone. Elles sont réparties en 1 000 GtC dans l'océan superficiel (profondeur 0 à 200 m donc incluant la zone euphotique) et 38 000 GtC dans l'océan profond (profondeur > 200 m).

On distingue le **carbone organique dissous** et le **carbone inorganique dissous**.

Le carbone organique dissous (ou COD) provenant de la dégradation de la biomasse marine représente seulement 2 à 3 % du carbone total dissous.

Le **carbone inorganique dissous** (ou CID) est le résultat de la dissolution du CO_2 et de la dissociation de l'« acide carbonique » H_2CO_3 selon les équations :



équations dans lesquelles $p\text{CO}_2$ est la pression partielle de ce gaz et α est le coefficient de solubilité du CO_2 dans l'eau, coefficient qui diminue lorsque la température de l'eau augmente. Les pourcentages donnés par le **tableau 13.1** pour les eaux superficielles montrent que l'ion hydrogénocarbonate HCO_3^- est donc de loin la forme majoritaire.

Au sein de cette hydrosphère, il existe des **transferts** de carbone depuis les zones superficielles jusqu'aux eaux profondes. En effet, la zone photique est le siège d'une importante production primaire par les organismes autotrophes au carbone car doués de photosynthèse (cyanobactéries, bactéries photosynthétiques, algues planctoniques) ; il s'y ajoute une forte minéralisation biologique (ou biominéralisation) par tous les organismes élaborateurs de tests carbonatés (Foraminifères, Coccolithophoridées, Gastéropodes planctoniques tels que les Ptéropodes). La mort de tous ces êtres vivants est suivie d'un transfert vertical de matière organique et de tests carbonatés. Au cours de sa chute et avant son enfouissement, la matière organique est lentement décomposée par oxydation ; si l'on fixe à 100 la production primaire, on évalue à 1 la quantité de matière organique atteignant le fond et incorporée dans les sédiments.

Les tests carbonatés en calcite (Foraminifères, Coccolithophoridées) sont progressivement dissous au cours de leur chute (**figure 7.9**), d'abord faiblement, puis fortement au niveau de la lysocline (vers 3 500-4 000 m), enfin totalement vers 5 000 m, à la profondeur du niveau de compensation de la calcite (ou CCD pour *Calcite Compensation Depth*). Il en est de même pour les coquilles en aragonite (Ptéropodes) car il existe une lysocline de l'aragonite et un niveau de compensation de l'aragonite (ou ACD pour *Aragonite Compensation Depth*) qui sont moins profonds que pour la calcite (ACD vers 3 000 m).

Important : au-dessous de la CCD, les apports de carbonates venant des eaux superficielles sont totalement dissous (Voir chapitre 7).

b) Réservoirs profonds : croûte, manteau, noyau

Pour des raisons de composition chimique, on aborde ici séparément la croûte et le manteau.

► Croûte

On peut y rechercher le carbone dans quatre sous-réservoirs : les sols, les roches sédimentaires carbonatées, les roches sédimentaires carbonées et enfin l'ensemble des autres roches.

- Les sols – qui incluent les litières et les tourbières – renferment de la matière organique morte (nécromasse). Ils contiendraient en moyenne **1 600 GtC** (de 1 200 à 2 200 GtC). Les pergélisols et les fonds marins contiennent des hydrates de méthane (clathrates) ; ce réservoir est évalué à **10 000 GtC**, malgré une grosse incertitude pour les clathrates des fonds océaniques. Pour la nécromasse des fonds océaniques, les données sont très variables selon qu'elles concernent les grands deltas, les cônes sous-marins ou les plaines abyssales ; elles ne font pas l'unanimité.
- Les roches sédimentaires carbonatées (calcaires, dolomies) et les sédiments carbonatés, qu'ils soient océaniques ou continentaux, constituent le « réservoir carbonates » estimé à **80.10⁶ GtC**. Le carbone y est concentré dans des minéraux tels que la calcite et l'aragonite (CaCO_3) et la dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.
- La matière organique fossile (pétroles et charbons, kérogènes des roches sédimentaires) est estimée entre **15.10⁶** et **20.10⁶ GtC**. Les charbons et les pétroles suffisamment concentrés pour être exploitables représentent moins de 1 % de ce carbone réduit ; le kérogène des sédiments et des roches sédimentaires est la forme prédominante (il y a en fait une énorme indétermination sur ce réservoir « kérogène » extrêmement dispersé).
- Dans les autres roches de la croûte, le carbone est très dilué et sa teneur est méconnue mais elle est très faible et on tend à leur généraliser la teneur en carbone des granites (200 ppm

Voir chapitre 7,
§ 7.2.2

Voir chapitre 7,
§ 7.4.3

Voir chapitre 9,
§ 9.1.3

soit 200 mg/kg). Leur volume étant bien supérieur (au moins 10 fois) à celui des roches sédimentaires, elles représentent une masse de carbone non négligeable mais mal quantifiée ($\approx 50 \cdot 10^6$ GtC).

La croûte est donc un réservoir où le carbone est très inégalement réparti, concentré (sols, « réservoir carbonates », roches sédimentaires carbonées) et très dispersé (autres roches).

► Manteau et noyau

Ce sont deux réservoirs méconnus, au carbone dispersé. La présence de carbone dans le manteau est révélée par le CO_2 libéré lors du dégazage des laves d'origine mantellique telles que les basaltes. Actuellement, ce dégazage est quantitativement modeste mais ce n'était pas le cas lors du dégazage initial de la Terre qui a contribué à la formation d'une atmosphère primitive très riche en CO_2 . La masse de ce réservoir reste d'évaluation difficile et les estimations sont très variables selon les auteurs. Là encore, compte tenu des dimensions du manteau, ce réservoir est sans doute gigantesque ; une valeur située entre $10 \cdot 10^6$ et $100 \cdot 10^6$ GtC a été proposée alors que, pour d'autres, la modélisation des flux de carbone entre le manteau et les autres réservoirs conduit à proposer une masse bien supérieure ($400 \cdot 10^6$ GtC ?).

Enfin, du carbone est certainement présent dans le noyau car c'est un élément sidérophile *i.e.* capable de former des alliages avec le fer, élément abondant du noyau.

TABLEAU 13.1 FORMES ET TAILLES DES RÉSERVOIRS DU CARBONE.

Dans ce tableau, la valeur donnée pour la biomasse n'intègre pas celle des Procaryotes (sols, fonds océaniques). Au sein du manteau, le CO_2 n'étant pas soluble dans les olivines, pyroxènes, grenats et spinelle, il y forme sans doute une phase séparée (carbonates ?).

| Réservoir | État | Nature (formes du carbone) | Masse (en GtC) | | Proportions (ordres de grandeurs) |
|-----------------------------|---|---|------------------------------------|------------------|-----------------------------------|
| Biosphère | solide ou liquide | Biomolécules (glucides, lipides, protides et acides nucléiques, lignines) | 600 | | ε |
| Atmosphère | gazeux | CO_2 (380 ppmv) Traces de CH_4 , CFC et CO | 750 | | |
| Hydrosphère (océan mondial) | dissous | Carbone inorganique dissous HCO_3^- (# 93 %) CO_3^{2-} (# 6 %) CO_2 (# 1 %) | 39 000 | | + |
| | | Carbone organique dissous | | | |
| Croûte | solide : carbonates (carbone oxydé) | calcite, aragonite : CaCO_3 marbres : CaCO_3 dolomite : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | $80 \cdot 10^6$ | $150 \cdot 10^6$ | +++ |
| | solide ou liquide (carbone réduit) | Kérogènes, charbons, pétroles (matière organique fossile) | $15 \cdot 10^6$ à $20 \cdot 10^6$ | | ++ |
| | Nécromasse Clathrates (pergélisols, fonds marins) : $10 \cdot 10^6$ Autres roches : $50 \cdot 10^6$ | | | | |
| Manteau | Solide | Diamant, carbonates ? | $10 \cdot 10^6$ à $100 \cdot 10^6$ | | ++++ |

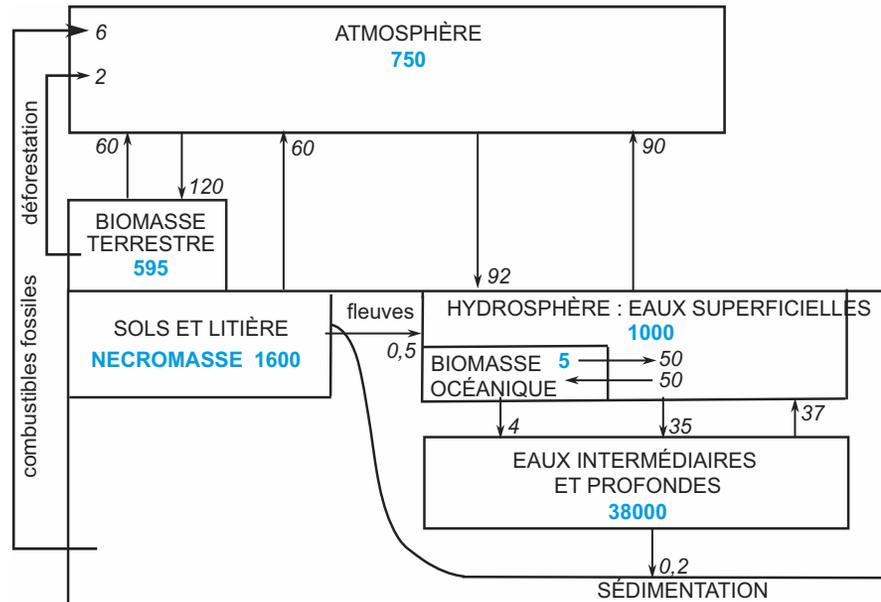


Figure 13.1 Quelques réservoirs et flux de carbone.

Les flux anthropiques (utilisation des combustibles fossiles, déforestation) apparaissent sur la gauche. En noir les flux de carbone entre les réservoirs, en bleu la masse de carbone dans les réservoirs. Les chiffres sont donnés en Gigatonnes de carbone.

c) Bilan

Que retenir de tout cela ? Il existe deux réservoirs mineurs :

- l'atmosphère dans lequel le carbone est très dispersé mais dont les échanges avec les autres réservoirs sont très rapides comme nous allons le voir ;
- la biosphère, essentiellement terrestre et végétale (99 %), réservoir d'importance équivalente à celle de l'atmosphère mais dans lequel le carbone est beaucoup plus concentré et soumis à des flux également très importants.

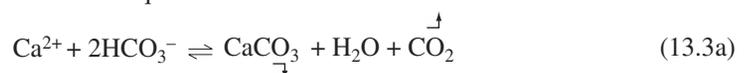
Les réservoirs majeurs sont la croûte et le manteau. Dans la croûte, on retiendra que le « réservoir carbonates » est le plus important (près de 2 000 fois celui des océans) mais nous allons voir que les échanges qui animent ce réservoir sont très lents comparés à ceux des réservoirs fluides (atmosphère, hydrosphère).

Entre les deux extrêmes, l'hydrosphère (océan mondial) est un réservoir de taille intermédiaire (50 fois plus grand que l'atmosphère) dont les échanges avec tous les autres réservoirs sont très importants. Les eaux intermédiaires et les eaux profondes de l'hydrosphère sont le réservoir de carbone le plus important à la surface du globe.

13.1.3 Flux ou échanges entre réservoirs

a) Caractéristiques générales

Les échanges de carbone entre deux réservoirs A et B s'effectuent grâce à des réactions entre deux espèces chimiques carbonées Ca et Cb appartenant respectivement à A et B. Ce sont des réactions d'**équilibre** réversibles, rarement complètes dont le sens de la réaction est déterminé par les concentrations des espèces chimiques [Ca] et [Cb] (loi d'action de masse) et par le couple P,T. Appliquée ci-dessous à l'équilibre des carbonates



cette loi dit que toute augmentation de la concentration d'un membre de l'équilibre déplace la réaction dans le sens de l'amortissement :

- si $[CO_2]$ augmente, cette augmentation est en partie compensée par la dissolution de $CaCO_3$ (évolution de l'équilibre de la droite vers la gauche) ;
- si $[HCO_3^-]$ augmente et si l'ion Ca^{2+} est disponible, cette augmentation est en partie compensée par le dépôt de $CaCO_3$ (évolution de l'équilibre de la gauche vers la droite).

Cet équilibre présente une constante d'équilibre dépendante de la température et de la pression. La température agit sur la solubilité du CO_2 : elle diminue quand la température augmente. Concrètement, une élévation de température conduit au « dégazage » de CO_2 et au dépôt de $CaCO_3$ (par exemple, « entartrage » des bouilloires et des chaudières) ou encore, le pouvoir de dissolution des carbonates par l'eau diminue si la température augmente.

Remarque : Il existe une relation entre la pCO_2 atmosphérique et les concentrations en ions HCO_3^- et CO_3^{2-} de l'hydrosphère. Une élévation de pCO_2 entraîne une élévation de la concentration en HCO_3^- et une baisse de la concentration en ions CO_3^{2-} .

On peut décrire tous les échanges entre réservoirs en prenant le CO_2 atmosphérique comme élément charnière (figure 13.2 et tableau 13.2) car il intervient dans tous les cycles. On distingue ci-dessous les flux enrichissant l'atmosphère en CO_2 (flux entrants) et les flux appauvrissant l'atmosphère en CO_2 (flux sortants).

TABLEAU 13.2 PROCESSUS RÉGLANT LA TENEUR EN CO_2 DE L'ATMOSPHÈRE.

| Processus consommateurs de CO_2 (en GtC/an) | Bilan annuel (en GtC/an) | Processus producteurs de CO_2 (en GtC/an) |
|---|-----------------------------|--|
| Photosynthèses et chimiosynthèses (120) | 0 | Respirations et fermentations (120) |
| Dissolution du CO_2 dans l'hydrosphère : – dissolution dans l'hydrosphère aux hautes latitudes (92) | -2 +0,1 | Libération de CO_2 dans l'atmosphère : – dégazage de l'hydrosphère aux basses latitudes (90) – dégazage du manteau (volcanisme) (0,1) |
| Altération-dissolution des carbonates continentaux (0,5 à 0,6) | 0 | Précipitation des carbonates en milieu marin (0,5 à 0,6) |
| Altération des silicates de Ca et Mg (0,1) | -0,1 ε | Métamorphisme des carbonates |
| Fossilisation de matière organique (0,01) | 0 | Oxydation naturelle de matière organi- que fossile (0,01) Production atmosphérique à partir de CH_4 |
| | + 8 | Activités humaines : – déforestation (2) – combustion de matière organique fossile (charbons, pétroles...), production des ciments, aciers (6) |

La colonne de gauche réunit les processus conduisant à une baisse de la teneur en CO_2 de l'atmosphère (« CO_2 sortant ») ; la colonne de droite réunit les processus ayant l'effet opposé (« CO_2 entrant »). Ils sont souvent inverses et les couples de processus inverses sont en caractères gras dans le tableau. Pour chaque processus, les estimations des flux annuels sont indiquées entre parenthèses (en GtC/an). Dans la colonne médiane, les bilans annuels (en GtC/an) sont indiqués + ou – selon qu'ils enrichissent ou appauvrissent l'atmosphère en CO_2 ; l'océan mondial se comporte plus en puits qu'en source et pompe chaque année 2 GtC. Enfin, les activités humaines (en bleu) conduisent au rejet de 8 GtC/an. L'impact de la déforestation est double : le feu détruit de la biomasse en produisant du CO_2 mais la végétation morte non consommée est progressivement détruite en libérant du CO_2 .

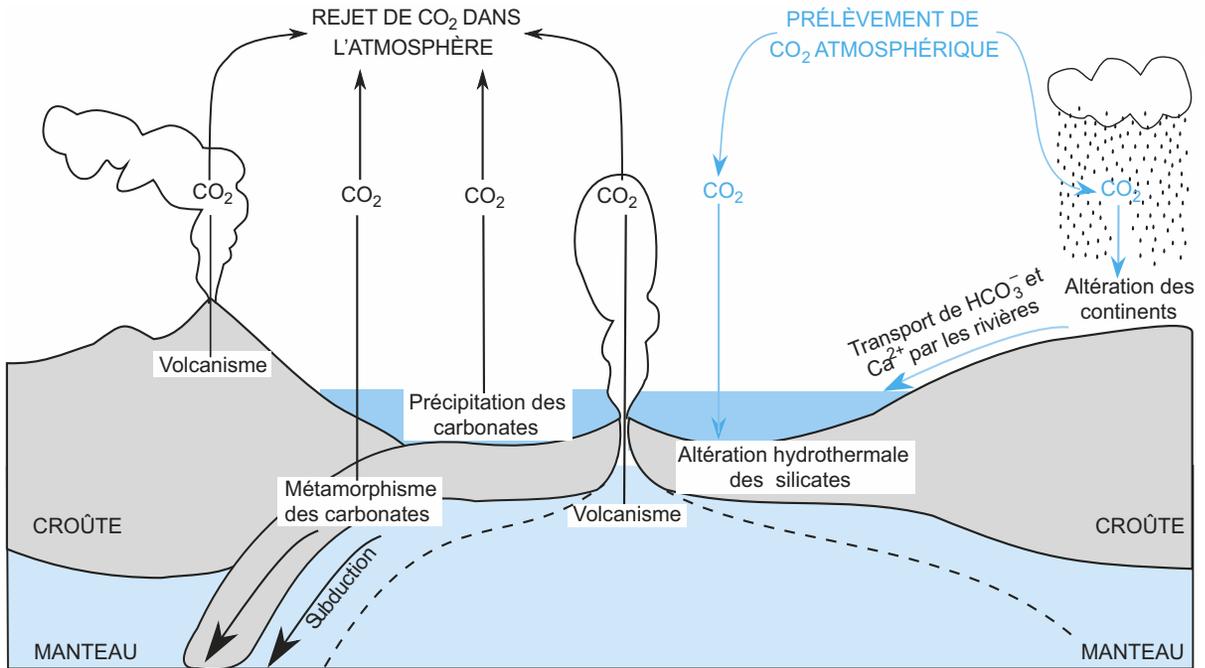


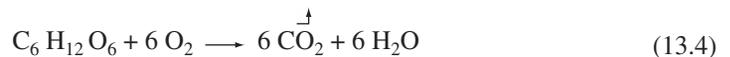
Figure 13.2 Processus géologiques impliqués dans le cycle du carbone.

b) Flux enrichissant l'atmosphère en CO₂

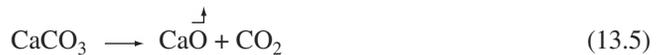
► Processus biologiques

Sont envisagés ici des processus directs et des processus indirects.

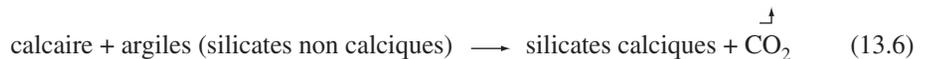
- Dans le premier cas, les êtres vivants rejettent du CO₂ – déchet du catabolisme énergétique – par diverses fermentations et surtout par les respirations, qu'elles soient aérobie (respiration sur O₂) ou anaérobies (respirations sur NO₃⁻, SO₄²⁻ par exemple). La réaction bilan de la respiration aérobie s'écrit :



- Le deuxième cas concerne l'Humanité dont les activités sont à l'origine de rejets quantitativement importants : oxydation (combustions) de matière organique fossile (gaz, pétrole, charbon) à des fins énergétiques et industrielles (fabrication des aciers, de la chaux et des ciments). La fabrication de la chaux est réalisée par chauffage de calcaire selon la réaction :



dans laquelle CaO est la chaux vive. Dans les cimenteries, la réaction



est à la base de la fabrication des ciments. Ce procédé industriel est donc doublement producteur de CO₂ quand l'énergie nécessaire provient de la combustion de matière organique fossile. Tous ces phénomènes sont quasi instantanés à l'échelle des temps géologiques.

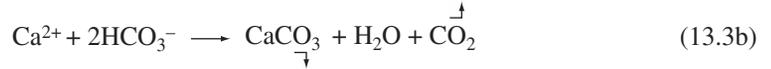
► Dégazage de l'hydrosphère

Les échanges entre l'hydrosphère et l'atmosphère sont régis par la différence de pCO₂ entre ces deux réservoirs. Or le coefficient de solubilité du CO₂ dans l'eau augmentant lorsque la tempé-

rature de l'eau diminue, on peut considérer dans un premier temps que le CO₂ se trouve dissous dans les eaux océaniques froides des hautes latitudes et qu'il est libéré par les eaux océaniques chaudes des basses latitudes (figure 13.9). La prise en compte de la circulation océanique thermohaline conduit à réviser cette vision simple : les remontées d'eaux froides profondes chargées en CO₂ sont sources de CO₂ pour l'atmosphère (zones d'upwelling côtier) et ce sont par ailleurs des zones de forte productivité biologique car elles sont chargées en nutriments (silices, nitrates, phosphates).

► Précipitation des carbonates

La précipitation des carbonates se déroule dans les cours d'eau, les lacs et surtout en milieu marin (mers, océans) selon la réaction :



Dans cette réaction, Ca²⁺ et 2HCO₃⁻ sont les formes solubles alors que CaCO₃, très peu soluble, précipite. La précipitation des carbonates libère toujours du CO₂ et ce CO₂, dissous dans l'hydrosphère, est en partie relâché dans l'atmosphère. Ceci se déroule principalement aux basses latitudes (zones chaudes intertropicales) car les températures élevées diminuent la solubilité du CO₂ d'où la tendance au dégazage de l'hydrosphère.

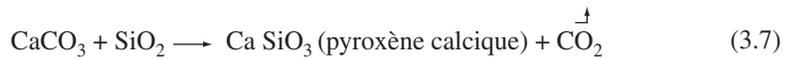
Outre la précipitation chimique spontanée, la précipitation biologique est très importante : formation de tests (nombreux micro-organismes planctoniques à test calcaire réalisant ou non la photosynthèse), de coquilles (Mollusques) et de squelettes (coraux, oursins). L'ensemble est appelé « biominéralisation ».

Remarque : la précipitation des carbonates enrichit la croûte en CO₃²⁻ et l'atmosphère en CO₂ aux dépens du réservoir HCO₃⁻ de l'hydrosphère.

► Phénomènes strictement géologiques

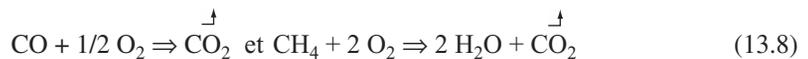
On peut en citer trois :

- l'oxydation naturelle de la matière organique fossile, inéluctable lorsque la tectonique et l'érosion la ramènent à l'affleurement (gisements d'asphaltes en Iran) ;
- le dégazage du manteau à la faveur du volcanisme des dorsales et des marges actives ;
- le métamorphisme des carbonates, principalement dans les zones de subduction. Une partie des sédiments carbonatés océaniques s'accumule au niveau des prismes d'accrétion mais le reste est entraîné dans la subduction avec le panneau plongeant. En profondeur et à haute température, les carbonates réagissent avec la silice en libérant du CO₂ :



► Production atmosphérique de CO₂

Cette production est réalisée par oxydations spontanées du monoxyde de carbone (grâce aux UV) et du méthane.



Le méthane a des origines multiples :

- la thermométhanisation : diagenèse précoce des sédiments riches en matière organique morte et craquage thermique naturel de la matière organique fossile ;
- la biométhanisation : méthanogenèse assurée par des archéobactéries autotrophes au carbone et strictement anaérobies. Tous les milieux anoxiques et riches en matière organique sont susceptibles de renfermer des méthanogènes : sols et notamment pergélisols en période estivale, sédiments océaniques, marais, rizières mais aussi panse des ruminants et tube digestif de nombreux insectes (termites).

Voir chapitre 11

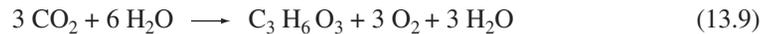
c) Flux appauvrissant l'atmosphère en CO₂

Ils sont réalisés par des processus souvent inverses des précédents.

► Processus biologiques

La photosynthèse est réalisée à la lumière par :

- des bactéries à photosynthèse anoxygénique sur H₂S (donneur d'électrons) avec dépôt de S ;
- les cyanobactéries, les algues et les végétaux terrestres à photosynthèse oxygénique sur H₂O (donneur d'électrons) avec dégagement de O₂. La réaction de la photosynthèse oxygénique s'écrit :



Trois moles de CO₂ forment par photosynthèse une mole de glucide à trois atomes de carbone (triose) ou encore, une mole de CO₂ forme par photosynthèse une mole de carbone organique C H₂ O.

Enfin, il existe des micro-organismes chimiosynthétiques mais leurs métabolismes présentent un faible rendement et donc un faible impact en regard des photosynthèses.

Remarque : tous ces phénomènes sont quasi instantanés à l'échelle des temps géologiques.

► Dissolution du CO₂

Les lois de dissolution du CO₂ dans l'eau de mer ont déjà été abordées (§ 13.1 et 13.2). La prise en charge du CO₂ atmosphérique par l'hydrosphère est un phénomène physique ; elle augmente lorsque la teneur en CO₂ atmosphérique s'élève ; elle est assurée principalement par les eaux océaniques froides à fort pouvoir solvant donc aux hautes latitudes. Les eaux météoriques chargées en CO₂ constituent aussi un apport de CO₂ pour les cours d'eau, mers et océans. Cette dissolution est fortement influencée par l'activité photosynthétique, consommatrice de CO₂, qui fait des eaux superficielles (zone euphotique) un véritable puits à CO₂.

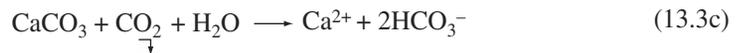
► Phénomènes strictement géologiques

On peut en retenir trois :

le piégeage du carbone dans la matière organique fossile

Ce piégeage est réalisé au sein de la biomasse puis de la nécromasse contenue dans les sédiments. Le plus souvent, la matière organique est très rapidement dégradée par oxydation microbienne (respirations, fermentations) ou minérale. Parfois, des contextes géologiques la préservent et permettent la formation de kérogènes, pétroles et charbons : forte sédimentation riche en matière organique et enfouissement rapide la protégeant de l'oxydation. C'est le cas en milieu aquatique (marin ou lacustre) avec les boues riches en plancton à l'origine des pétroles et en milieu continental avec les dépôts terrigènes fins riches en débris ligneux à l'origine des charbons ;

l'altération-dissolution des carbonates selon la réaction :



C'est la réaction inverse de celle de la précipitation des carbonates (13.3b).

Elle a lieu principalement lors de l'altération des calcaires continentaux. Les eaux de pluie chargées de CO₂ atmosphérique s'infiltrent dans les sols où elles se chargent encore du CO₂ provenant de la respiration racinaire des végétaux et de la respiration des micro-organismes du sol. Ces eaux très chargées en CO₂ dissolvent les calcaires et autres carbonates en surface et dans la masse des massifs rocheux. C'est l'**altération karstique**.

Ces eaux chargées en ions Ca²⁺ et HCO₃⁻ retournent à la mer *via* le réseau hydrographique des rivières et les fleuves ; là, une nouvelle précipitation de carbonates est possible (13.3b).

À l'échelle régionale ou à l'échelle du globe, l'altération des carbonates peut être amplifiée quand des masses calcaires situées en profondeur se trouvent portées à l'affleurement et expo-

Voir Biologie
2^e année,
chapitre 9, § 9.2.2

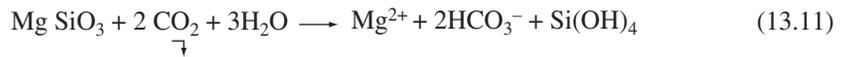
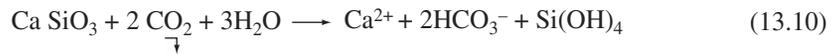
Voir chapitre 7,
§ 7.4.3

sées à l'altération suite à des mouvements tectoniques (tectogenèse) ou à une baisse du niveau marin (eustatisme).

Remarque : la solubilisation des carbonates consomme du CO₂ donc prélève du CO₂ atmosphérique et finalement enrichit l'hydrosphère en ions HCO₃⁻.

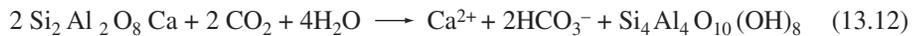
l'altération des silicates calciques et des silicates magnésiens

En domaine continental, les eaux de ruissellement et d'infiltration sont chargées en CO₂ d'origine atmosphérique ou biologique ; au cours de leur percolation, elles altèrent les roches endogènes telles que les granitoïdes (granites, granodiorites, diorites quartziques) et les roches effusives (basaltes et andésites) ou mantelliennes (péridotites) constituées de silicates. Ce phénomène, illustré par l'altération de pyroxènes calciques et magnésiens (13.10) et (13.11) met en circulation des ions HCO₃⁻ et de la silice dissoute Si(OH)₄ :



Ces substances dissoutes rejoignent les eaux marines *via* le réseau hydrographique.

L'altération de l'anorthite (plagioclase calcique) en kaolinite [Si₄Al₄O₁₀(OH)₈] est également consommatrice de CO₂ (13.12).



En domaine océanique, les eaux hydrothermales qui percolent à travers les basaltes et les gabbros des fonds océaniques puis rejaillissent au niveau des « fumeurs » assurent également une altération des pyroxènes calciques et magnésiens contenus dans ces roches. Les réactions bilan sont identiques aux précédentes (13.10), (13.11) et (13.12).

Remarque : la solubilisation des silicates calciques et/ou magnésiens est aussi consommatrice de CO₂, donc prélève du CO₂ atmosphérique et enrichit l'hydrosphère en HCO₃⁻.

Après avoir abordé les aspects quantitatifs – la taille des réservoirs – et les aspects qualitatifs des flux entre réservoirs (figure 13.2 et tableau 13.2), revenons à des aspects quantitatifs : quelles sont les quantités de carbone mises en jeu dans les flux entre ces réservoirs ? À quelles vitesses s'effectuent ces flux ? Quels sont les cycles du carbone et à quelles vitesses tournent-ils ?

13.2 CYCLES ACTUELS ET TEMPS DE RÉSIDENCE : CYCLE GLOBAL ET SOUS-CYCLES

13.2.1 Modèle des boîtes, flux et temps de résidence

a) Définitions

Les réservoirs ne sont pas clos ; ce sont des systèmes ouverts qui, à tout moment, reçoivent et perdent du carbone. Par définition, un réservoir (une « boîte ») est à l'équilibre (figure 13.3) lorsqu'il reçoit autant de carbone (flux entrant F_e) qu'il en perd (flux sortant F_s). À l'équilibre, la masse M de carbone de ce réservoir est donc constante ; on parle d'état stationnaire. On appelle temps de résidence τ (*tau*) du carbone le temps passé par un atome de carbone dans un réservoir ; il est donné par le rapport entre la masse M de carbone de ce réservoir et les flux entrant ou sortant, égaux à l'équilibre :

$$\tau = M/F \quad \text{avec} \quad F = F_s = F_e$$

Ce temps de résidence peut être obtenu, pour un réservoir qui n'est pas à l'équilibre, en divisant par la moyenne des flux entrant et sortant (figure 13.3). Ceci suppose donc une connaissance aussi précise que possible de la masse des réservoirs et des différents flux animant ces réservoirs.

Voir chapitre 3,
§ 3.1.3a

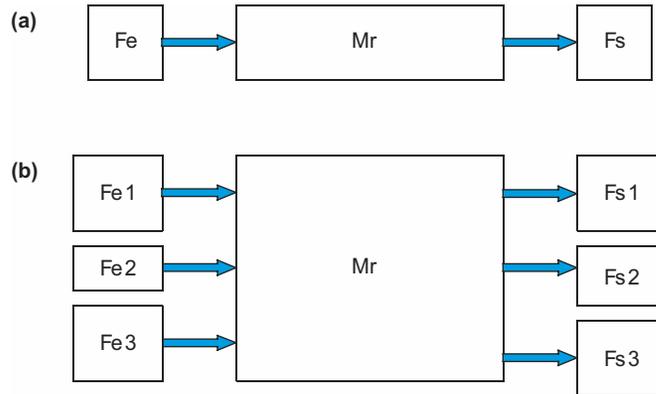


Figure 13.3 Calcul d'un temps de résidence.

Dans le cas d'un réservoir ouvert qui reçoit autant de carbone qu'il en perd (a), alors les flux entrant Fe et sortant Fs sont égaux : $Fe = Fs = F$. Le réservoir de masse Mr est en équilibre ($Mr = \text{constante}$) et le temps de résidence est $\tau = Mr / F$. Dans le cas d'un réservoir ouvert qui reçoit et perd plusieurs flux différents de carbone (b), le flux moyen entrant dans le réservoir est $F_{me} = \sum Fe_i$ et le flux moyen sortant est $F_{ms} = \sum Fs_j$.

Le flux moyen animant ce réservoir est $F_x = (F_{me} + F_{se})/2$ et le temps de résidence = $\tau Mr/F_x$.

La valeur de τ est exprimée en unités de temps.

b) Flux et temps de résidence

Le temps de résidence τ du carbone dans un réservoir est donc la résultante de flux entrants et de flux sortants multiples avec plusieurs autres réservoirs. Ce paramètre τ permet d'estimer concrètement la vitesse des échanges dans la partie du cycle où ce réservoir est impliqué.

► Flux et temps de résidence dans la biosphère

Le flux entre atmosphère et biosphère continentale implique à la fois la végétation et les sols. La fixation de CO_2 atmosphérique réalisée par la photosynthèse des végétaux terrestres est estimée à 120 GtC par an (la production primaire brute représente un flux de carbone sortant de l'atmosphère). Mais la respiration de ces végétaux libère 60 GtC par an. Le bilan est donc de 60 GtC de CO_2 atmosphérique réellement fixées par les végétaux terrestres chaque année (production primaire nette). À cela, il faut ajouter la respiration des sols (microflore et microfaune), la consommation par les herbivores et la déforestation (feux de forêts) qui représentent un total de 62 GtC par an. Au final, le flux de carbone entrant dans l'atmosphère (120 GtC par an) équilibre le flux sortant. À partir de ces chiffres, on peut estimer le temps de résidence du carbone dans la biosphère continentale : τ (biosphère continentale) = $595/120 \approx 5$ ans. On peut réaliser le même calcul en milieu marin. La production primaire océanique est estimée entre 30 et 150 GtC/an avec une moyenne de 50 GtC/an. Ce carbone est prélevé dans le CO_2 et le réservoir HCO_3^- des eaux superficielles, elles-mêmes en équilibre avec l'atmosphère. Si l'on considère le système à l'équilibre, le temps de résidence du carbone dans la biosphère marine est : τ (biosphère océanique) = $5/50 \approx 36,5$ jours. Ce sont donc dans tous les cas des durées très courtes à l'échelle des temps géologiques.

► Flux et temps de résidence dans l'atmosphère

Le calcul du temps de résidence du carbone dans l'atmosphère doit prendre en compte de nombreux flux, entrants et sortants de l'atmosphère (tableau 13.2) :

- en se limitant à la biosphère continentale, le flux sortant du couple « photosynthèse-chimiosynthèse » (120) et le flux entrant du couple « respiration-fermentation » (120) ;

Voir chapitre 7,
§ 7.2.2a

- la dissolution par les eaux froides des hautes latitudes (92 GtC/an) et le dégazage par les eaux chaudes des basses latitudes et les zones d'*upwelling* (90 GtC/an) font que chaque année, l'hydrosphère absorbe 2 GtC ;
- la dissolution des carbonates continentaux selon la réaction (13.3c) est suivie du retour à la mer et à l'océan des ions Ca^{2+} et HCO_3^- entraînés par les eaux de ruissellement. Actuellement, les mesures des concentrations d'ions HCO_3^- exportés par les fleuves permettent d'estimer ce flux du continent vers l'océan à environ 0,5 GtC/an. En milieu marin, la réaction inverse (13.3b) permet la précipitation des carbonates, qu'elle soit chimique ou biologique. Ces deux phénomènes annulent leurs effets : la consommation de CO_2 lors de l'altération est compensée par la libération de CO_2 lors de la précipitation ;
- l'altération des silicates continentaux est aussi consommatrice de CO_2 (13.11) et (13.12). Elle est suivie du retour à la mer et à l'océan des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- entraînés par les eaux de ruissellement. En milieu marin, la précipitation des carbonates (13.3b) libère du CO_2 mais il faut bien noter que cette précipitation n'en libère qu'une molécule alors que l'altération en a consommé deux. Au final, cette consommation de CO_2 est estimée à 0,1 GtC/an ;
- le volcanisme rejette 0,1 GtC/an et la subduction en consomme autant.

Si l'on considère l'atmosphère en équilibre, le flux entrant dans l'atmosphère est d'environ 220 GtC/an (respiration-fermentation de la biomasse terrestre : 120 ; dégazage de l'hydrosphère : 90 ; activités humaines : 8 ; les autres phénomènes tels que l'altération, la subduction et le volcanisme sont tout à fait négligeables). Le temps de résidence pour l'atmosphère vaut alors $750/220 \approx 3,4$ ans, durée géologiquement très courte.

➤ Flux et temps de résidence du « réservoir carbonates »

En prenant un flux d'érosion chimique de 0,5 GtC par an, le temps de résidence moyen du carbone dans le réservoir carbonates est de l'ordre de $80 \cdot 10^6 / 0,5$ soit $160 \cdot 10^6$ ans mais, compte tenu des grandes incertitudes concernant les évaluations du réservoir carbonates et de l'érosion chimique, certains auteurs proposent des temps de résidence plus longs (200, 250 voire 300 Ma), durées très longues à l'échelle des temps géologiques. Ces valeurs signifient que depuis 3 Ga (encart 13.2), le « réservoir carbonates » a été renouvelé au moins 10 fois ; ceci est en accord avec la décroissance de l'abondance des formations carbonatées avec l'âge (probabilité d'altération-dissolution croissante avec l'âge).

➤ Flux et temps de résidence dans le manteau

Le volcanisme apporte du CO_2 à l'atmosphère et à l'hydrosphère. Ce flux est estimé à un peu moins de 0,1 GtC par an. Ces pertes mantelliques sont compensées par une quantité équivalente de CO_2 apportée dans le manteau supérieur grâce au phénomène de subduction.

Si l'on considère que le manteau est à l'équilibre, le temps de résidence du carbone dans le manteau est compris entre $10 \cdot 10^6 / 0,1$ et $100 \cdot 10^6 / 0,1$ soit entre 100 millions et 1 milliard d'années. Ce sont ici des durées très longues à l'échelle des temps géologiques.

c) Bilan comparatif

Les réservoirs superficiels (atmosphère, hydrosphère, biosphère) sont de petite taille et le carbone y est recyclé en quelques dizaines, centaines voire milliers d'années. Les réservoirs profonds sont gigantesques mais leurs flux sont très réduits et le carbone y est recyclé en centaines de millions d'années. En conclusion, plus un réservoir est petit, plus il est réactif (le temps de résidence du carbone y est court) et inversement, plus un réservoir est grand, moins il est réactif (temps de résidence long).

Remarque : il existe une relation inverse entre la taille du réservoir et le temps de résidence. Ceci nous amène à distinguer des cycles rapides (temps de résidence court) et des cycles lents (temps de résidence long).

13.2.2 Cycle global du carbone

Tous les réservoirs étant interdépendants, il existe un cycle global (*i.e.* à l'échelle du globe) dans lequel on distingue plusieurs sous-cycles ou rouages qui concernent des masses de carbone très différentes et ont des temps de bouclage très différents :

- le sous-cycle biologique ou « cycle du carbone réduit » est un cycle rapide (petits réservoirs subissant des flux élevés) ;
- le sous-cycle crustal et le sous-cycle mantellique ou « cycles du carbone oxydé » sont des cycles lents (grands réservoirs subissant des flux faibles)(figure 13.2).

a) Sous-cycle biologique

C'est le rouage biogéochimique du cycle : les êtres vivants en sont les acteurs essentiels. On l'appelle « cycle du carbone réduit » car le carbone y transite sous forme réduite et sous forme oxydée mais c'est la forme réduite qui est originale. Ce cycle très rapide anime les trois réservoirs externes : biosphère, atmosphère et hydrosphère mais aussi la croûte lorsqu'il y a fossilisation de matière organique.

► Activité photosynthétique et activité respiratoire

La photosynthèse oxygénique est réalisée par les êtres vivants autotrophes (cyanobactéries, algues, végétaux terrestres) ; le CO_2 vient de l'atmosphère pour les végétaux terrestres et de l'immense réservoir « $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^-$ » pour la biomasse marine. Une respiration impliquant le carbone est réalisée par les êtres vivants chimioorganotrophes aérobies et par les photolithotrophes (cyanobactéries, algues, végétaux terrestres). À côté de la respiration productrice de CO_2 , il existe dans les marécages, mangroves, rizières des métabolismes producteurs de méthane (CH_4) ; dans l'atmosphère, celui-ci est négligeable comparé au CO_2 mais il exerce un effet de serre près de vingt fois supérieur.

Dans les écosystèmes naturels à l'équilibre, photosynthèse et respiration s'équilibrent : la masse de carbone incorporée dans les organismes par les producteurs primaires et ceux qui s'en nourrissent est égale à la masse de carbone rejeté par toutes les réactions du catabolisme oxydatif (respiration des végétaux verts, des herbivores, des carnivores, des détritivores et respirations et fermentations des décomposeurs). C'est le cas des forêts équatoriales à l'équilibre (« La forêt d'Amazonie n'est pas le poumon de la planète »). De même sous nos climats, dans une forêt à l'équilibre, il y a excès de fixation de C et de rejet de O_2 à la belle saison mais, en mauvaise saison, il y a excès de respiration et de décomposition de la matière organique avec consommation d' O_2 et rejet de CO_2 . Sur l'année, le bilan global est nul ; il peut même devenir négatif s'il y a sénescence, réduction ou destruction de la forêt car alors, la respiration et la décomposition l'emportent. En revanche, dans le cas d'un écosystème en croissance (jeune forêt), la biomasse augmente et la fixation de CO_2 est excédentaire.

Il y a aussi excès de fixation de C en cas de fossilisation de la matière organique sous forme d'humus, de tourbe, de kérogènes, de charbon et de pétroles : enfouissement rapide de végétaux ligneux dans des sédiments terrigènes donnant les charbons, sédimentation et accumulation de boues marines et lacustres riches en plancton mort donnant les pétroles.

► Sous-cycle biologique au cours du temps

Ce cycle quasiment instantané à l'échelle des temps géologiques et aux temps de résidence faibles (§ 13.2.1b) mobilise actuellement 170 GtC/an (productions primaires continentale et océanique) mais le total cumulé depuis qu'existe une biosphère est énorme (effet cumulatif ou amplificateur du temps).

Au cours du Phanérozoïque, ce cycle est marqué par (§ 13.3.2a) :

- l'absence des végétaux vasculaires jusqu'au Dévonien ;
- l'émergence des végétaux vasculaires durant le Dévonien ;
- la prépondérance des végétaux vasculaires depuis le Carbonifère et celle des Angiospermes depuis le début du Crétacé.

La décroissance du taux de CO₂ atmosphérique est liée à l'installation des végétaux vasculaires.

Il existe un lien entre CO₂, plantes vasculaires et cinétique de l'altération continentale : le CO₂ est favorable au développement des plantes vasculaires puisqu'il est le substrat de la Rubisco (photosynthèse) mais les productions acides des plantes (CO₂ rejeté par les racines, acides humiques et acides fulviques dérivés de la dégradation des lignines et des hémicelluloses) favorisent l'altération. Enfin, les charbons proviennent de l'accumulation de débris ligneux.

On peut donc distinguer un cycle du carbone réduit avant et après l'émergence des végétaux vasculaires et même après celle des Angiospermes.

b) Sous-cycle crustal

Comme son nom l'indique, il met en jeu du carbone localisé dans la croûte terrestre et, hormis le carbone organique fossile, il concerne le carbone oxydé. Il est connecté à l'atmosphère et à l'hydrosphère puisque le CO₂ y participe mais, outre les échanges entre atmosphère et hydrosphère, il comprend deux couples de processus géologiques qui se déroulent dans la croûte : la dissolution et la précipitation des carbonates, l'altération et le métamorphisme des silicates. Il anime donc quatre réservoirs : croûte, atmosphère, hydrosphère et biosphère.

➤ Couple « dissolution - précipitation des carbonates »

La dissolution des carbonates continentaux (13.3c) est suivie du retour à la mer et à l'océan des ions Ca²⁺ et HCO₃⁻ entraînés par les eaux de ruissellement. En milieu marin, la réaction inverse (13.3b) permet la précipitation des carbonates, qu'elle soit chimique ou biologique. Les mesures des concentrations d'ions HCO₃⁻ exportés par les fleuves permettent d'estimer ce flux du continent vers l'océan à 0,5 GtC/an. À l'échelle des temps géologiques, ces deux phénomènes annulent leurs effets : la consommation de CO₂ lors de l'altération est compensée par la libération de CO₂ lors de la précipitation.

➤ Couple « altération et métamorphisme des silicates »

L'altération des silicates continentaux est aussi consommatrice de CO₂ (13.11) et (13.12). Elle est suivie du retour à la mer et à l'océan des ions Ca²⁺, Mg²⁺ et HCO₃⁻ entraînés par les eaux de ruissellement. En milieu marin, la précipitation des carbonates, chimique ou biologique (13.3b), libère du CO₂ mais il faut bien noter que cette précipitation ne libère qu'une molécule alors que l'altération en consomme deux. Au final, cette consommation est estimée à 0,1 GtC/an.

Le métamorphisme des carbonates (13.7) se déroule dans les parties profondes des chaînes de montagne mais ce flux de CO₂, très difficile à évaluer donc mal connu, est sans doute quantité négligeable.

➤ Sous-cycle crustal au cours du temps

Sur une année, ce cycle affecte des masses de carbone très faibles mais elles deviennent très élevées sur des durées très longues (du Ma à la centaine de Ma) : effet amplificateur du temps. Ce cycle est très dépendant de plusieurs paramètres :

- les paramètres P et T agissant sur l'équilibre des carbonates (§ 13.1.3a) ;
- le taux de CO₂ du couple « atmosphère – hydrosphère » lui-même dépendant des émissions volcaniques de CO₂ (figure 13.4) ;
- les variations du niveau marin (transgression/régression, figure 13.5) ;
- les cycles orogéniques (orogénèse suivie d'érosion – altération, figure 13.5).

La mise en place de reliefs par les orogénèses, la mise à nu de surfaces épicontinentales lors des régressions marines exposent des roches (calcaires, silicates calciques, silicates magnésiens) à l'altération qui est consommatrice de CO₂. En ce sens, on peut considérer que l'Himalaya, par l'érosion et l'altération qui s'exerce en particulier sur son flanc sud (climat de mousson) constitue actuellement un puits de CO₂. Il en est de même des trapps du Deccan dont on estime que seule la moitié a été érodée depuis leur mise en place à la fin du Crétacé.

Voir chapitre 7,
§ 7.2.2a

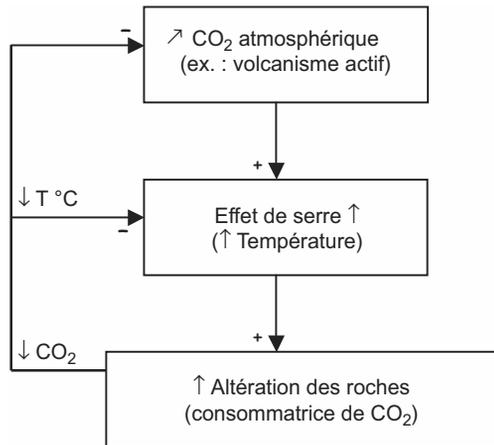


Figure 13.4 Lien entre CO_2 atmosphérique et climat : exemple de rétroaction négative. L'altération des roches et minéraux silicatés est un puits de CO_2 .

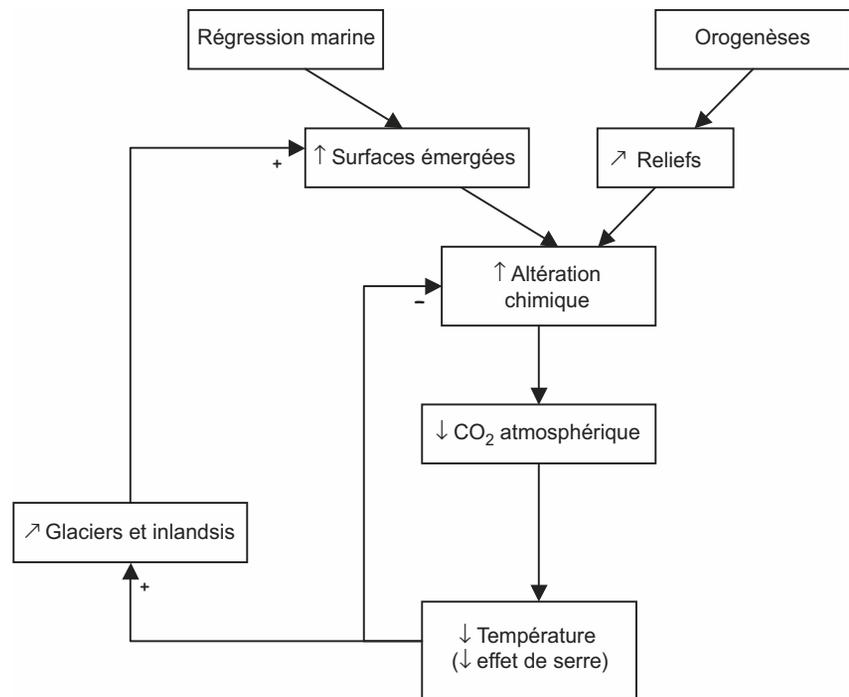


Figure 13.5 Lien entre le taux de CO_2 atmosphérique et l'extension des reliefs et des surfaces continentales.

c) Sous-cycle mantellique

Ce sous-cycle concerne du carbone oxydé et, comme son nom l'indique, il implique du carbone localisé dans le manteau mais aussi dans la croûte terrestre. Il comprend deux branches :

- le dégazage mantellique qui apporte du CO_2 dans l'atmosphère par le volcanisme (axe des dorsales, marges actives – arcs insulaires, cordillères – et points chauds) ;
- la sédimentation carbonatée des fonds marins et le retour du carbone des carbonates dans le manteau par subduction.

Plusieurs points sont à retenir :

- il s'agit d'un sous-cycle très lent bouclé sur plusieurs centaines de Ma, comme la convection mantellique ;
- de nombreuses incertitudes persistent (émissions de CO₂ au niveau des marges actives, part des carbonates océaniques entraînés en subduction ou retenus dans les prismes d'accrétion) ;
- ce cycle n'est pas très important actuellement : en admettant que le réservoir mantellique actuel est en état stationnaire, les estimations du dégazage du manteau (0,1 GtC/an) et de l'entraînement par subduction (0,1 GtC/an) donnent une idée des masses de carbone impliquées, encore plus faibles que pour le sous-cycle crustal.

Ces trois sous-cycles possèdent des étapes communes :

- la fossilisation de la matière organique est commune au cycle biologique et au cycle crustal ;
- la dissolution-précipitation des carbonates est commune au cycle crustal et au cycle mantellique.

Enfin, ces rouages sont connectés à deux réservoirs externes : l'atmosphère et l'hydrosphère.

13.3 CYCLE DU CARBONE DEPUIS 200 MILLIONS D'ANNÉES. QUEL DEVENIR ?

13.3.1 Outils de la reconstitution des flux du carbone au cours du temps

a) Loi d'action de masse

Rappelée ici, elle a déjà été abordée et appliquée à l'équilibre des carbonates (§ 13.1.3a). Cette loi dit que toute augmentation de la concentration d'un membre déplace la réaction dans le sens de l'amortissement. Elle s'applique à toutes les époques géologiques.

b) Fractionnement isotopique du carbone, marqueur de l'évolution des réservoirs « carbonates » et « matière organique fossile »

► Notion de fractionnement isotopique

Les deux isotopes stables du carbone ¹²C et ¹³C diffèrent par leurs noyaux (protons + neutrons : 12 et 13) ; il existe donc un ¹²CO₂ léger et un ¹³CO₂ lourd.

Dans la photosynthèse, le ¹²CO₂ léger diffuse et réagit le plus vite ; la photosynthèse concentre le ¹²C dans la matière organique. Inversement, lors de la dissolution dans l'eau du CO₂ atmosphérique et lors de la précipitation de carbonates, le ¹³CO₂ plus lourd est légèrement privilégié ; ces phénomènes s'effectuent avec enrichissement en ¹³C. Retenir la préférence de la photosynthèse pour le ¹²C et la préférence de la précipitation pour le ¹³C.

► Évaluation du fractionnement isotopique : le δ¹³C

L'écart relatif de la qualité isotopique d'un échantillon par rapport à un standard est exprimé sous la forme :

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}} \right] / \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}} \times 1\,000$$

Le standard PDB est la qualité isotopique du carbone extrait de la calcite d'un rostre de bélemnite de la formation de Pedee (*Pedee Belemnite*) du Crétacé supérieur de Caroline du Nord (États-Unis). Ce mollusque céphalopode constitue un bon standard car les bélemnites étaient des animaux marins et le Crétacé supérieur est une période aux climats peu contrastés et dépourvue de calotte glaciaire permanente.

► Quelques valeurs significatives du δ¹³C

Pour la matière organique, le fractionnement systématique lors de la photosynthèse notamment avec enrichissement en ¹²C et appauvrissement en ¹³C conduit à un δ¹³C bas (δ¹³C = -10 à -15 ‰ pour les plantes en C₄ et -25 ‰ pour les plantes en C₃) ; ces δ¹³C sont encore plus faibles dans la matière organique fossile (-20 à -40 ‰ pour charbons et pétroles) en raison des phénomènes ultérieurs de réduction. Pour la matière minérale, carbonates et hydrogéocarbo-

nates ont un $\delta^{13}\text{C}$ proche de zéro (en raison du standard qui est un fossile marin), la calcite est légèrement enrichie en isotope lourd ($\delta^{13}\text{C}$ de + 2) et le CO_2 atmosphérique est appauvri en isotope lourd ($\delta^{13}\text{C} = -7$ à -8‰) du fait des échanges océan \rightarrow atmosphère qui privilégient le CO_2 léger.

► Application à l'évaluation de l'évolution de la biomasse en milieu marin

La teneur en $^{13}\text{CO}_2$ de l'eau de mer est fonction de l'abondance de matière organique puisque celle-ci est enrichie en ^{12}C . En conséquence, le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins qui est quasiment celui des eaux au moment de leur précipitation est un indicateur de l'évolution de la biomasse et notamment de sa fossilisation. Au cours d'une période de forte productivité biologique, la faible séquestration du ^{13}C dans la matière organique fossilisée conduit à un enrichissement corrélatif des eaux et donc à un $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates précipités élevé ; ainsi, les « excursions positives » du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins (figure 13.6) à la base du Jurassique supérieur (Oxfordien) et au Crétacé inférieur coïncident ainsi avec des gisements pétroliers (Arabie, golfe du Mexique). Ceci peut être généralisé à toutes les périodes de fort $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins qui sont des périodes de forte productivité biologique marine.

13.3.2 Cycle du carbone au cours du temps

Le cycle géochimique du carbone s'est-il toujours réalisé entre les mêmes réservoirs, avec les mêmes transferts et aux mêmes vitesses ?

a) Préambule (Hors programme des classes BCPST)

La Terre, formée vers $-4,55$ Ga par l'accrétion de météorites (chondrites), a vécu un dégazage précoce et intense pendant près de 100 Ma. Ce dégazage a créé une atmosphère primitive (encart 13.2) riche en CO_2 et H_2O ; il est beaucoup moins intense actuellement. Depuis au moins 3,5 Ga, la photosynthèse oxygénique réalisée par les cyanobactéries a lentement fait évoluer cette atmosphère primitive dans le sens d'un appauvrissement en CO_2 et d'un enrichissement en O_2 .

ENCART 13.2

L'atmosphère primitive et son évolution



Par chauffage et dégazage de chondrites, on obtient un mélange formé principalement de CO_2 et H_2O , accessoirement N_2 et CO et enfin CH_4 , NH_3 et H_2S à l'état de traces. Ceci révèle une atmosphère primitive riche en CO_2 et on aboutit à la même conclusion en remettant en circulation tout le carbone contenu dans les carbonates et dans la matière organique fossile. L'appauvrissement en CO_2 date des débuts de la photosynthèse. Les plus anciennes roches sédimentaires non métamorphisées datent de $-3,5$ Ga (formation de *Warrawoona*, Australie) avec présence de stromatolites dues sans doute à l'activité de cyanobactéries (« corps bactériomorphes »). Leur $\delta^{13}\text{C}$ bas indique que cette matière organique a été formée par photosynthèse. Il s'agissait sans doute d'une photosynthèse oxygénique car, dès cette époque, on note la présence de dépôts de sulfates (S oxydé) et non de sulfures (S réduit). La photosynthèse oxygénique serait donc apparue avant $-3,5$ Ga (entre $-3,8$ et -4 Ga ?). Des arguments indirects vont dans le sens d'un appauvrissement en CO_2 et d'un enrichissement en O_2 de l'atmosphère depuis $-3,5$ Ga :

- l'existence de dépôts carbonatés (calcaires) depuis $-3,5$ Ga indique un piégeage du CO_2 et, à partir de cette époque, la masse de ces calcaires va croissante ;
- depuis -2 Ga, les sédiments ne contiennent plus de composés réduits (sulfures de Fe^{2+}) mais oxydés (Fe^{3+}) ;
- depuis la base du Dévonien supérieur (-370 Ma) existent des animaux appartenant à des taxons encore représentés de nos jours donc l'atmosphère du Dévonien devait être assez proche de l'atmosphère actuelle.

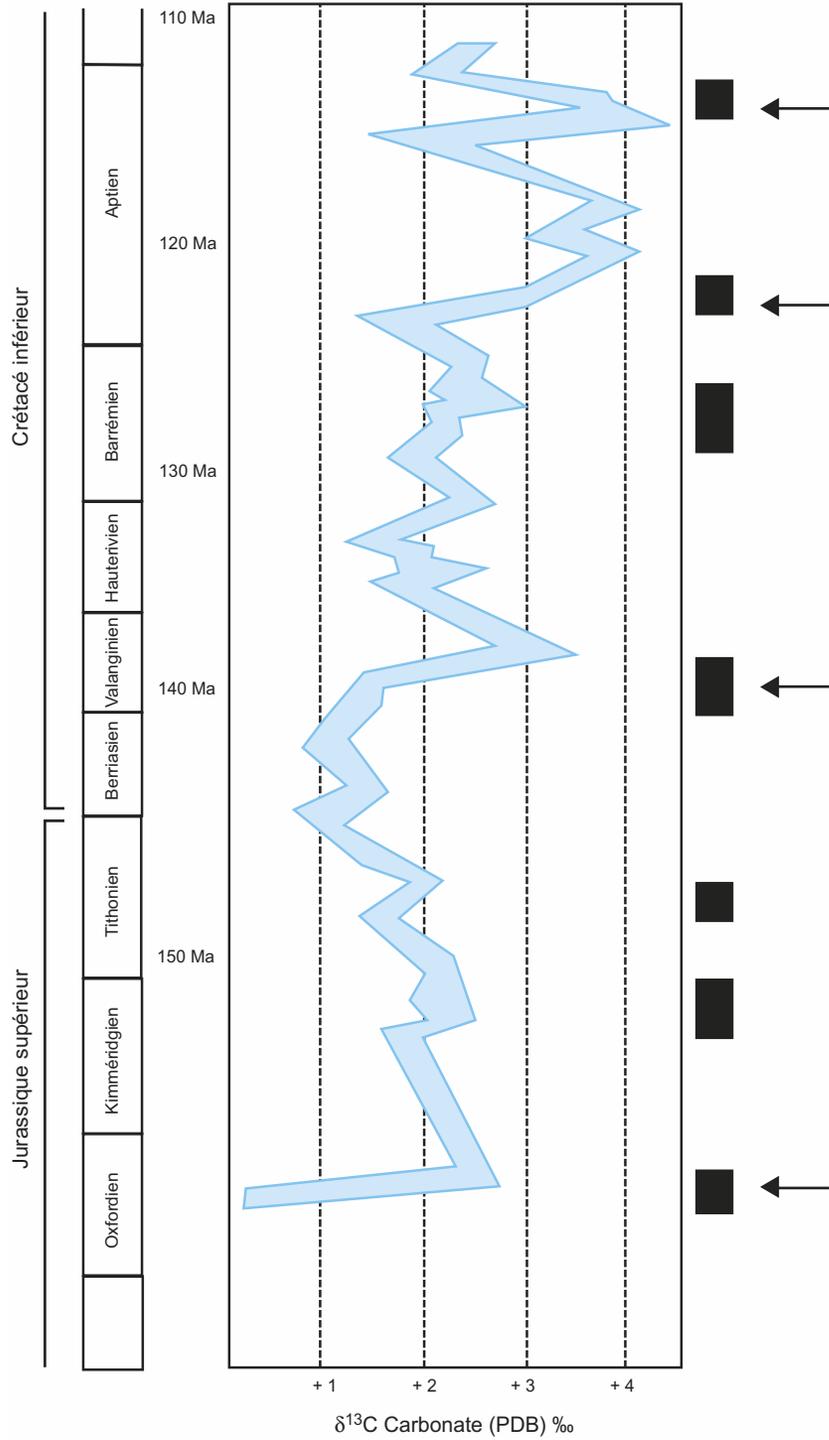


Figure 13.6 Évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des calcaires Jurassique-Crétacé et mise en correspondance avec les évènements majeurs de fossilisation de matière organique.

Rectangles noirs : gisements de pétroles et gaz, flèches noires : périodes de développement de plates-formes carbonatées.

Le modèle GEOCARB (Berner, 1994) rend compte de cette évolution de l'atmosphère depuis 600 Ma (figure 13.7 et encart 13.3) : il donne l'évolution du taux de CO₂ atmosphérique mais avec une marge d'erreur d'autant plus grande que les temps sont anciens.

Il indique une forte baisse du taux de CO₂ atmosphérique pendant le Paléozoïque supérieur (fin Dévonien–Carbonifère–Permien) où il atteint le niveau actuel. Or cette longue période est marquée par la conjonction d'événements climatiques, biologiques et géologiques corroborant ce point :

- l'émergence des végétaux vasculaires durant le Dévonien et leur conquête des surfaces continentales ;
- l'orogénèse varisque, située en majorité aux moyennes et basses latitudes, est créatrice de reliefs et leur altération sous climat intertropical en fait un puits de CO₂ ;
- l'extension des végétaux vasculaires sous climat chaud et humide est propice à une forte productivité biologique – à base de lignines – donc à un autre puits de CO₂ ;
- l'absence de décomposeurs majeurs (Ascomycètes et Basidiomycètes n'apparaissent qu'à la fin du Permien) va de pair avec la faible et lente dégradation des végétaux ligneux ;
- la matière organique s'accumule dans des bassins subsidents d'avant-chaîne ou intrachaîne ; rapidement enfouie sous les dépôts terrigènes, elle y forme les charbons (fossilisation de la matière organique).

En parallèle, un faible taux de CO₂ et donc un effet de serre limité sont propices au développement sur les pôles d'une glaciation (Carbonifère–Permien). Puis, une hausse au Mésozoïque (–220 à –65 Ma) est le signe de climats plus chauds qu'actuellement (développement des récifs, des cuirasses latéritiques, à l'échelle mondiale) et de haut niveau marin. Enfin, la baisse graduelle du taux de CO₂ au Cénozoïque correspond au refroidissement (recouplement avec les données du $\delta^{18}\text{O}$) qui conduit à la teneur actuelle préindustrielle (avant 1850).

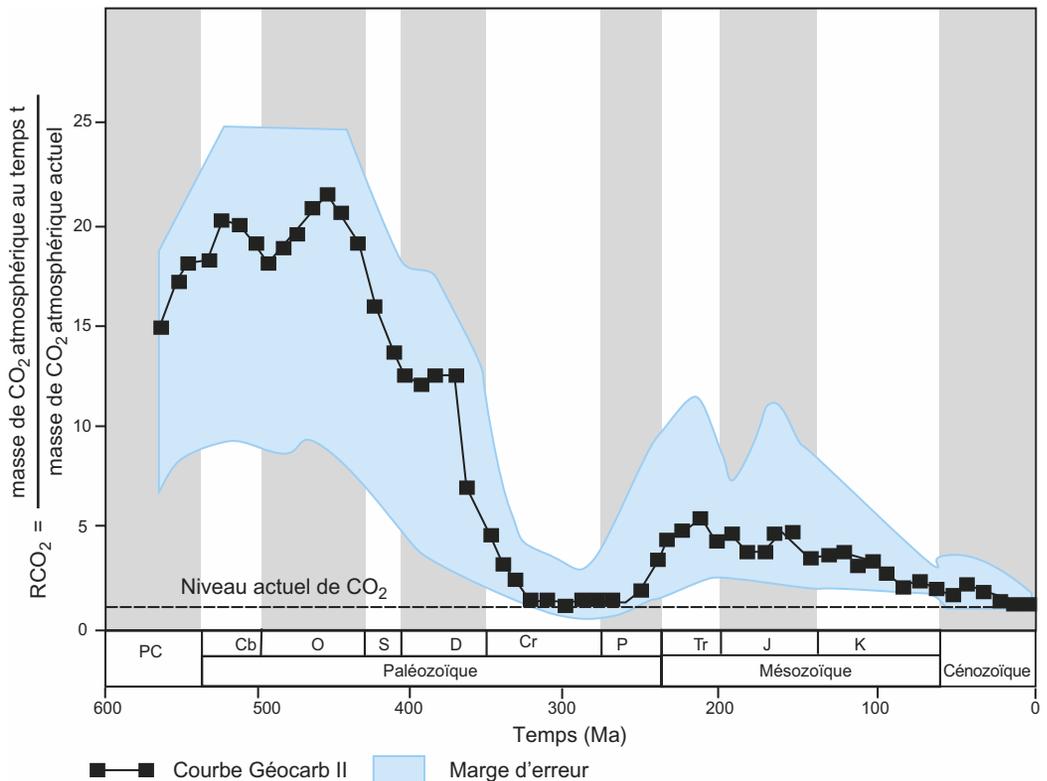


Figure 13.7 Modèle d'évolution de la teneur en CO₂ de l'atmosphère au cours du Phanérozoïque.



Ce modèle postule que l'altération des roches est le principal mécanisme régulant la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Il s'appuie sur une loi mathématique reliant la température terrestre moyenne au taux de CO₂ atmosphérique et à l'altération des roches (l'altération des roches et la précipitation des carbonates qui en résulte augmentent quand la température augmente). Le dégazage mantellique – il est introduit comme paramètre forçant le taux de CO₂ atmosphérique – est considéré comme proportionnel à la quantité de croûte océanique formée au cours du temps. Enfin est introduit un facteur correctif tenant compte de l'impact du couvert végétal sur l'altération des roches : apparition des végétaux vasculaires au Dévonien supérieur (–360 Ma) et des Angiospermes au début du Crétacé (–145 Ma). Le modèle Géocarb doit être confronté aux données géologiques : un désaccord entre les données et le modèle indique que le modèle ne convient pas et qu'il doit être amélioré et/ou que les données sont insuffisantes.

b) Perturbations du cycle du carbone au cours des 200 derniers millions d'années : mise en évidence de perturbations lentes

Le modèle GEOCARB postule que le taux de CO₂ atmosphérique augmente et reste élevé au cours du Mésozoïque avant une nouvelle décroissance au Cénozoïque. Pendant cette durée ont été distinguées des périodes de lentes fluctuations, toutes caractérisées par leur taux de CO₂ atmosphérique et par un ou plusieurs facteurs influant sur le cycle du carbone.

➤ Temps jurassiques

Le modèle Géocarb postule, pour cette période, une élévation du taux de CO₂ atmosphérique. Ceci est la conséquence possible de plusieurs processus biologiques ou géologiques interférents. Ont pu contribuer à une augmentation du taux de CO₂ :

- le volcanisme dû à l'expansion océanique associée à la dislocation de la Pangée et l'augmentation de l'effet de serre qui en résulte ;
- l'émergence des décomposeurs (Ascomycètes et Basidiomycètes) permettant une rapide dégradation de la nécromasse formée à partir des végétaux ligneux ;
- des températures globales élevées (effet de serre cité plus haut) atténuant les effets des deux puits que sont l'hydrosphère (dégazage) et la biosphère (faible productivité sous climat chaud et sec).

➤ Périodes d'activité volcanique intense

Le Crétacé inférieur (–135 à –100 Ma) est une période de très forte expansion océanique (1,7 fois l'expansion actuelle) et, à la limite K/T, se placent les éruptions volcaniques qui forment les trapps du Dekkan (côte Ouest de l'Inde). Ce volcanisme, accompagné de dégazage mantellique, enrichit l'atmosphère en CO₂ et il en résulte un accroissement de l'effet de serre ; on estime que la température moyenne au Crétacé devait être, en France métropolitaine, de 10 °C supérieure à l'actuelle. Avec l'élévation de la température, l'altération des silicates – un puits à CO₂ – est plus forte et les eaux superficielles qui se réchauffent perdent une partie de leur CO₂ (dégazage). Ces conditions – élévation de la température, associées à la prolifération accrue des micro-organismes biominéralisateurs, conduisent au dépôt de carbonates.

➤ Périodes de forte activité biologique et de fossilisation de la matière organique

Le Crétacé supérieur (–100 à –65 Ma) est une période de très forte production de matière organique. On note pour cette époque une bonne correspondance entre les « excursions positives » du ¹³C des carbonates marins, l'abondance des dépôts carbonatés et la fossilisation de matière organique. La pompe biologique, en abaissant le taux de CO₂ atmosphérique, a favorisé la précipitation de carbonates. D'après GEOCARB, le taux de CO₂ atmosphérique était 2 à 4 fois

le taux actuel. Il résulte de tout cela que la très haute production de charbons (gisements exploités en Chine, plus volumineux que ceux du « célèbre » Carbonifère) et la précipitation de carbonates comme la craie sont liées.

► Périodes d'expansion océanique réduite

De telles périodes sont connues à la fin du Trias, au début du Jurassique moyen et au début du Crétacé. Elles sont marquées par la réduction du volume de la dorsale ; le vieillissement des fonds océaniques s'accompagne de leur enfoncement par subsidence thermique. À volume d'eau fixé, il en résulte une baisse du niveau marin et la mise à nu de zones épicontinentales (tectono-eustatisme). Des dépôts carbonatés marins se retrouvent alors émergés et livrés à l'altération (dissolution) ce qui pompe du CO_2 . Il en résulte un apport accru d'ions Ca^{2+} et HCO_3^- en domaine marin, apport accompagné de celui de nutriments favorables à une forte productivité biologique et donc à d'épais dépôts carbonatés (biominéralisation) ce qui libère du CO_2 .

► Conclusion

Il s'agit là de variations à long terme (dizaines, centaines de Ma). Les facteurs essentiels de ces variations lentes sont la fossilisation de la matière organique, la précipitation des carbonates, l'altération des silicates et le volcanisme. La tectonique qui crée les reliefs, modifie la position et la taille des continents, gouverne les circulations atmosphériques et océaniques, joue donc ici un rôle fondamental.

c) Perturbations du cycle du carbone au cours du dernier Ma :
des perturbations rapides

Nous avons vu que le dernier million d'années est marqué par l'alternance de périodes glaciaires et de périodes interglaciaires constituant des cycles climatiques brefs se succédant selon une période moyenne de 100 000 ans.

► Les faits

L'analyse des bulles d'air piégées dans la glace des inlandsis depuis 400 000 ans (Vostok [figure 13.8](#)) montre l'étroite corrélation entre la courbe des fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace (ou sa correspondance en température) et celle de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Les cycles glaciaires et les variations du taux de CO_2 atmosphérique sont liés et le temps de réaction du réservoir atmosphérique est très court. Or des mesures et des datations très précises indiquent que la température commence à varier environ 800 ans avant que le taux de CO_2 ne varie dans le même sens. Donc ce n'est pas la variation de l'effet de serre lié au CO_2 qui est le facteur déclenchant les variations de température ; elle ne fait que suivre et amplifier un processus initié par d'autres causes dont celles relevant de l'insolation imposées par les cycles astronomiques.

► Interprétation

Cette corrélation positive entre l'évolution du taux de CO_2 atmosphérique et la température peut être interprétée à deux niveaux :

- les échanges atmosphère-hydrosphère. La solubilité du CO_2 , fonction de la température (§ 13.1.2a, loi de Henry, (13.1)), diminue quand la température de l'eau augmente ;
- le moteur « thermohalin » de la circulation océanique mondiale. Dans les zones de hautes latitudes, sous les effets conjugués du refroidissement, de l'évaporation et de la prise en glace (banquise d'eau douce et exclusion des sels), les eaux de surface deviennent plus denses, s'enfoncent et alimentent la circulation profonde.

En conséquence, les eaux froides de hautes latitudes sont des puits à CO_2 (plus grande solubilité) ; les eaux chaudes des basses latitudes et les zones d'upwelling sont des sources de CO_2 (dégazage par suite d'une moindre solubilité).

Entre 1920 et 1980, le dégazage des zones tropicales a diminué tandis que l'absorption a augmenté aux hautes latitudes. L'effet net est une absorption de 2 GtC par an ([figure 13.9](#)).

Voir chapitre 9,
§ 9.2

Voir les « cycles
astronomiques de
Milankovitch »
chapitre 9, § 9.4.2c

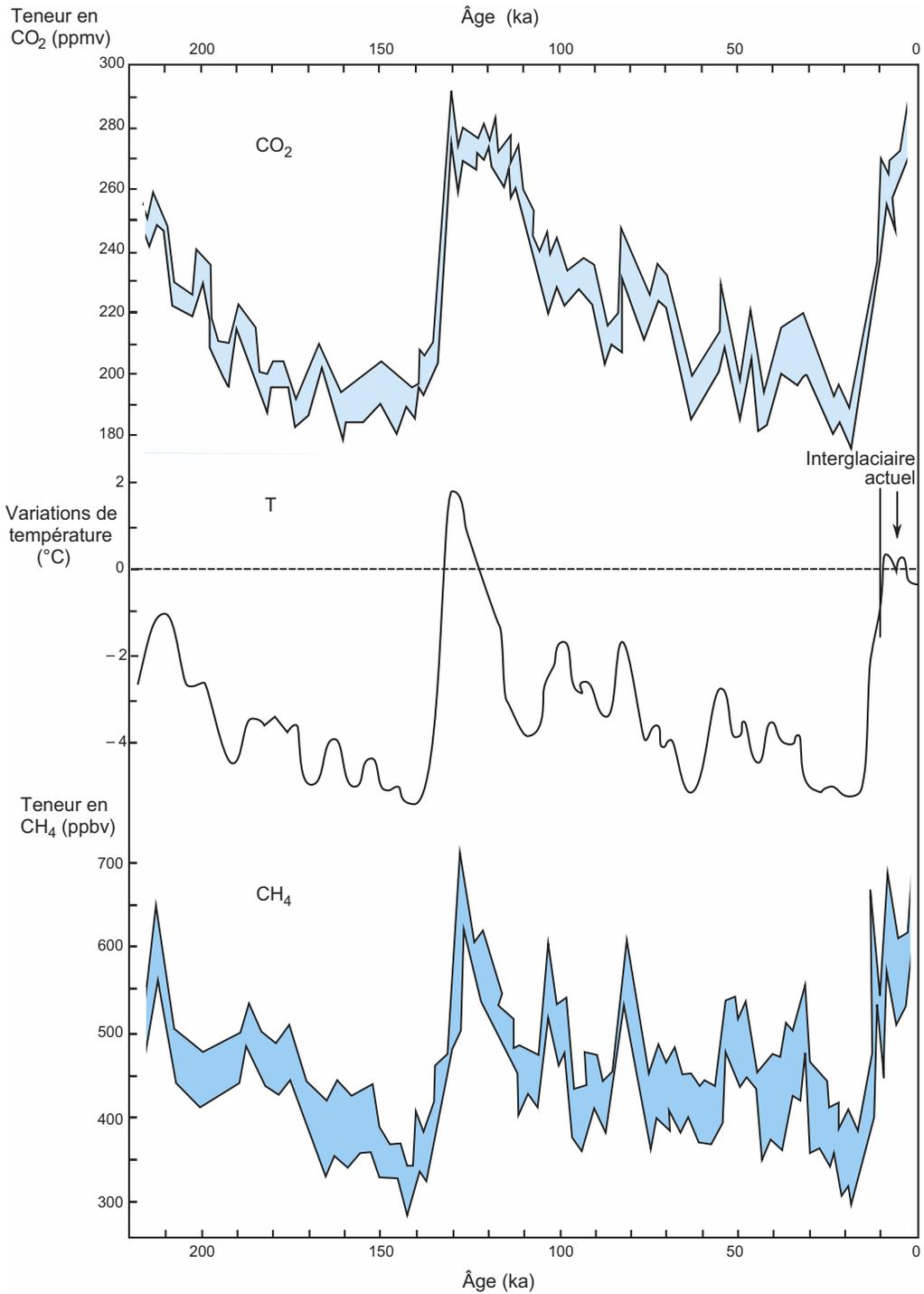


Figure 13.8 Évolutions comparées des teneurs en CO₂, CH₄ et des écarts de température par rapport à l'actuel au sein de la glace du forage de Vostok. (ppbv = partie par billion ou partie par milliard en volume)

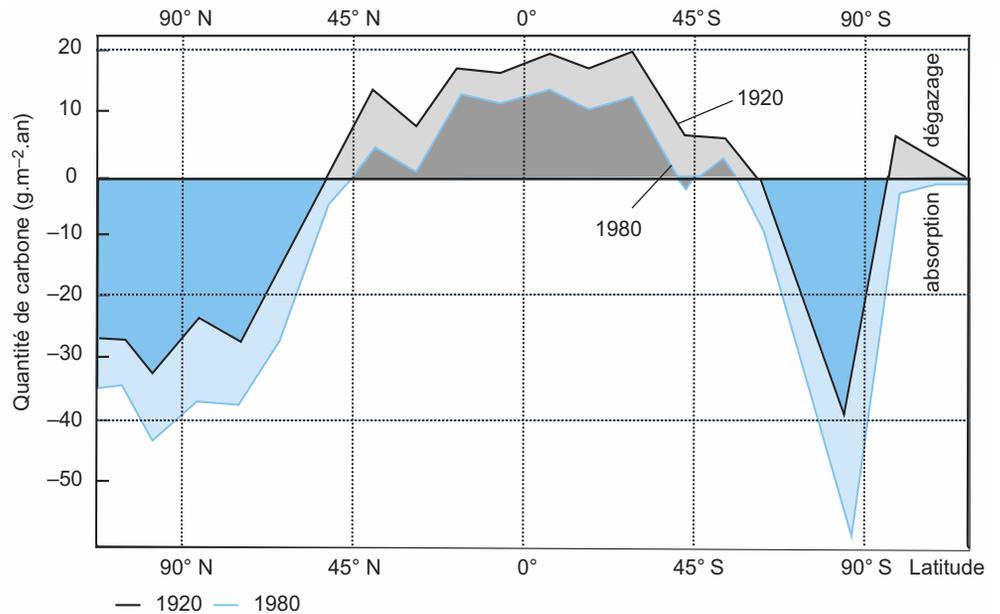


Figure 13.9 Comparaison des flux de gaz carbonique entre l'océan et l'atmosphère en fonction de la latitude.

Le tramé bleu représente la quantité de CO₂ absorbée, le tramé gris la quantité dégazée. Les parties claires des trames représentent les variations d'absorption (en bleu) et de dégazage (en gris) entre 1920 et 1980.

► En période froide

L'océan pompe davantage de CO₂ ce qui diminue sa teneur dans l'atmosphère et réduit donc l'effet de serre d'où un renforcement du refroidissement (rétroaction positive ci-dessous).

↓ température → ↑ solubilisation CO₂ → ↓ effet de serre → ↓ température

L'augmentation des surfaces englacées accroît par ailleurs l'albédo et donc la réflexion d'énergie solaire ce qui accentue encore la tendance de refroidissement (nouvelle rétroaction positive). Les périodes de refroidissement climatique sont des périodes de dissolution du CO₂ donc de dissolution des carbonates mais de productivité primaire accrue en milieu marin.

► En période chaude

Le réchauffement de l'eau accentue le dégazage dans les zones intertropicales et réduit le pompage aux hautes latitudes ; la teneur en CO₂ de l'atmosphère augmente d'où un effet de serre accru. Ceci accélère la fonte des inlandsis et diminue l'albédo moyen aux hautes latitudes d'où une rétroaction positive (ci-dessous) :

↑ température → ↓ solubilisation CO₂ → ↑ effet de serre → ↑ élévation température

Une période de réchauffement climatique va de pair avec l'altération accrue des carbonates continentaux (effet positif de la température) et la précipitation de carbonates en milieu marin (effet du dégazage des eaux marines) ; les calcaires continentaux retournent à l'océan sous forme dissoute.

Remarque : à l'échelle du millier ou de la dizaine de milliers d'années, les facteurs essentiels sont le couplage (*i.e.* les échanges) océan-atmosphère et la dynamique de l'hydrosphère. Ceci est applicable aux variations des teneurs atmosphériques en CO₂ qui ont accompagné les cycles « glaciaire-interglaciaire » du Quaternaire.

Quelles limites peut-on envisager à ces phénomènes ? Avec le vieillissement, les inlandsis verraient leur albédo diminuer (précipitations de plus en plus rares, dépôt de poussières), ce qui induirait leur fonte ! La moindre précipitation de carbonates en milieu marin, la moindre dissolution des carbonates continentaux (donc une moindre consommation de CO_2), le blocage de la circulation thermohaline par débâcle des calottes glaciaires (eaux de surface légères mais froides) contrebalanceraient les effets précédents mais avec des intensités plus faibles et des constantes de temps plus grandes. Tout cela pourrait constituer une rétroaction négative.

d) Perturbations anthropiques actuelles : des perturbations ultrarapides

➤ Suivi de la concentration atmosphérique en CO_2

Depuis 1958, la teneur en CO_2 atmosphérique est mesurée en continu à l'observatoire de Mauna Loa (Hawaï), station située en plein océan Pacifique à 4 000 m d'altitude donc loin de tout centre industriel, centre urbain ou zone forestière susceptible d'influer localement sur la composition atmosphérique. Les valeurs obtenues sont donc bien représentatives du taux moyen de CO_2 atmosphérique et de ses variations saisonnières (figure 13.10). Alors que la concentration initiale (dite préindustrielle) était de 280 ppmv, les résultats obtenus indiquent que, de 1959 à 2007, la concentration en CO_2 est passée de 315 à 380 ppmv. La hausse est passée de 1,28 ppmv/an dans les années 1970 à 2,15 ppmv/an dans les années 2000 ; en 2006, elle est de 2,33 ppmv/an. Les résultats obtenus sur les bulles d'air piégées dans les neiges et glaces antarctiques sont du même ordre ; les mesures dans l'atmosphère effectuées sur l'île d'Amsterdam (hémisphère Sud) vont dans le même sens.

➤ Émissions anthropiques de CO_2 : perturbation du régime stationnaire de l'atmosphère

Cette évolution est due à l'utilisation des combustibles fossiles (transports routiers et aériens, centrales thermiques, chauffages industriel et domestique), aux productions de ciment et d'acier et à la déforestation. À l'échelle du globe, la déforestation y contribue fortement du fait de la culture sur brûlis pratiquée en régions intertropicales. Actuellement, 30 hectares de forêt disparaissent chaque minute et on estime à **2 GtC** par an les rejets correspondants (déboisement, incendies, décomposition de la biomasse morte, altération des sols).

Au total, les émissions anthropiques (directes ou indirectes) de CO_2 sont estimées à **8 GtC** par an. L'Humanité ne stabilise pas ses émissions de dioxyde de carbone mais, au contraire, continue à les accélérer. Cette augmentation est inégalement répartie dans les pays industrialisés (rejets estimés à 2 tonnes de C/an \times habitant en France, Suisse et Suède, à 5,4 tonnes de C/an \times habitant aux États-Unis) ; elle s'accélère dans les pays émergents : depuis 2006, les émissions de CO_2 de la Chine dépassent celles des États-Unis du fait de l'utilisation massive du charbon pour la production d'électricité (centrales thermiques). En France, les émissions diminuent depuis vingt ans grâce aux économies d'énergie induites par les chocs pétroliers successifs et au programme électronucléaire.

Quoi qu'il en soit, depuis le début de l'ère industrielle, les perturbations du régime stationnaire de l'atmosphère s'effectuent à une vitesse sans commune mesure avec celles des processus biologiques et géologiques qui règlent les différents sous-cycles du carbone. Bien noter que la période actuelle est celle où le taux de CO_2 est le plus bas à l'échelle des temps géologiques mais qu'elle est celle où ce taux s'accroît à une vitesse élevée (taux multiplié par 2 sur moins de 100 ans alors qu'il avait été divisé par 2 depuis la base du Jurassique).

➤ Bilan des perturbations anthropiques

L'atmosphère n'est plus en régime stationnaire mais, alors que les émissions anthropiques devraient conduire à une élévation de 3,5 ppmv par an du CO_2 atmosphérique, on constate que cette hausse est moindre. Il existe en effet une compensation naturelle mais partielle de ces rejets par deux puits, l'hydrosphère et la biosphère (**2 GtC** par productivité accrue du fait de l'élévation du taux de CO_2 atmosphérique) :

- premier puits par importance, l'**hydrosphère** pompe **2 GtC/an** de CO_2 atmosphérique dans les moyennes et hautes latitudes (figure 13.9) selon trois processus :
 - la pompe chimique (dissolution directe dans les eaux froides),

- la pompe physique (entraînement des eaux de surface, sièges de la pompe chimique, en profondeur au niveau de l'Atlantique Nord),
- la pompe biologique (accroissement de la productivité de la **biosphère océanique** des eaux froides voire des eaux chaudes (effet « fertilisant » de la hausse du CO₂, accroissement de la biominéralisation).

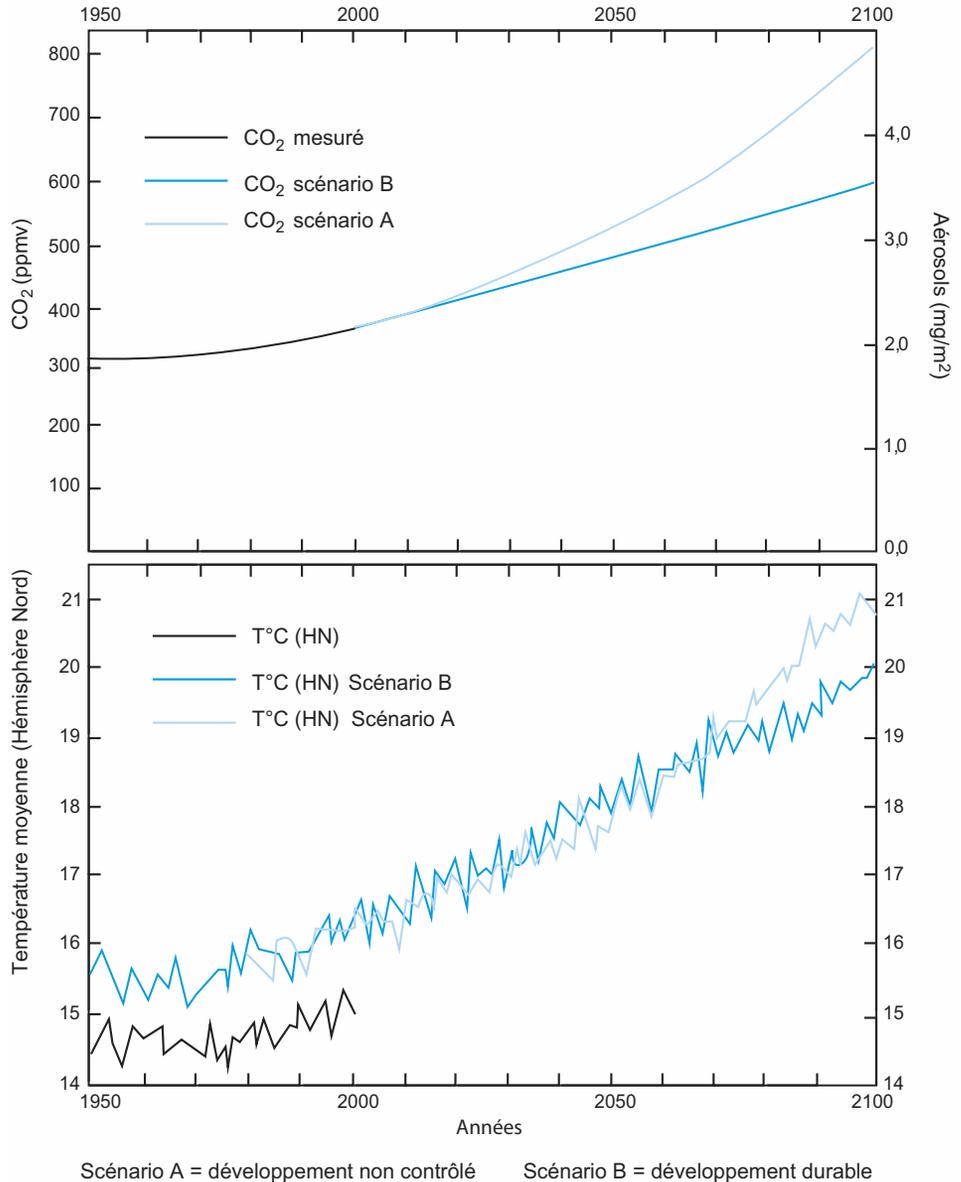


Figure 13.10 Courbes de Keeling (1989) variations du taux de CO₂ atmosphérique et de la température moyenne dans l'hémisphère Nord depuis 1960.

Deux scénarii d'évolution du CO₂ atmosphérique et conséquences sur la température moyenne (T°C) de l'hémisphère Nord (HN). Le modèle utilisé, qui intègre aussi l'effet d'aérosols tel que le SO₂, montre un biais chaud de 1°C par rapport aux températures observées mais il reproduit la tendance au réchauffement observée depuis la fin du xx^e siècle.

Les échanges actuels entre océan et atmosphère sont donc déséquilibrés ; 90 GtC sortants de l'océan pour 92 GtC entrants ;

- second puits, la **biosphère continentale** qui absorbe 1,5 GtC/an environ, principalement au niveau des forêts équatoriales et boréales. Mais les temps de résidence très courts, la forte perturbation de ces écosystèmes par l'Homme, leur grande sensibilité aux climats et leur grande diversité font que les capacités de ce réservoir restent mal connues.

Remarque : Tout ceci démontre le pouvoir « d'amortissement » du cycle, ses processus d'homéostasie. Cependant cela montre aussi ses limites à court terme ; ces fluctuations seront à la longue amorties mais cela prendra un temps pendant lequel les bouleversements créés pourront être fatals à de nombreuses espèces.

➤ Émissions de CO₂, effet de serre et principe de précaution

Il existe un effet de serre naturel dû à la vapeur d'eau, au CO₂, à CH₄ et aux CFC qui absorbent le rayonnement infrarouge émis par la Terre mais on note un parallélisme des augmentations de température et du taux de CO₂. L'augmentation des émissions humaines de CO₂ apparaît de plus en plus impliquée dans l'accroissement de l'effet de serre et du réchauffement climatique en cours. Le « principe de précaution » impose donc de limiter le rejet des gaz à effet de serre ; ceci devient même urgent car le réchauffement climatique conduit au réchauffement des eaux marines superficielles et donc à l'affaiblissement de leur rôle de puits à CO₂ ; elle conduit aussi à leur dilatation avec pour conséquence une élévation du niveau marin bien supérieure à celle qui résulterait de la seule fonte des inlandsis. Depuis dix ans, le niveau moyen des mers s'élève de **2,8 mm/an** (2/3 de dilatation thermique et 1/3 de fonte des glaciers et calottes). Le même « principe de précaution » doit conduire à freiner la déforestation et à encourager la reforestation.

➤ Quel taux de CO₂ atmosphérique pour la fin du XXI^e siècle ?

Plusieurs questions doivent être envisagées :

- comment vont évoluer les rejets de CO₂ anthropiques d'ici 2100 ?
- comment vont évoluer les capacités de pompage des divers réservoirs ?
- quelle incidence aura l'augmentation de l'effet de serre sur le niveau des mers ?

Selon les politiques menées (mise en œuvre et renforcement des accords de Kyoto) et selon l'évolution démographique, les chiffres avancés (figure 13.11) oscillent entre 540 ppmv pour le scénario le plus optimiste (statu quo des émissions des pays riches dès 2010 et 2030 pour les pays émergents) et 970 ppmv pour le scénario le plus pessimiste (laisser-faire).

- La pompe chimique risque de se « gripper » rapidement (2020 à 2030) par suite du réchauffement et de l'acidification des eaux de surface (réduction de la proportion de CO₃²⁻ au profit de HCO₃⁻).
- La pompe physique dépend du devenir de la circulation thermohaline, en particulier dans l'Atlantique Nord. On note depuis quelques années une diminution de la salinité, une augmentation de la température (jusqu'à 1 °C) avec une banquise de plus en plus mince et une réduction de la circulation profonde. Dans ces régions, le couple océan/atmosphère a été particulièrement instable au cours du Quaternaire avec des échauffements considérables (de 10 à 15 °C au Groënland) suivis de refroidissements brutaux tout aussi importants (par exemple : événements de Heinrich). L'échauffement général des eaux de surface risque d'accentuer la stratification verticale des masses d'eaux et donc de freiner les mélanges avec les eaux intermédiaires et profondes, rendant le pompage moins efficace (réduction de l'effet de puits estimé à 25 % d'ici 2100). C'est toute la circulation océanique mondiale qui menace d'être bouleversée.
- La pompe biologique risque aussi d'être affectée par un moindre renouvellement des ressources minérales et donc connaître une baisse de la productivité.

Il existe déjà un signe concret de ces effets avec le blanchiment des coraux depuis 1990 (grande barrière de corail d'Australie) lié à un échauffement des eaux de quelques degrés (stress thermique). Deux mécanismes de décalcification cumulent leurs effets : l'expulsion par les polypes

Voir le « Bilan radiatif de la Terre » chapitre 1, figure 1.13

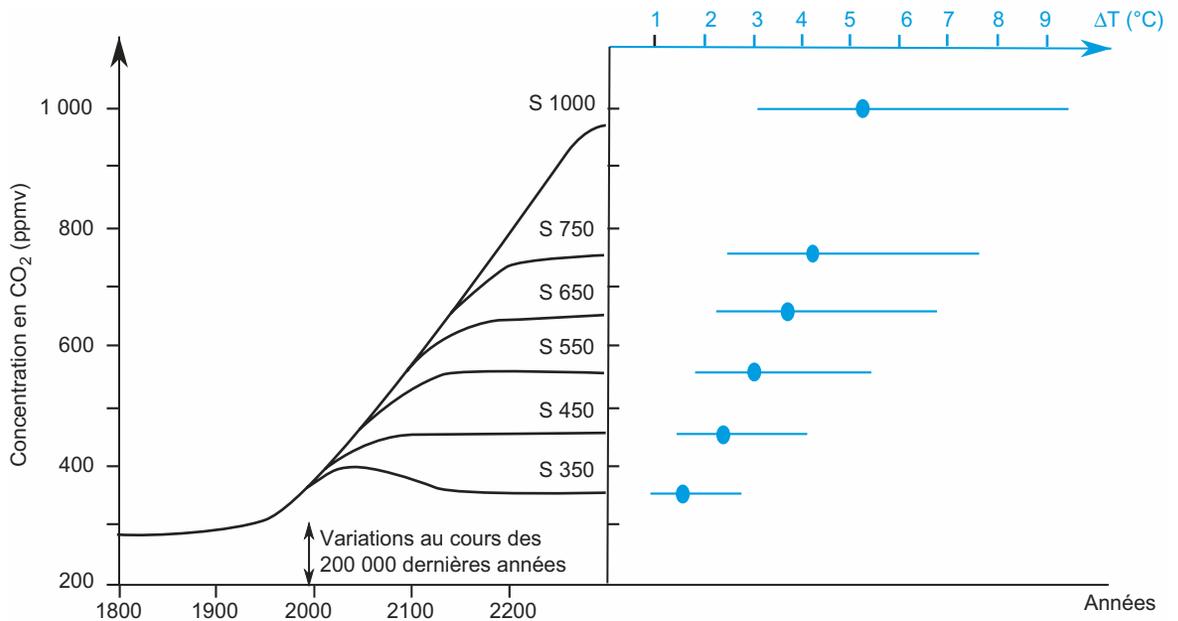


Figure 13.11 Divers scénarii d'évolution du taux de CO₂ atmosphérique et hausses corrélatives de la température moyenne mondiale (+15 °C actuellement) avec leur marge d'incertitude.

En noir les variations de concentration en CO₂ selon divers scénarii. S 550 correspond au scénario pour une atmosphère à 550 ppmv de CO₂. En bleu les évolutions possibles de température correspondantes.

des algues symbiotiques essentielles à la minéralisation (phénomène multiplié par 20 *via* la symbiose) et l'augmentation de la fraction soluble de CO₂ qui conduit à une réduction de la minéralisation. Ce phénomène est-il transposable aux Coccolithophoridées qui précipitent 50 % du CaCO₃ marin ?

Remarque : à petite échelle de temps, la dynamique du CO₂ atmosphérique est principalement modulée par les phénomènes biologiques (photosynthèse, respiration, décomposition de la matière organique) et par les fluctuations des échanges atmosphère-hydrosphère. C'est là que s'inscrivent les émissions anthropiques de CO₂.

Conclusion

L'effet de serre est indissociable de l'histoire de la Terre. Très élevée au départ puisque l'atmosphère primitive devait contenir 10 à 20 % de CO₂, le restant étant constitué majoritairement de vapeur d'eau, la température de surface devait se situer vers 80 °C. Le piégeage du carbone sous forme de carbonates a réduit considérablement cet effet de serre et a permis par ailleurs l'enrichissement de l'atmosphère en O₂, sous-produit de l'activité photosynthétique.

L'Homme agit à l'échelle mondiale sur tous les réservoirs en « bousculant » en particulier les flux les plus lents (par exemple consommation très rapide des pétroles et des charbons, fabrication de chaux et de ciments à partir du réservoir « carbonates »). Les petits réservoirs (atmosphère, biomasse et océans) voient alors leur régime stationnaire perturbé.

Malgré la difficulté des modélisations, leurs imperfections, toutes les estimations vont dans le sens d'un échauffement d'autant plus marqué qu'il concerne les hautes latitudes et altitudes et les derniers chiffres avancés ont de quoi inquiéter (+ 6 °C dans les Alpes en 2100) !

D'où l'urgence d'appliquer le **principe de précaution** en réduisant les consommations d'énergies fossiles, en améliorant l'isolation de l'habitat, en privilégiant les transports en commun, en réduisant les déplacements aériens... Autant de points qui vont à l'encontre des politiques générales de tous les états actuellement. Le simple respect du protocole de Kyoto (1997 – réduction de 5,2 % des émissions de gaz à effet de serre des pays industrialisés entre 2008 et 2012 par rapport aux émissions de 1990) s'avère déjà très insuffisant !

RÉVISER

L'essentiel

L'étude du cycle du carbone montre l'intervention de flux (ou échanges) de carbone entre les réservoirs que sont biosphère, atmosphère, hydrosphère (océan mondial), croûte et manteau, et le couplage étroit entre tous ces réservoirs. Depuis l'apparition de la photosynthèse, l'atmosphère s'appauvrit en CO₂ et l'interdépendance entre les réservoirs explique que la quantité de CO₂ atmosphérique a pu varier d'un facteur 2 à 4 depuis 200 Ma, même s'il existe une régulation géochimique de la quantité de CO₂ atmosphérique. Depuis la base du Jurassique, les fluctuations du cycle global du carbone sont lentes et liées à des phénomènes tels que le volcanisme, les orogénèses, l'activité biologique, ou rapides et liées aux variations climatiques. Actuellement, l'Humanité libère beaucoup de CO₂ conduisant à une élévation très rapide de la quantité de CO₂ atmosphérique ; cette augmentation sera certes aussi régulée par la Terre et ses enveloppes mais avec une vitesse faible, sans commune mesure avec la rapidité des bouleversements environnementaux anthropiques qui peuvent être préjudiciables à de nombreuses formes de vie. À cette lente « homéostasie terrestre », les accords internationaux (Kyoto) sur le développement durable et leur mise en application seront-ils une réponse appropriée ? Plus que jamais l'avenir de la Terre est entre les mains des hommes qui l'habitent et l'exploitent.

Attention

- Utilisez les chiffres donnés dans ce chapitre avec précautions du fait de la difficulté de quantification pour certains flux et réservoirs.
- Insistez sur l'interférence de nombreux processus biologiques et géologiques dans l'interprétation des fluctuations du cycle du carbone.
- Notez que ces interprétations peuvent impliquer des variations climatiques (température) initiales ou induites et des variations du niveau marin.
- À l'échelle des temps géologiques, le cycle du carbone est en équilibre mais il faut bien remarquer que les flux anthropiques s'effectuent à vitesse très élevée ; en moins de deux siècles, le taux de CO₂ atmosphérique a varié autant que depuis le début du Jurassique soit environ 200 Ma.

Mots-clés

- Altération
- Aragonite
- Atmosphère
- Biomasse
- Biominéralisation
- Biosphère
- Carbonate
- Carbone inorganique
- Carbone organique
- Charbon
- Clathrates
- Cycle
- CCD
- CO₂
- Cycle biogéochimique
- Cycle global
- $\delta^{13}\text{C}$
- Flux
- Géopolymère
- Hydrogénocarbonate
- Houille
- Hydrosphère
- Isotopes
- Kérogène
- Lysocline
- Méthane
- Modèle des boîtes
- Nécromasse
- Pétrole
- Photosynthèse
- Précipitation
- Principe de précaution
- Réservoir
- Respiration
- Solubilisation
- Temps de résidence
- Transferts

Plan

- 1.1 Grandes catégories de roches
- 1.2 Critères d'identification des minéraux constitutifs des roches
- 1.3 Critères d'identification des roches
- 1.4 Roches mantelliques et magmatiques
- 1.5 Roches sédimentaires
- 1.6 Roches métamorphiques

Objectifs

- Identifier les minéraux et les roches en macroscopie et en microscopie.
- Classer les roches.

Introduction

Une **roche** est un assemblage de minéraux comportant parfois d'autres éléments tels que des fossiles ou des fluides.

Un **minéral** est une espèce chimique dont les constituants (atomes ou ions) sont, le plus souvent, organisés en un réseau cristallin. Un **cristal** est un ensemble d'atomes ordonnés dont l'organisation présente une unité élémentaire, la maille, qui, répétée dans l'espace, forme le réseau cristallin. Dans un **verre**, l'arrangement des constituants est non ordonné.

La très grande diversité des roches impose de les classer. Il se pose alors deux questions :

- Quelles sont les grandes catégories de roches ?
- Quels critères retenir pour classer les roches ?

Nous verrons tout d'abord que les roches sont souvent classées en fonction de leur origine et des conditions de leur mise en place. Pour caractériser une roche, il est nécessaire d'identifier ses principaux constituants et leur agencement ; ce sera l'objet de la seconde et de la troisième parties. Enfin, nous étudierons quelques exemples de chaque catégorie de roches.

Afin de classer une roche dans l'un des trois groupes et de l'identifier, il est important d'étudier conjointement les différents documents proposés : photographies (affleurement, paysage), échantillons, tableau de la composition...

1.1 GRANDES CATÉGORIES DE ROCHES

1.1.1 Trois grandes catégories de roches en fonction de leur genèse

Il est fréquent de classer les roches en fonction de leur origine en trois groupes : roches sédimentaires, roches magmatiques et roches métamorphiques.

Les **roches magmatiques** (ou roches ignées) sont le résultat de la solidification d'un magma. Les **roches magmatiques plutoniques** se forment en profondeur après une cristallisation lente. Ex. : granitoïdes, gabbros.

Les **roches magmatiques volcaniques** se forment en surface après une cristallisation rapide. Ex. : basaltes.

Les **roches sédimentaires** sont formées en surface, à partir de sédiments constitués de particules issues de l'érosion des continents ; elles se déposent après avoir été transportées. Ces particules peuvent être unies par un ciment. Ex. : calcaires.

Les **roches métamorphiques** sont des roches (ou **protolithes**) transformées à l'état solide lorsqu'elles ont été soumises à des conditions thermodynamiques (température et/ou pression) différentes de celles de leur formation. Selon que le protolithe est sédimentaire ou magmatique, on distingue des roches paradérivées (paramétamorphiques) ou orthodérivées (orthométamorphiques). Ex. : le gneiss.

Les **roches mantelliques** ne peuvent pas entrer dans cette classification.

1.1.2 Deux grandes catégories de roches en fonction des conditions de mise en place

Les **roches endogènes** sont formées, entièrement ou partiellement, en profondeur. Ex. : péridotites, gabbros, éclogites.

Les **roches exogènes** sont formées à la surface du globe. Ex. : les roches sédimentaires, les roches résiduelles (roches issues de l'altération d'autres roches préexistantes ; ex. : roches argileuses issues de la décalcification d'un calcaire).

1.2 CRITÈRES D'IDENTIFICATION DES MINÉRAUX CONSTITUTIFS DES ROCHES

Les deux grandes catégories de minéraux, silicatés et non silicatés, sont développées dans le chapitre 2. Dans ce TP, nous étudierons essentiellement des minéraux silicatés.

1.2.1 Critères de reconnaissance des minéraux utilisés sur le terrain

a) Critères visuels

Pour cette étude, la loupe est un outil précieux.

La **forme** que prend un cristal dans la roche est l'**habitus**.

Un minéral peut être de forme trapue, de forme géométrique (ex. : subrectangulaire), en baguette, en aiguille, en latte...

Lorsqu'un minéral a cristallisé en prenant sa forme idéale (faces cristallines et angles bien visibles), son habitus est **automorphe**, sinon il est dit **xénomorphe**. Ex. : le quartz cristallisant souvent en dernier dans les roches plutoniques est xénomorphe et il présente un aspect en pièces de puzzle qui occupent les espaces entre les autres minéraux.

Remarque : La forme d'un minéral peut être décrite aussi lors de l'étude au microscope.

La **couleur** varie selon l'incidence de la lumière. Il faut donc faire tourner l'échantillon par rapport à la source de lumière. La couleur dépend de la composition du minéral. Généralement, les minéraux clairs contiennent peu de fer et de magnésium, les minéraux sombres en contiennent davantage.

L'**éclat** d'un minéral peut être qualifié de vitreux (ex. : verre), gras (ex. : quartz), mat (ex. : orthose), terreux et terne (ex. : minéral argileux), métallique (ex. : mica).

Une **macle** est une association de plusieurs cristaux de même nature, obéissant à des lois géométriques précises. Elle se réalise soit par accollement d'une des deux faces, soit par inter-pénétration. Elle peut être **simple** (2 cristaux associés) ou **multiple** (plus de 2 cristaux). On la dit **polysynthétique** lorsqu'elle implique des cristaux nombreux et minces.

Remarque : Les macles simples sont observables aussi bien à l'œil nu qu'au microscope. Les macles polysynthétiques sont observables au microscope.

La **macle de Carlsbad** est constituée par 2 cristaux accolés dont la surface de l'un brille tandis que celle de l'autre est mate. Elle permet de reconnaître les feldspaths potassiques.

b) Critères utilisant d'autres sens

Au toucher, une roche peut être rugueuse (ex. : grès), onctueuse (ex. : certaines roches argileuses). Quelques roches ont un goût particulier (ex. : saveur salée de l'halite).

c) Critères physiques

La **dureté** est la capacité de résistance d'un minéral à sa destruction mécanique. Un minéral est dit plus dur qu'un objet s'il raye ce dernier (tableau TP1.1).

TABLEAU TP1.1 QUELQUES VALEURS DE RÉFÉRENCE DE DURETÉ.

| Objet | Ongle | Acier | Verre |
|--------|-------|-------|-------|
| Dureté | 2 à 3 | 5 à 6 | 6 à 7 |

Remarques : Le test de dureté se pratique **sur un minéral et non sur la roche**. C'est un test facile à mettre en œuvre sur le terrain et lors de l'épreuve orale à l'aide du matériel indispensable (clou, lame de verre, ongle assez long et solide).

d) Critères chimiques

L'observation d'une effervescence après application d'acide chlorhydrique froid permet de mettre en évidence la présence de carbonates.

1.2.2 Critères de reconnaissance des minéraux au laboratoire (à l'aide du microscope)

La vitesse de propagation de la lumière dans les minéraux diffère selon la direction. Cette propriété est utilisée lors de l'observation en lame mince au microscope polarisant. L'observation peut être réalisée en lumière polarisée non analysée (ou LPNA encore trop souvent appelée « lumière naturelle ») et en lumière polarisée (ou LPA avec le polariseur et l'analyseur).

a) Observation en LPNA

Doivent être pris en compte la forme, la couleur, le pléochroïsme, le relief et la présence ou non de clivages des minéraux.

► Pléochroïsme

Pour tester le pléochroïsme d'une espèce minérale, il suffit de tourner la platine du microscope tout en observant toujours le même spécimen (figure TP1.1). S'il passe d'une teinte claire à une teinte foncée, il est dit pléochroïque. C'est un critère particulièrement intéressant car il est net et ne concerne que quelques minéraux (biotite, amphiboles).

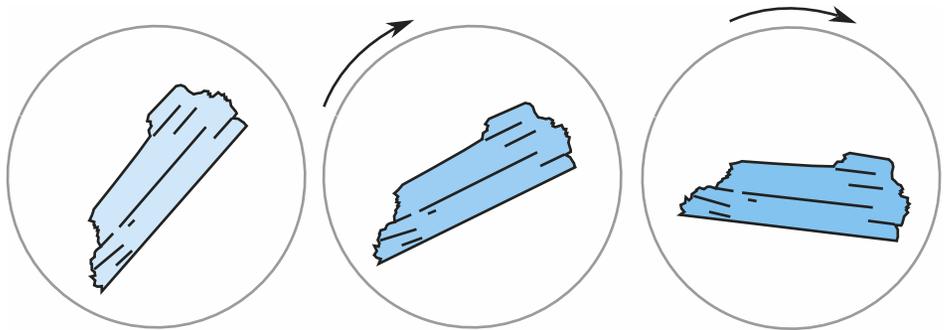


Figure TP1.1 Le pléochroïsme de la biotite.

► Relief d'un minéral

Un minéral est dit à fort relief, lorsqu'il donne l'impression d'être situé sur un plan au-dessus des autres minéraux de la lame. Un minéral est dit à faible relief, lorsqu'il donne l'impression qu'il est enfoncé par rapport aux autres minéraux de la lame.

► Clivages

Un **clivage** est l'aptitude d'un minéral à se fendiller selon une famille de plans parallèles bien définis et liés à l'orientation des plans atomiques. Les clivages sont donc caractéristiques des minéraux. Ils ne sont observés que sur certaines sections des minéraux : pour les micas, 2 faces opposées sont sans clivage, alors que les autres présentent une famille de clivage (figure TP1.2).

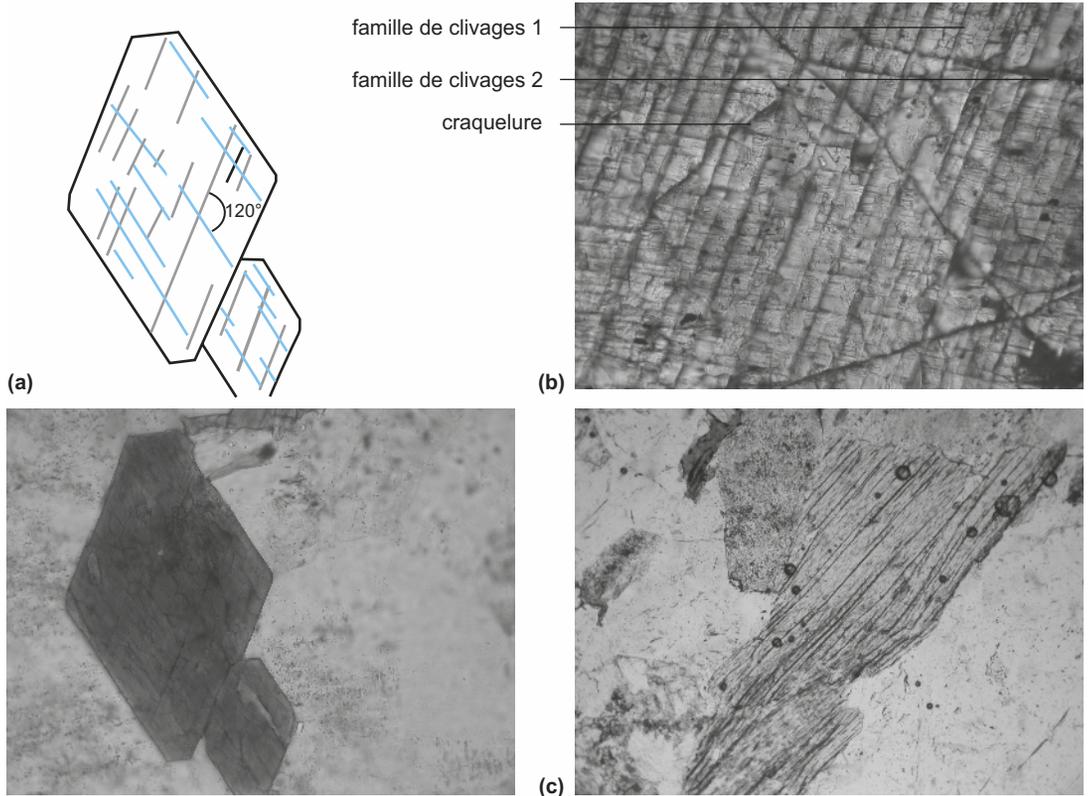


Figure TP1.2 Quelques exemples de clivages.

(a) L'amphibole présente 2 familles de clivages qui se recoupent avec un angle de 120° ; (b) le pyroxène présente 2 familles de clivages qui se recoupent avec un angle de 90° environ ; la photo du pyroxène permet de distinguer clivages et craquelures ; (c) la muscovite présente une seule famille de clivages.

Remarque : Ne pas confondre les clivages (réguliers et rectilignes) avec des craquelures (cas des olivines par exemple).

b) Observation en LPA

En plus des macles, des clivages et de la forme du minéral vus en LPNA, l'observation en LPA permet d'observer d'autres caractéristiques : la teinte de polarisation et l'extinction.

➤ Teinte de polarisation

Il est très important de **ne pas confondre couleur et teinte de polarisation** : un même minéral peut prendre différentes couleurs sur la même lame mais possède la même teinte de polarisation (ex. : l'olivine peut être de couleurs turquoise, rose fuchsia ou orangé mais sa teinte de polarisation est du 3^e ordre).

Pour simplifier :

- si un minéral paraît alternativement noir, gris ou blanc, sa teinte de polarisation est du 1^{er} ordre ;
- si un minéral paraît terne, avec des couleurs délavées, sa teinte de polarisation est du 2^e ordre ;
- si un minéral est de couleur très vive, sa teinte de polarisation est du 3^e ordre ;
- si un minéral est irisé (comme une tache d'huile sur de l'eau), sa teinte de polarisation est du 4^e ordre.

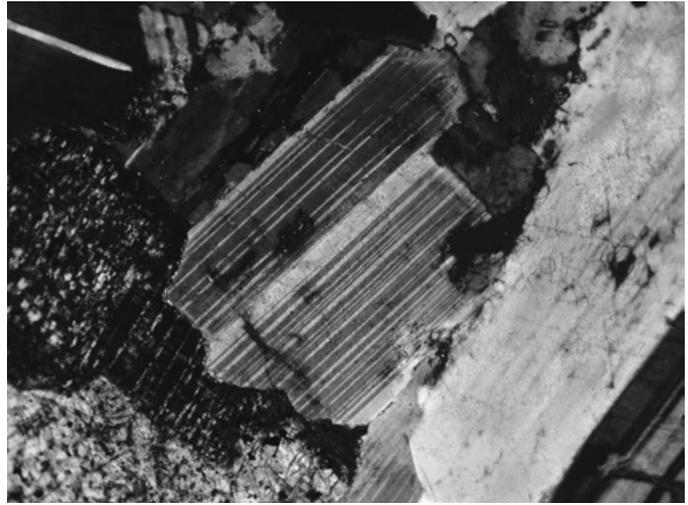
➤ Extinction

Certains minéraux sont toujours noirs en LPA même si vous tournez la platine : ils sont **éteints**. C'est le cas, par exemple, des grenats.

➤ Macles

Plusieurs macles sont faciles à reconnaître en LPA. La **macle polysynthétique** des feldspaths plagioclases leur donne un aspect rayé (sorte de « code-barres ») (figure TP1.3). Pour la **macle de Carlsbad** caractéristique des feldspaths potassiques, une plage du cristal est éteinte alors que sa voisine est éclairée. En tournant la platine, cet aspect s'inverse.

Figure TP1.3 La macle polysynthétique des feldspaths plagioclases.



1.2.3 Principaux minéraux des roches

Les figures TP1.4 à TP1.11 pp. 10 et 11 du cahier couleur présentent les principaux minéraux observés au microscope.

Le tableau TP1.2 regroupe les principaux critères macroscopiques et microscopiques de reconnaissance des minéraux. Les caractéristiques notées en gras sont celles qui permettent le plus facilement d'identifier un minéral.

TABLEAU TP1.2 RECONNAISSANCES DES PRINCIPAUX MINÉRAUX DE LA LITHOSPHERE TERRESTRE .

| MINÉRAUX | EN MACROSCOPIE | EN LPNA | EN LPA |
|---|---|---|--|
| Quartz (figure TP1.4) | Aspect de gros sel. Incolore à gris limpide. Raye le verre. | Incolore, limpide. Pas de clivage. | 1 ^{er} ordre, souvent xénomorphe (« en pièces de puzzle »). Aucune macle. |
| Feldspaths plagioclases (figure TP1.5) | Blancs, mats, souvent subrectangulaires. | Incolores à gris mais souvent blanc sale. Relief faible. | 1 ^{er} ordre, macle polysynthétique (« aspect de code-barres ») |
| Feldspaths alcalins (figure TP1.6) | Blancs, roses. Souvent brillants. Macle de Carlsbad. Raye l'acier. | Incolores à plages souillées d'impuretés. Relief faible. | 1 ^{er} ordre, macle de Carlsbad. |
| Micas noirs (figure TP1.7) | Lamelles ou paillettes brun foncé ou noir brillant. Rayables à l'ongle. Vous pouvez arracher des paillettes. | Pléochroïque dans les beiges , fréquentes inclusions noires, aspect de lames de parquet. | Clivages visibles (lamelles). 2 ^e et 3 ^e ordres. |

TABLEAU TP1.2 RECONNAISSANCES DES PRINCIPAUX MINÉRAUX DE LA LITHOSPHERE TERRESTRE (SUITE).

| MINÉRAUX | EN MACROSCOPIE | EN LPNA | EN LPA |
|--------------------------------|---|--|---|
| Micas blancs (figure TP1.8) | Lamelles ou paillettes incolores ou argentées. Rayables à l'ongle. | Incolore | Clivages visibles (lamelles). 2 ^e et 3 ^e ordres. |
| Amphiboles (figure TP1.9) | Couleur sombre (bleu, vert, brun). Forme souvent allongée (baguettes, fibres) | Coloré et pléochroïque : brun, vert ou bleu selon l'amphibole. Clivages à 120°. | Clivage à environ 120°. 1 ^{er} et 2 ^e ordres. |
| Pyroxènes (figure TP1.10) | Brun noir brillant ou brun verdâtre. Ne se raye pas à l'ongle. Section subcarrée ou subrectangulaire. | Incolore à faiblement coloré (jaunâtre, verdâtre). Relief fort. Clivages à 87°. | Clivages à 87°. 2 ^e ou 3 ^e ordre. |
| Olivine (figure TP1.11) | Vert très clair à presque noir (vert olive). Raye le verre. | Incolore, limpide. Relief fort. Craquelures. | 3^e ordre. Craquelures. Forme trapue. |
| Calcite | Blanc à beige. Mats. Fait effervescence à l'acide à froid. | Incolore à grisâtre. Souvent xénomorphe. | 4^e ordre. Macles fréquentes. |

La dernière ligne du tableau concerne un minéral non silicaté : la calcite.

Remarque : L'orthose n'est pas forcément rose en macroscopie. Tous les minéraux roses en macroscopie ne sont pas des minéraux d'orthose.

1.3 CRITÈRES D'IDENTIFICATION DES ROCHES

1.3.1 Pétrofabrique

La **pétrofabrique** est l'arrangement spatial des minéraux.

Remarque : Il est encore souvent d'usage d'employer l'expression « structure pétrographique » mais il conviendrait davantage de la réserver à la tectonique. ()

Le plus souvent, il est possible de relier la pétrofabrique observée aux conditions de formation de la roche et ainsi de classer l'échantillon dans l'un des trois grands groupes (§ 1.1.1).

Le **tableau TP1.3** doit vous aider, à partir de critères simples, à classer les roches du programme de 1^{re} année.

Il faut souligner qu'étant très élémentaire, ce tableau n'a pas pour ambition de s'appliquer aux roches complexes ou particulières. En effet, il existe dans certains cas une ambiguïté. Deux exemples particuliers sont à retenir :

- certaines roches métamorphiques étudiées en 2^e année ne présentent aucune déformation et sont difficiles à classer à partir de ce tableau. Ex. : les écolgites à la pétrofabrique grenue pourraient être confondues avec des roches magmatiques ou mantelliques ;
- certaines roches argileuses, sédimentaires, présentent un débit en feuillets et pourraient, de ce fait, être confondues avec des roches métamorphiques.

Voir « les déformations structurales », chapitre 10

TABLEAU TP1.3 LIEN ENTRE LA PETROFABRIQUE ET LE TYPE DE ROCHE.

| Observation de la pétrofabrique | Type de pétrofabrique | Type de roche |
|--|------------------------|---|
| Les éléments de la roche non jointifs | – | Roche sédimentaire |
| Présence de fossiles non déformés | – | |
| Les éléments associés par un ciment (et non imbriqués les uns dans les autres) | – | |
| Présence d'une pâte | Vitreuse | Roche magmatique ou une roche mantellique |
| Des cristaux (orientés ou non dans une direction préférentielle) insérés dans une pâte | Hémicristalline | |
| Des cristaux agencés sans organisation particulière | Holocristalline grenue | |
| Des cristaux organisés selon des directions ou des plans privilégiés | – | Roche métamorphique |

Lorsque des minéraux ou des pétrofabriques sont formés pendant ou à la suite d'une phase métamorphique sans éclipser l'ancienne pétrofabrique, on parle de **blaste**. Ex. : porphyroblaste.

Les **clastes** sont des fragments (cristal, fossile) inclus dans une roche. Ex. : les roches métamorphiques peuvent contenir des clastes de cristaux suite à leur broyage.

1.3.2 Couleur des roches

Pour les roches magmatiques, il est indispensable de préciser leurs couleurs. Seule la couleur globale de la roche est à étudier : claire à sombre. C'est un indice, dans certains cas, de la composition minéralogique et chimique. Il faut toutefois rester prudent quant à son utilisation. Les roches magmatiques plutoniques claires (dites **leucocrates**) sont généralement acides donc riches en quartz et en feldspaths et pauvres en minéraux ferromagnésiens et opaques (moins de 35 %). Une roche magmatique est dite **acide** lorsqu'elle contient **plus de 66 % de SiO₂** en masse (tableau TP1.5).

Les roches magmatiques sombres (dites **mésocrates** voire **mélanocrates** si elles sont très sombres) ont généralement une composition basique ou ultrabasique donc elles sont relativement pauvres en quartz mais riches en minéraux ferromagnésiens (olivines, pyroxènes par exemple) et minéraux opaques. Une roche magmatique est dite **basique** (ultrabasique) lorsqu'elle contient **45 à 52 %** (moins de 45 %) **de SiO₂** en masse (tableau TP1.5).

Une roche magmatique est dite **alcaline** lorsque la masse en Na₂O et K₂O est :

- soit supérieure à la masse en Al₂O₃ pour les roches saturées et sursaturées (sans feldspathoïde, tableau TP1.5) ;
- soit supérieure à la masse en SiO₂ pour les roches sous-saturées (contenant des feldspathoïdes).

Remarque : Dans le langage des géologues, les adjectifs basique, acide et alcalin n'ont pas le même sens que dans le langage des chimistes. Ainsi, basique et alcalin ne sont pas synonymes. Il ne faut donc pas confondre roche basique et roche alcaline.

Une roche qui présente des parties ou des minéraux de couleur rouille contient du fer oxydé à l'état Fe³⁺ : cela révèle souvent un minéral ferromagnésien (olivine, biotite par exemple) altéré.

1.4 ROCHES MANTELLIQUES ET MAGMATIQUES

Un paysage façonné par des roches magmatiques peut montrer un édifice volcanique (cône, dôme, aiguille, coulée...), des projections volcaniques (souvent stratifiées), un chaos granitique...

1.4.1 Fabriques des roches mantelliennes et magmatiques (ou ignées)

L'observation, à l'œil nu, de cristaux jointifs caractérise une roche **holocristalline grenue**. Des cristaux noyés dans une pâte en font une roche **hémicristalline avec des phénocristaux**. La présence d'une pâte seule caractérise une roche à fabrique vitreuse. La pâte devra, dans tous les cas, être étudiée plus en détails au microscope. Plus la roche commence sa mise en place à une profondeur importante, plus la taille de ses cristaux est élevée. En effet, un magma qui se solidifie en profondeur cristallise lentement et forme de gros cristaux : c'est le cas des roches magmatiques plutoniques et des roches mantelliennes. Un magma qui se solidifie en surface forme rapidement du verre et des cristaux de petite taille : c'est le cas des roches magmatiques volcaniques. Une roche hémicristalline à phénocristaux a donc une histoire complexe : les premiers cristaux se forment en profondeur et sont de grande taille ; une fois à la surface, la lave se refroidit brutalement et forme une pâte constituée de verre et des petits cristaux qui englobent les phénocristaux initiaux.

À l'observation, certaines roches magmatiques montrent une orientation préférentielle des minéraux (ex. : plagioclases dans les basaltes) qui exprime le sens d'écoulement du magma. Les péridotites, roches mantelliennes, ont une pétrofabrique grenue, comme les roches plutoniques. Toutefois, n'étant pas issues d'un magma, elles sont exclues du groupe des roches magmatiques.

1.4.2 Péridotites, roches mantelliennes

Les péridotites (figure TP1.12, cahier couleur, p. 6) sont des roches entièrement cristallisées (absence de pâte) : elles sont **holocristallines grenues**. De couleur variée, souvent d'un vert olive à un vert très sombre, elles sont **mélanocrates** : plus de 90 % des minéraux sont ferromagnésiens (**olivines et pyroxènes**) dans les lherzolites et les harzburgites. Lorsqu'elles sont altérées, elles présentent des parties de teinte rouille autour des olivines. Elles ont parfois des surfaces craquelées, au toucher gras évoquant une peau de serpent : elles sont alors serpentinisées (hydratation de l'olivine par altération et/ou métamorphisme).

1.4.3 Roches magmatiques volcaniques

Elles peuvent contenir des pores appelés vacuoles correspondant aux loges de bulles de gaz qui étaient présentes dans le magma. Leur quantité permet d'évaluer la quantité de gaz du magma à l'origine de la roche. Les magmas visqueux, riches en gaz sont à l'origine de mécanismes éruptifs explosifs contrairement aux magmas pauvres en gaz ou aux magmas fluides qui dégagent facilement.

a) Basaltes

Un basalte (figure TP1.13, cahier couleur, p. 5) est généralement **mélanocrate**. Il peut montrer à l'œil nu quelques phénocristaux de **pyroxène** et parfois d'**olivine** dans une **pâte** presque noire : c'est une texture **hémicristalline**. Si vous observez de nombreuses baguettes claires de feldspath plagioclase dans une pâte, le basalte est qualifié de « demi-deuil ».

Les basaltes ne présentent que peu ou pas de vacuoles.

Au microscope, vous distinguez les principaux constituants de la pâte : des baguettes de **feldspaths plagioclases** (microlites), quelques microcristaux de pyroxène et d'olivine et une mésotase vitreuse. Il s'agit d'une **texture hémicristalline microlitique**.

b) Andésites

Une andésite (figure TP1.14, cahier couleur, p. 6) est une roche méso- à mélanocrate. Elle peut être riche en **vacuoles** ; elle est alors qualifiée de bulleuse. À l'œil nu, vous pouvez observer, sur fond de pâte, des phénocristaux de feldspath plagioclase, de pyroxène et parfois d'amphibole et de biotite. C'est donc une roche à texture hémicristalline.

Au microscope, vous observez des phénocristaux de **feldspath plagioclase fréquemment zonés**, de **pyroxène**, **d'amphibole hornblende**, de **biotite** dans une **pâte** microlitique ou vitreuse. C'est une roche à texture **hémicristalline microlitique ou aphanitique**.

En LPA, les vacuoles apparaissent noires, de contours irréguliers.

c) Rhyolites

Une rhyolite (figure TP1.15, cahier couleur, p. 4) est leucocrate mais de couleur variable (gris-blanc, rose, rouge par exemple). Elle présente de nombreux phénocristaux de **feldspaths potassiques et plagioclases**, quelques phénocristaux de **quartz** qui peuvent être automorphes, noyés dans une **pâte**. C'est donc une roche hémicristalline.

Au microscope, la pâte présente une **texture hémicristalline microgrenue, microlitique ou vitreuse**. On y observe, en plus des minéraux déjà cités, des minéraux ferromagnésiens (pyroxène, amphibole hornblende, biotite) mais elle ne contient pas de mica blanc. Le **verre** est souvent le constituant majoritaire des rhyolites.

1.4.4 Roches magmatiques plutoniques

a) Granitoïdes

Un granitoïde (figure TP1.16, cahier couleur, p. 4) à **l'œil nu**, ne présente aucune pâte ; tous les minéraux forment des grains imbriqués les uns dans les autres : c'est une texture **grenue**. Leur répartition est homogène.

Ce sont des roches **leucocrates**.

Vous reconnaissez principalement des **feldspaths** (blanc sale, parfois rosés) et du **quartz** (aspect de gros sel). D'autres minéraux sont visibles : micas (**biotite** fréquente, muscovite) et amphiboles.

La taille des cristaux est très variable d'un granite à l'autre : de quelques millimètres à quelques centimètres. Si les feldspaths sont beaucoup plus grands que les autres, le granite est de **texture porphyroïde**. Dans les granites leucocrates, si les cristaux sont tous de grande taille, le granite est de **texture pegmatitique** et les gros cristaux sont appelés **mégacristaux**.

L'importance quantitative du quartz en fait des roches **sursaturées en silice** (roches **acides**).

Au microscope, il est possible de distinguer les feldspaths les uns des autres : il y a toujours des **feldspaths alcalins** (orthose, albite par exemple). Il peut y avoir aussi un type de **feldspath plagioclase** calcique.

Plus les feldspaths plagioclases sont nombreux, plus la biotite est présente et plus le magma à l'origine du granite était basique.

La muscovite et l'amphibole hornblende ne coexistent pas : la muscovite est le signe d'une roche hyperalumineuse alors que la hornblende est le signe d'une roche basique riche en Ca.

Si la quantité d'orthose est inférieure à celle des feldspaths plagioclases, le granitoïde est une **granodiorite**, granitoïde calcique dans lequel les amphiboles sont fréquentes.

b) Gabbros

Cette roche (figure TP1.17, cahier couleur, p. 5) est mésocrate, **grenue**. Les cristaux observables sont essentiellement des **feldspaths** et des **pyroxènes**. De l'olivine peut être présente ainsi que de l'amphibole hornblende en grands cristaux (mégacristaux).

Au microscope, on peut identifier les feldspaths : ce sont des **plagioclases**.

1.4.5 Classifications des roches magmatiques et mantelliques

Différentes classifications existent. Certaines ne prennent en compte que les roches magmatiques.

L'observation simple des différences de textures (grenue et microlitique) pour une même composition minéralogique conduit à une double terminologie avec des équivalents plutoniques et volcaniques. Ex. : granite et rhyolite, gabbro et basalte.

a) Classification de Streckeisen

ENCART TP1.1

Utilisation du diagramme de Streckeisen



Elle se présente sous la forme de deux triangles associés. Nous ne nous intéresserons qu'au triangle supérieur de sommets AQP (Alcalins-Quartz-Plagioclases) : les roches très sous-saturées ne sont pas représentées.

La **composition modale** est la composition minéralogique de la roche déterminée par l'observation au microscope. À partir de la composition modale, il est possible de classer les minéraux en 5 groupes :

- groupe A : les feldspaths alcalins (feldspaths potassiques essentiellement) ;
- groupe Q : le quartz et ses polymorphes ;
- groupe P : les feldspaths plagioclases essentiellement ;
- groupe F : les feldspathoïdes ;
- groupe M : les minéraux ferromagnésiens (micas, amphiboles, pyroxènes, olivines), les grenats, les minéraux accessoires.

Seuls les groupes A, Q et P sont pris en compte : il est donc nécessaire de calculer leurs pourcentages relatifs ($A + Q + P = 100\%$) à partir de la composition modale de la roche. Il faut ensuite utiliser la propriété des triangles équilatéraux : la somme des distances d'un point X aux trois côtés du triangle est constante et, ici, égale à 100 %.

Si le diagramme de Streckeisen n'est pas gradué, il faut retenir qu'à chaque sommet correspond 100 % du groupe nommé à ce sommet.

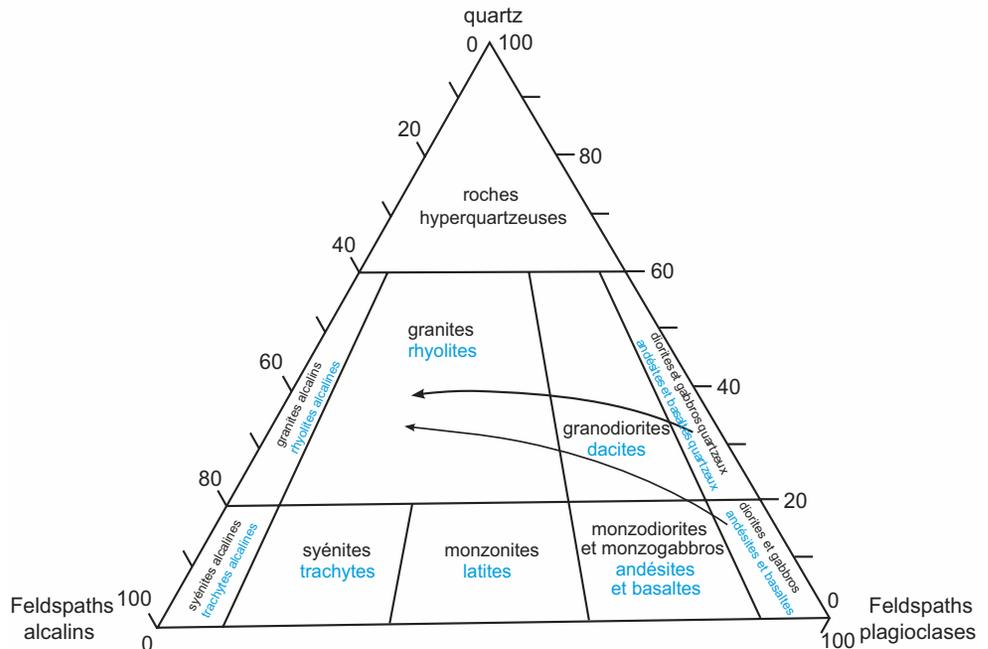


Figure TP1.18 Diagramme de Streckeisen.

En noir : roches plutoniques ; en bleu : roches volcaniques ; les flèches indiquent les séries calco-alcalines.

Pour chaque groupe de minéraux, il faut tracer le segment de droite parallèle à la base opposée au sommet correspondant au groupe (A, Q ou P) en tenant compte du pourcentage relatif calculé. Les trois segments se coupent en un point.

Généralement, chaque case de la classification de Streckeisen contient deux noms : le nom d'une roche magmatique plutonique et le nom d'une roche magmatique volcanique. Il faudra argumenter pour choisir entre ces deux noms.

Lorsque plusieurs roches sont placées, il est possible de comparer leur emplacement dans le diagramme avec des séries magmatiques de manière à déterminer à laquelle elles appartiennent (figure TP1.18).

Remarque : Cette classification ne permet pas de classer correctement les roches qui ne sont pas totalement cristallisées car la partie vitreuse, très riche en silice, n'est pas prise en compte pour le calcul des pourcentages relatifs des groupes de minéraux.

EXERCICE TP1.1

Identification d'une roche

Dans la Sierra Nevada (Californie), une roche X a été prélevée au niveau du pluton de Dinkey Creek. Le [tableau TP1.4](#) donne sa composition minéralogique modale.

TABLEAU TP1.4 COMPOSITION MODALE DE LA ROCHE X.

| Minéraux | Quantité (%) |
|-------------------------|--------------|
| Feldspaths plagioclases | 40,2 |
| Quartz | 27,1 |
| Feldspaths alcalins | 13,9 |
| Micas | 12,1 |
| Amphiboles | 4,4 |
| Autres | 2,3 |

Identifiez la roche X à partir de sa composition modale en utilisant le diagramme de Streckeisen.

Corrigé

Afin de placer la roche X sur le diagramme de Streckeisen ([figure TP1.5](#)), seuls le quartz et les feldspaths doivent être pris en compte. Il faut exprimer en pourcentages leurs quantités relatives ([tableau TP1.5](#)).

TABLEAU TP1.5 QUANTITÉS RELATIVES DES MINÉRAUX
À PLACER DANS LE DIAGRAMME DE STRECKEISEN.

| | Quantité modale (%) | Quantité relative (%) |
|-------------------------|---------------------|-----------------------|
| Feldspaths plagioclases | 40,2 | 49,5 |
| Quartz | 27,1 | 33,4 |
| Feldspaths alcalins | 13,9 | 17,1 |
| TOTAL | 81,2 | 100 |

Exemple de calcul de quantité relative de minéral dans la roche :

$$\text{Pour le quartz : } Q = \frac{\text{quantité modale de quartz} \times 100}{\text{total de quartz et de feldspaths en quantité modales}}$$

$$\text{soit : } Q = 27,1 \times 100/81,2 = 33,4$$

La quantité relative de quartz est donc de 33,4 %.

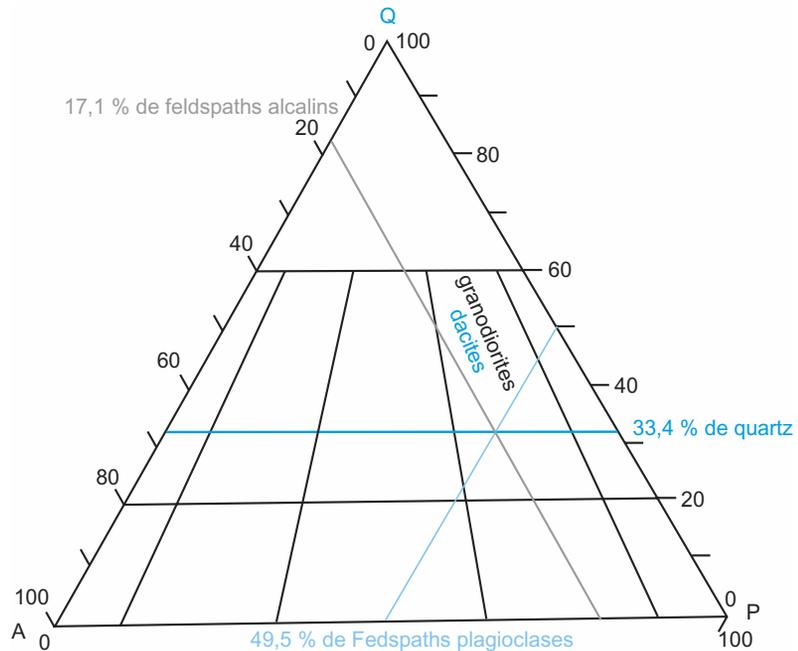


Figure TP1.19 Roche X placée sur le diagramme de Streckeisen.
En noir : roche plutonique ; en bleu : roche volcanique.

La roche X appartenant à un pluton est une roche plutonique. Il s'agit donc d'une granodiorite.

La carte géologique de Martinique (Figure TP1.20, cahier couleur p. 12) présente des basaltes, des andésites et des dacites formées dans un laps de temps restreint. Ces roches constituent une série magmatique.

Lorsqu'on les place dans le diagramme de Streckeisen (figure TP1.18), on observe qu'elles appartiennent à la série calco-alcaline. Cette série volcanique est fréquente dans les contextes de subduction comme c'est le cas aux Antilles.

Voir « les roches des zones de subduction », TP5 et chapitre 3

b) Classification chimico-minéralogique de Lacroix

L'identification des minéraux clairs à l'œil nu (minéraux non ferromagnésiens aussi appelés **minéraux felsiques**) permet de classer les roches. L'identification des **minéraux** ferromagnésiens (aussi qualifiés de **mafiques**) permet de confirmer le classement.

Pour simplifier, seules les roches au programme sont placées dans le [tableau TP1.6](#). Ainsi, les roches contenant des feldspathoïdes (roches sous-saturées en silice) n'y ont pas été indiquées.

TABLEAU TP1.6 CLASSIFICATION DE LACROIX SIMPLIFIÉE.

| Minéraux présents ou non dans la roche | Minéraux ferromagnésiens présents | Quartz présent : roches sursaturées en silice | Absence de quartz et de feldspathoïdes : roches saturées en silice |
|---|-----------------------------------|--|--|
| Feldspaths alcalins et plagioclases sodiques présents : roches acides | Biotite (Amphiboles) | Granite Granodiorite <i>Rhyolite</i> | – |
| Feldspaths plagioclases seuls : roches intermédiaires | Amphiboles (pyroxènes, biotite) | – | <i>Andésite</i> |
| Feldspaths plagioclases calciques présents : roches basiques | Pyroxènes (amphiboles, olivines) | – | Gabbro <i>Basalte</i> |
| Aucun feldspath : roche ultrabasique | Olivines (pyroxènes) | – | Péridotite |

En gras : les roches plutoniques et mantelliques ; en italique : les roches volcaniques.

c) Classification minéralogique

Il existe des classifications basées sur l'ensemble des minéraux observés. La figure TP1.21 en montre un exemple.

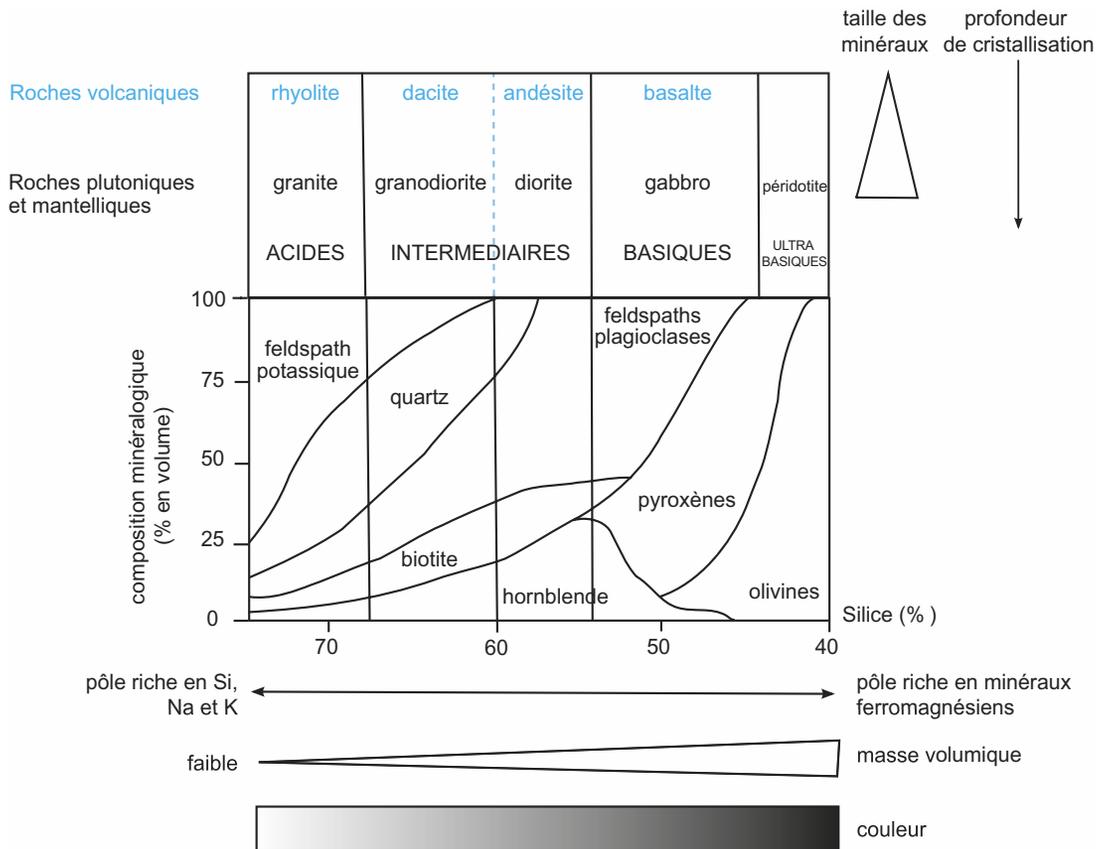


Figure TP1.21 Classification minéralogique des roches magmatiques et mantelliques.

d) Bilan

Sur le terrain, seule la classification de Lacroix est, en partie, exploitable. Il est possible de distinguer trois ensembles de roches : les roches acides, les roches intermédiaires et basiques et enfin, les roches ultrabasiqes.

Les autres classifications peuvent être mises en œuvre au laboratoire.

Aucune des classifications présentées dans ce TP ne tient compte de la partie vitreuse de la roche lorsqu'il y en a une. C'est pourquoi, des analyses chimiques sont complémentaires et indispensables lors de l'étude des roches volcaniques.

Voir « L'étude des compositions chimiques des roches », chapitre 3

1.5 ROCHES SÉDIMENTAIRES

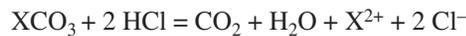
Les paysages faits de roches sédimentaires sont très variés : des plaines, des plateaux, des cuestas, des buttes-témoins, des falaises, des reliefs plissés, des karsts...

À l'affleurement, ces roches se présentent en **strates**.

Si les éléments de l'échantillon sont non jointifs, si vous observez des fossiles ou si les éléments sont associés par un ciment ou une matrice, c'est une **roche sédimentaire**.

Un **ciment** désigne un matériel (quartz, calcite) précipité et cristallisé entre les grains après leur sédimentation. Une **matrice** représente la fraction du sédiment à grain fin, souvent de nature argileuse, entre les particules.

Remarque : L'effervescence à l'acide ne met pas en évidence la présence de calcaire mais la présence d'un carbonate. Une roche faisant effervescence à l'acide est une roche carbonatée ; toutes les roches sédimentaires ne sont pas des roches carbonatées ! De plus, une roche carbonatée n'est pas obligatoirement sédimentaire. Avec X, un élément chimique de valence +2 (ex. : Ca^{2+} , Mg^{2+}), en présence d'acide chlorhydrique, nous pouvons écrire la réaction chimique suivante :



1.5.1 Roches sédimentaires détritiques

Les roches détritiques sont formées au moins pour moitié de débris. Elles se débitent en bancs, en plaquettes selon un litage dû à l'alternance de couches de minéralogie ou de granulométrie différentes. Elles peuvent être consolidées ou non.

a) Sables et grès

Les sables sont des roches détritiques meubles (i.e. non consolidées) formées de grains fins (60 μm à 2 mm). Selon la nature de la fraction majoritaire, on distingue des sables quartzeux, feldspathiques, micacés. Selon l'origine, on distingue des sables provenant de l'altération *in situ* d'un granite (arène granitique), de l'accumulation de débris transportés plus ou moins longuement (débris coquilliers) et, selon le transport ou le lieu de dépôt, on distinguera des sables éoliens, fluviaux, littoraux, ...

Les grès ([figure TP1.22, cahier couleur, p. 7](#)) sont des roches formées de grains fins (60 μm à 2 mm), soudés par un ciment. Ils proviennent de la consolidation d'un sable (ex. : arkose formée à partir d'une arène granitique). La cohésion d'un grès n'est pas toujours parfaite.

Observés à l'œil nu ou à la loupe, les grès sont de couleur très variée : blanc sale, gris clair, rose... Leur **toucher est rugueux**. Leur analyse nécessite de pratiquer les tests (dureté, effervescence à l'acide) sur les grains et sur le ciment, ce qui n'est pas toujours aisé.

Les paysages dominés par le grès montrent des reliefs aux formes souvent façonnés par les agents d'érosion comme l'eau ou le vent (mont, « champignon »). À la base de ces reliefs, il est fréquent d'observer des amas de sable issus de l'érosion du grès.

Voir « la formation de certaines roches détritiques », chapitre 7

b) Pélites

Ce sont des roches **tendres, rayables à l'ongle** et de couleurs variées (blanchâtre, grisâtre, verdâtre) sans stratification apparente (argilite) ou avec des lamines (shale). Elles forment des grumeaux dans la main lorsqu'elles sont humides : elle **fait pâte avec l'eau**. Elles sont **fragiles à l'état sec** : des grains extrêmement fins donc doux au toucher se détachent. Elles **happent la langue**.

Voir « l'altération des roches », chapitre 7

Elles sont formées essentiellement de minéraux argileux (kaolinite, illite, montmorillonite...), mais aussi de quartz, de feldspaths, de micas (figure TP1.23, cahier couleur, p. 9).

c) D'autres roches sédimentaires détritiques

- Les **sables coquilliers** : riches en débris de coquilles calcaires.
- Les **conglomérats** : assemblages d'éléments qui peuvent être arrondis (le conglomérat est alors un poudingue) ou anguleux (le conglomérat est alors une brèche).

1.5.2 Roches sédimentaires non détritiques

a) Calcaires

Les paysages calcaires peuvent être des plateaux, des falaises, des reliefs plissés, des reliefs karstiques.

Voir chapitre 7, § 7.2.2

Les calcaires (figure TP1.24, cahier couleur, p. 9) peuvent avoir des origines diverses (tableau TP1.7).

Ce sont des roches très variées : compactes (ex. : calcaire lithographique) ou friables (ex. : craie), de couleur claire lorsqu'elles ne sont pas altérées.

Les calcaires font effervescence à froid en présence d'acide chlorhydrique. Ce sont des roches essentiellement constituées de calcite et/ou d'aragonite.

TABLEAU TP1.7 LES DIFFÉRENTS TYPES DE CALCAIRES.

| ORIGINE DU CALCAIRE | Exemples de calcaires | |
|---------------------|--|--|
| Biologique | Calcaires | Calcaires coralliens, calcaires d'algues, stromatolithes. |
| | Calcaires d'accumulation | Craie |
| | | Calcaires à Foraminifères : calcaire à Nummulites... |
| | | Calcaire coquillier ou lumachelle : accumulation de coquilles de Bivalves. |
| | Calcaire à entroques : accumulation de débris d'Échinodermes. | |
| Chimique | Stalactites et stalagmites : dépôts formés dans les grottes à partir des gouttes chargées en carbonates de calcium. Les stalagmites se forment à partir du sol (« la stalagmite monte ») et les stalactites se forment à partir du plafond (« la stalactite tombe »). | |
| | Calcaire lithographique : calcaire à grain très fin et très homogène. Dépôt formé au niveau des récifs coralliens. Il est appelé ainsi car il servait de tablette d'écriture. | |
| | Calcaire oolithique : calcaire formé de petites sphères (les oolithes) réunies par un ciment très fin dans une zone avec des courants forts. Les oolithes correspondent au dépôt en couches concentriques de carbonate de calcium autour d'un nucléus. | |

b) Roches siliceuses non détritiques

Les **radiolarites** sont des roches siliceuses d'origine biologique formées par l'accumulation des tests siliceux de Radiolaires alors que les **diatomites** sont formées par l'accumulation de tests siliceux de Diatomées (algues microscopiques).

Voir chapitre 12,
§ 12.4.3

Les **évaporites** sont des roches salines déposées lors d'une évaporation intense. Ex. : gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$), halite (NaCl). Certaines revêtent une importance économique (ex. : gypse, sylvinite). Ces roches, en formant des « couches savons » ont un rôle tectonique important.

1.6 ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Voir chapitre 10,
§ 10.1.2

Si vous observez des cristaux organisés avec des directions ou des plans privilégiés, c'est généralement une **roche métamorphique**. Elle comporte souvent des déformations continues homogènes acquises sous l'effet d'une contrainte anisotrope. Il peut s'agir de :

- **schistosité** : la roche se débite en feuillets. Les minéraux peuvent avoir une orientation préférentielle;
- **foliation** : la roche présente des lits composés de minéraux différents (ségrégation minéralogique) qui lui donnent un **aspect rubané** (c'est-à-dire avec des rayures claires et foncées).

Les éventuels fossiles contenus dans le protolithe peuvent aussi être déformés.

Remarque : Toutes les roches métamorphiques ne sont pas déformées. Ex. : écoligite (figure TP1.25, cahier couleur, p. 8).

1.6.1 Schistes

Ce sont des roches à grain fin d'aspect souvent satiné à schistosité bien marquée permettant un débit en feuillets (pétrofabrique schisteuse) ; leur couleur variable dépend de leur composition minéralogique. On y observe parfois des fossiles mais ceux-ci sont déformés.

À l'œil nu ou à la loupe (figure TP1.26, cahier couleur, p. 7), les minéraux sont généralement trop petits pour être distingués.

Au microscope, les **phyllosilicates** sont orientés dans le plan de schistosité ; ils font le plan de schistosité.

1.6.2 Micaschistes

Les micaschistes (figure TP1.27, cahier couleur, p. 7) présentent une schistosité bien marquée. C'est une roche d'aspect **brillant** : les micas forment des feuillets scintillants.

Le quartz est aussi observable à la loupe.

Au microscope, vous notez des **feuillets épais de micas** qui alternent plus ou moins nettement avec des **feuillets minces de quartz et de feldspaths**. Les micas forment des paillettes alignées dans la même direction, avec les mêmes propriétés optiques : c'est une **pétrofabrique lépidoblastique**.

1.6.3 Gneiss

L'observation à l'œil nu (figure TP1.28, cahier couleur, p. 8) révèle une alternance de lits clairs **quartzo-feldspathiques** et de lits sombres riches en **minéraux ferromagnésiens** (biotite, amphibole) marquant la **foliation**.

À l'œil nu, les minéraux sont facilement observables. Les plus gros sont des porphyroblastes. Lorsque les feldspaths sont de grande taille comparés aux autres minéraux, le gneiss a une **pétrofabrique porphyroblastique à feldspaths œillés (gneiss œillé)**.

Au microscope (figure TP1.28, cahier couleur, p. 8), le quartz et les feldspaths des lits clairs forment des grains imbriqués les uns dans les autres : c'est une **pétrofabrique granoblastique**. Dans les lits sombres, les micas ont une forme allongée, emboîtés les uns dans les autres : c'est une **pétrofabrique lépidoblastique**. Cette alternance de pétrofabriques, et surtout la ségrégation minéralogique qui en est à l'origine, expliquent la foliation visible à l'œil nu.

Conclusion

Les roches peuvent être classées en trois grandes catégories en particulier grâce à l'étude de leur pétrofabrication. La diagnose des roches nécessite une certaine prudence quant à la généralisation et à l'utilisation de critères simples. Le [tableau TP1.8](#) résume les différentes roches de la lithosphère terrestre au programme de 1^{re} année.

TABLEAU TP1.8 LES PRINCIPALES ROCHES DE LA LITHOSPHERE TERRESTRE.

| TYPES DE ROCHES | ROCHES | MINÉRAUX PRINCIPAUX | PÉTROFABRIQUE | CONTEXTES DE FORMATION |
|--------------------------------|--------------|---|---|---|
| Roche mantellique | Péridotite | Olivine, pyroxène | Grenue | Dans le manteau |
| Roches magmatiques volcaniques | Basalte | Feldspath plagioclase, clinopyroxène, olivine | Hémicristalline microlitique | Dorsale, zone de subduction, point chaud |
| | Andésite | Feldspath plagioclase, amphibole | Hémicristalline microlitique | Zone de subduction |
| | Rhyolite | Quartz, feldspath alcalin, biotite, verre | Hémicristalline microlitique | Zone de subduction |
| Roches magmatiques plutoniques | Granite | Quartz, feldspaths | Grenue | Zone de collision |
| | Gabbro | Feldspath, plagioclase, pyroxène | Grenue | Dorsale |
| | Granodiorite | Quartz, feldspaths, amphibole, biotite | Grenue | Dérive soit des granites, soit des gabbros : zone de collision, dorsale |
| Roches sédimentaires | Calcaire | Calcite | – | Bassin, récif, plateforme, lac |
| | Grès | Quartz | – | Bassin, plage |
| | Pélite | Minéraux argileux, quartz, micas | – | Bassin |
| Roches métamorphiques | Schiste | Micas, chlorite, amphibole | Schisteuse | Zone de convergence, métamorphisme faible |
| | Micaschiste | Micas, quartz, feldspaths | Lépidoblastique | Zone de convergence, métamorphisme fort |
| | Gneiss | Quartz, feldspaths, micas | Porphyroblastique œillée, granoblastique et lépidoblastique | Zone de convergence, métamorphisme fort |

Plan

- 2.1 Apports de l'étude des séismes naturels et artificiels
- 2.2 Apports de l'étude de la gravimétrie
- 2.3 Apports de l'étude de données de cinématique

Objectifs

- Utiliser avec discernement les modèles d'isostasie.
- Analyser et interpréter des cartes et des coupes présentant des données sismiques, gravimétriques, magnétiques et cinétiques.

Introduction

Les méthodes directes (échantillonnages, forages...) ne permettent d'étudier qu'une toute petite partie des 6 370 km de rayon terrestre. Il est donc nécessaire de compléter ces analyses grâce à des méthodes indirectes (ex : étude des séismes, étude de la gravimétrie) pour appréhender la structure du globe terrestre.

- Que peut-on déduire de l'enregistrement des ondes sismiques ?
- Quels sont les apports de la gravimétrie à la connaissance de la structure du globe terrestre ?

Ce sera l'objet des deux premières parties de ce TP.

Par ailleurs, la lithosphère terrestre, enveloppe la plus superficielle de la Terre, est en mouvement horizontal et vertical.

- Comment peut-on évaluer les mouvements de la lithosphère terrestre ?
- Peut-on modéliser les mouvements lithosphériques et les prévoir ?

Les mouvements lithosphériques et leurs modélisations seront étudiés dans les deux dernières parties du TP.

2.1 APPORTS DE L'ÉTUDE DES SÉISMES NATURELS ET ARTIFICIELS

2.1.1 Localiser l'épicentre d'un séisme par la méthode des 3 cercles

L'enregistrement des ondes sismiques permet de construire des courbes hodochrones (figure TP2.1) qui donnent le temps de parcours des ondes en fonction de la distance à l'épicentre (= distance entre la station et l'épicentre).

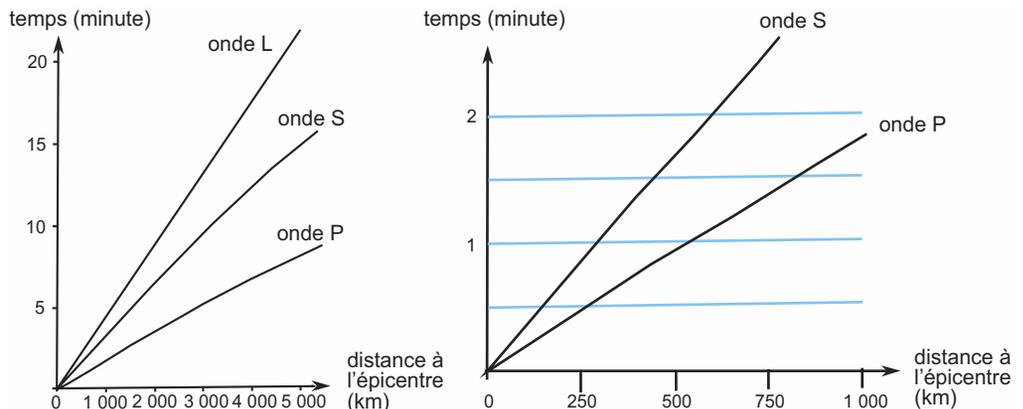


Figure TP2.1 Courbes hodochrones.

a) Analyser ces hodochrones

Dans le cas des ondes L, le temps augmente linéairement avec la distance ; la vitesse des ondes L (inverse de la pente de la droite) est donc constante. Ces ondes traversent un milieu homogène ; il ne peut être que proche de la surface d'où le nom de ces ondes (ondes de surface). Pour les ondes P et S, les enregistrements ne sont pas des droites : la vitesse des ondes P et S (inverse des pentes des courbes) augmente avec la distance épacentrale et les ondes S sont plus lentes ; elles traversent des milieux de plus en plus denses donc de plus en plus profonds. Enfin, le retard entre les ondes S et les ondes P s'accroît avec la distance parcourue.

► Méthode 1 de détermination de la distance épacentrale

Nous allons utiliser les courbes précédentes pour déterminer, à partir de sismogrammes, des distances épacentrales (figure TP2.2). Ceci est réalisable pour une distance épacentrale supérieure à 500 km.

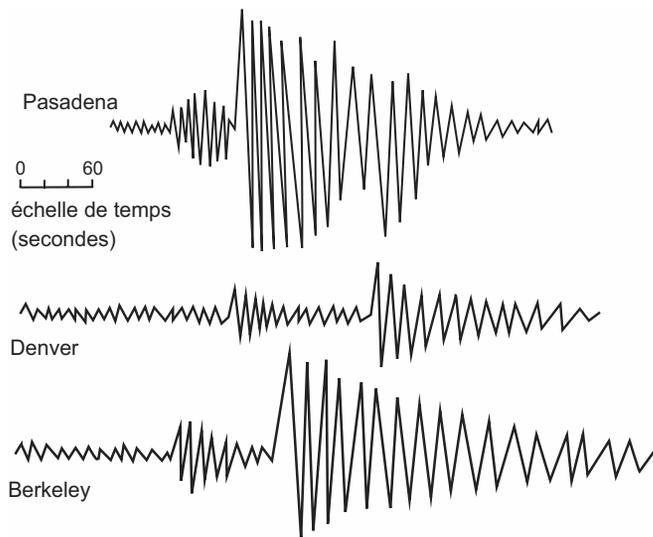


Figure TP2.2

Sismogrammes (simplifiés) d'un même séisme enregistré en juillet 2007 dans les stations de Pasadena, Denver et Berkeley.

b) Déterminer le retard des ondes S sur les ondes P et en déduire la distance épacentrale

D'après la lecture des sismogrammes, en utilisant l'échelle indiquée, on obtient les chiffres énoncés dans le tableau TP2.1.

TABLEAU TP2.1 RETARD DES ONDES S SUR LES ONDES P POUR L'EXEMPLE ÉTUDIÉ.

| | Pasadena | Denver | Berkeley |
|-------------------|----------|--------|----------|
| Retard (secondes) | 55 | 113 | 86 |

Il faut reporter sur la figure TP2.1 la durée des retards (c'est-à-dire l'écart entre la courbe du temps d'arrivée des ondes P et celle du temps d'arrivée des ondes S) de manière à lire la distance épacentrale en abscisse.

On obtient alors les distances épacentrales énoncées dans le tableau TP2.2.

TABLEAU TP2.2 DISTANCES ÉPACENTRALES POUR LE SÉISME ÉTUDIÉ AVEC LA MÉTHODE 1.

| | Pasadena | Denver | Berkeley |
|---------------------------|----------|--------|----------|
| Distance épacentrale (km) | 625 | 1 300 | 1 000 |

➤ Méthode 2 de détermination de la distance épacentrale

Une relation empirique simple entre la distance épacentrale et le retard des ondes S sur les ondes P a été établie :

$$D = k dt \quad (\text{TP2.1})$$

avec : D : distance épacentrale en km ; dt : le retard des ondes S sur les ondes P en secondes
 La constante k varie de 7,5 à 8,2 en fonction de la structure crustale.

c) Calculer la distance épacentrale

Ce calcul s'effectue pour chaque station grâce à la formule (TP2.1) avec $k = 8,1$ (tableau TP2.3). Comparer les résultats aux précédents.

TABLEAU TP2.3 DISTANCES ÉPACENTRALES POUR LE SÉISME ÉTUDIÉ AVEC LA MÉTHODE 2.

| | Pasadena | Denver | Berkeley |
|---------------------------|----------|--------|----------|
| Distance épacentrale (km) | 445 | 915 | 697 |

Les résultats sont différents de ceux obtenus grâce aux courbes hodochrones (méthode 1). Ceci reçoit plusieurs explications : la distance épacentrale de Pasadena est inférieure à 500 km et la limite d'application des hodographes est atteinte ; la valeur de k est considérée comme constante...

Il devient possible de localiser l'épicentre : il se situe sur le cercle centré sur chaque station étudiée ayant pour rayon la distance épacentrale correspondante. À partir des données de 3 stations au moins, on peut tracer 3 cercles dont l'intersection est l'épicentre du séisme (figure TP2.3).

d) Déterminer l'épicentre du séisme étudié à partir de la seconde méthode



Figure TP2.3 Localisation de l'épicentre.

2.1.2 Déterminer la profondeur d'une discontinuité : exemple du Moho

Un séisme artificiel est déclenché au niveau d'un bassin sédimentaire sur de la croûte continentale. Les ondes émises sont enregistrées par différentes stations. Chaque station reçoit un premier train d'ondes précoces qui se sont propagées en surface et un train d'ondes tardives qui se sont propagées en profondeur dans la croûte et ont été réfléchies au niveau de la discontinuité du Moho. La distance entre l'épicentre du séisme et l'une des stations d'enregistrement est de 75 km. Les ondes précoces ont été enregistrées 13,22 secondes après le séisme. Les ondes tardives sont parvenues à la station 5,34 secondes après les ondes précoces.

Déterminer la profondeur du Moho

La surface de la Terre et le Moho sont, à cette échelle, parallèles.

Le foyer et l'épicentre sont confondus car le séisme a été déclenché en surface. Ce lieu est noté E . La station est notée S (figure TP2.4).

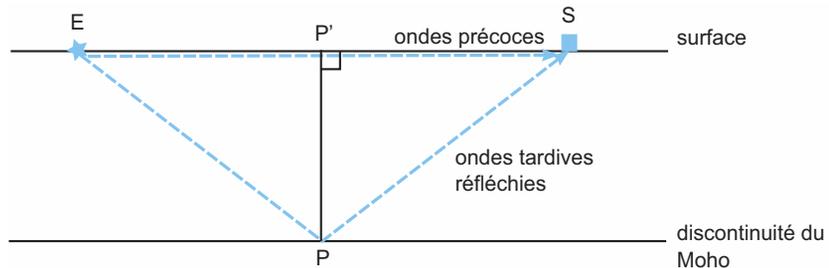


Figure TP2.4 Détermination de la profondeur du Moho PP' .

- Calcul de la vitesse de propagation des ondes

$$V = d/t \quad (\text{TP2.2})$$

Avec les ondes précoces dont on connaît le trajet on a : $V = 75/13,22 = 5,673$ km/s.

Les ondes sismiques enregistrées se propagent à la vitesse de 5,673 km/s.

- Calcul de la profondeur du Moho PP'

Les ondes précoces et tardives, se propageant dans le même milieu, ont la même vitesse.

Appliquant le théorème de Pythagore dans un triangle rectangle, on a :

$$(EP)^2 = (PP')^2 + 1/2 (ES)^2$$

Donc

$$PP' = \sqrt{(EP)^2 - 1/2 (ES)^2} \quad (\text{TP2.3})$$

Il faut donc déterminer EP . L'onde étant réfléchi au niveau du Moho, d'après les lois de Descartes, les distances EP et PS sont égales. À partir de l'équation (TP2.2), il est possible d'écrire :

$$\begin{aligned} d &= V * t \text{ donc } 2 * EP = V * t \\ EP &= (V * t)/2 \end{aligned} \quad (\text{TP2.4})$$

t : temps mis par les ondes tardives = temps mis par les ondes précoces + retard des ondes tardives sur les ondes précoces soit :

$$t = 13,22 + 5,34 = 18,56$$

Le temps de trajet des ondes tardives est de 18,56 secondes.

Pour l'équation (TP2.4) avec la vitesse et le temps calculés précédemment : $EP = 52,65$

La distance EP est de 52,65 km.

Pour l'équation (TP2.2) : $PP' = \sqrt{\{(52,65)^2 - (1/2 * 75)^2\}} = 36,96$

Le Moho est situé à 36,96 km de profondeur, valeur cohérente avec le lieu où les mesures ont été réalisées.

2.1.3 Connaître la structure du sous-sol par sismique-réflexion et sismique-réfraction (encart TP2.1 et TP2.2)

ENCART TP2.1

Techniques de sismique-réflexion et de sismique-réfraction



Ces techniques visent à appréhender indirectement la structure et parfois la nature du sous-sol. Elles enregistrent en surface les échos des ondes sismiques propagées dans le sous-sol.

Pour ne pas dépendre des séismes naturels, des trains d'ondes artificielles sont déclenchés. Les **sources sismiques** couramment utilisées sont, dans l'eau, les canons à air ou à eau et les décharges électriques à haute tension, dans l'air les chutes de poids (camion-vibreur, [figure TP2.5](#)), les explosifs ou un fusil sismique.

Si des ondes sont directes, certaines sont réfléchies et d'autres réfractées au niveau d'une interface (le **réflecteur**) séparant deux milieux dans lesquels la vitesse de propagation des ondes sismiques diffère du fait d'une densité, d'une composition chimique ou d'une compacité différente.

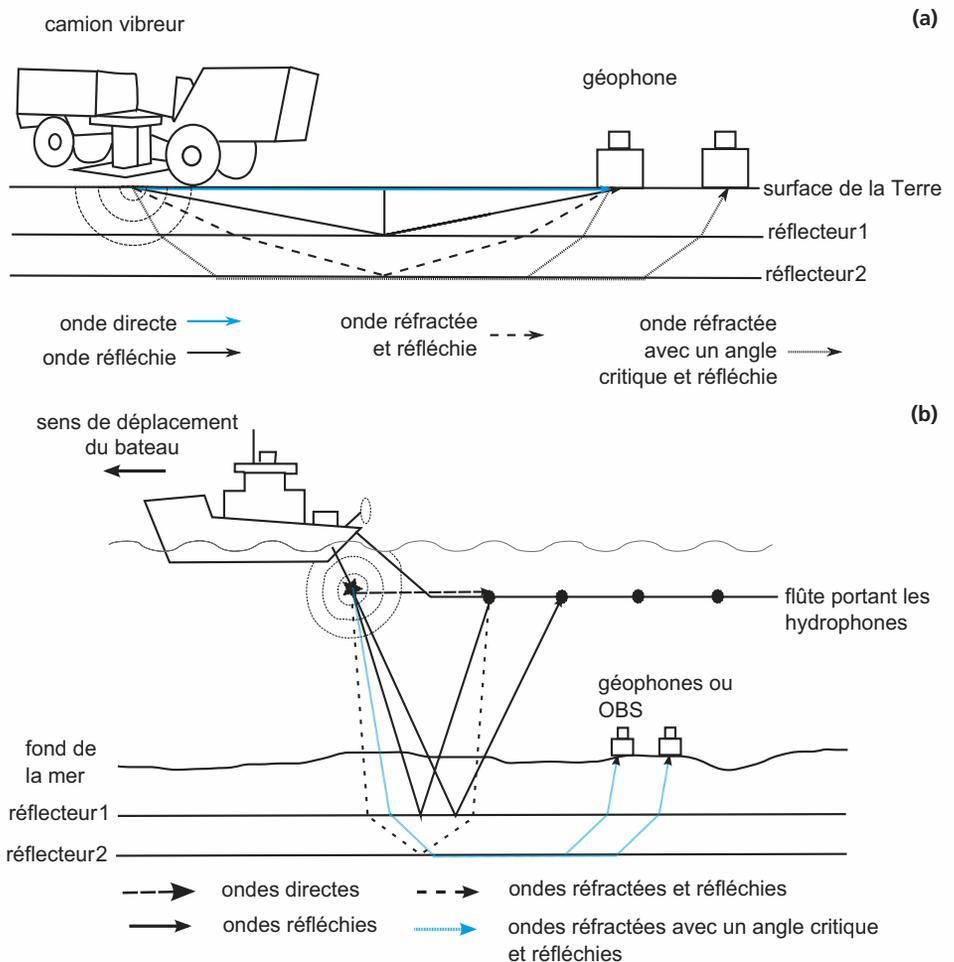


Figure TP2.5 Principe de la sismique-réflexion et de la sismique-réfraction.

(a) Camion-vibreur ; (b) Bateau sismique.

Un **récepteur** (fixe ou mobile) enregistre le temps d'arrivée des ondes. Ce récepteur peut être un hydrophone, un OBS (*Ocean Bottom Seismometer*) ou un géophone. Un **hydrophone** est un capteur piézoélectrique qui transforme les variations de pression dans l'eau en tensions électriques. Les hydrophones sont disposés le long d'un long câble appelé **flûte** (jusqu'à 7 km de long comportant 480 hydrophones) traîné derrière le bateau.

Un **OBS** est un ensemble de sismomètres posés sur le fond marin. Un **géophone** est un capteur sensible à la vitesse de déplacement du sol.

Les ondes directes permettent de connaître la distance entre la source sismique et le récepteur (distance = vitesse des ondes \times temps).

Les **profils de sismique-réflexion** résultent de l'analyse et du traitement d'ondes réfléchies enregistrées par des hydrophones le long d'une ou de plusieurs flûtes lors d'une campagne océanographique ou par des géophones lors d'une campagne terrestre. La distance entre la source sismique et le récepteur est **constante**.

Dans le cas des ondes indirectes, on mesure le temps nécessaire à l'onde pour aller de son lieu d'émission au réflecteur et du réflecteur au récepteur. C'est pourquoi le résultat de l'enregistrement se présente sous la forme d'un profil ayant pour abscisse la distance horizontale et pour ordonnée un **temps double** qui correspond au temps pour l'aller-retour des ondes entre la surface et le réflecteur. Ce temps double peut être converti en profondeur si l'on connaît la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différents milieux traversés. Chaque trait noir continu sur un profil correspond à un réflecteur. Cette technique permet donc d'appréhender les formations et structures géologiques **superficielles** ; l'interprétation de ce type de profil vise à déterminer par une lecture verticale, la position des réflecteurs et donc des **discontinuités**, mais aussi, par une lecture horizontale, à révéler des **structures (plis et failles)**. Le profil interprété est donc l'image sismique d'une coupe du sous-sol.

La **technique de sismique-réfraction** utilise des OBS en mer et des géophones sur les continents. La **distance entre la source et le récepteur augmente** au cours du relevé de mesure. Les résultats de sismique-réfraction se présentent sous forme d'un **diagramme dromochronique** qui exprime le temps mis par l'onde pour réaliser son trajet entre la source et le récepteur en fonction de la distance entre ces deux points. Dans ce graphique, les ondes réfractées décrivent une droite ne passant pas par l'origine. Sa pente permet de calculer la vitesse de l'onde sismique et donc de déduire l'épaisseur de la couche traversée *i.e.* la profondeur de la discontinuité qui a réfracté l'onde. D'autre part, la vitesse dépendant de la densité des matériaux (loi de Birch), elle permet de déterminer la nature des couches traversées par les ondes. C'est pourquoi, les résultats de sismique-réfraction sont souvent présentés sous la forme d'un profil de sismique-réflexion sur lequel la **profondeur du Moho** (déterminée grâce à la différence de vitesse des ondes P dans la croûte et le manteau) est indiquée ou d'une coupe sur laquelle les **couches sont distinguées par leur masse volumique ou par la vitesse des ondes P qui les traversent**.

ENCART TP2.2

Quelques bases pour l'analyse d'un profil de sismique réflexion



En milieu marin, le premier réflecteur rencontré est le fond.

Des réflecteurs horizontaux terminés en biseau sur un réflecteur incliné du côté du continent sont appelés **onlaps**. Ils indiquent une montée du niveau relatif de la mer et donc une augmentation de l'espace disponible.

Des réflecteurs inclinés vers le bas et se terminant en biseau sur un réflecteur quasi horizontal vers le large sont appelés **downlaps**. Ils indiquent une stabilité du niveau relatif de la mer.

Des réflecteurs inclinés et surmontés par un réflecteur quasi horizontal sont appelés **toplaps**. Ils indiquent une baisse du niveau relatif de la mer. L'espace disponible diminue.

Un profil de sismique réflexion est réalisé au niveau d'un bassin océanique (figure TP2.6).

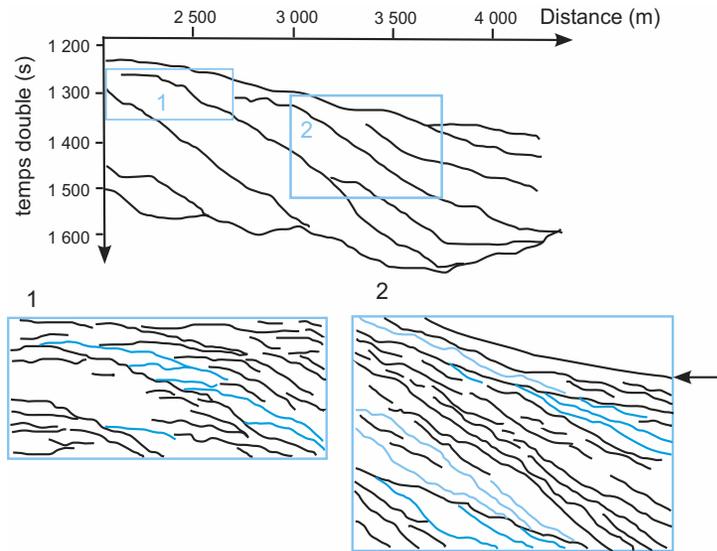


Figure TP2.6 Résultat de sismique réflexion dans un bassin océanique. Les cadres 1 et 2 sont des agrandissements de zones étudiées.

- Sur le profil, que représentent les lignes noires ?
- Dans le cadre 1, nommer les traits bleu foncé.
- Dans le cadre 2, légènder la flèche.
- Dans le cadre 2, nommer les traits bleu clair et bleu foncé.

Réponses :

- Les lignes noires sont des réflecteurs sismiques donc des limites entre deux milieux.
- Les traits bleu foncé sont horizontaux et se finissent sur un trait noir incliné : ce sont des onlaps.
- La flèche indique le fond de la mer : au-dessus, dans l'eau, aucun réflecteur n'est enregistré.
- Les traits bleu foncé sont inclinés vers le haut et butent contre un réflecteur plus légèrement incliné : ce sont des toplaps. Les traits bleu clair sont inclinés vers le bas et butent contre un réflecteur moins incliné : ce sont des downlaps.

Voir d'autres profils dans les TP4, TP5 et TP6.

2.1.4 Connaître les hétérogénéités latérales au sein du manteau et de la croûte

Voir chapitre 3, encart 3.17

La région d'Hawaï est étudiée grâce à la tomographie sismique. Hawaï fait partie d'un alignement d'îles volcaniques (figure TP2.7).

a) Analyser les résultats obtenus

Les deux types de coupes ont des échelles très différentes.

En coupe verticale, une zone d'anomalie négative des vitesses est observée juste à l'aplomb d'Hawaï (20 °N). Sur les coupes horizontales réalisées sous le Kilauea à différentes profondeurs, nous observons une zone d'anomalie négative dont la surface est maximale à 4 km de profondeur puis diminue aux profondeurs de 10 km et de 16 km. Tout autour, nous observons une zone sans anomalie de vitesse et plus loin une zone d'anomalie positive.

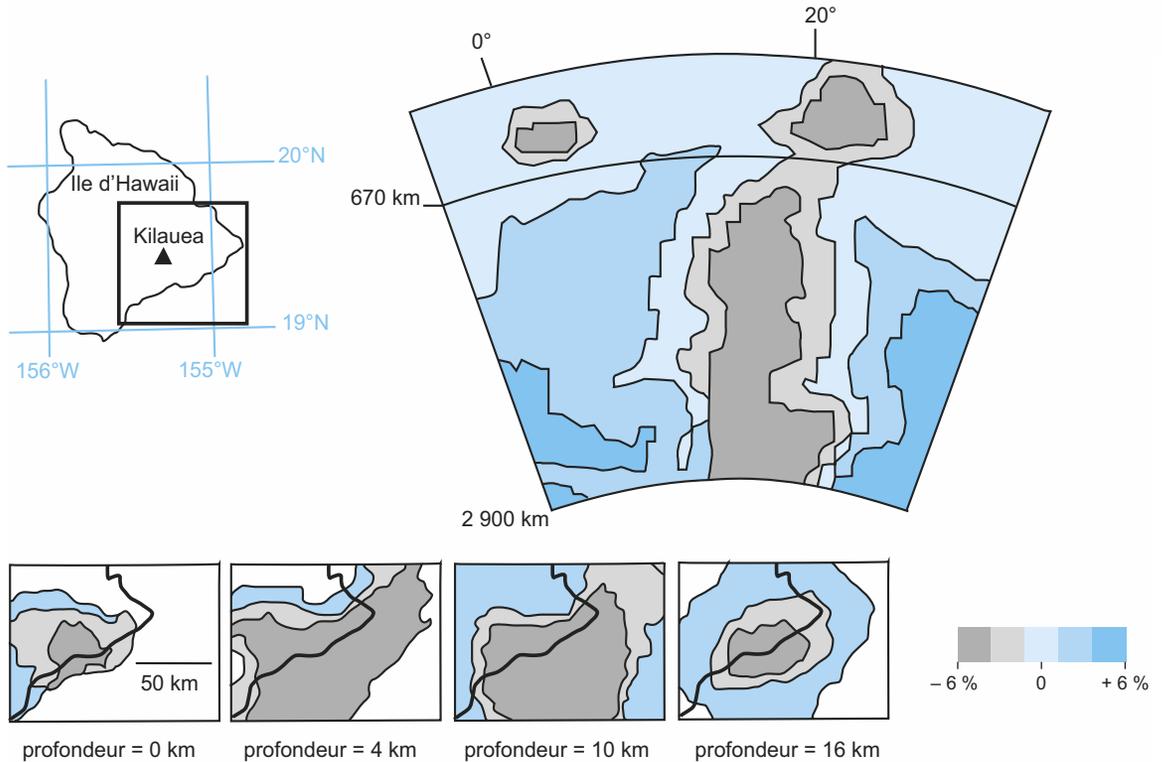


Figure TP2.7 Résultat de tomographie sismique au niveau d'Hawaï.

b) Interpréter les résultats

La partie présentant une anomalie négative sous Hawaï correspond à du matériel chaud. Il est observable près de la surface (coupes horizontales) et jusqu'à 2 900 km de profondeur (coupe verticale). Ce matériel chaud doit correspondre à du manteau chaud donc profond qui remonte jusqu'à la surface sous la forme d'un panache. Ce panache est à l'origine du point chaud d'Hawaï. Ainsi, ce type de technique peut mettre en évidence l'origine profonde du matériel mantellique qui parvient en surface.

Voir d'autres documents de tomographie sismique TP4 et TP5

2.2 APPORTS DE L'ÉTUDE DE LA GRAVIMÉTRIE

2.2.1 Isostasie dans le cas de la fonte d'une calotte glaciaire

Au niveau du Québec (Canada), il est enregistré par GPS un mouvement vertical ascendant de 1 cm/an environ. Ce mouvement est dû au réajustement isostatique lié à la fonte de la calotte glaciaire depuis le dernier maximum glaciaire.

Différentes techniques permettent d'évaluer l'épaisseur d'une calotte glaciaire au cours du temps : 3 km maximum à Québec et environ 1,7 km dans le Manitoba (données antérieures à l'année 2007).

L'épaisseur de la croûte (E_c) est estimée à 35 km. Sa densité (c) est de 2,67. La densité (m) du manteau est de 3,27. Celle de la glace (g) est de 0,9.

Actuellement, l'altitude de Québec est de 9 m environ pour la ville basse et 90 m environ pour la ville haute, celle de Winnipeg dans le Manitoba de 250 m environ. On estime que le site de ces 2 villes était 200 m au-dessous du niveau actuel de la mer.

a) Calculer l'altitude de Québec et de Winnipeg une fois la calotte glaciaire entièrement fondue et dans des conditions d'équilibre isostatique

Voir « le modèle de Airy », chapitre 3, encart 3.4

La densité de la croûte est constante latéralement, il faut donc utiliser le modèle de Airy (figure TP2.8).

À l'équilibre isostatique, les masses des 2 colonnes considérées sont égales.

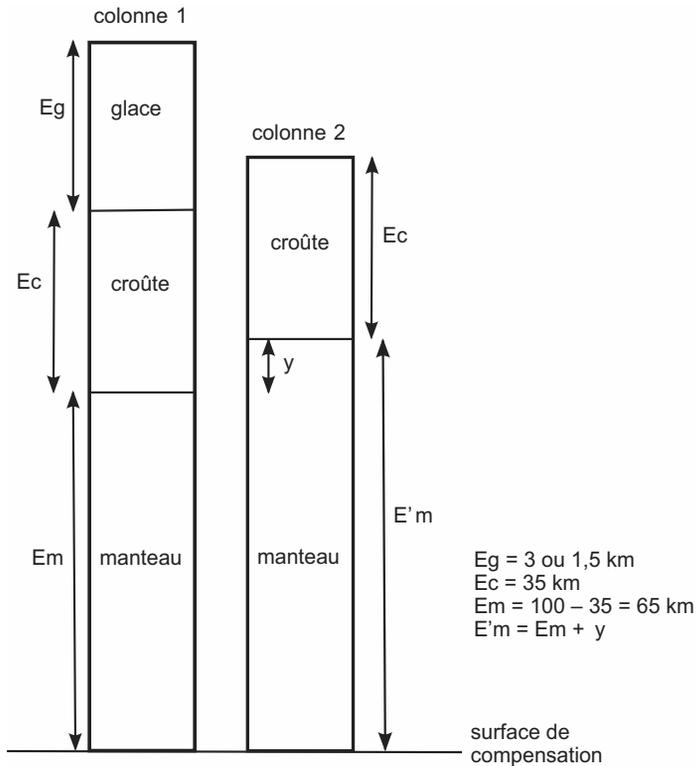


Figure TP2.8 Application du modèle de Airy.

L'équilibre isostatique nous conduit à écrire :

$$\text{Masse de la colonne 1} = \text{Masse de la colonne 2}$$

Soit, en simplifiant par g :

$$\text{Masse de la glace} + \text{Masse de la croûte} = \text{Masse de la croûte} + \text{Masse du manteau}$$

$$(\rho_g \times E_g) + (\rho_c \times E_c) = (\rho_c \times E_c) + (\rho_m \times y)$$

$$(\rho_g \times E_g) = (\rho_m \times y)$$

$$(\rho_g \times E_g) / \rho_m = y$$

à Québec : $y = (0,9 \times 3) / 3,27 = 0,826$ km soit 826 m.

à Winnipeg : $y = (0,9 \times 1,7) / 3,27 = 0,468$ km soit 468 m.

Altitude de Québec : $826 - 200 = 626$.

Altitude de Winnipeg : $468 - 200 = 268$.

À Québec, l'équilibre sera atteint lorsque la ville sera à 626 m d'altitude et à Winnipeg lorsque la ville sera à 268 m d'altitude. À Québec, la valeur calculée est éloignée de l'altitude actuelle, donc cette partie du Canada est en déséquilibre isostatique et connaît un rebond postglaciaire. À Winnipeg, les valeurs calculées et observées sont très proches et donc l'équilibre est quasi atteint.

b) Les résultats sont-ils cohérents avec la carte présentant les mouvements verticaux dans cette partie du Canada depuis 6 000 ans ? (figure TP2.9)

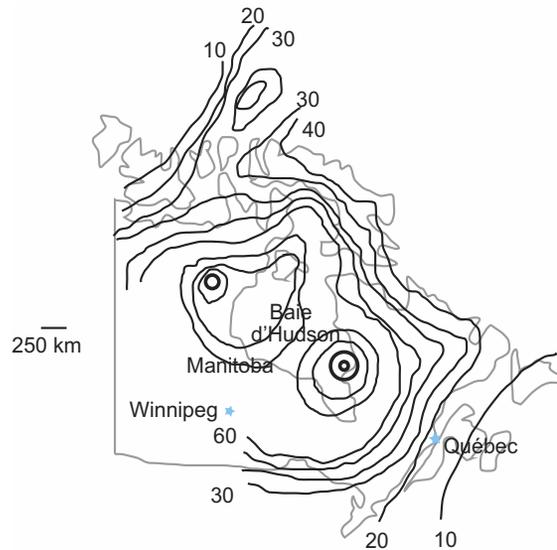


Figure TP2.9 Carte des mouvements verticaux au Canada depuis 6 000 ans. Les valeurs des mouvements verticaux ascendants sont indiquées en mètres.

La carte confirme un mouvement de surrection de cette partie du Canada mais Québec connaît un mouvement vertical plus faible que Winnipeg, ce qui semble en désaccord avec les résultats obtenus par calcul.

Par ailleurs, les dernières données (2007) obtenues par le modèle GRACE confirment une très forte anomalie gravimétrique dans la baie d'Hudson et conduisent depuis peu à penser que la calotte glaciaire était sous la forme de 2 dômes : son épaisseur devait donc être plus importante que 1,7 km au niveau de la baie d'Hudson.

2.2.2 Anomalies gravimétriques et isostasie dans le cas d'une chaîne de montagnes (figure TP2.10)

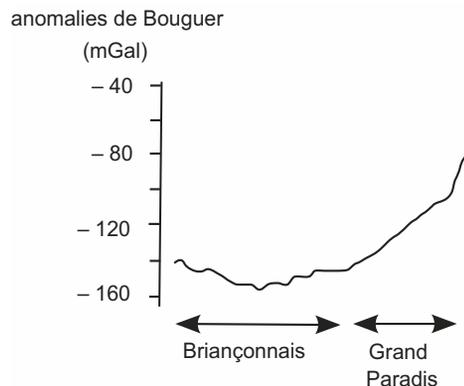


Figure TP2.10 Coupe des anomalies de Bouguer mesurées au niveau du Briançonnais et du Massif du Grand Paradis (Alpes).

a) Analyser et interpréter la coupe des anomalies de Bouguer

Les anomalies observées sont négatives : il existe un déficit de masse en profondeur. Elles sont particulièrement importantes au niveau du Briançonnais où elles atteignent -155 mgal. Ces valeurs sont caractéristiques d'une chaîne de montagnes récente. On attribue le déficit de masse à la présence d'une racine crustale sous ces massifs montagneux. L'anomalie de Bouguer est plus faible au niveau du Grand Paradis. Ceci peut être dû à une racine crustale moins profonde qu'au niveau du Briançonnais.

Dans le massif du Pelvoux (Briançonnais), la barre des Écrins culmine à $4\,102$ m. Le point culminant du Grand Paradis est à $4\,061$ m.

La densité moyenne de la croûte (c) est de $2,7$ alors que celle du manteau (m) est de $3,2$.

b) Quelle est l'épaisseur supplémentaire de croûte due à la racine sous la barre des Écrins et sous le Grand Paradis ?

Au niveau d'une chaîne de montagnes, aucune variation latérale de la densité de la croûte n'est observée. Nous utiliserons donc le modèle de Airy (figure TP2.11).

Les points donnés sont des sommets. Donc, il existe une racine r_1 sous ces sommets d'altitude h_1 .

Les calculs sont réalisés en supposant un équilibre isostatique.

Voir « le modèle de Airy », chapitre 3, encart 3.4

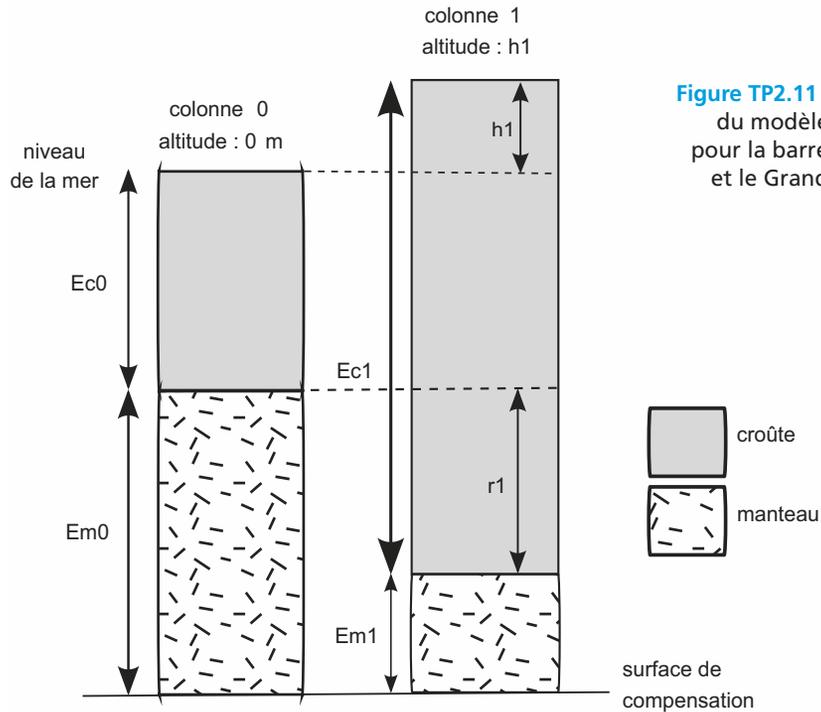


Figure TP2.11 Application du modèle de Airy pour la barre des Écrins et le Grand Paradis.

Les masses des deux colonnes considérées sont égales. On a :

$$\begin{aligned} \text{Masse de la colonne 0} &= \text{Masse de la colonne 1} \\ (\text{Masse de la croûte} + \text{masse du manteau}) \text{ de la colonne 0} \\ &= (\text{Masse de la croûte} + \text{masse du manteau}) \text{ de la colonne 1} \end{aligned}$$

En simplifiant par g , on peut écrire :

$$\begin{aligned} (Ec0 \times \rho_c) + (Em0 \times \rho_m) &= (Ec1 \times \rho_c) + (Em1 \times \rho_m) \\ (Ec0 \times \rho_c) + (Em0 \times \rho_m) &= \rho_c \times (Ec0 + h_1 + r_1) + \rho_m (Em0 - r_1) \\ 0 &= (\rho_c \times h_1) + (\rho_c \times r_1) - (\rho_m \times r_1) \\ r_1 &= -(\rho_c \times h_1) / (\rho_c - \rho_m) \end{aligned}$$

Pour l'application numérique, il faut penser à convertir les altitudes en km !

pour la barre des Écrins : $rI = 22,15$

pour le Grand Paradis : $rI = 21,92$

L'épaisseur de croûte supplémentaire due à la racine est de 22,15 km pour la barre des Écrins et de 21,92 km pour le Grand Paradis. Ces deux valeurs très proches n'expliquent pas la différence observée pour les anomalies de Bouguer.

À partir de données de sismique réfraction, il est possible de déterminer la densité des matériaux traversés. La [figure TP2.12](#) présente une coupe au niveau du Briançonnais et du massif du Grand Paradis distinguant les matériaux en fonction de leur densité.

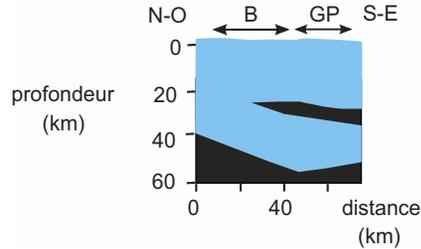


Figure TP2.12 Coupe établie à partir de données sismiques au niveau du Briançonnais et du Grand Paradis.

En bleu : matériel de densité inférieure à 2,9.

En noir : matériel de densité supérieure à 2,9. B : Briançonnais. GP : Grand Paradis.

c) Les valeurs trouvées précédemment correspondent-elles à celles données sur la figure TP2.12 ? Expliquer les anomalies de Bouguer mesurées

L'épaisseur d'une croûte continentale en équilibre isostatique est de 35 km environ. D'après les calculs précédents, la croûte du Briançonnais ou du Grand Paradis a une épaisseur de 57 km environ. La croûte a une densité inférieure à 2,9 et est donc représentée en bleu sur la [figure TP2.12](#). Le manteau a une densité égale ou supérieure à 2,9 et est donc représenté en noir sur la [figure TP2.12](#). Au niveau du Briançonnais et du Grand Paradis, la coupe présente une épaisseur de croûte entre 43 et 57 km environ. Ces valeurs sont proches de celles obtenues par calcul et confirment la présence d'une racine crustale.

Les anomalies de Bouguer s'expliquent donc essentiellement par la présence d'une racine crustale à l'origine d'un déficit de masse.

Par ailleurs, une « écaille mantellique » est présente à environ 30 km de profondeur sous le Grand Paradis : la présence de ce matériel dense explique la plus faible anomalie de Bouguer mesurée au niveau du Grand Paradis.

Voir TP4, § 4.2.1b

2.3 APPORTS DE DONNÉES DE CINÉMATIQUE

Voir chapitre 3, encart 3.6

La station O'Higgins est située en Antarctique. Il est possible d'enregistrer les mouvements horizontaux de cette station par GPS ([figure TP2.13](#)).

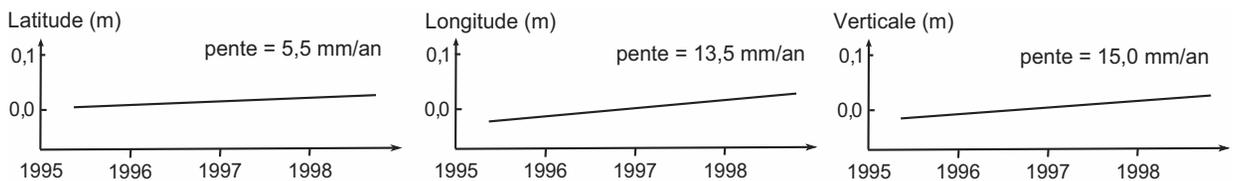


Figure TP2.13 Droites de régressions linéaires des mouvements enregistrés par GPS à la station O'Higgins (Antarctique).

a) Comment peut-on qualifier les mouvements de la plaque Antarctique enregistrés par la station O'Higgins ?

Les mouvements horizontaux et verticaux sont réguliers et continus sur les trois années d'enregistrement. Les mouvements horizontaux sont plus rapides en longitude qu'en latitude.

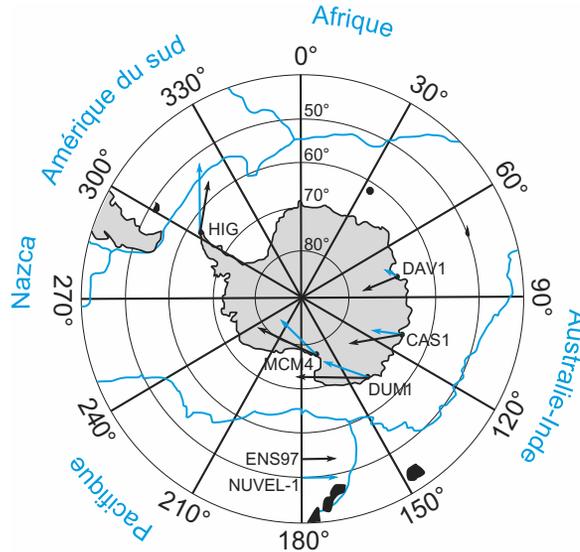


Figure TP2.14 Vitesses horizontales obtenues par GPS avec la solution ENS97 (données sur 3 années) et vitesses horizontales de rotation de la plaque Antarctique avec le modèle NNR-NUVEL-1A.

En bleu : les frontières de plaques tectoniques et leurs noms. Seules les stations scientifiques antarctiques ont été prises en compte (ex : HIG pour O'Higgins et DUM pour Dumont). Cercle : pôle de rotation de la plaque Antarctique. Les flèches sont les vecteurs de vitesse horizontale obtenues par GPS avec soit le modèle ENS97 (en noir) soit le modèle NUVEL-1 (en bleu).

Le modèle NNR-NUVEL-1A est un modèle qui considère que la moyenne des mouvements des 12 plaques tectoniques principales est nul (NNR pour *No Net Rotation*). Il est basé sur les anomalies magnétiques étudiées sur 3 millions d'années.

b) À partir de la figure TP2.14, localiser au mieux le pôle de rotation de la plaque Antarctique d'après le modèle NNR-NUVEL-1A

Le pôle de rotation est un pôle eulérien. Les vitesses de rotation angulaires sont d'autant plus faibles qu'elles sont enregistrées près du pôle de rotation. On observe que les plus petites valeurs sont enregistrées à la station DAV 1 donc le pôle de rotation est près de cette station.

On obtient par calcul les données indiquées dans le [tableau TP2.4](#).

TABLEAU TP2.4 VITESSE DE ROTATION ET COORDONNÉES DU PÔLE DE ROTATION AVEC LES DEUX MODÈLES.

| | Vitesse horizontale angulaire de rotation de la plaque Antarctique en °/MA | Latitude du pôle de rotation | Longitude du pôle de rotation |
|----------------|--|------------------------------|-------------------------------|
| GPS avec ENS97 | 0,264 | 62,0 °S | 33,3 °E |
| NNR-NUVEL-1A | 0,250 | 63,0 °S | 64,1 °E |

c) Comparer les données obtenues par GPS avec la solution ENS97 (modèle calculatoire utilisé pour le traitement des données GPS) et celles obtenues avec le modèle NNR-NUVEL-1A (tableau TP2.4)

Les données sont assez proches. Les vitesses enregistrées par GPS sont plus élevées que dans le modèle NNR-NUVEL-1A (figure TP2.15). Les pôles de rotation présentent à peu près la même latitude mais une longitude très différente. Les données enregistrées sur seulement 3 ans concordent assez bien avec un modèle construit d'après une échelle de temps beaucoup plus grande (3 millions d'années).

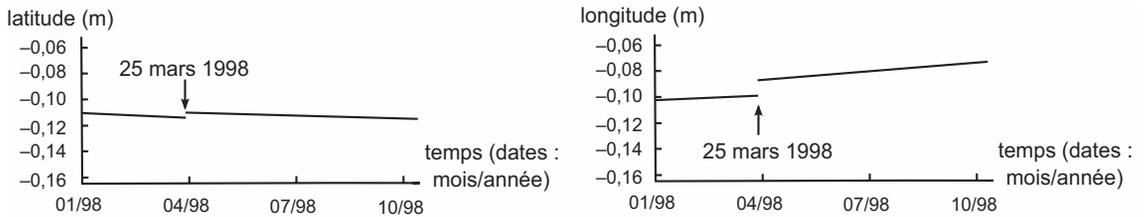


Figure TP2.15 Données GPS à la station Dumont durant l'année 1998.

d) Décrire ce qui se passe le 25 mars 1998 à la station Dumont à partir de la figure TP2.15).
Formuler une hypothèse expliquant votre observation

La latitude enregistrée est brutalement un peu plus élevée et la longitude plus forte. La pente des segments de droites est constante avant et après le 25 mars 1998 donc la vitesse de déplacement enregistrée à Dumont reste la même. Il y a donc eu un brusque changement de position de la station. Ceci révèle un séisme survenu le 25 mars 1998 sur les îles Balleny (magnitude 8,1).

Dans le modèle NNR-NUVEL-1A, la plaque Inde-Australie se déplace de 7 cm/an vers le Nord.

e) Déterminer le type de frontière entre les plaques Antarctique et Inde-Australie ?

La plaque Antarctique tourne sur elle-même, tandis que la plaque Inde-Australie s'en éloigne. La frontière est donc une zone d'extension : c'est une dorsale.

Plan

- 3.1 Présentation d'une carte géologique au 1/50 000
- 3.2 Caractérisation et identification du pendage d'une strate ou d'une faille
- 3.3 Analyse des structures tabulaires, monoclinales et plissées. Comparaison
- 3.4 Analyse de la tectonique fragile : les failles
- 3.5 Aspects chronologiques : âge de la tectonique et notion de discordance

Objectifs

- Savoir lire une carte géologique au 1/50 000 donc comprendre sa légende.
- Caractériser la géométrie d'un plan *via* son pendage (direction de la ligne de plus grande pente et inclinaison).
- Identifier sur carte le pendage des strates et des failles.
- Analyser des structures tabulaires, monoclinales, plissées, faillées et discordantes.
- Dater la tectonique grâce au repérage d'une discordance.
- Établir la relation entre structure géologique et relief.

Introduction

Au cours de ce TP, nous analyserons les informations structurales et chronologiques portées sur une carte géologique afin de retracer tout ou partie de l'histoire géologique d'une région et de produire une interprétation graphique de la structure du sous-sol (**encart TP3.1**), soit selon un plan vertical – il s'agit dans ce cas d'une **coupe géologique** –, soit dans un plan horizontal – c'est alors un **schéma structural**. La carte géologique étant en effet un document en plan donc à deux dimensions, un des objectifs majeurs de sa lecture est d'en restituer la dimension verticale à travers la coupe géologique.

- La première partie est consacrée au mode de représentation des objets géologiques (couches sédimentaires ou strates, plans de failles) sur un fond topographique à l'échelle du 50 000^e et à la lecture des informations fournies en marge de la carte : âge, nature et structure des terrains.
- La seconde partie présente la manière de repérer la géométrie d'un plan (plan de stratification, plan de faille, surface de chevauchement, plan de schistosité) dans l'espace ou **pendage** et la façon de le reconnaître sur carte à partir de l'observation des relations entre sa trace et les courbes de niveau.
- À titre d'applications, la troisième partie montre comment l'analyse des divers pendages des couches sédimentaires conduit à identifier des **structures tabulaires** (régions où l'inclinaison des strates est nulle), des structures **monoclinales** (régions où le pendage est uniforme et souvent modeste) et des **structures plissées** (pendages variables sur de courtes distances).
- Le quatrième point concerne la caractérisation des déformations discontinues (ou cassantes), appelées **failles**, en termes de pendage et de déplacement relatif entre compartiments puis l'étude de la relation entre le mouvement tectonique passé et le relief actuel.
- La cinquième partie aborde la **chronologie relative** qui permet d'ordonner dans le temps les divers objets et événements géologiques. Pour ce qui relève des roches sédimentaires, la superposition d'entités de pendages différents est le critère déterminant pour identifier et dater les événements tectoniques majeurs de type orogénèse. La chronologie des événements magmatiques et métamorphiques sera envisagée dans les TP de seconde année (TP7 à 12).

3.1 PRÉSENTATION D'UNE CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/50 000

Situation géographique : Une carte géologique au 50 000 est construite sur le fond topographique de la carte IGN correspondante ; elle en reprend le découpage et le nom qui figure en titre au-dessus ou sur le côté de la carte. Ce titre désigne la localité de référence de la zone couverte. Les huit cartes voisines sont indiquées au centre des bords latéraux, supérieur et inférieur d'une part, aux quatre angles d'autre part. Ceci offre neuf lieux susceptibles de renseigner sur la région couverte par la carte et donc sur la province géologique concernée.

Voir TP12, § 12.2

Sol et sous-sol, carte pédologique et carte géologique



La carte géologique a pour objet la représentation du sous-sol et non le sol. Pourquoi cette distinction ?

Le sol est la formation superficielle généralement meuble et donc arable, constituée par un mélange de matière organique provenant du couvert végétal et de matière minérale résultant de l'altération physique et chimique du sous-sol ou roche-mère (chapitre 6). Son épaisseur est fort variable car fonction de l'âge du sol, de l'altérabilité de la roche-mère, de l'intensité des processus d'hydrolyse et donc du climat. Dans les zones de basses latitudes et humides, non touchées par les cycles glaciaires quaternaires, elle peut atteindre ou dépasser une dizaine de mètres pour des sols remontant souvent au Cénozoïque. En revanche, dans les zones tempérées, le sol est d'épaisseur métrique car relativement récent ; son origine est à relier en général à l'installation d'un couvert végétal continu consécutif à la dernière déglaciation débutée il y a 15 000 ans. Il est même d'épaisseur décimétrique et essentiellement organique sur des roches-mères très solubles comme les calcaires voire totalement absent sur forte pente ou en cas de disparition du couvert végétal ce qui met le sous-sol à nu.

Les sols font l'objet d'une cartographie spécifique sous forme de cartes pédologiques (du grec *pedon* signifiant sol) au 1/1 M et au 1/200 000. La nature chimique du sous-sol y est indiquée car elle influence grandement le type de sol.

3.1.1 Éléments du fond topographique

Les données géologiques étant surimposées au fond topographique, celui-ci est simplifié de manière à assurer une bonne lisibilité de l'ensemble du document.

Le relief est indiqué par les courbes de niveau (ou isohypses), **traits fins de couleur bistre**, dont l'équidistance est précisée en légende (10 m en zones de plaine, 20 m en zones de montagne en général) mais ce sont les courbes maîtresses tous les 100 m et les points cotés (sommets ou fonds de vallées) qui sont les plus utiles pour un lever rapide du profil topographique. D'autres éléments du relief sont à exploiter pour la construction de ce profil : les barres rocheuses matérialisées par un figuré spécifique et les vallées où le réseau hydrographique est figuré en bleu. Enfin, l'essentiel des informations concernant les agglomérations, les routes, la toponymie des lieux est maintenu et représenté en marron.

L'échelle e est indiquée par un rapport dans le titre de la carte et par un segment gradué tracé au bas de la carte. Elle est le quotient de la distance d sur la carte par la distance réelle D sur le terrain ($e = d/D$) et s'énonce en millième (exemple ici : cinquante millième) ou en millionième. Dans le cas présent, une distance de 1 cm sur carte correspond sur le terrain à une distance de 50 000 cm soit 500 m. Ainsi, travailler sur une carte à grande échelle (le cinquante millième par exemple) revient à utiliser une carte couvrant une plus faible surface qu'une carte à petite échelle (exemple du millionième).

La localisation d'un point particulier est possible grâce au repérage de ses coordonnées : indications en longitude et en latitude figurent sur les bords de la carte (les bords latéraux sont parallèles aux méridiens terrestres). Ces informations sont fournies en degrés et en minutes ou en grades (graduation centésimale de la circonférence : un angle de 90° correspond à cent grades).

3.1.2 Informations géologiques

a) Tracés géologiques et signes associés

Les contours des affleurements de toute formation géologique (sédimentaire, magmatique ou métamorphique) apparaissent sous forme de **traits noirs fins**, parfois tiretés en cas d'incertitude sur leur position exacte ; ces traits se distinguent nettement des courbes de niveau. Le tracé des accidents tectoniques (failles, chevauchements) est matérialisé par un **trait noir épais**, trait

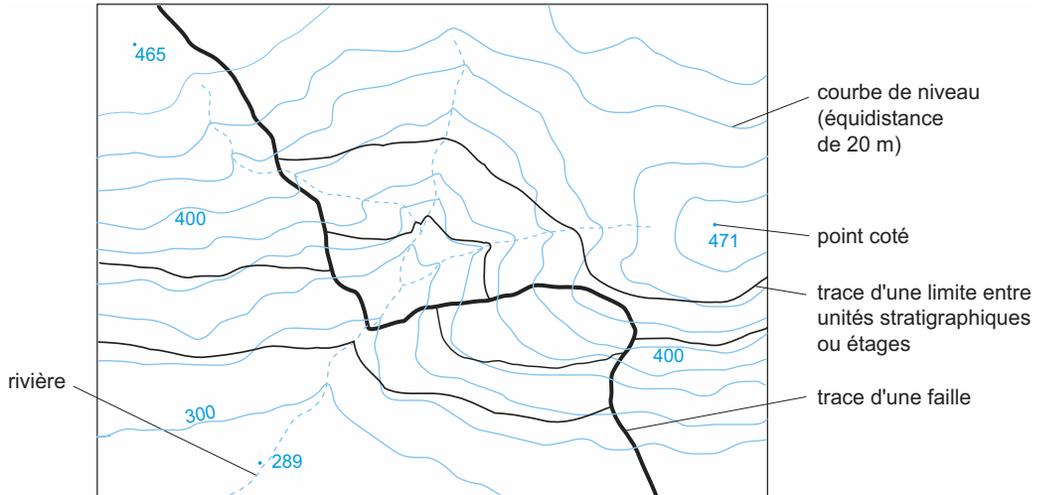


Figure TP3.1 Exemple de tracés topographiques et géologiques.

Les courbes de niveau et les points cotés figurés en bistre sur les cartes géologiques sont ici représentés en bleu ; les traits noirs fins représentent les contours des formations géologiques ; les traits noirs épais correspondent aux failles ou aux chevauchements.

continu lorsque l'accident est visible ou certain, trait discontinu lorsqu'il est supposé ou recouvert (par exemple par des formations superficielles récentes d'âge quaternaire comme les éboulis, les alluvions...) (figures TP3.1 et TP3.2).

Ces tracés sont le plus souvent accompagnés de signes de pendage en forme de T donnant l'inclinaison (dont sa valeur angulaire *via* le chiffre qui accompagne le T) des terrains sédimentaires (§ TP3.2.1 et figure TP3.2). Cependant les indications de pendage et leurs symboles sont fort disparates selon l'année d'édition de la carte voire tout simplement absents. Il convient donc de consulter la légende de chaque carte pour prendre connaissance du type de codification. Enfin une indication de pendage n'a qu'une valeur locale, en particulier en régions plissées, et il faut faire appel à d'autres critères comme la largeur d'affleurement (§ TP3.2.3), le tracé des contours géologiques au passage des vallées (règle du V – § TP3.2.2) pour préciser l'évolution spatiale du pendage d'une couche.

Figure TP3.2 Exemple d'indications structurales sur une carte géologique (feuille au 1/50 000 de Nantua – n° 652 – © Éditions BRGM 2004).

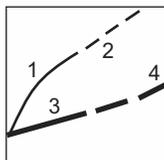
La codification du pendage des couches géologiques est ici très précise avec une distinction entre le pendage des couches en série normale (série dans laquelle les terrains les plus récents recouvrent les terrains les plus anciens, respectant ainsi l'ordre de sédimentation) et celui en série inverse (situation opposée où, à la suite de plissements, des terrains anciens recouvrent des terrains plus récents).

(valeur des pendages exprimée en degrés)

10 1 2 Pendage normal : 1 - vertical ; 2 - horizontal

50 Couche inclinée en série inverse

Charnière de pli synclinal (ou synforme)



- 1 - Contour géologique observé
- 2 - Contour géologique masqué ou supposé
- 3 - Faille observée
- 4 - Faille observée ou supposée

b) Légende de la carte géologique

Les informations relatives à la nature et à l'âge des terrains sont données sous forme de cartouches (rectangles à fond coloré) en marge de la carte. Des compléments sont fournis par une notice explicative associée à la carte mais cette notice est difficilement consultable dans le temps imparti pour la réalisation d'un exercice cartographique ; la lecture rapide de son introduction peut néanmoins se révéler fort utile. Les cartouches sont disposés en colonne(s) sur la marge de gauche en principe et selon un ordre précis. Le haut de la colonne est réservé aux terrains sédimentaires, lesquels sont classés **du plus récent en haut au plus ancien en bas**. À la suite se trouvent les cartouches des terrains métamorphiques puis ceux des terrains magmatiques. Chaque cartouche est accompagné d'un indice alphanumérique (lettre et chiffre) qui permet de lever toute ambiguïté sur la correspondance entre la couleur d'un secteur de la carte et celle du cartouche. Ces couleurs et ces indices ont des significations en partie différentes selon le type de roches, ce qui exige de connaître parfaitement ce qu'ils désignent.

► Cartouches des terrains sédimentaires

Le géologue chargé de lever une carte sur le terrain classe les terrains sédimentaires en unités chronologiques ou chronostratigraphiques d'après leur ordre de superposition, leur nature (ou lithologie) et leur contenu en fossiles stratigraphiques (fossiles à valeur chronologique). Il attribue à chaque unité un âge relatif en se référant à une **échelle chronostratigraphique** internationale (ou calendrier géologique) subdivisée en ères, en périodes ou systèmes, en sous-périodes, et en étages (**échelle des temps géologiques, rabat de couverture n° 5**). L'échelle du 50 000^e amène, la plupart du temps, à une désignation au niveau de l'étage (du moins pour les terrains du Mésozoïque et du Cénozoïque). Chaque étage est identifié par une couleur et un indice propres. La couleur fait le plus souvent référence à celle de la période correspondante sur la carte au millionième (bleu pour la période Jurassique, vert pour la période Crétacé...) avec une déclinaison de tons des plus sombres aux plus clairs en allant des étages les plus anciens aux étages les plus récents (**carte géologique au 1/1 M, rabat de couverture n° 3**). L'indice pour un étage se compose d'une lettre correspondant à la période ou à la sous-période (exemples : **t** pour Trias, **j** pour Jurassique mais **n** pour Crétacé inférieur et **c** pour le seul Crétacé supérieur...) et d'un chiffre, sachant que la numérotation est croissante du plus ancien au plus récent dans la période considérée (**figure TP3.3**). Quelquefois, une subdivision au sein même d'un étage peut apparaître sous forme de lettres (c1a et c1b par exemple). De façon à ne pas avoir recours trop souvent à la légende et à consacrer l'essentiel de son temps à l'analyse de la carte, il est utile de **connaître la succession des diverses sous-périodes et les lettres symboles leur correspondant** car elles sont reprises pour désigner les étages.

Il ressort de tout cela qu'il n'y a en général aucune codification de la nature des roches sédimentaires et ceci en raison de leur grande variabilité spatiale. Ceci rend alors difficile l'utilisation de figurés lithologiques si ces derniers ne sont pas renseignés dans l'énoncé de l'exercice.

► Cartouches des terrains quaternaires

La très forte érosion quaternaire consécutive à l'alternance de stades glaciaires et interglaciaires (§ 9.1.1) est à l'origine de nombreuses formations superficielles, souvent étendues mais d'épaisseur modeste, qui masquent les terrains plus anciens et compliquent la lecture des cartes. La nature de ces dépôts est donnée par une lettre majuscule (F pour alluvions, G pour dépôts glaciaires, E pour éboulis – à ne pas confondre avec la notation « e » de l'Éocène). Figurent également sur les cartes récentes les niveaux d'altération (ou altérites) de roches sédimentaires ou magmatiques ; ceci souligne l'importance donnée à ces altérites qui peuvent jouer le rôle d'aquifères.

Sauf cas précis, **il faut essayer de faire abstraction de ces formations**, ne pas les représenter lors de la construction de la coupe géologique et surtout tenter de reconstituer les limites des affleurements et la trace des failles qu'elles masquent (**figure TP3.8**).

Voir Fiche Méthode 3
« construire une
coupe géologique »

Voir chapitre 9
§ 9.1.1

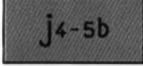
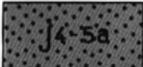
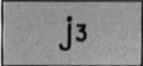
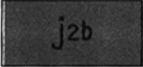
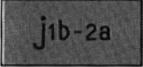
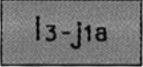
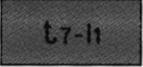
| | |
|---|---|
|  | Dalle nacrée, Alternance calcaréo-argileuse - Calcaires d'Arnans, Marnes à <i>Creniceras renggeri</i> et Calcaires hydrauliques (Berthiand N) : Callovien - Oxfordien moyen |
|  | Dalle nacrée, Lumachelle à <i>Rhynchonella varians</i> , Alternance calcaréo-argileuse, Calcaire d'Arnans, Marnes à <i>Creniceras renggeri</i> (SE de la feuille) : Callovien - Oxfordien inférieur |
|  | Oolite ferrugineuse du Bugey, Lumachelle à <i>Rhynchonella varians</i> , Dalle nacrée, Alternance calcaréo-argileuse, Calcaires d'Arnans : Callovien |
|  | Calcaires à taches, Calcaires de la Haute-chaîne, Calcaires à silix, Calcaires ferrugineux et Choin, Marnes des Monts d'Ain, Calcaires des Piards, Calcaires bicolores ou Calcaires à bryozoaires : Bathonien |
|  | Calcaires à petites huîtres, marnes, Calcaires oolitiques et à débris : Bajocien supérieur |
|  | Calcaires et marnes à <i>Cancellophycus</i> , Calcaires à entroques et Calcaires à polypiers : Aalénien supérieur - Bajocien inférieur |
|  | Marnes et calcaires oolitiques ferrugineux, Marnes micacées : Pliensbachien à Aalénien moyen |
|  | Argiles de Levallois, Calcaires à gryphées : Rhétien à Sinémurien |

Figure TP3.3 Exemple de cartouches des terrains sédimentaires de la carte de Nantua (© BRGM).

Dans cet exemple, la lettre t désigne tout étage du Trias, la lettre l tout étage du Jurassique inférieur ou Lias, la lettre j tout étage du Jurassique moyen et supérieur. Le géologue qui a levé cette carte a été amené, selon des critères chronologiques repérés sur le terrain, à subdiviser certains étages (ex : j_{2a} et j_{2b}) et à opérer des regroupements (ex : t_{7-l1}). La lithologie est ici très détaillée, situation fréquente sur les cartes éditées récemment mais plus rare sur les cartes anciennes.

➤ Cartouches des terrains métamorphiques

Leur présentation détaillée relève des TP de seconde année sur le métamorphisme en carte ; le seul point à retenir pour l'instant est que la nature des roches métamorphiques est indiquée à l'aide de lettres grecques (exemples : ξ pour micaschiste, ζ pour gneiss...) et que l'âge de la roche-mère ou protolithe est donné par un nombre lorsqu'il est connu.

➤ Cartouches des terrains magmatiques (plutoniques et volcaniques)

La nature et l'âge de ces roches sont indexés en général : la lithologie est identifiée par un code de couleurs (tons rouges à orangés des granites et des rhyolites, tons bleus des basaltes, tons verts des gabbros et des péridotites) et par une lettre grecque (exemples : γ pour granite, ρ pour rhyolite, β pour basalte...) ; un nombre en précise l'âge.

Remarque : Les autres informations de la carte.

Les données précédentes sont complétées d'informations sur les ressources minérales (carrières, gisements métallifères), sur les caractéristiques hydrologiques (sources, gouffres, dolines) et paléontologiques (gisements fossilifères notés F). Dans certains cas, un schéma structural (localisation des principaux plis et failles), une coupe géologique de référence ou une colonne lithostratigraphique (« log » d'un forage par exemple) fournissent une aide précieuse à la lecture de la carte. Quand elles sont présentes, ces données doivent être utilisées pour une analyse approfondie.

Voir TP 10 et 12

3.2 CARACTÉRISATION ET IDENTIFICATION DU PENDAGE D'UNE STRATE OU D'UNE FAILLE

Le pendage est l'angle que fait la ligne de plus grande pente d'une surface avec un plan horizontal (figure TP3.4). Il s'agit ici de surfaces géologiques (surfaces délimitant des couches sédimentaires ou plans de stratification, surface de rupture ou faille, plan de schistosité). Le pendage est défini par :

- la **direction de la ligne de plus grande pente**, exprimée soit par référence aux principaux points cardinaux, soit par rapport au N géographique (angle compté dans le sens horaire) ;
- la **valeur angulaire de son inclinaison**.

Comment retrouver ces caractéristiques à partir des éléments fournis par la carte ?

Pour simplifier, on ne considérera ici que des surfaces planes même si, dans la réalité, les surfaces naturelles sont souvent courbes.

Dans le cas des surfaces correspondant à des plans délimitant des unités stratigraphiques, deux situations se présentent au niveau des cartes :

- le pendage est indiqué par endroits au moyen d'un symbole en forme de T dont il faut parfaitement connaître la codification ; que désignent barres horizontale et verticale du T ? Quelle est la signification du chiffre associé ?
- il n'y a aucune indication de pendage. Deux raisons à cela : la couche est horizontale et on estime superflu de l'indiquer, ou la carte est ancienne et ne porte pas ou peu de signes de pendages. Dans ce cas, c'est l'analyse des relations entre les courbes de niveau et la trace du plan stratigraphique (l'intersection entre ce plan et la surface topographique) représentée par un trait noir fin qui permet de lever l'indétermination et de proposer un pendage approximatif et non absolu (figure TP3.5).

Dans le cas des failles, le pendage n'est jamais indiqué (hormis certains figurés surtout présents sur les cartes au 250 000^e et au millionième) et c'est, comme dans la situation 2 précédente, l'analyse du tracé de la faille (soit l'intersection entre le plan de faille et la surface topographique) qui conduit à la détermination du pendage approximatif.

3.2.1 Trois composantes géométriques d'un plan : direction du plan, direction et inclinaison de son pendage

Tout plan est repéré dans l'espace par trois données :

- la **direction de l'horizontale du plan** dont la valeur angulaire mesurée par rapport au N géographique dans le sens horaire constitue l'**azimut** ;
- la **direction** ou **sens de la ligne de plus grande pente** (c'est l'orientation du plan vers le sous-sol soit vers le bas qui est retenue et non l'inverse) ;
- l'**angle** ou **inclinaison** dans un plan vertical de cette ligne avec le plan horizontal, angle exprimé en degrés.

Dans la pratique, soit sur le terrain (figure TP3.4), les directions de l'horizontale et de la ligne de plus grande pente sont obtenues à l'aide d'une boussole ; sa lecture fournit l'azimut de toute horizontale du plan par rapport au N (mesure dans le sens horaire) et il suffit d'y ajouter (ou d'y retrancher) 90° pour obtenir la direction de la ligne de plus grande pente. L'inclinaison est quant à elle déterminée à l'aide d'un clinomètre et exprimée en degrés également. Ces mesures sont reportées sur la carte sous la forme d'un symbole T et d'un chiffre associé ; la **barre « horizontale » figure la direction de l'horizontale du plan ; la barre « verticale » indique le sens de la ligne de plus grande pente ; le chiffre adjoint correspond à la valeur en degrés de l'inclinaison**.

3.2.2 Règle du V et estimation du pendage en l'absence d'indication

Comme évoqué plus haut, le pendage des couches sédimentaires n'est pas systématiquement signalé sur les cartes géologiques et il n'est jamais donné pour les failles. Il est donc essentiel de disposer d'un moyen simple pour lever cette inconnue. Il s'agit en l'occurrence des relations

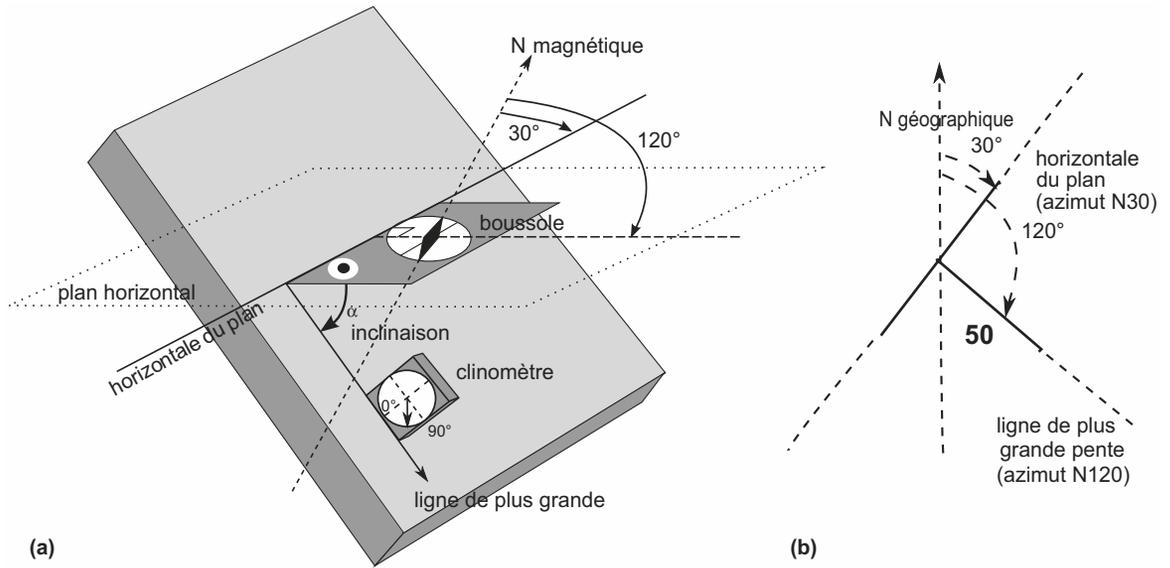


Figure TP3.4 Comment relever (a) et reporter sur carte (b) l'orientation d'un plan ?
Exemple du plan supérieur d'une couche géologique.

(a) Pour relever le pendage d'un plan, on applique le grand côté d'une boussole le long de ce plan en vérifiant l'horizontalité de la boussole à l'aide de son niveau à bulle et on mesure l'azimut ou angle dans le sens horaire entre le N magnétique indiqué par l'aiguille aimantée et le trait du cadran parallèle au grand côté de la boussole. Le report sur carte suppose toutefois une correction modeste de cet angle par suite du léger écart angulaire entre N géographique et N magnétique (déclinaison). À la valeur ainsi déterminée on ajoute ici 90° de manière à avoir la direction de la ligne de plus grande pente (pour un pendage vers le N-O d'un plan de même direction, il faudrait en revanche retrancher 90°). L'application du clinomètre selon la ligne de plus grande pente fournit par ailleurs la valeur angulaire de l'inclinaison.

(b) Le symbole T reporté sur la carte est la traduction des mesures précédentes ; l'azimut de la barre « horizontale » est ici N 30° (ou approximativement N-E) et celui de la barre « verticale » N 120° (ou approximativement S-E) ; le chiffre 50 désigne l'inclinaison en degrés. L'usage courant préfère à l'expression en degrés d'une direction le recours aux principaux points cardinaux. Pour la ligne de plus grande pente qui est l'indication déterminante du pendage, la simple désignation S-E dans le cas présent est préférable à N-O/S-E car c'est le **sens de plongement** qu'il importe d'exprimer. La notation de l'orientation de ce plan est en définitive la suivante : N30-50°SE.

géométriques entre les tracés des courbes de niveau et ceux des contours des unités stratigraphiques (traits noirs fins) ou des plans de failles (traits noirs épais). Les rapports géométriques de ces traces sont en effet caractéristiques à la fois de l'azimut de toute horizontale du plan considéré et de son inclinaison. **C'est au passage des vallées que ces tracés sont tout particulièrement révélateurs du pendage** (horizontal, vertical ou oblique) comme le montre la [figure TP3.5](#).

Considérons les traces de quatre plans (P1 à P4) au passage d'une vallée d'orientation N-S ([figure TP3.5a](#)) et leur projection sur un plan horizontal ([figure TP3.5b](#)). Que constate-t-on ?

- Dans le cas de P1, la trace est parallèle aux courbes de niveau ce qui signifie qu'en suivant cette ligne on demeure toujours à la même altitude ; ce plan possède donc un pendage horizontal ($\alpha = 0^\circ$). Il n'y a pas lieu de rechercher d'azimut.
- Dans le cas de P2, la trace est rectiligne au passage de la vallée et indépendante de la topographie ; la suivre revient à descendre un versant puis à remonter l'autre versant sans jamais changer de cap (*i.e.* d'azimut). Ce plan a par conséquent un pendage vertical ($\alpha = 90^\circ$) et l'azimut de l'horizontale est N75 environ ; la notation de ce plan est N75-90°.
- Pour P3, la trace présente une inflexion au passage de la vallée, inflexion moins prononcée que pour P1 ; suivre cette trace d'Ouest en Est soit de A à C par exemple ([figure TP3.5b](#))

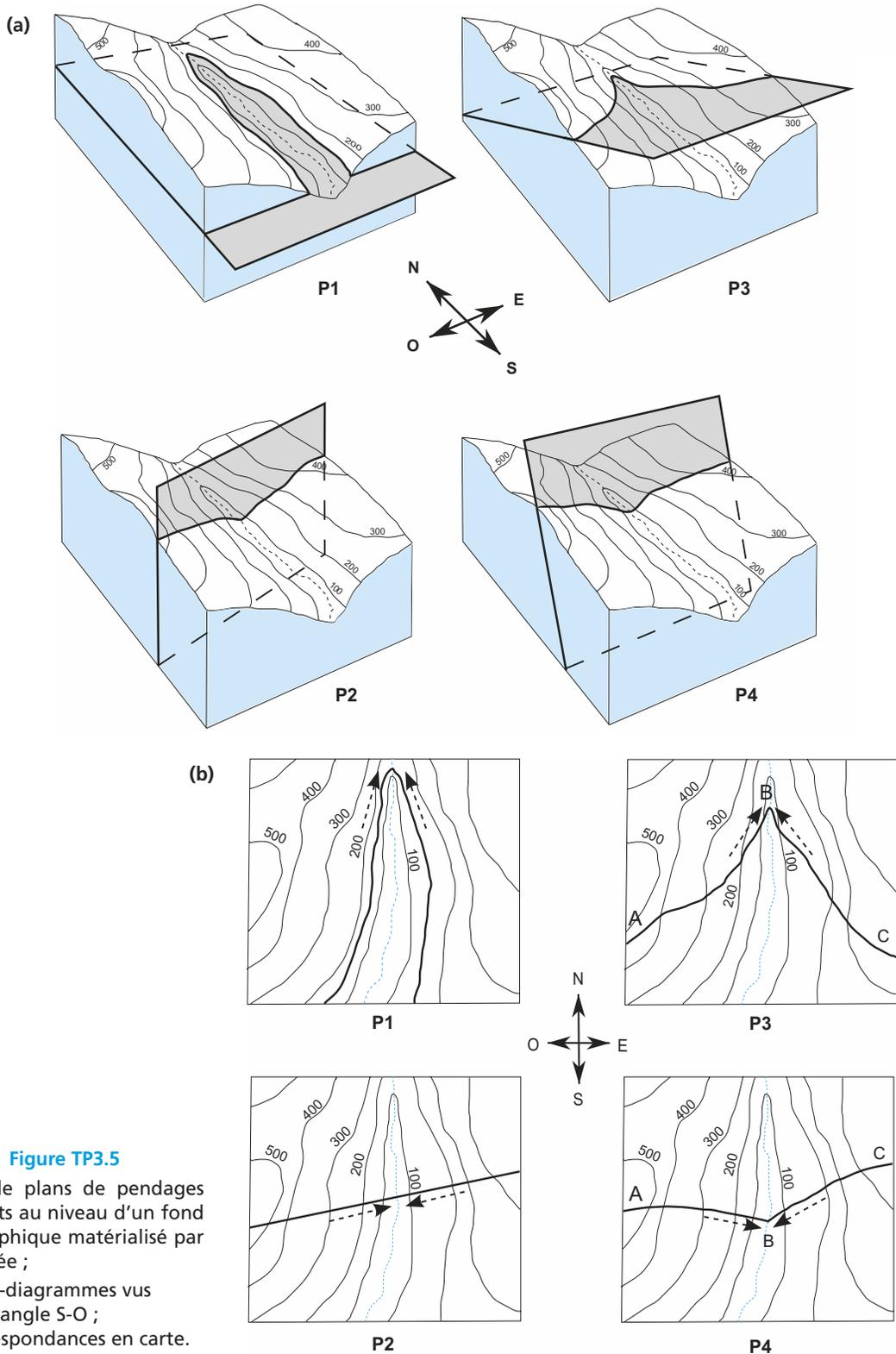


Figure TP3.5

Traces de plans de pentages différents au niveau d'un fond topographique matérialisé par une vallée ;

(a) blocs-diagrammes vus depuis l'angle S-O ;

(b) correspondances en carte.

revient à descendre tout d'abord entre A et B en se dirigeant vers le N-E, ce qui suggérerait un pendage dans cette direction (pendage apparent en fait), puis à remonter l'autre flanc, de B à C, en direction du S-E, suggérant cette fois-ci un pendage vers le N-O, soit en définitive une direction du pendage bissectrice des deux précédentes donc N dans ce cas. On peut en conclure que ce plan présente un pendage vers le N avec une faible inclinaison (en raison de la forme assez prononcée du V qui rappelle celle d'une couche subhorizontale) et que l'azimut de l'horizontal est N90 environ.

- Pour P4, on retrouve un dessin de la trace en forme de V semblable à celui de P3 mais avec la pointe du V dirigée cette fois-ci vers le S et un angle d'ouverture des deux branches du V plus fort. Suivre en pensée cette trace d'Ouest en Est soit de A vers C (figure TP3.5b) reviendrait à descendre tout d'abord en direction de l'E/S-E (portion A-B), suggérant un pendage dans cette direction, puis à remonter en direction du N-E (portion B-C) permettant d'avancer un pendage apparent vers le S-O. Le pendage réel correspond donc grossièrement à la bissectrice des deux pendages apparents soit au S/S-E ici (azimut de l'horizontale N70 alors) et ce plan est à forte inclinaison car les courbes de niveau sont rapidement recoupées à la différence de P3.

Remarque : Les flèches de la figure TP3.5b indiquent les trajets pour rejoindre le fond de la vallée en partant de chaque flanc.

Il est possible à partir de là d'établir des règles simples permettant d'estimer rapidement le pendage approximatif de plans de strates ou de failles :

- **une trace rectiligne au passage d'une vallée** (tracé indépendant de la topographie) **caractérise un plan vertical**, la direction de la trace correspondant à l'azimut de l'horizontale du plan ;
- **une trace parallèle aux courbes de niveau donc dessinant un V prononcé au passage d'une vallée est le fait d'un plan horizontal ou subhorizontal ;**
- **une trace en forme de V dont les branches ne sont pas parallèles aux courbes de niveau correspond à un plan oblique ; le sens de plongement est fourni par la pointe du V et l'inclinaison est proportionnelle à l'ouverture du V ;** le V est peu ouvert lorsque l'inclinaison est faible, il est très ouvert lorsque l'inclinaison est forte.

La figure TP3.6 illustre sur le terrain l'incision de couches calcaires à forte inclinaison.

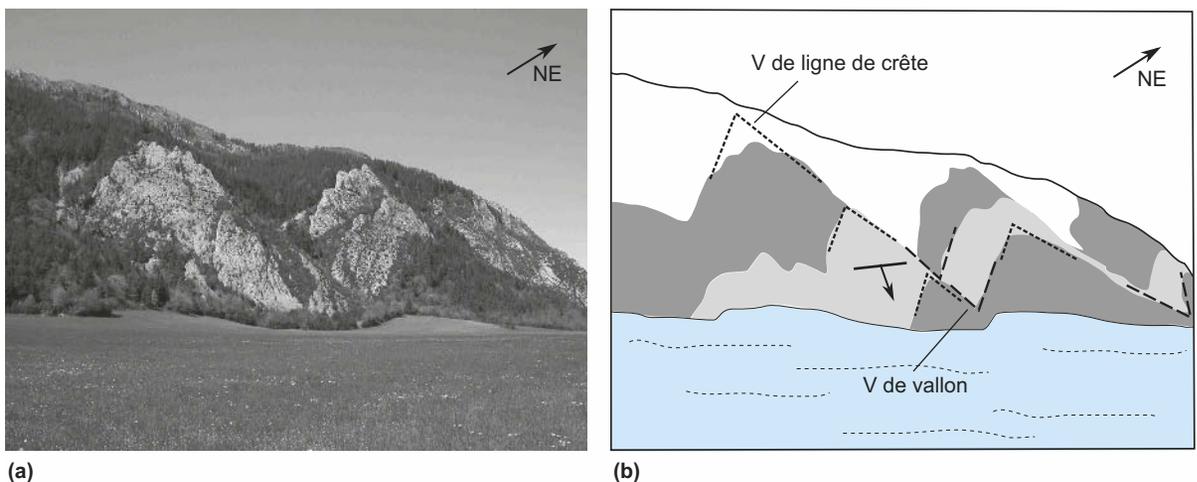


Figure TP3.6 Incisions de barres calcaires au passage de vallons (a) et schéma interprétatif (b).

Bien noter dans cet exemple l'opposition de direction des V au niveau des vallons (ils sont pointés vers le sous-sol) et des V en saillies des lignes de crêtes (ils sont pointés vers le ciel).

Applications en cartes

- Sur la [carte du Bugue](#) (région du Périgord noir dans le Bassin Aquitain – [cahier couleur, p. 14](#)), il est de règle de constater que les contours des divers étages du Crétacé (notés c_1 à c_5) dessinent des sinuosités très marquées avec des V prononcés au niveau de chaque vallon. L'analyse attentive des relations entre courbes de niveaux et limites stratigraphiques révèle un quasi-parallélisme qui permet de conclure au caractère subhorizontal de ces terrains. En revanche, les traits gras N-NO/S-SE représentant les traces de failles sont rectilignes, en particulier au passage de la vallée de la Dordogne ce qui dénote un pendage vertical.
- Sur la [carte de Charpey](#) (massif du Vercors – secteur Ouest – [cahier couleur, p. 18](#)), les limites des affleurements des terrains du Crétacé inférieur (notés n_{2b} à $n_{5.4U}$) du secteur occidental dessinent des V plus ou moins ouverts au niveau de la vallée septentrionale (région de Barbières) et nettement sécants par rapport aux courbes de niveau. Les pointes des V dirigées vers le N-O fournissent le sens du pendage ; l'ordre de grandeur de l'inclinaison est déduit de l'ouverture plus ou moins prononcée des V ; elle est toujours importante ici (de 45° à 70° en première approximation).

Remarques :

- Le raisonnement précédent ne repose en rien sur le sens d'écoulement du cours d'eau, la pointe du V pouvant être dirigée soit vers l'amont ([figure TP3.5 – plan P3](#)), soit vers l'aval ([figure TP3.5 – plan P4](#)).
- On peut également utiliser la règle précédente au niveau des crêtes en place des vallées à condition d'inverser la règle du sens ; la pointe des chevrons est dirigée vers le ciel donc à l'opposé du sens de plongement ([figure TP3.6](#)).
- La fiabilité de cette règle est d'autant meilleure que l'azimut de l'horizontale du plan considéré est sécant à l'allongement de la vallée. En revanche, lorsque la vallée est parallèle à l'horizontale du plan ou lorsqu'il n'existe pas d'incision profonde au sein d'un versant, il est impossible de déterminer le pendage de ce plan, la trace t étant identique quelle que soit l'inclinaison (cas des plans P1, P2 et P3 de la [figure TP3.7](#)). D'où l'intérêt de centrer la lecture d'une carte sur les vallées (ou les crêtes), lieux « privilégiés » d'identification des pendages ([encart TP3.2](#)).

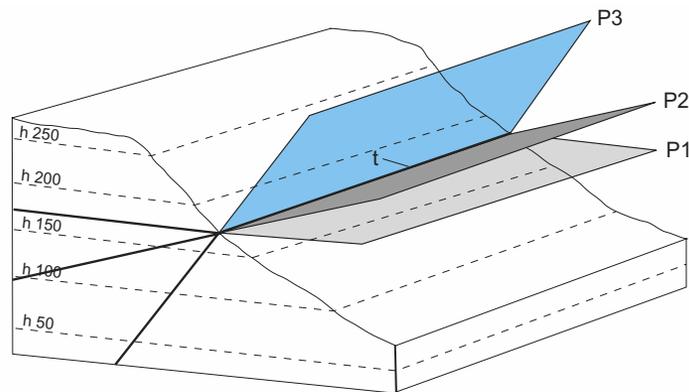


Figure TP3.7 Topographie non pertinente pour la détermination de l'inclinaison d'un plan.

- Il est courant de constater qu'au niveau des vallées la pointe du V est cachetée par des dépôts quaternaires horizontaux. Dans ce cas, il faut ignorer la présence de ces terrains et prolonger les deux segments du tracé visibles sur les flancs de la vallée de manière à faire apparaître s'il y a lieu le sens de la pointe du V et son degré d'ouverture. La [figure TP3.8](#) présente les deux situations, sans alluvions ou avec alluvions. Les cartes

du Bugue et de Charpey vues précédemment nous ont déjà permis de rencontrer cette situation (trace de faille verticale masquée par les alluvions de la Dordogne pour la première, pointes des V oblitérées par des éboulis ou des alluvions pour la seconde).

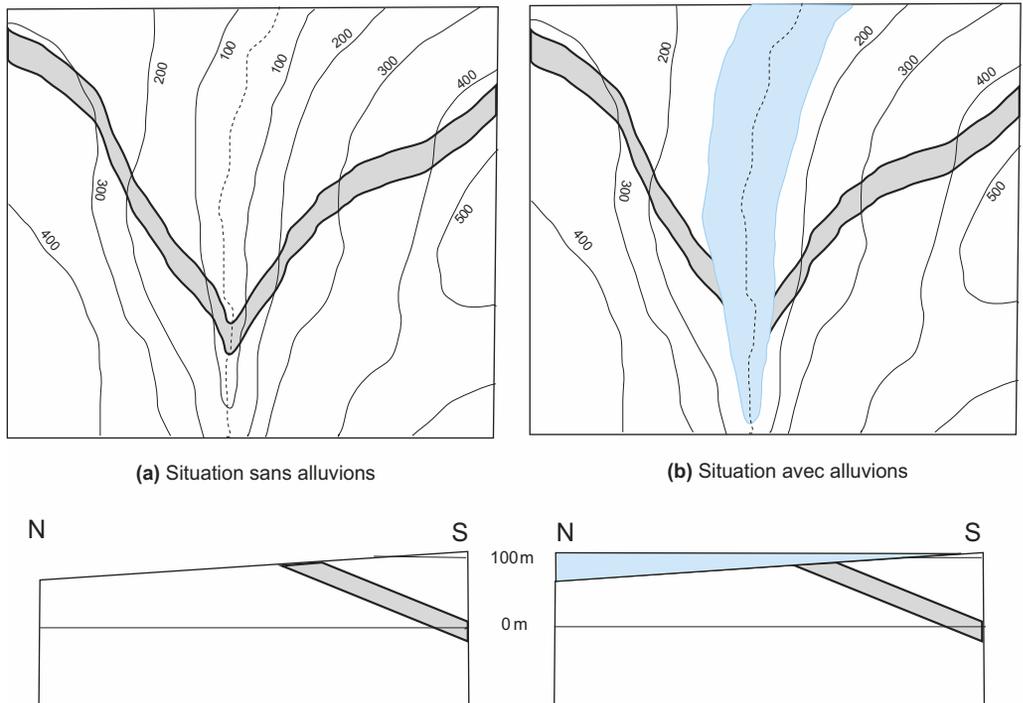


Figure TP3.8 V au niveau des vallées, sans (a) ou avec alluvions (b) et coupes interprétatives N-S passant par le lit de la rivière.

En l'absence d'alluvions (a), la couche géologique (figurée gris) dessine en carte un V complet au niveau de la vallée ; la présence (b) d'alluvions (figurée bleu) masque la pointe du V, cas le plus courant sur les cartes géologiques.

ENCART TP3.2

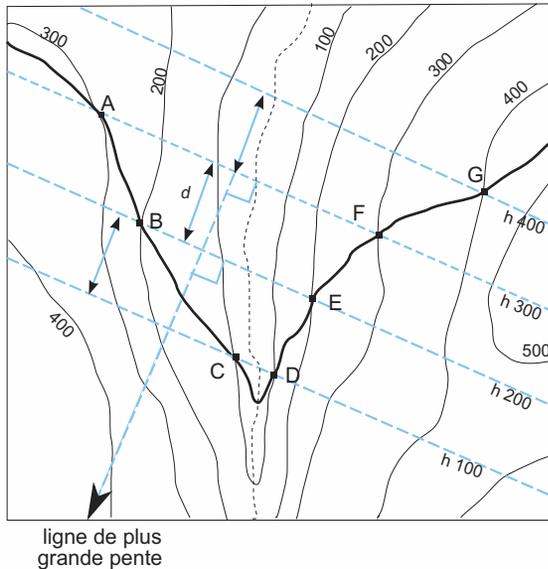
Détermination précise du pendage d'un plan sur une carte



Lorsque la lecture des relations entre les courbes de niveau et la trace d'un plan est aisée (figure TP3.9), il est possible de déterminer très précisément les trois paramètres du pendage à partir de la construction géométrique de deux horizontales du plan étudié, d'altitudes différentes. Pour ce faire, il faut tout d'abord repérer de part et d'autre d'une vallée **deux points du plan de même altitude h** (ex. : A et F sur la figure TP3.9) et tracer la droite les joignant, horizontale du plan considéré à l'altitude h. La perpendiculaire à cette droite permet d'obtenir avec précision le sens de plongement de la couche (il faut bien sûr choisir le sens selon lequel l'altitude du tracé du plan décroît). On procède ensuite de même avec deux autres points du plan d'altitude h' pour construire l'horizontale d'altitude h', parallèle à la précédente si la surface est effectivement plane. L'inclinaison α recherchée est obtenue en déterminant l'écartement en carte d puis réel D entre ces deux droites ($D = d/e$ avec e l'échelle de la carte comme vu au § 3.1.1) et en relevant la différence d'altitude Δh , sachant que $\alpha = \text{Arctan}(\Delta h/D)$.

Le principe précédent est appliqué à l'extrait de carte au 10 000^e de la figure TP3.9 pour le plan matérialisé par un tracé gras donc une faille dans ce cas. Un des moyens est de construire tout d'abord l'horizontale de ce plan à l'altitude 300 m (notée h_{300}) en joignant

(a) construction (en bleu)
à partir des données cartographiques



(b) détermination graphique de
l'inclinaison dans un plan passant
par la ligne de plus grande pente

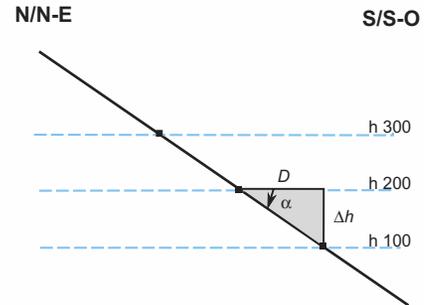


Figure TP3.9 Détermination précise du pendage d'un plan sur une carte au 1/10 000.

les points A et F, intersections de la courbe de niveau 300 m et du tracé gras. La direction de cette droite est N 110 environ. On procède de même avec les points B et E qui permettent de tracer l'horizontale à l'altitude 200 m notée h_{200} . On trace alors la perpendiculaire à h_{300} et donc à h_{200} de manière à obtenir d'une part la direction de la ligne de plus grande pente (N 200 ici ou S/S-O) et d'autre part l'écartement d entre les deux horizontales. Sa mesure (11 mm dans ce cas) et sa division par l'échelle de la carte (10^{-4}) fournissent l'écartement réel D (110 000 mm soit 110 m). Pour en tirer la valeur de l'inclinaison α , on prend en compte la différence d'altitude Δh entre les deux horizontales soit 100 m et on applique la relation $\alpha = \text{Arctan}(\Delta h/D) = \text{Arctan}(100/110) \approx 42^\circ$. La notation du pendage de ce plan est donc N 110-425-O.

Rappel : dans cet exemple qui concerne une faille, on ne traduit pas ces résultats par un symbole T.

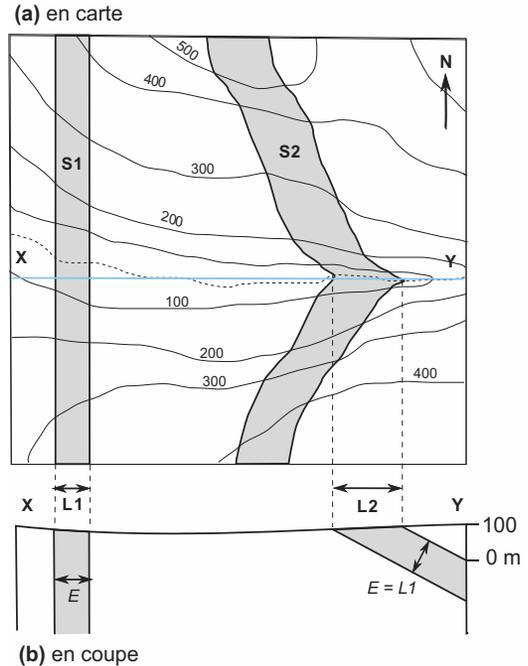
Important : La parfaite maîtrise de la règle du V conditionne toute la suite de l'analyse cartographique.

3.2.3 Pendage et largeur d'affleurement des unités stratigraphiques

Nous avons vu que la carte géologique au 50 000^e présente les contours des terrains sédimentaires sous forme de regroupements chronostratigraphiques appelés dans ce cas étages. L'ensemble des strates d'un étage a ainsi, à l'échelle régionale, une certaine épaisseur qui peut être d'ailleurs indiquée dans la légende stratigraphique. Si l'on part de l'hypothèse que cette épaisseur est relativement constante à l'échelle de la carte, il est possible, en observant sur un trait de coupe les largeurs d'affleurement d'un même étage, d'en tirer un ordre de grandeur des inclinaisons respectives (le sens du pendage relève toujours de la règle du V).

La figure TP3.10 illustre cette situation. Les couches de l'affleurement occidental sont à l'évidence verticales en raison de tracés rectilignes au passage de la vallée ; la largeur $L1$ (qui permet de déduire dans ce cas l'épaisseur réelle $E = L1/e$ de ces couches) est modeste. En revanche, l'affleurement oriental est de surface et de largeur $L2$ plus importantes ; les pointes

Figure TP3.10 Relations entre inclinaisons et surfaces (S) ou largeurs (L) d'affleurement.
(a) en carte ; **(b)** en coupe, selon le tracé X-Y.



des V de ses tracés au niveau de la vallée révèlent un pendage Est et une inclinaison modeste en raison des V très prononcés. Connaissant l'épaisseur en carte des couches de cet étage soit $L1$ dans ce cas, on est en mesure sur la coupe de déduire par simple construction graphique une valeur relativement précise de l'inclinaison des couches de l'affleurement oriental puisqu'il faut respecter simultanément l'épaisseur $e = L1$ et la largeur d'affleurement $L2$. En raison de la fréquence de ce type de situation sur carte, il est important d'avoir à l'esprit que **la largeur de la surface d'affleurement d'un étage donné est inversement proportionnelle à l'inclinaison des couches qui le constituent.**

Applications en cartes

Sur la [carte de Morez-Bois-d'Amont](#) dans le Jura ([cahier couleur, p. 16](#)), dans le secteur central de la Forêt de la Joux Devant, les terrains jurassiques notés j_8-j_9 présentent de plus larges surfaces d'affleurement au S-E qu'au N-O soit, sur un trait de coupe N-O/S-E, un pendage plus faible au S-E qu'au N-O (les inclinaisons signalées sur la carte le confirment : 10° au S-E contre 30° au N-O).

La détermination du pendage des couches sédimentaires appliquée à l'ensemble d'une carte permet d'aborder le (ou les) type(s) de structure(s) présente(s) au niveau de la région étudiée comme nous allons le voir dans le point suivant.

3.3 ANALYSE DES STRUCTURES TABULAIRES, MONOCLINALES ET PLISSÉES. COMPARAISON

La disposition spatiale des terrains sédimentaires en dehors de toute fracturation (son étude est abordée dans le paragraphe suivant) relève, pour une région donnée, d'une des trois situations suivantes :

- 1. structure tabulaire** (ou acinale qui signifie sans pente) lorsque les couches sédimentaires sont horizontales ;

Voir « paliers des plis en rampe », chapitre 10, encart 10.2

2. **structure monoclinale** (de *monos* = seul et *klinein* = s'incliner) lorsque toutes les couches ont même pendage sur de grandes distances (plurikilométriques) ;
Ces deux situations concernent en général des régions situées au niveau des bassins sédimentaires où l'inclinaison des strates est nulle au centre et n'excède pas quelques degrés en périphérie, ainsi que certains secteurs des chaînes plissées.
3. **structure plissée** lorsque le pendage des strates varie notablement sur de courtes distances par suite de déformations lors d'une compression. Toutes les chaînes de montagnes, récentes (Alpes, Jura, Pyrénées) ou anciennes (Massif Armoricain, Ardennes...) possèdent un bâti plissé.

3.3.1 Structures tabulaires et monoclinales ; leurs expressions morphologiques

a) Caractéristiques en carte

La distinction entre structure tabulaire stricte et structure monoclinale à faible pendage relève de l'analyse précise des relations entre contours stratigraphiques et courbes de niveau car, dans les deux cas, les traces des limites stratigraphiques sont très sinueuses ou festonnées (les V sont fort prononcés au niveau des vallées et les pointes sont à directions assez variables, pour le tabulaire notamment). Les surfaces d'affleurement de chaque unité chronostratigraphique sont à chaque fois importantes. Toutefois, dans le cas d'une structure monoclinale, ces surfaces se distribuent selon une direction dominante et se succèdent selon leur ordre chronologique lorsqu'on les considère orthogonalement à cette direction. Sinon, dans les deux situations, les contours stratigraphiques dessinent par endroits des courbes refermées sur elles-mêmes qui correspondent à des portions de terrains épargnées par l'érosion appelées **buttes témoins** (ce sont des preuves de l'extension passée de l'unité considérée). Ces contours fermés ne doivent pas être confondus avec le dessin semblable des contours des formations plissées. L'examen attentif du parallélisme de ces contours avec les courbes de niveau suffit à lever toute ambiguïté.

b) Traduction morphologique au niveau des reliefs

L'expression de ces structures dans les paysages n'est nette qu'à la condition qu'il existe au niveau lithologique un fort contraste de résistance à l'érosion entre couches sédimentaires soit une succession verticale de couches résistantes ou dures (calcaires ou grès) et de couches peu résistantes ou tendres (argilites et marnes).

Dans le cas d'une structure tabulaire (figure TP3.11a), le relief est constitué de **plateaux** incisés par des vallées encaissées ; aux rebords abrupts des plateaux ou **corniches** dégagés au sein de couches dures succèdent en contrebas des pentes plus douces traduisant la présence de couches tendres. La partie amont du réseau hydrographique est occupée par des cirques rocheux appelés **reculées** ou bouts-du-monde (Jura, Bourgogne).

Pour sa part, la morphologie des domaines monoclinaux (figure TP3.11b) est caractérisée par le développement de côtes ou **cuestas** (terme espagnol pour côte). Il s'agit de talus dissymétriques correspondant à la limite d'érosion des couches les plus dures. La partie la moins pentue ou **revers** présente une faible pente conforme au pendage des couches à la différence de la partie la plus pentue ou **front** qui a une pente contraire au pendage. Le recul du front de la cuesta sous l'effet de l'érosion est repérable par la présence à l'avant de **buttes témoins** comme signalé plus haut. Le creusement des niveaux les plus tendres est à l'origine de **dépressions** qui raccordent revers et front de deux cuestas successives.

Applications en cartes

- La **carte du Bugue (cahier couleur, page 14)** se caractérise par des contours d'étages (du Crétacé principalement) extrêmement festonnés, ce qui est le signe de pendages horizontaux ou subhorizontaux et donc d'une structure tabulaire. Toutefois les faibles contrastes de résistance à l'érosion des couches sédimentaires (calcaires crayeux, marnes et argilites) expliquent pourquoi le relief structural tabulaire n'est pas des plus caractéristiques dans ce secteur.

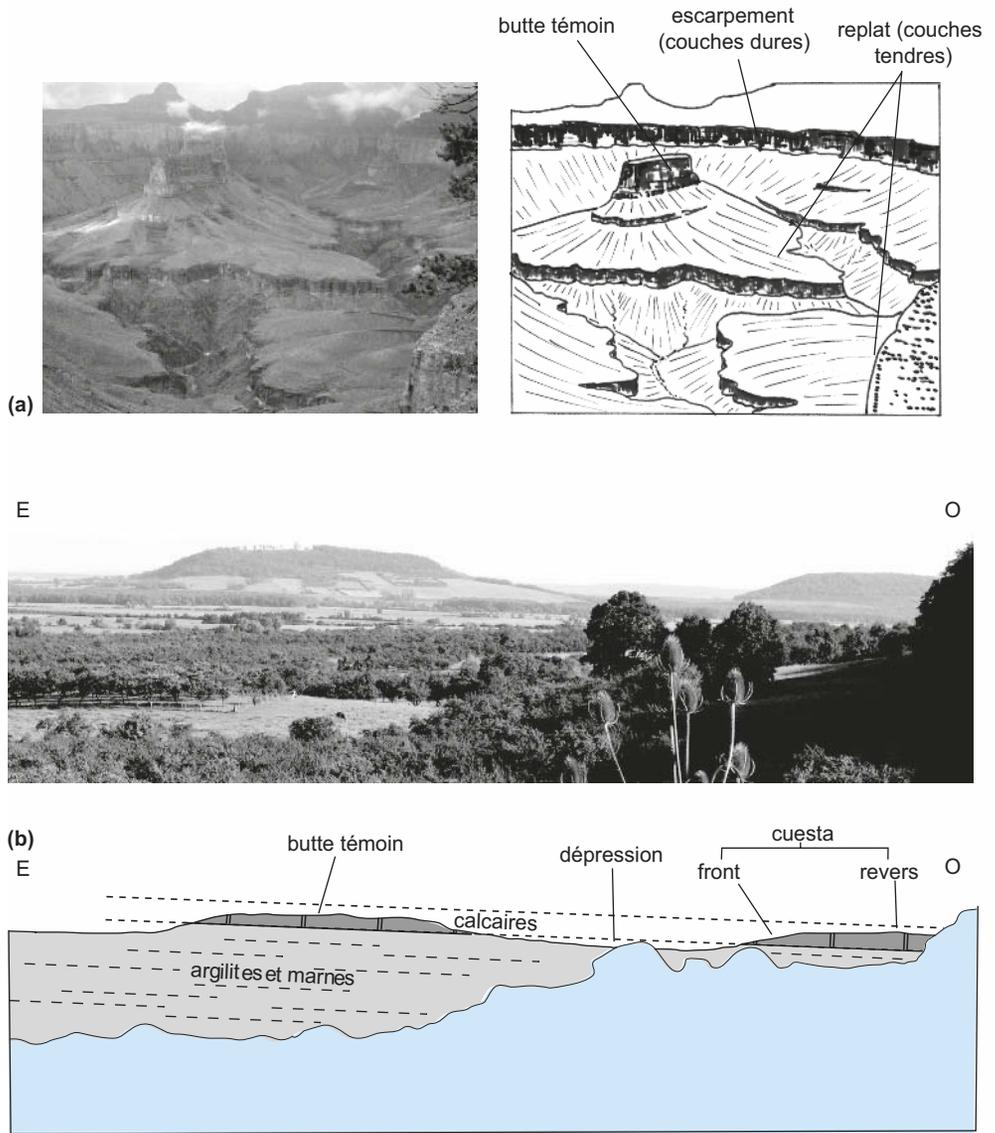


Figure TP3.11 Paysages et blocs-diagrammes interprétatifs
(a) structures tabulaires, gorges du Colorado (*Dima Rogozhin* ©Fotolia) ;
(b) structure monoclinale, côte de Meuse.

- La structure monoclinale est illustrée par la [carte de Vittel \(Est du Bassin Parisien – cahier couleur, page 13\)](#). La succession chronologique des étages du Trias et du Jurassique inférieur (Lias) selon une direction S-E/N-O et les V très prononcés au niveau des vallées mais avec des limites entre étages légèrement sécantes par rapport aux courbes de niveau doivent être interprétés comme les signes d'un pendage général des terrains sédimentaires vers le N-O, modeste bien sûr (quelques degrés). Les festons très prononcés sont l'expression de l'érosion différentielle entre couches dures et couches tendres. On peut remarquer au S-E du front de la cuesta représenté par les grès liasiques la présence d'une butte témoin (secteur de Crainvilliers) soulignant l'extension ancienne vers le S-E de ces couches.

3.3.2 Structures plissées et formes du relief associées (encart TP3.3)

a) Méthodologie pour l'analyse des plis

L'analyse des domaines plissés doit être menée de manière organisée et progressive avec le souci de répondre aux questions suivantes :

1. À quoi identifie-t-on un secteur plissé ?
2. De quel(s) type(s) de pli(s) s'agit-il ? D'un anticlinal, d'un synclinal, d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux ?
3. Quelle est la géométrie précise du (des) pli(s) ? Est-ce un pli droit, un pli en genou, un pli déversé, un pli couché ?

La [carte de Morez-Bois-d'Amont](#) notamment ([cahier couleur, page 16](#)) servira d'exemple pour répondre aux trois questions précédentes.

► Comment identifier un secteur plissé ?

La réponse à cette question suppose de faire référence à titre comparatif à la physionomie d'un secteur monoclin (voir § TP3.3.1a et [carte de Vittel – cahier couleur, page 13](#)). Alors que dans ce cas les terrains se succèdent **en bandes parallèles et sans répétition dans une direction orthogonale à leur alignement**, on observe, en domaine plissé, une **distribution également parallèle des terrains mais avec une symétrie axiale** qui fait que, lorsqu'on se déplace orthogonalement à cet axe, on retrouve la succession des terrains déjà répertoriés mais en ordre chronologique inverse cette fois-ci. **La distribution des unités stratigraphiques en bandes parallèles et symétriques est donc le premier critère de repérage d'un domaine plissé.** S'y ajoutent les signes de pendages, lesquels convergent ou divergent et présentent des valeurs d'inclinaison toujours importantes (nettement supérieures à 10° en général). Il est possible et recommandé de faire appel à un autre moyen de repérage de la forte inclinaison des strates à savoir l'observation des relations entre courbes de niveau et limites stratigraphiques ; s'il y a un parallélisme exact, le système est tabulaire ; s'il y a un léger recoupement, le système est monoclin à faible pente ; s'il y a un recoupement notable, on est en présence d'un domaine plissé.

ENCART TP3.3

Qu'est-ce qu'un pli ? Les divers types de plis



L'analyse détaillée en est faite dans le chapitre 10, § 10.1.1b. N'est rappelé ici que le vocabulaire utilisé dans le cadre de l'analyse cartographique.

Les plis correspondent aux ondulations des strates suite à leur serrage par compression latérale. La forme convexe vers le haut est nommée **anticlinal** en raison des pendages divergents (de *anti*, opposé et *klinein*, s'incliner) et la forme concave vers le haut **synclinal** par suite des pendages convergents (de *sun*, ensemble). Tout pli se caractérise par une charnière, région de courbure maximale où le pendage est nul, et par des flancs de part et d'autre dont le pendage permet de caractériser le type de pli ; le plan axial passant par la charnière définit par sa direction l'axe du pli (direction repérée par rapport au N géographique). Cette direction n'est pas obligatoirement rectiligne ; elle peut présenter des sinuosités appelées virgations bien visibles en carte.

Selon la géométrie du plan axial, on distingue plusieurs catégories de plis :

- les **plis droits** lorsque les plans axiaux sont verticaux et les pendages des flancs parfaitement opposés (ils sont dits *coffrés* dans le cas particulier où les flancs sont verticaux ou subverticaux et le cœur horizontal, situation rencontrée dans le Jura) ;
- les **plis déjetés** lorsque les plans axiaux sont obliques et les pendages des flancs opposés voire vertical pour l'un d'entre eux (pli en genou) ;
- les **plis déversés** lorsque plans axiaux et flancs ont des pendages dans le même sens mais d'inclinaisons différentes ; le flanc normal est situé au-dessus du plan axial, le flanc inverse en dessous (les terrains y sont superposés de façon contraire ou inverse, les plus anciens reposant sur les plus récents) ;
- les **plis couchés** lorsque le plan axial est horizontal.

Voir chapitre 10,
figure 10.6

Voir chapitre 10,
figure 10.7 – noter
les indications de
pendage des flancs
pour chaque type

➤ Comment reconnaître anticlinaux et synclinaux ?

Intuitivement, l'usage des pendages pour identifier le type de pli paraît le critère le plus sûr et se résume à des **pendages divergents** par rapport à l'axe du pli pour un **anticlinal** et des **pendages convergents pour un synclinal**. En fait, la géométrie de détail d'un pli n'est pas toujours en accord avec cette règle simple en raison du caractère déversé et dissymétrique de certaines structures. Il en est de même pour l'argument topographique qui vient souvent à l'esprit mais dont l'usage doit être relativisé dans nombre de cas ; en effet, un anticlinal ne correspond pas obligatoirement aux points les plus hauts de la topographie et, réciproquement, un synclinal ne se situe pas toujours dans un secteur topographiquement le plus bas (§ 3.3.2b).

Pour toutes ces raisons, il faut avoir prioritairement recours à l'**analyse des âges relatifs du cœur et des flancs** d'un pli pour identifier avec certitude son type. La seule condition est que le pli ait été suffisamment érodé ce qui est en général le cas en France. La **figure TP3.12** exprime en carte et en coupes l'architecture d'une région plissée et totalement aplanie (situation de massif ancien). En raisonnant sur l'âge relatif des terrains, il est aisé de constater qu'un **anticlinal se caractérise par des formations anciennes au cœur et récentes sur les flancs**, et qu'inversement un **synclinal s'identifie à un cœur constitué de terrains récents et à des flancs où affleurent des terrains plus anciens**. Ce fait est indépendant de toute géométrie des plis et du degré d'érosion.

Voir chapitre 10, figure 10.7

Voir la notion de relief inverse, chapitre 12, figure 12.4 et TP8, § 8.3.2b

Voir TP7 § TP7.2.3

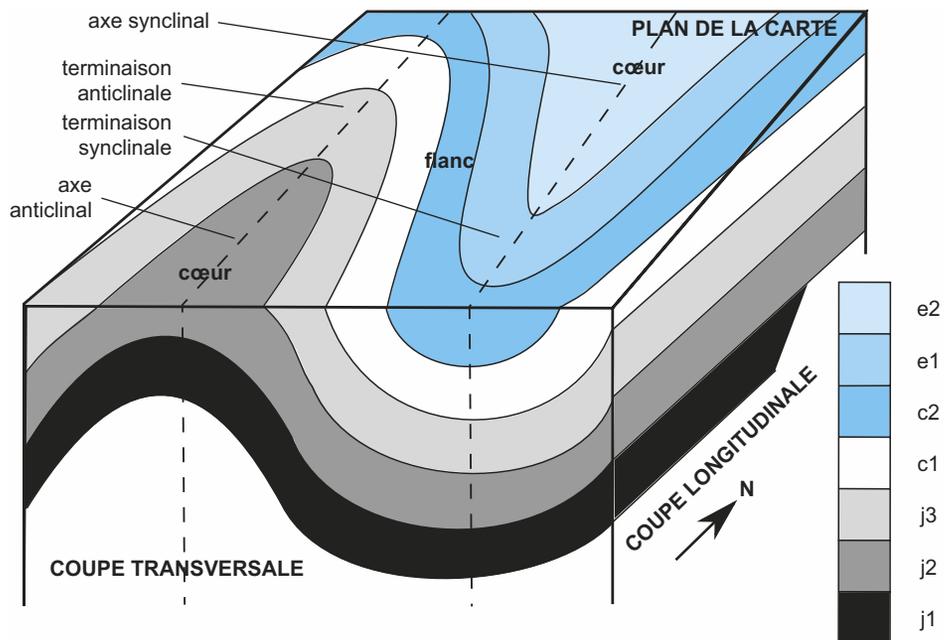


Figure TP3.12 Architecture en carte et en coupe des plis.

En présence ou non d'indications de pendages sur carte, le raisonnement le plus fiable pour identifier le type de pli se fonde sur l'âge relatif du cœur et des flancs de structures présentant au départ une distribution rectiligne et symétrique des contours des terrains. Les unités chronostratigraphiques utilisées ici (sous-périodes telles qu'elles sont symbolisées sur la carte de France au 1/1 M) s'échelonnent du Jurassique inférieur (j1) pour la plus ancienne à l'Éocène supérieur (e2) pour la plus récente. Les terrains anciens, du Jurassique dans ce cas, affleurent au cœur de l'anticlinal alors que ce sont des terrains récents, de l'Éocène en la circonstance, au cœur du synclinal.

À noter par ailleurs que seule une **coupe orthogonale à l'axe d'allongement** des plis révèle parfaitement leur structure alors qu'une coupe parallèle à l'axe ne permet de dégager que l'inclinaison de la charnière du pli (léger plongement vers le N ici qui s'exprime d'ailleurs en carte par les terminaisons anticlinale ou synclinale en forme de U, secteurs où les terrains contemporains de chaque flanc se rejoignent).

► Comment reconnaître la géométrie des plis ?

Voir chapitre 10,
figure 10.7

Il est enfin attendu une conclusion sur la géométrie exacte du pli. Les signes de pendage s'ils sont présents permettent de conclure sans ambiguïté tout comme l'application de la règle du V au niveau des vallées en cas d'absence de ces signes. Les largeurs d'affleurement d'un même terrain sur les deux flancs sont également à prendre en compte.

Applications en cartes

- Sur la [carte de Morez-Bois-d'Amont](#) ([cahier couleur, page 16](#)), trois plis d'axe N-E/S-O sont repérables ; le pli central à cœur jurassique (tons bleus) et flancs crétacés (tons verts) est un anticlinal ; il est flanqué de deux synclinaux identifiables à leur cœur crétacé et à leurs flancs jurassiques. Le changement brutal des pendages au niveau des flancs (transition Jurassique-Crétacé matérialisée par un liseré orange) dénote le caractère coffré de ces structures. Sinon les pendages opposés et la relative symétrie des flancs permettent de conclure à des plis droits.
- Sur la [carte de Charpey](#) (secteur ouest – [cahier couleur, page 18](#)), la distribution générale N-S et symétrique des affleurements dénote le caractère plissé de ce secteur ce que confirment les indications de pendage (inclinaisons entre 30 et 60° voire pendage de série inverse). La présence au cœur de la structure de termes n_{2a} et n_{2b} du Crétacé inférieur, plus anciens que les termes n_{4a} et $n_{5-4}U$ des flancs, souligne le caractère anticlinal de ce pli ; le pendage subvertical (région de St-Vincent-la Commanderie) voire inverse (région de Barbières) du flanc occidental permet de conclure à un pli en genou voire déversé.

Remarques :

- L'érosion locale au niveau d'une cluse ([figure TP3.13](#)), c'est-à-dire au niveau de l'entaille formée par une rivière orthogonalement à l'allongement d'un pli, engendre un « alignement » des affleurements de direction sécante par rapport à la direction d'ensemble du secteur ; il importe de ne pas se laisser « abuser » par cette direction apparente liée à l'érosion différentielle (voir, sur le secteur ouest de la [carte de Charpey, cahier couleur, page 18](#), les affleurements n_{2b} de direction N-O/S-E au cœur de l'anticlinal d'axe N-S). Il est d'ailleurs bien rare qu'une région présente deux familles de plis de directions orthogonales.
- Dans le cas d'un raccourcissement important, les plis déversés ou déjetés évoluent en plis-failles par suite de la rupture du flanc inverse étiré. Ce point sera étudié au § 3.4.2.

b) Morphologies des structures plissées : relief conforme, relief inverse

Suite à sa genèse, un pli est l'objet de l'érosion puisque les chaînes plissées constituent des reliefs positifs. Les anticlinaux sont par nature les plus enclins à l'abrasion par rapport aux synclinaux qui sont davantage « préservés ». Lorsque l'érosion est modérée, la topographie reflète assez fidèlement la structure du sous-sol, les points les plus hauts coïncidant avec les anticlinaux et les points les plus bas avec les synclinaux. On parle dans ce cas de **relief conforme** ([figure TP3.13](#)). C'est la situation notamment du Jura où les **monts** correspondent à des structures anticlinales (Haut-Mont, Noirmont...) et les **vaux** (Lavaux, Clairvaux, Valserine) à des structures synclinales. Mais l'érosion qui s'attaque préférentiellement aux charnières anticlinales (il y a en particulier fracturation par extension de l'extrados des couches dures – § 10.1.1b) conduit dans un certain nombre de cas à l'individualisation de dépressions axiales ou **combes** anticlinales. Il arrive même que la voûte anticlinale disparaisse totalement au plan morphologique, en particulier lorsqu'elle est constituée de terrains très sensibles à l'érosion (argilites et marnes), et qu'en conséquence les synclinaux constituent les points les plus hauts. On parle dans ce cas de **relief inverse** et de **synclinaux perchés**. Le rebord de certains massifs subalpins (Bauges et Chartreuse – [carte d'Albertville, cahier couleur, page 20](#)) l'illustre bien ; les synclinaux perchés sont également courants dans les Alpes du Sud (Diois – Baronnies).

Voir chapitre 12,
figure 12.4 et TP8,
§ 8.3.2b
et encart TP8.3

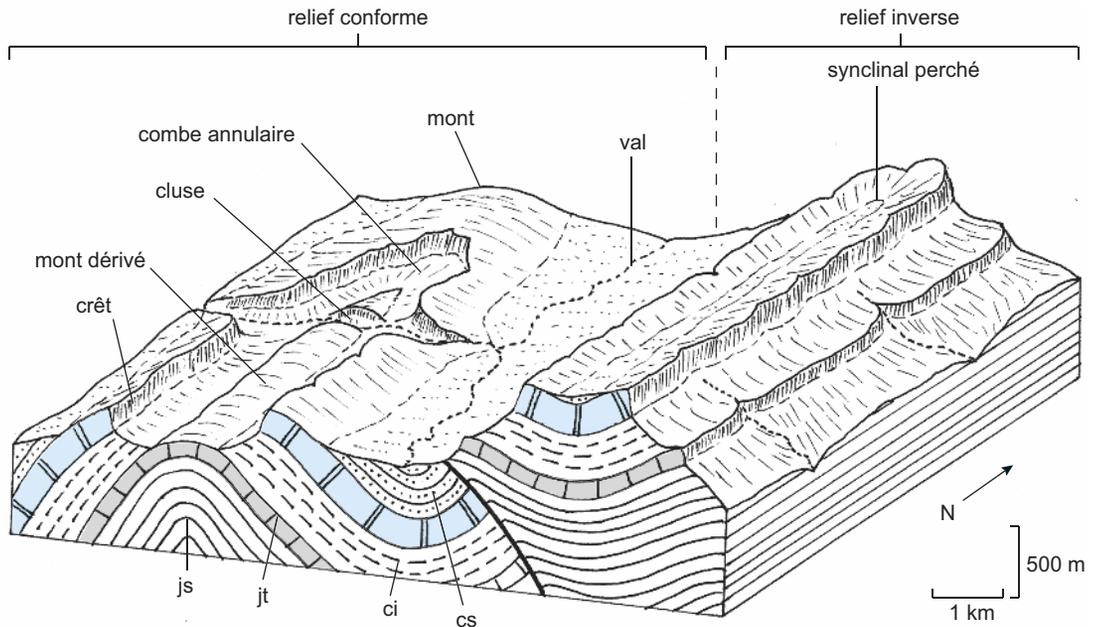


Figure TP3.13 Bloc-diagramme visualisant les différentes formes du relief en relation avec les structures plissées.

Pour la signification des figurés lithologiques, voir la fiche méthode 3.

À partir d'une série sédimentaire plissée, constituée d'une alternance de couches dures (calcaires) et de couches tendres (argilites et marnes), l'érosion modérée a engendré un relief conforme (secteur N-O) où l'anticlinal coïncide avec la zone la plus haute (**mont**) et le synclinal avec la plus basse (**val**). Le creusement de la charnière anticlinale a fait apparaître une nouvelle dépression ou **combe** au cœur de laquelle une couche plus dure forme alors un **mont dérivé** (secteur S-O). La rivière qui traverse l'anticlinal orthogonalement y a creusé une entaille ou **cluse** qui met à jour les terrains les plus vieux de l'anticlinal.

Dans le secteur oriental, l'érosion bien plus intense (en raison de la genèse d'un relief positif plus important au départ) a conduit à la disparition totale de la charnière anticlinale et à la mise en relief d'un **synclinal perché**.

Applications en cartes

Divers exemples d'application sont présentés dans le cahier couleurs :

- la **carte de Morez – Bois-d'Amont** (cahier couleur, page 16) illustre un relief conforme, dit « jurassien », aux structures faiblement érodées ;
- la **carte de Charpey** (secteur ouest – cahier couleur, page 18) permet de reconnaître une charnière anticlinale totalement érodée par endroits, une combe anticlinale et une cluse partielle (seul le flanc occidental a été recoupé par la rivière) ; le relief est encore conforme ;
- la **carte d'Albertville** (cahier couleur, page 20), dans le massif des Bauges, offre un bel exemple de relief inverse avec synclinaux perchés. La tectonique fragile (failles) associée est étudiée dans le paragraphe suivant.

3.4 ANALYSE DE LA TECTONIQUE FRAGILE : LES FAILLES (ENCART TP3.4)

3.4.1 Critères de reconnaissance des diverses failles en carte

La trace d'une faille est matérialisée par un **trait épais** mais aucun signe de pendage ne s'y rattache. Comment déterminer alors le type de faille ?

Qu'est-ce qu'une faille ? Les divers types de failles



Comme pour les plis, on se reportera au § 10.1.1a du chapitre 10 pour l'analyse détaillée. Ne sont rappelés ici que les éléments utilisés pour l'analyse cartographique.

La déformation « à froid », que ce soit par distension ou par compression, conduit à la fracturation des matériaux et au déplacement relatif des blocs ainsi engendrés. La surface de rupture, en général plane, est dénommée **faille** ; elle se caractérise par son pendage et par le déplacement d'un compartiment par rapport à l'autre ou **rejet**. La description du mouvement en cas de faille à pendage oblique prend en compte le **toit** ou compartiment au-dessus du plan de faille et le **mur** ou compartiment au-dessous du plan de faille (figure 10.3).

Dans le cas d'un déplacement dans le plan vertical uniquement, et si l'on excepte les **failles** strictement **verticales**, deux situations sont à considérer pour un pendage oblique, celle des **failles normales** (en termes de déplacement relatif, le **toit est descendu** et le mur est monté) et celle des **failles inverses** (le **toit est monté** relativement au mur descendu). Les premières expriment un éloignement des deux compartiments soit une distension, les secondes un rapprochement suite à une compression (noter les changements de longueur de la couche-repère sur la figure 10.3).

Dans le cas d'un déplacement limité au plan horizontal (aucun rejet vertical), la faille est dite **décrochante** (on parle de **décrochement** dans ce cas) et il importe de préciser son jeu, **dextre** ou **sénestre**, selon que le compartiment vis-à-vis duquel se tient un observateur a été translaté vers sa droite ou vers sa gauche respectivement. Vous pouvez imaginer que vous êtes sur un des deux compartiments (n'importe lequel en fait) et que vous observez l'autre compartiment ; s'il s'est déplacé vers votre gauche, le mouvement est sénestre ; sinon il est dextre, et ce quelle que soit l'orientation de la faille.

À l'échelle régionale, les failles se distribuent en familles de plans conjugués qui s'expriment structurellement par des **fossés d'effondrement** (ou graben) et des môles ou **horsts** pour les failles normales, par des **plis faillés** pour les failles inverses, par des **réseaux de décrochements** dans le dernier cas.

Pour ce qui est d'une faille inverse, la figure 10.9 illustre la conception classique de sa genèse suite à une phase de plissement, à savoir la rupture du flanc inverse d'un pli déversé sous l'effet de la pression unilatérale (poussée) qu'il subit.

Ce mouvement de raccourcissement horizontal peut se poursuivre avec passage à un pendage subhorizontal du plan de faille dès que la base du compartiment soulevé arrive au toit du compartiment affaissé. Cela conduit à la **superposition tectonique** (et non stratigraphique) d'une unité supérieure ou allochtone sur une unité inférieure ou autochtone ; il s'agit dans ce cas d'un **contact anormal** car non stratigraphique. À partir du stade où le pendage du contact tectonique est proche de l'horizontal, on parle de **chevauchement** et non plus de faille inverse. Ce point sera surtout illustré en seconde année à l'occasion du cours et des TP sur les Alpes (chapitre 12, TP8 et 9).

Voir chapitre 12,
§ 12.2.2c et TP8,
§ 8.2.5 et TP9 § 9.3

En procédant une nouvelle fois avec méthode c'est-à-dire :

- **en identifiant en premier lieu le pendage de la faille.** Il ne peut être déduit que de l'analyse de sa trace au niveau des vallées en appliquant la règle du V. Cette première détermination permet du même coup de situer, en cas de faille oblique, le compartiment qui se trouve au **toit** de la faille c'est-à-dire au-dessus du plan de rupture ;
- **en caractérisant le mouvement vertical relatif de chaque compartiment dont celui au toit de la faille.** Ce point ne concerne pas les décrochements bien entendu. Comme dans la situation des plis, le premier réflexe qui est de faire appel aux différences d'altitude des deux compartiments est à proscrire en raison de situations de relief inversé (compartiment soulevé plus bas que le compartiment affaissé – § TP3.4.2). Dans le cas où la lecture du fond topographique est aisée, il est possible de déterminer approximativement le rejet vertical de la faille en identifiant à son contact direct l'altitude du mur ou du toit d'une couche-repère

commune aux deux compartiments. Plus généralement, il faut avoir recours à **l'âge relatif des terrains de part et d'autre de la faille et en contact avec celle-ci**, en partant du fait que **le compartiment soulevé donc le plus érodé présente à l'affleurement des terrains plus anciens que le compartiment affaissé**, moins touché par l'érosion comme l'illustre la [figure TP3.14](#). Ce critère est une nouvelle fois indépendant du pendage des couches de chaque compartiment ;

- **en discriminant faille normale et faille inverse.** Dans les deux cas, il y a un compartiment soulevé et un compartiment affaissé mais la différence réside dans le mouvement du compartiment au toit de chaque faille (il en est bien sûr de même pour le compartiment au mur du plan de faille). **Lorsque le toit correspond au compartiment affaissé, il s'agit d'une faille normale ; lorsqu'au contraire le toit est le compartiment soulevé, on est en présence d'une faille inverse** ([figure TP3.14](#)).

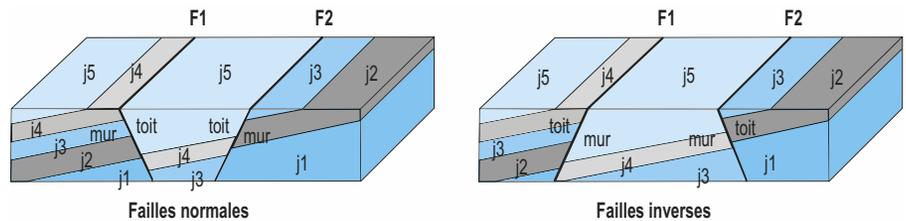


Figure TP3.14 Comment distinguer compartiment soulevé et compartiment affaissé en l'absence d'argument topographique ?

On a pris ici pour exemple une série sédimentaire constituée d'étages du Jurassique s'échelonnant entre j1 le plus ancien et j5 le plus récent (voir échelle chronostratigraphique, rabat de couverture n° 5). Dans le cas des failles normales, le compartiment central affaissé correspond au toit des 2 failles ; dans le cas des failles inverses, ce sont les 2 compartiments latéraux surélevés qui ont valeur de toit. L'aplanissement total dans ces exemples rend inopérant l'argument topographique.

Applications en cartes

Trois exemples en particulier permettent d'appliquer les points précédents.

- La [carte de Molsheim](#) en Alsace ([cahier couleur, page 17](#)) présente un jeu de failles N/S dont le pendage peut être déterminé pour certaines d'entre elles. Les traces dessinent des V très ouverts (forte inclinaison) au niveau des vallées avec des pointes dirigées vers l'Est (pendage Est) ; les toits correspondant aux compartiments orientaux comportent les terrains les plus récents par rapport aux compartiments occidentaux, ce qui permet de conclure au caractère normal de ces failles. Il est possible de généraliser cette qualité aux failles les plus orientales de même direction mais souvent masquées par les terrains quaternaires.
- La [carte de St-Saulge](#) à l'Ouest du Morvan ([cahier couleur, page 15](#)) illustre le même type de tectonique mais, dans ce cas, les failles apparaissent comme strictement verticales ; le compartiment central représenté essentiellement par des terrains magmatiques varisques (engendrés lors de l'orogénèse du même nom à la fin du Paléozoïque), soulevé et donc à valeur de horst, est encadré des compartiments à terrains mésozoïques donc effondrés représentant deux rebords de fossés.
- Pour ce qui concerne la [carte de Charpey](#) (secteur est – [cahier couleur, page 19](#)), l'observation attentive des traces des failles N-NE/S-SO du secteur central est l'occasion de constater la présence de V très ouverts (inclinaison importante) au niveau de quelques vallons transversaux (Val Sainte-Marie et lac de Bouvante) avec des pointes indiquant un pendage vers le S-E. Le compartiment S-E au toit de la faille majeure comportant des terrains plus anciens (Crétacé inférieur) que ceux du compartiment N-O (Crétacé supérieur, Éocène et Miocène), la faille peut être qualifiée d'inverse (elle est accompagnée ici de failles satellites disconti-

nues qui traduisent une rupture selon plusieurs plans). Les indications de pendage des terrains sédimentaires de part et d'autre ainsi que les symboles de charnières montrent que ce système de failles inverses se situe exactement à la transition entre un anticlinal et un synclinal, au niveau d'un flanc aminci (surfaces d'affleurement très modestes de $n_4U_d - n_5U$ à ce niveau). Toutefois, le synclinal n'est que partiellement recouvert par l'anticlinal ; son axe au sein du Miocène est encore visible ; on ne peut donc pas parler encore de chevauchement dans ce cas.

Remarques :

- Il importe de ne pas être trop dogmatique en conservant à l'esprit que l'inclinaison d'une faille n'est pas obligatoirement constante quelle que soit l'altitude ; bien souvent cette inclinaison varie, de forte près de la surface à faible en profondeur comme le montrent les profils sismiques des failles inverses des chaînes subalpines ou des failles normales au niveau des fossés d'effondrement, et inversement bien sûr.
- Sur certaines cartes récentes dont celles au 250 000^e ou au millionième, la nature de la faille est notée par un symbole spécifique du côté de son toit (figure TP3.15) ; ce sont des barbules pour les failles normales (F1 et F'1), des triangles évidés ou pleins pour les failles inverses et les chevauchements (F2), des flèches pour les décrochements (F3). Les chevauchements et les charriages ainsi que les formes d'érosion associées, klippes et fenêtres, sont abordés dans les TP8 et 9.

Voir TP9 § 9.3
et TP8 § 8.2.5c

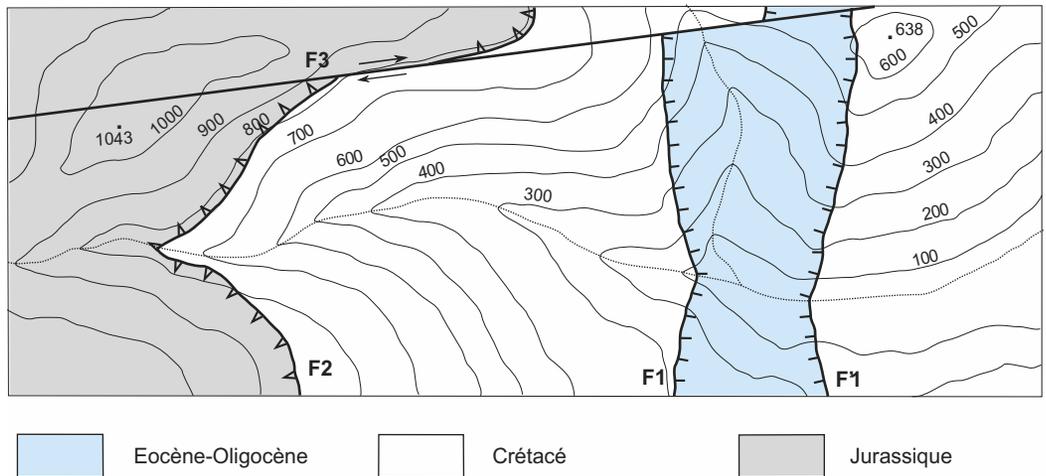


Figure TP3.15 Figurés symbolisant la nature des failles.

En dehors de ces figurés, il est toujours possible de retrouver par les critères « classiques » (règle du V pour le pendage, âges relatifs des compartiments pour le rejet) le type de faille ; pendage Est important et toit récent donc effondré pour F1 qui est ainsi une faille normale (raisonnement identique mais avec pendage de sens inverse pour F'1) ; pendage Ouest modeste et toit ancien donc soulevé pour F2 qui est une faille inverse ; décalage subhorizontal de F2 par F3, de type dextre donc décrochement dextre pour F3.

3.4.2 Relation entre le mouvement tectonique et le relief actuel : relief conforme ou inverse

Sur le plan morphologique, l'expression des failles dans un paysage est à l'image de celle des plis. On observe certes en majorité des reliefs **conformes** (figure TP3.16b) où le compartiment soulevé est le plus haut dans la topographie par rapport au compartiment affaissé (situation des bords ou « lèvres » d'un fossé d'effondrement, le fossé rhénan ou la Limagne d'Allier) mais il y a parfois des **inversions de relief**, le compartiment soulevé étant dans ce cas le plus bas au

plan topographique (cas de certaines failles normales du seuil de Bourgogne) (figure TP3.16). Il n'en demeure pas moins un trait courant des failles verticales ou à inclinaisons fortes à savoir un alignement structural ou **linéament**, plus ou moins net sur un fond topographique, mais souvent spectaculaire sur un cliché de photographie aérienne. Les décrochements avec décalages du cours des rivières sont également très parlants à ce sujet.

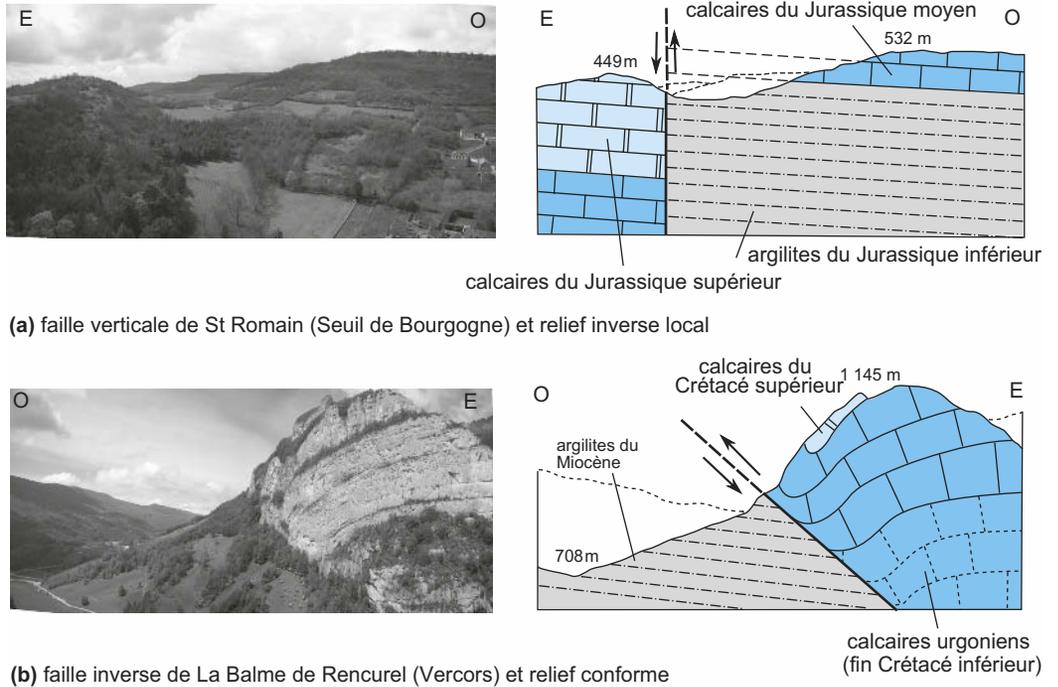


Figure TP3.16 Reliefs de failles conforme (a) et inverse (b) ; observations et interprétations.

La lecture d'une carte géologique nous a permis jusqu'à présent d'identifier la géométrie des déformations mais, grâce aux cartouches de la colonne stratigraphique ordonnés selon le calendrier géologique (§ 3.1.2b), nous pouvons en retracer l'histoire.

3.5 ASPECTS CHRONOLOGIQUES : ÂGE DE LA TECTONIQUE ET NOTION DE DISCORDANCE

Dans les exemples précédents, il nous était déjà possible d'avancer un âge pour les plis ou les failles en utilisant un principe très simple qui est qu'**un pli (ou une faille) est postérieur(e) au terrain le plus récent touché**. Mais ce calage temporel est imparfait puisqu'il ne fournit qu'une limite inférieure. Comment alors proposer un réel encadrement ?

En recherchant des **terrains non touchés par la tectonique** c'est-à-dire qui cachettent plis et failles. Cette situation relève de ce qu'on appelle une **discordance**.

3.5.1 Caractères d'une discordance sur le terrain

Partons de l'observation à l'affleurement d'une discordance (figure TP3.17) pour en dégager les caractéristiques structurales et chronologiques.

Au plan structural c'est-à-dire en termes de pendages, cet affleurement permet de distinguer deux ensembles chronostratigraphiques, un ensemble supérieur au pendage subhorizontal donc

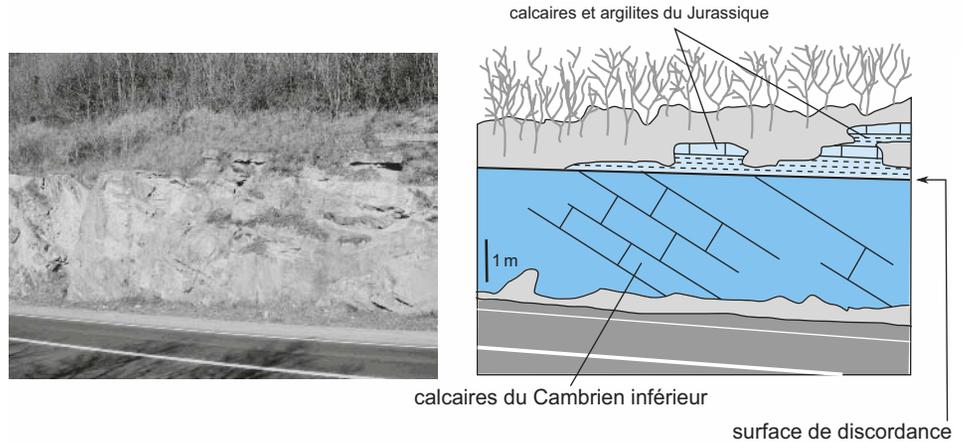


Figure TP3.17 Aspect d'une discordance à l'affleurement et interprétation ; région de Laize-la-Ville (Sud de Caen).

non déformé, et un ensemble inférieur plissé car aux pentages obliques de l'ordre de 25-30°. Le contact entre ces deux formations matérialise la **surface de discordance angulaire**. Il est de **nature strictement stratigraphique** et non tectonique ; c'est un **contact dit normal**. Il correspond à une ancienne surface d'érosion (d'où sa forme irrégulière parfois) développée suite à l'abrasion de reliefs issus d'une orogénèse dont les déformations de l'unité inférieure sont les témoins, puis recouverte par les dépôts sédimentaires de l'unité supérieure consécutivement au retour de la mer.

Au plan chronologique, il est possible d'encadrer la période de la phase orogénique et de l'érosion qui lui a succédé en **recherchant le terrain le plus récent déformé** (ici, le Cambrien inférieur ou k1) **et le terrain le plus ancien non déformé et donc discordant** (le Jurassique inférieur ou j1) ; la phase orogénique ainsi reconnue est dite post-k1 et ante-j1 (phase varisque). Cette fourchette de temps dont la durée est fort variable selon l'orogénèse (se référer à l'[échelle des temps géologiques, rabat de couverture n° 5](#) pour avoir une estimation de sa durée qui est toujours de l'ordre de quelques dizaines de Ma au minimum) s'interprète comme le temps nécessaire à la genèse des structures tectoniques puis à l'abrasion des reliefs engendrés.

3.5.2 Caractères d'une discordance en carte

Partons d'un exemple théorique assez simple illustré par la [figure TP3.18](#). L'observation d'ensemble de cette carte révèle très nettement que les surfaces d'affleurement de la formation Miocène ne correspondent pas à la distribution symétrique et d'axe N-S des terrains du Jurassique et du Crétacé qui, elle, est révélatrice de la présence de plis. Le fait que la base du Miocène suive parfaitement les courbes de niveau dénote son caractère horizontal à la différence des terrains du Jurassique et du Crétacé sécants par rapport aux courbes de niveau. Il y a bien **différence notable de pendages** donc **discordance angulaire** du Miocène sur tous les termes plus anciens. La coupe selon le tracé X-Y visualise la chose de même qu'elle permet de préciser la géométrie des plis déduite de l'application de la règle du V au niveau de la vallée centrale, d'allongement O-E. Un dernier argument est à souligner, le fait que le décrochement soit cacheté par le Miocène, ce qui démontre le caractère ante-Miocène de cette faille. **Un terrain discordant se repère donc non seulement à la différence de pendage avec les termes qu'il recouvre stratigraphiquement mais également au fait qu'il masque plis, failles et repose sur un mur d'âge variable** (ici, ce sont indifféremment le Crétacé et le Jurassique supérieur ou moyen qui forment le mur du Miocène), à la différence des **terrains concordants qui ont systématiquement même mur et même toit** (ici le Jurassique supérieur

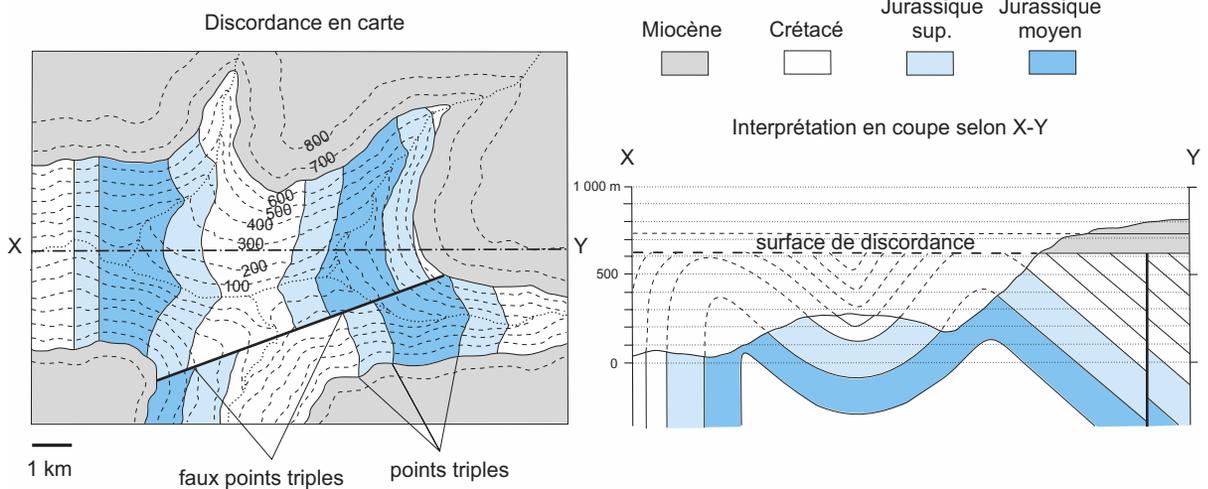


Figure TP3.18 Exemple de discordance en carte et en coupe.

a toujours même toit, le Crétacé, et même mur, le Jurassique moyen). Une autre façon de repérer une discordance est d'observer des « **points triples** » c'est-à-dire des points où trois couches géologiques d'âges différents sont **en contact stratigraphique** ce qui est en général impossible dans une série concordante, à l'exception toutefois des biseaux de transgression qui sont décrits dans le TP7.

Cette disposition discordante permet de déduire que la phase de déformations puis d'érosion est **postérieure au Crétacé et antérieure au Miocène** (phase dite « post-c » et « ante-m »), ce qui fournit une fourchette de temps qui pourrait paraître « médiocre » à l'échelle régionale dans le cas présent (lacune de l'ordre de 40 Ma au moins – voir échelle chronostratigraphique, rabat de couverture n° 5) mais qui est en fait l'ordre de grandeur du temps nécessaire à l'édification puis à l'érosion d'une chaîne de montagnes.

Voir « biseaux de transgression », TP7 § 7.2.4c et figure TP7.1

Applications en cartes

- La [carte de Tavernes](#) en Provence ([cahier couleur, page 21](#)) offre la possibilité d'analyser une discordance assez simple. On y observe en effet des terrains du Mio-Pliocène ($m_3 - p_1$), aux limites très sinueuses donc subhorizontaux, au contact de terrains plus anciens (à valeur de mur par conséquent) d'âges fort différents (Jurassique, Crétacé, Éocène) et aux pendages variés. De surcroît, le Mio-Pliocène cache plusieurs failles qui, elles, affectent les terrains antérieurs. Il y a donc bien discordance angulaire et la phase orogénique peut être encadrée avec précision comme post-Éocène (post- e_3 en fait) et ante-Miocène (ante- m_3 plus précisément). On peut envisager que l'Oligocène ait été une période d'érosion voire de fin d'orogénèse.
- Dans le cas de la [carte de Charpey](#) – secteur Est ([cahier couleur, page 19](#)), ce sont les formations quaternaires (éboulis, alluvions...) qui sont en disposition discordante ce qui conduit à l'encadrement suivant de la phase tectonique : post- m_{2b} (Miocène inférieur) et ante- q (Quaternaire). L'orogénèse est du coup restreinte à la fourchette « Miocène moyen-supérieur, Pliocène » soit à un intervalle de quelques 13 Ma seulement qui correspond à la phase néoalpine.
- Il est également possible d'appliquer les principes de la chronologie relative en l'absence de discordance c'est-à-dire à des séries concordantes. C'est le cas de la [carte du Bugue](#) ([cahier couleur, page 14](#)) sur laquelle la faille verticale N-NO/S-SE apparaît comme post- c_5 et ante- e_{3-4} , cet étage étant le plus ancien non touché par la faille (figuré « faille masquée » surimposée au figuré de cet étage de l'Éocène).

Remarques :

Signalons pour terminer l'existence d'autres dispositifs discordants :

- celui où des roches sédimentaires reposent sur des roches endogènes, plutoniques (granites par exemple) ou métamorphiques (gneiss ou micaschistes), point qui sera vu dans les TP7 et 8 mais que vous pouvez déjà observer sur la [carte de St-Saulge \(cahier couleur, page 15\)](#) ; le Trias y repose sur des granites varisques (fin du Paléozoïque) ;
- celui où des basaltes dits « de plateaux » recouvrent des formations sédimentaires et métamorphiques ou magmatiques ainsi que les failles qui les affectent (situation courante dans le S/S-E du Massif Central).

CONCLUSION

Face à la richesse des informations d'une carte géologique, il est essentiel de procéder méthodiquement pour en dégager les traits majeurs dans le laps de temps qui vous est imparti. La fiche méthode 1. « Lire une carte géologique » résume les étapes de cette analyse. Par ailleurs les fiches méthodes 3. « Réaliser une coupe géologique » et 2. « Construire un schéma structural » vous apportent les informations nécessaires pour mener à bien ces exercices de cartographie. Les [extraits de cartes géologiques au 1/50 000](#) du [cahier couleur pp. 13 à 21](#), les coupes de référence et les textes explicatifs qui les accompagnent sont là pour vous permettre d'assimiler au mieux les concepts de ce TP. Le stage de terrain doit quant à lui être l'occasion d'utiliser concrètement ces informations géologiques et de faire le lien entre le paysage et sa représentation cartographique.

Plan

- 4.1 Dorsales : des zones de divergence
- 4.2 Morphologies des dorsales : des reliefs thermiques
- 4.3 Activité magmatique des dorsales

Objectifs

- Comparer dorsales lentes et dorsales rapides.
- Dégager les signatures géophysiques de chaque type.
- Calculer les taux d'ouverture d'une dorsale à partir de diverses données.
- Calculer un taux de fusion partielle.

Introduction

En classe de première, vous avez vu que la morphologie, la sismicité et la tectonique (failles normales) qui structure les dorsales océaniques attestent de mouvements en extension. Par ailleurs, les dorsales océaniques sont le siège d'une production importante de magmas basaltiques issus de la fusion partielle des péridotites du manteau suite à leur décompression. Le refroidissement plus ou moins rapide des magmas conduit à des roches de pétrofabriques différentes (basaltes et gabbros par exemple). Ainsi, les dorsales océaniques traduisent des courants ascendants chauds de matériel du manteau.

Il reste néanmoins à :

- préciser la **direction exacte** et la **vitesse du mouvement de divergence** (le **taux d'ouverture** est le taux de divergence totale entre 2 points sur 2 plaques différentes ; le **demi-taux** est mesuré entre un point d'un flanc et l'axe de la dorsale) ;
- déterminer si l'expansion totale est symétrique ou asymétrique ;
- comprendre l'origine de la morphologie longitudinale et transversale des dorsales ;
- identifier les sources magmatiques, le taux de fusion et les zones d'ancrage des courants mantelliques ascendants.

4.1 DORSALES : DES ZONES DE DIVERGENCE

4.1.1 Indicateurs directs des mouvements des plaques au niveau d'une dorsale : la cinématique instantanée

a) Données des mesures de positionnement GPS

Voir chapitre 3,
§ 3.2.1a

Le contexte tectonique particulier de l'Islande (figure TP4.1) qui combine les effets d'un rifting océanique et ceux d'un panache mantellique (point chaud) a conduit les scientifiques à analyser en détail par mesures GPS les mouvements horizontaux manifestement influencés par les crises volcaniques. Des mesures ont été ainsi menées entre 1987 et 1992 dans la région N-E, suite à une crise magmatique et tectonique du volcan Krafla qui s'est échelonnée entre 1975 et 1984 avec un taux moyen d'expansion exceptionnel de 40 cm/an, pour en connaître les conséquences cinématiques postérieures à la crise.

La distribution en bandes parallèles et symétriques des formations volcaniques, les plus récentes étant au centre et les plus anciennes en périphérie, sur la carte générale de l'Islande (figure TP4.1a) exprime la divergence générale E-O de cette région et permet de situer l'axe de la dorsale. Si celui-ci est simple dans la moitié Nord, il se dédouble dans la partie Sud où deux segments se recouvrent. Le saut entre les deux axes est accommodé à la fois par la courbure des failles et par des failles transformantes révélées par des mécanismes au foyer en décrochement. Analysons les mouvements déduits des mesures GPS sur 5 ans dans la région du N-E (figure TP4.1b), de part et d'autre d'un axe N-S passant approximativement par le volcan Krafla. Les vecteurs de déplacement sont sensiblement dans la même direction mais de sens

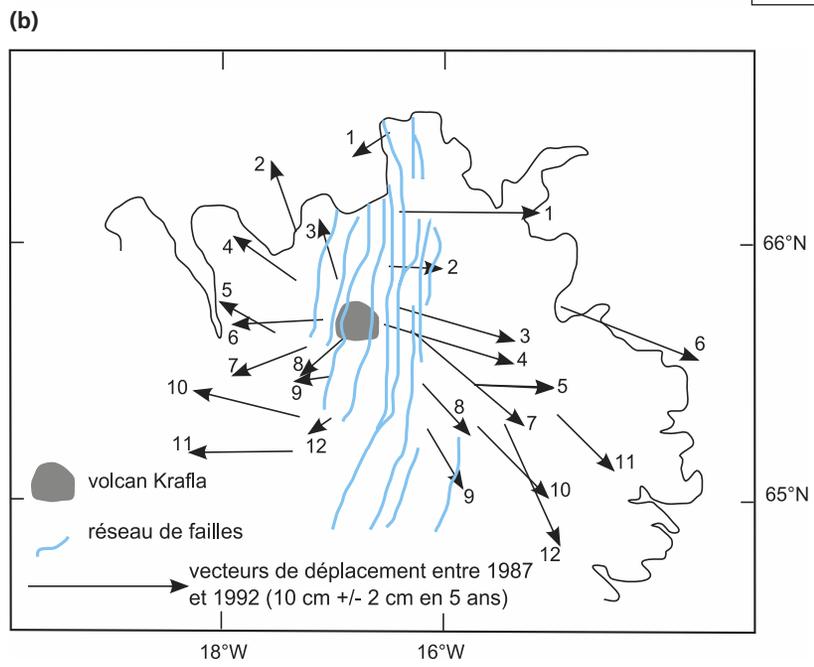
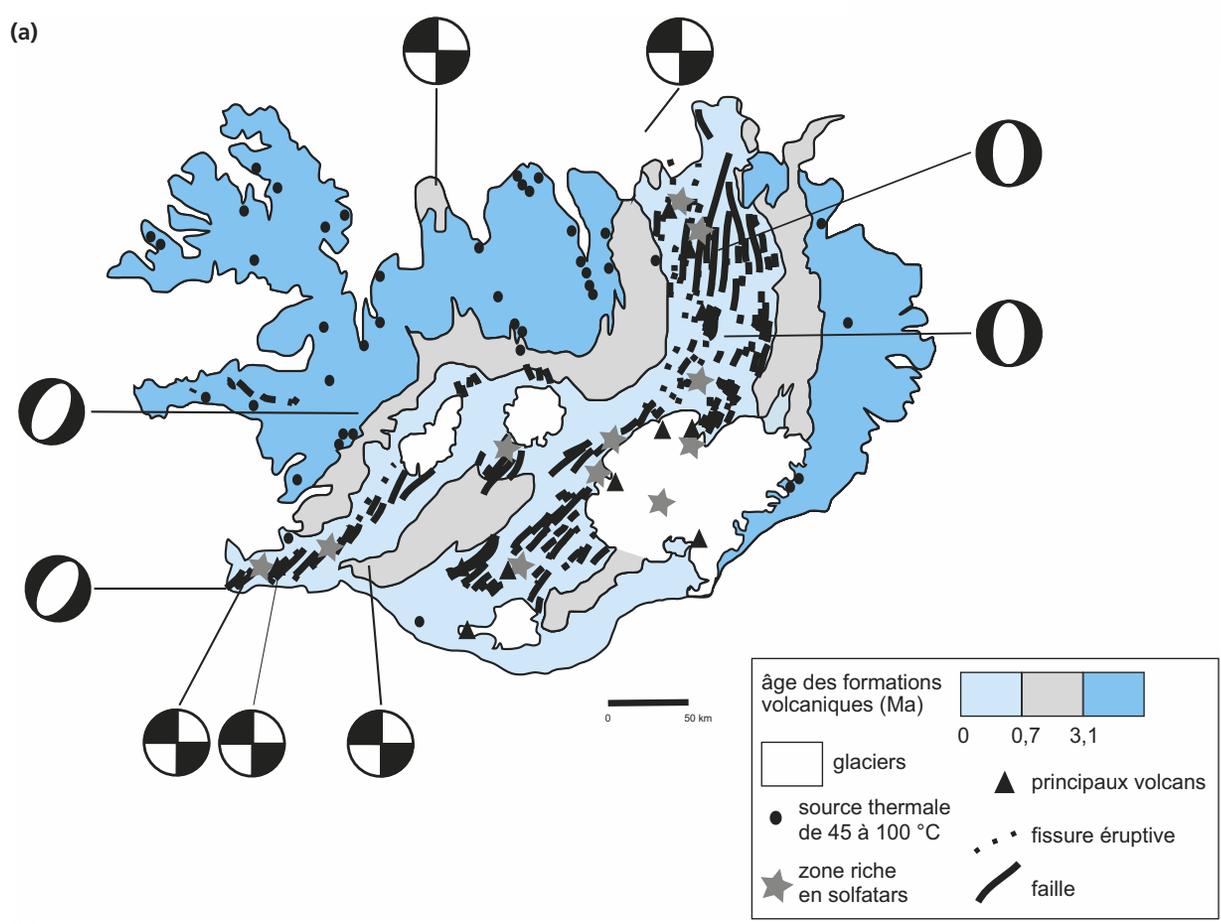


Figure TP4.1 (a) Carte géotectonique de l'Islande : âges des formations volcaniques et mécanismes au foyer de quelques séismes récents. (b) Mouvements horizontaux enregistrés par GPS et cumulés sur 5 ans (entre 1987 et 1992) dans la région du N-E (secteur du volcan Krafla).

opposés, signes d'un **mouvement de divergence**. Toutefois, leur relative dispersion est notable et il apparaît que le mouvement d'écartement n'est pas strictement orthogonal à l'alignement des failles normales de ce secteur. L'exercice qui suit va nous permettre de préciser le mouvement moyen de chaque secteur.

EXERCICE TP4.1

Positionnement GPS

À partir de la [figure TP4.1b](#), mesurez la taille en mm des composantes E-O (comptées positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est) et N-S (comptées positivement vers le Nord et négativement vers le Sud) des vecteurs de déplacement de chaque région de part et d'autre de l'axe de la dorsale. Déduisez-en les moyennes et convertissez-les en vitesses par an en tenant compte de l'échelle (2 cm sur la figure correspondent à 10 cm de déplacement) et du fait que le déplacement a été mesuré sur 5 ans. Présentez vos résultats sous forme d'un tableau construit sur le modèle suivant.

Déterminez alors le module et la direction par rapport au Nord (angle compté positivement dans le sens horaire) de la vitesse moyenne résultante (cm/an) de chaque plaque.

| Plaque occidentale (Amérique du Nord) | | | Plaque orientale (Europe) | | |
|---------------------------------------|-----|-----|---------------------------------------|-----|-----|
| Taille en mm de la composante | E-O | N-S | Taille en mm de la composante | E-O | N-S |
| V ₁ | | | V' ₁ | | |
| V ₂ | | | V' ₂ | | |
| – | | | – | | |
| V ₁₂ | | | V' ₁₂ | | |
| Taille moyenne en mm | | | Taille moyenne en mm | | |
| Vitesse moyenne d'écartement en cm/an | | | Vitesse moyenne d'écartement en cm/an | | |

Corrigé

| Plaque occidentale (Amérique du Nord) | | | Plaque orientale (Europe) | | |
|--|-----------------------------------|------------------------------------|---|--------------------------------------|-------------------------------------|
| Taille en mm de la composante | E-O | N-S | Taille en mm de la composante | E-O | N-S |
| V ₁ | 4,5 | -2,5 | V' ₁ | -17,5 | 0 |
| V ₂ | 3 | 8,5 | V' ₂ | -6,5 | 0 |
| V ₃ | 2,5 | 7 | V' ₃ | -14,5 | -4 |
| V ₄ | 7,5 | 5,5 | V' ₄ | -16 | -4,5 |
| V ₅ | 7,5 | 3 | V' ₅ | -10 | 0 |
| V ₆ | 11 | -1 | V' ₆ | -17,5 | -7 |
| V ₇ | 9 | -3 | V' ₇ | -13 | -11 |
| V ₈ | 5 | -4 | V' ₈ | -6 | -6,5 |
| V ₉ | 4 | 0 | V' ₉ | -4 | -7 |
| V ₁₀ | 13 | 3,5 | V' ₁₀ | -8,5 | -9,5 |
| V ₁₁ | 13 | 0 | V' ₁₁ | -7 | -7 |
| V ₁₂ | 2,5 | -2 | V' ₁₂ | -7 | -15 |
| Taille moyenne en mm | 6,88 | 1,29 | Taille moyenne en mm | -10,6 | -5,96 |
| Vitesse moyenne d'écartement en cm/an | $6,88 \cdot 5 / 10 \cdot 5 = 0,7$ | $1,29 \cdot 5 / 10 \cdot 5 = 0,13$ | Vitesse moyenne d'écartement en cm/an | $-10,6 \cdot 5 / 10 \cdot 5 = -1,06$ | $-5,96 \cdot 5 / 10 \cdot 5 = -0,6$ |
| Vecteur vitesse moyenne = 0,7 cm/an, N280° | | | Vecteur vitesse moyenne = -1,2 cm/an, N119° | | |

► Conclusion

Le taux d'expansion globale de **1,9 cm/an** traduit très clairement le comportement de **dorsale lente** de cette région (l'estimation de la cinématique finie selon le modèle NUVEL-1, § 3.2.2.c, est de 2 cm/an pour l'Atlantique Nord) et montre que, dès 1987, il n'y avait plus de conséquence cinématique de la crise tectono-volcanique de 1975-1984. Il est à noter par ailleurs que l'expansion n'est pas symétrique (le flanc Est de la dorsale se déplace plus vite que le flanc Ouest) et n'est pas toujours orthogonale à l'axe de la dorsale (cas du flanc Est appartenant à la plaque Europe).

b) Données de la sismotectonique

► Activité tectonique à l'axe de la dorsale

L'axe des dorsales est marqué par la présence de nombreuses failles normales signant une extension. Celles-ci sont particulièrement visibles en Islande puisqu'elles affleurent ([figure TP4.2](#)).

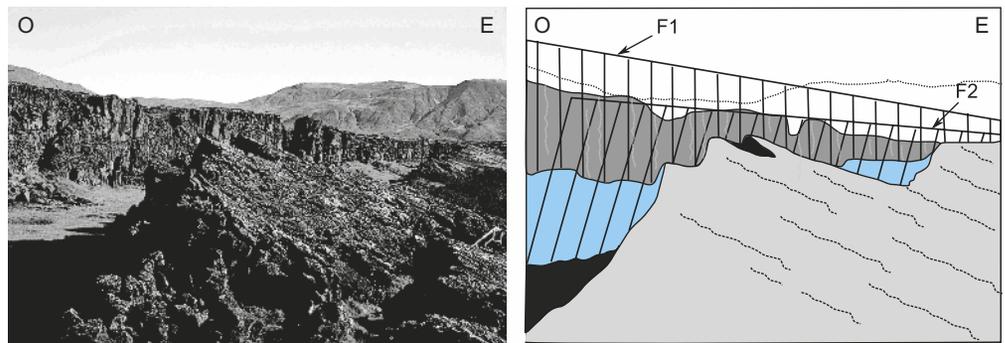


Figure TP4.2 Minigraben aux environs de Thingvellir (Islande) :
(a) photographie, (b) Interprétation.

Le compartiment central effondré (en bleu) est encadré par deux escarpements de failles normales, F1 et F2 ; le compartiment oriental est légèrement basculé vers l'est ; le débit en orgues des coulées basaltiques est repérable sur l'escarpement de la faille F1 (gris foncé).

Lorsqu'on compare une carte de répartition des épicentres des séismes répertoriés sur plusieurs années et une carte des fonds océaniques, on constate la parfaite superposition des axes de dorsales et des épicentres. De plus les mécanismes au foyer sont caractéristiques de failles normales. En effet, pour obtenir les vecteurs « glissement » à partir de la représentation en plan d'une sphère focale, on trace la perpendiculaire à la droite rejoignant les extrémités des arcs de cercle et on obtient le sens en allant du secteur en distension (soit en blanc) au secteur en compression (soit en noir). Appliquée au secteur N-E de l'Islande ([figure TP4.1a](#)), cette construction aboutit à dessiner 2 vecteurs divergents selon une direction E-O. Ceci confirme les données des mesures GPS. Quant à l'activité tectonique, elle s'observe jusqu'à quelques kilomètres au-delà de la zone sismiquement active, le long de grabens latéraux.

La carte de l'Islande nous montre par ailleurs que les sphères focales de failles normales sont accompagnées de sphères focales dénotant des décrochements ; quelle en est la raison ?

► Activité tectonique au niveau des failles transformantes

Étudions les mécanismes au foyer d'une portion de l'océan Indien ([carte de l'Océan Indien, cahier couleur p. 22, secteur N-O, figure TP4.4a](#)), à l'entrée du golfe d'Aden (entre 44° et 70° de longitude Est, entre l'équateur et 20° de latitude Nord), dans la zone de contact de 3 plaques, les plaques arabique, indienne et somalienne (ou africaine) ([figure TP4.3](#)).

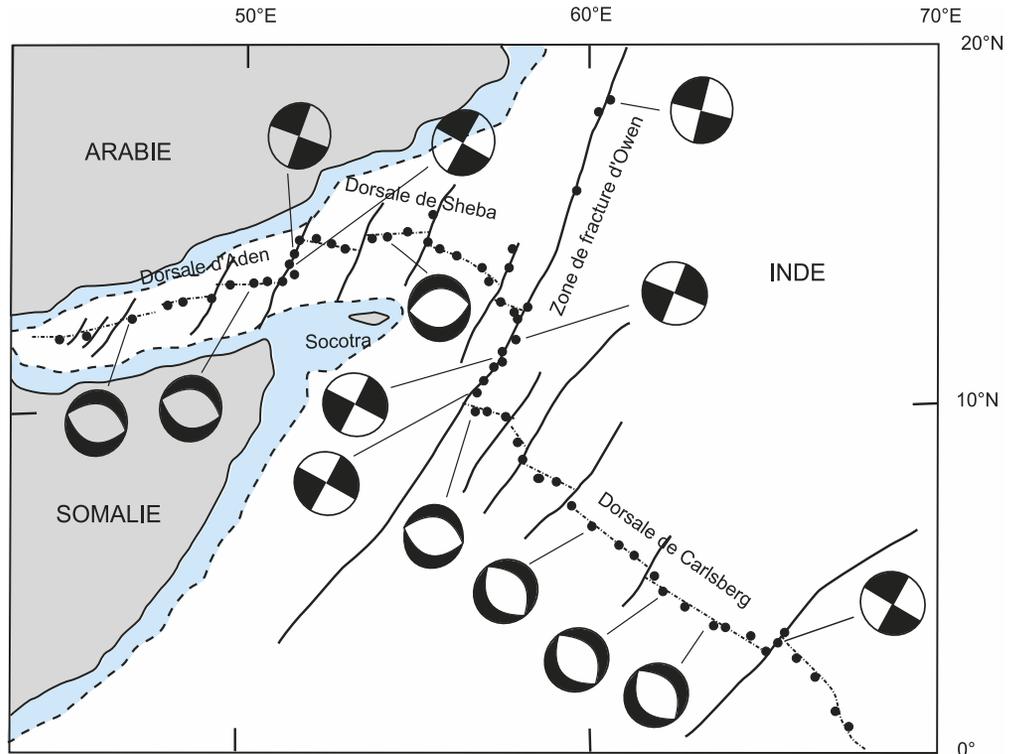


Figure TP4.3 Distribution des épïcêtres des séismes et mécanismes au foyer dans la partie nord-occidentale de l'océan Indien.

Les régions continentales émergées sont en gris ; la limite de la base du talus continental est figurée par un trait discontinu. L'axe des dorsales est indiqué par un trait pointillé, les principales failles transformantes par un trait gras. Les points noirs matérialisent les épïcêtres des séismes.

L'interprétation des mécanismes au foyer des failles normales permet de conclure à une expansion N-E/S-O au niveau de la dorsale de Carlsberg, sensiblement N/S au niveau de la dorsale de Sheba et N-NE/S-SO pour la dorsale d'Aden.

Qu'en est-il en revanche des mouvements au niveau de la zone de fracture d'Owen qui est une faille transformante majeure ? La première chose à noter est la distribution fort singulière des séismes, localisés principalement dans la zone de décalage de l'axe de la dorsale (branche active) alors que la branche Sud est non active (branche morte) et la branche Nord peu active. Le décalage de l'axe de la dorsale de près de 350 km suggère par ailleurs un mouvement décrochant dextre. Or les mécanismes au foyer dénotent tout le contraire à savoir un **mouvement décrochant sénestre** (l'indétermination de 90° en ce qui concerne l'orientation du plan de faille – N-NE/S-SO ou O-NO/E-SE ici – est facile à lever dans ce cas puisque l'analyse précédente des failles normales nous amène à conclure à un mouvement divergent essentiellement N/S des plaques en présence). Comment concilier alors ces deux points, sismicité limitée au segment central de la faille et décrochement sénestre ? En considérant que les deux blocs en mouvement ne sont pas en fait bloc Est et bloc Ouest mais bloc Nord et bloc Sud. Le mouvement de la plaque indienne est dirigé vers le N-NE au niveau du segment actif alors que celui de la plaque somalienne est dirigé vers le S-SO.

Mais pourquoi dans ce cas les quelques séismes de la branche Nord relèvent-ils d'un décrochement dextre ? L'hypothèse la plus simple qu'il est possible d'avancer ici est que la plaque arabique migrerait plus vite vers le nord que la plaque indienne ce qui générerait localement des frictions en cisaillement dextre.

De même la faille transformante au N-O de l'île de Socotra, qui relie dorsale d'Aden et dorsale de Sheba, est à interpréter comme un décrochement local dextre lié à la divergence des plaques arabique et somalienne. Enfin l'accroissement d'Ouest en Est de la dimension des segments actifs des failles transformantes majeures est à mettre en relation avec la position au Nord de la Libye du pôle de rotation entre plaques somalienne et arabique. L'accommodation des différences de vitesses linéaires est ainsi la plus grande pour la faille transformante la plus éloignée du pôle eulérien de rotation, la faille d'Owen ici.

Les failles transformantes sont en définitive les zones des dorsales les plus marquées par l'activité sismique en raison de l'**amplitude des mouvements décrochants**. Il en résulte des dépressions bathymétriques spectaculaires (§ 4.2.2).

Voir chapitre 3,
§ 3.2.3b

4.1.2 Indicateurs indirects des mouvements des plaques au niveau d'une dorsale : la cinématique finie

Y a-t-il correspondance entre les mouvements instantanés et les mouvements établis sur une échelle de temps de plusieurs millions d'années.

Voir « cinématique
finie » chapitre 3,
§ 3.2.1b

a) Utilisation de l'âge des basaltes : exemple de l'Islande

L'exemple de l'Islande est singulier puisque l'axe de la dorsale affleure dans cette région en raison de la conjonction entre expansion océanique et activité d'un panache mantellique. Du coup, il est possible de dater les basaltes à partir de leur contenu en éléments radioactifs d'autant qu'ils ont été pour la majorité d'entre eux épargnés par l'activité hydrothermale et sont demeurés en système fermé. La carte de la [figure TP4.1a](#) nous apprend que, dans la branche Nord de la dorsale, les formations basaltiques depuis 3,1 Ma jusqu'à l'actuel forment une bande d'environ 115 km de large ce qui correspond à un taux moyen d'expansion de **3,7 cm/an** sur les **3 derniers millions d'années**. Cette évaluation suggère qu'il y aurait eu ralentissement notable depuis 3 Ma de la divergence puisque les données GPS sur le mouvement actuel sont deux fois plus faibles. Mais il faut garder à l'esprit qu'il s'agit ici d'une carte de coulées et non de dykes (filons verticaux), ce qui signifie qu'on est certainement en présence d'étalements horizontaux qui ne sont pas représentatifs du vrai taux d'expansion. De plus, l'activité de point chaud a pu elle-même varier au cours du temps.

b) Utilisation des anomalies magnétiques enregistrées par les basaltes océaniques : exemple de la branche S-E de la dorsale indienne

La datation des basaltes du plancher océanique est réalisée dans ce cas de manière indirecte par relevés des anomalies magnétiques. Les profils obtenus sont comparés aux événements du calendrier magnétostratigraphique, ce qui permet de leur attribuer un âge. La symétrie des anomalies magnétiques par rapport à l'axe de la dorsale a été interprétée à partir de 1968 par le fonctionnement axifuge, en double « tapis roulant », du plancher océanique (formé à l'axe de la dorsale, il s'en éloigne petit à petit). Mais cette divergence est-elle symétrique ou non, régulière au cours du temps ou non ? L'Islande nous a déjà permis de répondre en partie à cette question mais il s'agissait d'une situation un peu particulière ; qu'en est-il pour des dorsales « traditionnelles » ?

Analysons la répartition des anomalies magnétiques de part et d'autre de la dorsale S-E de l'océan Indien, selon un tracé N/S (secteur autour de 50 °S et compris entre 130 °E et 140 °E – ([carte de l'Océan Indien, secteur S-E, figure TP4.4b, cahier couleur p. 23](#)), et calculons les vitesses ou taux d'expansion de la dorsale.

Il est nécessaire pour cela d'évaluer la distance de part et d'autre de l'axe en tenant compte non seulement de l'échelle de la carte mais aussi du mode de projection utilisé (projection de Mercator ici) qui ne conserve pas les distances dont celles en latitude (le tracé N/S nous dispense dans ce cas de corrections en longitudes).

Voir chapitre 3,
§ 3.2.1b

Voir chapitre 3,
encart 3.6

Calcul des vitesses d'expansion océanique

Les latitudes en degrés d'un certain nombre d'anomalies magnétiques identifiées par leur numéro et leur âge sur le document (figure TP4.4b, cahier couleur p. 23) ont été relevées selon un tracé N/S et consignées dans le tableau suivant.

| | | | | | | | | | | |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| N° anomalie Flanc N | 20 | 13 | 11 | 7 | 6 | 5' | 5 | 3 | 1 | 0 |
| Âge en Ma | 43,78 | 33,06 | 29,4 | 25,18 | 20,13 | 16,01 | 10,95 | 5,89 | 0,78 | 0 |
| Degré de latitude S | 37,80 | 39,47 | 40,51 | 42,27 | 43,84 | 45,10 | 46,61 | 48,34 | 49,77 | 50,03 |

| | | | | | | | | | | |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| N° anomalie flanc S | 0 | 1 | 3 | 5 | 5' | 6 | 7 | 11 | 13 | 20 |
| Âge en Ma | 0 | 0,78 | 5,89 | 10,95 | 16,01 | 20,13 | 25,18 | 29,4 | 33,06 | 43,78 |
| Degré de latitude S | 50,03 | 50,15 | 52,03 | 53,36 | 54,65 | 55,57 | 56,81 | 58,00 | 59,06 | 61,08 |

1. Calculez dans un premier temps la distance entre anomalies de même âge et la vitesse moyenne d'expansion globale (V_{mg} en cm/an) sachant qu'un degré de latitude correspond à une distance de 111 km environ. Reproduisez pour ce faire le tableau 1 pour y reporter vos résultats.

TABLEAU 1

| | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|-------|-----|-----|-------|-----|-----|-----|
| Couple d'anomalies | 20/20 | 13/13 | 11/11 | 7/5 | 6/6 | 5'/5' | 5/5 | 3/3 | 1/1 |
| Écartement en degrés | | | | | | | | | |
| Écartement en km | | | | | | | | | |
| V_{mg} en cm/an | | | | | | | | | |

2. De manière à savoir si l'expansion a été régulière au cours du temps, évaluez à présent cette même vitesse moyenne d'expansion globale (V'_{mg}) pour les périodes séparant les couples d'anomalies suivants : 20/13, 11/6, 6/5, 5/0 (axe de la ride). Présentez vos résultats sous la forme du tableau 2.

TABLEAU 2

| | | | | | | | | |
|-------------------------------------|-------|--|------|--|-----|--|-----|--|
| Couple d'anomalies | 20/13 | | 11/6 | | 6/5 | | 5/0 | |
| Largeur en ° et en km de la bande N | | | | | | | | |
| Largeur en ° et en km de la bande S | | | | | | | | |
| Largeur totale en ° et en km | | | | | | | | |
| Différence d'âge en Ma | | | | | | | | |
| V'_{mg} en cm/an | | | | | | | | |
| V'_m bande N en cm/an | | | | | | | | |
| V'_m bande S en cm/an | | | | | | | | |

Calcul des vitesses d'expansion océanique (suite)

3. Puis, afin de déterminer si l'expansion a été symétrique ou non, comparez, pour un même intervalle de temps (reprendre les couples précédents), la vitesse moyenne d'expansion (V'_m) des flancs Nord et Sud de la dorsale (demi-taux d'ouverture – voir tableau 2).
4. Concluez à partir de là sur l'évolution spatio-temporelle de l'expansion océanique dans ce secteur en tenant compte du contexte géodynamique plus global des plaques en jeu.

Corrigé

| | | | | | | | | | |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| Couple d'anomalies | 20/20 | 13/13 | 11/11 | 7/7 | 6/6 | 5/5' | 5/5 | 3/3 | 1/1 |
| Écartement en ° | 23,29 | 19,59 | 17,49 | 14,54 | 11,73 | 9,55 | 6,75 | 3,69 | 0,38 |
| Écartement en km | 2 585 | 2 174 | 1 941 | 1 614 | 1 302 | 1 060 | 749 | 410 | 42 |
| V'_{mg} en cm/an | 5,9 | 6,6 | 6,6 | 6,4 | 6,5 | 6,6 | 6,8 | 6,9 | 5,4 |

| Couple d'anomalies | 20 – 13 | | 11 – 6 | | 6 – 5 | | 5 – 0 | |
|-------------------------------------|---------|-----|--------|-----|-------|-----|-------|-----|
| Largeur en ° et en km de la bande N | 1,67 | 185 | 3,33 | 370 | 2,77 | 307 | 3,42 | 380 |
| Largeur en ° et en km de la bande S | 2,02 | 224 | 2,43 | 270 | 2,21 | 245 | 3,33 | 370 |
| Largeur totale en ° et en km | 3,69 | 409 | 5,76 | 640 | 4,98 | 552 | 6,75 | 750 |
| Différence d'âge en Ma | 10,72 | | 9,27 | | 9,18 | | 10,95 | |
| V'_{mg} en cm/an | 3,8 | | 6,9 | | 6,0 | | 6,8 | |
| V'_m bande N en cm/an | 1,7 | | 4,0 | | 3,3 | | 3,45 | |
| V'_m bande S en cm/an | 2,1 | | 2,9 | | 2,7 | | 3,35 | |

Conclusion

Les calculs précédents montrent que, après une phase initiale relativement lente, l'expansion s'est stabilisée à un taux global de 6 à 7 cm/an, ce qui est en accord avec l'indication portée sur la carte (la réduction apparente du taux pour la période la plus récente – anomalie magnétique n° 1 – tient en fait à l'imprécision du relevé sur la carte). Dans le détail, on constate toutefois que la vitesse d'expansion du flanc Nord de la dorsale a toujours été supérieure à celle du flanc Sud même si cette différence devient minime sur la période récente (les 5 derniers Ma). On pourrait avancer comme hypothèse explicative que le flanc Nord appartenant à la plaque indo-australienne est tracté par la subduction de cette plaque au niveau de l'Indonésie alors que le flanc Sud qui appartient à la plaque Antarctique n'est pas soumis à traction en raison de l'absence de subduction au niveau de la marge correspondante (marge passive). Le ralentissement récent de la traction du flanc Nord pourrait correspondre au début d'engagement du continent australien dans le plan de subduction indonésien.

➤ Généralisation : la diversité des zones de divergence océanique

Il est possible de classer les dorsales ou les portions de dorsales en fonction de leur taux d'expansion totale établi à partir des indicateurs étudiés précédemment (lentes pour un taux d'ouverture inférieur à 5 cm/an, intermédiaires pour un taux d'ouverture compris entre 5 et 9 cm/an, rapides pour un taux supérieur à 9 cm/an).

Voir chapitre 3, tableau 3.2

D'autre part, pour une même dorsale, ce taux d'ouverture diminue en s'approchant du pôle eulérien de rotation des deux plaques en jeu. Ce taux peut également varier au cours du temps ([exercice TP4.2](#)) et les demi-taux d'ouverture peuvent être différents pour chaque flanc de la dorsale. C'est le cas de la dorsale Indo-Australienne et de la dorsale Est-Pacifique avec un demi-taux de 6,7 cm/an à l'Est et de 9,9 cm/an à l'Ouest (là encore il est possible de corrélérer cette disparité avec les dynamiques propres de chaque frontière en subduction, péruvienne et japonaise respectivement).

4.2 MORPHOLOGIES DES DORSALES : DES RELIEFS THERMIQUES

4.2.1 Morphologie transversale des dorsales

a) Analyse de la bathymétrie des dorsales

De nombreux profils bathymétriques des dorsales ont été établis à partir de relevés au moyen de sondeurs acoustiques équipant les navires océanographiques ([figure TP4.5](#)).

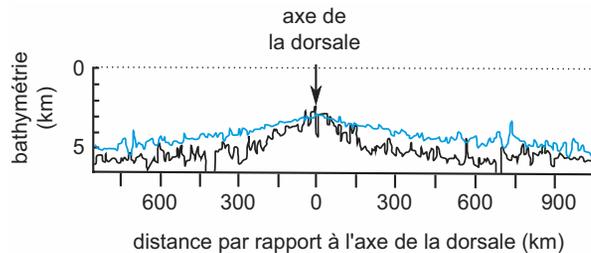


Figure TP4.5 Profils bathymétriques simplifiés d'une dorsale lente et d'une dorsale rapide.

En bleu : profil d'une dorsale rapide (dorsale Pacifique) ;
en noir : profil d'une dorsale lente (dorsale Atlantique à 20 °N).

Comparons les profils de la [figure TP4.5](#) et les deux cartes bathymétriques qui leur correspondent ([figure TP4.6](#) et [TP4.7](#), [cahier couleur p. 24](#)). Les deux dorsales présentent une morphologie symétrique de part et d'autre de leur axe ; ce sont des reliefs sous-marins d'environ 2 500 m de haut par rapport aux plaines abyssales qui les encadrent, elles-mêmes à environ 5 000 m de profondeur. Mais, dans le détail, nombre de points les différencient.

- Dans le cas d'une dorsale lente (Atlantique), les flancs sont très accidentés, ces accidents étant parallèles à l'axe de la dorsale (il s'agit tout simplement de l'expression bathymétrique des failles normales). Leur pente moyenne est forte près de l'axe et presque nulle à environ 300 - 400 km de ce dernier (ce qui donne une largeur à la base de la dorsale de 600 à 800 km). Un fossé important occupe l'axe de la dorsale : c'est le **rift** ou **vallée axiale**, large de 10 à 20 km, et délimité par des gradins de 1 à 2 km de hauteur.
- Dans le cas d'une dorsale rapide (Est-Pacifique), les flancs sont peu accidentés (on retrouve toutefois les alignements de reliefs générés par les failles normales) et leur pente est assez douce mais le bombement d'ensemble est beaucoup plus marqué que celui d'une dorsale lente ; la largeur à la base est d'ailleurs bien plus conséquente (2 500 à 3 000 km séparent les isobathes -5 000 m de chaque flanc). La région axiale forme un **dôme** d'environ 10-15 km de large qui ne présente quasiment pas de fossé profond (50 à 250 m de profondeur tout au plus pour 1 à 2 km de largeur).
- Quant aux dorsales dites intermédiaires, elles possèdent un **plateau axial** élevé comportant une vallée.

Ces traits sont néanmoins suffisamment semblables pour relever d'une cause majeure commune ; laquelle ?

Voir chapitre 3,
figure 3.23

Voir chapitre 3,
figure 3.22

b) Interprétation de la bathymétrie : la subsidence thermique de la lithosphère océanique

► Relation entre reliefs et flux géothermiques

Revenons au cas de l'Islande qui est le premier pays européen exportateur de bananes ! Pourquoi ? Parce que les producteurs disposent de serres chauffées par géothermie. Depuis 1960, le chauffage de 85 % des habitations de toute l'île est assuré lui aussi par géothermie. Plusieurs régions de l'île connaissent des manifestations hydrothermales (figure TP4.8) : « piscines naturelles » très chaudes (jusqu'à plus de 80 °C), geysers, solfataras, fumerolles. Plus de 270 zones thermales ont été dénombrées, en particulier dans les basaltes tertiaires (figure TP4.1).



Figure TP4.8 Fumerolles à Hveravellir (Islande).

Toutes ces observations traduisent un flux géothermique très élevé en surface, de l'ordre de 150 à 250 mW/m², ce qui correspond à un gradient géothermique de 60 à 100 °C par km. Ceci mis en relation avec le fait que l'Islande est une dorsale émergée permet d'avancer l'hypothèse d'un relief thermique, l'apport exceptionnel de chaleur dans ce secteur à l'aplomb d'un panache mantellique étant responsable de la dilatation des matériaux mantelliques et crustaux. Mais ce cas particulier est-il généralisable à toutes les dorsales ? Retrouve-t-on partout des anomalies thermiques positives et peut-on par la modélisation rendre compte des reliefs observés ?

Pour répondre à ces questions, il nous faut examiner tout d'abord la distribution du flux géothermique à l'échelle mondiale (figure TP4.9).

La première observation révèle immédiatement le fait que les dorsales sont les lieux du globe où la dissipation de chaleur est la plus importante. Et un examen un peu plus attentif permet de distinguer aisément les dorsales lentes marquées par un flux géothermique relativement modeste (de 100 à 200 mW/m² pour la portion Nord de la dorsale Atlantique, ce qui est néanmoins supérieur à la moyenne de 70 mW/m², océans et continents confondus) des dorsales rapides (portion centrale de la dorsale Pacifique) où le flux mesuré est de 200 à 400 mW/m². De même la bande de part et d'autre de l'axe des dorsales où le flux est nettement supérieur à la moyenne terrestre (supérieur à 100 mW/m² par exemple) est plus large dans le cas des dorsales rapides que des dorsales lentes ce qui est à mettre en relation avec l'ampleur du bombement topographique évoqué précédemment (§ 4.2a).

Il apparaît donc tout à fait fondé de considérer que la morphologie transversale des dorsales est la traduction d'un phénomène de dilatation thermique à l'axe et de contraction thermique des flancs par refroidissement au fur et à mesure de leur éloignement et de leur vieillissement, ce qu'on appelle une **subsidence thermique** ou **thermosubsidence**.

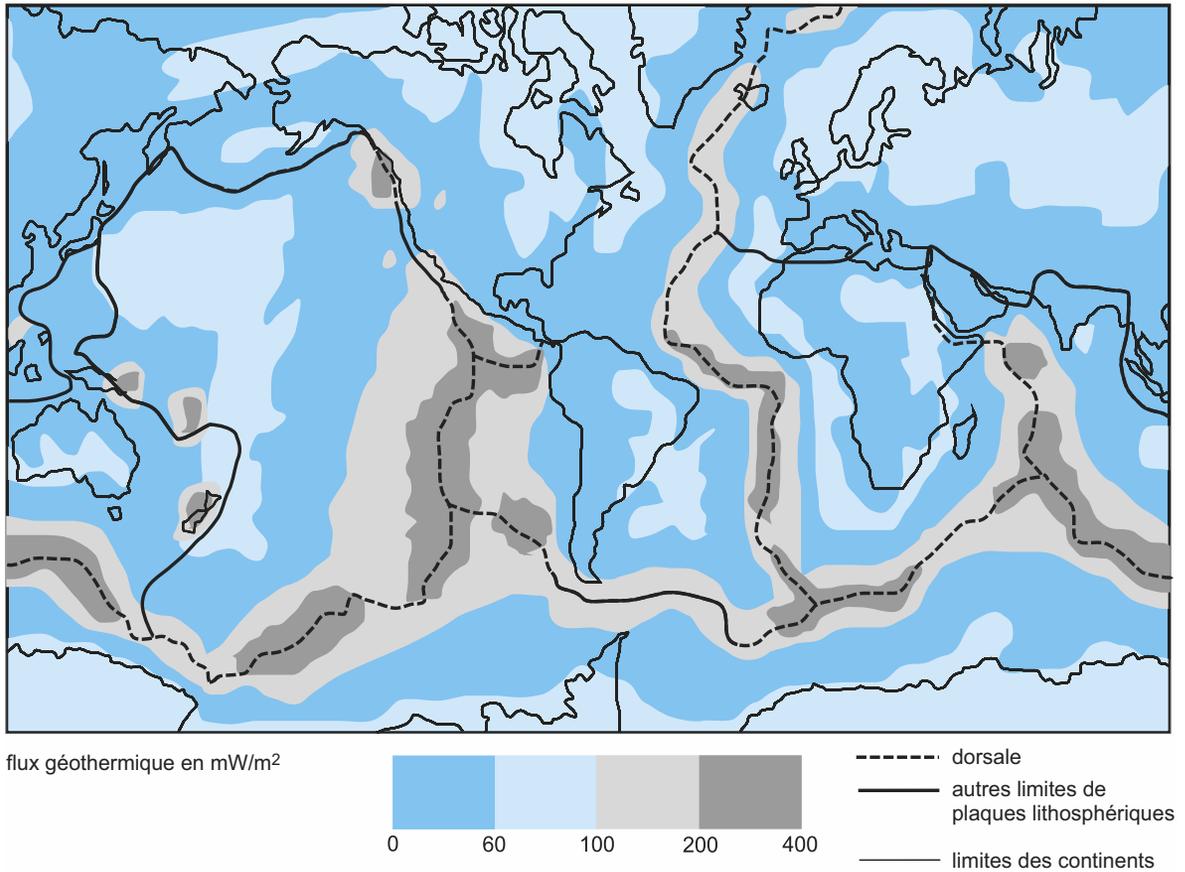


Figure TP4.9 Flux géothermique en mW/m² à l'échelle du globe.

► Application du modèle d'équilibre isostatique de Pratt

Voir chapitre 3, § 3.1.2b

Voir chapitre 3, § 3.2.2a

Voir chapitre 3, figure 3.10

Voir chapitre 3, § 3.1.2a

Un moyen de tester cette interprétation d'un processus touchant un objet inaccessible à l'expérimentation est de la modéliser pour en déterminer la pertinence. Le modèle isostatique de Pratt apparaît comme le plus approprié ici si ce n'est qu'il faut prendre en compte, en sus de l'évolution de la bathymétrie du plancher océanique, l'évolution en profondeur de la limite lithosphère – asthénosphère qui coïncide avec le début de la zone à faible vitesse ou ZFV et correspond approximativement à l'isotherme 1 350 °C. Cette profondeur déduite des études sismiques et gravimétriques évolue de quelques kilomètres à l'axe de la dorsale à près de 100 km dans les régions les plus éloignées et les plus âgées soit au niveau des bassins océaniques. La raison avancée est toujours la même : le refroidissement de la lithosphère (par conduction thermique entre un toit, l'eau de mer à 0 °C, et une base, l'asthénosphère à 1 350 °C) qui s'éloigne de l'axe et l'enfoncement corrélatif de l'isotherme 1 350 °C qui amène des portions asthénosphériques de plus en plus profondes à devenir éléments d'une lithosphère toujours plus épaisse (figure TP4.10).

Pour tester cette interprétation, partons du principe que la lithosphère océanique est globalement à l'équilibre isostatique (hypothèse vérifiée par le fait que les anomalies à l'air libre sont de faible amplitude à l'axe des dorsales) et considérons deux colonnes de 100 km de hauteur (figure TP4.10), l'une de référence à l'axe de la dorsale (2,5 km d'eau, 5 km de croûte océanique et 92,5 km d'asthénosphère), l'autre sur le flanc (2,5 + z¹) km d'eau, 5 km de croûte

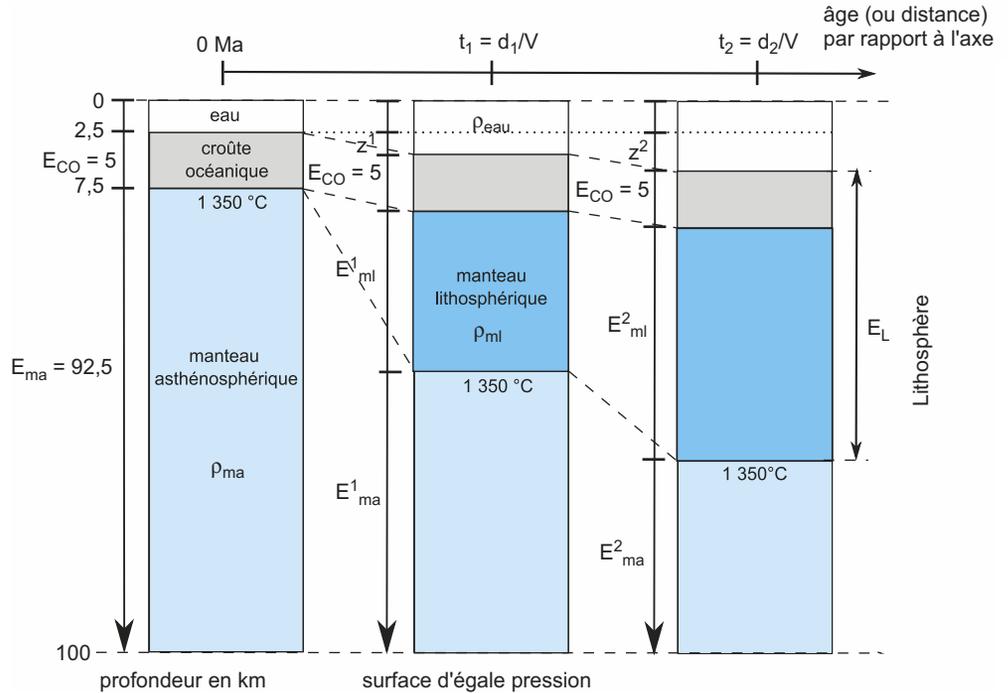


Figure TP4.10 Modèle pour calculer la subsidence thermique du plancher océanique.

océanique, E_{ml}^1 km de manteau lithosphérique et E_{ma}^1 km de manteau asthénosphérique. On admet ici que la croûte océanique est d'épaisseur constante une fois formée à l'axe de la dorsale ce qui signifie que l'on néglige sa contraction thermique.

L'expression de l'égalité des pressions à la base de ces 2 colonnes (surface d'égale pression située à -100 km) conduit à la relation suivante (sachant qu'il est possible dès le départ de simplifier par g tous les calculs d'isostasie) :

$$2,5 \cdot \rho_{eau} + 5 \cdot \rho_{co} + 92,5 \cdot \rho_{ma} = 2,5 \cdot \rho_{eau} + z^1 \cdot \rho_{eau} + 5 \cdot \rho_{co} + E_{ml}^1 \cdot \rho_{ml} + E_{ma}^1 \cdot \rho_{ma} \quad (TP4.1)$$

En utilisant l'expression de $E_{ma}^1 = 100 - 2,5 - z^1 - 5 - E_{ml}^1 = 92,5 - z^1 - E_{ml}^1$ et en éliminant tous les termes communs, on aboutit à la relation suivante de la subsidence thermique au stade 1 :

$$z^1 = E_{ml}^1 \cdot (\rho_{ml} - \rho_{ma}) / (\rho_{ma} - \rho_{eau}) \quad (TP4.2)$$

Cette équation est applicable à toute colonne plus ou moins éloignée de l'axe de la dorsale à condition de connaître l'évolution de l'épaisseur de la lithosphère E_L . Il a été montré que celle-ci augmente selon une loi du type $E_L = 9,5 \sqrt{t}$ avec E_L en km et t en millions d'années. Nous ferons dans ce qui suit l'approximation entre E_L et E_{ml}^1 (l'épaisseur de la croûte devient vite négligeable dans l'épaisseur totale E_L de la lithosphère) ce qui conduit à l'écriture suivante de la relation (TP4.2) :

$$z^1 = 9,5 \sqrt{t} \cdot (\rho_{ml} - \rho_{ma}) / (\rho_{ma} - \rho_{eau}) \quad (TP4.3)$$

La résolution numérique de cette équation suppose de contraindre au mieux les masses volumiques en raison de l'extrême sensibilité des résultats au terme $(\rho_{ml} - \rho_{ma})$. Il faut donc évaluer la masse volumique des manteaux lithosphérique et asthénosphérique en tenant compte de l'estimation la plus vraisemblable de leur température moyenne. Pour l'asthénosphère, la température T_{ma} sera prise égale à 1350 °C (température considérée comme relativement constante dans chaque colonne en raison du caractère convectif et donc du bon brassage de l'asthénosphère qui permet de retenir un très faible gradient géothermique, le gradient

Voir chapitre 3, § 3.1.3d

adiabatique de 0,3 °C/km, soit des écarts de températures modestes entre colonnes) ; pour le manteau lithosphérique, la température T_{ml} sera considérée égale à 675 °C (température moyenne entre 0 °C au sommet et 1 350 °C à la base). La masse volumique correspondante est déduite alors de la relation :

$$\rho_T = \rho_0 \cdot (1 - \alpha \cdot T) \quad (\text{TP4.4})$$

avec ρ_0 la masse volumique de la péridotite à 0 °C et α le coefficient de dilatation thermique de cette même péridotite.

EXERCICE TP4.3

Calcul de subsidence

1. À partir de la relation (TP4.4), calculez les masses volumiques du manteau lithosphérique et du manteau asthénosphérique (retenir deux chiffres significatifs après la virgule), sachant que $\rho_0 = 3,35 \text{ kg/dm}^3$ et $\alpha = 3,28 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.
2. Procédez alors à un calcul itératif (pas de 10 Ma puis de 20 Ma – voir tableau ci-dessous) en utilisant la relation (TP4.3). Reportez vos résultats sous forme de profondeur totale $(2,5 + z^i)$ km dans le tableau suivant et comparez-les aux données bathymétriques.
3. Convertissez les âges du plancher océanique en distance par rapport à l'axe de la dorsale en considérant que le taux de demi-expansion est de l'ordre de 1,5 cm/an.
4. Reportez éventuellement sur un graphe les deux séries de données bathymétriques et concluez quant à la limite temporelle de validité de ce modèle de subsidence.

| | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Profondeur calculée $(2,5 + z^i)$ en km | | | | | | | | | | | |
| Profondeur mesurée (km) | 2,50 | 3,39 | 4,00 | 4,34 | 4,64 | 4,90 | 5,12 | 5,43 | 5,68 | 5,90 | 6,00 |
| Âge de la lithosphère (Ma) | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 80 | 100 | 120 | 140 |
| Distance en km par rapport à l'axe | | | | | | | | | | | |

Corrigé

| | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| Profondeur calculée $(2,5 + z^i)$ en km | 2,50 | 3,61 | 4,07 | 4,42 | 4,72 | 4,98 | 5,21 | 5,63 | 6,00 | 6,34 | 6,64 |
| Profondeur mesurée (km) | 2,50 | 3,39 | 4,00 | 4,34 | 4,64 | 4,90 | 5,12 | 5,43 | 5,68 | 5,92 | 6,00 |
| Âge de la lithosphère (Ma) | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 80 | 100 | 120 | 140 |
| Distance en km par rapport à l'axe | 0 | 150 | 300 | 450 | 600 | 750 | 900 | 1 200 | 1 500 | 1 800 | 2 100 |

➤ Conclusion

La concordance entre profil réel et profil calculé est bonne jusqu'à 60-80 Ma environ ; au-delà, le plancher océanique subside moins vite que ne le prévoit le modèle théorique. Nous pouvons donc retenir que la morphologie transversale des dorsales est d'origine thermique :

- à l'axe, le relief est dû à un apport plus ou moins important de matériel mantellique chaud donc dilaté ;
- sur les flancs, le refroidissement du matériel précédent conduit à sa contraction ce qui se traduit en surface par la subsidence du plancher océanique et en profondeur par l'épaississement graduel de la partie lithosphérique aux dépens de l'asthénosphère suite à l'enfoncement de l'isotherme 1 350 °C.

Un argument supplémentaire est le fait qu'il existe dans l'océan Indien (entre 10 et 20 °N, 90 et 100 °E soit au S-O de l'Indonésie) un secteur où les anomalies magnétiques sont distribuées de manière symétrique alors qu'il n'existe aucun relief associé ; ce sont les témoins d'une paléo-dorsale inactive depuis 43 Ma (Eocène).

Nous verrons dans le dernier paragraphe que le volume de magma émis à l'axe est lui-même en relation avec la vigueur des reliefs et donc de l'expansion.

Peut-on également retenir l'hypothèse d'une cause thermique pour les fluctuations du profil bathymétrique longitudinal ?

4.2.2 Morphologie longitudinale des dorsales

Revenons aux [Figures TP4.6 et TP4.7 du cahier couleur p. 24](#) et exploitons en parallèle la [figure TP4.11](#).

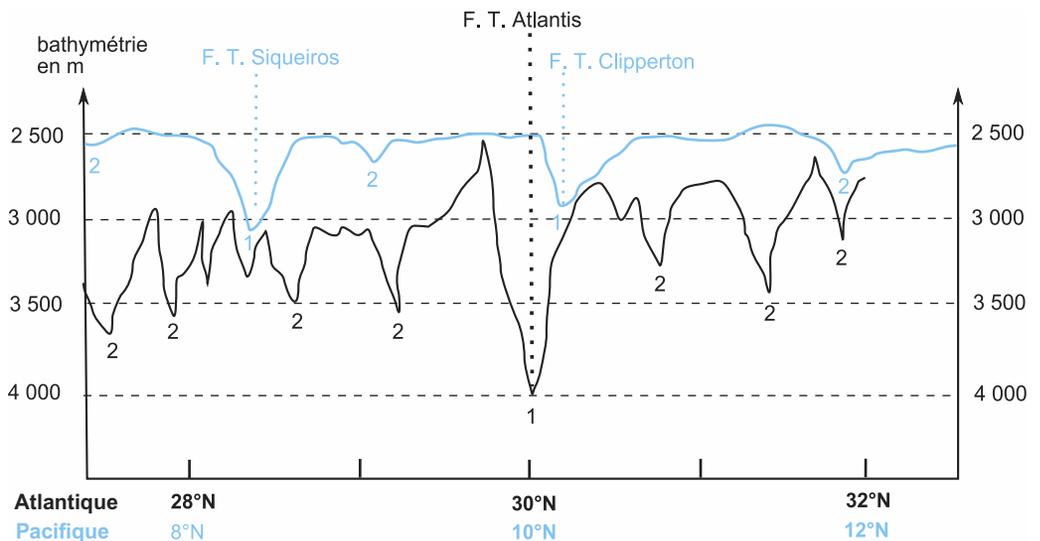


Figure TP4.11 Variations de la bathymétrie le long de l'axe des dorsales Pacifique et Atlantique.

Les deux secteurs retenus correspondent aux deux portions de dorsales de la page 24 du cahier couleur ; FT = faille transformante ; 1 et 2 = ordre des discontinuités.

On y observe une segmentation systématique, par des failles transformantes notamment, mais celle-ci n'a pas même fréquence et même amplitude selon le type de dorsale.

- Les discontinuités d'ordre 1 sont des frontières persistantes au cours du temps et au comportement rigide, qui décalent l'axe de la dorsale de 30 à plus de 100 km selon les cas. On les appelle **failles transformantes** ; la plupart sont héritées de l'épisode de rifting ; elles sont particulièrement nombreuses et de grande envergure au niveau des dorsales lentes. Leur espacement est compris entre 2 et 6° sur planisphère soit 200 à 600 km ; elles correspondent à des creux bathymétriques ou bassins nodaux de l'ordre de 500 à 1 000 m pour les dorsales rapides, de 1 000 à 2 000 m pour les dorsales lentes.
- Les discontinuités de second ordre sont des frontières instables (elles perdurent sur quelques millions d'années tout de même) qui n'ont pas toujours un comportement rigide. Elles décalent l'axe de la dorsale de moins de 30 km ; les segments formés font de 50 à 250 km de long. Pour les dorsales lentes, il y a un décalage fréquent, certes modeste mais net du rift ;

Voir chapitre 3,
§ 3.2.3a

Voir chapitre 3,
figure 3.24

pour les dorsales rapides, il y a en fait de temps à autre un décalage du bombement axial par débordement ou recouvrement de deux extrémités de dorsales qui se relaient ainsi latéralement (zones nommées *Overlapping Spreading Centers* ou *OSC* – [figure TP4.6 du cahier couleur p. 24](#) – secteur de coordonnées 104 °45 'O et 9 °N de la ride N-E Pacifique). Chaque discontinuité correspond à un creux bathymétrique, modeste pour les dorsales rapides, important pour les dorsales lentes ([figure TP4.11](#)).

Les segments de dorsales, de premier comme de second ordre, présentent en définitive à chaque fois un **dôme central** terminé à ses deux extrémités par des **bassins nodaux** plus ou moins profonds (jusqu'à 6 000 m).

Bilan : compte tenu de la démonstration que les reliefs des dorsales sont d'origine thermique, il est donc possible d'interpréter :

Voir chapitre 3,
figure 3.24

- les reliefs des failles transverses comme des juxtapositions de portions de lithosphères d'âges différents donc plus ou moins contractées par refroidissement ;
- les reliefs de second ordre comme des expressions d'activités magmatiques différentes ; dans le cas de la dorsale Atlantique ([figure TP4.6 cahier couleur p. 24](#)), les différences bathymétriques des segments de deuxième ordre s'accroissent au fur et à mesure de l'éloignement de l'axe, suggérant une disparité de l'activité magmatique, forte au centre des segments et faible à nulle aux extrémités. Nous verrons dans le dernier paragraphe en quoi la gravimétrie vient renforcer cette idée.

Abordons pour terminer quelques caractéristiques du magmatisme déduites des données de tomographie sismique (où se situe le point d'ancrage des sources de magma ?), de la sismique superficielle (est-il possible de repérer des chambres magmatiques ?), de la géochimie des laves émises (peut-on quantifier le taux de fusion de la roche-mère lherzolitique ?) et de la gravimétrie (comment se réalise l'alimentation magmatique à l'axe de la dorsale ?).

4.3 ACTIVITE MAGMATIQUE DES DORSALES

4.3.1 Localisation des sources mantelliques du magmatisme

Les résultats de tomographie sismique le long de la dorsale Atlantique par exemple ([figure TP4.12c](#)) montrent de grandes structures à fortes anomalies négatives entre 0 et 150 km de profondeur qui correspondent à des zones où les ondes sismiques sont ralenties par la présence de matériel mantellique plus chaud que la moyenne, matériel animé d'un mouvement convectif ascendant par conséquent. Il est possible d'en conclure à une alimentation assez « superficielle » du magmatisme de la dorsale, alimentation inégale d'ailleurs en fonction de la latitude (zone « froide » autour de 15 °N). Ce document souligne également la source mantellique profonde de l'Islande (700 km environ soit au niveau de la transition manteau supérieur - manteau inférieur) qui témoigne du caractère de point chaud de ce secteur.

Il existe par ailleurs une corrélation positive très nette entre l'état thermique de la portion superficielle de l'asthénosphère et la bathymétrie longitudinale de la dorsale ([figure TP4.12b](#)), les bombements coïncidant avec les régions les plus chaudes. La présence d'un point chaud à l'axe (Islande) ou près de l'axe de la dorsale (les Açores) est à l'origine de bombements supplémentaires qui conduisent à l'émersion exceptionnelle de la dorsale dans le premier cas.

Il en est de même au niveau de la dorsale Pacifique où les données de tomographie sismique indiquent là encore un faible enracinement du manteau anormalement chaud sous la dorsale ; au-delà de 400 km de profondeur à l'aplomb de l'axe, il ne semble plus y avoir de signature propre à la dorsale.

Remarque : Inversement, un point froid explique la présence d'une dépression particulièrement marquée de l'axe de la dorsale ; c'est le cas de la « discordance » Australo-Antarctique entre 120 °E et 130 °E, au sud de l'Australie.

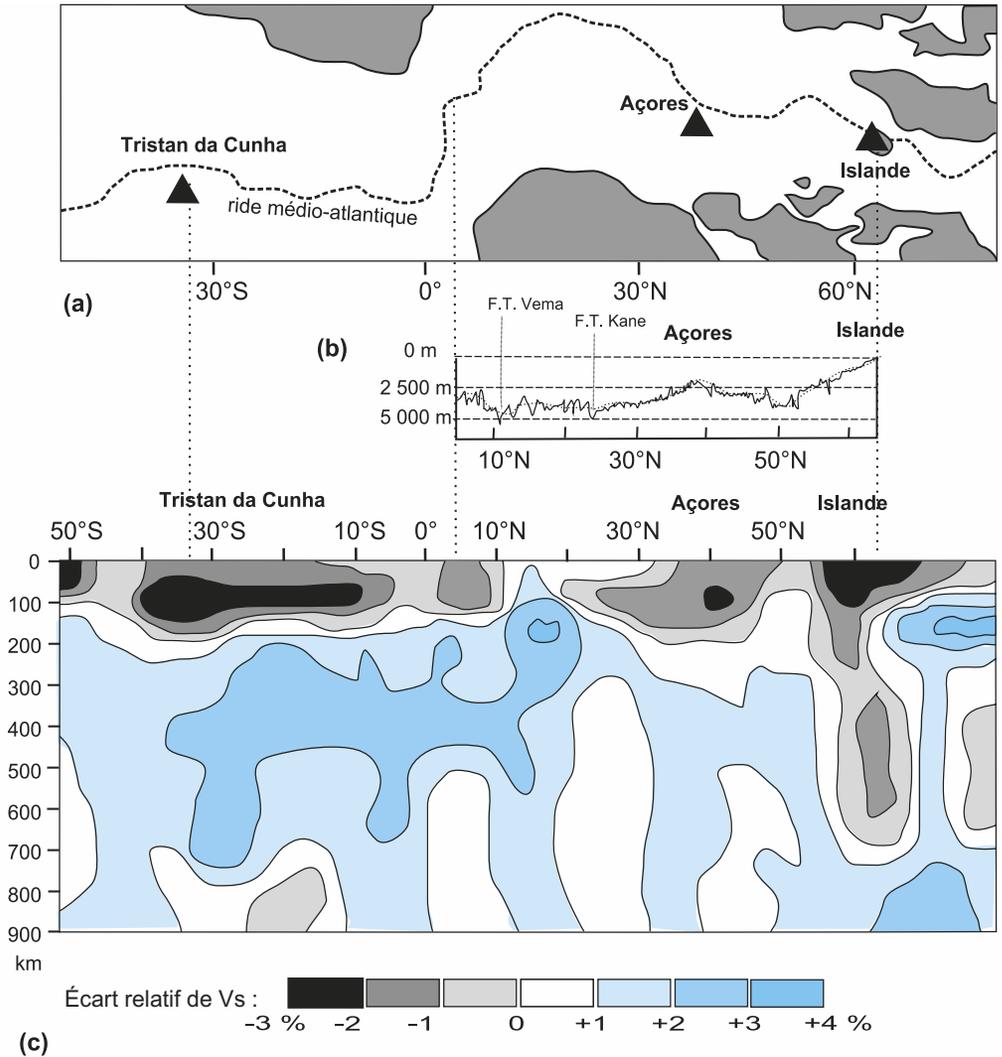


Figure TP4.12 Caractéristiques longitudinales de la dorsale Atlantique.

(a) situation générale ; (b) profil bathymétrique partiel entre 5°N et 65°N ; (c) données de la tomographie sismique.

4.3.2 Activité magmatique à l'axe des dorsales

a) Données sismiques sur les chambres magmatiques

L'étude sismique au niveau des dorsales rapides révèle l'existence d'une zone au sein de la croûte où les vitesses des ondes P sont très atténuées ; haute de 3 à 4 km, cette zone présente une largeur basale d'environ 4 km et une largeur sommitale d'un km tout au plus. À son sommet, les ondes S n'y sont pratiquement plus transmises ce qui suggère un état quasi liquide alors que pour le reste l'état serait quasi solide. De plus, le profil de sismique-réflexion enregistré au niveau de la dorsale Est-Pacifique (figure TP4.13) présente des réflecteurs nets. Ces données ont été interprétées en termes d'existence pérenne :

- d'une **chambre magmatique**, zone de bouillie cristalline contenant au mieux 10 à 20 % de liquide, alimentée depuis le manteau sous-jacent et siège de la cristallisation des minéraux à l'origine des gabbros ;

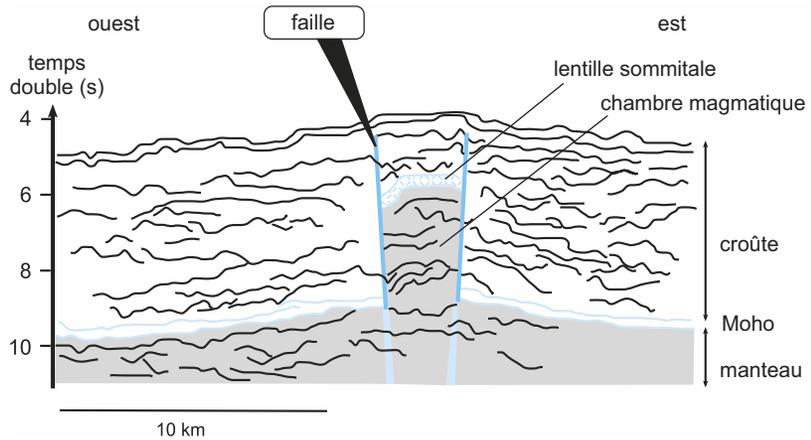


Figure TP4.13 Interprétation d'un profil de sismique-réflexion transversal à l'allongement de la dorsale Pacifique.

En gris : le manteau ; en trait fin bleu clair : le Moho ;
en trait gras bleu foncé : des failles.

- d'une lentille sommitale formée d'un résidu liquide dont l'évacuation épisodique serait responsable de la formation des basaltes en pillows et des filons de dolérites du plancher océanique.

Au contraire, les études sismiques faites sur les dorsales lentes, telle la dorsale Atlantique, ne montrent pas de réflecteur évident. Ceci est interprété comme le signe de l'absence de chambre magmatique permanente. Si des chambres magmatiques ont néanmoins été mises en évidence sous cette dorsale (comme en 2006 au Sud des Açores, à l'aplomb du volcan Lucky Strike), leur existence semble plus sporadique.

b) Estimation du taux de la fusion

Voir chapitre 4, § 4.2.3

Les basaltes (et gabbros) formés au niveau des dorsales sont de type MORB. Ils sont issus de la fusion partielle d'une roche-mère mantellique péridotitique de type « lherzolite » qui conduit à un magma et à une roche résiduelle (ici une péridotite de type « harzburgite »). Le liquide obtenu cristallise partiellement ou totalement selon le niveau où il s'injecte.

Il est possible d'évaluer le taux de fusion partielle à partir de la composition chimique des roches et ce de deux façons.

➤ Méthode 1 : Prise en compte de la concentration des éléments hygromagmaphiles

Voir chapitre 5, encart 5.2

Les éléments chimiques se répartissent différemment selon leurs caractéristiques physico-chimiques entre la roche-mère (phase solide) et le magma (phase liquide) au cours de la fusion partielle (tableau TP4.1). En particulier, les éléments hygromagmaphiles ou incompatibles (alcalins comme le potassium) passent majoritairement dans la phase liquide (figure TP4.14). Le coef-

TABLEAU TP4.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES BASALTES DE TYPE MORB, DES PERIDOTITES FERTILE (LHERZOLITE) ET RESIDUELLE (HARZBURGITE).

| % en masse d'oxydes | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | Autres (CaO, Na ₂ O) |
|------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|---------------------------------|
| Péridotite lherzolite | 45,1 | 3,0 | 9,0 | 38,7 | 0,1 | 4,1 |
| Péridotite harzburgite | 41,1 | 0,6 | 10,5 | 44,8 | 0,0 | 3,9 |
| Basalte MORB | 48,2 | 13,5 | 11,4 | 11,6 | 0,5 | 14,8 |

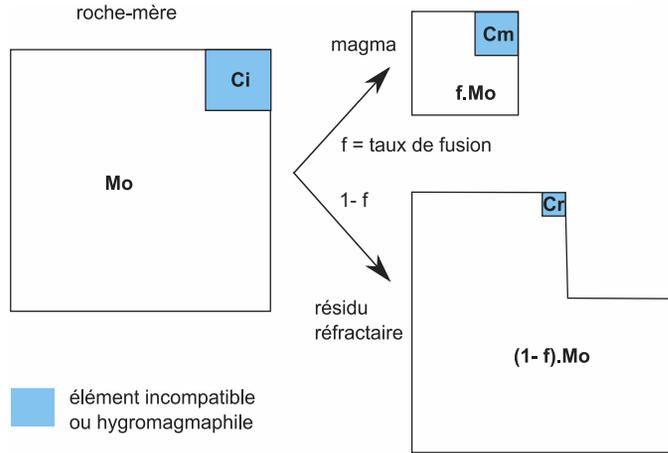


Figure TP4.14 Principe de calcul du taux de fusion à partir des concentrations massiques d'un élément hygromagmaphile.

coefficient de partage (noté D) exprime cette distribution lorsque coexistent phases liquide et solide ; il est défini par le rapport de la concentration massique (en %) d'un élément dans la phase solide (le résidu réfractaire ici) notée C_r à la concentration massique du même élément dans la phase liquide ou magma notée C_m ce qui conduit à $D = (C_r/C_m)$.

En considérant la conservation de masse au cours de la fusion à l'échelle d'une masse unitaire M_o et en introduisant f , le taux de fusion (la masse de liquide produit est égale à $f.M_o$ et la masse de résidu à $(1-f).M_o$), on peut écrire :

$$M_o.C_i = f.M_o.C_m + (1-f).M_o.C_r$$

avec C_i la concentration massique initiale de l'élément dans la roche mère. En simplifiant par M_o , il vient :

$$C_i = f.C_m + (1-f).C_r \tag{TP4.5}$$

soit en introduisant D ,

$$C_i = f.C_m + (1-f).D.C_m \tag{TP4.6}$$

Dans le cas particulier où D est très faible (cela correspond à $C_r \approx 0$ ce qui signifie que l'élément chimique passe intégralement dans la phase liquide au moment de la fusion, cas de la plupart des alcalins), la relation (TP4.6) se simplifie :

$$C_i = f.C_m \text{ d'où } f = (C_i/C_m).100 \tag{TP4.7}$$

si le taux de fusion f est exprimé en %.

► Méthode 2 : Méthode graphique dite « du levier »

Il est aussi possible d'évaluer le taux de fusion partielle grâce à une méthode graphique : la **méthode du levier** (figure TP4.15). Pour cela, il faut placer sur le graphique représentant la

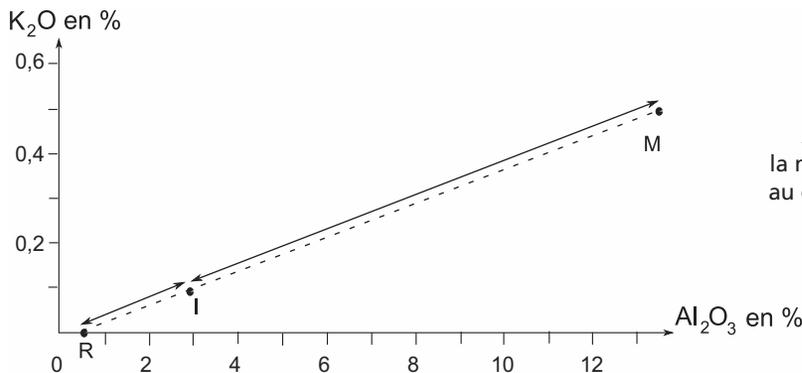


Figure TP4.15 Application de la méthode du levier au couple K_2O/Al_2O_3 .

teneur en oxyde de potassium en fonction de la teneur en oxyde d'aluminium les roches étudiées (R la roche résiduelle, I la roche mère et M le magma obtenu). Le point d'appui correspond à la composition initiale, celle de la roche-mère ; la proportion de magma f est donnée par le bras de levier opposé au point M et celle de résidu réfractaire par le bras opposé à R .

Le taux de fusion partielle f s'exprime donc par la relation :

$$f = 100 \cdot (\text{distance } R - I) / (\text{distance } R - I + \text{distance } I - M) \text{ en } \%$$

EXERCICE TP4.4

Estimation du taux de la fusion

1. Usage des éléments hygromagmaphiles

D'après le [tableau TP4.1](#), indiquez-le(s) élément(s) qui passe(nt) intégralement dans le liquide lors de la fusion (coefficient de partage D sensiblement nul). Calculez le taux de fusion f correspondant.

2. Usage de la méthode du levier

Calculez grâce à la méthode du levier le taux de fusion partielle. Vous utiliserez pour ce faire la [figure TP4.15](#).

Corrigés

Méthode 1. L'oxyde de potassium est absent de la péridotite harzburgite : le potassium est donc intégralement passé dans le magma à l'origine du basalte de type MORB. Dans ce cas, on peut appliquer la formule $f = 100 \cdot C_i / C_m$ avec C_i , la proportion d'oxyde de potassium dans la péridotite lherzolite et C_m , la proportion d'oxyde de potassium dans le basalte :

$$f = 100 \cdot (0,1/0,5) = 20 \%$$

Méthode 2. La mesure des segments RI et IM sur la [figure TP4.15](#) aboutit à $f = 19 \%$. Ce taux de fusion est très proche du résultat précédent.

Les détails relatifs à la genèse de magma et à son évolution (refroidissement et production de roches magmatiques plus ou moins différenciées) sont plus largement abordés dans les chapitres 4 et 5 consacrés au magmatisme.

c) Données gravimétriques : modalités d'alimentation en magma des dorsales

Il est possible d'approcher les structures de détail de l'alimentation magmatique des dorsales *via* les anomalies gravimétriques de Bouguer qui révèlent les variations de répartition des masses en profondeur, variations relevant à la fois de différences de densité du manteau et d'épaisseur de la croûte océanique. De manière à mieux approcher la disparité de masse au niveau du sommet du manteau, on calcule une anomalie de Bouguer particulière dite « anomalie de Bouguer réduite au manteau » ou MBA. Elle est évaluée comme une anomalie classique mais on y apporte des corrections supplémentaires tenant compte de l'effet gravitaire de la tranche d'eau réelle déduite de l'étude bathymétrique des fonds océaniques, de l'épaisseur supposée uniforme et égale à 6 km de la croûte océanique et de son degré de refroidissement qui détermine le choix des valeurs des masses volumiques. Ainsi, cette anomalie est à même de traduire directement la structure du manteau sous-jacent ; une anomalie négative est interprétée comme le signe de la présence d'un manteau moins dense car plus chaud (mais aussi d'une croûte plus épaisse) ; une anomalie positive est corrélable à un manteau plus froid donc plus dense (ou à une croûte plus mince).

Les dorsales rapides telle la dorsale Pacifique sont caractérisées par une anomalie de Bouguer réduite au manteau (« MBA ») négative et s'étalant suivant une forme elliptique étroite sur de grandes distances sous l'axe de la dorsale. Dans ce cas, la valeur négative est interprétée comme le signe de la présence d'un manteau peu dense sous la dorsale, donc très chaud et en partie liquide.

Les dorsales lentes comme la dorsale Atlantique présentent en revanche une segmentation des anomalies gravimétriques réduites au manteau qui se superpose à la segmentation tectonique des grandes failles transformantes (figure TP4.16). Elles apparaissent sous forme circulaire à l'**aplomb de chaque segment d'accrétion**, avec un centre négatif et une périphérie positive. La modélisation pour expliquer ces écarts impose de prendre en compte à parts égales la variation d'épaisseur de la croûte et la variation de densité du manteau. L'anomalie centrale négative tient à la présence d'une croûte épaisse et d'un manteau sous-jacent très chaud donc en partie liquide ; à l'inverse, l'anomalie périphérique positive matérialise la présence d'une croûte plus mince et d'un manteau plus froid donc peu producteur de magma. L'alimentation magmatique serait en conséquence discontinue, localisée au centre de chaque segment d'accrétion avec comme résultante le bombement central des segments d'ordre 1 et d'ordre 2, les extrémités des segments comme les bassins nodaux n'étant pratiquement pas alimentés pour leur part en magma. La croûte océanique serait ainsi d'épaisseur fort variable, forte à la verticale des centres d'accrétion, faible voire nulle à l'extrémité de ces segments où l'absence d'injection de magma et la divergence expliqueraient la mise à nu du manteau non fondu (serpentinites).

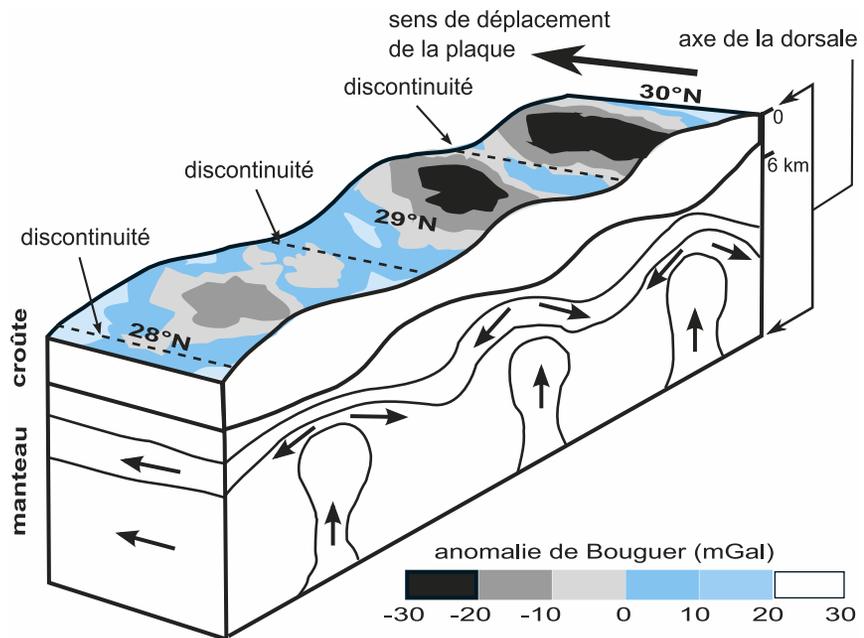


Figure TP4.16 Anomalies gravimétriques réduites au manteau dans le cas de la dorsale Atlantique (28 à 30 °N) et leur interprétation à l'échelle de la lithosphère.

CONCLUSION

Les dorsales forment la plus longue chaîne de montagnes sur Terre. Le [tableau TP4.2](#) résume leurs principales caractéristiques.

Leur histoire peut être résumée comme suit. Les dorsales se mettent en place après un épisode de rifting (extension continentale) aboutissant à l'océanisation du domaine aminci. En parallèle, les bordures continentales qui s'éloignent évoluent en marges passives. L'Océan devient peu à peu mature et la lithosphère océanique solidaire des marges vieillit, se refroidit, s'épaissit et s'alourdit. Cette situation perdure dans le cas des dorsales lentes qui sont presque toujours

Voir TP6 § TP6.2

TABLEAU TP4.2 COMPARAISON DES DORSALES LENTES ET DES DORSALES RAPIDES.

| Critères | Dorsales lentes | Dorsales rapides |
|---|--|---|
| Morphologie transversale | Symétrie par rapport à l'axe de la dorsale | |
| Relief des flancs | Accidenté | Peu accidenté |
| Pente des flancs | Forte | Faible |
| Relief au niveau de l'axe | Rift | Dôme sans fossé profond |
| Segmentation longitudinale de 1 ^{er} ordre | Failles transformantes nombreuses et de grande envergure | Failles transformantes assez peu nombreuses |
| Segmentation longitudinale de 2 ^e ordre | Cisaillements non transformants | Zones en recouvrement (OSC) |
| Activité tectonique | Failles normales et transformantes | |
| Séismicité | Permanente | |
| Profondeur des foyers des séismes | Entre 0 et 35 km | Très superficielle |
| Flux géothermique | Élevé | Très élevé |
| Géotherme | Fort sous l'axe de la dorsale | |
| Chambres magmatiques | Ponctuelles dans le temps et dans l'espace | Permanentes |
| Activité hydrothermale | Réduite | Importante |

bordées par des marges passives (exception faite de l'arc des Antilles pour la lithosphère atlantique) alors qu'elle évolue en dispositif de subduction (marges actives) dans le cas des dorsales rapides. La corrélation très nette entre vitesse d'expansion et proportion de marges actives en périphérie de l'océan considéré incite à penser que la subduction est le moteur principal de l'expansion à l'axe des dorsales.

Voir chapitre 3, conclusion du § 3.2.3c

Plan

- 5.1 Signature gravimétrique et morphologie d'une marge active
- 5.2 Signature sismique et thermique d'une marge active
- 5.3 Signatures sismique et tectonique d'une marge active
- 5.4 Roches magmatiques caractéristiques d'une marge active

Objectifs

- Connaître la morphologie d'une zone de subduction océan-continent.
- Reconnaître un contexte de marge active à partir de données géophysiques et de documents cartographiques.

Introduction

Une marge active est une frontière entre une plaque lithosphérique continentale et une plaque lithosphérique océanique marquée par une activité sismique et volcanique en relation avec un contexte de subduction.

Il existe deux types de subduction : la subduction océanique qui est la plus répandue sur Terre (environ 55 000 km de limites de plaques sont concernés) et la subduction continentale. Celle-ci est abordée dans le chapitre 12 et les TP8, 9 et 10. Dans la subduction océanique, la convergence lithosphérique conduit au plongement d'une plaque océanique sous une autre plaque de nature soit océanique, soit continentale. Ce TP n'aborde que ce dernier cas.

- Quelles caractéristiques présentent ces zones ?

Diverses réponses vous ont été fournies par le cours de terminale, à savoir : un relief particulier, une activité magmatique importante, une déformation lithosphérique importante, la répartition particulière des flux de chaleur.

Nous allons préciser ces différentes signatures d'une marge active en approfondissant l'étude des données gravimétriques, sismiques, thermiques, tectoniques et magmatiques à partir de quelques exemples pris dans différentes régions du globe (Chili, Pérou, côte Ouest des États-Unis, Japon, mer Égée).

5.1 SIGNATURE GRAVIMÉTRIQUE ET MORPHOLOGIE D'UNE MARGE ACTIVE

La carte (figure TP5.1a) montre deux zones. L'une, océanique, où les anomalies de gravité fortement négatives, atteignant -100 mgal, sont présentes le long d'un axe N-S au large du Chili (à l'Ouest de 80°O). L'anomalie de gravité est de -70 mgals à 39°S (figure TP5.1c). Elles traduisent un déficit de masse que l'on peut expliquer comme suit : la plaque océanique plonge (le « slab ») sous la plaque continentale ; ceci crée une **fosse**. Celle-ci est généralement dissymétrique, son versant interne (vers le continent) étant plus incliné que son versant externe. Au front de la zone de subduction, des sédiments forment le **prisme d'accrétion**. Les masses volumiques de l'eau et des sédiments étant inférieures à celle de la croûte océanique, elles sont à l'origine d'un déficit de masse qui n'est pas compensé par la présence plus en profondeur de la plaque plongeante pourtant dense.

Sur l'autre partie, continentale, les anomalies de gravité sont positives (excès de masse) :

- la Cordillère des Andes est une chaîne de montagnes d'origine **volcanique**, constituée de matériel dense ;
- les basaltes et les gabbros de la croûte océanique de la plaque plongeante sont, au-delà de 50 km de profondeur environ, **métamorphisés** en éclogite, roche de forte densité.

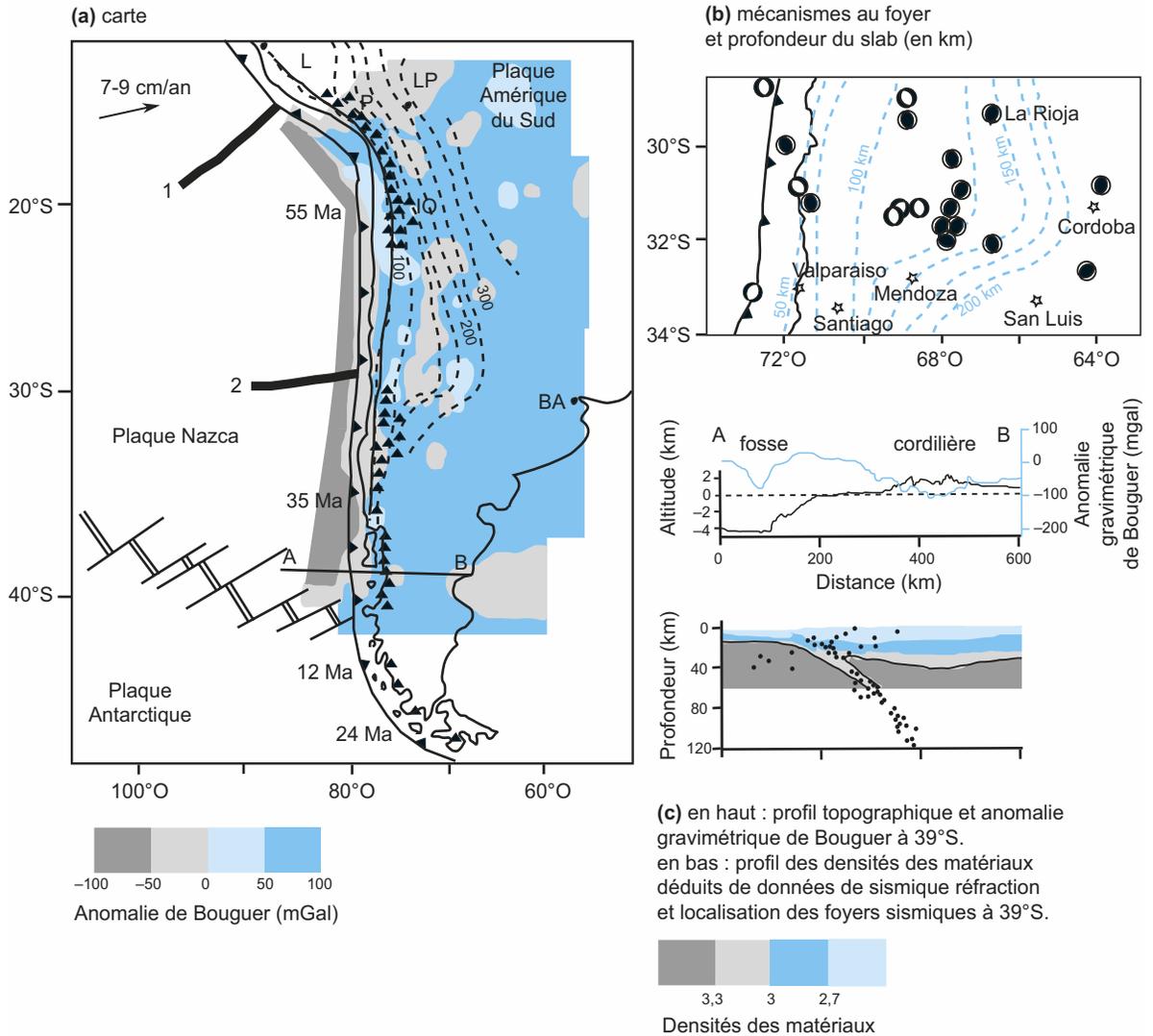


Figure TP5.1 La marge active du Chili.

- (a) Carte consignant : les anomalies gravimétriques, les isobathes du slab (courbes en pointillés, valeurs en km), la présence de volcans (triangles noirs ; I : volcan Irruputuncu ; O : volcan Ollagüe ; P : volcan Parinacota) ; le front de subduction (trait noir orné de triangles), les plaques lithosphériques et l'âge des sédiments marins (âges en Ma indiqués pour les sédiments les plus anciens de la plaque Nazca, près du front de subduction). LP : La Paz ; L : Lima ; BA : Buenos Aires. 1 : ride de Nazca ; 2 : ride de Juan Fernandez.
- (b) Mécanismes au foyer et isobathe du slab (courbes en pointillés, valeurs en km).
- (c) Profil topographique, anomalie de Bouguer, profil des densités des matériaux déduit des données de sismique-réfraction, Moho (trait noir), foyers des séismes sur le transect AB situé à 39°S.

La carte (figure TP5.1b) montre le plongement du slab sous la plaque lithosphérique continentale vers l'Est. La lithosphère plongeante présente une densité inférieure à 3,3 qui permet de la discerner sur le profil de sismique réfraction (coupe c) : cela permet de confirmer les données de gravimétrie.

Dans d'autres contextes, lorsqu'une zone de faiblesse existe au niveau de la bordure continentale (Japon ou la mer Égée), il se forme un **arc insulaire actif** séparé d'un **arc généralement réma-**

ment (inactif) par un **bassin arrière-arc** (= bassin marginal) comprenant une **dorsale**. Les **bassins rétro-arc** observés en arrière des cordillères pourraient être une première étape vers ce type de relief. Ce sont des bassins volcano-sédimentaires (par exemple le bassin andin du Pérou). Les zones de subduction marquées par deux anomalies de gravité importantes sont en déséquilibre isostatique. De la plaque plongeante vers le continent, le relief caractéristique de ce type de contexte est : une fosse, un prisme d'accrétion fréquent, un relief positif de type cordillère ou arc, un bassin.

5.2 SIGNATURES SISMIQUE ET THERMIQUE D'UNE MARGE ACTIVE

5.2.1 Répartition spécifique des foyers sismiques et données de tomographie sismique

Les foyers sismiques le long d'une coupe transversale d'une zone de subduction s'alignent plus ou moins parfaitement dans un plan incliné de 10° à 90° : le **plan de Wadati-Benioff** (figure TP5.1c : plan de Bénéioff à 39° S au Chili, figure TP5.2 au Japon). Ce plan correspond à une **zone de déformation cassante**. Le matériel affecté est donc une lithosphère océanique non ductile, froide.

La lithosphère océanique se refroidit petit à petit en s'éloignant de l'axe de la dorsale. Ce faisant, elle devient de plus en plus dense. On peut se demander à partir de quel âge la lithosphère océanique est suffisamment dense pour plonger en profondeur.

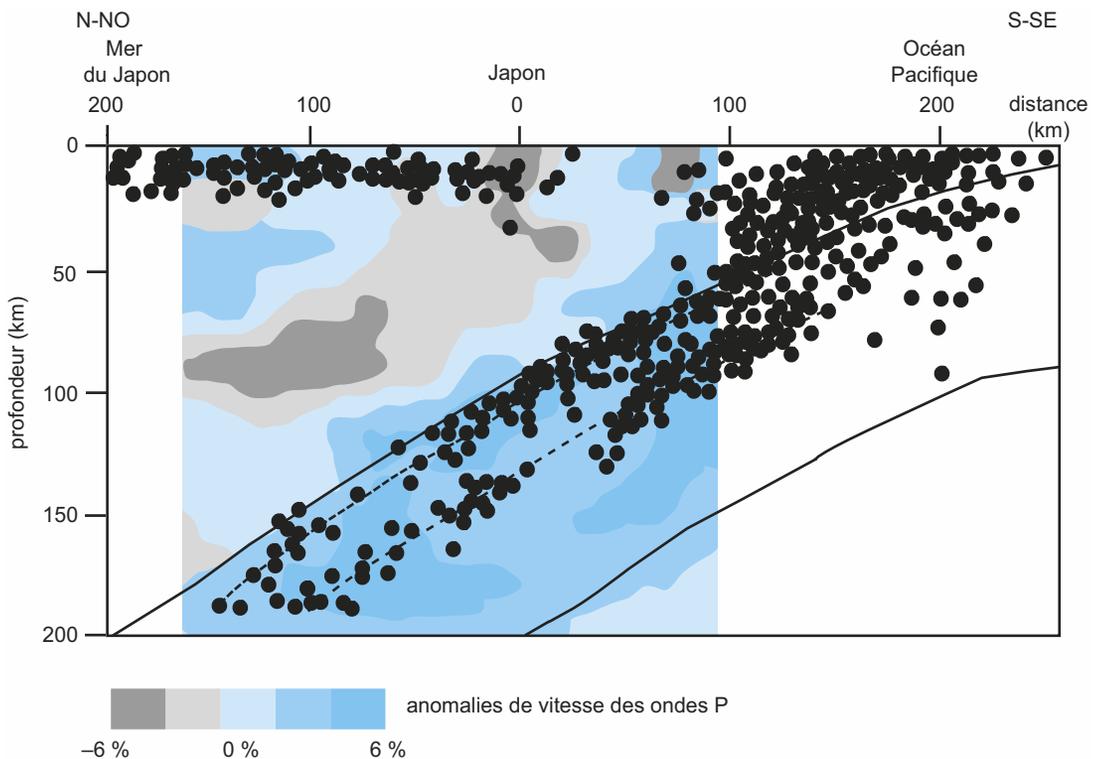


Figure TP5.2 Répartition des séismes et résultats de tomographie sismique au Japon.

Seule une partie de la coupe comporte des résultats de tomographie sismique. Les points noirs représentent les foyers sismiques. Les traits pleins noirs délimitent la plaque plongeante. Les tirets marquent les deux plans de Wadati-Benioff.

EXERCICE TP5.1

Recherche de l'âge pour lequel la lithosphère océanique est en déséquilibre isostatique

À partir des relevés bathymétriques (tableau TP5.1), construisez le profil bathymétrique (bathymétrie en fonction de l'âge de la lithosphère).

TABLEAU TP5.1 DONNÉES BATHYMÉTRIQUES POUR LA LITHOSPHÈRE DE L'Océan ATLANTIQUE.

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Profondeur (km) | 2,5 | 3,5 | 4 | 4,3 | 4,6 | 4,8 | 5 | 5,2 | 5,3 | 5,5 | 5,7 | 5,8 | 5,9 |
| Âge de la lithosphère (Ma) | 0 | 10 | 18 | 25 | 30 | 35 | 40 | 50 | 60 | 80 | 100 | 120 | 140 |

On notera E_m , l'épaisseur du manteau lithosphérique, E_c l'épaisseur de la croûte océanique et E_l , l'épaisseur de la lithosphère océanique. Calculez l'épaisseur E_l de la lithosphère océanique à partir de laquelle la masse volumique de celle-ci devient supérieure à la masse volumique de l'asthénosphère. Pour l'application numérique, vous utiliserez les valeurs suivantes :

$E_c = 5,0$ km ; ρ_c = masse volumique de la croûte = $2,80$ kg/dm³ ; ρ_{ml} = masse volumique du manteau lithosphérique = $3,30$ kg/dm³ ; ρ_{ma} = masse volumique du manteau asthénosphérique = $3,25$ kg/dm³.

L'épaisseur de la lithosphère océanique augmente selon une loi du type $E_l = 9,2 \sqrt{t} = 9,2 t^{1/2}$ avec E_l en km et t en millions d'années. Cette formule empirique est valable jusqu'à un âge de 60 Ma.

À partir de quel âge la lithosphère océanique devient-elle plus dense que l'asthénosphère sous-jacente et donc en déséquilibre ?

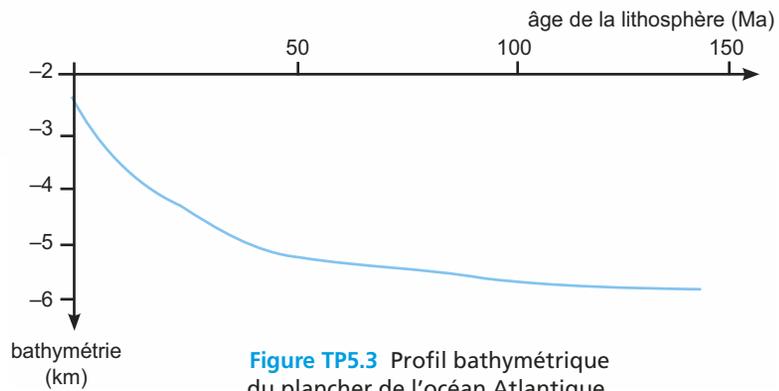


Figure TP5.3 Profil bathymétrique du plancher de l'océan Atlantique.

Corrigé

Recherchons la valeur de E_m . La lithosphère océanique est formée de manteau océanique et d'une croûte océanique. La lithosphère s'épaissit au cours du temps par transformation progressive du manteau asthénosphérique en manteau lithosphérique. Calculer l'épaisseur de la lithosphère océanique à partir de laquelle sa densité est supérieure à celle de l'asthénosphère revient à calculer l'épaisseur de la lithosphère pour laquelle il y a équilibre isostatique.

On a donc :

$$(E_l - E_c) \times \rho_{ml} + (E_c \times \rho_c) = E_l \times \rho_{ma}$$

(suite)

Donc

$$Em = \{Ec \times (pc - pml)/(pma - pm)\} - Ec$$

A.N. :

$$Em = \{5,0 \times (2,8 - 3,3)/(3,25 - 3,3)\} - 5,0 = 45$$

L'épaisseur du manteau lithosphérique sera de 45 km lorsque la lithosphère aura une masse volumique supérieure à l'asthénosphère. L'épaisseur de la lithosphère océanique sera alors égale à 50 km (soit 45 + E_c).

Recherchons l'âge de la lithosphère lorsque son épaisseur est de 50 km :

$$El = 9,2 \sqrt{t} \text{ donc } t = (El/9,2)^2$$

A.N. : avec $El = 50$ donc $t = 30$ Ma.

La lithosphère a environ 30 Ma lorsque son épaisseur est de 50 km. Cet âge étant inférieur à 60 Ma, l'utilisation de la formule empirique est toujours valable.

La lithosphère océanique est en déséquilibre isostatique dès qu'elle atteint environ 30 Ma. Elle tend alors à s'enfoncer dans le manteau. Cet équilibre instable peut perdurer jusqu'à ce qu'elle atteigne 150 à 180 Ma. En effet, ce n'est que lorsque sa rigidité et sa solidarité avec la lithosphère continentale ne la maintiennent plus suffisamment, qu'elle subduit en profondeur dans le manteau solide et visqueux.

Sur la carte des fonds marins (cahier couleur p. 28), au Sud du Chili, la plaque lithosphérique océanique qui subduit sous la plaque Amérique du Sud est très jeune (moins de 30 Ma). La lithosphère amorce son plongement. À partir d'une certaine profondeur, le métamorphisme à l'origine de la transformation des gabbros en éclogites, plus denses, permet d'amplifier l'entraînement gravitaire du slab, sous la forme d'avalanche de matériel.

La comparaison des plans de Wadati-Benioff de plaques lithosphériques d'âges différents montre généralement que **plus une plaque est âgée, plus la pente du plan de Wadati-Benioff est forte essentiellement au-delà de la zone de couplage entre les deux plaques**. Par ailleurs, la plupart des zones de subduction à fort pendage sont dirigées vers l'Ouest alors que celles à faible pendage sont dirigées vers l'Est. L'asthénosphère ayant un flux de direction générale Ouest-Est, celui-ci s'oppose aux slabs plongeants vers l'Ouest et favorise un pendage fort alors qu'il porte les slabs étant dans le même sens de courant que lui.

Au Japon (figure TP5.2), les foyers dessinent **deux plans** : le plan supérieur correspond au toit du slab alors que le plan inférieur est au niveau de la base de la lithosphère élastique.

Entre la surface et 700 km de profondeur, les foyers des séismes peuvent se grouper en plusieurs ensembles le long du plan de subduction. Les données de tomographie sismique (figure TP5.2) montrent alors des zones d'anomalies positives donc des zones où les matériaux permettent une propagation plus rapide des ondes sismiques. Elles sont constituées de matériel plus rigide au niveau desquels des foyers de séismes sont enregistrés. Les résultats de tomographie sismique présentent aussi des zones d'anomalies négatives donc plus ductiles au niveau desquelles très peu de foyers sismiques sont localisés. Ces **zones de lacune sismique** sont interprétées comme la marque de la **déchirure** du panneau plongeant.

Les **séismes superficiels** ont lieu principalement au sein de la plaque chevauchante, mais aussi au sein de la plaque plongeante et à la limite entre les deux plaques. Lorsque le pendage du slab est fort, les séismes superficiels sont prépondérants dans la plaque plongeante (séismicité intraplaque). Les mers marginales semblent se mettre en place préférentiellement en arrière des subductions présentant un faible couplage sismique. Lorsque le pendage est faible, la plupart des séismes superficiels sont interplaques, dus au couplage des deux plaques qui sont en friction.

Actuellement, les **séismes profonds** sont interprétés comme des marqueurs soit des échanges thermiques entre la lithosphère plongeante et le manteau environnant, soit des changements brutaux de phases de l'olivine car ces transitions vont de paire avec une réduction du volume (rétraction de la roche).

Au-delà de 700 km de profondeur, aucun foyer sismique n'est enregistré. Pourtant, la tomographie sismique permet d'enregistrer des zones d'anomalies de vitesse de propagation des ondes sismiques négatives plus en profondeur et parfois d'observer une inflexion à environ 700 km de profondeur : la lithosphère océanique plonge au-delà de 700 km de profondeur, dans le manteau inférieur, mais les conditions de température et de pression provoquent une baisse de rigidité par **déformation plastique** de la plaque, expliquant l'absence de sismicité.

5.2.2 Lien entre les données sismiques, le flux thermique et les isothermes en profondeur

Voir chapitre 3
§ 3.3.1

Le flux thermique présente deux anomalies importantes (la [figure TP5.4](#) indique les isothermes enregistrées au niveau d'une zone de subduction) :

- une **anomalie positive au-dessus de la cordillère ou de l'arc** qui est expliquée par les injections magmatiques au sein de la lithosphère ;
- une **anomalie négative au-dessus de la fosse** à mettre en relation avec le matériel froid constituant le panneau plongeant.

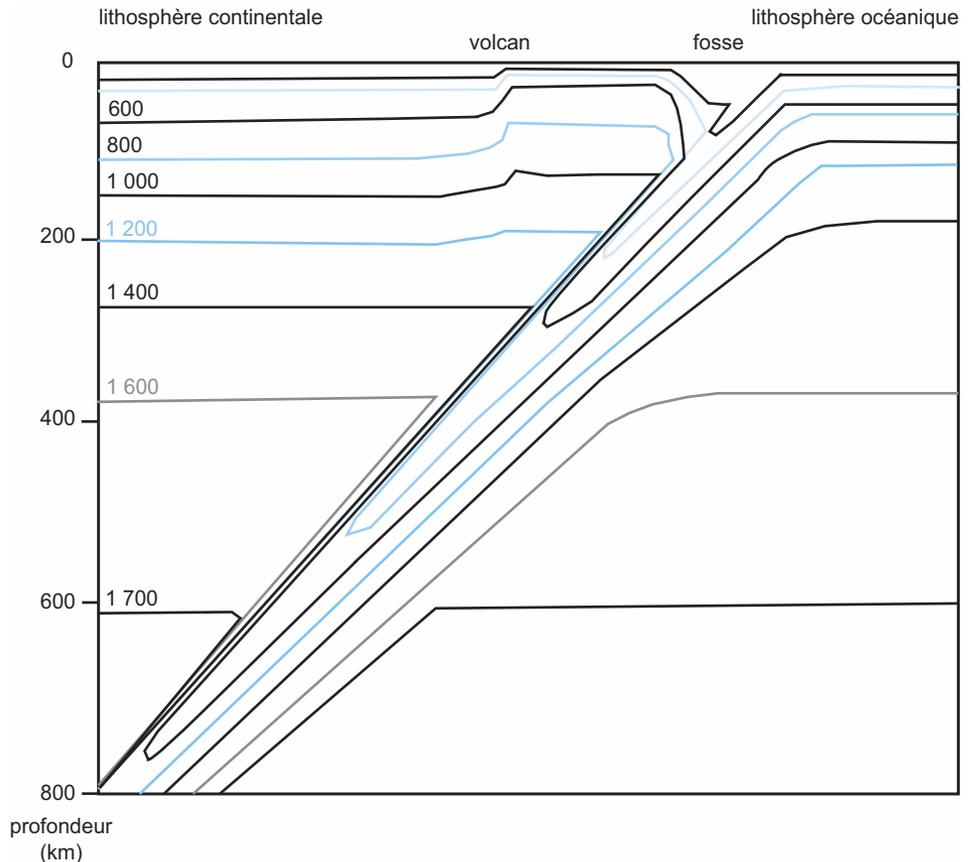


Figure TP5.4 Isothermes au niveau d'une zone de subduction.

Les variations du flux thermique enregistré en surface sont dues à des processus se réalisant en profondeur qui peuvent être mis en évidence par les données de tomographie sismique et l'étude des isothermes.

Au niveau du relief positif (arc ou cordillère), les isothermes remontent et l'anomalie de vitesse de propagation des ondes sismiques est négative : du matériel plus chaud que la lithosphère remonte vers la surface à travers la plaque. Ce sont des injections de magma. Les échanges thermiques se faisant dans ce cas par convection, ils sont rapides et enregistrés par les isothermes.

Au niveau où l'anomalie de vitesse de propagation des ondes sismiques est positive, les isothermes sont abaissés : cette zone correspond au slab constitué de matériel relativement froid et de forte inertie thermique. En effet, la conduction de chaleur entre la lithosphère plongeante et le manteau environnant est mauvaise, si bien que le slab se réchauffe mais lentement. Les séismes superficiels interplaques ont leur foyer au-dessus de l'isotherme 400 °C environ :

- plus en profondeur, les conditions de température et de pression rendent les matériaux plus ductiles ;
- le métamorphisme HP-BT au-delà de cette limite permet la formation de phyllosilicates qui atténuent les frottements interplaques.

Voir chapitre 11
§ 11.2

Les températures (courbes isothermes) et les pressions (en fonction de la profondeur) conditionnent les transformations métamorphiques des minéraux et des roches.

5.3 SIGNATURES SISMIQUE ET TECTONIQUE D'UNE MARGE ACTIVE

5.3.1 Mécanismes au foyer calculés en fonction de la profondeur des foyers sismiques

Les mécanismes au foyer pour les séismes dont les foyers sont à moins de 200 km de profondeur montrent généralement un régime d'**extension** (au Chili, [figure TP5.1b](#)). Ceci montre qu'au niveau de la flexure de la plaque plongeante, des ruptures se produisent sur l'extrados. Lorsque le foyer est entre 500 et 700 km de profondeur, les mécanismes au foyer sont de type **compressifs** : le manteau inférieur, plus visqueux et plus dense, résiste à l'enfoncement plus en profondeur du slab.

5.3.2 Données de sismique réflexion et de sismique réfraction

Le prisme comporte des **écaillés** superposés. À sa base, il présente une **surface de décollement** au niveau d'une couche de sédiments de plus faible résistance qui correspond à un plan de cisaillement entre le prisme et le slab. Les écaillés au-dessus du niveau de décollement sont

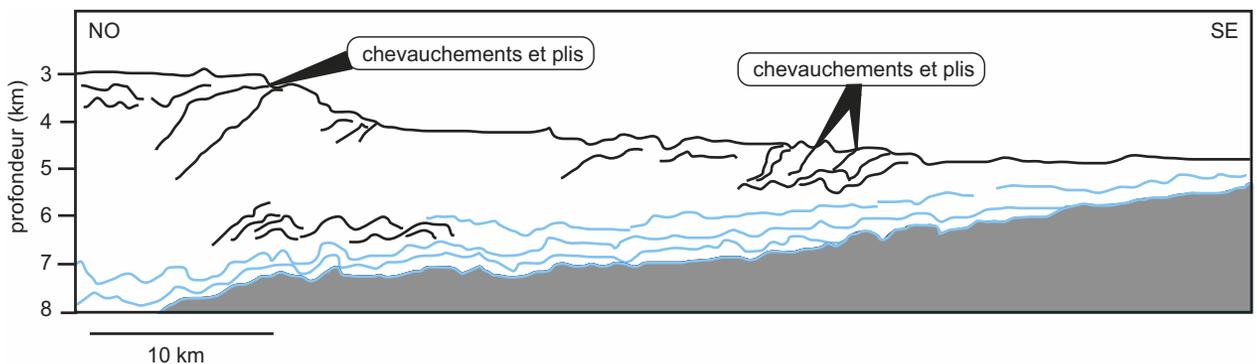


Figure TP5.5 Interprétation du profil de sismique réflexion au niveau du prisme d'accrétion de Nankai (Japon).

formées de sédiments plissés et sont séparées par des failles. Une couche de sédiments pélagiques reste solidaire de la plaque plongeante et forme le **tégument** (en bleu sur la [figure TP5.5](#)). Ces sédiments ne sont pratiquement pas déformés. Un **chenal de subduction** peut se mettre en place au niveau de la zone de décollement et permet le stockage et l'entraînement d'une partie des sédiments en profondeur.

Les sédiments ont pour origine :

- une partie des sédiments déposés sur le plancher océanique ;
- des reliefs abyssaux (volcans, dorsale...) de la plaque plongeante élimés au niveau du butoir (front de la plaque chevauchante) ;
- l'apport de sédiments détritiques par les fleuves à proximité de la marge, qui se déposent sous la forme de turbidites.

Lorsque le prisme est très nourri et/ou que la vitesse de convergence est faible, il peut être exhumé. Ex : le prisme de Makhran entre la plaque arabique et la plaque eurasiennne.

Les marges qui développent un prisme d'accrétion sont dites en **accrétion tectonique**.

Remarque : Le prisme d'accrétion représente une charge dont l'influence est très importante sur la courbure du slab.

Dans certains cas, l'épaisseur des sédiments au niveau du décollement augmente en profondeur. Parallèlement la marge est subsidente (par exemple le Japon) et le front de la plaque chevauchante est en **extension** (failles normales). Ces caractéristiques auraient pour origine l'arrachage de copeaux de la plaque chevauchante, entraînés en profondeur dans un chenal. Il s'agit d'un processus d'**érosion tectonique**. Nous rappelons à ce sujet que convergence n'est pas synonyme de compression.

5.4 ROCHES MAGMATIQUES CARACTÉRISTIQUES D'UNE MARGE ACTIVE

La marge active du Pacifique est marquée par une intense activité volcanique (« ceinture de feu »).

5.4.1 Roches magmatiques volcaniques d'une marge active

a) Répartition des édifices volcaniques au niveau d'une marge active

➤ Répartition transversale des édifices volcaniques

Au niveau des arcs insulaires, c'est généralement la partie interne qui est volcaniquement active ([figure TP5.6](#)).

C'est lorsque la plaque plongeante parvient à **100-150 km de profondeur** que des édifices volcaniques sont observés à l'aplomb. À cette profondeur, la plaque plongeante se déshydrate (métamorphisme). L'eau provoque alors la fusion du **coin de manteau asthénosphérique sus-jacent** lorsqu'il est présent. Le magma formé est à l'origine des roches volcaniques observées en surface. Ces points sont développés dans les chapitres 4 et 5.

➤ Absence d'édifices volcaniques dans certains secteurs

Actuellement, le long de la cordillère des Andes ([figure TP5.1a](#) à environ 15 °S et 25 °S), deux zones importantes présentent une **lacune de volcanisme** : une zone entre Piura et Arequipa (au Pérou) et une autre entre Antofagasta et La Serena (au Chili). Les reliefs sous-marins formés par les rides de Nazca au nord et de Juan Fernandez au sud sont orientés quasi perpendiculairement au front de subduction et plongent en profondeur juste au niveau des zones de lacune volcanique. Or, le **pendage du slab est très faible** dans ces deux cas, contrairement au reste de la cordillère des Andes ([figures 5.1a](#) et [5.1b](#)). **Ceci ne permet pas l'existence d'un coin de manteau asthénosphérique** entre le slab et la plaque chevauchante. Or, c'est cette partie du manteau qui peut fondre partiellement et être à l'origine des roches volcaniques.

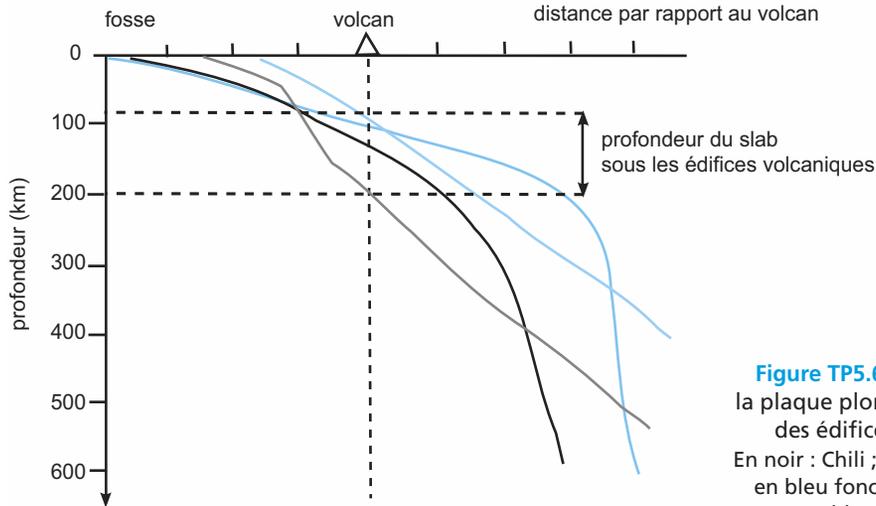


Figure TP5.6 Profondeur de la plaque plongeante au niveau des édifices volcaniques.
En noir : Chili ; en gris : mer Égée ; en bleu foncé : Pérou central ; en bleu clair : Japon.

b) Nature des roches magmatiques volcaniques observées au niveau d'une marge active

Voir TP1 § 1.4.3a, 1.4.3b et 1.4.3c

Le volcanisme tertiaire et quaternaire au Chili (par exemple les volcans Parinacota, Irruputuncu, Ollagüe et Porunita au Quaternaire et les volcans Los Angeles, Temuco, Capitanes, Estaquillas, Parga, Ancud, Polocué, Chiloé, Gamboa, Guapi Quilán Island au Tertiaire) est marqué par l'émission de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites.

Le report de ces roches dans un diagramme K_2O en fonction de SiO_2 (figure TP5.7) donne des points presque tous situés dans le même domaine : elles appartiennent à la **série calco-alcaline**.

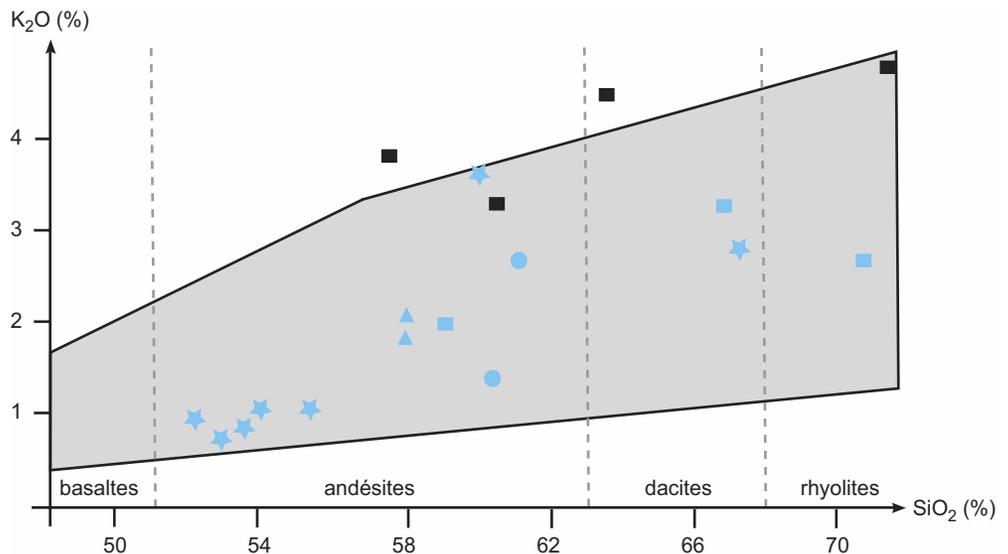


Figure TP5.7 Diagramme K_2O en fonction de SiO_2 pour différents exemples.

En bleu : volcan du Tertiaire ; en noir : volcans du Quaternaire ; carrés noirs : roches du volcan Parinacota ; carrés bleus : roches de Capitanes, Estaquillas et Parga ; étoiles bleues : roches de Ancud, Polocué, Chiloé et Gamboa ; ronds bleus : roches de Los Angeles et Temuco ; triangles bleus : roches de Guapi Quilán Island. Partie grise du graphe : les roches de la série calco-alcaline.

Les éléments traces peuvent témoigner d'une contamination par les sédiments ou par la croûte traversée.

Le magmatisme des zones de subduction est étudié de façon plus approfondie dans le chapitre 6.

5.4.2 Roches magmatiques plutoniques d'une marge active

Voir TP1 § 1.4.5a

Dans la Sierra Nevada (Californie), l'érosion porte d'anciens plutons de **granodiorites** à l'affleurement. Il s'agit d'autres roches, présentes dans ce contexte géodynamique.

L'analyse chimique montre que l'origine de ces plutons est mixte : crustale et mantellique. En effet, les magmas mantelliques présents sous la croûte continentale de la plaque chevauchante provoquent une augmentation locale de la température et ainsi l'anatexis de la base de la croûte. Le magma crustal se mélange aux magmas mantelliques. Les roches formées en profondeur à partir de ces magmas sont alors principalement des granodiorites.

CONCLUSION

Les marges actives sont des frontières entre plaques lithosphériques marquées par la plus forte activité sismique sur Terre et une forte activité volcanique. La subduction océanique est un processus de sous-charriage d'une plaque lithosphérique océanique sous une plaque lithosphérique océanique ou continentale. Les contraintes horizontales sont à l'origine de mouvements en extension le long d'un axe parallèle au relief positif et de mouvements en compression (prisme d'accrétion, vergence continentale). Le régime tectonique de la plaque supérieure peut être extensif (mer Égée), neutre ou compressif (Chili, Japon). Ce type de contexte géodynamique est aussi animé de mouvements verticaux importants, témoins d'un déséquilibre isostatique. Les marges actives sont des zones de couplages interplaques sismiques, tectoniques et thermiques. Elles sont souvent le siège d'un volcanisme de la série calco-alcaline et d'un plutonisme important. Les roches enfouies en profondeur subissent un métamorphisme lui aussi caractéristique. Un exemple de subduction continentale est abordé dans le chapitre 12.

Plan

- 6.1 Divers domaines et dynamique sédimentaire actuelle d'une marge passive détritique
- 6.2 Histoire de la mise en place et de l'évolution par subsidence d'une marge
- 6.3 Architecture des sédiments plio-quadernaires, un marqueur des fluctuations récentes du niveau marin

Objectifs

- Caractériser la morphologie d'une marge et la sédimentation récente à actuelle.
- Identifier l'histoire géodynamique d'une marge à partir de l'architecture des premiers dépôts sédimentaires et des modalités de la subsidence déduites des étapes de comblement.
- Montrer l'influence de la variation du niveau marin sur l'architecture des séquences sédimentaires.

Introduction

Une marge est la bordure immergée d'un continent qui s'arrête à la transition entre croûte continentale et croûte océanique avec amincissement progressif de la première. Dans le cas d'une marge passive, ce domaine ne présente pas la moindre activité sismique à quelques exceptions près. Cela signifie que portions lithosphériques continentale et océanique sont solidaires et appartiennent à la même plaque, à la différence des marges actives où la sismicité à la verticale de la marge traduit une subduction et donc l'affrontement de deux plaques distinctes (TP5). Les marges de coulissement marquées par le fonctionnement de failles transformantes à l'origine de séismes fréquents ne seront pas développées dans ce TP.

Les marges passives sont des zones privilégiées de sédimentation.

- Comment se distribuent ces sédiments sur les différents domaines de la marge, du rivage vers le large, et quels sont les facteurs qui déterminent transport et sédimentation ?
- Comment s'organisent ces dépôts au long de l'histoire tectonique puis thermique de la marge ?
- Est-il possible de reconstituer la subsidence du toit du socle continental au cours du temps ?
- En quoi la géométrie et la lithologie des sédiments sont-elles des marqueurs des fluctuations verticales du niveau des océans ou variations eustatiques ?

Ce TP vise ainsi à illustrer certains points des chapitres sur la sédimentation, « un exemple de bassin sédimentaire », et « les sédiments, archives des variations climatiques » (chapitres 7, 8 et 9).

Les exemples étudiés concernent principalement le golfe du Lion, marge passive de la Méditerranée occidentale, de formation récente (Cénozoïque) et à sédimentation silico-clastique, et la Mer du Nord, marge en lien avec l'ouverture de l'océan Atlantique au cours du Mésozoïque.

Les exercices proposés peuvent être abordés de manière indépendante à l'exception des exercices TP6.5, TP6.6 et TP6.7.

Ce que vous avez vu au lycée

- En classe de première, vous avez vu que les marges passives étaient les témoins de la déchirure continentale à l'origine de l'ouverture océanique. Vous avez observé qu'elles étaient marquées par la présence de nombreuses failles normales profondes et que la géométrie de leurs sédiments permettait de dater l'épisode de distension (ou rifting).

6.1 DIVERS DOMAINES ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE ACTUELLE D'UNE MARGE PASSIVE DÉTRITIQUE

6.1.1 Morphologie transversale d'une marge passive

La bathymétrie des fonds marins au niveau d'une marge passive est relevée à l'aide de sondeurs multifaisceaux des navires océanographiques. Les résultats sont reportés sur des cartes ou sous forme de blocs-diagrammes (marge du golfe de Gascogne – [figure TP6.1a, cahier couleur, page 25](#)). À partir du document « Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion » publié par l'Ifremer en 2004 ([figure TP6.2, cahier couleur, page 26](#)), un profil bathymétrique N-O/S-E est présenté sur la [figure TP6.3](#). L'échelle verticale a été exagérée d'un facteur 35 environ (sans cette exagération, il serait impossible de visualiser certains secteurs).

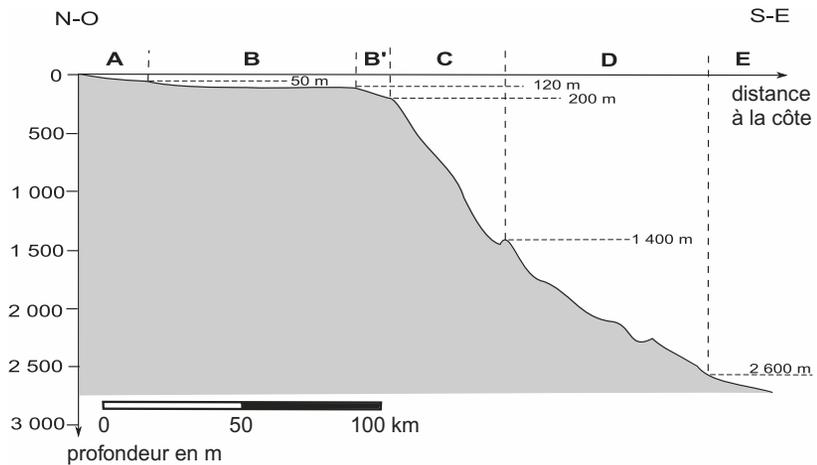


Figure TP6.3 Profil bathymétrique de la plate-forme du golfe du Lion, de la côte languedocienne au bassin provençal.

Les incisions du talus par les canyons sous-marins n'ont pas toutes été prises en compte.

EXERCICE TP6.1

Caractérisation des divers domaines d'une marge passive

Identifiez sur le profil de la [figure TP6.3](#) les différents domaines morphologiques notés A, B, C, D et E, en vous référant aux limites bathymétriques indiquées, et calculez à partir des échelles utilisées la pente moyenne de chacun (à l'exception de E) ; exprimez les résultats en degrés et en %.

Corrigé

| Domaine | A = plate-forme interne | B = plate-forme externe | C = talus continental | D = glacis continental | E = bassin océanique |
|------------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|----------------------|
| Limites bathymétriques | 0 – 50 m | 50 – 120 m | 200 – 1 400 m | 1 400 – 2 600 m | > 2 600 m |
| Pente en ° | 0,1 | 0,05 | 1,6 | 0,95 | ≈ 0 |
| Pente en % | 0,19 | 0,09 | 2,8 | 1,7 | ≈ 0 |

Remarques : Dans le cas présent, le rebord de la plate-forme est entaillé d'une encoche ou « marche » (zone B') qui correspond à la position du rivage au dernier maximum glaciaire (stade Würm) ; par ailleurs, la profondeur du bassin est ici assez modeste puisqu'en général elle est d'au moins 4 000 m. Cela tient en particulier au fait que la Méditerranée occidentale est un bassin marginal et non un bassin océanique « conventionnel », et que l'apport sédimentaire y a été considérable depuis sa formation (de vastes surfaces continentales, lieux d'érosion et sources de sédiments, bordent ce bassin aux dimensions modestes).

► Bilan

Une marge passive est caractérisée par la succession du continent vers le large de trois domaines, une plate-forme continentale ou plateau, un talus et un glacis ; ces trois entités sont particulièrement nettes sur le bloc-diagramme du golfe de Gascogne ([figure TP6.1a, cahier couleur, page 25](#)).

- La **plate-forme** (profondeur de moins de 200 m) présente une pente très douce (environ $0,1$ à $0,2^\circ$) ; elle peut être incisée par un réseau fluviatile sous-marin.
- Le **talus continental** correspond à la zone de rupture de pente avec le plateau continental : la pente oscille entre 2 et 4° (la coupe précédente n'est pas parfaitement orthogonale aux isobathes d'où une pente apparente moindre). Il atteint la profondeur de 1 400 m environ ici mais celle-ci est d'ordinaire plus importante (de l'ordre de 3 500 m sur la marge atlantique aquitaine). Il est généralement creusé par des **canyons** sous-marins qui sont souvent la continuation du réseau fluviatile (canyon du Petit Rhône — [figure TP6.2, cahier couleur, page 26](#) et canyon de Capbreton sur la côte landaise — [figure TP6.1b, cahier couleur, page 25](#)).
- Le **glacis** se situe ici entre 1 400 et 2 600 m de profondeur voire plus souvent entre 3 500 m et 5 000 m environ. Sa pente s'adoucit nettement ce qui en fait une zone de sédimentation. Ces sédiments s'organisent en reliefs lobés correspondant à des **deltas profonds** ou **cônes sous-marins** à l'embouchure des canyons ; un chenal médian bordé de levées sédimentaires parcourt chaque lobe.

Au-delà du glacis, on quitte le domaine de la marge passive pour celui du bassin océanique constitué par les plaines abyssales.

6.1.2 Dynamique sédimentaire actuelle

a) Cadre général

La sédimentation est la résultante de nombreux paramètres extérieurs au domaine sédimentaire (taille des bassins versants et vigueur de leurs reliefs, intensité de l'érosion en liaison avec le climat), et propres au domaine lui-même (morphologie de la marge, régime des courants, de la houle, ampleur de la subsidence...). Dans le cas du golfe du Lion, on peut souligner un certain nombre de caractéristiques originales qui sont déterminantes sur les processus actuels.

- Les reliefs continentaux du pourtour sont vigoureux car récents (orogénèse pyrénéenne éocène et orogénèse alpine oligo-miocène) ; le climat y est assez contrasté avec des pluies violentes sur peu de jours, un couvert végétal discontinu, ce qui engendre une forte sensibilité à l'érosion qui se manifeste notamment à travers des crues brutales, dans le secteur cévenol en particulier. On estime ainsi que le Rhône, avec un bassin-versant de 100 000 km² livrait au début du XX^e siècle 30 à 40 Mt de charge solide par an contre seulement 2 à 8 Mt/an de nos jours en raison de l'implantation de centrales hydroélectriques sur son cours. Les fleuves côtiers languedociens (Têt, Aude, Hérault...), malgré un bassin-versant modeste (12 500 km²), délivreraient pour leur part une fraction solide avoisinant celle du Rhône actuel.
- La dynamique des masses d'eau est dominée par deux facteurs majeurs (en l'absence de courants de marées), un courant général dans le bassin liguro-provençal de type « cyclonique » ou antihoraire, impliquant trois tranches d'eaux de densité croissante (sa vitesse peut atteindre 50 cm/s en surface mais se réduit à quelques cm/s dès quelques centaines de mètres de profondeur ; il se décompose aux abords du rivage en courants

Voir chapitre 7,
figure 7.2

côtiers réfléchis par le littoral, de direction N-E ou S-O selon les cas), et une houle de S-E qui est le facteur dominant. Son action se fait sentir le long des rivages jusqu'à 50 m de profondeur ; en deçà, les courants engendrés ont des vitesses inférieures à 20 cm/s, limite pour la remobilisation des sables fins . Toutefois, la remobilisation peut aller jusqu'à -100 m en cas de tempête.

b) Sédimentation holocène de la plate-forme

Nous allons tirer parti des figures TP6.2 et TP6.4 du cahier couleur p. 26, la carte morphobathymétrique du golfe du Lion d'une part, la carte sédimentologique de la plate-forme d'autre part. Cette dernière exprime les caractéristiques sédimentaires du Quaternaire récent à actuel (l'Holocène correspond aux 10 derniers ka) : granulométrie des dépôts, lignes d'égale épaisseur ou isopaques.

EXERCICE TP6.2

Caractères de la sédimentation détritique récente du golfe du Lion

À partir de l'analyse et de la mise en relation de ces deux documents, de la prise en compte des données précédentes (§ 6.1.2a), dégagez les caractères de la sédimentation détritique récente de ce domaine. Il est conseillé de débiter par l'analyse de la carte morpho-bathymétrique.

Corrigé

1. La régularité et le parallélisme par rapport à la ligne de rivage des isobathes de la plate-forme interne, et ce jusqu'à -80 à -90 m environ, suggèrent la présence d'un « bourrelet » sédimentaire alors que l'irrégularité du plancher de la plate-forme externe évoque l'absence de dépôts récents notables dans ce secteur. Ce bourrelet est toutefois plus large au droit du delta du Rhône et plus spécialement dans le prolongement du petit Rhône ce qui suggère que le cours majeur du Grand Rhône est d'origine très récente par suite du colmatage d'un lit plus occidental. Sinon la régularité du bourrelet tout au long de la côte alors que les apports y sont bien localisés montre l'importance des courants et de la houle dans la redistribution des sédiments à leur arrivée à la mer. Quant à la limite très spectaculaire en « marche d'escalier » du rebord même de la plateforme-externe, elle est imputable comme nous l'avons signalé plus haut à la baisse « exceptionnelle » du niveau marin à la fin du dernier stade glaciaire soit il y a 20 ka environ.

2. En quoi la carte sédimentologique précise-t-elle les points précédents ? Elle confirme tout d'abord l'hypothèse du bourrelet sédimentaire adossé au littoral et montre qu'au-delà de -90 m environ il n'y a plus aucun dépôt récent malgré la faible agitation à cette profondeur. Cela signifie que même les particules les plus fines comme les argiles se déposent avant, ce qui suggère l'efficacité du phénomène de floculation. On note également que la zone où la sédimentation est maximale n'est pas la zone littorale mais la zone infralittorale, entre 20-30 et 50 m de profondeur, là où la réduction de l'agitation due à la houle notamment limite la remobilisation du sédiment. Cette zone surtout développée à l'embouchure du Petit Rhône est déportée vers l'Ouest, le long de la côte languedocienne, ce qui démontre l'importance de la dérive littorale. Quant à la granulométrie des dépôts, on retrouve le granoclassement attendu entre sables et sablons littoraux, en milieu relativement agité, et vases (boues argileuses ou pélites) vers le large. Il y a toutefois quelques exceptions locales à cette distribution, à l'embouchure du Rhône par exemple, où la proportion d'argiles est très élevée, ce qui pourrait être imputable à la floculation et à un régime hydrodynamique particulier à cet endroit.

Sinon, au niveau de la plate-forme externe exempte de sédiments holocènes, la granulométrie des sédiments plus anciens présente des caractéristiques de dépôts littoraux (sables grossiers par exemple) qui suggèrent la présence d'un paléorivage et donc des fluctuations notables du niveau marin au Quaternaire ancien.

Voir chapitre 7,
encart 7.1

Voir chapitre 7,
encart 7.2 et
figure 7.3

► Conclusion

En définitive, le fait le plus remarquable de cette étude est de constater que la sédimentation de plate-forme est loin d'être uniforme ; non seulement l'épaisseur des sédiments varie en fonction de l'éloignement de la côte mais des zones immergées ne sont pas systématiquement sièges de dépôts. Ce point sera repris dans le § 6.3 à propos de la stratigraphie séquentielle.

Voir chapitre 7,
§ 7.4

Remarque : Lieux d'une sédimentation très rapide et d'apports organiques continentaux notables, les grands deltas représentent des pièges pour la matière organique ; celle-ci étant très vite enfouie au sein d'argilites et sous d'autres sédiments, elle se retrouve rapidement dans des conditions anaérobies favorables à sa préservation.

c) Érosion et sédimentation au niveau du talus et du glacis ; les canyons sous-marins

► Cas de la marge du golfe du Lion

Son talus se caractérise par l'abondance des incisions, méandriques parfois, ou canyons qui débouchent sur le glacis et s'y prolongent nettement pour certains (canyons de Sète et du Petit Rhône). Ils constituent des zones d'érosion souvent spectaculaires (jusqu'à 600 m de profondeur des entailles) qui alimentent des lobes sédimentaires au niveau du glacis. Le plus net est celui du canyon du Petit Rhône si l'on se réfère à l'isobathe 2 600 m par exemple ; il s'agit d'un delta profond ou « *deep sea fan* ». Le point de naissance de ces canyons est remarquable ; il correspond à la marche du rebord de la plate-forme (autour de -120 m) soit à la position de l'ancien rivage du dernier stade glaciaire (Würm). Cela amène à supposer que les canyons seraient les prolongements des fleuves côtiers d'alors (leur dénomination le suggère implicitement même s'il n'y a pas actuellement de continuité évidente fleuve - canyon au niveau de la plate-forme). Cela suffit-il à expliquer leur creusement spectaculaire sur toute l'étendue du talus ? Deux réponses sont avancées ; la première prend en compte le caractère fortement érosif des avalanches sous-marines qui pourraient emprunter le chenal d'un canyon (le point suivant permettra de démontrer cette faculté d'érosion) ; la seconde s'appuie sur le fait que la Méditerranée a été en grande partie asséchée au Messinien soit entre -6 et -5 Ma ce qui a occasionné une baisse spectaculaire du niveau marin, situé alors à environ -1 500 m, et donc une incision de grande ampleur du rebord de la plate-forme dont les canyons seraient l'héritage, héritage entretenu depuis par les avalanches sous-marines.

Remarque : La [figure TP6.1b, cahier couleur p. 25](#) rend compte de la physionomie en 3D du canyon de Capbreton sur la côte landaise. Sa longueur est de 150 km pour un dénivelé total de 2 100 m. La tête de ce canyon débute à 250 m du rivage et son incision peut dépasser par endroits 500 m de dénivelé. Il présente un aspect méandrique avec lit majeur et lit mineur ainsi que des terrasses emboîtées. Il semble avoir fonctionné depuis l'Éocène supérieur (-40 Ma), entretenu par des écoulements gravitaires ou turbidites générés soit par les crues des fleuves côtiers, soit par la rupture de charge des sédiments accumulés en tête de canyon.

C'est en fait sur la marge nord-atlantique que la violence des avalanches sous-marines a été mise en évidence pour la première fois.

► Cas de la marge atlantique nord-américaine ; les avalanches sous-marines

Voir chapitre 7,
§ 7.1.4
et figure 7.5

Les mécanismes de dépôt de ce domaine sont détaillés dans le chapitre. Nous nous limiterons ici à évoquer leur découverte et l'ampleur du phénomène ([figure TP6.5](#)).

Le 18 novembre 1929 à 17 h 02 heure locale, un séisme de magnitude 7,2 (foyer à 20 km de profondeur) dont l'épicentre se situe au sommet du talus continental, au large du Canada (delta du St-Laurent) et au sud de Terre-Neuve, déclenche la rupture instantanée de six câbles de communications téléphoniques transatlantiques à la verticale du foyer puis, plus tard, celle d'autres câbles situés plus au large. Il s'ensuit un énorme raz-de-marée qui touche 200 km de côtes (vagues de 7 à 8 m de hauteur). Ce n'est qu'au début des années 1950 que ce phénomène est interprété comme le résultat d'une vaste avalanche sous-marine constituée d'un courant de turbidité de haute densité qui déplaça près de 200 km³ de matériaux sur des distances pouvant atteindre 1 000 km.

L'heure de rupture de chaque câble a pu être déterminée avec précision ce qui a permis d'en déduire la vitesse de l'avalanche ([tableau TP6.1](#)).

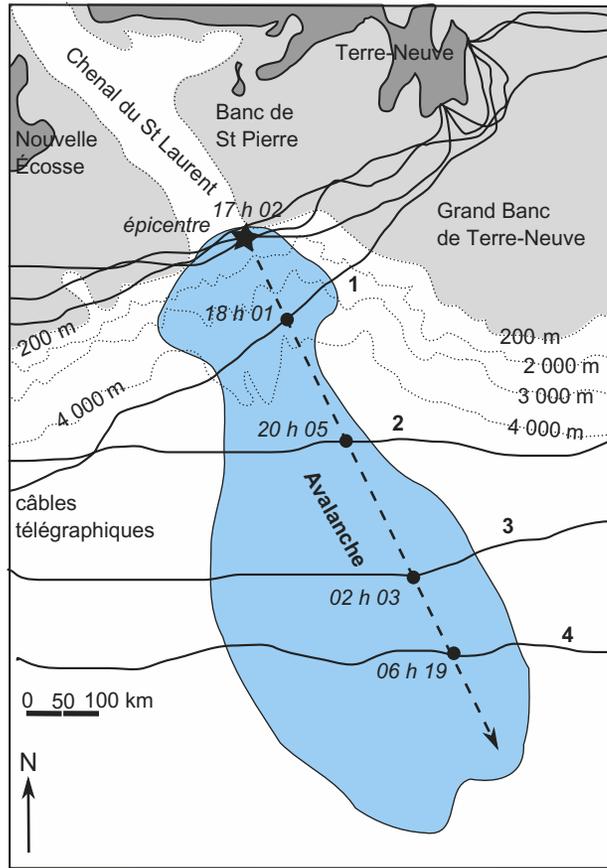


Figure TP6.5 Le contexte du séisme des Grands Bancs du 18 novembre 1929 ; localisation de l'épicentre et des câbles rompus.

TABLEAU TP6.1 DISTANCES ET HORAIRES DES PANNES SURVENUES SUR LES CÂBLES DE COMMUNICATION APRÈS LE SÉISME DU 18 NOVEMBRE 1929 AU SUD DE TERRE-NEUVE.

| Câble rompu | 1 | 2 | 3 | 4 |
|-----------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Distance à l'épicentre (km) | 110 | 290 | 470 | 580 |
| Heure et jour de la panne | 18 h 01 le 18/11 | 20 h 05 le 18/11 | 02 h 03 le 19/11 | 06 h 19 le 19/11 |

Le câble 1 est à la base du talus ; les câbles 2, 3 et 4 sont au niveau du glacis et de la plaine abyssale.

EXERCICE TP6.3

Évolution de la vitesse d'une avalanche sous-marine

Calculez la vitesse de déplacement du courant de turbidité entre les couples de câbles 1-2, 2-3 et 3-4 à partir du **tableau TP6.1**. Présentez vos résultats sous forme d'un tableau.

Corrigé

| Couple de câbles | 1-2 | 2-3 | 3-4 |
|--|------|------|------|
| Distance entre les câbles (km) | 180 | 180 | 110 |
| Temps de parcours du courant (en heures) | 2,07 | 5,97 | 4,27 |
| Vitesse du courant de turbidité (km/h) | 87 | 30 | 26 |

Voir « diagramme de Hjulström » chapitre 6, figure 6.8

La vitesse du courant, estimée à 100 km/h en haut du talus, est encore de près de 90 km/h à 110 km de l'épicentre soit au pied du talus, ce qui est considérable sous l'eau ; c'est donc un courant très violent ce qui explique son pouvoir érosif considérable et sa capacité de transport d'éléments de grande taille (un courant de 90 km/h correspond à 2 500 cm/s ce qui le situe strictement dans le domaine d'érosion sur le diagramme de Hjulström). Il perd une grande partie de sa vitesse une fois arrivé sur le glacis en raison de la pente plus faible et de la résistance du volume d'eau à déplacer.

► Conclusion

Ces divers exemples montrent que les facteurs qui déstabilisent et mettent en mouvement les sédiments sont les séismes, la forte accumulation en bordure de plate-forme en lien avec la lenteur de la consolidation de ces dépôts (ils sont encore gorgés d'eau), les tempêtes ou les fortes crues d'un fleuve lorsque le plateau continental est particulièrement étroit (cas du Var par exemple – voir remarques ci-après).

Les courants de turbidité sont des événements brefs et non permanents. L'épaisseur des turbidites ne reflète pas le temps de sédimentation mais le volume de matériel déplacé, si bien que ce type de dépôt est difficile à interpréter d'un point de vue stratigraphique d'autant que l'avalanche conduit à mélanger des faunes d'âges différents.

Remarques :

1. Le 16 octobre 1979, au large de Nice, un courant de turbidité a été occasionné par la surcharge créée par le remblai artificiel réalisé lors de l'extension de l'aéroport de la ville. Il a généré un raz-de-marée sur 100 km de littoral qui a tué plusieurs personnes, détruit une partie de la structure aéroportuaire et sectionné plusieurs câbles sous-marins.
2. Les flyschs correspondent à des séries détritiques de type « turbidites » développées en contexte d'orogénèse donc au niveau de marges actives où les avalanches sont particulièrement fréquentes.

Voir « les flyschs », chapitre 12 § 12.2.4c

6.2 HISTOIRE DE LA MISE EN PLACE ET DE L'ÉVOLUTION PAR SUBSIDENCE D'UNE MARGE

Suit l'analyse d'une marge passive à partir de documents de sismique et de forages.

6.2.1 Analyse de la géométrie des sédiments

Voir TP2, encart TP2.1

Voir TP6, exercice TP6.4

Les profils de sismique-réflexion permettent d'analyser en profondeur la structure des marges, de repérer les modalités de rupture de la croûte continentale distendue et l'architecture des sédiments antérieurs (**ante-** ou **pré-rift**), contemporains (**syn-rift**) et postérieurs (**post-rift**) à la fracturation ou rifting. Les forages qui y sont couplés offrent la possibilité de dater ces divers sédiments et de caler les vitesses sismiques pour chacun d'entre eux, ce qui autorise alors la conversion de l'échelle « temps double » en profondeur.

Les profils sismiques présentent néanmoins un « défaut », celui de ne pas donner une image correcte de l'épaisseur des séries et de l'inclinaison des couches et des failles, en raison d'une échelle verticale en temps double et non en mètres. L'accélération de la vitesse de propagation des ondes sismiques avec la profondeur a pour effet de « tasser » les structures profondes. Il est donc nécessaire, pour rendre compte de la réalité, de procéder à une conversion en définissant une loi de vitesse de propagation des ondes sismiques avec la profondeur. Cette loi est en général validée par un forage qui permet d'ajuster profondeurs calculées et profondeurs relevées par le forage pour les différentes formations sédimentaires.

Nous allons dans l'exemple du profil de la mer du Nord reconstituer l'épaisseur exacte des différentes unités sédimentaires (notées de A à G – [figure TP6.6](#)) au niveau du puits de forage en utilisant une loi de vitesse globalement validée par le forage lui-même (pour des commodités de calcul, nous utiliserons une loi linéaire, la loi exacte étant polynomiale).

EXERCICE TP6.4

Organisation structurale des sédiments des marges passives

En exploitant deux profils sismiques interprétés, l'un d'une marge ancienne à fort remplissage sédimentaire, dite « grasse », la Mer du Nord (figure TP6.6), l'autre de marges récentes et peu « nourries » en sédiments, dites « maigres », les marges somalienne et yéménite du golfe d'Aden (figure TP6.7, cahier couleur p. 27), retrouvez les caractéristiques structurales de chaque épisode sédimentaire (les présenter sous forme d'un tableau à trois colonnes) et déterminez alors sur les deux exemples proposés la période de rifting.

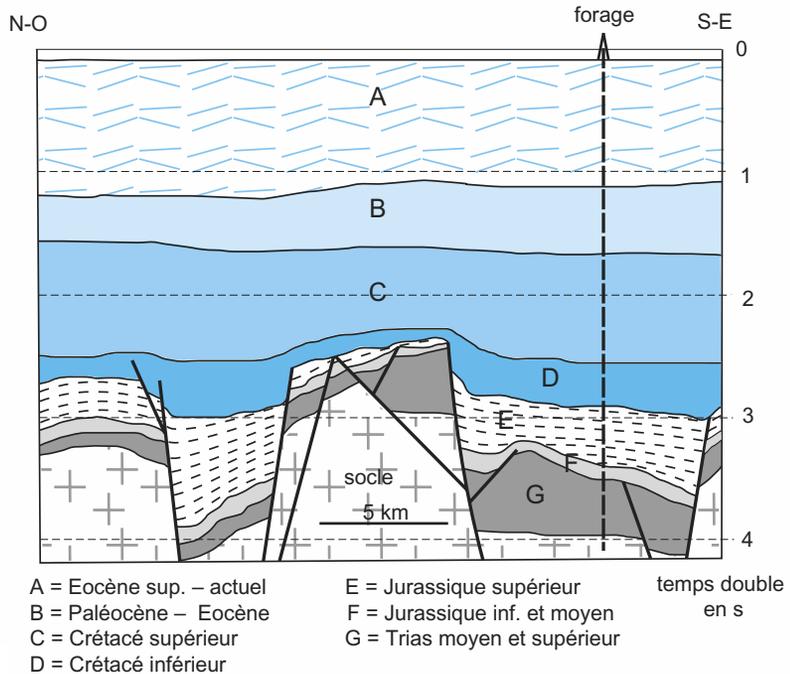


Figure TP6.6 Interprétation d'un profil de sismique réflexion en Mer du Nord, au large de la Norvège (bloc Heather).

Corrigé

| Sédiments « ante-rift » | Sédiments « syn-rift » | Sédiments « post-rift » |
|---|--|---|
| Affectés par les failles normales Basculés comme le socle auquel ils sont solidaires | Affectés pas les failles normales Épaisseur variable (géométrie en éventail éventuellement) car ils comblent les dépressions, fossés ou demi-fossés | Non touchés par les failles Horizontaux ou subhorizontaux soit discordants ; légères ondulations possibles s'il y a poursuite de la subsidence différentielle de certains compartiments |

• Dans l'exemple de la Mer du Nord, la distension a été initiée au Trias en raison de l'épaisseur très disparate de cette formation entre les divers blocs. Elle s'est ensuite surtout développée au **Jurassique supérieur** avec un comblement notable des

EXERCICE TP6.4

(suite)

compartiments les plus effondrés (la base de la série du Jurassique supérieur est très inclinée, le sommet beaucoup moins). Elle s'est achevée au Crétacé inférieur où les failles normales s'amortissent et où les disparités bathymétriques sont peu à peu effacées par la sédimentation. De légers gauchissements des séries du Crétacé supérieur et du Cénozoïque dénotent des mouvements verticaux tardifs et d'ampleur plus régionale.

- Les profils des marges Nord et Sud du golfe d'Aden illustrent par ailleurs le caractère souvent en cuillère des failles normales dites « failles listriques » ce qui n'était qu'à peine visible sur le profil précédent. Ils montrent des blocs basculés à remplissage « ante » et « syn-rift » oligo-miocène recouverts depuis par des dépôts mio-plio-quaternaires. À noter l'asymétrie des deux marges, la marge Nord développant des horsts et des grabens plus marqués que la marge Sud ce qui suggère une déchirure continentale non homogène.

EXERCICE TP6.5

Reconstitution de l'épaisseur exacte des termes d'une série sédimentaire

À partir des données en temps double t_D^i fournies dans le tableau suivant (attention : le niveau de référence est l'interface eau - sédiments ou plancher océanique et non la surface de l'eau), calculez les temps simples t_S^i de parcours des ondes sismiques dans chaque séquence sédimentaire notée par son unité basale i (les temps doubles t_D^i sont pris à la base de chaque unité i). En utilisant la loi de vitesse $V^i = 1,5 + 0,9 * t_S^i$ en km/s, déterminez au niveau de chaque base d'unité la vitesse des ondes (notation V_b^i). À partir de là, calculez la profondeur z^i de la base de chaque séquence en prenant comme vitesse de propagation au sein de la colonne sédimentaire considérée (A puis A + B puis A + B + C...) la moyenne V_m^i entre la vitesse au niveau du plancher océanique ($-V_h^A$) et celle à la base de l'unité i considérée (V_b^i). Ce tableau fournit également les âges des limites de séquences qui serviront plus loin pour calculer la subsidence.

| Unité i de base de séquence | t_D^i en s (base de l'unité i) | t_S^i en s | V_b^i en km/s (base de l'unité i) | V_m^i en km/s | z^i en km | Âge de la base de l'unité i en Ma |
|-------------------------------|-------------------------------------|--------------|--|-----------------|-------------|-------------------------------------|
| A (Éocène sup ; à actuel) | 1 | | | | | 49 |
| B (Paléocène – Éocène moyen) | 1,6 | | | | | 65 |
| C (Crétacé sup.) | 2,5 | | | | | 96 |
| D (Crétacé inf.) | 2,9 | | | | | 135 |
| E (Jurassique sup.) | 3,3 | | | | | 154 |
| F (Jurassique inf. et moyen) | 3,4 | | | | | 203 |
| G (Trias moyen – sup.) | 3,9 | | | | | 245 ? |

Corrigé

| Unité <i>i</i> de base de séquence | t_D^i en s (base de l'unité <i>i</i>) | t_S^i en s | V_b^i en km/s (base de l'unité <i>i</i>) | V_m^i en km/s | z^i en km | Âge de la base de l'unité <i>i</i> en Ma |
|------------------------------------|--|--------------|---|-----------------|-------------|--|
| A (Éocène sup ; à actuel) | 1 | 0,5 | 1,95 | 1,73 | 0,86 | 49 |
| B (Paléocène – Éocène moyen) | 1,6 | 0,8 | 2,22 | 1,86 | 1,49 | 65 |
| C (Crétacé sup.) | 2,5 | 1,25 | 2,63 | 2,06 | 2,58 | 96 |
| D (Crétacé inf.) | 2,9 | 1,45 | 2,81 | 2,15 | 3,12 | 135 |
| E (Jurassique sup.) | 3,3 | 1,65 | 2,99 | 2,24 | 3,70 | 154 |
| F (Jurassique inf. et moyen) | 3,4 | 1,7 | 3,03 | 2,27 | 3,86 | 203 |
| G (Trias moyen – sup.) | 3,9 | 1,95 | 3,26 | 2,38 | 4,64 | 245 ? |

Quelques précisions pour le calcul de z^i :

- Dans le cas de la première séquence limitée à l'unité A, $z^A = t_S^A \cdot (V_h^A + V_b^A)/2$ sachant que V_h^A et V_b^A sont les vitesses en haut et au bas de la séquence A (soit respectivement 1,5 et 1,95 km/s ici).
- Il suffit ensuite d'appliquer cette relation aux autres séquences d'unités en prenant toujours la même valeur pour V_h^i soit V_h^A et la valeur calculée pour V_b^i de façon à tenir compte de l'évolution de la vitesse de propagation avec la profondeur. L'usage de la vitesse moyenne n'est toutefois valable que parce que la relation entre V et t_S^i a été approximée comme linéaire.
- Dans le cas contraire (relation polynomiale par exemple), il faudrait procéder étape par étape ; ainsi, pour le calcul de z^B par exemple, il s'agirait d'ajouter à z^A la profondeur correspondant au temps simple de parcours dans la seule séquence B à la vitesse moyenne au sein de B soit la relation approchée $z^B = z^A + (t_S^B - t_S^A) \cdot (V_h^B + V_b^B)/2$.

Est ainsi corrigé l'effet de « tassement » de l'échelle en temps double, effet d'autant plus accentué que les unités sont profondes donc propagent rapidement les ondes P.

6.2.2 Détermination de la subsidence totale

Nous allons aborder la distinction entre subsidence stricte ou totale et effet de charge des sédiments.

Nous avons vu au chapitre 3 que la lithosphère est en équilibre de type hydrostatique sur l'asthénosphère et que toute modification des masses superficielles (ajout ou retrait) induit un réajustement isostatique qui requiert quelques 10 ka voire 20 ka au maximum. Cela permet de considérer ce réajustement comme quasi instantané à l'échelle des temps géologiques (l'unité de temps y est le million d'années). Une marge passive naît de la distension d'une croûte continentale qui génère

Voir chapitre 3, §§ 3.1.2b et 3.1.3e

un affaissement de son toit ou subsidence (elle se décompose en fait en une subsidence tectonique S_{tec} , précoce et rapide, et une subsidence thermique S_{th} tardive car plus lente) ; celle-ci est à l'origine d'un bassin sédimentaire épicontinental qui est aussitôt le siège d'une sédimentation si bien qu'à la subsidence totale S_T s'ajoute une composante isostatique liée à l'effet de charge des sédiments S_S , laquelle amplifie la première. Quel est le facteur d'amplification ?

Revenons sur l'exemple de la Mer du Nord afin d'y estimer la subsidence S_T et l'effet de charge des sédiments S_S . Le principe consiste tout simplement à éliminer la colonne sédimentaire pour la remplacer par une colonne d'eau. Il se trouve que les courbes eustatiques qui approximent les variations du niveau marin au cours du temps font état d'un niveau sensiblement identique entre la période de rifting (Trias - Jurassique moyen ici) et l'actuel, ce qui permet de simplifier notre approche. Le point le plus litigieux concerne l'estimation des masses volumiques attribuées à chaque unité sédimentaire, masses volumiques fonction du type de sédiments (en fait la masse volumique de la fraction solide varie peu entre grès, argilites ou calcaires) et surtout du degré de compaction (réduction graduelle de la porosité et expulsion de l'eau interstitielle). En partant du principe que l'essentiel de la série est argilo-gréseuse, nous utiliserons la loi suivante exprimant la masse volumique ρ_z en fonction de la profondeur z (et donc de la compaction) au sein de la colonne sédimentaire :

$$\rho_z = 1,6 + 0,9 \cdot (1 - e^{-1,2z}) ; \rho \text{ est exprimée en kg/dm}^3 \text{ et } z \text{ en km (figure TP6.8).}$$

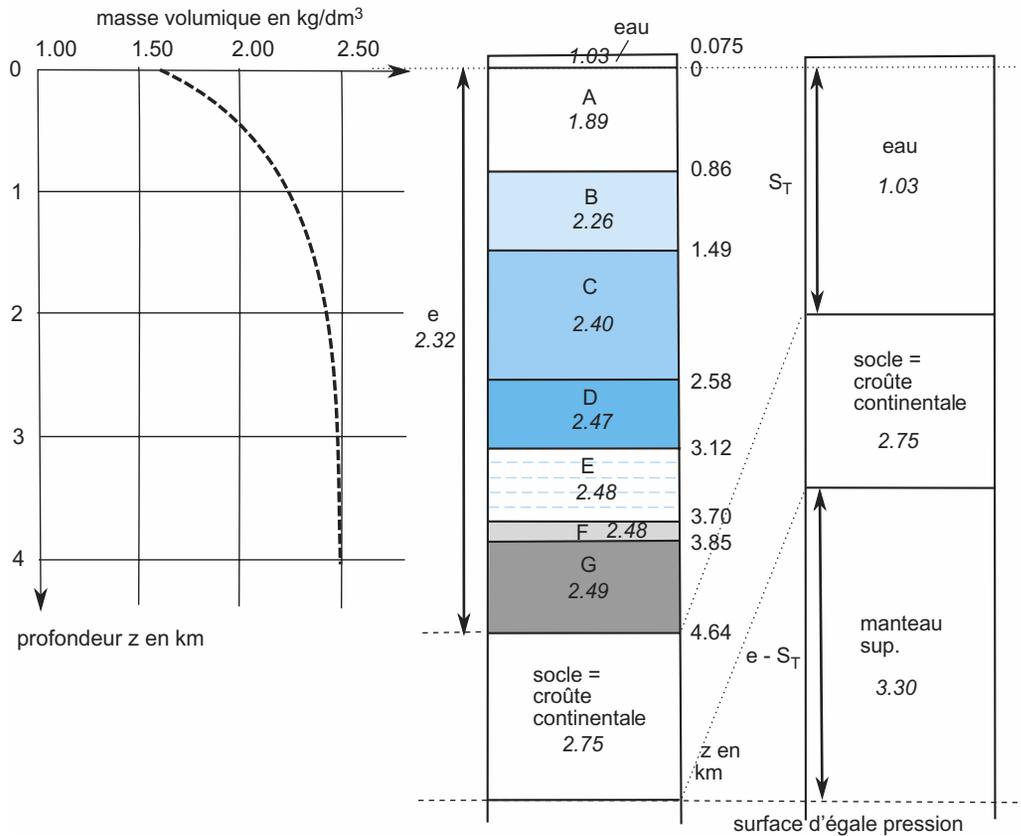


Figure TP6.8 Loi d'évolution de la masse volumique en fonction de la compaction des sédiments et calcul de la subsidence totale S_T par application du principe d'isostasie à la série méso-cénozoïque de la Mer du Nord.

Calcul de la subsidence totale S_T

À partir de la [figure TP6.4](#), exprimez l'équilibre isostatique entre les deux profils (actuel et avec subsidence mais sans sédiments) de manière à calculer la subsidence totale S_T (tectonique et thermique). Utilisez les densités moyennes de chaque série déterminées à partir de la loi précédente et notées en italique sur la figure. Déduisez-en la composante d'affaissement liée à l'effet de charge des sédiments S_S . Comparez vos résultats avec une approche plus simple dans laquelle la masse volumique des sédiments est considérée comme constante et égale à $2,5 \text{ kg/dm}^3$ (pas de prise en compte de l'effet graduel de la compaction).

Corrigé

Voir le calcul de la densité exercice TP4.3

La surface d'égale pression doit être choisie au niveau du Moho pour le profil actuel car, en dessous de celui-ci, il n'existe plus de contraste de densité important (les contrastes densitaires à la base de la lithosphère sont en fait minimales sur 4-5 km de hauteur puisqu'il s'agit du même matériau, la péridotite, à des températures très légèrement différentes). L'écriture et l'application numérique de l'égalité des pressions des deux colonnes (il est possible de simplifier le calcul en ne prenant pas en compte la pesanteur g , l'épaisseur de la croûte continentale identique sur les deux profils ainsi que celle de la tranche d'eau actuelle) aboutissent à une valeur de S_T égale à **2,00 km** soit à un effet de charge des sédiments S_S de **2,64 km**, ce qui revient approximativement à un partage de $2/5^e$ pour la subsidence stricte et de $3/5^e$ pour l'effet de charge.

Le même calcul mais avec une masse volumique constante pour les roches sédimentaires fournit les résultats suivants : $S_T' = 1,64 \text{ km}$ et effet de charge $S_S' = 3 \text{ km}$, soit un écart de près de 20 % avec le calcul précédent (la subsidence totale est sous-estimée dans ce cas).

6.2.3 Comment la subsidence a-t-elle évolué au cours du temps ? Principe du retrait étape par étape de chaque unité d'une séquence (ou « *backstripping* »)

Pour décrire l'histoire de la subsidence, on applique une méthode ([figure TP6.9](#)) qui consiste à retirer une par une chaque unité, à recalculer les nouvelles densités et épaisseurs des unités de la séquence restante en tenant compte de l'effet de décompaction, puis à recalculer pour chaque colonne en partie « dénudée » (d'où le terme de « *backstripping* ») l'équilibre isostatique de manière à identifier la subsidence stricte à chaque période (ce que nous avons fait dans l'exercice précédent pour la série complète). Cette approche doit toutefois tenir compte, pour chaque étape, de la surcharge variable de la tranche d'eau dont l'épaisseur change en raison des fluctuations du niveau marin (il faut utiliser le niveau de l'époque considérée) et de la paléobathymétrie des sédiments de l'unité sommitale. Par souci de simplification, en raison notamment de la lourdeur des calculs, nous partirons de l'hypothèse que le niveau marin est demeuré constant au cours des temps géologiques et qu'il en a été de même pour la paléobathymétrie des séquences péliito-gréseuses (assimilée à la bathymétrie actuelle soit 75 m). Un calcul rapide nous permettra néanmoins d'appréhender l'influence de la variation d'épaisseur de la tranche d'eau.

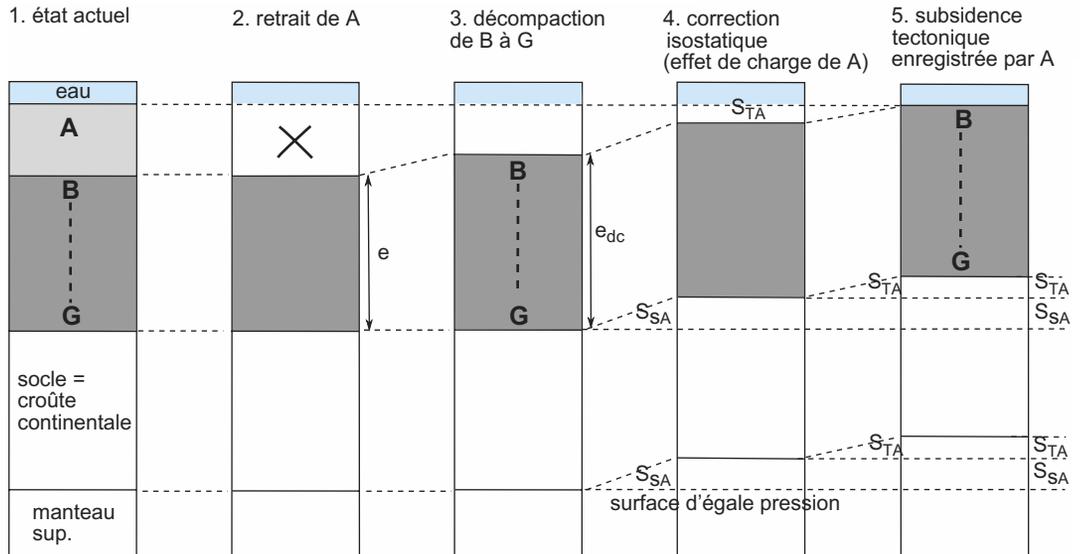


Figure TP6.9 Principe de la méthode des retraits successifs pour reconstituer l'histoire de la subsidence totale.

Un seul retrait est réalisé ici, celui de l'unité A. Les termes plus anciens (B à G dans ce cas) sont alors en partie décompactés (on soustrait l'effet de compaction de l'unité A) et la nouvelle masse volumique moyenne ρ_M déterminée. La rééquilibration isostatique est alors appliquée, ce qui fournit l'effet de charge de l'unité A ou S_{SA} ; l'espace restant entre la couche d'eau et le toit des sédiments correspond à la composante S_{TA} ou subsidence vraie (tectonique ou thermique) contemporaine de l'unité A.

EXERCICE TP6.7

Évolution de la subsidence totale S_T et de l'effet de charge des sédiments S_S

En partant des données du forage présenté sur la [figure TP6.8](#), l'épaisseur cumulée e de la série restante après retrait de chaque unité (A puis B puis C...) a été calculée ; on a procédé alors à la décompaction de cette épaisseur restante e pour en tirer l'épaisseur cumulée décompactée e_{dc} et la nouvelle masse volumique moyenne ρ_M de la séquence partielle (tableau suivant).

À partir de là est appliqué le calcul de la subsidence totale comme dans l'exercice TP6.6 (ρ_e désigne la masse volumique de l'eau, ρ_{ms} la masse volumique du manteau supérieur). La [figure TP6.9](#) résume les étapes précédentes dans le cas du retrait de l'unité A.

1. Donnez l'expression de la subsidence totale S_T en reprenant la [figure TP6.8](#) et appliquez-la à chaque étape sans décomposer la série restante en ces divers termes (épaisseur décompactée totale e_{dc} et masse volumique moyenne ρ_M) ; reportez vos résultats dans la dernière colonne du tableau suivant puis construisez la courbe de subsidence totale S_T (ordonnée exprimant la profondeur en km, croissante vers le bas) en fonction du temps (prendre pour origine l'actuel soit 0 Ma et construire une échelle des abscisses décroissante jusqu'à la base du Trias moyen soit -245 Ma) ; on considérera la région comme émergée au départ mais d'altitude proche du zéro marin supposé fixe ici.

2. Reportez sur le même graphe la courbe d'enfouissement des sédiments partiellement décompactés, c'est-à-dire de la somme $(S_T + S_S) = (\text{subsidence totale} + \text{effet de charge des sédiments})$ correspondant à e_{dc} .

3. Interprétez à partir de ce profil l'histoire géodynamique de ce bassin en vous inspirant des propos du § 3.1.3e du chapitre 3 et en faisant référence aux différentes étapes d'ouverture de l'océan Atlantique déduites de l'analyse de la carte des âges du plancher océanique ([figure TP6.10](#), [cahier couleur p. 28](#)).

(suite)

4. Pour évaluer l'influence de l'épaisseur de la tranche d'eau sur l'estimation de la subsidence S_T , calculez l'amplitude d'enfoncement dz du plancher océanique en cas de doublement de l'épaisseur de la tranche d'eau actuelle h ($h = 75$ m – le zéro marin actuel servira de surface de référence – la surélévation de la surface de la mer sera notée dh).

| Âges en Ma du toit de la série restante | Épaisseur cumulée de la série restante e en km | Épaisseur cumulée de la série restante partiellement décompactée e_{dc} en km | Masse volumique moyenne de la série restante ρ_M en kg/dm^3 | S_T en km |
|---|--|---|---|-------------|
| 0 (A) | 4,64 | 4,64 | 2,32 | – |
| 49 (B) | 3,78 | 3,95 | 2,31 | – |
| 65 (C) | 3,15 | 3,385 | 2,28 | – |
| 96 (D) | 2,06 | 2,325 | 2,19 | – |
| 135 (E) | 1,52 | 1,775 | 2,12 | – |
| 154 (F) | 0,94 | 1,160 | 2,00 | – |
| 203 (G) | 0,79 | 0,995 | 1,96 | – |
| 245 (socle) | 0 | 0 | – | – |

Corrigé

1. L'expression de S_T déduite de la figure TP6.4 est de la forme : $S_T = e_{dc} \cdot (\rho_{ms} - \rho_M) / (\rho_{ms} - \rho_e)$; son application fournit les résultats suivants de S_T en km, du toit de chaque unité au toit du socle : 2 (A), 1,72 (B), 1,52 (C), 1,14 (D), 0,92 (E), 0,66 (F), 0,59 (G), 0 (socle ou croûte).

1.2.3. La figure TP6.11a traduit graphiquement les résultats précédents, évolution de la subsidence totale S_T et ajout de la surcharge sédimentaire S_S ; elle montre ainsi la part respective de ces deux composantes, la première ayant valeur de cause, la seconde de conséquence. Leur analyse détaillée révèle trois phases d'amplitudes différentes comportant chacune un événement « rapide » ou **subsidence tectonique** S_{tec} que l'on peut interpréter comme l'effet direct d'une distension, suivi d'un événement « plus lent » ou **subsidence thermique** S_{th} qui relèverait de la contraction thermique de la partie de l'asthénosphère rapprochée de la surface lors de l'événement tectonique :

- la première phase s'est échelonnée du Trias moyen (S_{tec}) au Jurassique moyen (S_{th}) ;
- la seconde du Jurassique supérieur (S_{tec}) au Crétacé inférieur (S_{th}) ;
- la troisième du Crétacé supérieur – Paléocène (S_{tec}) à l'actuel (S_{th}).

Toutefois le pas de temps très important utilisé ici (de 20 à 50 Ma) ne permet pas de repérer le caractère « rapide » des événements tectoniques.

Comment est-il possible d'interpréter ces phases et événements ? En considérant tout simplement l'histoire de la naissance de l'océan Atlantique et la position assez septentrionale de cet exemple. Le Trias est la période de début de dislocation de la Pangée avec la formation de rifts continentaux mais sans déchirure continentale. Celle-ci intervient au Jurassique moyen – supérieur comme l'attestent les données paléomagnétiques de l'Atlantique central et l'âge des ophiolites alpines. L'effet est ici modéré en raison de la situation septentrionale au sein de la mer du Nord du forage. En revanche, cette position a été favorable à l'enregistrement de l'ouverture de l'Atlantique Nord à la fin du Crétacé supérieur et surtout au Paléocène où se réalise l'océanisation.

Voir chapitre 12
§ 12.3.3b

(suite)

4. Quelle est l'incidence sur le calcul de la subsidence S_T de la prise en compte des variations du niveau marin ou de la paléobathymétrie à une période donnée ? La **figure TP6.11b** présente la solution graphique de cette évaluation. Par application du principe d'isostasie, on peut écrire la relation : $dz \cdot \rho_{ms} = (dh + dz) \cdot \rho_e$; sachant que $dz + dh = h$, il vient : $dz = h \cdot (\rho_e / \rho_{ms})$ soit $dz = 23 \text{ m}$ pour $h = 75 \text{ m}$ et $dh = 52 \text{ m}$. L'accroissement h de l'épaisseur de la tranche d'eau se répartit ainsi en 1/3 de subsidence et 2/3 de surélévation du niveau marin.

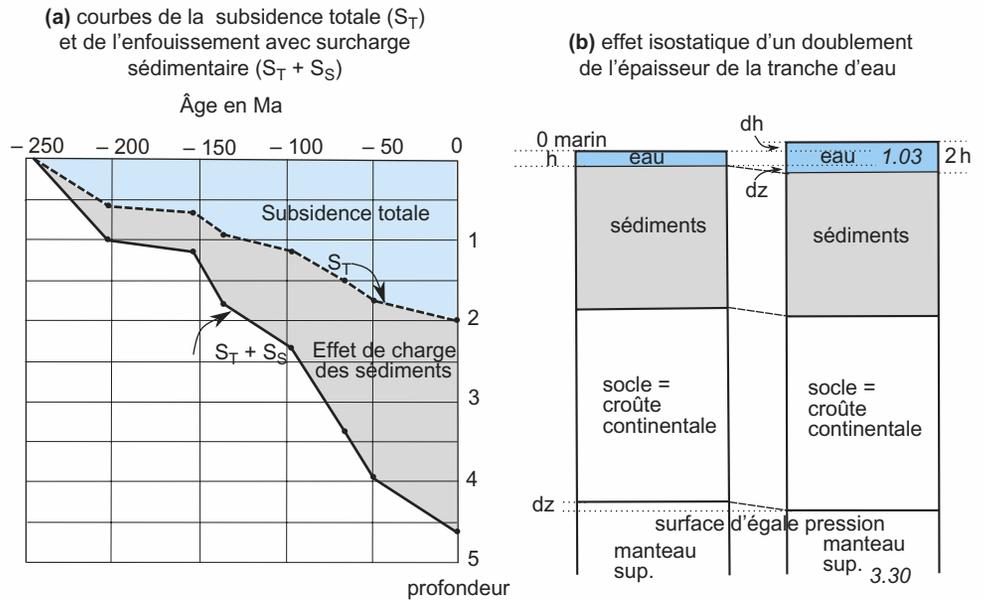


Figure TP6.11 Courbes de subsidence totale et d'enfouissement de la mer du Nord (a) et principe de calcul de l'effet d'un doublement de la tranche d'eau (b).

Conclusion

L'épaisseur cumulée des sédiments est donc un marqueur de l'ampleur de la subsidence d'une marge à condition de soustraire l'effet de charge de ces derniers car, selon l'alimentation sédimentaire, forte ou modeste, cette épaisseur est fort variable pour une même subsidence stricte. C'est ainsi le cas des marges orientale (Sud-armoricaine) et occidentale (Caroline) de l'Atlantique Nord ; la première dite « maigre » n'a accumulé qu'un à deux kilomètres de sédiments ; la seconde dite « grasse » a cumulé près de 10 km de sédiments sur la même période de temps. Ces différences radicales ici tiennent également au fait que les subsidences strictes ont été fort différentes puisque la subsidence stricte de la plate-forme américaine (Caroline) a été de l'ordre de 4 km contre à peine 0,5 à 0,8 km pour la plate-forme Sud-armoricaine.

Abordons pour terminer l'organisation ou géométrie des sédiments au niveau de la plate-forme et voyons en quoi elle est notamment révélatrice des variations du niveau marin ou variations eustatiques que nous avons volontairement omises jusqu'à présent.

6.3 ARCHITECTURE DES SÉDIMENTS PLIO-QUATÉRNAIRES, UN MARQUEUR DES FLUCTUATIONS RÉCENTES DU NIVEAU MARIN

6.3.1 Physionomie générale de la disposition des sédiments

L'architecture des sédiments d'une marge est accessible *via* les profils produits par sismique réflexion. Il y a en effet réflexion des ondes sismiques générées s'il existe un contraste d'impédance entre deux niveaux (l'impédance est le produit de la masse volumique par la vitesse de propagation). Les réflecteurs sont le fond marin, les limites de couches, les surfaces de discordances ou les failles. À l'exclusion des deux derniers cas, ces réflecteurs sont des lignes – temps (sur chacun, les dépôts sont de même âge). Le profil est donc une coupe espace – temps (temps double ou temps d'aller-retour des ondes) dont l'organisation est à l'image de celle d'une coupe géologique, échelle verticale mise à part. L'âge présumé des dépôts est confirmé par des forages en principe. Il importe à partir de là d'identifier précisément à quel type de dépôt sédimentaire correspond chaque « faciès sismique » identifiable à la densité et à la géométrie des réflecteurs pour pouvoir le traduire en environnement sédimentaire, ce qui permettra alors de construire une courbe de variation relative du niveau marin.

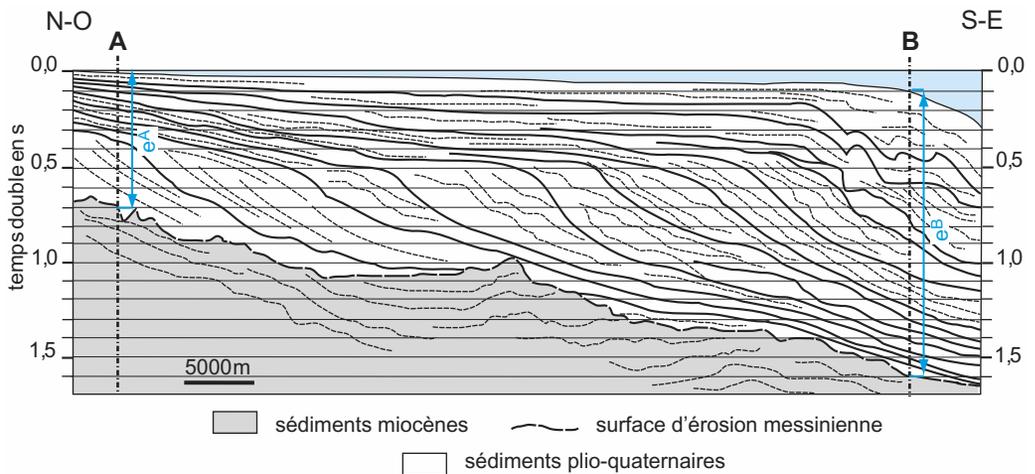


Figure TP6.12 Schéma interprétatif d'un profil sismique de la marge du golfe du Lion au large de Narbonne.

Considérons tout d'abord un schéma interprétatif d'un profil sismique général de la marge du golfe du Lion (figure TP6.12). On y observe une discordance très nette entre les sédiments miocènes et les sédiments plio-quatérnaires. Cette surface irrégulière est interprétée comme une surface d'érosion suite à l'assèchement de la Méditerranée à la fin du Miocène, entre – 6,3 et –5,2 Ma, durant la période messinienne. Depuis la sédimentation détritique a repris et présente des corps sédimentaires « sigmoïdes » dont les clinoformes (réflecteurs obliques) progressent vers le large ; on parle de progradation. Celle-ci va de pair avec une épaisseur croissante de la sédimentation entre plate-forme interne et plate-forme externe ce qui traduit une amplification de la subsidence de la marge en direction du large. La résolution du document ne permet toutefois pas d'analyser plus en détail ces géométries, en particulier sur le rebord de la plate-forme externe où les dépôts quaternaires semblent présenter une architecture plus compliquée.

Analyser des caractéristiques de la sédimentation plio-quaternaire

1. En réutilisant la loi de l'exercice TP6.5 permettant de déterminer la vitesse sismique V pour un temps simple donné t_s , établissez la vitesse sismique moyenne V_m pour deux colonnes sédimentaires plio-quaternaires notées A et B sur la figure TP6.12 et calculez à partir de là l'épaisseur e (e^A et e^B) en m de chacune.
2. Sachant que la sédimentation plio-quaternaire a débuté il y a 5,2 Ma, calculez le taux moyen de sédimentation τ (exprimé en mm/1 000 ans) pour chaque colonne.
3. Déduisez-en le taux de subsidence stricte ou totale τ_T (toujours en mm/1 000 ans) en éliminant l'effet de charge des sédiments ; la masse volumique moyenne des sédiments de la colonne A, ρ_A , est de $1,86 \text{ kg/dm}^3$; celle des sédiments de la colonne B, ρ_B , est de $2,11 \text{ kg/dm}^3$. Reprendre pour cela l'expression de S_T de l'exercice TP6.7.

Corrigé

1. Colonne A : on peut négliger ici l'épaisseur de la tranche d'eau ; $V_0 = 1,50 \text{ km/s}$ et $V_{0,35s} = 1,81 \text{ km/s}$ donc $V_m = 1,65 \text{ km/s}$ d'où $e^A = 0,35 \cdot 1,65 = 0,577 \text{ km}$ soit $e^A = 577 \text{ m}$;
Colonne B : il faut dans ce cas éliminer la tranche d'eau de temps double 0,1 s soit temps simple 0,05 s ; la base des sédiments plio-quaternaire se situe donc à $t_s = 0,75 \text{ s}$ du plancher océanique d'où $V_{0,75s} = 2,17 \text{ km/s}$; on en déduit $V_m = 1,84 \text{ km/s}$ et $e^B = 0,75 \cdot 1,84 = 1,38 \text{ km}$ soit $e^B = 1\,380 \text{ m}$.
2. $\tau^A = 577 \cdot 10^3 / 5,2 \cdot 10^3 = 111 \text{ mm/1 000 ans}$; $\tau^B = 1\,380 \cdot 10^3 / 5,2 \cdot 10^3 = 265 \text{ mm/1 000 ans}$.
3. $S_T^A = 0,577 \cdot (3,30 - 1,86) / (3,30 - 1,03) = 0,363 \text{ km}$ ou 363 m d'où $\tau_T^A = 70 \text{ mm/1 000 ans}$; $S_T^B = 1,38 \cdot (3,30 - 2,11) / (3,30 - 1,03) = 0,723 \text{ km}$ ou 723 m d'où $\tau_T^B = 139 \text{ mm/1 000 ans}$; la subsidence de la plate-forme externe est donc égale au double de la subsidence de la plate-forme interne.

6.3.2 Analyse des prismes de haut niveau

Le profil à haute résolution de la figure TP6.13, réalisé au large du Cap d'Agde, va nous permettre d'identifier l'histoire très récente du niveau marin. Pour l'interpréter, nous ferons appel aux notions développées dans le chapitre 8, § 8.2.2 et dans les encarts TP2.1 et TP2.2.

Analyse d'un profil sismique de prismes de haut niveau

1. Déterminez la résolution d'un tel profil en estimant l'écart moyen entre deux réflecteurs au niveau du segment X-Y dont la hauteur est de $30 \text{ ms } t_D$ environ (pour la conversion temps - épaisseur, on considérera la vitesse dans les sédiments superficiels égale à $1,6 \text{ km/s}$).
2. À partir de la figure TP6.13, construisez sur calque un schéma interprétatif de l'organisation des divers réflecteurs. Pour cela, pointez en premier lieu les surfaces de discordance qui permettent de délimiter les unités sismiques ou séquences de dépôts puis identifiez l'architecture interne de chaque unité. Localisez au moyen de flèches (voir le code proposé sur la figure TP6.14) les différents biseaux rencontrés et légendez votre schéma. Vous vous limiterez au repérage des trois dernières séquences de dépôts qui seront notées A, B et C (de la plus ancienne à la plus récente) ; l'unité C sera décomposée en sous-unités notées $C_1, C_2 \dots$.

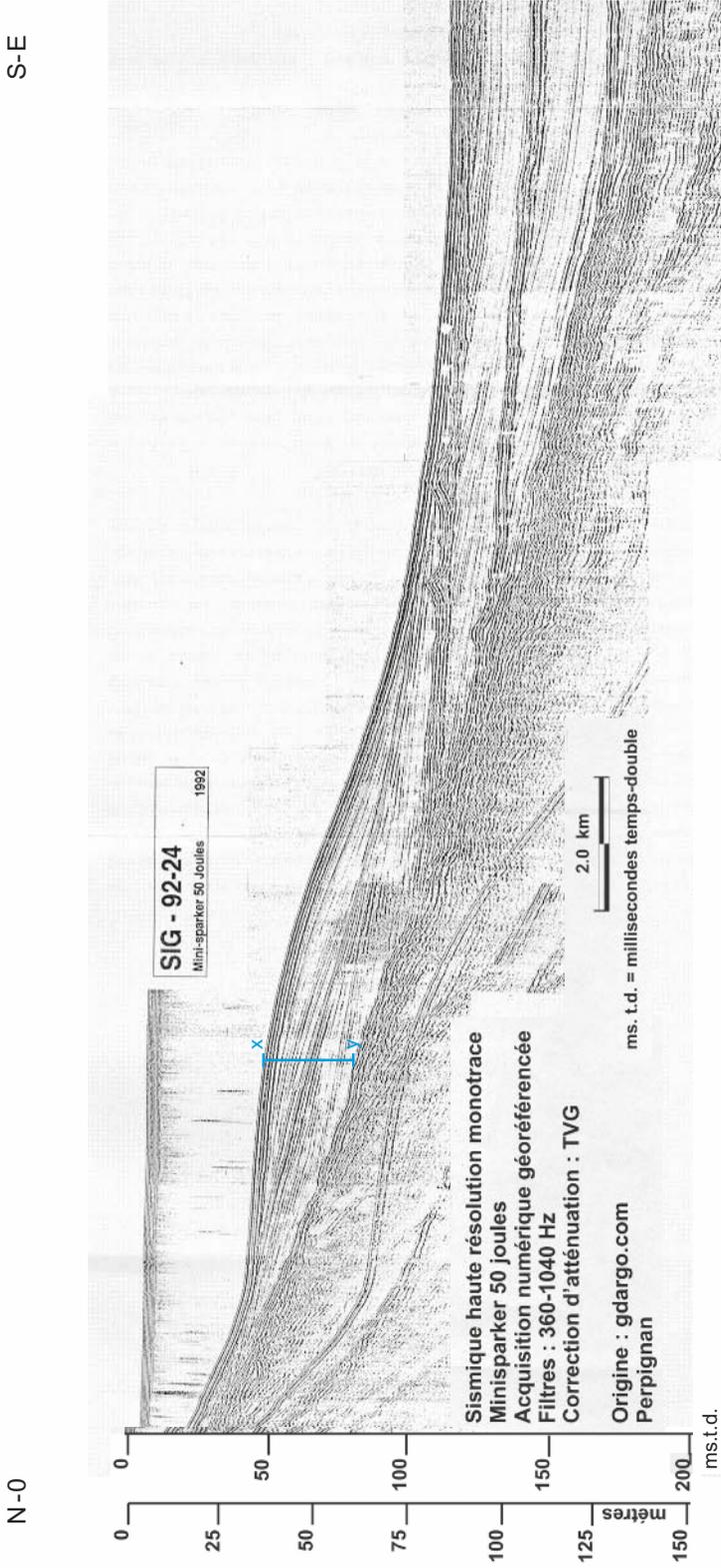


Figure TP6.13 Profil de sismique-réflexion de la plate-forme interne du golfe du Lion, au large de du Cap d'Agde (*gdargo.com* – *M. Tesson* – *Perpignan*). L'échelle en mètres n'est en principe valable que pour la colonne d'eau.

(suite)

Avertissement : en raison du fait que l'onde incidente n'est jamais constituée d'un seul ébranlement (c'est une succession d'ébranlements dont l'amortissement n'est pas immédiat), c'est un train d'ondes qui est réfléchi sur chaque réflecteur et reçu par les hydrophones ; il en résulte pour une surface donnée plusieurs traces parallèles. **C'est donc la première trace qu'il faut pointer à chaque fois.** Ceci montre que l'analyse d'un profil n'est jamais simple, même pour un spécialiste.

3. Compte tenu de la signification des divers biseaux, des surfaces identifiées et de l'architecture de chaque séquence, décrivez les variations relatives du niveau marin au fil du temps (de A à C) et proposez une interprétation en lien avec l'histoire récente du Quaternaire (chapitre 9).

Corrigé

1. Le décompte des réflecteurs sur le segment X-Y (entre 22 et 25) et la conversion du temps simple (15 ms) en épaisseur (24 m) permettent d'estimer que l'espace moyen entre deux réflecteurs est de l'ordre de 1 m.

2. La figure TP6.14 présente le schéma interprétatif attendu : sont notées en traits gras les surfaces de discordance délimitant les diverses unités ; les trois types de biseaux sont soulignés là où ils sont le plus aisément repérables ; des surfaces d'inondation sont indiquées au sein de l'unité C, permettant son découpage en sous-unités.

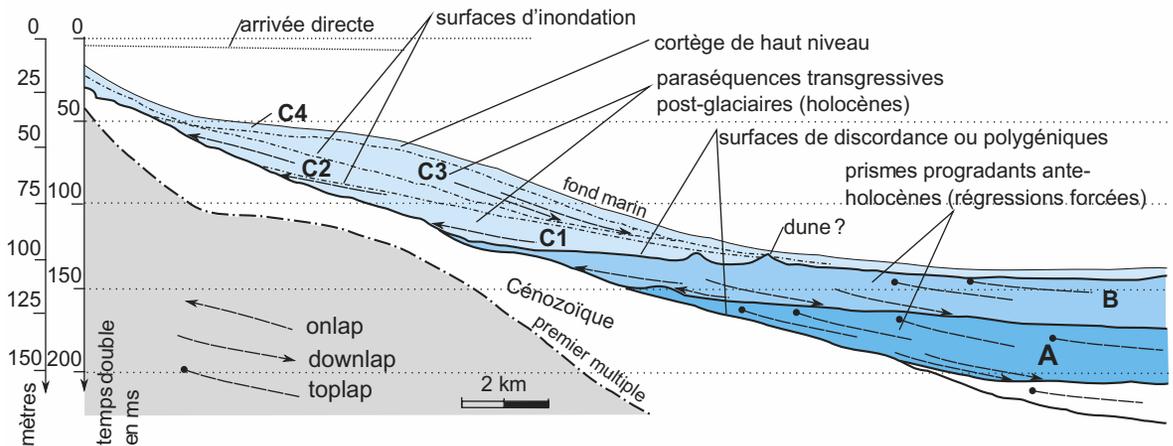


Figure TP6.14 Interprétation du profil de la figure TP6.13.

3. Interprétation en terme de variations relatives du niveau marin

Les unités A et B présentent de fortes ressemblances : la disposition de leurs réflecteurs relève d'une organisation progradante révélatrice de la diminution de l'espace disponible suite au comblement sédimentaire en période de baisse du niveau marin (régression forcée) ; la partie sommitale largement tronquée de ces unités dénote un phénomène d'érosion consécutif à cette baisse (voir dans le paragraphe suivant la situation du rivage au niveau de la plate-forme externe en bas niveau marin) qui, avec l'épisode transgressif suivant, matérialise une surface de discordance.

En revanche, les figures de rétrogradation à la base de chacune de ces unités sont fort rares ; seuls quelques onlaps sont identifiables au niveau de l'unité B. Comment expliquer cela ? Deux interprétations complémentaires peuvent être avancées : (1) l'épaisseur de ces dépôts (l'intervalle transgressif) est inférieure au degré de résolution du

profil, soit 1 m environ comme nous l'avons calculé précédemment ; (2) la hausse du niveau marin a été si rapide qu'il n'y a pratiquement pas eu de dépôts dans l'intervalle transgressif, la houle et les courants à vergence ouest remobilisant en permanence les sédiments et les refoulant sur le littoral (futur prisme de haut niveau). Les bosses au niveau des surfaces de discordance pourraient en être les témoignages (dunes hydrauliques côtières ?). Au final, c'est le caractère dissymétrique de ces deux séquences qui est remarquable, les phases de haut niveau marin puis de baisse progressive étant bien conservées sous forme d'unités progradantes, les phases de hausse ou rétrogradation étant quasi absentes.

L'unité C illustre pour sa part le caractère rétrogradant voire aggradant de la sédimentation actuelle (post-glaciaire ou holocène) dans un contexte de vaste espace disponible qui conduit à la construction d'un prisme de haut niveau. Cette ébauche de prisme présente néanmoins des disparités de détail qui révèlent l'irrégularité de la hausse du niveau marin ; une première sous-unité transgressive C_1 se terminant par une surface transgressive assez nette est relayée par une sous-unité C_2 elle-même plus transgressive (onlaps) et chapeauté par une sous-unité C_3 progradante suggérant un arrêt temporaire de la hausse du niveau marin autour de -25 m approximativement. Celui-ci augmente ensuite brusquement conduisant au développement de la sous-unité C_4 , développement strictement vertical, de type aggradation sur le profil (les figures de progradation seraient à rechercher plus près du rivage).

À quoi attribuer en définitive ces fluctuations du niveau marin ? L'unité C est à l'évidence holocène donc postglaciaire ; la discordance entre B et C matérialise le dernier bas niveau marin donc le maximum glaciaire würmien ; la hausse du niveau marin relève ainsi de la fonte liée au réchauffement holocène (à partir de -15 ka environ) mais cette hausse s'est manifestement opérée en différents temps comme le montrent les sous-unités C. Les prismes progradants B et A relèvent par conséquent de phases de haut niveau marin antérieur mais, compte tenu des larges épisodes d'érosion en période froide, il est impossible, sans datation, d'interpréter chronologiquement avec précision les discordances entre unités B et A ou entre A et son substratum. Les prismes A et B pourraient tout aussi bien correspondre à des sous-épisodes « chauds » donc de hauts niveaux lors du début de l'installation de la dernière glaciation (Würm) qu'à des hauts niveaux de phases interglaciaires plus anciennes (Riss, Mindel ?).

Voir chapitre 9, figures 9.6 et 9.14

6.3.3 Analyse des prismes de bas niveau

Est-il possible d'établir un ordre de grandeur de la baisse du niveau marin et quelles informations nous livrent les prismes de bas niveau ? Peut-on faire la part des choses entre la subsidence et la variation eustatique puisque l'évolution de l'espace disponible dépend de ces deux paramètres ?

Pour répondre à ces questions, nous allons nous intéresser aux unités sédimentaires ou prismes de bas niveau qui se situent sur la plate-forme externe, ce qu'illustre la figure TP6.15a.

Un schéma interprétatif (figure TP6.15b), volontairement simplifié, va nous servir de guide pour l'analyse de ce profil. Les principales discontinuités y sont figurées en traits gras, les réflecteurs majeurs ou cliniformes au sein des unités (notées de A à D) sont repérés par des traits discontinus. De plus, deux faciès sismiques sont identifiés par une trame grise :

1. en gris sombre, les successions de cliniformes peu pentues (si on élimine l'exagération verticale du profil, d'un facteur 50 environ, cela correspond à des pentes inférieures à 1°), dont les carottages ont montré qu'il s'agissait de séquences bien litées constituées de l'alternance de sables fins et d'argiles qui se déposent donc à la limite d'action de la houle (ce faciès sédimentaire se trouve actuellement entre -20 et -30 m) ;

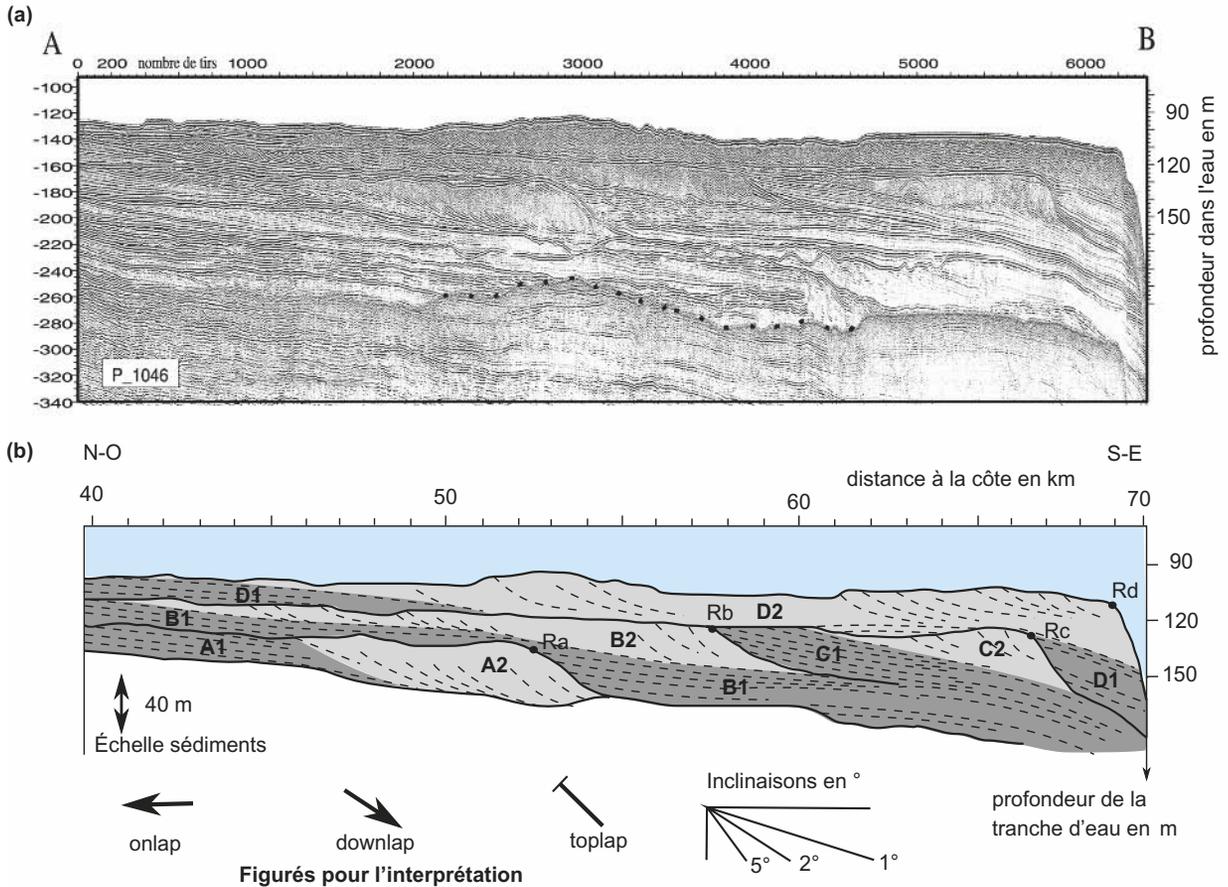


Figure TP6.15 Plate-forme languedocienne externe, au large du Cap d'Agde.
 (a) Profil sismique (© Ifremer – Rabineau et Berné – 2000), (b) Interprétation simplifiée.

Voir chapitre 7,
figure 7.3

2. en gris clair, les successions de cliniformes à pendages assez « importants » (entre 2 et 5° en fait), souvent plus pauvres en réflecteurs en raison d'une plus grande homogénéité sédimentologique ; il s'agit de sables fins à moyens, sans fraction argileuse, aux grains bien émoussés, donc caractéristiques d'un front de delta ou de barres littorales, domaines à très faible tranche d'eau et moyennement agités.

EXERCICE TP6.10

Analyse d'un profil sismique de prismes de bas niveau

1. Repérez sur la [figure TP6.15b](#), en utilisant les codes proposés, quelques exemples de chaque type de biseaux.
2. En tenant compte des recouvrements verticaux et latéraux des différentes unités et sous-unités (A1 à B2), des biseaux repérés précédemment et de la nature des faciès sismiques, décrivez l'évolution de l'espace disponible de l'épisode A1 à l'épisode B2.
3. Quelle tendance générale d'évolution de l'espace disponible ressort de cette description ? Quelles causes peut-on avancer ?
4. Comment est-il possible d'expliquer les distances différentes à la côte des sous-unités A2, B2, C2 et D2 ? Énoncez les différentes hypothèses explicatives.

5. En partant de l'hypothèse que le point distal de l'unité D2 noté R_D correspond à une ligne de rivage datée à -15 ka et sachant que sa bathymétrie présente est de -110 m, comment faut-il procéder pour retrouver la « profondeur » du niveau marin de l'époque par rapport à l'actuel ?
6. Pour éliminer l'effet de charge de la tranche d'eau actuelle, on partira du principe que l'équilibre isostatique se réalise à l'échelle régionale soit à celle de toute la plate-forme dont la bathymétrie moyenne est de 60 m et on utilisera la solution de la question 4 de l'exercice TP6.7. Pour tester l'influence de la subsidence, on utilisera le résultat de la question 3 de l'exercice TP6.8 au niveau de la plate-forme externe soit τ_T^B .
7. En partant de l'hypothèse que le flux sédimentaire est demeuré constant et en tenant compte du résultat précédent concernant l'effet de la subsidence, que traduisent finalement les différentes unités A à D ?

Corrigé

1. La figure TP6.16 consigne les principaux biseaux identifiables, « toplaps » et « downlaps » pour les sous-unités à clinoformes pentées (en gris clair), « onlaps » surtout pour les sous-unités à clinoformes peu pentées (en gris sombre).

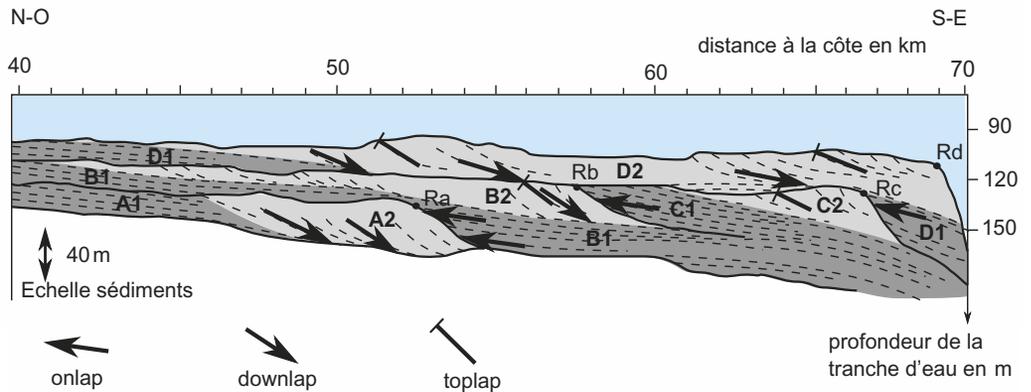


Figure TP6.16 Identification de divers biseaux sur le profil sismique de la figure TP6.15b.

2. La sous-unité A1 correspond à une période d'espace disponible notable en raison d'un niveau marin relativement haut (faciès non sensible à l'action de la houle donc au-delà de -30 m) ; elle est suivie d'une phase de réduction notable de l'espace disponible matérialisée par la progradation d'un front deltaïque qui peut résulter tant d'un apport sédimentaire notable que d'une baisse du niveau marin ou des deux à la fois. La discontinuité sommitale correspond à l'absence d'espace disponible donc à un épisode d'érosion suite à l'émersion du toit du corps sédimentaire A2. S'ensuit une création brutale d'espace disponible puisque le faciès redevient profond (B1), sans dépôts de transition (littoraux), et que des biseaux de rétrogradation sont repérables. Ce nouvel espace disponible connaît ensuite la même évolution que celle de l'unité A si ce n'est que le front deltaïque B2 progresse plus loin, vers le large. Les troncatures sommitales très nettes de B2 suggèrent une nouvelle émersion du toit de ce corps sédimentaire.

(suite)

3. Les corps sédimentaires majeurs sont donc des dispositifs en progradation alors que les dispositifs en rétrogradation sont fort modestes. Cela suggère soit de fortes fluctuations des apports sédimentaires associées à une subsidence assez rapide (apport sédimentaire modeste par rapport à la subsidence d'où faciès sismique « profond » auquel succède un apport brutal qui comble rapidement l'espace disponible engendrant un faciès sismique « peu profond » avant l'émergence et l'érosion, puis un arrêt prolongé de tout apport, le temps de recréer par subsidence de l'espace disponible), soit des fluctuations asymétriques du niveau marin avec hausse brutale et abaissement plus lent. Sachant que la subsidence est un processus d'ampleur régionale et à forte inertie puisque dépendant de la flexuration de toute la lithosphère et du fluage de l'asthénosphère, la première hypothèse apparaît peu réaliste.
4. La variation de la distance à la côte des faciès de front de delta peut relever tant d'apports sédimentaires fluctuants (apports modestes, brefs, et refoulement modéré de la ligne de rivage vers le large ; apports importants, prolongés, et refoulement notable) que de bas niveaux marins distincts, les sous-unités les plus distales traduisant les épisodes de plus bas niveaux.
5. Il ne faut pas se contenter de lire la bathymétrie actuelle mais apporter deux corrections, l'une tenant compte de l'effet de la subsidence de la plate-forme depuis 15 ka comme nous l'avons noté dans l'exercice TP6.8, l'autre prenant en compte l'effet de charge de la seule tranche d'eau récente (puisque'il n'y a pas eu depuis 15 ka de sédimentation notable dans ce secteur).
6. La solution de la question 4 de l'exercice TP6.7 permet de conclure au fait qu'une tranche d'eau de 60 m en moyenne induit un effet de charge d'un tiers soit 20 m ici. Quant à l'effet de la subsidence de la marge, le taux τ_T^B de 140 mm/1 000 ans appliqué à 15 ka fournit un ordre de grandeur de 2,1 m, ce qui montre que le terme subsidence peut être négligé ici. On en déduit donc que le point R_D se situait à $-110 + 20 = -90$ m environ par rapport au niveau marin actuel.
7. Au final, l'explication la plus plausible concernant l'architecture des corps sédimentaires est celle qui repose sur les fluctuations asymétriques du niveau marin dont les causes relèvent du glacio-eustatisme (§ 9.1.4). R_D correspond au bas niveau marin en fin de phase glaciaire du Würm ; R_C et R_B pourraient correspondre à des bas niveaux de la phase du Riss et R_A au bas niveau de la phase Mindel ; il ne s'agit toutefois que d'une hypothèse en l'absence de données chronologiques. Les distances différentes par rapport au rivage actuel traduiraient l'ampleur de la chute du niveau marin à chaque fois.

Bilan

La marge du golfe du Lion est donc un exemple particulièrement approprié à l'illustration de la stratigraphie séquentielle. Toutefois, les événements quaternaires, par leur fluctuation à très haute fréquence et l'asymétrie des cycles, n'expriment que partiellement l'architecture des corps sédimentaires telle qu'elle a été synthétisée par l'équipe de P. Vail au sein du groupe pétrolier EXXON. Le paragraphe 8.2.2c du chapitre 8 donne un aperçu de l'approche plus théorique et parfois « caricaturale » développée à partir de l'analyse de multiples profils de séries ante-quaternaires. La réalité est ainsi nettement plus compliquée et amène à réviser notablement un modèle novateur en son temps mais sujet à évolution comme tout modèle.

Remarque : Nous n'avons pas abordé ici la question de la transition entre croûte continentale et croûte océanique ? Que retenir des travaux récents à ce sujet ?

Les deux types de croûtes, continentale et océanique, ne sont pas simplement accolées l'une à l'autre. Il existe entre elles une zone appelée **transition continent - océan**

Voir chapitre 3,
§ 3.2.3a et
figure 3.21

(TCO), d'une largeur de 30 à 80 km environ, qui présente des caractères géophysiques originaux (Moho mal identifié, vitesses sismiques intermédiaires entre celles de la croûte continentale et du manteau, faibles anomalies magnétiques) et des structures particulières (manteau hétérogène et déformé, failles pentées). Cette zone de transition est soit non volcanique, soit volcanique. Dans le premier cas, elle correspond à un manteau exhumé lors de la déchirure continentale dont la mise en place précède le processus magmatique d'océanisation ce qui relève d'un scénario de rifting passif ; pour exemples, les marges ibérique, sud-armoricaine et du golfe d'Aden vraisemblablement. Dans le second cas, le manteau transitionnel est surmonté de coulées de laves basaltiques pentées en direction de l'océan et il est injecté de gabbros ; ces faits suggèrent une océanisation selon un mécanisme de rifting actif, un panache mantellique favorisant la déchirure très rapide de la plaque lithosphérique et provoquant la fusion mantellique par décompression adiabatique. C'est le cas des marges Nord-atlantiques de part et d'autre du point chaud de l'Islande (marges de Norvège et du Groënland).

6.4 CONCLUSION

Voir « programmes
des forages
profonds »
chapitre 7, § 7.3.2

Voir chapitre 9,
§ 9.2

Voir chapitre 12,
§ 12.3.2 et TP9 § 9.2

Voir TP5,
exercice TP5.1

L'analyse tant de la sédimentation actuelle que récente nous amène à constater qu'au niveau des plates-formes les phases non sédimentaires par suite d'émersion, d'érosion ou d'absence de dépôts malgré l'immersion sont aussi importantes qualitativement voire quantitativement que les phases de sédimentation. Cette discontinuité de l'enregistrement sédimentaire conduit donc à une lecture « tronquée » de leur histoire, sur laquelle est d'ailleurs fondée l'échelle stratigraphique du calendrier géologique (usage des lacunes sédimentaires pour définir périodes et sous-périodes). C'est la raison pour laquelle il est essentiel de travailler par ailleurs sur des séries de bassins océaniques pour disposer d'un témoignage continu de l'histoire des enveloppes externes du globe. Tel est le cas de l'usage du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des tests de foraminifères planctoniques pour la reconstitution des oscillations climatiques du dernier Ma.

Le domaine alpin sera l'occasion de retrouver un contexte de marge passive en domaine dauphinois pour la période mésozoïque avec blocs basculés et subsidence notable.

Il est sinon logique de s'interroger sur le devenir géodynamique des marges passives dont les plus anciennes, d'âge Jurassique supérieur, se situent dans l'Atlantique central (marge Nord-américaine et marge africaine). Le refroidissement graduel de la lithosphère océanique solidaire au départ de la lithosphère continentale conduit à terme à ce que sa masse volumique moyenne devienne supérieure à celle de l'asthénosphère qui la supporte. Sa subduction paraît ainsi inéluctable ce qui signifie que toute marge passive devrait évoluer en marge active sauf que, dans le cas de l'Atlantique, mis à part le domaine antillais, les marges très anciennes demeurent passives !

Soulignons enfin que les marges passives bien « nourries » sont des sites favorables au piégeage d'hydrocarbures car elles comportent à la fois les roches-mères riches en matière organique fossilisée (le kérogène) et les roches-réservoirs, pièges à hydrocarbures, comme les lentilles gréseuses à forte porosité entourées de roches imperméables (corps sableux deltaïques au sein d'argilites de milieux plus profonds – cas des gîtes de Mer du Nord) ou les couches déformées par des diapirs de sels (les évaporites de la phase de déchirure continentale sont souvent surmontées par des couches sapropéliques liées à l'installation de bassins euxiniques avant océanisation ; la tectonique salifère qui succède engendre les pièges – cas des marges du Gabon et du Mexique).

Plan

- 7.1 Cadre général et principaux affleurements
- 7.2 Principales caractéristiques géologiques de quelques secteurs
- 7.3 Synthèse des diverses données

Objectifs

- dégager les relations structurales entre un massif ancien (plissé) et
- un bassin sédimentaire (monoclinal)
- illustrer les notions de transgression, discordance
- construire un schéma structural.

Introduction

L'étude des cartes géologiques de Condé-sur-Noireau et de Falaise au 1/50 000^e, associées à la carte de France au millionième, va nous permettre d'établir les relations entre un massif ancien, le Massif armoricain, et la bordure occidentale du Bassin parisien (cahier couleur p. 30 à 32).

Après avoir présenté le cadre général, nous analyserons quelques secteurs pour en dégager les caractéristiques géologiques fondamentales. Un schéma structural (figure TP7.2), un bloc diagramme (§ 7.3) résumeront ces données. Divers lieux cités dans le texte comportent la mention d'un chiffre en gras entre parenthèses. La figure TP7.2 situe ces divers endroits.

7.1 CADRE GÉNÉRAL ET PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS

7.1.1 Situation des deux cartes

Les deux feuilles de Condé-sur-Noireau (175) et Falaise (176) (cahier couleur p. 30 à 32) illustrent la géologie de la Basse-Normandie (départements du Calvados et de l'Orne). Le Noireau et l'Orne (feuille de Condé), la Dives (feuille de Falaise) sont les principaux cours d'eau observés. Elles couvrent l'extrémité orientale du Massif armoricain et le bord occidental du Bassin parisien. Elles reprennent en grande partie des secteurs de l'ancienne carte de Falaise au 1/80 000^e.

7.1.2 Diversité des affleurements

Ces deux cartes comportent des formations couvrant une période allant du Protérozoïque (b2 et b3) jusqu'au Quaternaire, soit plus de 600 Ma d'histoire. Le Briovérien (b) et la première moitié du Primaire (k, o et s) sont bien représentés, ainsi que le Trias et le Jurassique, formations secondaires mieux observables sur la feuille de Falaise. Le Crétacé et surtout le Cénozoïque sont très réduits.

Les principales catégories de roches, sédimentaires, magmatiques et métamorphiques, affleurent.

7.2 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES DE QUELQUES SECTEURS

7.2.1 Lithologie et structure du socle protérozoïque

Partie orientale de la carte de Condé-sur-Noireau, secteur de S^t Christophe (1) (cahier couleur p. 32, $x = 398,5$; $y = 1\ 135$)

Voir chapitre 7 § 7.1

a) Formations à l’affleurement

Cette partie de la carte est dominée par des affleurements de flyschs (b3). Trois faciès lithologiques sont décrits, siltites, grès et argilites, tous trois présentant une organisation en séquences (séquences de Bouma). Ces roches détritiques sont des turbidites qui résultent de l’érosion d’un massif situé plus au Nord, comme le prouvent les reconstructions des chenaux d’alimentation (notice Condé p. 10). Ces dépôts se sont accumulés dans un bassin, le bassin mancennien.

Dans le secteur occidental de la carte, des spilites Σ^b sont intercalées entre ces flyschs. Ces basaltes constitués d’affleurements peu étendus sont aussi révélés par une anomalie magnétique qui est cartographiée (contour rouge). L’orientation de ces formations est N70 °E. Divers sondages montrent des coulées ou un débit en coussins. La composition moyenne est celle d’une tholéiite à olivine normative (notice Condé p. 12). Ces roches sont issues d’un volcanisme sous-marin et témoignent de la **distension** du bassin mancennien à cette époque.

b) Tectonique

Elle est *a priori* difficile à voir étant donné l’uniformité des affleurements. Cependant plusieurs indices la révèlent :

- les pendages ; en suivant la rive orientale de l’Orne, du S-E vers le N-O, depuis le bateau ($x = 399,5$; $y = 1 132$) jusqu’à St Christophe, on peut relever de multiples pendages à inclinaison souvent élevées (35° à 85°) et à plongement alternativement vers le S-E et le N-O, voire des séries inversées. Tout ceci est révélateur des plis très serrés affectant le Briovérien.
- la direction des **schistosités** : en suivant le cours du Noireau ($y = 1 133$) et dans le secteur des Gouttes ($x = 393$; $y = 1 135$), on retrouve des signes de pendages et de schistosités dont les azimuts et les valeurs concordent ;
- la trace des plans de stratification du Briovérien, sous la forme de traits noirs orientés globalement N80 °E ;
- des failles, de même direction.

L’ensemble de ces données, ainsi que celles de la notice (indice de Condé, p. 47) montre que le Briovérien est structuré par de nombreux plis dont l’axe est orienté N70 °E. Ils s’accompagnent d’une schistosité de fracture. Ce sont les témoins de l’**orogénèse cadomienne**.

7.2.2 Granite d’Athis

Angle SE de la [carte de Condé-sur-Noireau \(cahier couleur, p. 31\)](#), et angle SO de la [carte de Falaise \(cahier couleur, p. 30\)](#).

a) Lithologie

Le granite d’Athis (2) (γ_c^4) couvre l’angle SE de la feuille de Condé et un secteur SO de la feuille de Falaise. Il s’agit d’une granodiorite dont la paragenèse est : quartz, plagioclase, orthose, micas noir et blanc, cordiérite (notice Condé p. 15).

b) Relations avec les formations voisines

Ce granite est surmonté par le synclinal de la Forêt Auvray (3), d’axe NO/SE, constitué de terrains cambriens (k1, k2), non métamorphisés. De la même façon, le granite de Quinquéfouillère (4) (feuille de Falaise, $x = 406$; $y = 1 135$) n’affecte pas les terrains primaires à son contact. Le granite d’Athis est entouré par une **auréole de métamorphisme de contact** affectant les formations briovériennes. Il leur est donc postérieur. Sa mise en place intervient à la fin du Protérozoïque, après les dépôts du Briovérien et avant ceux du Cambrien. L’âge radiométrique établi autour de -540 Ma le confirme (notice Condé p. 14, indice 3 sur la carte au millionième). Ce pluton granitique est associé à l’orogénèse cadomienne.

Un autre pluton est observable sur la carte de Condé, il s’agit du leucogranite de Cerisi-Belle-Étoile. Aucun âge radiométrique n’a été établi. On le considère comme étant également associé à l’orogénèse cadomienne.

c) Métamorphisme de contact

Il est représenté par une auréole de terrains métamorphisés qui n'excède pas quelques km de large. Cet affleurement est plus étendu dans la partie SO de la feuille de Condé en raison de la présence de plutons enfouis situés entre le granite d'Athis et celui de Vire plus occidental et non observables sur cette carte (voir la carte de France au millionième). Cette auréole comporte de l'extérieur vers le pluton des schistes tachetés (bS²) puis des cornéennes à micas et à cordiérite (bK_c²). Il s'agit d'un **thermométamorphisme (faciès des cornéennes)** dû à l'intrusion du pluton dans les flyschs briovériens.

7.2.3 Synclinorium de la zone bocaine

Partie Nord de la feuille de Condé (cahier couleur, p. 32) et diagonale NO/SE de la feuille de Falaise (cahier couleur p. 30).

a) Affleurements primaires

Ces formations sédimentaires appartiennent à la base du Paléozoïque, Cambrien (k1 à k4), Ordovicien (o1 à o5-6). S'y ajoute le Silurien sur la carte de Falaise. Il s'agit pour l'essentiel de formations détritiques : conglomérats, grès... mais aussi de roches carbonatées telles des **calcaires à stromatolites** (k2S) et des calcaires oolitiques (k4).

b) Tectonique varisque

Nous limitons notre analyse à la feuille de Condé. Elle peut être prolongée sans difficulté à celle de Falaise. La structure plissée est attestée par :

- la disposition des affleurements en bandes parallèles symétriques ;
- la succession de pendages différents par leur valeur et opposés dans leur direction ; on peut notamment avoir une idée du pendage du Cambrien en observant les limites de strates aux endroits où la vallée de la Drance (5) les recoupe. Des « V » à pointe dirigée vers le NO sont observables. C'est la direction du pendage de ces affleurements sur le flanc S des plis.

Dans la moitié Ouest, on peut observer deux **synclinaux**, d'axe N110 °E, à cœur peu marqué de k-o1 (Danvou-la-Ferrière : $x = 379$, $y = 1\ 144,5$; et au N de Crépigny : $x = 382,5$, $y = 1\ 144,5$). Ils sont séparés par une faille inverse, par laquelle le synclinal Nord chevauche celui du Sud.

À partir de St Rémy ($x = 393$, $y = 1\ 141$), en allant vers l'Est, seul affleure le pli Nord, sous la forme d'un synclinal à cœur d'Ordovicien (o3). La terminaison périclinale de ce pli est observable à l'Est. Les valeurs des pendages des affleurements du flanc Sud sont faibles, n'excédant pas 40 à 50°, au regard de celles du flanc Nord, 80 à 90°. Ce pli est donc dissymétrique, déversé vers le sud.

Sa terminaison orientale est affectée par un accident masqué par le Quaternaire (RS), d'orientation N155 °E puis N105 °E à partir du hameau « Les Cours » ($x = 401$, $y = 1\ 137,7$). Les affleurements du flanc Nord du synclinal prennent une direction N60 °E (au lieu de N110 °E). La feuille de Falaise montre la suite de ce synclinorium (ensemble de synclinaux). Les formations primaires plissées les plus récentes observables appartiennent au Silurien (s1-3). Le plissement intervenu entre le Silurien et le Trias (§ 7.2.4) est associé à l'orogénèse varisque (notices Condé p. 51, Falaise p. 100).

Un synclinal à cœur de k2c est également observable sur la bordure Nord du granite d'Athis. Il occupe les deux feuilles de Condé et de Falaise. Son flanc Sud présente un pendage faible (20°) de direction NE ; le flanc Nord est renversé (voir le signe) à pendage plus élevé. Il s'agit d'un pli couché.

Diverses failles sont observables, affectant le socle cadomien et le Paléozoïque. Elles ont une direction N20 °E dans la moitié orientale de la feuille de Condé. Ce sont des **accidents varisques**. La feuille de Condé montre une faille inverse de direction N120 °E qui sépare les deux principaux synclinaux de la zone bocaine.

Voir chapitre 7
§ 7.1 et 7.2

L'ensemble des plis et des failles atteste d'un **raccourcissement varisque** de direction générale N20 °E.

c) Discordance des formations varisques sur le socle cadomien

La direction des déformations cadomiennes, plis et schistosités, est globalement N70 °E. Celle des plis et schistosités varisques affectant les terrains paléozoïques est N110 °E. Le Paléozoïque repose en **discordance** sur le Protérozoïque. Cette surface de discordance est utilisée comme coupure majeure dans le calendrier géologique. Elle marque la limite entre le Précambrien et le Primaire (figure TP7.3).

7.2.4 Dépôts subtabulaires du Mésozoïque

Carte de Falaise (cahier couleur p. 30). Pour faciliter la description, nous partagerons cette carte en trois parties :

- le synclinorium de la zone bocaine bien repérable, qui parcourt la carte selon une diagonale NO/SE et la partage en deux parties ;
- un secteur NE, aux affleurements mésozoïques et quaternaires ;
- un secteur SO, comportant le granite d'Athis, du Briovérien et des affleurements mésozoïques et quaternaires plus modestes.

a) Nature des affleurements secondaires

Les affleurements secteur NE comportent des formations du Mésozoïque, allant du Trias (t) à la craie de la base du Crétacé supérieur (c1). Aux dépôts fluviaux du Trias (démantèlement de la chaîne varisque) succèdent les dépôts de la plate-forme carbonatée jurassique du Bassin parisien, installée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Les formations du Crétacé (n6-c1, c1) sont discrètes et cantonnées au secteur SE de la carte dans lequel on trouve aussi des traces d'Éocène (e6).

b) Structure tabulaire des formations mésozoïques du Bassin parisien

La partie orientale du secteur NE comporte divers affluents et des vallées sèches qui rejoignent la Dives. Tous constituent des lieux privilégiés d'observation : les limites d'affleurements du Mésozoïque suivent les contours des vallées. Ces dépôts constituent donc une **structure tabulaire**.

Le contour « tourmenté », sinueux, des formations j3M à j4 de l'angle NE le confirme. Une nouvelle surface de **discordance** sépare ces formations de celles du Primaire, plissées lors de l'**orogénèse varisque**.

Dans le secteur SE, une butte témoin de Jurassique (tabulaire) repose en discordance sur le Briovérien plissé (Bazoches au Houlme, $x = 411$, $y = 1\ 127$).

c) Divers épisodes transgressifs du Jurassique

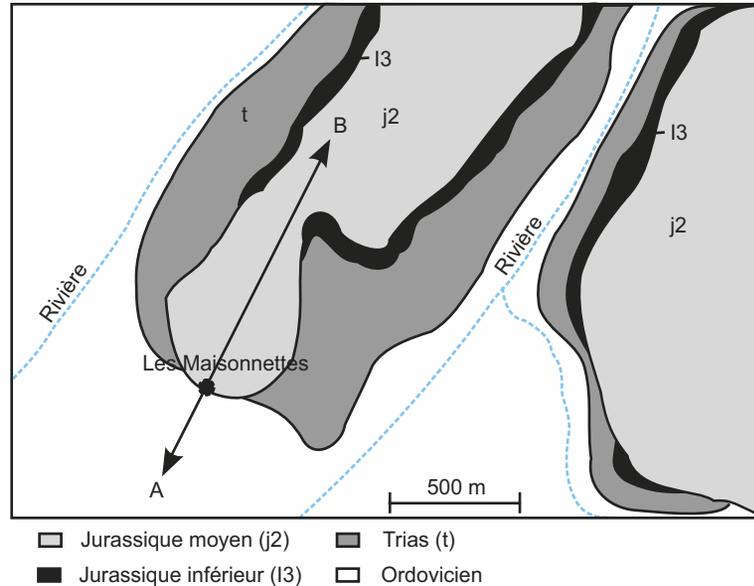
L'analyse attentive de divers contours d'affleurements du Jurassique montre l'existence de « points triples » au niveau desquels :

- le j3Ra est à la fois au contact du j3Bl et du j3M (« les Moulins d'Eraines » $x = 418$, $y = 1\ 138,7$; « vallée du Beudron », $x = 425$, $y = 1\ 139,2$) ;
- le j3La est à la fois au contact du j3B et du j3M ($x = 427$, $y = 1\ 138$) ;
- le j4E est à la fois au contact du j3La et du j3M (même secteur que ci-dessus).

L'ensemble de ces relations illustre les **transgressions** successives qui ont eu lieu au cours du Jurassique. Des faits similaires sont observables pour des formations de la base du Mésozoïque, t, l3 et j2 (figure TP7.1) (les Maisonnettes, $x = 417$, $y = 1\ 132,2$).

À la fin de cette période intervient une émergence suivie par un retour de la mer à la fin du Crétacé inférieur. La page 47 de la notice de la carte de Falaise mentionne que la série du Crétacé repose en discordance sur le Jurassique. Depuis la fin du Crétacé, cette région est émergée et soumise à l'érosion.

(a) Extrait simplifié de la carte de Falaise, près des Maissonnettes ($x = 417, y = 1\ 132,2$)



(b) Coupe schématique suivant l'axe AB



Figure TP7.1 Biseaux de transgressions ; (a) extrait de carte ; (b) coupe.

7.2.5 Événements récents

a) Tectonique cénozoïque

La moitié orientale de la feuille de Condé (cahier couleur p. 32) montre de nombreux accidents orientés autour de N10 à 20 °E affectant le granite d'Athis, le socle briovérien et les terrains paléozoïques de la zone bocaine. Ils sont d'origine varisque. Il s'agit souvent de **décrochements senestres** comme la faille de la vallée de la Vère (signe de décrochement sénestre au sud de la Houssaye, $x = 389, y = 1\ 129$). Le caractère décrochant est aussi observable sur la limite externe de l'auréole de métamorphisme.

Sur la bordure occidentale du granite d'Athis, la vallée de la Vère (6) est rectiligne, le cours d'eau emprunte le tracé de la faille. Ce trajet s'explique par un dénivelé de part et d'autre de l'accident. À Athis, l'altitude de l'arène granitique est de l'ordre de 250 m (point coté 247 m à droite du mot Athis-de-l'Orne). Celle des cornéennes de Montilly-sur-Noireau ($x = 327, y = 1\ 187$) est de 200 à 220 m (points cotés autour de cette localité). Or, les cornéennes sont plus résistantes que l'arène, et l'ensemble de ces formations a été érodé depuis sa mise en place à la fin du Protérozoïque. Le fait que la formation la plus tendre soit surélevée s'interprète par un rejeu récent de la faille de la vallée de la Vère qui a porté en altitude le compartiment oriental. Il s'agit d'une déformation post-varisque difficile à dater car aucun dépôt récent n'existe pour enregistrer cet événement. Au nord du granite d'Athis, le cours rectiligne de l'Orne (7), entre Mesnil-Villement et Pont d'Ouille, traduit le même processus.

Voir chapitre 6 § 6.1

b) Formations superficielles et altération

Le granite d’Athis supporte de larges secteurs d’arène granitique ($A\gamma_c^4$, $A\gamma_L$). Le profil de la notice de la carte de Condé atteste de la présence de kaolinite et de gibbsite, témoins des conditions qui existaient lors de certains épisodes d’**altération**.

Les affleurements mésozoïques du Bassin de Paris sont recouverts d’argiles à silex (RS/lj), témoins de l’altération des calcaires du Lias et du Dogger.

Enfin, des formations éoliennes, lœss du Würm (OE), y sont également présentes sur les deux feuilles.

7.3 SYNTHÈSE DES DIVERSES DONNÉES

La **figure TP7.2** résume les données issues de l’analyse des deux cartes. Ce schéma structural et le bloc diagramme de la **figure TP7.3** illustrent les relations entre un massif ancien, le Massif armoricain, et ses bordures, le Bassin de Paris.

L’ensemble des événements qui ont affecté cette région peut être résumé comme suit.

7.3.1 Au Protérozoïque, orogénèse cadomienne

- Dépôt des turbidites dans le bassin mancennien en distension.
- Déformation de ces terrains lors de l’orogénèse cadomienne (plis d’axe N70 °E).
- Intrusion granitique avec métamorphisme de contact.
- Érosion de la chaîne cadomienne à la fin du Protérozoïque, pénéplanation.

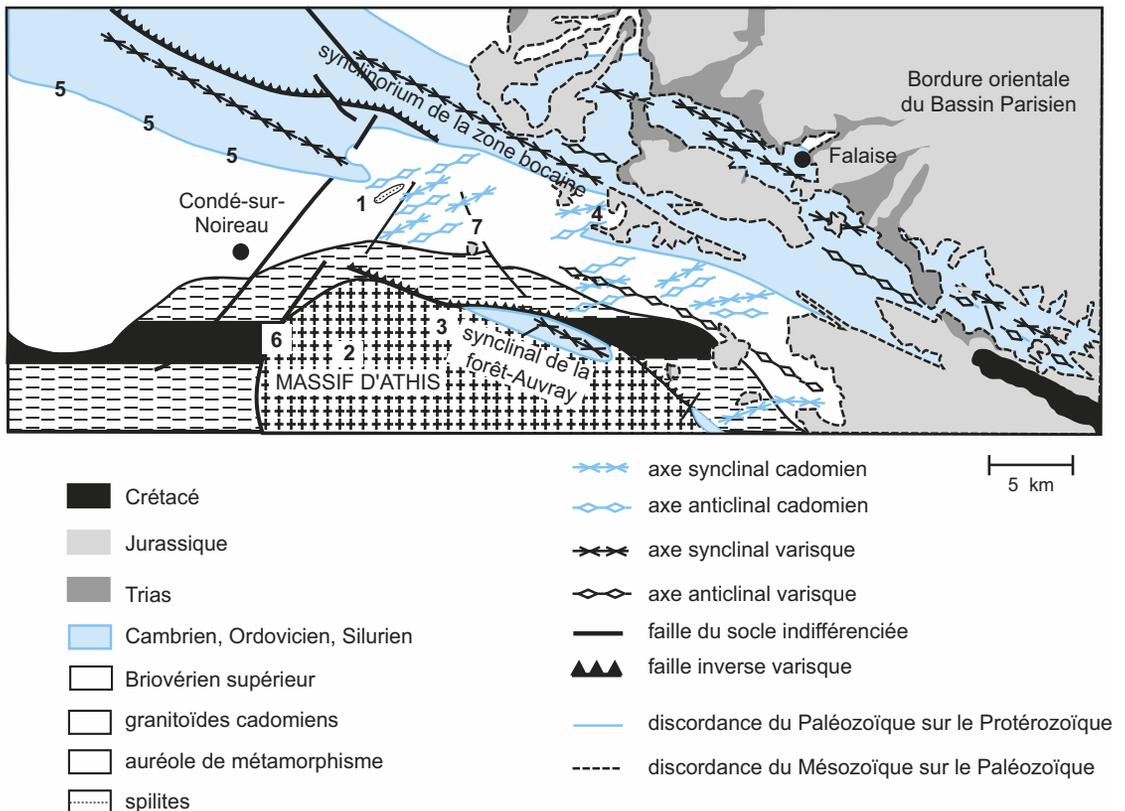


Figure TP7.2 Schéma structural des cartes de Condé-sur-Noireau et de Falaise.

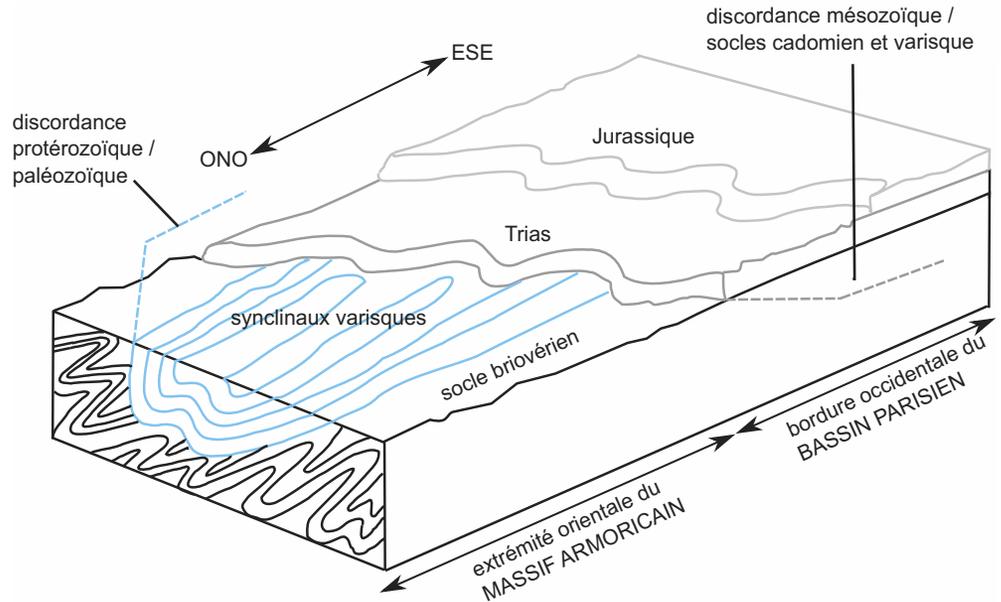


Figure TP7.3 Bloc diagramme résumant les relations entre le Massif armoricain et le Bassin de Paris.

7.3.2 Au Paléozoïque, orogénèse varisque

- Dépôts de conglomérats fluviatiles.
- Transgression marine et dépôts de sédiments marins du Cambrien au Silurien.
- Déformation de ces terrains lors de l'orogénèse varisque (plis et failles d'orientation N110 °E). Ces formations sont discordantes sur le socle briovérien.
- Érosion des plis formés : au niveau des synclinaux, les grès durs forment des barres alors que des schistes occupent des dépressions.

7.3.3 Au Mésozoïque, transgressions marines à l'origine des dépôts du Jurassique

- Dépôt de sédiments fluviatiles du Trias.
- Avancées de la mer sur la pénélaine varisque et dépôts des terrains du Jurassique. L'ensemble de ces formations mésozoïques est tabulaire, discordant sur les socles cadomien et varisque.
- L'ensemble de ces terrains est affecté par une tectonique récente, alpine, qui entraîne le jeu d'accidents anciens.

CONCLUSION

Ces deux cartes montrent les relations entre un massif ancien et un bassin sédimentaire. Le Massif armoricain a subi divers épisodes tectoniques, cadomien et varisque. Il en résulte une structure plissée, le socle, sur lequel reposent en discordance les terrains tabulaires transgressifs de la bordure orientale du Bassin parisien. Plis, failles, plutonisme, métamorphisme sont illustrés au sein du massif. Deux discordances sont observables ainsi que de nombreux exemples de datation relative. Tout ceci atteste de la richesse de ces deux documents.

Plan

- 8.1 Présentation morphologique de la chaîne
- 8.2 Grands ensembles structuraux définis à partir de la carte au millionième (sixième édition révisée de 2003)
- 8.3 Grands ensembles lithostruc-turaux d'après la carte d'An-necy au 1/250 000 (1979)

Objectifs

- Subdiviser la chaîne en grands ensembles lithostruc-turaux.
- Identifier deux blocs conti-nentaux et des restes d'un plancher océanique.
- Définir les notions de socle et de couverture.
- Illustrer diverses déformations.

Introduction

La chaîne des Alpes comporte un grand nombre d'affleurements différents, sédimentaires, magmatiques, métamorphiques. Les déformations y sont également bien représentées, plis, failles, charriages. La compréhension de cet orogène passe par sa subdivision en grands ensembles.

- Quelles sont les grandes zones que l'on peut définir dans cet édifice d'après des critères lithologiques et structuraux?

L'analyse de deux supports cartographiques, d'échelle différente, nous permet de répondre. Ainsi pourrions-nous reconnaître deux blocs continentaux entre lesquels subsistent des restes d'un plancher océanique.

8.1 PRÉSENTATION MORPHOLOGIQUE DE LA CHAÎNE

Supports

- Cartes topographiques de l'Europe et de la France.
- Photographies satellitaires.
- Modèle numérique de terrain.

Ces documents situent la chaîne et montrent son étendue, sa forme arquée dans laquelle on peut reconnaître deux tronçons :

- l'un allongé E/O, sur environ 1 000 km de Vienne (Autriche) au lac Léman ; c'est le secteur autrichien, italien et suisse des Alpes centrales ;
- l'autre allongé N/S, sur environ 350 km, entre Genève et la côte d'Azur, la Riviera italienne ; c'est le secteur des Alpes occidentales, essentiellement français, mais qui comporte également des parties italienne et suisse. C'est fondamentalement ce secteur que l'on analyse (Alpes franco-italo-suisse).

Les Alpes occidentales présentent selon les endroits une largeur de 100 à 400 km. Les parties occidentale et orientale sont respectivement qualifiées d'externe et d'interne.

La connaissance des grands traits géographiques est indispensable. La carte de la [figure 12.1](#) (chapitre 12) comporte les principaux massifs (les plus fréquemment cités), villes et fleuves ainsi que les zones voisines de la chaîne, partie méridionale du Jura et bassins molassiques.

8.2 GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DÉFINIS À PARTIR DE LA CARTE AU MILLIONIÈME (SIXIÈME ÉDITION RÉVISÉE DE 2003)

Support

- Extrait de la carte géologique de la France au millionième ([rabat de couverture n° 9](#)).

8.2.1 Délimitation de trois grands secteurs dans les Alpes franco-italo-suisse

L'extrait de la carte géologique de la France au millionième ([rabat de couverture n° 3](#)) reproduit la partie sur laquelle s'appuie cette première approche. La [figure TP8.3](#) représente un schéma structural tel qu'il peut être réalisé à partir de ce document.

Si l'on fait abstraction des affleurements de roches magmatiques et métamorphiques varisques de fond rouge (qui ne relèvent pas de l'histoire alpine – [encart TP8.1](#)), une vue d'ensemble montre assez clairement, en partant de la plaine du Pô, du *Piemonte* (affleurements q2, q3), une succession de secteurs épousant la forme arquée de l'ensemble, à savoir, de l'est vers l'ouest :

- une zone de fond turquoise (j2c) constituée par la nappe des schistes lustrés ;
- une zone de fond gris (h2-3) et violet (t2, tj) qui constitue la couverture sédimentaire de la zone briançonnaise ;
- une zone de fond plus varié bleu (j1, 2 et 3), vert (c1 et 2), orangé (e2) soit la couverture sédimentaire de la zone dauphinoise ;
- une zone comportant la vallée du Rhône, le Bas Dauphiné, la Bresse et le bassin suisse, marquée par des dépôts cénozoïques (g, m et q).

Plus à l'ouest, le Massif central et le Jura leur font suite.

La nette délimitation de ces secteurs est due à la présence d'accidents majeurs qui les séparent. Il s'agit pour l'essentiel de chevauchements à vergence (sens de déplacement) ouest. Ainsi peut-on définir d'est en ouest, une **zone piémontaise et ligure** (j2c) chevauchant (en partie) une **zone briançonnaise** (h2-3, t2, tj), elle-même chevauchant par un accident majeur qualifié de **front pennique** la **zone dauphinoise**. Les analyses tectoniques et métamorphiques conduisent à distinguer une zone externe (zone dauphinoise) et des zones internes (zone briançonnaise et liguro-piémontaise) de la chaîne. Cette subdivision est justifiée par leur mise en place. Les dépôts cénozoïques constituent le bassin d'avant-chaîne, pour l'essentiel un bassin molassique, qui s'étend depuis la Suisse jusqu'aux départements de la Savoie et de l'Isère. Leur origine est expliquée dans le chapitre 12, § 12.2.4.

8.2.2 Délimitation d'autres zones plus internes

L'analyse fine de cette carte et surtout des compléments fournis par d'autres documents conduit à distinguer deux autres zones plus internes, peu représentées dans les Alpes occidentales, mais qui ont une importance dans l'interprétation géodynamique de cette chaîne. Elles affleurent au Nord de Turin (*Torino*). Il s'agit de :

- la zone austro-alpine, affleurements bistres (br) anciens, chevauchant à l'ouest la zone liguro-piémontaise et se terminant du côté interne (est) contre la faille insubrienne ; on parle encore de zone de Sesia (localité italienne de ce secteur) ;
- la zone sud-alpine, affleurements anciens (b) s'appuyant à l'ouest sur la faille insubrienne et largement cachetés par les dépôts quaternaires de la Lombardie à l'est.

La faille insubrienne est en fait un faisceau de failles dont certaines sont décrochantes dextres (voir l'indication reportée sur la carte et les blocs décalés de part et d'autre).

Remarques :

Une autre zone existe, coincée entre les zones dauphinoise et briançonnaise, dans les Alpes du Nord (Savoie et Valais suisse). Il s'agit de la zone valaisane dont nous ne parlerons pas ici (elle est exclue du présent programme).

Les géologues distinguent également deux autres zones, ultra-dauphinoise et sub-briançonnaise. Cette précision n'est pas utile ici.

Le Piémont et la Lombardie (Bassin du Pô), vastes zones subsidentes (voir les isobathes de la base du Pliocène) ainsi que le Montferrat (sud de Turin) sont à rattacher aux Apennins, dont l'extrémité Nord figure à l'est de Gènes (*Genova*).

Enfin, dans chacune de ces zones, existent des chevauchements, considérés comme des accidents de second ordre par rapport aux précédents.

8.2.3 Socle des diverses zones

Dans chacune des zones décritesaffleurent des roches paléozoïques, le plus souvent endogènes, qui constituent le socle lequel supporte la couverture décrite précédemment. Il s'agit de roches magmatiques et métamorphiques recensées dans le [tableau TP8.1](#).

TABEAU TP8.1 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES DIVERS SECTEURS : AVANT-PAYS ET ZONES DE LA CHAÎNE DES ALPES OCCIDENTALES.

| Diverses zones | Avant-pays alpin | | Zone externe | F R O N T P E N N I Q U E | Zones internes | | | | |
|------------------------------|---|---|--|---|---|---|----------------------------------|--|--|
| | Zone jurassienne | Bassin molassique | Zone dauphinoise | | Zone briançonnaise 1 | Zone piémontaise 2 | Zone ligure | Zone austro-alpine (Sesia) 3 | Zone sud-alpine (Ivrea) |
| Couverture | Âge : t, j, c Base salifère, puissantes séries calcaires; marnes | Âge : g, m Molasses marines puis lacustres | Âge : t, j, c, e, g, m Séries épaisses; marnes et calcaires (faciès urgonien) | | Âge t, j, c, et tertiaire t très épais, le reste très peu épais | Âge : j, c Schistes lustrés | | Âge mésozoïque | |
| Socle | Granitoïdes | Granitoïdes | Granites et métamorphites | | Granites et gneiss | Granites et gneiss | Péridotites, gabbros et basaltes | Granites et gneiss | Granites et gneiss |
| Tectonique majeure | Plis coffrés (relief conforme); chevauchements | Plis | Plis coffrés affectant le miocène (relief inverse); chevauchements | | Nappe de charriage; rétrocharriage à partir d'Ambin en allant vers le sud | Nappes de charriage; klippes et fenêtres | | Nappes de charriage; klippes et fenêtres | |
| Métamorphisme alpin | 0 | 0 | Nul à très faible | | Schistes verts, schistes bleus, éclogites; âge tertiaire | Schistes bleus et éclogites tertiaires; éclogites c sup | Eclogites tertiaire | Eclogites c sup | Schistes verts, amphibolites secondaires |
| Régions géographiques | Jura | Bassin d'avant-chaîne | Alpes proprement dites | | | | | | |

Socle et couverture



Cette notion a été très discutée dans les Alpes. Nous nous en tiendrons à une interprétation simple, en considérant que l'ensemble des formations paléozoïques ou plus anciennes constitue le socle, alors que les roches mésozoïques et cénozoïques constituent la couverture (à l'exception des ophiolites du plancher océanique alpin bien entendu). La présence des évaporites triasiques à la base de la couverture a souvent favorisé la désolidarisation du substratum métamorphisé, granitisé (varisque) et pénéplané, de sa couverture sédimentaire plus récente. Cette dernière présente un style tectonique propre. Tous ces traits sont autant d'arguments en faveur de cette distinction. La **figure TP8.1** illustre la discordance entre socle et couverture en Maurienne.

Par extension, pour les formations océaniques, nous considérerons comme socle les roches magmatiques basiques et ultrabasiques de la lithosphère océanique, d'âge mésozoïque ici – les ophiolites – et comme couverture leur toit sédimentaire.

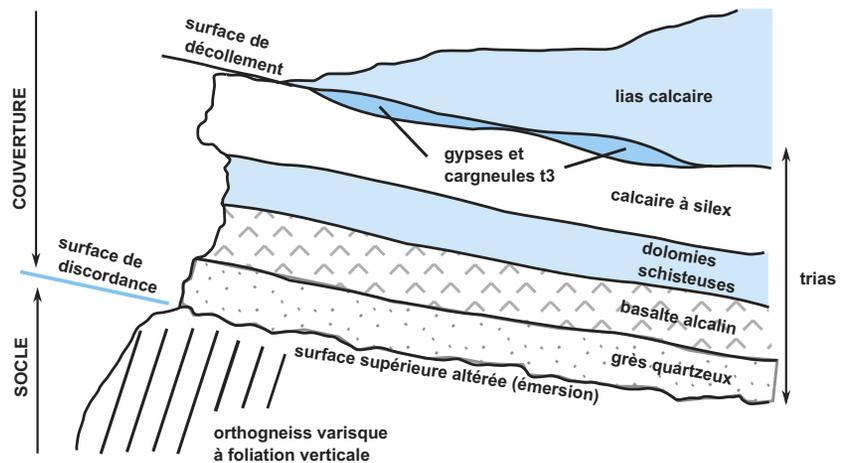
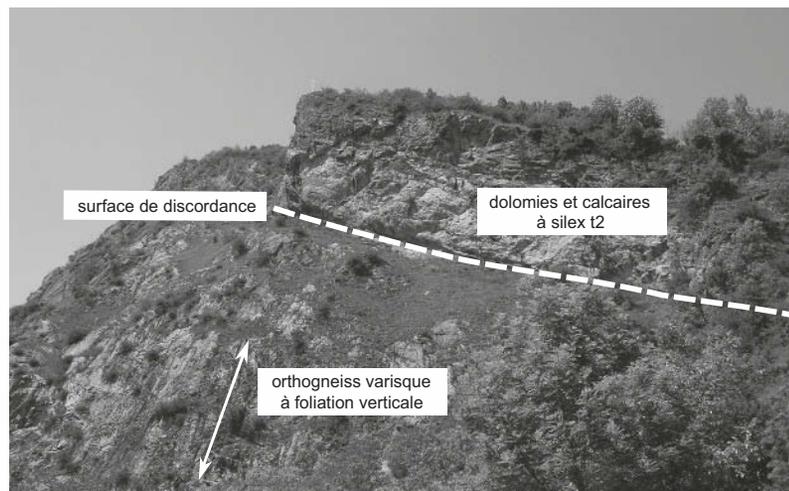


Figure TP8.1 Socle continental et couverture.

La photographie est prise dans la partie interne de la zone dauphinoise, en contrebas du village de Montvernier (Maurienne). Le log détaille l'ensemble des affleurements dont certains ne sont pas observables sur la photographie. (D'après M. Tardy)

a) Socles continentaux

► Socle dauphinois

Il forme les massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne, Pelvoux, Mercantour). Il est constitué, entre autres, de plutonites varisques (**14 à 18**). Leur altitude, bien supérieure à celle de ces mêmes formations dans les massifs anciens, témoigne de leur reprise dans une tectonique récente, alpine. Il comporte aussi des reliques d'un océan primaire (ophiolites de Chamrousse à l'est de Grenoble). Nombre de ces affleurements sont affectés par un métamorphisme d'âge varisque (surcharge rouge).

► Socle briançonnais

Il représente une partie des massifs cristallins internes (Grand-Saint-Bernard, Mont-Pourri, Vanoise, Ambin). Il est constitué de métamorphites anciennes (bk), de plutonites anciennes (**7**) et de houiller (h). Une grande partie de ces formations est affectée par le métamorphisme alpin (figuré en bleu) dans les faciès des schistes verts et des éclogites (massif d'Ambin).

► Socle piémontais

Il forme l'autre partie des massifs cristallins internes (Mont-Rose, Grand Paradis, Dora Maira). Il s'agit pour l'essentiel de plutonites mises en place à la fin de l'orogénèse varisque (**18, 20**) et qui ont subi un métamorphisme alpin dans le faciès des éclogites. Au sud du massif de Dora Maira, deux étoiles marquent l'emplacement des unités alpines à coésite. Toutes ces formations sont associées à un socle ligure de toute autre nature (§ 8.2.3b).

► Socle austro-alpin

La zone de Sesia est essentiellement constituée par un socle ancien (br) et deux types de plutonites, varisques (mésos : **13** et néos : **21**) et alpine (**23**). C'est la première fois que nous rencontrons des « granites » alpins qui sont peu représentés. Les formations anciennes ont subi un métamorphisme alpin dans le faciès des éclogites. Notons également dans la partie Sud de cette zone la présence de péridotites (**ub**) dans le massif du Lanzo, interprétées comme un affleurement de manteau.

► Socle sud-alpin

La zone d'Ivrea, essentiellement représentée par un socle ancien (b) et des plutonites varisques (**20, 21**) est affectée d'un métamorphisme permo-triasique sud-alpin (attention, les figurés ne sont plus bleus mais violets) dans les faciès des amphibolites et des granulites. Un métamorphisme mésovarisque est aussi observable.

b) Socle de l'océan alpin (zone ligure)

La zone liguro-piémontaise comporte aussi des affleurements de magmatites basiques de complexes ophiolitiques (oph, ub), les fameuses « roches vertes » des zones internes alpines. Ce sont des restes du plancher océanique alpin (de la Téthys) qui forment le socle océanique ligure. Fréquemment ces lambeaux entourent *via* des contacts tectoniques les massifs cristallins internes piémontais (Mont-Rose, Grand Paradis), ces derniers affleurant à la faveur de fenêtres. Citons le massif du Chenaillet (Montgenèvre, à l'est de Briançon), les ophiolites du Queyras, celles du Mont-Viso accolées au bord externe du massif de Dora Maira. Ces formations sont également affectées par un métamorphisme alpin dans les faciès « schiste bleu » et « éclogite ».

Bilan : Le socle alpin est donc essentiellement continental et varisque comme la suite va le prouver. Or, c'est à son niveau que les altitudes les plus fortes sont relevées, démontrant qu'il a été porté en altitude lors de l'orogénèse alpine. Un plancher océanique est également présent, sous la forme de lambeaux, attestant de la présence d'un océan ancien, l'océan alpin ou encore Téthys ligure.

Remarque : Les caractéristiques de la couverture des diverses zones seront définies à l'aide d'une carte à plus grande échelle (§ 8.3).

8.2.4 Plis faillés de la couverture dauphinoise, massifs subalpins

De telles structures sont malaisées à définir avec cette carte dépourvue d'orographie. Cependant, la disposition des affleurements en bandes allongées et leur faible largeur traduisent l'existence de plis. Cela sera confirmé par l'analyse de cartes à plus grande échelle. La couverture dauphinoise au niveau des Alpes du Nord montre une telle disposition. Il s'agit des massifs plissés subalpins alignés selon un axe N-E/S-O (Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors). Le cœur de ces plis est constitué de terrains cénozoïques. Il s'agit de synclinaux mis en place lors d'une tectonique récente, alpine. Une partie du cours de l'Isère borde ces massifs. Elle s'écoule alors sur des affleurements plus anciens, jurassiques, qui constituent le cœur d'une antiforme (Combe de Savoie ou Grésivaudan). Il en résulte que les synclinaux sont situés en altitude (synclinaux perchés) et les anticlinaux dans les vallées. Le relief est inverse, à l'opposé de ce que l'on rencontre dans le Jura (relief jurassien ou conforme). La séparation de ces divers massifs par des « cluses » d'origine glaciaire (cluses de l'Arve, du lac d'Annecy, de Chambéry, de l'Isère à Grenoble) est bien observable.

Des failles, alignées selon les axes des plis, les accompagnent très souvent ; il s'agit de failles inverses (voir symboles sur la carte) liées au déversement général des plis vers l'extérieur de la chaîne et à la rupture des flancs inverses ; ce point sera plus aisé à observer sur une carte à plus grande échelle (§ 8.3).

Ces massifs subalpins comportent un Crétacé inférieur (c1) surchargé de points bistres. Ces surcharges traduisent le faciès urgonien de cette formation calcaire (encart TP8.2) qui constitue un trait majeur des paysages subalpins (barres de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur). Ces faciès disparaissent au sud du Vercors, dans le Diois, où le paysage change radicalement : aux chaînons calcaires, armés par la falaise urgonienne, succèdent des reliefs plus mous, aux altitudes plus faibles, qui caractérisent le pays vocontien. Les faciès urgoniens réapparaissent au sud, à partir du massif du Ventoux jusqu'à Marseille.

8.2.5 Chevauchements et nappes de charriage

a) Nappes de charriage

L'étude précédente aboutit à une esquisse simple des Alpes occidentales : une succession de secteurs arqués, se chevauchant les uns les autres de l'interne vers l'externe. Les zones internes, briançonnaise, liguro-piémontaise et austro-alpine peuvent donc être considérées comme de grandes nappes de charriage. Ajoutons qu'une nappe de flyschs à helminthoïdes (remarque ci-dessous) repose sur la zone dauphinoise entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et du Mercantour. Seules les deux zones les plus internes, austro-alpine et sud-alpine, ne sont pas séparées par un chevauchement mais par une faille.

Plusieurs précisions sont à apporter, à l'aide de la carte à plus grande échelle (§ 8.3), à ce schéma simplifié.

Remarques :

- Un flysch désigne une succession de roches détritiques de type turbidites. Il est possible de reconnaître au sein d'une série des motifs périodiques, constituant des séquences plus ou moins complètes.
- Les flyschs à helminthoïdes montrent des traces sinueuses, serpentiformes, interprétées comme des traces d'activité (ichnofossiles) de recherche de nourriture par des organismes qui n'ont pas été conservés.

b) Rétrocharriage du Briançonnais sur le Liguro-piémontais

Si l'on suit du nord au sud l'accident qui sépare les zones briançonnaise et liguro-piémontaise, on constate qu'au nord c'est bien la zone la plus interne qui chevauche la zone plus externe. Cependant, à la hauteur du massif d'Ambin, le chevauchement s'inverse : c'est le Briançonnais qui chevauche le Liguro-piémontais. Cette situation se prolonge jusqu'au sud. Elle illustre un processus de rétrocharriage. On l'interprète comme suit : dans un premier temps, il y aurait eu charriage vers l'ouest de la zone briançonnaise par la zone liguro-piémontaise ; dans un second temps, sous l'influence d'un serrage ultime, la nappe liguro-piémontaise aurait été cintrée en synforme et le bord oriental briançonnais aurait alors chevauché les zones plus internes.

Voir Séquence
de Bouma,
Chapitre 7, § 7.1.4



Un faciès sédimentaire regroupe les caractéristiques lithologiques et paléontologiques d'une roche qui permettent de la classer dans une catégorie correspondant à un milieu sédimentaire donné (faciès fluviatile, littoral, récifal). Le faciès urgonien désigne des calcaires récifaux clairs, constituant des barres épaisses (n₅₋₄ – Barrémien à Aptien, fin du Crétacé inférieur). L'essentiel de ces roches est constitué par l'association de coquilles de Rudistes, Lamellibranches fossiles de mer chaude (figure TP8.2c et d). La lame mince (figure TP8.2d) montre qu'il s'agit d'un calcaire bioclastique comportant, outre les Rudistes, des Gastéropodes, des algues calcaires (milieu peu profond) et divers Foraminifères. Le milieu de dépôt, peu profond (algues), agité (bioclastes roulés, usés, ciment de calcite microcristalline), correspond à un faciès de lagon. Le ciment calcitique remplit une fissure oblique d'origine tectonique. Cette barre est un trait majeur des paysages subalpins (figure TP8.2a et b) : chaîne des Aravis (Bornes), Dent d'Arclusaz (Bauges – chapitre 12, figure 12.4), Mont-Granier (Chartreuse), Mont-Aiguille (Vercors). De telles falaises sont aussi présentes en Provence et dans les Pyrénées où elles abritent les nids des rapaces.

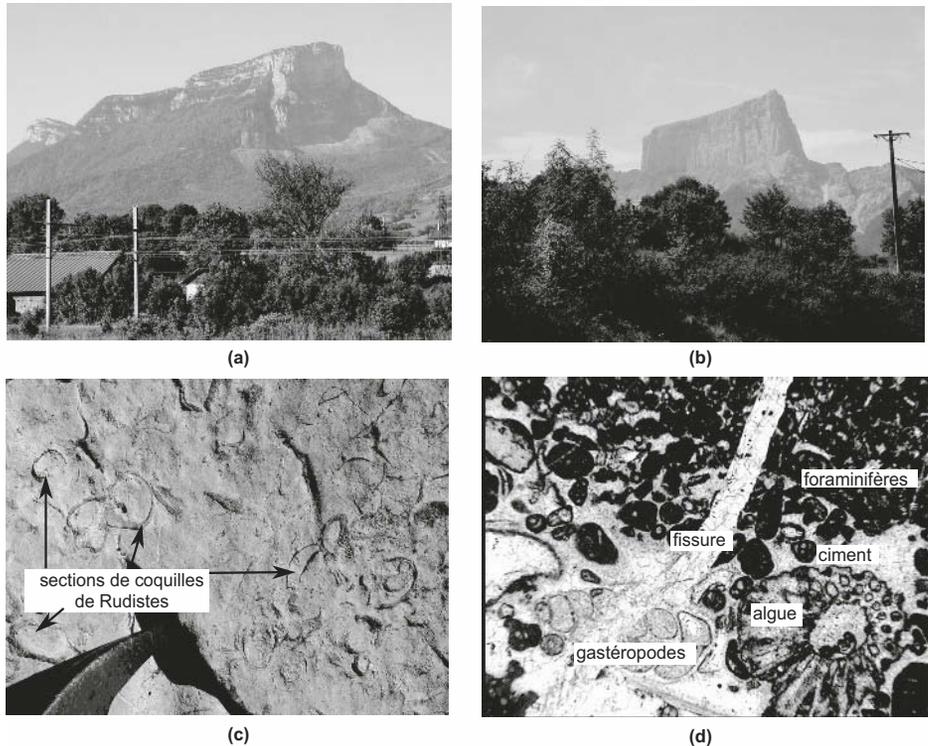


Figure TP8.2 Massifs subalpins, barre urgonienne, calcaires à Rudistes.

(a) Mont-Granier (rebord septentrional de la Chartreuse); (b) Mont-Aiguille (Vercors); calcaire urgonien, sections de coquilles de Rudistes [(c) et (d) échantillon macroscopique et lame mince]. (D'après A. Arnaud)

c) Klippes et fenêtres

Les formations des nappes de charriage (allochtones) reposent sur diverses zones constituant alors un autochtone relatif. Des lambeaux de nappes ou klippes traduisent une avancée des nappes de plus grande ampleur que celle indiquée par leur front actuel d'érosion. La carte de la figure TP8.3 recense les klippes majeures. Ainsi le massif de la Dent Blanche est constitué par

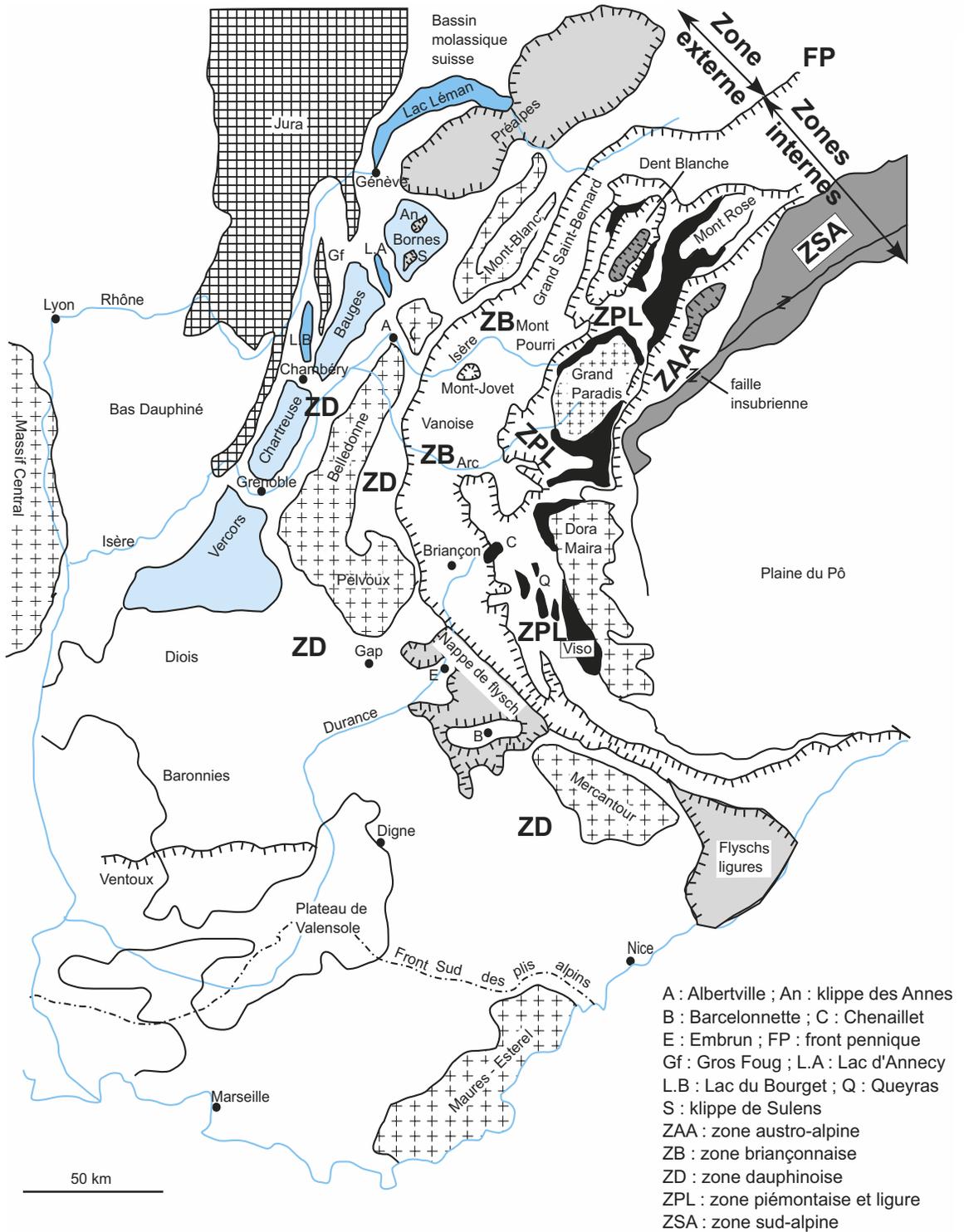


Figure TP8.3 Schéma structural des Alpes occidentales d'après la carte de France au millionième.

la superposition de deux klippes : l'une basale, de formations austro-alpines, supportant l'autre de terrains sud-alpins. C'est au N-E de ce massif que se situe le Cervin (Matterhorn). On y retrouve une klippe de sud-alpin sur l'austro-alpin, lui-même reposant sur des ophiolites du liguro-piémontais.

Ces nappes peuvent être érodées en leur cœur et laisser paraître à l'affleurement l'autochtone qu'elles chevauchent à la faveur de fenêtres ou de demi-fenêtres. Citons respectivement celles de Barcelonnette et d'Embrun dans la nappe des flyschs à helminthoïdes ou la fenêtre du Grand Paradis où le socle piémontais est entouré des ophiolites ligures.

Conclusion

Les Alpes occidentales sont formées par une succession de zones structurales, secteurs dont les limites sont de grands chevauchements à vergence ouest. Il s'agit de vastes nappes de charriage dont les plus internes chevauchent en général les plus externes. Des plis, dont des synclinaux perchés à cœur d'Éocène (voire même de Miocène), des failles inverses, des klipptes sont d'autres déformations fréquemment rencontrées. Ces zones diffèrent aussi par leurs affleurements dont nous allons préciser la lithologie.

8.3 GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRUCTURAUX D'APRÈS LA CARTE D'ANNECY AU 1/250 000 (1979)

Support

- Carte géologique d'Annecy au 1/250 000

Cette carte date de 1979 et, même si certaines de ses indications ont été aujourd'hui précisées, elle n'en demeure pas moins un outil intéressant qui va nous permettre de préciser l'analyse précédente. Le Lac d'Annecy, dans l'angle N-O, ainsi que l'Isère et l'Arc permettent de se situer sur la carte précédente. Ces deux rivières dessinent les deux principales vallées savoyardes, la Tarentaise et la Maurienne, selon un profil de « poule » dont le bec se situe à leur confluent, au S-O d'Albertville.

8.3.1 Bassin molassique

Seul l'angle N-O de la carte en montre un secteur. Affleurent des molasses (m1a et b), issues du démantèlement de la chaîne, déposées dans un bassin flexural. Elles sont recouvertes par des formations superficielles quaternaires (Gy). Un chaînon de calcaire urgonien (nU) les traverse, appartenant au Jura le plus interne. Il est constitué de deux secteurs, la montagne d'Age au sud et celle du Mandallaz au nord, séparés par un décrochement encore actif dont le sens sénestre peut être déduit du décalage des deux tronçons. Il s'agit de la faille du Vuache. La dépression du lac d'Annecy la prolonge vers le S-E.

8.3.2 Zone dauphinoise

Utilisez la partie de la légende « Zones externes alpines ».

a) Ses grandes lignes et ses limites

L'analyse globale de la carte montre dans ce secteur, à la suite du bassin molassique et en allant vers l'est, des dépôts sédimentaires méso- et cénozoïques. Il s'agit de la couverture externe dauphinoise.

Viennent ensuite des affleurements métamorphiques, granitiques qui constituent le socle dauphinois. Ils sont surmontés sur leur flanc S-E par une couverture sédimentaire plus modeste que la précédente (le Crétacé y est peu représenté). Sur le flanc N-E, des dépôts à dominante vert clair (cF) forment la zone valaisane, adossée au Mont-Blanc et à Belledonne.

Voir chapitre 12,
§ 12.2.4

Voir exercice 21

En continuant vers l'est, on rencontre du nord au sud une zone à dominante grise (h) ; c'est la zone Briançonnaise. Son front externe est marqué par de nombreux accidents de type chevauchements qui matérialisent le front pennique. Les « V » au niveau des vallées et les barbelures indiquent que c'est la zone Briançonnaise qui chevauche la zone Dauphinoise.

b) Massifs subalpins des Bornes et des Bauges ; couverture dauphinoise externe

Les massifs des Bornes et des Bauges apparaissent nettement, constitués pour l'essentiel de Crétacé (n et c) et de Tertiaire (m), séparés par la cluse d'Annecy. Celle de Chambéry s'amorce à peine vers le sud à hauteur de Montmélian. À l'Est du massif des Bornes, surplombant Passy, se trouve la terminaison méridionale d'un autre massif aux caractéristiques comparables, le massif du Haut Giffre (Désert de Platé). La rivière Arve le sépare des Bornes.

Le massif des Bauges montre quatre à cinq axes synclinaux (occupés par des formations du Crétacé supérieur et de l'Éocène voire du Miocène), orientés N-E/S-O. Ils témoignent d'une tectonique récente, alpine. Les courbes de niveau et les points cotés confirment un relief inverse (encart TP8.3). Citons ceux de la montagne du Charbon et de l'Arclusaz (figure 12.4, chapitre 12).

Le massif des Bornes supporte deux klippes constituées de couverture dauphinoise interne, celle de Sulens au sud et des Annes au nord.

Une antiforme à cœur de Lias, en partie empruntée par l'Isère (Combe de Savoie), fait suite à ces massifs vers l'est.

ENCART TP8.3

Relief conforme, relief inverse



Les chaînons jurassiens montrent un relief conforme, les points hauts correspondant aux anticlinaux, les vallées occupant les synclinaux. À l'opposé, de nombreux massifs subalpins comportent, surtout dans leur partie orientale, des synclinaux perchés (Massif des Bauges) alors que la vallée de l'Isère emprunte un axe « anticlinal » dans la Combe de Savoie. On qualifie d'inverse ce type de relief. Une explication de cette opposition réside dans la lithologie des séries impliquées dans les plis (figure TP8.4). Dans le Jura, ce sont les carbonates qui prédominent alors que, dans la zone dauphinoise, les argilites et les marnes sont beaucoup plus épaisses que les calcaires. L'érosion commence au niveau des points hauts (anticlinaux). Elle est favorisée par les fractures fréquentes à l'extrados des plis. Lorsque des roches plus tendres sont exposées, l'érosion s'accélère, pouvant conduire à une inversion de relief, le cœur des anticlinaux se retrouvant à une altitude plus faible que celui des synclinaux.

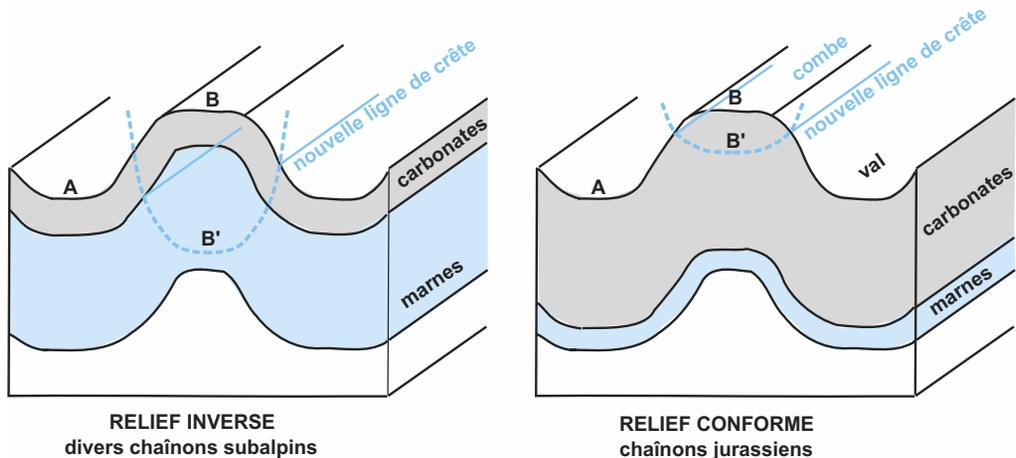


Figure TP8.4 Genèse d'un relief inverse.

Le point A est plus haut que B' (relief inverse) ou reste plus bas que B' (relief conforme).

c) Socle dauphinois

Représenté du nord au sud par les massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, le massif de Belledonne, le massif des Grandes Rousses et une faible part du Pelvoux (massif de la Meije), il se compose de micaschistes, de gneiss (métamorphisme varisque), de migmatites et de granites. À proximité de Saint-Jean-de-Maurienne, le massif du Grand Châtelard est un appendice de Belledonne.

d) Couverture dauphinoise interne

Voir chapitre 12
§ 12.2.4.c

Moins développée que son homologue externe, elle est représentée par des formations méso- et cénozoïques, dont les flyschs des Aiguilles d'Arves, qui se seraient déposés dans un des bassins d'avant-chaîne qui ont accompagné la migration vers l'ouest des nappes de charriage. Cette couverture souvent décollée au niveau du Trias gypsifère (« couche savon ») constitue des écaillles qui chevauchent le bord oriental des massifs cristallins.

Dans l'angle S-O, de part et d'autre de la vallée de la Romanche, à hauteur de Bourg d'Oisans, des spilites (K) surmontent les dépôts de la fin du Trias. Il s'agit de basaltes alcalins (sodiques), une des signatures de la distension fini-triasique, prélude à l'océan alpin.

8.3.3 Zone briançonnaise

Utilisez la partie de la légende « Zones subbriançonnaise et briançonnaise » pour la couverture et « Paléozoïque des zones internes, zones briançonnaise et piémontaise » pour le socle.

a) Ses grandes lignes

Limitée à l'ouest par le front pennique, elle se démarque nettement à l'est d'une zone figurée par des affleurements bleu pâle (SI) à la faveur d'un nouveau chevauchement à vergence ouest. Remarquons que l'inversion du sens du charriage, mentionnée sur la carte au millionième à la hauteur du massif d'Ambin ne figure pas ! La pointe des « V » au niveau des vallées permet de lever toute ambiguïté.

b) Socle briançonnais

Il est largement représenté par des formations métamorphiques (dont un métamorphisme paléozoïque) supportant du Carbonifère (h). Successivement du nord au sud, le Grand-Saint-Bernard, le Rutor (*Testa del Rutor*), le Mont-Pourri, la Vanoise et le massif d'Ambin constituent la partie externe des massifs cristallins internes. La notice de la carte d'Amecy p. 22 signale un métamorphisme alpin d'âge fini-éocène pour l'essentiel.

Ce socle supporte la klippe du Mont-Jovet, d'origine piémontaise, à l'est de Moûtiers. Dans le même secteur, un peu plus à l'est, une fenêtre s'ouvre dans le massif de la Vanoise à l'est de Champagny.

c) Couverture briançonnaise

Elle est essentiellement marquée par une puissante série triasique (t) comportant notamment des gypses (tG) associés à des cargneules (dolomies ou calcaires magnésiens) ; ces roches constituent souvent le contour d'écaillles qui se sont décollées à la faveur de cette « couche savon ». Le reste de la série méso- et cénozoïque (l, j, c, e) est très réduit, contrairement à la couverture dauphinoise.

Remarque : Les cargneules sont des roches très fréquentes du Trias alpin briançonnais. Elles forment des affleurements jaunâtres, souvent épais, facilement érodés, surmontant des niveaux gypseux. On les interprète comme issues de la transformation de roches carbonatées (calcaires et dolomies) par des eaux chargées en sulfates provenant des gypses de la base. La « Casse déserte » du col de l'Izoard est un paysage ruiniforme typique des Alpes, constitué de pitons de cargneules.

8.3.4 Zone liguro-piémontaise

Utilisez la partie de la légende « Zone piémontaise » pour la couverture et « Paléozoïque des zones internes, Zones briançonnaise et piémontaise » pour les socles.

a) Ses grandes lignes

Sa limite interne est à nouveau un chevauchement à vergence ouest qui la sépare nettement de la zone austro-alpine (affleurements bistres). Trois couleurs prédominent : **bleu pâle** (SI) pour la couverture, et deux teintes vives, **rouge** pour le socle cristallin ou continental, et **verte** pour le plancher ou socle océanique.

b) Schistes lustrés, couverture piémontaise et ligure

Les schistes lustrés (SI) sont des dépôts typiques de cette zone. Ils sont constitués de calcschistes, anciennes marnes métamorphisées dans un faciès « schiste vert » ou « schiste bleu ». Ils résulteraient de la transformation par un métamorphisme alpin de dépôts du Trias au Crétacé pour la couverture piémontaise, du Jurassique supérieur au Crétacé pour la couverture ligure (téthysienne). Ils contiennent fréquemment des lambeaux d'ophiolites.

c) Ophiolites, le plancher de l'océan alpin ou téthysien

Ces formations correspondent à tout un cortège de « roches vertes » : prasinites ou schistes verts (ϵ), métagabbros (θ) et péridotites (Λ , en fait des serpentinites). Elles constituent les restes du plancher océanique alpin. La notice (p. 30) signale leurs transformations lors du métamorphisme alpin, d'abord dans le faciès des éclogites puis dans le faciès des schistes verts.

d) Massifs cristallins internes piémontais

Situés à la limite interne de la zone, le Mont-Rose au nord, le Grand Paradis et l'extrémité septentrionale de Dora Maira sont essentiellement constitués de roches métamorphiques dont des gneiss. Ces massifs apparaissent en fenêtres au sein de la nappe des schistes lustrés. Ils sont eux-mêmes largement allochtones comme le suggèrent deux petites fenêtres (socle Briançonnais interne: rM) au cœur du massif du Grand Paradis.

Toute cette zone supporte des klippes de formations plus internes (klippes de la Dent Blanche).

8.3.5 Zones internes, austro-alpine et sud-alpine

Utilisez la partie de la légende « Paléozoïque des zones internes, zones de Sesia, du Canavese... » pour ces zones essentiellement représentées par leur socle (du fait de l'érosion intense de ces unités soulevées).

a) Zone austro-alpine ou zone de Sesia

Elle s'appuie du côté interne contre la faille Insubrienne. Elle comporte au sud le massif de Lanzo constitué de péridotites (Π), prolongé au Nord par un socle gneissique affecté par un métamorphisme alpin de faciès « éclogite ».

b) Zone sud-alpine ou zone d'Ivrée

Peu représentée, elle comporte quelques affleurements varisques ($\xi\delta$ – gneiss et amphibolites) eux-mêmes métamorphisés depuis. La carte ne le précise pas mais signalons que ce métamorphisme alpin est totalement différent des précédents, par son âge (début du Mésozoïque) et le contexte géodynamique d'extension qu'on lui associe.

c) Klippes

Au sud du Mont-Rose, on observe une klippe de matériel sud-alpin reposant sur la zone austro-alpine, klippe elle-même ouverte au niveau d'une fenêtre.

Le massif de la Dent Blanche est formé par l'empilement de deux klippes, l'une d'austro-alpin, chevauchant la zone piémontaise, et l'autre de sud-alpin chevauchant l'austro-alpin. Le sommet du Cervin (Matterhorn) est situé dans la partie N-E de ce massif.

d) Magmatisme alpin

Des roches plutoniques et volcaniques datées d'environ –30 Ma (Oligocène) affleurent dans la zone austro-alpine (syénites - $g\sigma$) et contre la faille Insubrienne (andésites - $g\alpha$). Ce sont les seules illustrations d'un magmatisme de subduction - collision d'âge alpin.

Suivent la plaine du Pô et le Monferrat à rattacher aux Apennins.

8.3.6 Caractéristiques fondamentales tirées de cette carte

Avec une échelle supérieure à celle du millionième, on retrouve sur cette carte les grandes zones définies au § 8.2 (figure TP8.5) ; elle apporte néanmoins un certain nombre de précisions.

- Au plan tectonique régional, la structure de certains secteurs, difficile à bien percevoir sur le millionième, peut être analysée plus en détail (en particulier les plis dauphinois et certaines klippes).
- Au plan de la tectonique globale, elle permet d'identifier **deux blocs continentaux séparés par des restes océaniques**. Grâce aux indications pétrographiques et chronologiques fournies pour les socles et la couverture, il est possible d'envisager globalement trois ensembles :
 - une croûte continentale faite de granites et de métamorphites paléozoïques des massifs cristallins des zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise ;
 - une croûte continentale essentiellement gneissique des zones austro- et sud-alpines ;
 - des restes d'une croûte voire d'un manteau océaniques, coincés entre les deux socles précédents.
 Cette disposition conduit à une interprétation en termes de tectonique globale : deux plaques continentales (et leurs prolongements océaniques respectifs), européenne (zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise) et apulo-africaine (zones austro- et sudalpines) sont entrées en collision, ce qui a conduit à la disparition d'une grande partie des portions océaniques (zone ligure), anciens planchers de l'océan alpin.
- Au plan des **métamorphismes** enregistrés dans cette chaîne : les indications relatives au métamorphisme alpin, extraites de la légende, de la notice et du cartouche au bas de la carte montrent :
 - un métamorphisme croissant d'ouest en est ; la zone dauphinoise n'est pratiquement pas affectée ;
 - des faciès HP – BT (haute pression – basse température) ;
 - un polyphasage, les faciès HP (« schiste bleu » et « écoligite ») étant repris dans un faciès « schiste vert ».

Les âges s'échelonnent entre le Crétacé supérieur et l'Éocène.

Ces données, anciennes, peuvent être interprétées en termes de subduction. Cependant, celles fournies par la carte de France au millionième et par la carte récente du métamorphisme alpin sont plus riches. La carte de France permet par ailleurs de distinguer plus facilement les deux périodes de métamorphisme, varisque et alpin.

Voir chapitres 11
§ 11.3, 12 § 12.4
et TP10

Conclusion

Il est possible de subdiviser les Alpes occidentales en zones structurales qui se superposent à des ensembles lithologiques distincts. Cette caractéristique est expliquée dans le Chapitre 12, § 12.4. Les socles de ces zones font apparaître l'accolement présent de deux blocs continentaux séparés par des ophiolites, restes du plancher de l'océan alpin. Un métamorphisme alpin de HP est observé dans les zones internes.

Le [tableau TP8.1](#) ainsi que la coupe ([figure TP8.6 sur rabat couverture n° 4](#)) complètent l'ensemble de ces données.

Les TP9 et 10 vont nous permettre de préciser certaines caractéristiques structurales de l'édifice actuel (en particulier son architecture profonde) par le biais des données géophysiques, d'interpréter l'activité sismique actuelle, et surtout d'en retracer l'histoire autour de deux grandes phases :

- la phase de divergence à l'origine de l'océan alpin ou Téthys *via* la constitution de marges passives et d'un plancher océanique dont il conviendra d'identifier les caractéristiques dynamiques ;
- la phase de convergence dont est issue la chaîne alpine, phase comportant des processus de subductions (océan-continent et éventuellement océan-océan), de collision, voire d'obduction. L'interprétation des données métamorphiques (à défaut de données magmatiques la plupart du temps) fournira un moyen de contraindre les modèles proposés.

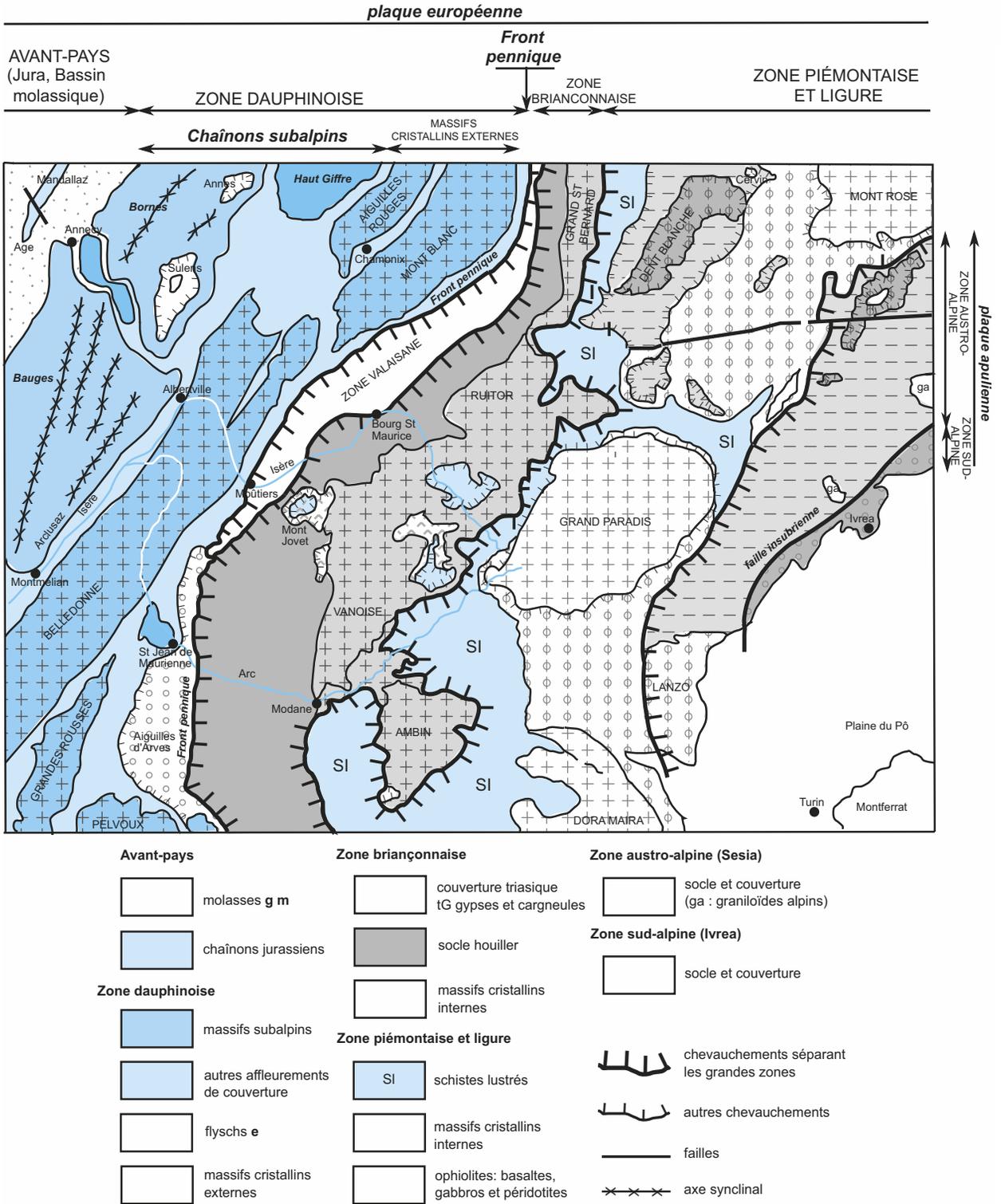


Figure TP8.5 Schéma structural de la carte d'Annecy (1/250 000).

Plan

- 9.1 Exemple de tectonique récente : le massif subalpin de la Chartreuse
- 9.2 Massif de l'Oisans : une paléo-marge passive
- 9.3 Demi-fenêtre d'Embrun et reconnaissance d'une nappe de charriage

Objectifs

- Montrer la diversité des structures tectoniques entre zones externes et zones internes alpines.
- Analyser les déformations à des échelles différentes : cartes géologiques, paysages, affleurements et roches (applications du chapitre 10 et du TP3).
- Utiliser les observations pour reconstituer en partie l'histoire des Alpes.

Introduction

Le mouvement de convergence de la plaque africaine et de la plaque européenne a entraîné des déformations dont les caractéristiques sont décrites dans le chapitre 10. Le géologue analyse ces déformations pour comprendre les mécanismes qui sont à l'origine de la mise en place des Alpes et pour reconstituer l'histoire des diverses zones impliquées. Afin d'illustrer certains de ces aspects, nous aborderons quelques exemples pris dans les Alpes occidentales, entre Grenoble et Gap, région correspondant à l'extrait de la carte géologique de la France au millionième ([cahier couleur, p. 35](#)). Chaque paragraphe peut être abordé de manière indépendante.

9.1 EXEMPLE DE TECTONIQUE RÉCENTE : LE MASSIF SUBALPIN DE LA CHARTREUSE

Avant d'analyser l'extrait de carte correspondant au massif de la Chartreuse, au Nord-Ouest de Grenoble, extrait sur lequel sont indiqués des accidents de type chevauchement, envisageons la manière dont le géologue identifie la présence d'un chevauchement à l'échelle d'un paysage.

EXERCICE TP9.1

Comment repérer un chevauchement au niveau d'un paysage ?

À partir de l'observation du panorama général au-dessus de Saint-Pierre-d'Entremont (lieu-dit Le Château) ([figure TP9.1a, cahier couleur, p. 33](#)), de la vue de détail du secteur de La Fracette ([figure TP9.1b](#)) et de la prise en compte de l'âge des affleurements indiqué sur les croquis correspondants ([figures TP9.1c et TP9.1d](#)), interprétez la succession d'ouest en est des différentes unités stratigraphiques. Pour ce faire, construisez une coupe à main levée de la structure de ce secteur selon le tracé noté en lignes pointillées sur la [figure TP9.1c](#) (coupe O/E). Utilisez pour cette analyse la [fiche méthode 7](#) (Analyser une photographie de paysage) et, pour la construction de la coupe, la [fiche méthode 3](#) (Réaliser une coupe géologique). Tenez compte des altitudes signa-

Comment repérer un chevauchement au niveau d'un paysage ? (suite)

lées sur la [figure TP9.1a](#) pour construire un profil topographique approximatif ; utilisez les figurés lithologiques ([fiche méthode 3](#)) correspondant à la nature suivante des terrains : argilites et marnes pour n1, n2 et n3 (Crétacé inférieur) ; calcaires pour j8, jT (Jurassique supérieur et terminal), nU (Crétacé inférieur - Urgonien) et cs (Crétacé supérieur).

On rappelle que la succession chronologique des terrains ([rabat de couverture n° 5](#)) est la suivante : j8, jT, n1, n2, n3, nU et cs.

Corrigé

L'observation du panorama général montre une alternance de couches dures, aux escarpements spectaculaires, les calcaires urgoniens, et de couches tendres cachées par le couvert végétal et aux pentes plus douces. Les bancs calcaires du Mont Veyrand révèlent un pendage vers l'est des terrains que l'on peut extrapoler aux bancs du massif du Pinet dont on ne voit que le front occidental subvertical (sa morphologie évoque en effet le front occidental du Mont Veyrand).

La prise en compte de l'âge des terrains permet de constater, en allant d'ouest en est, une superposition anormale dans le secteur de Saint-Pierre-d'Entremont entre deux séries du Crétacé inférieur (n1 à nU) ; il y a là redoublement, le premier étage du Crétacé inférieur (n1) reposant sur le dernier terme nU de ce même Crétacé inférieur. C'est donc le signe d'un contact tectonique de type faille inverse ou chevauchement (le secteur oriental ou toit est soulevé par rapport au secteur occidental affaissé, à valeur de mur) ; le pendage Est de la faille est suggéré par la géométrie même de la superposition des deux séries à pendage Est. Reste toutefois à préciser l'architecture exacte des terrains au niveau du contact tectonique.

La vue de détail du secteur de La Fracette révèle en fait une double superposition anormale, celle de nU (Urgonien) sur le Crétacé supérieur (cs), et celle de terrains du Jurassique terminal (j8 et jT) sur ce même Urgonien ; il y a donc deux failles inverses à ce niveau, la lame d'Urgonien ayant valeur d'écaillage tectonique (il est très clair ici que cette lame ne constitue qu'une très faible portion de la série calcaire urgonienne). Par ailleurs, la structure en charnière anticlinale des calcaires du Jurassique terminal (jT) montre que les failles inverses (la faille majeure et une faille satellite certainement) se sont développées à la suite d'un processus de plissement et vraisemblablement de déversement vers l'ouest. Ceci a conduit à l'amincissement puis à la dislocation du flanc inverse de l'anticlinal déversé.

En termes d'âge des déformations, on ne peut proposer dans ce cas qu'un encadrement très imprécis puisque « post-Crétacé supérieur et ante-Quaternaire » ; il s'agit néanmoins d'un événement relevant de l'orogénèse alpine.

La [figure TP9.2](#) traduit graphiquement l'analyse précédente. L'échelle verticale est toute relative mais il importe de montrer surtout les différences d'altitude entre les deux sommets, Mont Veyrand et Le Pinet. Il en est de même pour l'épaisseur des divers termes sédimentaires, l'essentiel étant de respecter le style « isopaque » des plis. La vue de détail du secteur de La Fracette permet de proposer un pendage vers l'est de l'ordre de 45° du chevauchement et le repli anticlinal jurassique conduit à ne pas attribuer le même pendage à la série sédimentaire et au chevauchement. Le mur de ce dernier est interprété comme un repli synclinal conformément à l'idée de genèse du chevauchement par pli faillé mais il ne s'agit que d'une hypothèse, plausible sans plus. Sinon le tracé en pointillés au-dessus du profil topographique a pour intérêt, en projetant la structure initiale, de suggérer l'ampleur de l'érosion qui a conduit à une inversion de relief dans ce cas.

Voir chapitre 10,
figure 10.9

EXERCICE TP9.1

Comment repérer un chevauchement au niveau d'un paysage ? (suite)

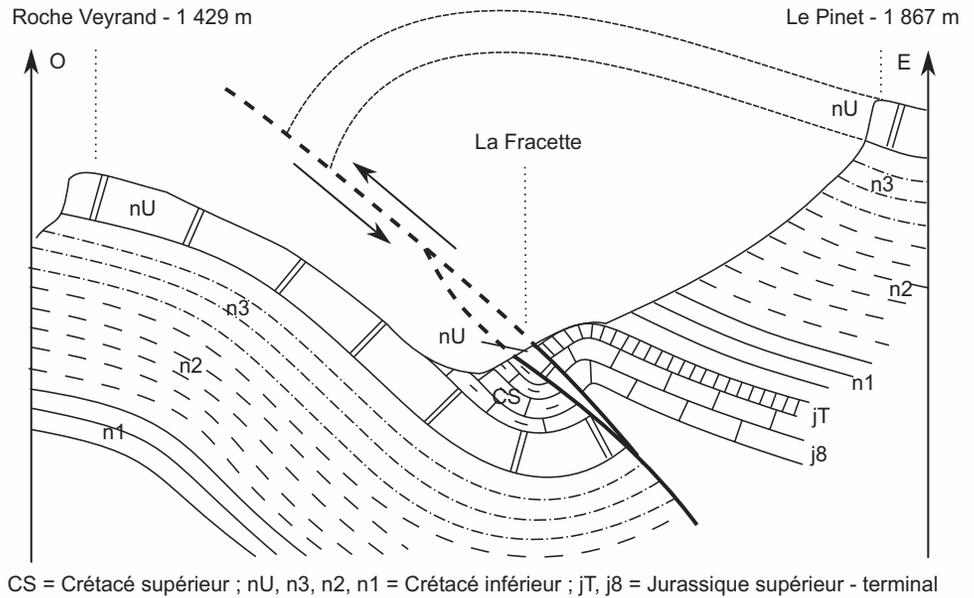


Figure TP9.2 Coupe géologique interprétative du paysage au-dessus de Saint-Pierre-d'Entremont.

Abordons à présent la carte géologique de ce massif de manière à caractériser son style tectonique et à préciser l'âge des déformations.

EXERCICE TP9.2

Faire une analyse géologique du rebord méridional de la Chartreuse, en rive droite de l'Isère, et réaliser une coupe à main levée sans tenir compte du relief

La zone à étudier correspond à l'encadré A dans l'angle Nord-Ouest de l'extrait de carte, page 36 du cahier couleur. La cluse de l'Isère (en blanc) sépare le massif du Vercors, au sud, de celui de la Chartreuse au nord. Après avoir repéré l'ordre chronologique des terrains, la géométrie des contours géologiques et le type de failles (fiche méthode 1 Lire une carte géologique), réalisez une coupe géologique du rebord méridional du massif (selon le tracé proposé par exemple) en faisant abstraction du relief. Vous utiliserez comme couches-repères le Jurassique supérieur j3 (figuré calcaire), l'Urgonien (c1 avec points oranges en surcharge – autre figuré calcaire) et le Miocène m (figuré grès). Les autres terrains seront laissés en blanc. Vous ferez bien sûr abstraction des terrains quaternaires (q2) en gris clair.

Corrigé

Les terrains observables sont uniquement sédimentaires. Les terrains mésozoïques représentent l'essentiel des affleurements, depuis le Jurassique inférieur (j1 dans l'angle Sud-Est) jusqu'au Crétacé supérieur (c2). Les terrains cénozoïques ne sont représentés que par le Miocène (m), ce qui suggère un épisode d'émergence durant l'Éocène et l'Oligocène (ou leur ablation). Tous ces terrains sont plissés (axes des plis N-NE/S-SO)

EXERCICE TP9.2

Faire une analyse géologique du rebord méridional de la Chartreuse, en rive droite de l'Isère, et réaliser une coupe à main levée sans tenir compte du relief (suite)

et faillés comme le montrent les deux chevauchements. Cette direction générale des plis et des failles est une caractéristique des chaînes subalpines septentrionales. L'exercice TP9.1 nous a montré l'architecture des chevauchements, ce qui nous permet d'en tirer parti ici pour la construction de la coupe.

Conformément à la démarche expliquée dans la [fiche méthode 3](#), il importe de dessiner en premier lieu les structures cassantes soit les chevauchements. Le figuré spécifique (trait gras bordé de triangles) signifiant qu'il s'agit d'une faille inverse et que son toit soulevé est le compartiment Est amène à dessiner des pendages Est (ce qui est en accord avec l'[exercice TP9.1](#)). La faible précision de la carte liée à son échelle (à savoir l'absence de V bien marqués au niveau de la cluse de l'Isère) nous conduit à opter pour une inclinaison moyenne de 45° pour chaque chevauchement.

Pour ce qui est de l'interprétation de la structure plissée des terrains sédimentaires, il est possible à présent de comprendre leur succession souvent asymétrique par suite de la présence des chevauchements. En se dirigeant du N-O vers le S-E, on trouve tout d'abord deux séries s'échelonnant du Jurassique supérieur (j3) au Miocène (m) qui ont valeur de demi-synclinaux, chevauchés dans chaque cas (ce qui explique la moitié manquante des synclinaux). Leur construction oblige à attribuer un pendage Est à tous ces termes. Les charnières anticlinales sont absentes par suite de l'érosion qui s'y est développée préférentiellement, mais leur report en traits discontinus au-dessus de la coupe exprime leur présence initiale. La [figure TP9.3](#) résume en définitive l'analyse précédente (la topographie a toutefois été restituée pour mieux rendre compte de la réalité des structures) ; elle permet même de montrer que l'Urgonien, qui est au cœur du synclinal le plus oriental, constitue un relief majeur dans le paysage : cette situation de relief inverse est fréquente dans les chaînes subalpines.

Voir TP3 § 3.3.2b
et TP8, encart TP8.3

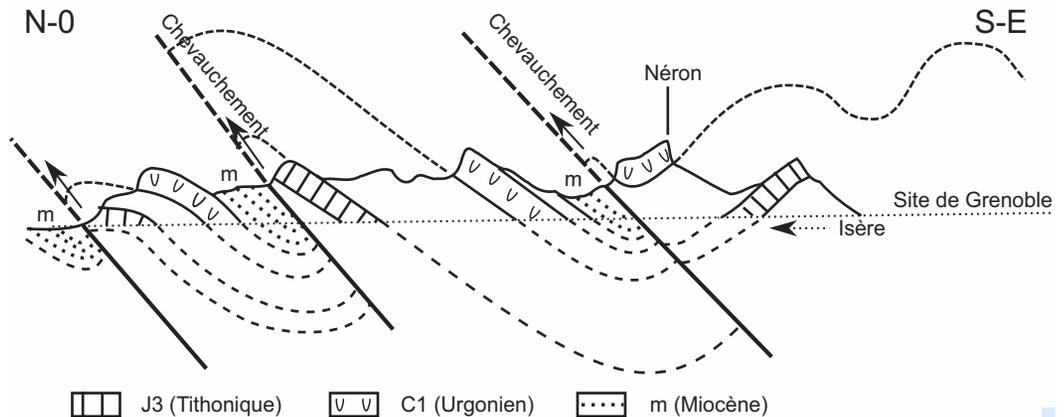


Figure TP9.3 Coupe schématique de la Chartreuse en rive droite de l'Isère.

Finalement, grâce à cet extrait de carte et à la coupe correspondante, il est possible de mieux caler la phase de déformations qui apparaît comme postérieure au Miocène et antérieure au Quaternaire ce qui correspond dans le calendrier géologique de la carte au millionième à la **phase néo-alpine** (rabats de couverture n° 1 et 2).

Voyons, pour terminer l'étude de cet exemple, en quoi des documents de microtectonique peuvent compléter notre compréhension de la déformation.

Exploiter trois photos pour analyser les marqueurs de la déformation

1. La figure TP9.4 montre un affleurement de bancs calcaro-marneux. Celui-ci correspond à la déformation de niveaux ductiles suite à un cisaillement. Les microplis y présentent un flanc long et un flanc court : on les qualifie de plis d'entraînement. Comparez ce document avec la coupe de la figure TP9.2 et déduisez-en le mécanisme de déformation qu'il est possible de proposer pour la couverture de la Chartreuse.

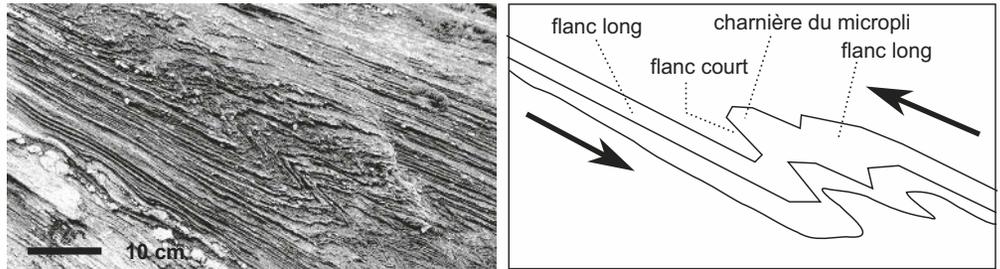


Figure TP9.4 Pli d'entraînement et son interprétation.

2. La figure TP9.5 présente deux photographies de galets des dépôts de molasse d'âge miocène (galets notés de A à D). En analysant les zones pointées par des flèches, montrez ce qu'elles nous apprennent de l'histoire sédimentaire et tectonique de la Chartreuse.



Figure TP9.5 Aspect de galets récoltés au sein de la molasse de Chartreuse.

Corrigé

Voir la notion de pli-faille, Chapitre 10, figure 10.9

Voir « La déformation coaxiale », chapitre 10, figure 10.13b

1. À l'image des plis d'entraînement de la figure TP9.4, la coupe de la Chartreuse peut être interprétée comme une succession de **flancs longs**. En revanche, les **charnières** et les **flancs courts** ne sont pas visibles ; à leur place se trouvent les chevauchements. Les différences avec la photo sont donc d'une part l'échelle, et d'autre part le matériel qui est, en Chartreuse, plus cassant, les charnières étant systématiquement faillées et translitées, ce qui a donné naissance aux chevauchements. L'érosion a fait disparaître la majeure partie des charnières anticlinales par la suite.

Il est donc possible de retenir que le mécanisme de genèse des plis et chevauchements n'a pas été un simple aplatissement mais un cisaillement (déformation non coaxiale) d'échelle régionale, la couverture mésozoïque et cénozoïque ayant été déplacée vers l'ouest par rapport à son socle pris pour référence (ou, à l'inverse, le socle ayant été translité vers l'est par rapport à sa couverture).

Exploiter trois photos pour analyser les marqueurs de la déformation (suite)

Voir la notion d'« hydrodynamisme » chapitre 7, figure 7.2

2. Nous avons déjà vu d'après la [figure TP9.3](#) que le Miocène est chevauché par deux accidents tectoniques dans la Chartreuse ce qui signifie que la déformation lui est postérieure. Or les galets présentés possèdent un aspect singulier. Certes, leur forme générale arrondie est classique et évoque un transport par des rivières et des fleuves dont l'hydrodynamisme permet justement le transport de clastes aussi volumineux. Mais leur surface est parsemée de petites cuvettes (galets B et C) qui traduisent le départ de fragments et ils sont de plus fissurés (galets A et B), les fissures étant colmatées par des recristallisations de calcite ou de quartz (selon la nature du galet). Ces galets ont donc été l'objet de contraintes compressives à l'origine d'éclats dans les zones de contact entre galets voisins, de fractures remplies depuis par la précipitation de solutés mobilisés suite à la dissolution au niveau des points de contact entre galets. On parle dans ce cas de galets « choqués » et on peut supposer que c'est la surcharge tectonique occasionnée par les chevauchements qui en est la cause. Cela confirme bien le fait que le Miocène a été lui-même touché par l'orogénèse alpine. Le galet D possède en outre à sa surface un fragment coquillier (valve de pecten) qui dénote le caractère littoral de ce dépôt.

Remarque : Les molasses sont des séquences de roches détritiques grossières à fines dont les éléments peuvent être sableux (dans le Bas-Dauphiné par exemple) ou formés de galets comme dans la Chartreuse. On y observe des figures sédimentaires caractéristiques de fleuves voire de deltas (stratifications obliques, figures de chenaux). Ces molasses sont des produits d'érosion de reliefs qu'il faut situer plus à l'Est pour la période miocène (du moins pour les étages du Miocène inférieur et moyen qui ont été identifiés dans cette région, ce qui correspond à la période entre -23 et -10 Ma environ), la Chartreuse formant alors une zone littorale sans relief à l'époque de leur dépôt. L'analyse des galets est d'ailleurs fort instructive car le fait d'y trouver des radiolarites ou des granites et des rhyolites apparentés au domaine briannonnais démontre qu'il existait alors plus à l'est des reliefs notables constituant la jeune chaîne alpine.

La mise en relief des chaînes subalpines est en définitive un événement très récent par rapport à aux premiers reliefs apparus dès la fin du Crétacé dans les zones internes.

9.2 MASSIF DE L'OISANS : UNE PALÉO-MARGE PASSIVE

Voir chapitre 12, figure 12.2

Les massifs cristallins externes à l'est de Grenoble forment un ensemble imposant incluant le massif de l'Oisans. Limité au nord par la vallée de la Romanche et le col du Lautaret, à l'est par le chevauchement du front pennique, au sud par la vallée du Drac et le Gapençais, il comprend des sommets dépassant pour certains les 4 000 mètres (Barre des Écrins).

Sur l'extrait de la [carte des Alpes \(cahier couleur p. 36\)](#), étudions l'encadré B suivant le tracé de latitude 45 °N, de la région de La Mure (à l'ouest) au col du Lautaret (à l'est). Si l'on s'en tient simplement à la distinction entre terrains paléozoïques (le socle) et terrains mésozoïques (la couverture) ainsi qu'au repérage des failles majeures, on y observe une succession régulière de blocs cristallins (socle) et de secteurs de terrains sédimentaires (couverture de Trias et de Jurassique) comme au niveau de La Mure, de Bourg d'Oisans ou de la zone qui précède le col du Lautaret. Très souvent, la bordure Ouest de ces bassins sédimentaires est limitée par un trait de faille rectiligne (faille verticale) alors que la bordure Est repose stratigraphiquement et en discordance sur le socle, dénotant le **caractère dissymétrique** de ces bassins. Toutefois un chevauchement en direction du Sud-Ouest, à ne pas confondre avec le front pennique un peu plus à l'est, marque la limite entre couverture et socle dans la Haute vallée de la Romanche,

avant le col du Lautaret (secteur de La Meije). Ainsi le massif de l'Oisans apparaît comme une **succession d'entités de socle et de couverture liasique** (Jurassique inférieur). Il s'agit à présent d'interpréter cette succession.

EXERCICE TP9.4

Analyse et interprétation du secteur « col d'Ornon – bassin de Bourg d'Oisans »

Pour comprendre les raisons de cette succession, prenons l'exemple précis du bassin de Bourg d'Oisans bordé à l'ouest par le massif du Taillefer (ce bassin est noté O-BO sur la [carte de la page 36 du cahier couleur – encadré B](#)). La [figure TP9.6 p. 34 du cahier couleur](#) rassemble un certain nombre d'observations et d'informations chronologiques du secteur du col d'Ornon.

1. Analysez ces divers documents, en débutant par la vue générale ([figure TP9.6a](#)) avant de passer aux vues de détail ([figures TP9.6.b, c, d et e](#)), et proposez une coupe schématique interprétative du panorama général X.a intégrant toutes vos conclusions.
2. Résumez parallèlement l'histoire sédimentaire et tectonique de ce secteur.

Correction

1. Le panorama d'ensemble, en direction du nord, montre que le massif du Taillefer (roches primaires formant le socle) limite à l'ouest le secteur sédimentaire central par un versant très abrupt ; à l'est, on voit resurgir ce socle aux sommets appelés Rochail-Neyrard. Entre ces deux extrêmes, la série sédimentaire mésozoïque (Trias et Jurassique inférieur ou Lias) s'épaissit graduellement, de l'est où sa base triasique affleure autour de 2 800 m vers l'ouest où c'est déjà le Lias qui affleure au fond du vallon de Malsanne soit autour de 1 000 m d'altitude. Cela signifie qu'aux abords du massif du Taillefer l'épaisseur cumulée de cette série, hors érosion, était d'au moins 2 000 m. La présence de structures plissées ([figure TP9.6b](#)) montre toutefois que cette épaisseur n'est pas uniquement d'origine sédimentaire.

Pour comprendre les raisons autres que tectoniques de cet épaississement d'est en ouest, il faut déterminer la nature du versant oriental du massif du Taillefer et ceci en utilisant les [figures TP9.6c, TP9.6d et TP9.6e](#). On y remarque, en dehors des surfaces diversement diaclasées et donc « rugueuses » du socle, quelques portions plus lisses comme la surface notée S sur la [figure TP9.6e](#) ; la [figure TP9.6d](#) en montre le détail. Y sont reconnaissables des tectoglyphes ou stries tectoniques calcitiques qui enduisent la surface granito-gneissique et démontrent donc que cette surface est un **miroir de faille**. Voilà situé cet accident tectonique figurant sur l'encadré B de la [carte géologique de la page 36 du cahier couleur](#). Ce seul fait n'est pas en soi déterminant pour pouvoir répondre à la question posée si on ne considère pas aussi les sédiments qui jouxtent cette faille. En quoi sont-ils singuliers ?

La succession verticale des terrains observables sur la [figure TP9.6c](#) révèle la présence au-dessus de bancs grossiers liasiques (j1) de blocs aux formes quelconques de matériaux triasiques (basaltes et dolomies). Cette superposition « anormale » au plan chronologique ne peut pas être interprétée par le biais d'une faille subhorizontale en raison des formes quelconques du contact basal et du fait que le Lias recouvre également par endroits ces blocs triasiques. Il faut donc avancer une autre hypothèse, celle d'éboulements sous-marins (on ne peut concevoir de transport par l'eau de ces blocs en raison de leur taille) au pied d'un paléo-relief sismiquement actif pour pouvoir provoquer ces chutes. L'analyse des marges actuelles montre que les blocs basculés des marges passives constituent des dispositifs cumulant les caractères observés ici.

2. L'ensemble du secteur sédimentaire dessine ainsi un demi-graben ([figure TP9.7](#)) et représente un des blocs basculés d'une **paléo-marge passive** ; on peut supposer que la faille était alors une **faille normale** de type listrique. Les sédiments qui emplissent ce

Voir chapitre 10
§ 10.1.1

Voir TP6 § 6.2.1

Analyse et interprétation du secteur « col d'Ornon – bassin de Bourg d'Oisans » (suite)

demi-graben sont donc pour l'essentiel des sédiments de type « syn-rift » (Lias voire Dogger). Les olistolithes (ce terme désigne les blocs resédimentés dans un matériel plus récent qu'eux) enchâssés dans le Lias au pied d'une faille fonctionnelle à cette époque proviennent de roches triasiques ayant valeur de sédiments « pré-rift ».

Que dire enfin des événements postérieurs à la phase sédimentaire ? La *figure TP9.6b* montre que les terrains liasiques sont plissés (antiforme dans ce cas) avec en sus un débit vertical des bancs qui relève d'une schistosité de plan axial (*exercice TP9.5*). Par ailleurs, l'analyse des tectoglyphes sur la photo de détail du miroir de faille (*figure TP9.6d*) nous amène à constater que, si les stries sont verticales, elles se terminent vers le haut par des mini-replats. Cela signifie en termes de mouvements relatifs que le compartiment Est ou couverture est monté (les replats auraient empêché tout mouvement descendant) par rapport au compartiment Ouest, le socle, qui est descendu. Cette ancienne faille normale a donc joué ultérieurement en **faille inverse** mais selon un rejet bien moindre que le rejet en faille normale au vu de l'épaisseur restante de sédiments à son contact. Il est logique de supposer que ce rejeu a été contemporain du plissement des sédiments de l'hémi-graben soit postérieurement au Jurassique et selon une poussée venant de l'Est (poussée alpine) au Cénozoïque.

Voir chapitre 10,
§ 10.1.1

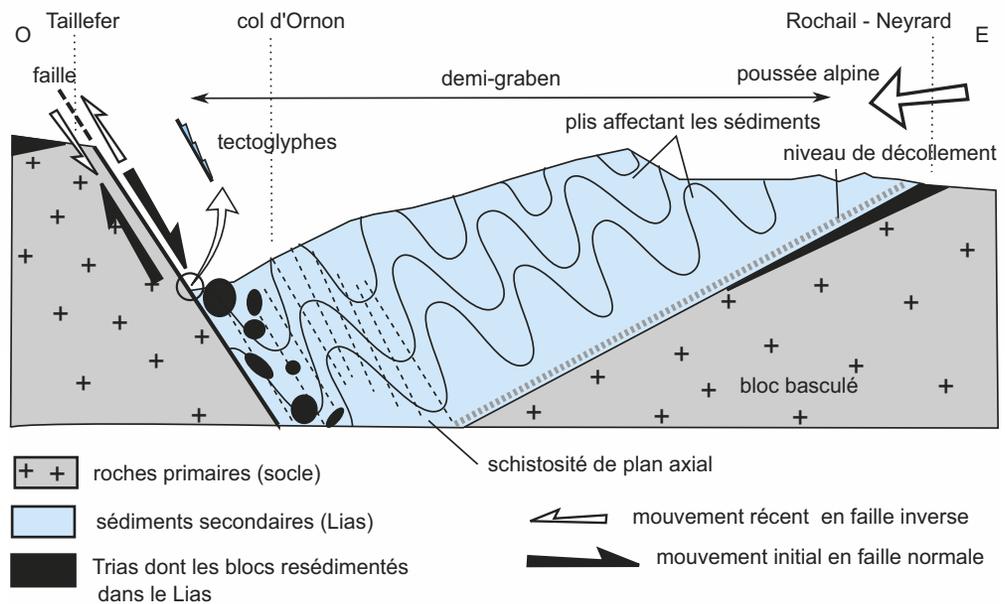


Figure TP9.7 Schéma interprétatif du versant Sud du col d'Ornon depuis le village de Perier.

Remarque : L'analyse précédente est fort parcellaire et ne peut en fait se substituer totalement à une étude sur le terrain. Manquent ainsi certains points déterminants pour la démonstration comme l'organisation en éventail des sédiments « syn-rift » (Lias et Dogger ici), la discordance des sédiments « post-rift » du Jurassique supérieur, la stricte localisation des olistolithes le long des paléo-failles normales. À défaut d'excursion dans ce secteur, la riche documentation du site Géol-Alpes de Maurice Gidon (<http://www.geol-alp.com>) sur cette région (Oisans) permet de prendre toute la mesure de cet épisode fondamental de l'histoire de la marge dauphinoise.

Voyons toujours dans ce secteur en quoi l'analyse à l'échelle métrique (l'affleurement) et décimétrique (la roche) fournit des données supplémentaires relatives aux déformations.

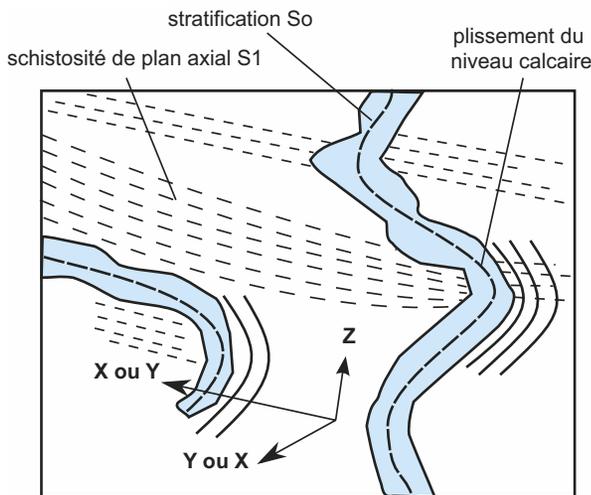
EXERCICE TP9.5

Étude de figures de déformation ayant touché cette paléo-marge

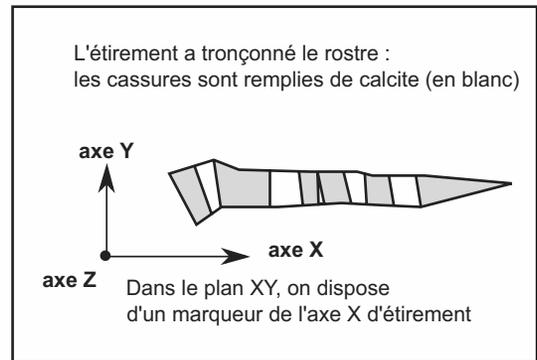
1. Les marnes liasiques sont également dénommées schistes. Pour connaître la raison de cette double appellation, il vous est demandé d'analyser la [figure TP9.8a de la page 35 du cahier couleur](#) qui présente un affleurement de ces terrains. Cherchez notamment à identifier les axes de déformation.
2. De la même façon, expliquez ce que nous apprend la [figure TP9.8b](#) qui concerne un rostre de bélemnite, fossile en forme de « cigare » courant dans ces marnes.

Corrigé

1. Le plissement des sédiments du Lias est responsable d'une schistosité ([figure TP9.9a](#)). Celle-ci ne touche que les lits marneux, les niveaux plus calcaires en étant exempts. C'est l'illustration de leurs propriétés rhéologiques différentes (les argiles des marnes se réorientent en fonction de l'anisotropie des contraintes par rotation rigide ce qui n'est pas possible pour les cristaux de calcite des bancs calcaires, lesquels ne peuvent subir que des phénomènes de pression-dissolution ou des déformations intracrystallines nécessitant des pressions et des températures plus élevées). Cette schistosité est parallèle au plan axial des plis ([figure TP9.8b, cahier couleur p. 35](#)) : elle est dite « **schistosité de plan axial** ». En termes d'axes de déformation, on peut placer Z, l'axe de raccourcissement, dans le plan vertical soit celui de l'affleurement, et plus précisément perpendiculairement au plan de schistosité XY (Z est ainsi approximativement vertical, les plans de schistosité étant subhorizontaux). Mais on ne peut positionner exactement X et Y l'un par rapport à l'autre dans le plan horizontal en l'absence de donnée précise sur l'orientation des axes des microplis ([figure TP9.9](#)). Y étant parallèle à l'axe des microplis, si ces derniers viennent vers l'observateur, Y est alors orienté de même.
2. La [figure TP9.9b](#) montre un fossile, un rostre de bélemnite, tronçonné : il a été cassé par suite d'étirement. Cette observation nous donne l'axe X d'allongement ; comme il est dit en légende que la dalle de schiste s'est débitée dans le plan de schistosité, Y se place dans ce cas dans le même plan mais perpendiculairement à X ; cela revient à placer Z orthogonalement à ce plan.



(a) Interprétation de la photo figure TP9.8a



(b) interprétation de la photo figure TP9.8b : le plan de schistosité est le plan XY

Figure TP9.9 Schémas interprétatifs des figures TP9.8a (a) et TP9.8b (b)

Enfin, nous avons noté sur l'extrait de carte de la France ([cahier couleur p. 36 – encadré B](#)) un chevauchement au niveau de granites notés 18, juste avant le front pennique. La [figure TP9.10](#) nous montre ce chevauchement : les gneiss et granites de la Meije reposent sur les sédiments liasiques schisteux. La superposition du socle paléozoïque sur la couverture mésozoïque est évidemment anormale. L'[exercice TP9.4](#) nous a montré qu'une phase de convergence a suivi la phase d'extension et qu'à cette occasion d'anciennes failles normales ont rejoué en failles inverses. Dans l'exemple présent, qui est situé plus à l'est que le précédent donc plus près des zones internes d'où est venue la poussée alpine, on peut supposer que le raccourcissement plus marqué a entraîné le soulèvement et le déplacement d'un bloc basculé, celui de la Meije, sur les sédiments du demi-graben immédiatement situé à l'ouest. Ceci a été responsable du chevauchement observé et non plus simplement d'une faille inverse, ainsi que de la disparition quasi totale des sédiments du bloc de la Meije (il subsiste en fait une petite dalle calcaire sur la Barre des Écrins).

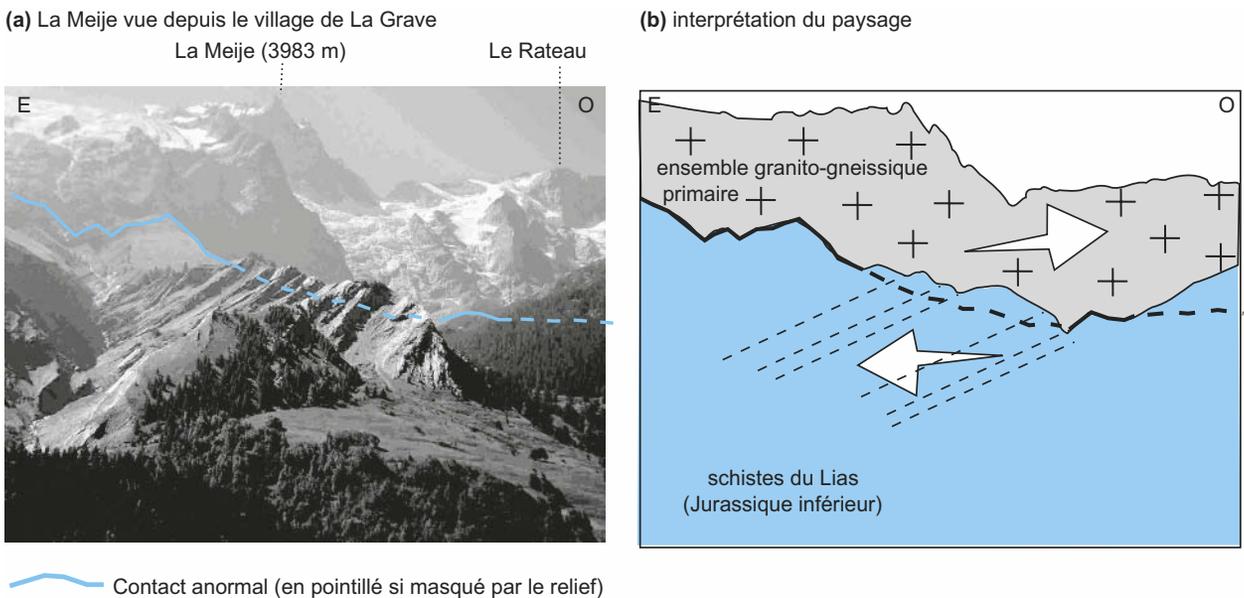


Figure TP9.10 (a) La Meije vue depuis le village de La Grave. (b) Interprétation du paysage.

Voir chapitre 8,
figure 8.8

Si l'on fait un bilan, la succession socle cristallin - couverture sédimentaire que l'on observe en Oisans témoigne d'une paléo-marge passive constituée de blocs basculés (le socle) ménageant des demi-grabens comblés peu à peu par les sédiments. Le stade « pré-rift » est triasique, le stade « rift ou syn-rift » est Jurassique inférieur et moyen ; enfin, le stade « post-rift » date de la fin du Jurassique (Jurassique supérieur dit Malm). Cette phase d'extension de l'océan alpin s'achève lorsque s'amorce la convergence à partir du Crétacé supérieur, laquelle entraîne à terme le rejeu en failles inverses d'un certain nombre de failles normales listriques primitives et le plissement des sédiments. La transversale Ouest-Est étudiée montre clairement l'intensification des déformations des zones externes vers les zones internes avec l'apparition d'un faible métamorphisme (schistosité uniquement) et de chevauchements de blocs entre eux. C'est cette accentuation des déformations que nous allons envisager dans le dernier secteur, celui d'Embrun (haute vallée de la Durance), zone singulière où l'absence de surrection tardive de massifs cristallins externes a permis la préservation de vastes nappes de charriage.

9.3 DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN ET RECONNAISSANCE D'UNE NAPPE DE CHARRIAGE

Voir Chapitre 10, encart 10.1

Avertissement : la distinction sémantique entre **chevauchement** et **charriage** est loin d'être systématique ; selon les auteurs, les documents cartographiques, il y a synonymie ou non entre ces deux termes. Un recouvrement d'amplitude modeste est en principe dénommé chevauchement (il se reconnaît indirectement à une certaine identité entre compartiment chevauchant et compartiment chevauché) ; un recouvrement de grande amplitude prend le nom de charriage (le compartiment charriant est dans ce cas constitué de terrains très différents du compartiment charrié). Nous considérerons ici que ces deux termes sont synonymes, suivant en cela les usages des différentes cartes géologiques dont les plus récentes où le terme de charriage a tendance à disparaître (**Notice de la carte géologique au millionième, rabat de couverture n° 1**).

Voir TP3 § 3.5.2

L'extrait de la carte de France (**cahier couleur p. 36**) présente dans l'encadré C les structures géologiques de la région d'Embrun et du lac de Serre-Ponçon. Notre étude débutera par une analyse générale de ce document de manière à dégager les caractéristiques d'une nappe de charriage, superposition de nature tectonique de deux séries géologiques, par comparaison avec une discordance, superposition stratigraphique dans ce cas.

EXERCICE TP9.6

Critères d'identification d'une nappe de charriage et d'une discordance ; éléments distinctifs

1. Relevez l'organisation des terrains telle que vous pouvez l'observer au niveau des flèches notées 1, 2 et 3 sur l'encadré C de la **carte de la page 36 du cahier couleur**. Le choix de ces secteurs est motivé par leur ressemblance apparente. Toutefois, il existe un figuré particulier concernant l'entité désignée par la flèche 2, à savoir une surcharge en points noirs sur les terrains crétacés (c2) et éo-oligocènes (e2g) qui désigne la lithologie singulière de ces formations ; il s'agit de dépôts détritiques plus ou moins grossiers de type flysch relevant d'une mise en place par avalanches sous-marines sous forme de turbidites. Reportez vos conclusions dans un tableau à deux colonnes après avoir déterminé dans quel cas il s'agit d'une nappe de charriage ou d'une discordance.

La **figure TP9.11** donne un aperçu du paysage de cette région et doit venir en appui de votre analyse pour ce qui concerne les flèches 2 et 3.

2. Déterminez en conclusion les informations relatives à l'histoire de chaque région (celle de la flèche 1 et celle des flèches 2 et 3).

Voir Chapitre 7, § 7.1.4

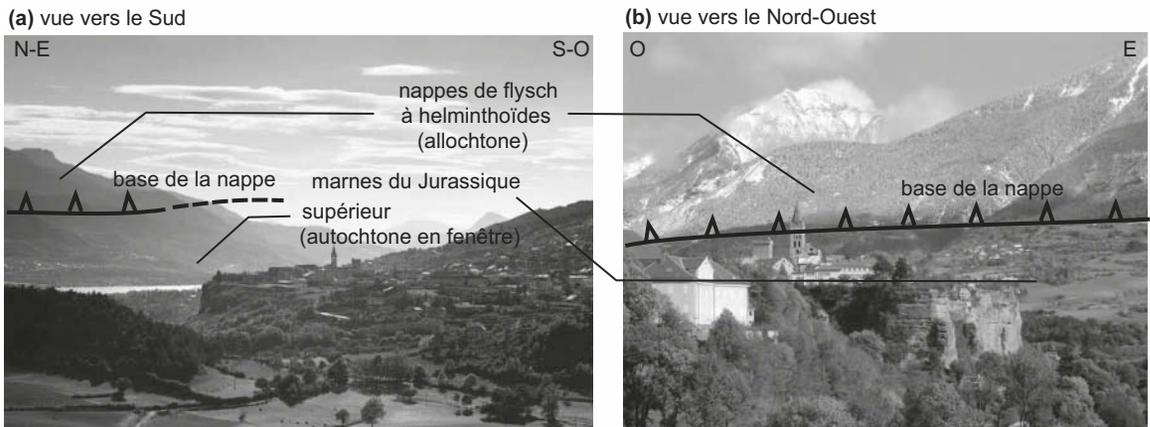


Figure TP9.8 Paysages autour de la ville d'Embrun. (a) Depuis Embrun, vue vers le Sud (au-delà du lac de Serre-Ponçon – flèche 3). (b) Les montagnes au Nord-Ouest d'Embrun (flèche 2). (Clichés Office de tourisme d'Embrun, (a) Berthier (b) Montagnier)

Critères d'identification d'une nappe de charriage et d'une discordance ; éléments distinctifs (suite)

Corrigé

1. La distinction entre discordance (flèche 1) et nappe de charriage (flèches 2 et 3) repose en premier lieu sur la nature du trait séparant deux unités d'âges différents, trait fin dans le premier cas, trait gras et figuré spécifique du charriage (triangles du côté chevauchant) dans le second cas. Le tableau suivant résume à partir de là les traits distinctifs entre ces deux structures (tableau TP9.1).

TABLEAU TP9.1 ÉLÉMENTS DISTINCTIFS ENTRE DISCORDANCE ET NAPPE DE CHARRIAGE.

| Discordance (flèche 1) | Nappe de charriage (flèches 2 et 3) |
|---|---|
| Contact stratigraphique entre unités, à faible pendage en général (tracé sinueux) | Contact tectonique entre unités et très faible pendage de ce dernier (tracé sinueux, festonné en carte) |
| Superposition respectant la chronologie des terrains (les plus récents sur les plus anciens) | Superposition chronologique quelconque (ordre respecté = flèche 2, ou non respecté = flèche 3) |
| Nature variable du mur de la série discordante (dans ce cas, Jurassique, Trias et socle paléozoïque magmatique, métamorphique) | Nature certes variable du mur là encore mais forte disparité des terrains en présence (figure TP9.11) ; la séquence stratigraphique du mur ou autochtone est différente de celle du toit qui constitue l' allochtone (dans certains cas, l'allochtone peut être constitué de roches métamorphiques voire magmatiques) |
| Discontinuité ou lacune stratigraphique (il manque dans le cas présent tout le Crétacé soit c1-c2 alors qu'il est présent un peu plus à l'ouest donc s'est bien déposé) | |
| Relief positif mais pas de forme d'érosion particulière | Reliefs positifs (figure TP9.11) mais formes d'érosion singulières : lambeaux de nappes à l'avant ou klippe (exercice TP9.7), rentrants du front principal (demi-fenêtre d'Embrun ici), fenêtres d'autochtone au cœur de l'allochtone (exercice TP9.7) |

2. L'analyse précédente de la discordance permet de conclure au fait que ce secteur méridional du massif de l'Oisans a été émergé et partiellement érodé à la fin du Crétacé (puisque ce terrain est présent plus à l'ouest) et avant l'Éocène supérieur (e2), époque du retour de la mer. La lacune de l'Éocène inférieur (e1) est d'ailleurs systématique à l'échelle régionale. La raison en est un début d'ovogénèse.

Pour ce qui est de la mise en place de la nappe du flysch à helminthoïdes, celle-ci est postérieure à l'Éo-Oligocène (e2g), terme le plus récent engagé dans le charriage.

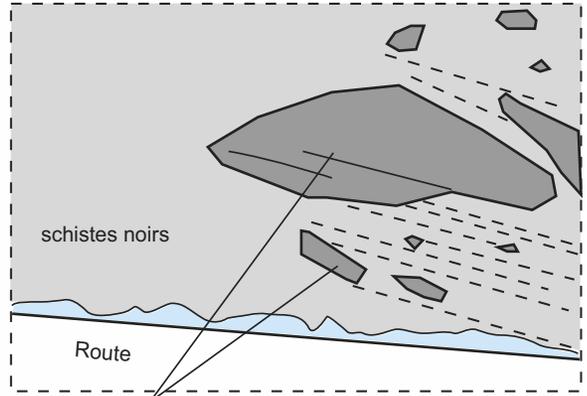
Mais quel mécanisme est-il possible de proposer pour la mise en place d'une nappe de charriage ? S'agit-il d'un événement aérien, sous-marin ? Les figures TP9.12a et TP9.12b qui concernent un affleurement de la base de la nappe de charriage (formation dénommée « schistes à blocs » – voir le symbole e0 à surcharge de points rouges sur la carte géologique de Gap, cahier couleur p. 35) vont nous permettre d'avancer une interprétation (figure TP9.12c).

Dans une marne noire sont emballés des morceaux de flysch de toutes les tailles. L'absence de tri et le caractère disjoint de tous ces blocs ne peuvent se comprendre que si l'on imagine une sédimentation sur place, sans transport pratiquement, un peu à l'image des olistolithes du secteur de La Chalpe (§ 9.2). Ces blocs ont par ailleurs leur plus grande dimension conforme à

(a) affleurement sur la route d'Orcières



(b) schéma de l'affleurement



Quelques exemples de blocs de flysch à helminthoïdes emballés dans les schistes noirs de la base de la nappe

(c) interprétation de la genèse des schistes à blocs

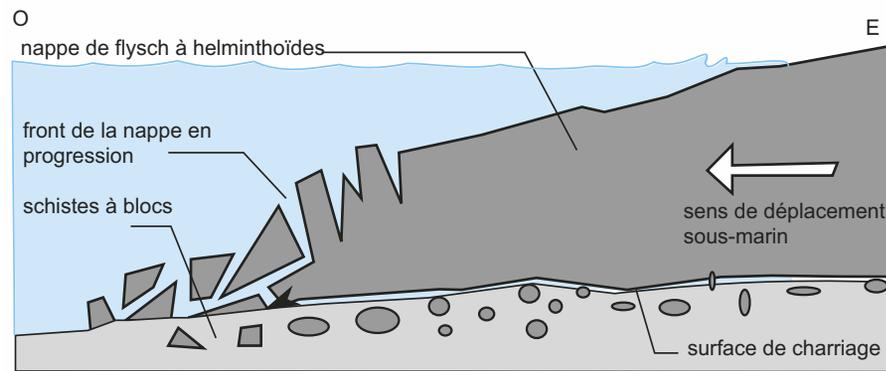


Figure TP9.12 (a) Affleurement du flysch à blocs à la base de la nappe de charriage. (b) Schéma interprétatif de l'affleurement. (c) Scénario de genèse possible.

la stratification (ou à la schistosité ?) des marnes qui les entourent, ce qui peut suggérer une orientation postérieure à leur dépôt par suite de cisaillement.

La [figure TP9.12c](#) donne une interprétation de leur formation. La nappe de charriage est censée se déplacer par gravité en milieu marin. Le front de la nappe se disloque au fur et à mesure de l'avancée et donne des blocs qui sédimentent dans les niveaux inférieurs qui servent de semelle à cette nappe et qui vont être eux-mêmes recouverts et cisailés par son avancée. La sédimentation est donc dans ce cas contemporaine de la tectonique (syntectonique) ; elle scelle la progression de la nappe de charriage.

Disposant à présent d'un certain nombre de données sur cette nappe de charriage, il nous reste à en déterminer plus précisément la structure et l'origine. Comment y sont organisées les diverses unités de flysch ? Proviennent-elles des zones externes ou des zones internes ?

Pour répondre à cette dernière problématique, nous utiliserons un extrait de la [carte de Gap](#) au 1/250 000 ([cahier couleur p. 35](#)) dont la charte de couleurs est très proche de celle du millionième. Le gain en précision va nous permettre, après une analyse préalable des données cartographiques, de construire une coupe à main levée assez représentative de ce qu'il serait possible d'observer sur le terrain.

Réalisation d'une coupe à main levée en rive droite de la Durance ; architecture des nappes de charriage de flysch

1. Construisez un profil topographique approximatif en rive droite de la Durance, selon le tracé figuré sur la carte ([cahier couleur p. 35](#)) ; repérez pour ce faire quelques sommets et les principales vallées ; utilisez une échelle d'altitude relative.
2. Analysez puis reportez sur le profil les contacts tectoniques majeurs (ceux figurés en tant que chevauchements – traits gras avec triangles du côté du compartiment chevauchant – et ceux dont le tracé gras est rectiligne) ; aidez-vous de l'allure de ces tracés au niveau de la vallée de la Durance pour déterminer leur pendage secteur N-E de la carte. Pour comprendre la structure même de la nappe principale, partez du fait que la série sédimentaire du flysch à helminthoïdes comporte de bas en haut les termes suivants : cFB = complexe de base du flysch (Crétacé moyen) ; FHFG = grès à la base de la nappe du flysch du Parpaillon (Crétacé supérieur) ; FHP = flysch de la nappe du Parpaillon (Crétacé supérieur -Paléocène). Par ailleurs, eF désigne le flysch noir d'âge Éocène moyen et supérieur. Les autres terrains du complexe de nappes, notamment ceux aux deux extrémités (Trias et Jurassique-Crétacé), ne seront pas détaillés.
3. Complétez à présent la coupe en dessinant la structure de l'allochtone, les flyschs (on extrapolera l'architecture du flysch à helminthoïdes au flysch noir), puis celle de l'autochtone représenté essentiellement par les terres noires (argilites) du Jurassique supérieur (jN) et les calcaires du Jurassique moyen (j_m).
4. Dotez la mise en place de ce dispositif de nappes.
5. En complément de l'[exercice TP9.6](#), identifiez, raisonnablement à l'appui, les structures désignées par les flèches 1 et 2 ([encadré C – carte du cahier couleur p. 36](#)).
6. Argumentez enfin l'origine piémontaise du flysch à helminthoïdes à partir de ce seul document cartographique.

Corrigé

1. 2. et 3. La [figure TP9.13](#) illustre la géométrie des principales failles (pendage subhorizontal des contacts de base des nappes avec accentuation de l'inclinaison au Nord-Est ; failles verticales recoupant les précédentes). La structure en plis déversés de la nappe supérieure est déduite de la superposition de séries normales et inverses visible sur le flanc Sud (par exemple, immédiatement au Nord-Ouest d'Embrun, se succèdent de bas en haut FHFG, FHP, FHFG, cFB, FHFG et FHFG soit une série normale, une série inverse puis une série normale). Sont figurées au niveau du contact tectonique des écailles triasiques (à base de gypse vraisemblablement). Le style en plis déversés est repris pour la nappe inférieure du flysch noir (même si on ne dispose pas d'argument cartographique) que l'on peut considérer comme contemporaine de la nappe supérieure. Pour l'autochtone, les quelques failles sinueuses de part et d'autre du lac de Serre-Ponçon et les rares affleurements linéaires de Jurassique supérieur (j_s) ou de Crétacé supérieur (c_sC) conduisent à proposer un style de plis déversés et tronqués par des failles inverses.
4. Les terrains les plus récents concernés par les charriages sont d'âge Éocène supérieur (eF) voire début de l'Oligocène pour les « schistes à blocs » (eO) ce qui concorde avec l'interprétation de cette formation ([figure TP9.12c](#)). La tectonique de cette région (phase mésoalpine) est donc plus ancienne que celle à l'origine des massifs subalpins.
5. La flèche 1 désigne une structure tectonique fermée dont le cœur est occupé par de l'allochtone (pointes des triangles vers l'intérieur) lequel repose sur l'autochtone affleurant tout autour ; cette entité est par ailleurs située entre deux vallons donc en altitude ; ces caractères topographiques et cartographiques sont le propre d'une klippe (sur la coupe de la [figure TP9.13](#) existe également une petite klippe au niveau de la Tête de Fouran mais elle est moins caractéristique dans ce cas puisqu'il s'agit de la superposition de deux formations allochtones de flysch).

EXERCICE TP9.7

Réalisation d'une coupe à main levée en rive droite de la Durance ; architecture des nappes de charriage de flysch (suite)

La flèche 2 désigne toujours un contact tectonique fermé mais, dans ce cas, l'allochtone est en périphérie et l'autochtone au centre ; de plus, elle se situe au fond d'un vallon donc en dépression ; on peut conclure à une fenêtre dans ce cas, ce qui signifie que le contact de base de la nappe du flysch noir (eF) reste proche de la surface dans ce secteur (coupe TP9.13).

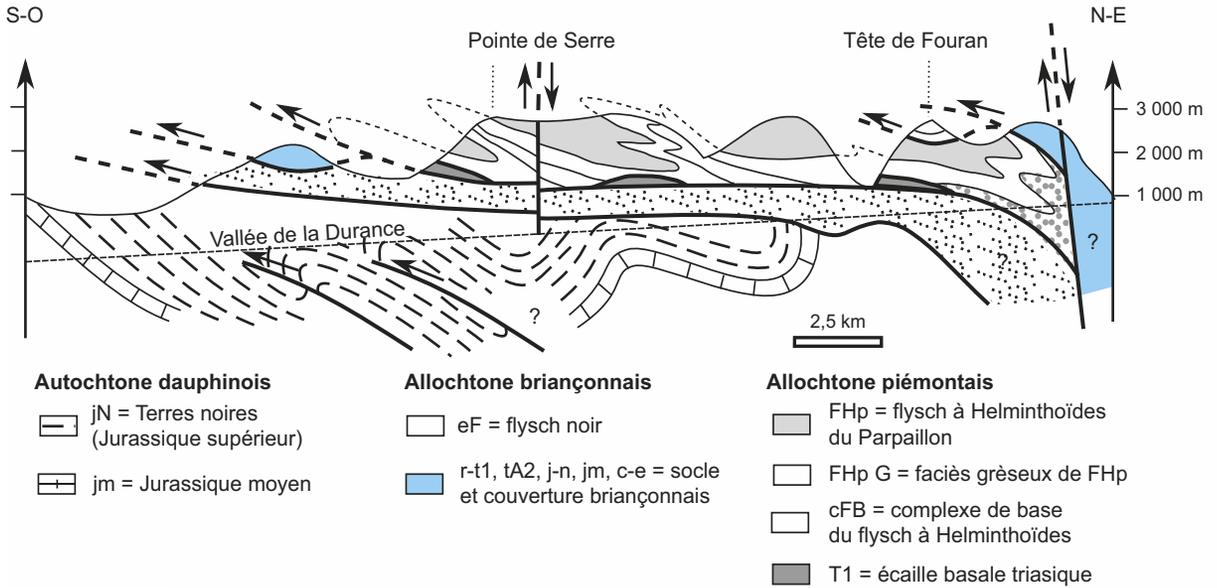


Figure TP9.13 Coupe géologique à main levée du système de nappes de charriage au Nord d'Embrun, en rive droite de la Durance.

6. Quelle est la patrie des flyschs ou du moins du flysch à helminthoïdes ? Est-elle dauphinoise, Briançonnaise ou piémontaise ? La structure en plis déversés vers l'Ouest accrédite une origine interne d'autant que le Crétacé supérieur de la zone dauphinoise (il affleure plus au Nord-Ouest de la carte, dans le massif du Dévoluy) est constitué de calcaires pélagiques et non de flysch. D'autre part, la présence d'écaïlles d'entraînement de matériel Briançonnais au front de la nappe (secteur ouest sur la coupe de la figure TP9.13) démontre que cette nappe est passée sur cette zone. Cette conclusion est confirmée par le fait que le Crétacé Briançonnais qui affleure dans l'angle Nord-Est (carte de Gap, cahier couleur p. 35) ne présente pas le faciès flysch. On est donc conduit à proposer comme patrie d'origine une zone encore plus interne que la zone Briançonnaise soit la zone piémontaise mais dans un contexte de raccourcissement où les turbidites formées lors de la fermeture du domaine océanique alpin, en avant de la marge active austro-alpine, ont été peu à peu portées tectoniquement sur le continent européen et ont ainsi échappé à tout métamorphisme.

La coupe de la figure TP9.13 nous montre par ailleurs, du côté Nord-Est, que ce même domaine Briançonnais a chevauché à son tour mais ultérieurement la nappe du flysch ; c'est le rétrocharriage Briançonnais, systématique dans toutes les Alpes méridionales. Ce rétrocharriage est toutefois tronqué ici par des failles verticales tardives au niveau de la vallée de la Durance.

CONCLUSION

Cette succession d'observations selon une transversale Ouest-Est des Alpes, de Grenoble à Briançon, nous a permis d'observer l'évolution du style tectonique de la couverture, de la zone externe (zone dauphinoise externe – Chartreuse – et interne – col d'Ornon) en direction des zones internes (zone piémontaise représentée par le flysch à helmintoïdes). Dans la zone dauphinoise externe, la couverture sédimentaire est structurée en plis d'entraînement découpés par de nombreux chevauchements ; dans la partie plus interne de cette zone dauphinoise, au contact de son socle, il est possible de reconnaître les traces d'une ancienne marge passive raccourcie depuis par la convergence Europe-Afrique. Enfin, aux abords des zones plus internes, nous avons observé les déplacements des sédiments associés à la fermeture du domaine océanique. Il nous reste à aborder l'étude des zones plus internes qui relèvent des domaines touchés par le métamorphisme.

Voir TP10
§ 10.1.1 et § 10.2

Plan

- 10.1 Quelques roches métamorphiques
- 10.2 Métamorphisme en carte : les enseignements de la carte de la structure métamorphique des Alpes

Objectifs

- Analyser des échantillons et des lames minces de roches métamorphiques.
- Interpréter des données cartographiques sur le métamorphisme.
- Rechercher des témoins métamorphiques des différentes étapes de l'histoire des Alpes.

Introduction

Il s'agit dans ce TP de répondre de façon plus concrète à la question déjà abordée dans les chapitres 11 et 12 :

- Quels enseignements, relatifs entre autres aux processus géodynamiques, peut-on tirer de certains objets métamorphiques ? Nous nous intéresserons successivement à des roches métamorphiques (§10.1) puis à des cartes représentant des affleurements de roches métamorphiques (§ 10.2).

10.1 QUELQUES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Le chapitre 11 a permis l'étude d'échantillons de roches de la croûte océanique métamorphosées dans un contexte de subduction. Nous allons ici étendre cette étude à d'autres échantillons de roches métamorphiques récoltées dans les Alpes d'une part et dans les racines crustales de la chaîne varisque d'autre part.

10.1.1 Exemples de roches témoignant d'un métamorphisme associé à une subduction

a) Métamorphisme de la croûte océanique : les massifs ophiolitiques

Les métagabbros du Chenaillet ont permis de mettre en évidence les couronnes réactionnelles. Nous présenterons ici les caractéristiques majeures des minéraux des deux autres faciès métamorphiques rencontrés dans les massifs ophiolitiques alpins.

➤ Faciès des schistes bleus, comme dans le massif du Queyras au Bric Bouchet

L'échantillon de la [figure TP10.1, cahier couleur p. 37](#), présente des couronnes réactionnelles de glaucophane (bleue) autour de cristaux de pyroxènes : il s'agit donc d'une roche métamorphique. La présence d'une foliation (particulièrement nette sur les lames minces) confirme cette conclusion. Comme les réactions du métamorphisme n'ont pas été complètes, il est possible de déterminer la paragenèse initiale constituée de pyroxènes et de plagioclases. Le protolithe, entièrement cristallisé, est donc un gabbro. La présence de glaucophane permet de dire que ce **métagabbro** a atteint les conditions du **faciès des schistes bleus**.

➤ Faciès des écolgites, comme dans le massif du Viso

Sur les échantillons de la [figure TP1.25, cahier couleur, p. 8](#), la foliation est moins nette que précédemment à cause de la taille et de la forme subsphérique des grenats. L'association du

Voir chapitre 11,
§ 11.1.1

Voir chapitre 12,
figure 12.1

grenat et de l'omphacite (solution solide de clinopyroxènes relevant de deux pôles, l'un sodique, la jadéite, l'autre ferromagnésien, l'augite) caractérise le faciès des éclogites, pour une roche du système basique. Il est aussi plus difficile que précédemment de caractériser le protolithe : l'analyse chimique montre que la composition en éléments est celle d'un gabbro ou d'un basalte tholéitique.

EXERCICE TP10.1

Reconstitution du chemin (P,T,t) d'un échantillon du Viso

1. Faites un croquis légendé de l'échantillon photographié sur la figure TP10.2, cahier couleur, page 37.
2. Reconstituez son trajet pression température indexé en temps relatif en utilisant la grille des faciès de la figure 11.9 du chapitre 11.

Corrigé

L'échantillon montre deux paragenèses :

- l'une, constituée de l'omphacite et du grenat soulignant la foliation, caractérise le faciès des éclogites ;
- l'autre, associant l'épidote et le glaucophane qui ont cristallisé dans la fente recoupant la foliation, caractérise le faciès des schistes bleus.

L'application d'un raisonnement de chronologie relative montre que les conditions du faciès des schistes bleus ont été atteintes plus tardivement que celles du faciès des éclogites. Le chemin (P,T,t) de la figure TP10.3b est donc un chemin rétrograde qui traduit la remontée de l'éclogite.

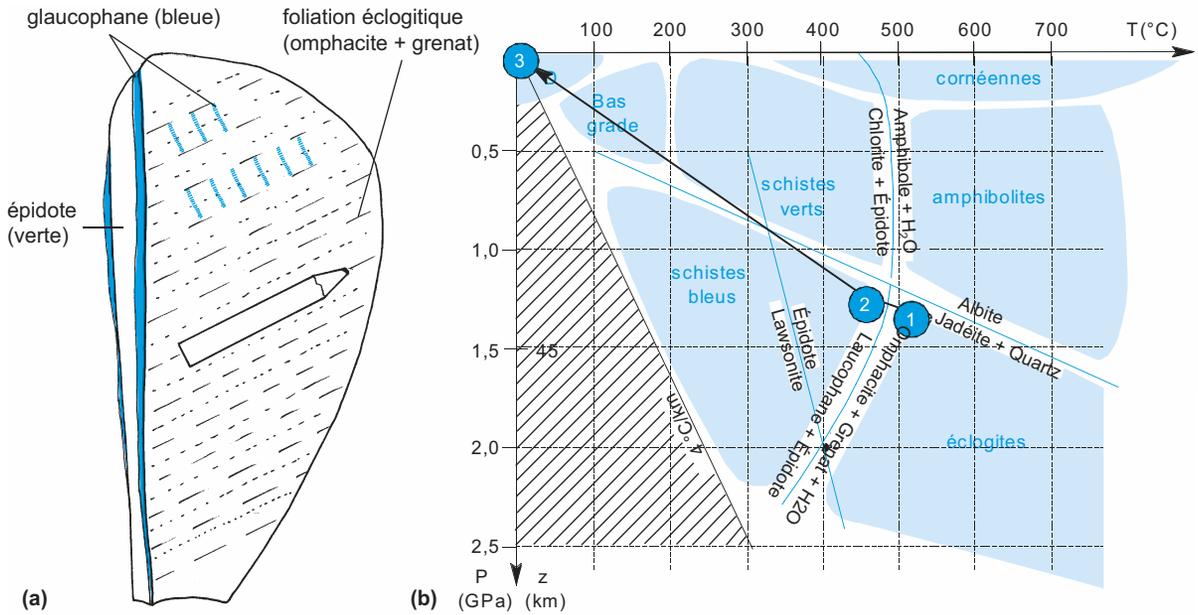


Figure TP10.3

Échantillon d'éclogite du Viso.

- (a) Croquis d'interprétation.
 (b) Chemin (P,T,t).

- 1 paragenèse grenat + omphacite (incluant la jadéite)
- 2 paragenèse glaucophane + épidote
- 3 position actuelle de l'échantillon

Voir l'organisation des minéraux silicatés, chapitre 2, § 2.2.3

Voir les grands ensembles des Alpes, chapitre 12, § 12.1.2

b) Schistes lustrés

Issus de protolithes sédimentaires variés (argileux ou carbonatés), ils constituent une vaste nappe de charriage dans les zones ligure et piémontaise. Sur la figure TP10.4 sont cartographiées les occurrences de minéraux indicateurs des conditions (P,T) subies par ces roches. Parmi ceux-ci se trouvent les phengites, micas blancs formés de solutions solides de muscovite, $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, et de céladonite, $KAlMg(Si_4O_{10})(OH)_2$. L'évolution du pôle muscovite au pôle céladonite est ainsi caractérisée par une réduction de la substitution de Al par Si dans les tétraèdres silicatés, d'une part, et par une substitution de Al par Mg au niveau des octaèdres d'autre part. Il y a globalement appauvrissement en aluminium et enrichissement en silicium (critère retenu sur la figure TP10.4). Le taux de substitution dépend de la pression et accessoirement de la température : c'est un barothermomètre.

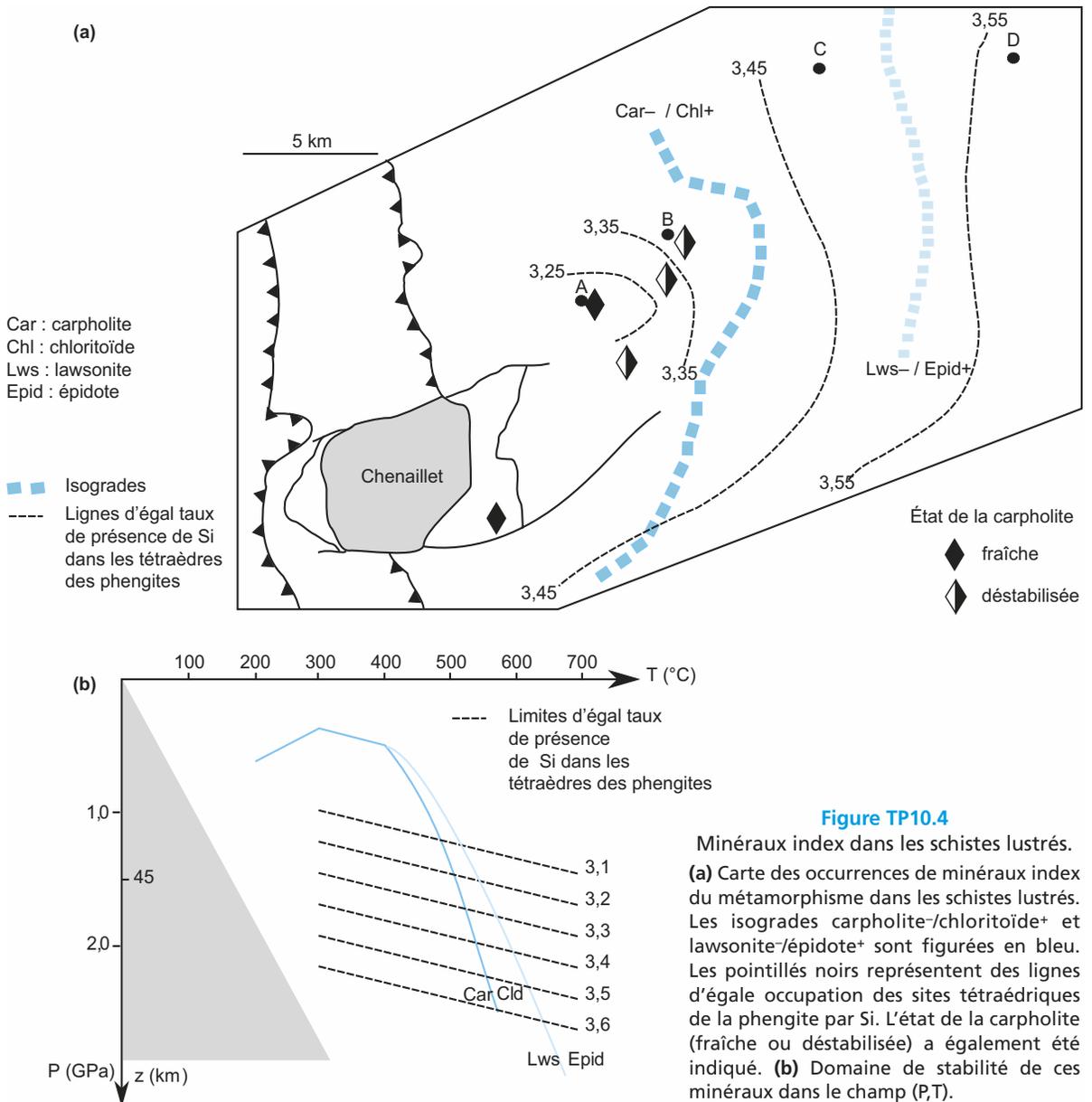


Figure TP10.4

Minéraux index dans les schistes lustrés. **(a)** Carte des occurrences de minéraux index du métamorphisme dans les schistes lustrés. Les isogrades carpholite-/chloritoïde+ et lawsonite-/épidote+ sont figurées en bleu. Les pointillés noirs représentent des lignes d'égal occupation des sites tétraédriques de la phengite par Si. L'état de la carpholite (fraîche ou déstabilisée) a également été indiqué. **(b)** Domaine de stabilité de ces minéraux dans le champ (P,T).

Reconstitution d'un gradient de métamorphisme dans les schistes lustrés

La [figure TP10.4](#) représente les résultats de relevés de minéraux index dans les schistes lustrés à l'est du Chenaillet. La carpholite est un inosilicate, le chloritoïde un nésosilicate ; tous deux sont ferromagnésiens et de couleur verte. La lawsonite et l'épidote (sorosilicates calciques) ont déjà été présentés dans le chapitre 11. Sont également cartographiées les limites des zones correspondant à un même taux de présence de Si dans les tétraèdres des phengites : plus ce taux est faible, plus Si est remplacé par Al.

1. Sur le diagramme (P,T) de la [figure TP10.4](#), déterminer les conditions (P,T) correspondant aux schistes lustrés prélevés en chacun des points A, B, C et D de la carte.
2. En déduire à quel contexte géodynamique est associé le métamorphisme des schistes lustrés ?

Corrigé

1. Le point A se situe dans le domaine de stabilité de la carpholite à proximité de la ligne correspondant à un taux de présence de Si un peu inférieur à 3,25. Le point B est proche à la fois de la limite de stabilité de la carpholite (puisque celle-ci apparaît déstabilisée) et de la ligne correspondant à un taux de présence de Si de 3,35. Un raisonnement de même type conduit à placer C et D comme sur la [figure TP10.5](#).
2. Il est possible d'aligner ces quatre points suivant un gradient de métamorphisme d'environ $8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$: c'est un gradient HP-BT. Le métamorphisme des schistes lustrés s'est produit dans un contexte de subduction.

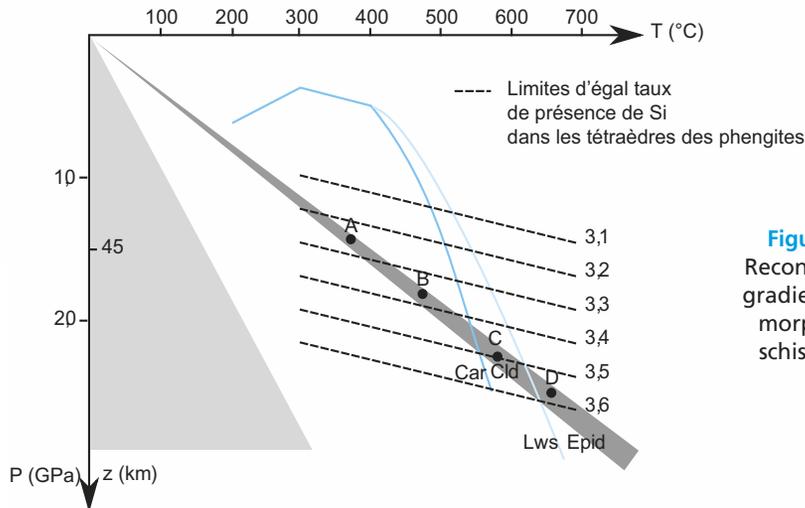


Figure TP10.5
Reconstitution du gradient de métamorphisme des schistes lustrés.

L'ensemble de ces exemples constitue des indices métamorphiques d'un contexte géodynamique précis (la subduction) associé à la formation des Alpes ; ils complètent ceux déjà vus au chapitre 12. Les exemples suivants sont empruntés à la partie varisque de l'orogène pyrénéen.

10.1.2 Exemples de roches témoignant d'un métamorphisme associé à une collision

Ce métamorphisme est plus difficile à trouver dans les Alpes occidentales où les roches ont surtout conservé la trace des conditions (P,T) associées à la subduction. Nous l'étudierons donc

à partir d'un exemple situé dans la zone axiale (ou haute chaîne) des Pyrénées, fragment issu de l'orogénèse varisque : la série métamorphique de l'Agly (Pyrénées orientales), localisée sur la [carte de Rivesaltes](#) au 1/50 000 ([cahier couleur](#), page 38).

a) Roches : gneiss et micashistes

Deux types de roches métamorphiques peuvent être distingués : des micashistes à l'est (en vert sur la carte, notés σ^{1-4}) et des gneiss à l'ouest (en rose et en orange sur la carte, notés respectivement ζ_B et ζ_C). Il s'agit de roches entièrement cristallisées, présentant une schistosité cristallophyllienne ou foliation (micashiste en LPA [figure TP1.27c](#) et gneiss en LPA [figure TP1.28c](#), [cahier couleur](#), pages 7 et 8). Elles contiennent du quartz et des micas, mais diffèrent par leur contenu en feldspaths : il n'y a pas de cristaux de feldspaths visibles à l'œil nu dans les micashistes. Cette différence minéralogique est la conséquence d'une différence dans la nature du protolithe : les micashistes sont des roches paradérivées, issues du métamorphisme de pélites ; les gneiss peuvent être paradérivés (issus de grès argileux) ou orthodérivés (issus de granite).

Les gneiss de Belesta (ζ_B) et Caramany (ζ_C) présentent des niveaux qui ont l'apparence d'un mélange de gneiss et de granite : ce sont des **migmatites** ([figure TP10.6](#) et [cahier couleur p. 9](#)) semblables à celles retrouvées dans un massif voisin, la Montagne Noire. Les migmatites témoignent de la fusion partielle de la croûte continentale. Leur nom évoque un mélange, associant une composante rappelant une roche métamorphique (aspect de gneiss) et une composante proche d'une roche magmatique (granitoïde). On peut y distinguer deux parties : le **leucosome**, riche en minéraux clairs (quartz et feldspaths), partie de la roche qui a fondu et recristallisé en régime isotrope des contraintes, est mélangé au **mélanosome**, accumulation de minéraux sombres (micas) réfractaires à la fusion, comme en témoigne le fait qu'il soit folié c'est-à-dire déformé. Les migmatites constituent des intermédiaires entre les roches métamorphiques et les roches magmatiques. Les roches de la série de l'Agly sont issues du métamorphisme d'un socle (pour les gneiss) et de sa couverture sédimentaire pélitique (pour les micashistes).

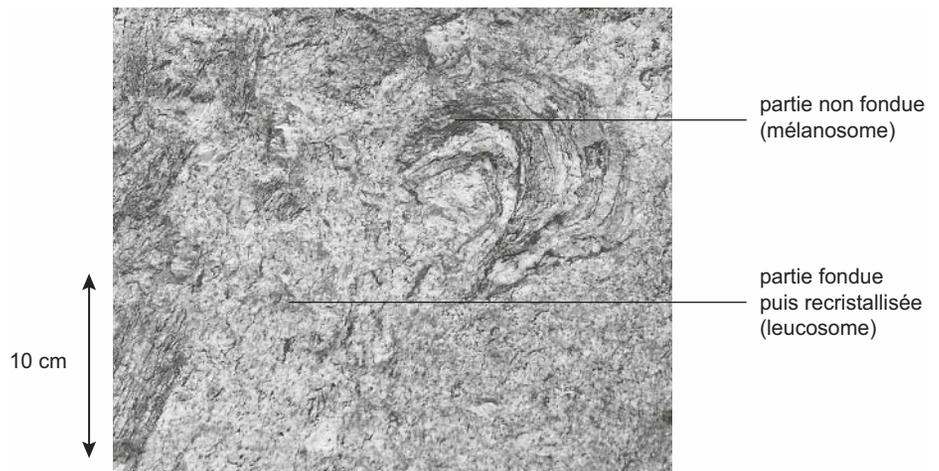


Figure TP10.6 Migmatites.

b) Minéralogie des micashistes

L'étude de l'évolution minéralogique associée au métamorphisme sera faite sur les métapélites, dont la composition chimique peut être supposée constante. La carte de Rivesaltes ([cahier couleur p. 38](#)) présente des lignes pointillées rouges numérotées qui correspondent à des isogrades.

EXERCICE TP10.3

Représentation en coupe des isogrades de la série métamorphique de l'Agly

Représentez la disposition des isogrades dans les micaschistes sur une coupe à main levée d'est en ouest

Corrigé

Le profil topographique est supposé horizontal, pour simplifier. Les isogrades et les limites des niveaux lithologiques particuliers intercalés dans les micaschistes montrent un V marqué dans la vallée, dont la pointe est dirigée vers l'est. Ces surfaces géologiques pendent donc vers l'est. La coupe de la figure TP10.7 permet de récapituler l'évolution minéralogique des micaschistes.

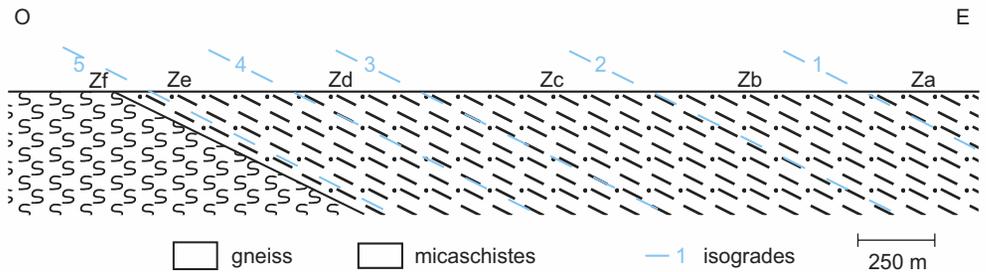


Figure TP10.7 Coupe à main levée dans le massif de l'Agly.

EXERCICE TP10.4

Reconstitution des conditions (P,T) atteintes par le massif de l'Agly

En utilisant les indications du tableau TP10.1, déterminer sur la grille (P,T) de la figure TP10.8, le gradient métamorphique associé au métamorphisme de l'Agly. On précise de plus que dans les micaschistes de la zone Zf apparaissent localement des lits quartzo-feldspathiques, qui peuvent présenter un aspect de migmatite.

TABLEAU TP10.1 MINÉRALOGIE DES MICASCHISTES DU MASSIF DE L'AGLY.

| Notation | Za | Zb | Zc | Zd | Ze | Zf |
|-------------------------|----------|---------|------------|-------------|--------------------------|--|
| Zone à | Chlorite | Biotite | Cordiérite | Andalousite | Sillimanite Muscovite | Sillimanite Feldspath potassique |
| Quartz | + | + | + | + | + | + |
| Muscovite | + | + | + | + | + | |
| Chlorite | + | | | | | |
| Biotite | | + | + | + | + | + |
| Cordiérite | | | + | + | + | + |
| Andalousite | | | | + | | |
| Sillimanite | | | | | + | + |
| Feldspath potassique | | | | | | + |

EXERCICE TP10.4

Reconstitution des conditions (P,T) atteintes par le massif de l'Agly (suite)

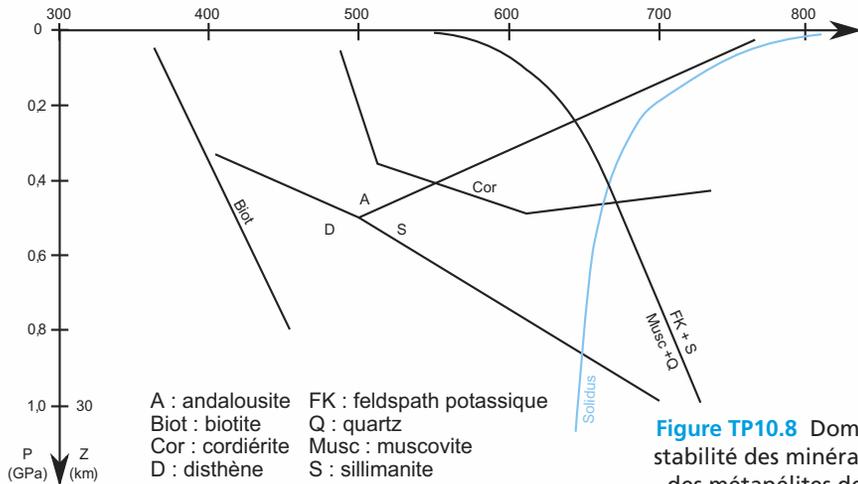


Figure TP10.8 Domaines de stabilité des minéraux index des métapelites de l'Agly.

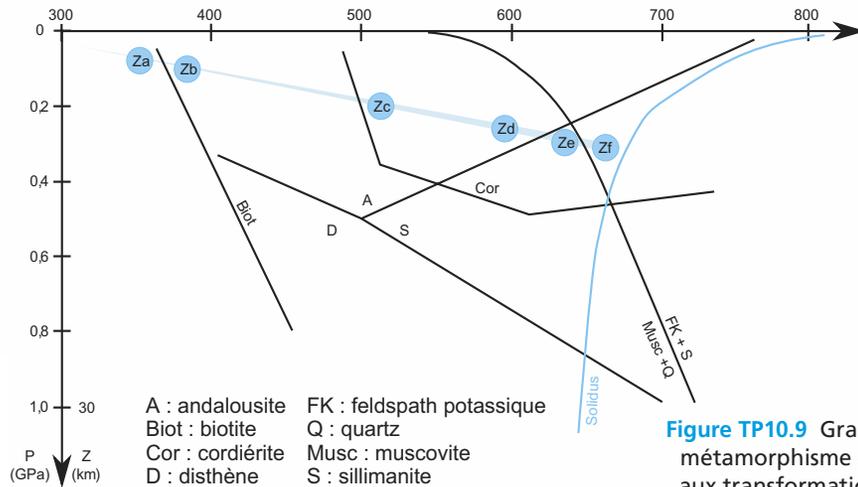


Figure TP10.9 Gradient de métamorphisme associé aux transformations des métapelites de l'Agly.

Corrigé

Le point correspondant aux micaschistes Zf est le plus facile à déterminer : il se situe dans la zone comprise entre la courbe délimitant le domaine de stabilité de la sillimanite de celui de l'andalousite, celle délimitant le domaine de stabilité du feldspath potassique et de la sillimanite et le solidus de la croûte continentale. Le point Ze se situe quant à lui à gauche de la courbe séparant le domaine de stabilité de l'association sillimanite + feldspath potassique de celui de la muscovite et du quartz. La position des autres points est moins précise. Néanmoins, l'absence de disthène détermine la borne inférieure de l'intervalle des pressions. Si l'on fait l'hypothèse d'un gradient métamorphique unique pour l'ensemble de la série, on peut alors aligner les différents points (figure TP10.9). Le gradient culmine à plus de 600 °C pour 10 km : c'est un gradient de type « Haute température – Basse pression ».

Voir chapitre 11, § 11.3.3c

c) Interprétation de l'ensemble du massif de l'Agly

L'étude des assemblages minéralogiques des gneiss (qui ne sera pas détaillée ici) montre notamment qu'ils ont enregistré des pressions et des températures supérieures à celles des micaschistes. Cela ne signifie pas que les gneiss correspondent à un métamorphisme de grade plus élevé que celui des micaschistes. Les protolithes des deux roches sont différents : les gneiss sont des morceaux de socle dont l'histoire est plus complexe que celle des métapélites qui les entourent. Le gradient HT-BP dont témoignent ces dernières est associé aux phases tardives de l'orogénèse varisque.

Les caractéristiques respectives des quelques roches métamorphiques étudiées dans cette partie sont résumées dans le [tableau TP10.2](#).

L'observation de la texture et des minéraux présents dans une roche métamorphique doit permettre de répondre successivement aux questions suivantes.

- Quelle est la nature du protolithe ?
- Quelles ont été les conditions (P,T) du pic de métamorphisme ?
- Y a-t-il des indices d'un métamorphisme en plusieurs phases, ce qui permettrait de reconstituer une évolution prograde ou rétrograde ?

Pour répondre à ces deux dernières questions, il faut en outre se référer à une grille pétrogénétique adaptée.

- Dans quel cadre géodynamique se situe cette évolution ?

TABLEAU TP10.2 CARACTÉRISTIQUES DE QUELQUES ROCHES MÉTAMORPHIQUES.

| Aspect Texture | Nom | Protolithe | Minéralogie | Faciès |
|--|------------------|---|---|--------------------------------|
| Doux au toucher Brillants Plans de schistosité | Schistes lustrés | Pélites calcaires (couverture des zones piémontaise et ligure) | Épidote Séricite Chlorite | Schistes verts |
| | | | Carpholite Lawsonite Phengite | Schistes bleus |
| Schistosité médiocre Linéation minéralogique | Schistes bleus | Gabbros ou basaltes (socle océanique) | Glaucophane Lawsonite | Schistes bleus |
| Schistosité mal exprimée | Éclogites | Gabbros ou basaltes (socle océanique) | Omphacite Grenat | Éclogites |
| Plans de schistosité cristallographique = foliation | Micaschistes | Pélites | Micas Quartz Divers autres minéraux (silicates d'alumine, grenat) | Amphibolites |
| Plans de schistosité cristallographique = foliation | Gneiss | Grès argileux (gneiss paradérivé) ou granite (gneiss orthodérivé comme les gneiss œillés) | Micas Quartz Feldspaths | Schistes verts Amphibolites |
| Zones foliées mêlées à des zones grenues | Migmatites | Grès argileux ou pélites gréseuses | Micas majoritaires dans les zones foliées | Amphibolites Granulites |

Voir le contexte géodynamique associé au gradient HT-BP, chapitre 11, § 11.3.3c

10.2 MÉTAMORPHISME EN CARTE : LES ENSEIGNEMENTS DE LA CARTE DE LA STRUCTURE MÉTAMORPHIQUE DES ALPES

Voir TP9, § 9.2 et 9.3

L'étude de la carte de France au millionième et de la carte d'Annecy au 1/250 000 a permis une première approche de la structure métamorphique des Alpes. On y retrouve les traces de quatre types d'épisodes métamorphiques : varisque (surcharge rouge), permo-triasique sud-alpin (surcharge violette), alpin (surcharge bleue) et l'oligo-miocène lépontin (surcharge verte). La [carte tectonométamorphique des Alpes](#) de la Commission de la Carte Géologique du Monde (CCGM) ([cahier couleur page 39](#)) ne représente pas le métamorphisme varisque et permet une étude plus détaillée du métamorphisme alpin.

Les couleurs délimitent des zones ayant atteint le même pic de métamorphisme : pics de pression et température (lorsqu'ils ont été atteints simultanément) ou pic de température atteint alors qu'une décompression a déjà commencé.

La carte elle-même ne comporte aucune indication d'âge des événements métamorphiques alpins ; cependant ces données figurent sur un cartouche complémentaire que nous étudierons dans un second temps.

10.2.1 Métamorphisme HP-BT

a) Évolution des conditions (P,T) de l'est vers l'ouest

EXERCICE TP10.5

Détermination des conditions (P,T) représentées sur la carte

À l'aide du cartouche définissant les conditions (P,T) associées aux différents faciès, déterminer les conditions de pression, de profondeur et de températures moyennes enregistrées par les massifs suivants : couverture sédimentaire du rebord occidental de Belledonne, Belledonne, Vanoise, Nord de Dora Maira, Sud-Est de Dora Maira. Reporter vos résultats sous forme d'un tableau puis interpréter ces résultats.

Corrigé

Le [tableau TP10.3](#) donne les valeurs des pics de pression et de température atteints par différents massifs des Alpes occidentales.

TABLEAU TP10.3 ÉVALUATION DES CONDITIONS (P,T) ENREGISTRÉES DANS DIFFÉRENTS MASSIFS DES ALPES OCCIDENTALES.

| | Faciès | Pression (GPa) | Profondeur (km) | Température (°C) |
|----------------------------|----------------------------|----------------|-----------------|------------------|
| Rebord Ouest de Belledonne | Bas grade (SGS) | 0,4 | 12 | 250 |
| Belledonne | Schistes verts inf. (LGS) | 0,6 | 18 | 400 |
| Vanoise | Schistes bleus sup. (UBS) | 1,2 | 36 | 450 |
| Nord de Dora Maira | Éclogites (ECL) | 2 | 60 | 600 |
| Sud-Est de Dora Maira | Ultra-Haute Pression (UHP) | > 2,4 | > 70 | 700 |

Détermination des conditions (P,T) représentées sur la carte (suite)

À l'est du front pennique, les limites des différents faciès épousent la courbure de la chaîne mais ils sont en grande partie indépendants de la nature de socle ou de couverture des unités tout comme de leur caractère continental ou océanique. On constate qu'en général les roches ont enregistré des profondeurs d'enfouissement de plus en plus grandes vers l'intérieur de la chaîne.

À l'ouest du front pennique, les conditions (P,T) atteintes ne dépassent jamais celles des faciès des schistes verts (exemples : rebord Ouest de Belledonne et Belledonne même). Les associations des faciès rencontrés à l'est du front pennique correspondent à un gradient de métamorphisme de « Haute pression – Basse température » (gradient de l'ordre de 10 °C/km) qui témoigne d'un contexte géodynamique de subduction.

La relative indépendance des limites de faciès par rapport aux grands contacts de charriage suggère que ces derniers ont été générés précocement et en profondeur.

Voir chapitre 11, § 11.3.3a

b) Particularités du massif du Chenaillet

Remarquez que le massif du Chenaillet (à l'est de Briançon), malgré sa faible superficie, ressort nettement, par sa teinte vert clair, tranchant sur le bleu qui l'entoure. Nous rappelons que ce massif renferme des ophiolites qui ont échappé à la subduction. Cela explique la conservation d'un métamorphisme hydrothermal de type BP-HT, acquis dès leur mise en place au niveau de la dorsale de l'océan alpin. Le faciès des autres ophiolites de cette zone (Queyras et Viso) a été évoqué plus haut.

Voir chapitre 11
§ 11.1.1
et chapitre 12
§ 12.4.1d

c) Particularités de la zone de Sesia et du massif de la Dent Blanche

La zone de Sesia et le massif de la Dent Blanche, considérés comme appartenant déjà au domaine austro-alpin, ont connu un métamorphisme dynamique important (faciès schistes bleus et éclogite), ce qui justifie l'idée qu'ils n'appartiennent pas à un domaine strictement austro-alpin mais à un fragment continental intermédiaire, à la différence de la zone d'Ivrée qui, elle, est exempte de tout métamorphisme comme on s'y attend pour la plaque chevauchante.

10.2.2 Grands ensembles tectonométamorphiques des Alpes

a) Trois contextes géodynamiques cartographiés

La carte représente d'autres conditions (P,T) que celles que nous avons envisagées au paragraphe précédent. Les couleurs qui symbolisent les quinze divisions des faciès métamorphiques retenues peuvent être réparties dans trois groupes traduisant chacun un contexte métamorphique :

- teintes bleues à violet pourpre, un contexte dominant de subduction ;
- teintes jaunes à vertes et rouges, un contexte dominant de collision continentale ;
- teintes orangées illustrant des conditions associées à l'exhumation ; ce dernier point n'est pas visible sur l'extrait choisi.

b) Chronologie relative des métamorphismes de subduction et de collision

Le **cartouche chronologique de la carte des Alpes (cahier couleur, page 40)** distingue deux types de transformations minéralogiques :

- celles associées à une subduction, dont l'âge est représenté par des surcharges en pointillés rouges (35 – 59 Ma), bleus (60 – 89 Ma) ou violets (90 – 110 Ma) ;
- celles associées à la collision, dont l'âge est représenté par des couleurs jaune, orangé et verte, sont postérieures aux précédentes.

Dans les Alpes occidentales, le métamorphisme de collision apparaît comme postérieur au métamorphisme de subduction mais il est resté dans les conditions du faciès des schistes verts et n'a donc pas effacé les traces du métamorphisme de subduction.

Dans les Alpes centrales (Aar, Gothard, au nord de la ligne insubrienne) au contraire, on trouve peu de traces du métamorphisme de subduction qui a été effacé par le métamorphisme de collision qui a atteint les conditions du faciès des amphibolites.

Quelques granitoïdes tertiaires (en rouge) sont également repérés.

c) Subductions

Le métamorphisme HP-BT est daté d'environ 35 Ma soit Éocène terminal (points rouges) dans les zones piémontaise et ligure. Il est bien antérieur (plus de 60 Ma, fin du Crétacé à début de l'Éocène) dans les massifs de Sesia et de la Dent Blanche (où il est représenté par des points bleus). Encore plus à l'est, dans les Alpes autrichiennes, ce métamorphisme est daté de plus de 90 Ma (points violets). Il n'y a donc pas eu une seule subduction au cours de la formation des Alpes.

Un scénario possible permettant d'expliquer ces subductions successives est présenté au chapitre 12, § 12.4.3

d) Bilan d'ensemble

L'ensemble des informations extraites de la carte et de ses cartouches permet de distinguer deux grands ensembles tectonométamorphiques.

- Dans les **Alpes occidentales** (les seules à notre programme et les seules représentées sur l'extrait choisi), le métamorphisme est marqué par un contexte dominant de subduction. L'exhumation s'est réalisée rapidement selon un trajet rétrograde froid. La collision a affecté ce secteur, mais les traces de la subduction prédominent.
- Dans les **Alpes centrales**, un épisode net de subduction est suivi par une collision forte associée à un trajet rétrograde chaud.

Voir la conclusion du chapitre 12

Retracer une histoire nécessite d'utiliser divers indices, de façon à rendre la reconstitution des événements la plus fidèle possible. La mise en place d'un orogène et son devenir sont des processus tectoniques majeurs. Les données du métamorphisme, que l'on peut interpréter en termes de contexte géodynamique constituent à ce titre des documents précieux.

Voir chapitre 11 § 11.3.3

Enfin, ce TP permet de confronter les renseignements issus de différentes cartes géologiques. Les auteurs de la carte de la CCGM ont choisi de faire ressortir certains traits de la géologie alpine (le métamorphisme alpin) aux dépens d'autres, qui sont par exemple présentés sur la carte de France au millionième. C'est ainsi l'occasion de prendre conscience du fait qu'une carte géologique ne se limite pas à présenter des faits de terrain bruts ; elle est toujours le fruit d'une interprétation.

Plan

- 11.1 Limagne de Clermont-Ferrand : un graben dissymétrique
- 11.2 Les dépôts sédimentaires et leurs enseignements
- 11.3 Amincissement lithosphérique : subsidence et volcanisme
- 11.4 Surrection actuelle

Objectifs

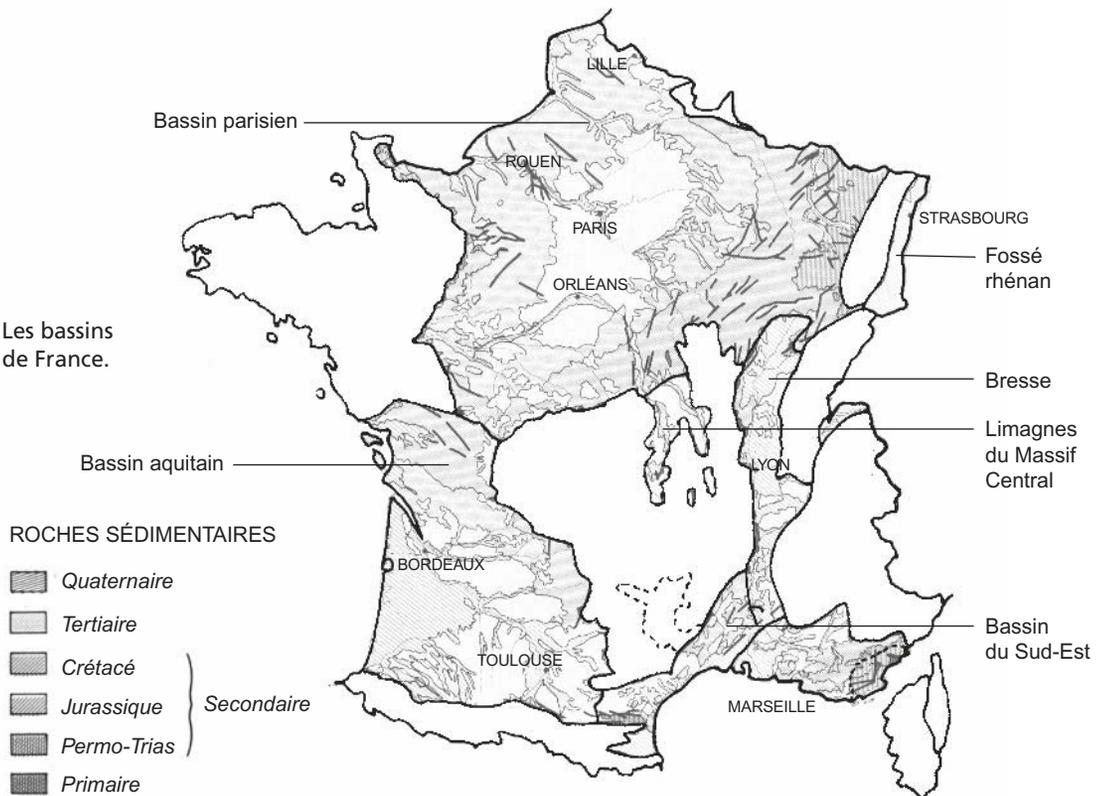
- Pratiquer les diverses approches de l'étude géologique d'une région (cartographie, géophysique,...).
- Comprendre l'origine des accumulations sédimentaires.
- Montrer comment on exploite les sédiments pour reconstituer les conditions de dépôts.
- Replacer le bassin dans son contexte géodynamique.

Introduction

Les bassins sédimentaires correspondent à des régions où s'accumulent des sédiments. Sur la carte de France (rabat de couverture n° 3), on observe des régions où dominent les sédiments secondaires : le Bassin Parisien, le Bassin Aquitain et le bassin de la basse vallée du Rhône. Au Tertiaire, des dépôts se font dans les bassins précédents mais en plus se forment de nouveaux bassins constitués de terrains Oligocène et Miocène : ce sont le fossé Rhénan et les Limagnes du Massif Central (figure TP11.1).

Notre exemple sera pris dans le Massif Central : la Limagne de Clermont-Ferrand. Nous verrons comment diverses approches permettent de reconstituer la structure d'un bassin sédimentaire et son histoire géologique.

Figure TP11.1 Les bassins sédimentaires de France.



Ce que vous avez vu au lycée

- C'est essentiellement dans le programme de première S
- Un rift continental est constitué de bassins sédimentaires comblés par des sédiments fluviaux, lacustres ou détritiques.
- Depuis le rifting continental jusqu'à la formation d'une marge passive, les séries sédimentaires sont les produits et les témoins de l'amincissement progressif de la lithosphère.
- L'affaissement progressif (subsidence liée à l'étirement) continu ou discontinu du socle continental fracturé est à l'origine de l'accumulation de séries sédimentaires épaisses.

11.1 LIMAGNE DE CLERMONT-FERRAND : UN GRABEN DISSYMMÉTRIQUE

11.1.1 Zone affaissée

EXERCICE TP11.1

Réaliser un schéma structural

En utilisant la [carte de Limagne](#) extraite de la carte de France ([cahier couleur p. 41](#)), réalisez un schéma structural de celle-ci (fiche méthode 2).

Corrigé

Après avoir localisé la ville de Clermont-Ferrand, on observe qu'elle est installée sur des **terrains sédimentaires** d'âge Oligocène essentiellement ; des sédiments datant du Miocène et des sédiments du Quaternaire s'y trouvent aussi. Du volcanisme Miocène encadre la ville et se retrouve ponctuellement au sud. Cette zone est appelée **Limagne** ([figure TP11.2](#)).

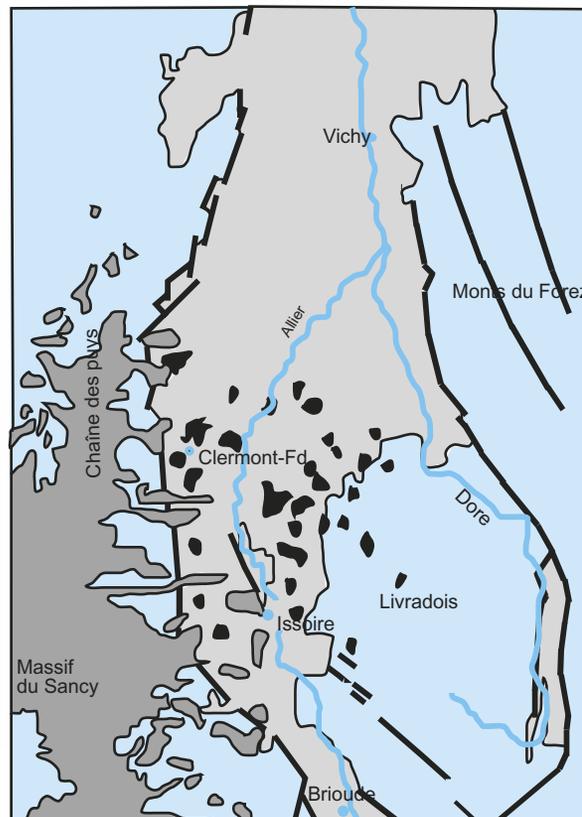
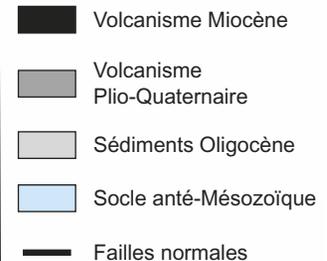


Figure TP11.2 Schéma structural de la région de Clermont-Ferrand.



Réaliser un schéma structural (suite)

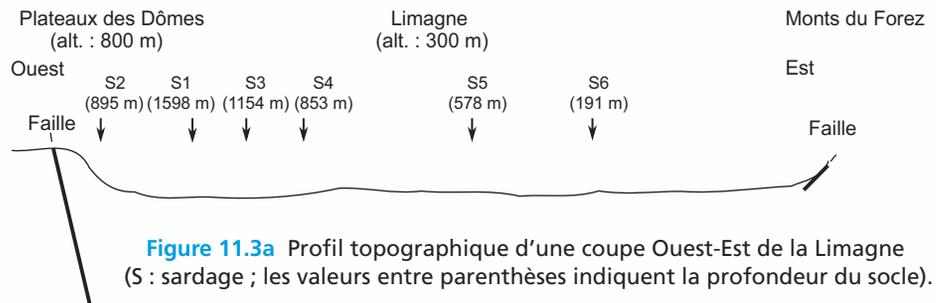
De part et d'autre se trouvent des roches que la légende classe parmi les roches plutoniques et métamorphiques, d'âge Paléozoïque ou plus ancien : le plateau des Dômes à l'ouest et les monts du Forez à l'est. Celles-ci sont recouvertes à l'ouest de Clermont-Ferrand par du **volcanisme Quaternaire** qui forme la chaîne des Puys.

Le contact entre les roches sédimentaires de la Limagne et les roches Paléozoïque est souligné par un trait de type **faille normale** : les terrains Oligocène étant plus récents, il est permis de faire l'hypothèse qu'il s'agit d'une zone affaissée dans laquelle les sédiments se sont accumulés. On peut observer qu'à l'Oligocène de nombreux bassins de structure quasi identique se forment en France comme le fossé Rhénan, la Bresse ou la Limagne de Roanne.

11.1.2 Graben dissymétrique

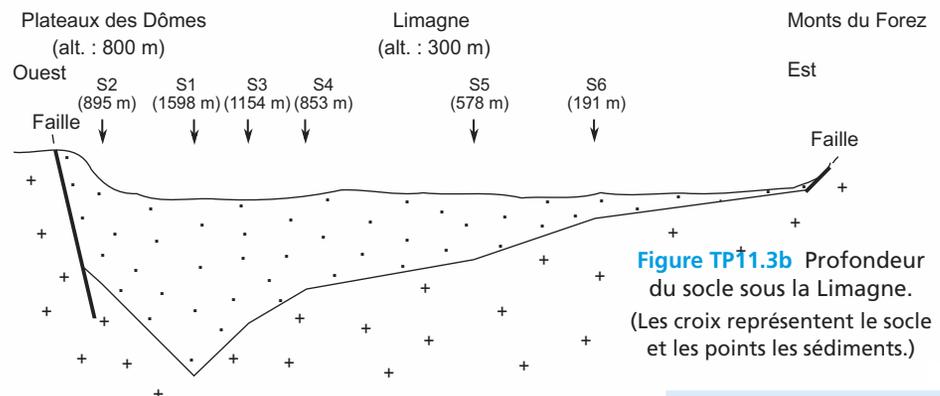
Tracé d'un profil de graben dissymétrique

En utilisant une carte topographique de la région, on obtient le profil topographique de la [figure TP11.3a](#). Les sondages réalisés dans la région ont permis de connaître la profondeur du toit du socle. Tracez le profil du socle sur la coupe précédente.



Corrigé

Le résultat ([figure TP11.3b](#)) montre qu'il y a bien eu affaissement du socle : celui-ci forme un **graben**, c'est-à-dire une zone affaissée limitée par des reliefs, que l'on qualifie de **horsts** (le plateau des Dômes à l'ouest et les monts du Forez à l'est). Le contact horst-graben se fait par des failles normales le long desquelles s'est effectué l'affaissement relatif. Ce graben n'est pas aussi profond à l'est qu'à l'ouest : il est donc dissymétrique.



11.2 LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET LEURS ENSEIGNEMENTS

Voir « Les aspects théoriques de la sédimentation » chapitre 7

Les sondages effectués permettent d'avoir accès aux sédiments qui remplissent la Limagne (figure TP.11.4). Diverses carrières et affleurements livrent un accès direct aux roches (photos de la figure TP11.5). L'analyse de ces documents permet de reconstituer les conditions de dépôt. Il est aussi possible de se référer à la carte géologique au 1/50 000^e (Clermont-Ferrand).

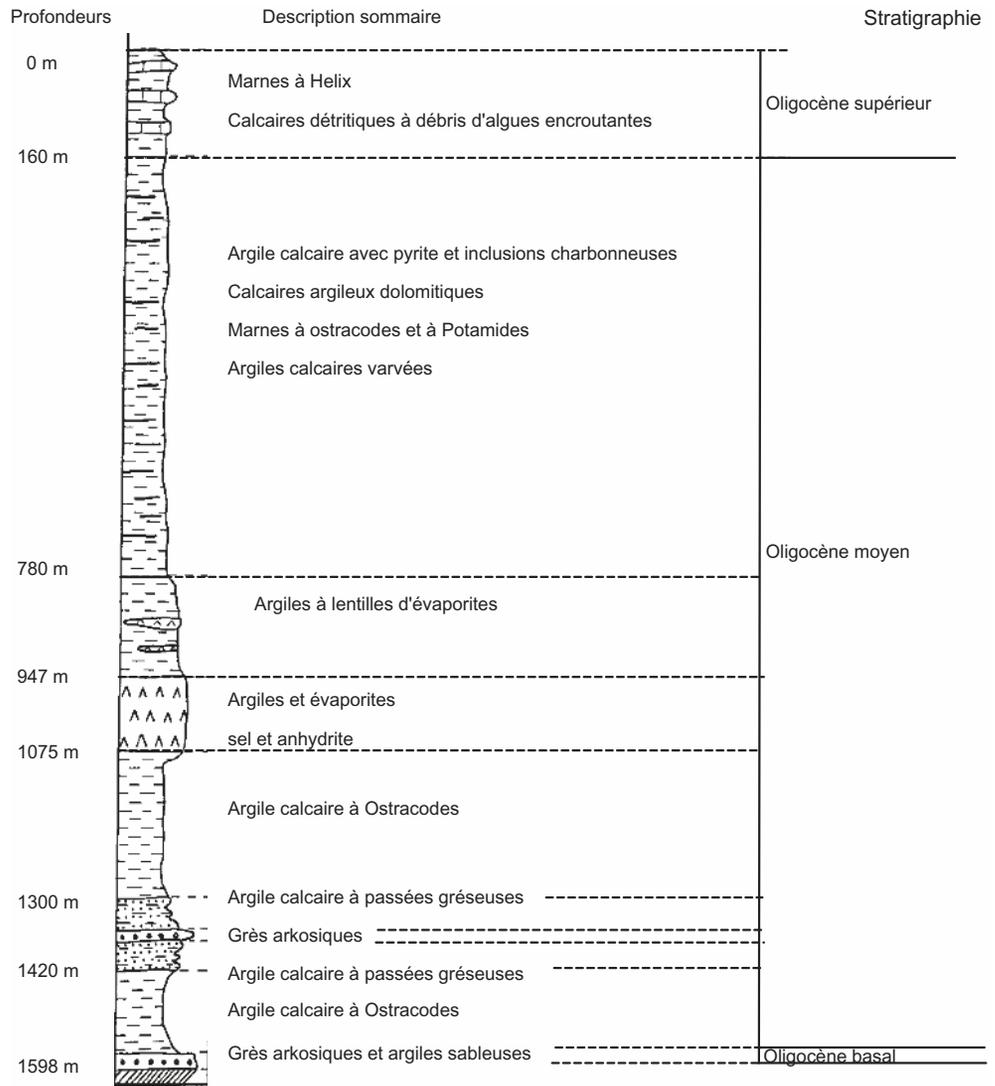


Figure TP.11.4 Coupe lithologique du sondage S1.

11.2.1 Analyse des dépôts sédimentaires

Voir TP1 § 1.5

Les sédiments datent de l'**Oligocène**, période du Tertiaire qui s'étend de -33 à -23 millions d'années. À la base de l'empilement sédimentaire, on observe des **grès arkosiques**. Les grès sont des roches détritiques, les arkoses correspondent à d'anciennes arènes granitiques peu transportées. À l'époque de leur dépôt, il y avait donc un apport dans le bassin de sédiments, d'origine proche et résultant de l'érosion des bordures du bassin.

Ensuite viennent des **argiles calcaires** à ostracodes. Ces derniers sont des petits Crustacés, marins ou lacustres, à carapace bivalve. Les argiles calcaires signent un apport détritique devenu très faible dans une eau claire favorable à la photosynthèse.

Une séquence, identique à la précédente par la succession grès-argile, prend la suite.

Ensuite, les dépôts montrent, particulièrement dans les niveaux supérieurs, des **successions marnes feuilletées-calcaires** (figure TP11.5a). Les marnes sont des argiles calcaires, elles ont donc enregistré un apport détritique fin (les argiles) alors que les calcaires eux correspondent à une absence d'apports détritiques dans le bassin.

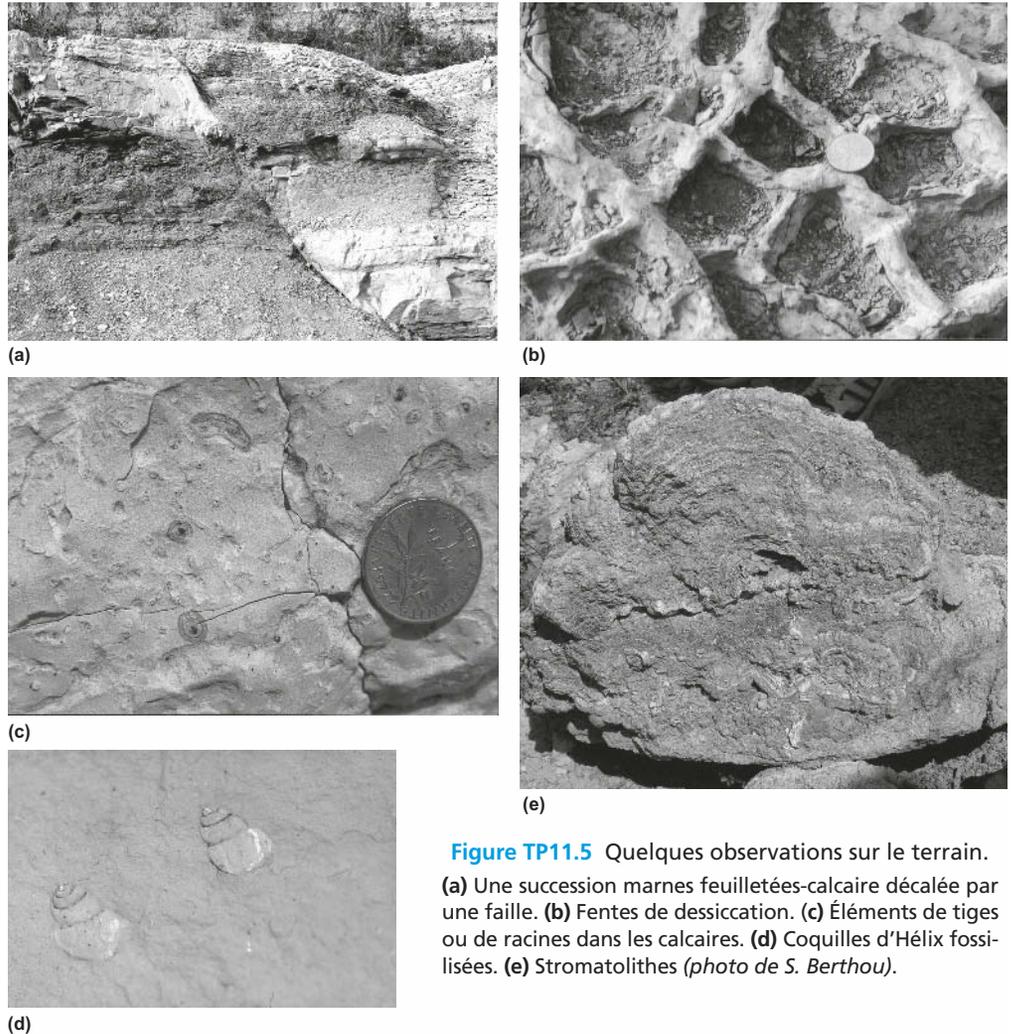


Figure TP11.5 Quelques observations sur le terrain.

(a) Une succession marnes feuilletées-calcaire décalée par une faille. (b) Fentes de dessiccation. (c) Éléments de tiges ou de racines dans les calcaires. (d) Coquilles d'Hélix fossilisées. (e) Stromatolithes (photo de S. Berthou).

11.2.2 Physionomie du bassin de sédimentation

a) Niveau d'eau faible

La présence de niveaux à **évaporites**, d'anhydrites, d'algues encroûtantes, d'inclusions charbonneuses indique une épaisseur d'eau faible avec des phénomènes de concentration des ions. Des **stromatolithes** (figure TP11.5e) forment des bancs : ils sont reconnaissables par l'empilement de lits très fins, millimétriques, moulant le support. Chaque lit correspond au fonctionnement d'une couche de cyanobactéries qui, en réalisant la photosynthèse (donc la consommation

de CO₂), a favorisé la précipitation de calcaire. Leur présence indique une eau claire, chaude et peu profonde. Les calcaires présentent aussi des traces de racines de plantes hélophytes (figure TP11.5c), telles les roseaux, autrement dit des plantes vivant les pieds dans l'eau : ceci est encore un indicateur d'une faible tranche d'eau. De nombreux niveaux présentent même des **fentes de dessiccation** (figure TP11.5b), il y a donc eu des périodes d'assèchement.

b) Marin ou lacustre ?

La présence de fossiles de Gastéropodes comme Hélix ou Potamides (figure TP11.5d) est un indicateur d'eaux douces. Les traces de racines (figure TP11.5c) le sont aussi. Les géologues ont retrouvé des coquilles d'œufs d'oiseaux de type flamand rose et une mâchoire de crocodile. Il n'est pas impossible qu'il y ait eu des incursions marines en Limagne (indiquées par des signatures isotopiques caractéristiques) mais la majorité de cette période s'est déroulée en milieu lacustre.

11.2.3 Interprétation des cycles

On a observé la succession grès-argile et la succession marne-calcaire. Deux hypothèses peuvent être proposées. La séquence peut être d'origine **tectonique** : l'enfoncement du bassin (subsidence) génère des reliefs ; cela entraîne une reprise de l'érosion et donc des apports détritiques importants dans le bassin sédimentaire (grès). Le comblement progressif du bassin rend les apports très faibles (argiles calcaires) ; suite à une nouvelle subsidence, le cycle recommence. L'autre hypothèse est **climatique** : sous un climat doux et à fortes précipitations, l'érosion est importante alors que sous un climat sec, les apports détritiques sont faibles. Milankovitch a suggéré le lien entre les variations périodiques des paramètres orbitaux de la Terre par rapport au Soleil et les alternances climatiques. La succession dans les niveaux supérieurs de marnes et calcaires est liée à des cycles de 20 000 ans liés à la précession des équinoxes : les paramètres climatiques seraient prépondérants dans les enregistrements sédimentaires.

Voir chapitre 9
§ 9.4.2c

11.3 AMINCISSEMENT LITHOSPHERIQUE : SUBSIDENCE ET VOLCANISME

11.3.1 Volcanisme en Limagne

a) Pépérites

Des filons de basaltes sont visibles dans la partie supérieure des sédiments (figure TP11.6). Ils se présentent sous la forme de grains de basalte dans un ciment calcaire : ces roches sont localement appelées **pépérites** (de l'anglais *pepper* : poivre, étant donné les grains de basalte qui caractérisent cette roche). Ces roches résultent de la mise en place de la lave en milieu saturé d'eau, le contraste de température pulvérisant la lave : c'est ce que les vulcanologues appellent une **éruption phréatomagmatique**.



Figure TP11.6 Filon de pépérite en place dans les sédiments de la fin de l'Oligocène.

b) Volcanisme Miocène

Le volcanisme se prolonge au Miocène (figure TP11.2). On l'observe, à partir de Clermont-Ferrand, dans la partie Sud de la Limagne sous deux formes. Soit des bouches éruptives ponctuelles dégagées par l'érosion et aujourd'hui en relief : les **diatrèmes pépéritiques**. Soit sous forme de plateau dominant la Limagne de plus de 400 mètres comme le plateau de Gergovie. Les coulées de lave se mettent en place dans les creux topographiques : comment expliquer leur position en relief actuelle ? La figure TP11.7 montre que la lave a protégé les sédiments sous-jacents de l'érosion donnant ainsi ce que l'on appelle un **relief inversé**.

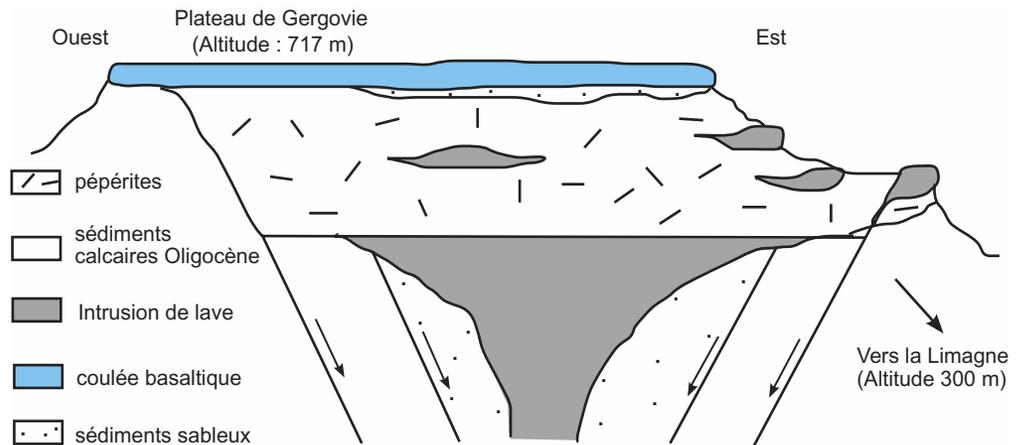


Figure TP11.7 Schéma du plateau de Gergovie.

11.3.2 Données de la géophysique

a) Amincissement crustal et volcanisme

Les données sismiques permettent d'établir une carte de la profondeur du Moho (figure TP11.8).

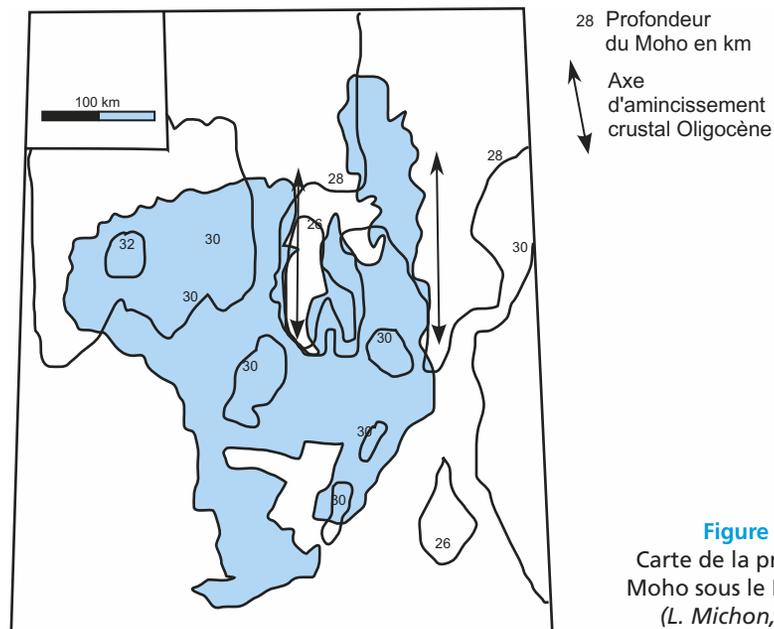


Figure TP11.8
Carte de la profondeur du Moho sous le Massif Central
(L. Michon, O. Merle).

Le Moho est à 26 kilomètres sous la Limagne au lieu de 30 kilomètres en moyenne. Il y a donc un amincissement de la croûte continentale sous la Limagne de l'ordre de 15 %. Ces données permettent de proposer l'hypothèse suivante : lors de la remontée du manteau qui en résulte, il y a fusion partielle de celui-ci. Le magma issu de cette **fusion partielle** a été responsable du volcanisme Miocène de la Limagne.

b) Amincissement crustal et subsidence

L'amincissement crustal non seulement se traduit par une remontée du Moho mais aussi crée un graben en surface (§ 11.1.2) : c'est la **subsidence tectonique**. Celle-ci est amplifiée par la surcharge sédimentaire, c'est-à-dire que le graben initial se remplit de sédiments (c'est un point creux topographique où débouchent les cours d'eau) qui augmentent le poids de la colonne de roches crustales et sont responsables d'un enfoncement supplémentaire. La subsidence, initialement tectonique, se prolonge par l'enfoncement dû à la surcharge des sédiments.

EXERCICE TP11.3

Modélisation de la subsidence d'un bassin sédimentaire (cas d'un graben)

Si l'on considère un amincissement crustal de 4 kilomètres pour une croûte de 30 kilomètres, quelle est la profondeur du graben généré (subsidence tectonique) dans le cas où il est rempli d'eau ? Nous appellerons x_0 cette valeur.

Les sédiments comblent le graben. La surcharge sédimentaire est responsable d'une subsidence du bassin sédimentaire égale à la moitié de la hauteur de sédiments. Quelle est la profondeur finale du toit du socle ?

On donne : si n varie de 0 à l'infini, $\lim \sum x^n = 1/(1 - x)$, avec $x < 1$.

Masse volumique de la croûte : 2 700 kg/m³ ; masse volumique du manteau : 3 200 kg/m³

Corrigé

La **figure TP11.9** permet, en considérant l'équilibre isostatique sur une surface de compensation, de donner l'égalité suivante :

$$30\,000.9,81.2\,700 + H.9,81.3\,200 = X_0.9,81.1\,000 + 26\,000.9,81.2\,700 + (H + Y).9,81.3\,200$$

Dans la formule précédente, on calcule le poids de la colonne de roches sur la surface de compensation par la formule :

$$P = \rho . g . z$$

ρ : masse volumique en kg/m³ ; g : accélération de la pesanteur ; z : profondeur en mètres. Sachant que $X_0 + Y = 4\,000$ m, le résultat donne $X_0 = 1$ km (en simplifiant). Donc 1 kilomètre de sédiments va combler le graben : ils seront responsables d'un affaissement de 0,5 km. À nouveau 0,5 km de sédiments vont combler le bassin, d'où un nouvel affaissement de 0,25 km. Or $0,25 = (0,5)^2$ Le x de la suite est donc 0,5. La profondeur finale du socle est donc de 2 km. Si l'on applique au cas de la Limagne, dans le sondage S1 (**figure TP11.3**), le socle est à 1 598 m mais on estime à 500 m minimum l'érosion : si l'on rajoute cette hauteur érodée à la hauteur de sédiments actuels, le socle est à 2 098 m. Cette modélisation donne donc un ordre de grandeur convenable du phénomène.

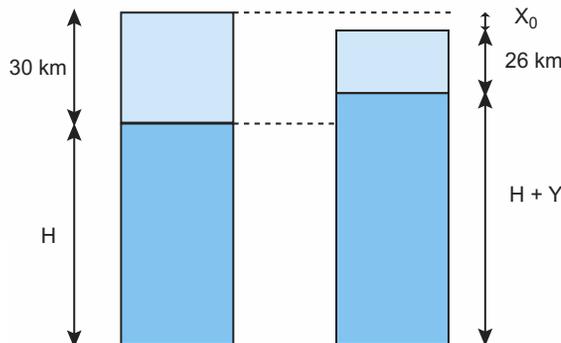


Figure TP11.9 L'équilibre isostatique dans le cas d'un amincissement crustal.

11.4 SURRECTION ACTUELLE

11.4.1 Faits d'observation

a) Coulées de lave et relief inversé

Actuellement le plateau de Gergovie et les côtes de Clermont (deux coulées de laves encadrant Clermont-Ferrand) sont à une altitude de 700 m dominant la Limagne de plus de 400 m (figure TP11.7). Sur les côtes de Clermont, le sommet résulte de l'empilement d'au moins deux coulées : une datée à 15 Ma et l'autre à 3,5 Ma. Ce qui veut dire que, pendant plus de 12 Ma, la topographie n'a pas évolué puisque des coulées distinctes s'empilaient. Donc la mise en relief ne date que des trois derniers millions d'années c'est-à-dire que le démarrage de l'érosion est donc un phénomène subactuel.

b) Terrasses alluviales

L'Allier est le fleuve qui coule dans la Limagne. La plaine alluviale présente des terrasses c'est-à-dire que son lit s'enfoncé, témoin d'une reprise de l'érosion (figure TP11.10). À chaque reprise d'érosion, le fleuve creuse un nouveau lit, laissant en relief (terrasse) les bordures de l'ancienne plaine alluviale.

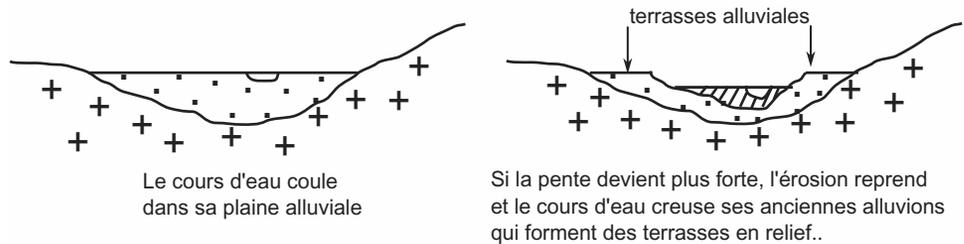


Figure TP11.10 La formation de terrasses alluviales.

Ce phénomène peut être attribué à une baisse du niveau marin donc de la partie aval du fleuve ou à une surrection du côté amont c'est-à-dire du côté de la source.

c) Profil des torrents

EXERCICE TP11.4

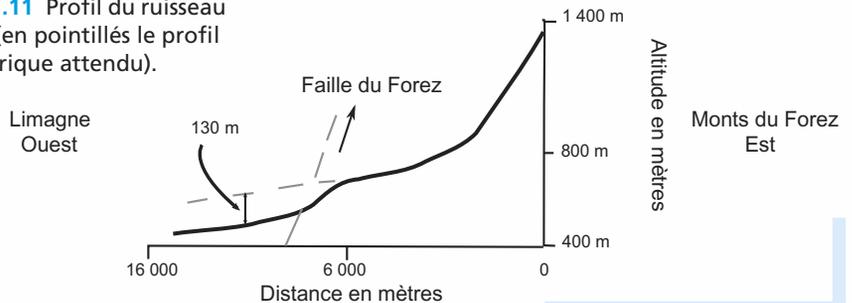
Interprétation d'un profil

Le ruisseau de Gérize descend des monts du Forez qui dominent à l'Est la Limagne. Son profil est donné sur la figure TP11.11. Interprétez ce profil.

Corrigé

La pente d'un cours d'eau de la source à son confluent diminue progressivement. Sur la figure TP11.11, on observe une rupture de pente à mi-parcours. Cette rupture correspond à la faille bordière du graben de Limagne. Soit le graben s'est affaissé récemment à l'échelle géologique, soit le horst des monts du Forez est remonté.

Figure TP11.11 Profil du ruisseau de Gérize (en pointillés le profil théorique attendu).



11.4.2 Interprétation actuelle

EXERCICE TP11.5

Données de la tomographie sismique en 3D

En synthétisant les faits précédents et en y joignant l'analyse de la [figure TP11.12](#), [cahier couleur p. 41](#), proposez une hypothèse explicative.

Corrigé

En considérant l'altitude élevée (1 600 m), pour un massif ancien, des monts du Forez, les géologues considèrent qu'il y a actuellement une surrection générale de la région. La reprise d'érosion responsable des terrasses alluviales et des reliefs inversés apporte des arguments supplémentaires à la surrection actuelle du Massif Central. Une tomographie sismique réalisée sous la partie Nord du Massif Central ([figure TP11.12](#), [cahier couleur p. 41](#)) montre une anomalie thermique positive (en rouge : les ondes sismiques sont ralenties donc le manteau est plus chaud).

Celle-ci est responsable d'une « érosion thermique » de la base de la lithosphère c'est-à-dire que l'isotherme 1 200 °C qui marque cette limite se rapproche localement de la surface. Ce phénomène, en réchauffant la croûte sus-jacente, est responsable d'un allègement de la lithosphère ce qui entraînerait, en modifiant l'équilibre isostasique, la surrection actuelle. Le volcanisme récent de la région, massif du Sancy et chaîne des Puys, serait une autre expression en surface de cette anomalie thermique.

Les bassins sédimentaires sont donc des zones subsidentes de la croûte continentale sur laquelle se déposent et s'accumulent des sédiments. [Le tableau TP11.1](#) résume les caractéristiques des bassins sédimentaires de la France métropolitaine.

TABLEAU TP11.1 DIVERSITÉ DES BASSINS SÉDIMENTAIRES DE LA FRANCE MÉTROPOLITAINE.

| Type de bassin | Exemples géographiques | Stratigraphie | Épaisseur de la colonne sédimentaire | Particularités |
|--|---|---|--------------------------------------|--|
| Bassin cratonique (domaine continental stable) | Bassin parisien | Mésozoïque et Cénozoïque | 3 000 m au dépôt centre | Relief de cuesta |
| Rift intracratonique | Limagnes, Fossé rhénan, Bresse | Cénozoïque | 2 000 à 3 000 m | Conséquences de la subduction Europe - Afrique |
| Marge passive | Bassin d'Aquitaine | Mésozoïque et Cénozoïque | Plusieurs kilomètres | Formation des Causses au Jurassique |
| Zone de convergence | Bassin du Sud-Est ; plaine molassique Suisse (chapitre 12 et TP8) | Uniquement Cénozoïque pour les molasses | Plusieurs kilomètres | Le bassin du Sud-Est est déformé au Tertiaire |
| Zone transformante | Bassin de Ballongue (zone transformante nord-pyrénéenne) | Crétacé moyen | 5 000 m | Remplissage par des flyschs |

Carte géologique de la France au millionième

TP **12**

Plan

- 12.1 Guide de lecture
- 12.2 Grands ensembles géologiques
- 12.3 Zones immergées

Objectifs

- Savoir lire une carte
- Définir des grands ensembles lithologiques et structuraux

Introduction

Une carte géologique est un document du BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) qui représente la projection sur un plan de l'intersection des formations géologiques en 3D avec une surface topographique en 2D (TP3). Elle constitue un ensemble de courbes fermées qui délimitent les aires de répartition de formations identifiées, chacune étant affectée d'une couleur symbolisant son âge ou sa nature. La carte géologique de France au 1/1 000 000^e, dont la première édition date de 1889, intègre la couverture géologique au 1/50 000^e de tout le territoire métropolitain. La carte actuelle, 6^e édition, comprend une feuille Nord et une feuille Sud délimitées par une ligne Ouest-Est passant environ 10 km au nord de La Rochelle – Bourg-en-Bresse – Genève (Suisse) – Lugano (Italie).

- Comment lire cette carte ?
- Quels grands ensembles lithologiques et structuraux peut-on y définir ?
- Quels grands traits de l'histoire géologique peut-on dégager ?

12.1 CARTE AU MILLIONIÈME : GUIDE DE LECTURE

Ce document expose deux types d'informations géologiques :

- une information principale, l'âge des terrains indiqué par la gamme des couleurs et un code alphanumérique pour les terrains sédimentaires, la nature (couleur) et l'âge (code numérique) pour les terrains magmatiques ;
- une information à caractère structural indiquée par des figurés en surimpression (les failles et les faciès métamorphiques par exemple).

La carte peut donc se lire à deux niveaux :

- une lecture globale, à distance, les couleurs mettant en évidence les grands ensembles régionaux et structuraux ;
- une lecture détaillée, rapprochée, les différents figurés permettant de retrouver les événements géodynamiques successifs.

Cependant ce document ne peut supporter la totalité des informations sous peine de devenir illisible. Ainsi, l'utilisation complémentaire d'une carte physique, de photographies de paysages, de photographies satellitaires, de données géophysiques permet de compléter les informations apportées.

La présentation qui suit reprend l'ordre des données fournies par la légende de la carte.

12.1.1 Âge des terrains

a) Codage utilisé

Comme pour les cartes au 50 000^e, les divers caissons colorés ou cartouches situés sur la gauche de la feuille indiquent l'âge des terrains selon une succession verticale chronologique, du plus ancien en bas vers le plus récent en haut : la succession chronostratigraphique à gauche concerne les terrains sédimentaires, la succession radiochronologique à droite les terrains magmatiques. Généralement, plus les terrains sont anciens, plus les teintes qui leur sont affectées sont foncées.

Des caissons plus allongés, disposés en colonnes verticales à l'extrême gauche, représentent soit des unités géologiques non divisibles à l'échelle de la carte (terrains sédimentaires des chaînes plissées récentes notamment), soit des unités géologiques chronologiquement mal délimitées (terrains métamorphiques des massifs anciens et récents par exemple).

Les rabats 1 et 2 de couverture présentent la légende telle qu'elle figure sur la carte. Il est conseillé de connaître les couleurs et les indices des diverses périodes (Trias ou Jurassique par exemple) et sous-périodes (Trias inférieur, Trias moyen) afin d'éviter de passer plus de temps à la lecture de la légende qu'à celle de la carte.

b) Codages et types d'affleurements

L'âge des terrains sédimentaires et volcaniques est représenté par une lettre accompagné d'un chiffre en indice précisant l'identification par les couleurs.

L'âge absolu (déterminé par radiochronologie) des terrains plutoniques est indiqué par un chiffre arabe.

Le côté droit de l'échelle chronologique mentionne quatre orogénèses (icartienne, cadomienne, varisque et alpine).

Les terrains métamorphiques sont caractérisés selon le même principe : leur couleur indique l'âge de leur protolite. L'incertitude concernant l'âge de ce dernier conduit à des regroupements chronostratigraphiques plus ou moins étendus pour les massifs varisques (ou hercyniens) : « ko » pour Cambrien à Ordovicien ou « bo » pour Briovérien à Ordovicien par exemple.

Deux cas particuliers sont à noter :

- le volcanisme associé aux rifts péri-alpins couvrant la fin du Mésozoïque et l'ensemble du Cénozoïque est plus particulièrement détaillé dans la colonne centrale ;
- les terrains immergés des marges continentales sont représentés par leurs couleurs « chronologiques » atténuées et la lettre symbole correspondante. Ceci peut être illustré dans le golfe de Gascogne, à l'ouest de la pointe de Grave, où les terrains de l'Éocène moyen et supérieur (e2), de l'Oligocène (g) et du Miocène (m) sont bien représentés.

12.1.2 Informations complémentaires

Caractérisées par des figurés en surcharge sur les couleurs, ces données concernent certains faciès sédimentaires particuliers, des caractères métamorphiques et magmatiques.

a) Faciès sédimentaires spécifiques

On peut distinguer des faciès spéciaux du Quaternaire et quelques faciès particuliers à forte identité régionale (tableau TP12.1).

TABLEAU TP12.1 LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES PROPRES AU QUATERNAIRE.

| Type de faciès | Symbolisation | Quelques exemples de localisation |
|----------------------------|-----------------------------|---|
| Cordons dunaires littoraux | Pointillés rouges fins | Littoral atlantique Littoral méditerranéen catalan |
| Sable des Landes | Pointillés rouges grossiers | Partie Ouest du Bassin aquitain |

TABLEAU TP12.1 LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES PROPRES AU QUATERNAIRE.(SUITE)

| Type de faciès | Symbolisation | Quelques exemples de localisation |
|-------------------------------|----------------------------|--|
| Dépôts fluvio-marins | Tirés bleus horizontaux | Marais poitevin et Vendée Camargue Baie du Mont-Saint-Michel Baie de la Somme Littoral de la mer du Nord |
| Dépôts morainiques glaciaires | Pointillés bleus grossiers | Alpes, Pyrénées, Jura |

Voir chapitre 7

Voir TP8,
encart TP8.2

Parmi les faciès à spécificité régionale, on peut noter les sables de Fontainebleau, les dépôts fluvio-lacustres des bassins de Paris et d'Aquitaine, les flyschs et le faciès urgonien. Les flyschs sont des séquences détritiques résultant d'un empilement de turbidites, suite à des écoulements gravitaires en masse. Le faciès urgonien, du nom latin d'Orgon dans les Bouches du Rhône, correspond à d'importantes barres calcaires à Rudistes (Lamellibranches) qui arment les reliefs des massifs subalpins septentrionaux (tableau TP12.2).

TABLEAU TP12.2 LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES PARTICULIERS.

| Type de faciès | Symbolisation | Quelques exemples de localisation |
|-------------------------|-----------------------------|---|
| Sables de Fontainebleau | Pointillés bleus fins | Bassin de Paris |
| Dépôts fluvio-lacustres | Pointillés marron grossiers | Bassin de Paris et partie Sud du Bassin Aquitain |
| Flyschs | Pointillés noirs grossiers | Alpes (flysch à Helminthoïdes) Versant Nord des Pyrénées |
| Faciès urgonien | Pointillés orangés fins | Massifs subalpins : Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors et massifs provençaux |

b) Métamorphisme

La couleur des figurés indique l'âge du métamorphisme, leur forme traduit le faciès métamorphique et leur orientation illustre celle de la schistosité ou de la foliation régionale c'est-à-dire la direction de l'horizontale des plans de schistosité ou de foliation.

Les âges des principales orogènes sont identifiés par les couleurs suivantes : marron pour l'événement cadomien, orange et rouge pour l'événement varisque (mésos- si précoce, néo- si tardif) et bleu pour l'événement alpin.

Les faciès métamorphiques sont distingués en faciès de basse et moyenne pressions (schistes verts, amphibolites, granulite et zone anatectique) et en faciès de haute pression (schistes bleus, élogites) voire de ultra-haute pression (reliques à coésite).

Les superpositions métamorphiques ne sont pas représentées mais le polyphasage peut être suggéré par des symboles ponctuels.

c) Magmatisme

Les terrains magmatiques sont définis en quatre grands types d'environnements géodynamiques : marge active, extension continentale, accréation océanique et orogène de collision.

Le volcanisme autre que celui lié aux rifts péri-alpins est représenté en beige foncé, le plutonisme en rouge voire en vert « bouteille » (roches basiques et ultrabasiques des ophiolites varisques et alpines). Des figurés de couleur en surcharge indiquent la nature chimique (tableau TP12.3).

TABLEAU TP12.3 CODIFICATION DES SURCHARGES POUR LES TERRAINS MAGMATIQUES.

| | Acide | Basique |
|------------|-------|---------|
| Volcanisme | Bleu | Vert |
| Plutonisme | Blanc | Noir |

Les granitoïdes des domaines orogéniques, importants dans les massifs varisques, sont indiqués à part et sont subdivisés en deux groupes : peralumineux et calco-alcalins. Cette distinction permet de préciser leur origine. Les premiers sont d'origine crustale (anatexis de séries métamorphiques pélitogréseuses), les seconds sont d'origine mantellique (fusion partielle d'un manteau hydraté suite à la subduction puis différenciation magmatique, ou décompression adiabatique en fin d'orogénèse).

Quand les terrains magmatiques sont métamorphisés, seuls les attributs marqueurs du métamorphisme apparaissent.

12.1.3 Informations structurales et tectoniques

Des indications morphologiques diverses sont portées sur la carte comme :

- les structures sous-marines (éventails sous-marins autour de la Corse, cicatrices d'arrachement dans le golfe du Lion, diapirs de sel, etc.) ;
- les isobathes du toit du socle (traits continus marron) ou de la base de séries sédimentaires (traits continus roses ou orangés) de la couverture, indiquées au niveau des bassins sédimentaires (bassins de Paris et d'Aquitaine, fossé Rhénan, bassin molassique suisse) et des marges continentales immergées (golfe de Gascogne, golfe du Lion).

Les informations tectoniques sont de deux ordres :

- la direction des schistosités et des foliations régionales principales, marquée par l'orientation des figurés du métamorphisme ;
- les accidents tectoniques dont l'épaisseur du trait traduit l'importance tandis que l'ornementation du trait (triangles, flèches, rectangles) indique le type de déformation.

Lorsqu'un accident se prolonge sous une formation discordante, il est représenté en pointillés.

12.1.4 Cartouches structuraux : cycles varisque et alpin

Ces deux cartouches sont situés à part, sur la droite de la carte. Les terrains sont figurés dans leur position actuelle.

Dans le schéma structural varisque, l'ablation de la couverture mésozoïque et cénozoïque permet de mettre en évidence les structures sous-jacentes du Bassin parisien et du Bassin aquitain, révélées par la géophysique.

Dans le schéma structural alpin, les structures majeures des chaînes alpine et pyrénéenne sont indiquées ainsi que leurs relations avec les bassins d'avant-pays. Les profondeurs actuelles du Moho y sont reportées.

Voir les différents figurés TP3, figure TP3.15

12.2 GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

Une observation rapide de la carte de France métropolitaine fait apparaître différentes zones de taille, de forme et de teintes différentes.

12.2.1 Grands ensembles lithostrucuraux

Cette première analyse révèle des zones aux teintes claires dont les limites forment des franges au contact de terrains aux teintes foncées, présentant des dominantes rouges et marron. Les premières correspondent à une **couverture** sédimentaire mésozoïque et cénozoïque qui repose

sur un **socle** plus ancien, généralement paléozoïque et parfois protérozoïque (Massif armoricain). On peut ainsi définir le socle comme un vaste ensemble de terrains généralement métamorphisés et largement granitisés, anté-mésozoïques, sur lesquels reposent en discordance des terrains sédimentaires et/ou volcaniques formant la couverture. Ce socle constitue les massifs anciens (Massif armoricain, Massif central, Vosges) de faible altitude mais il est présent aussi au cœur des chaînes récentes de fort relief (Alpes, Pyrénées). La [figure TP12.1](#) présente l'ensemble des premières observations.

Une observation plus détaillée des affleurements et des structures associées présentés sur cette carte permet de distinguer quatre groupes de terrains :

1. Des régions de terrains sédimentaires d'âges mésozoïque et cénozoïque, à valeur de couverture, distribués en auréoles, où les termes d'une même période couvrent une surface importante, preuve de leur faible pendage, et sont peu ou pas tectonisés : ce sont des **bassins sédimentaires intracratoniques** comme le Bassin de Paris au nord, le Bassin d'Aquitaine au sud-ouest ou le bassin du Sud-Est (les auréoles y sont plus ou moins symétriques). On peut rattacher à ces bassins « concentriques » d'autres bassins d'allongement Nord-Sud comblés de sédiments cénozoïques (oligo-miocènes surtout) et bordés de failles normales comme le fossé Rhénan au nord-est, le fossé de Bresse à l'est, les fossés des Limagnes d'Allier et de Loire dans le secteur oriental du Massif central ; il s'agit des **fossés péri-alpins**. Toutes ces régions constituent en général des dépressions.
2. Des zones étendues constituées de formations d'âges paléozoïque et protérozoïque : d'une part des terrains sédimentaires distribués selon des axes de symétrie donc plissés, d'autre part des terrains métamorphiques et magmatiques. Ils ont valeur de socle car ils sont recouverts sur leurs bordures par des terrains sédimentaires mésozoïques discordants ; ils forment ainsi le bâti des **massifs anciens**, témoins d'anciennes chaînes de montagnes édifiées lors des orogènes icartienne, cadomienne et varisque (ou hercynienne). La longue érosion qu'ils ont connue les a aplanis en grande partie mais ceux à proximité de la chaîne alpine ont subi le contrecoup de l'orogène alpine sous forme d'une surrection plus ou moins importante (§ TP12.2) : c'est le cas du Massif central et des Vosges.
3. Des zones souvent mixtes, comportant une couverture méso-cénozoïque largement tectonisée (distribution en bandes parallèles et symétriques des divers termes, signe de plissements, et nombreuses failles) voire métamorphisée, et des secteurs de socle varisque à base de granites et de termes métamorphiques paléozoïques. La seule discordance majeure étant celle du Quaternaire ou bien celle des termes les plus récents du Cénozoïque (Oligocène ou Miocène), on peut les qualifier de **chaînes de montagnes récentes**, édifiées à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'époque actuelle. Leur socle relève donc d'une double histoire tectonique, varisque puis alpine. Il s'agit des Pyrénées franco-espagnoles, des Alpes franco-italo-suisse et, dans une moindre mesure, du Jura (le socle n'y affleure pas). Toutes ces régions, de forme allongée, se caractérisent par des reliefs notables.
4. Des **chaînes volcaniques récentes**, implantées en partie en bordure des fossés d'effondrement péri-alpins oligocènes. Elles sont essentiellement distribuées dans le Massif central ; il s'agit du massif du Cantal, plus grand volcan européen récent (80 km de diamètre à sa base), du plateau de l'Aubrac, du massif du Velay, du massif du Mont-Dore, de la chaîne des Puy et plus modestement des volcans de l'Escandorgue dans le Languedoc.

Remarque : Il existe deux régions présentant des caractères mixtes, la Provence et la Corse. La Provence est classiquement découpée en Provence cristalline représentée entre Toulon et Cannes par les massifs paléozoïques des Maures, du Tanneron et de l'Estérel, et en Provence calcaire constituée de synclinaux méso-cénozoïques séparés par des antiformes (Sainte-Baume et Sainte-Victoire situées respectivement à l'est et au nord de Marseille).

La Corse est, elle aussi, partagée en deux domaines ; le tiers Nord-Est de l'île, caractérisé par des terrains jurassiques et des ophiolites constitue la **Corse alpine** tandis que le reste de l'île, formé de granitoïdes, constitue la **Corse hercynienne ou varisque**.

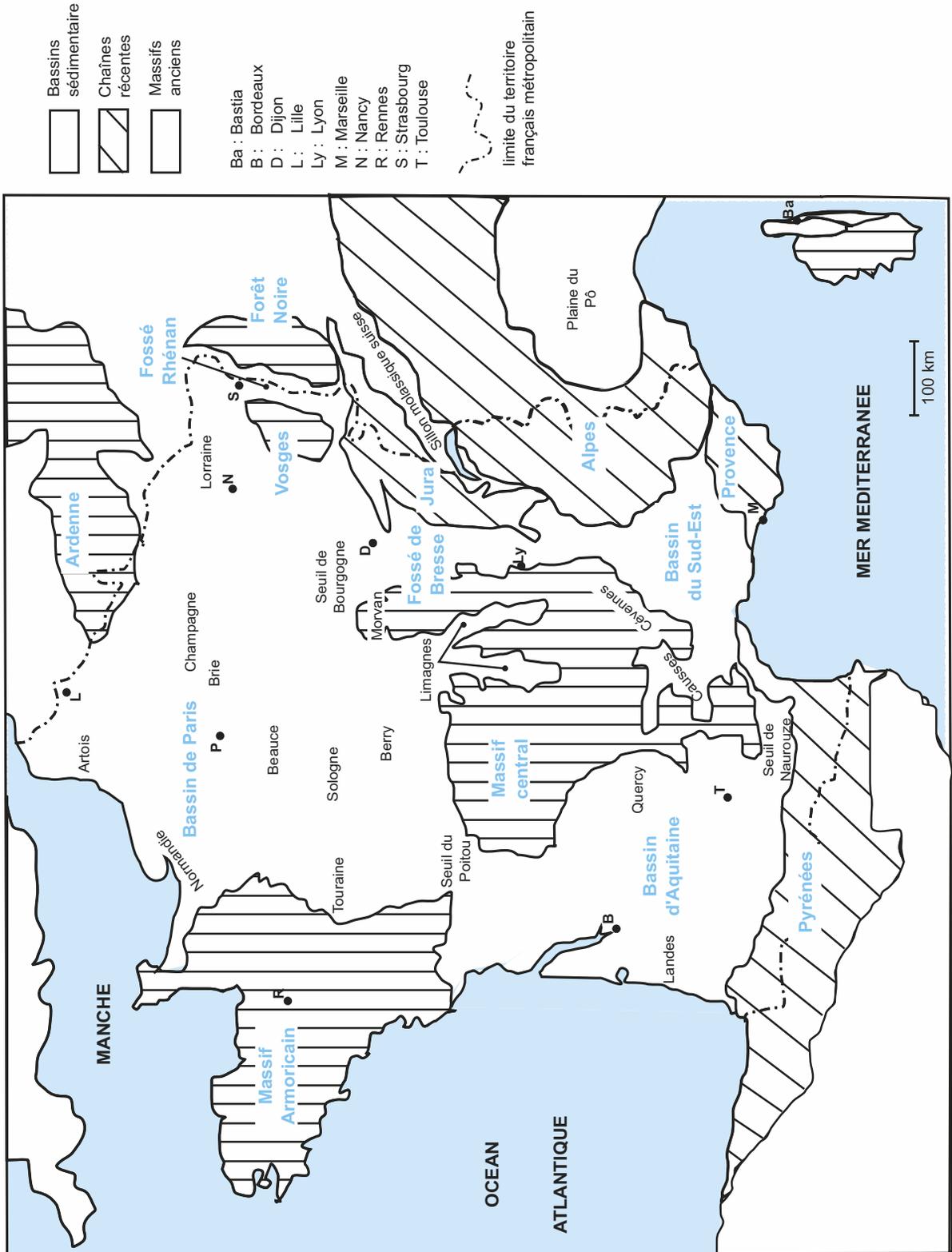


Figure TP12.1 Les grands ensembles géologiques de la France continentale.

Le **tableau TP12.4** résume les caractères généraux de ces régions.

TABLEAU TP12.4 LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRUCTURAUX DE LA FRANCE CONTINENTALE.

| | Bassins sédimentaires | Massifs anciens | Chaînes récentes | Chaînes volcaniques |
|---|---|--|---|--|
| Grandes régions géographiques françaises | Bassins d'Aquitaine et de Paris, fossés périalpins (fossés rhénan, de Bresse, des Limagnes) | Massif central, Vosges, Ardennes, Massif armoricain, Provence cristalline et Corse hercynienne | Alpes Jura Pyrénées | Aubrac, Cantal, Velay, Mont-Dore, Chaîne des Puys, chaîne de l'Escandorgue |
| Nature des roches à l'affleurement | Roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques | Roches magmatiques et métamorphiques paléozoïques et parfois protérozoïques (Massif Armoricaïn) | Roches sédimentaires mésozoïques, métamorphisées ou pas, roches magmatiques et métamorphiques paléozoïques | Basaltes, trachytes |
| Forme des affleurements et disposition des terrains | En auréoles pour les bassins ; couches monoclinales et discordantes sur le socle en périphérie Allongée et bordée par des failles normales pour les fossés | Allongement des terrains sédimentaires (plis) et métamorphiques (E-O pour les Ardennes et le Massif armoricain, NE/SO pour les Vosges) Larges intrusions de granitoïdes (Massif central, Vosges et Massif armoricain) Nombreuses failles inverses (Massif central), normales et décrochantes (S-Bretagne et sillon houiller) | Allongement NE-SO pour le Jura, E-O pour les Pyrénées ; forme générale arquée pour les Alpes Plis, failles inverses, décrochements, chevauchements, charriages, klipptes et fenêtres | Alignements N-S (chaîne des Puys, Escandorgue) ou formes circulaires (Mont-Dore et Cantal) |
| Altitudes | Modestes (reliefs en cuestas et en dépressions) | Variables (quelques centaines de m à 1 000/1 500 m selon la proximité des Alpes) | Souvent supérieures à 2 000 m ; reliefs accidentés | Variables mais toujours inférieures à 2 000 m (cônes et plateaux) |

12.2.2 Bassins sédimentaires

a) Caractères d'un bassin sédimentaire déduits de l'étude de la carte

EXERCICE TP12.1

À la recherche des indices cartographiques d'un bassin sédimentaire

Dans le Bassin de Paris et le Bassin aquitain, la carte indique les isobathes de la base du Trias ainsi que les isobathes de la base du Cénozoïque dans la partie sud du Bassin d'Aquitaine.

1. Observez l'évolution de la profondeur de ces isobathes lorsque vous vous déplacez de la périphérie vers le centre du bassin et concluez.
2. Observez les isobathes de part et d'autre de la ville de Auch et interprétez.
3. Quels points communs notez-vous dans la disposition des roches sédimentaires pour ces deux bassins ?
4. Quels sont les caractères d'un bassin sédimentaire que vous pouvez en déduire ?

Corrigé

1. La profondeur des isobathes du toit du socle augmente de façon centripète indiquant un enfoncement en forme de cuvette.
2. Au nord de Auch, le toit du socle atteint 3 500 mètres tandis qu'au sud la base du Cénozoïque est notée à 1 500 mètres. Il y a donc entre les deux 2 000 mètres de roches du Mésozoïque. En allant vers le sud, la base du Cénozoïque tend à remonter lorsqu'on s'approche du chevauchement nord-pyrénéen au nord de Lannemezan.
3. Dans ces deux bassins, on note une disposition en auréoles des couches sédimentaires mésozoïques en direction des massifs anciens, sur lesquels elles sont en discordance. Le Cénozoïque, dont la disposition « persillée » des affleurements indique une structure aclinale ou tabulaire, occupe la zone centrale.
4. Un bassin sédimentaire peut ainsi être défini comme une zone subsidente de l'écorce terrestre au niveau de laquelle s'accumulent des volumes considérables de sédiments (1 km d'épaisseur au minimum) exempts de déformation tectonique importante.

b) Bassins intracratoniques : exemple du Bassin de Paris

Le Bassin de Paris comprend l'ensemble des terrains post-carbonifères qui s'appuient sur le Massif armoricain à l'ouest, le Massif central au sud, les Vosges à l'est et le Massif ardennais au Nord-Est. Il est largement ouvert sur le Bassin belge au nord avec lequel il est en continuité et sur la Manche au Nord-Ouest au-delà de laquelle il se prolonge par le Bassin de Londres.

Les terrains sédimentaires y sont disposés en auréoles plus ou moins concentriques, du Trias périphérique au Néogène central. Les contours très sinueux des limites stratigraphiques, les importantes largeurs d'affleurement pour les terrains d'une même sous-période sont autant d'indices du très faible pendage des strates en périphérie (voir la carte de Vittel – cahier couleur p. 13) et de leur caractère horizontal au centre du bassin. La succession de termes d'âge décroissant de la périphérie au cœur traduit des pendages tous dirigés vers le centre donc une structure générale « en cuvette ».

Le remplissage de cette cuvette n'est toutefois pas homogène. La dissymétrie des dépôts mésozoïques entre bordure orientale où ils sont épais (larges surfaces d'affleurement), continus dans l'ensemble, et bordure occidentale où ils sont minces et discontinus (lacunes du Trias « marin », du Crétacé inférieur) s'explique par les allées et venues avec émergence, entre chaque période, d'une mer pelliculaire située au Sud-Est, la Mésogée ou Téthys alpine. Les biseaux de transgressions entre sous-périodes du Jurassique (Jurassique moyen (J2) plus transgressif que le Jurassique inférieur (J1) dans les Ardennes ou en Normandie) et du Crétacé (Crétacé supérieur (C2) plus transgressif que le Crétacé inférieur (C1) dans la région du Mans) le confirment. Au Cénozoïque, de nouvelles transgressions venant de la Manche et de la mer du Nord ne submergent que les parties Nord et Nord-Est durant l'Éo-Oligocène. La régression est généralisée à la fin de l'Oligocène comme le montrent les dépôts mio-pliocènes qui sont tous continentaux (cas de la Sologne). L'analyse des isobathes du toit du socle permet de constater que la zone la plus subsidente se situe dans la Brie, entre Château-Thierry et Épernay (plus de 3 000 m de dépôts) soit à l'est du centre même du bassin. De plus le décalage du nord vers le sud des auréoles de terrains cénozoïques (Éocène, Oligocène et Miocène) révèle la migration dans cette direction de la zone de subsidence lors de la fin de remplissage du bassin (figure TP12.2).

L'analyse plus détaillée de la bordure ardennaise montre la transgressivité des divers termes du Mésozoïque sur un socle paléozoïque sédimentaire. De nombreux points triples signalent la discordance du Mésozoïque sur le Paléozoïque plissé (anticlinal au nord de Charleville-

Voir TP7

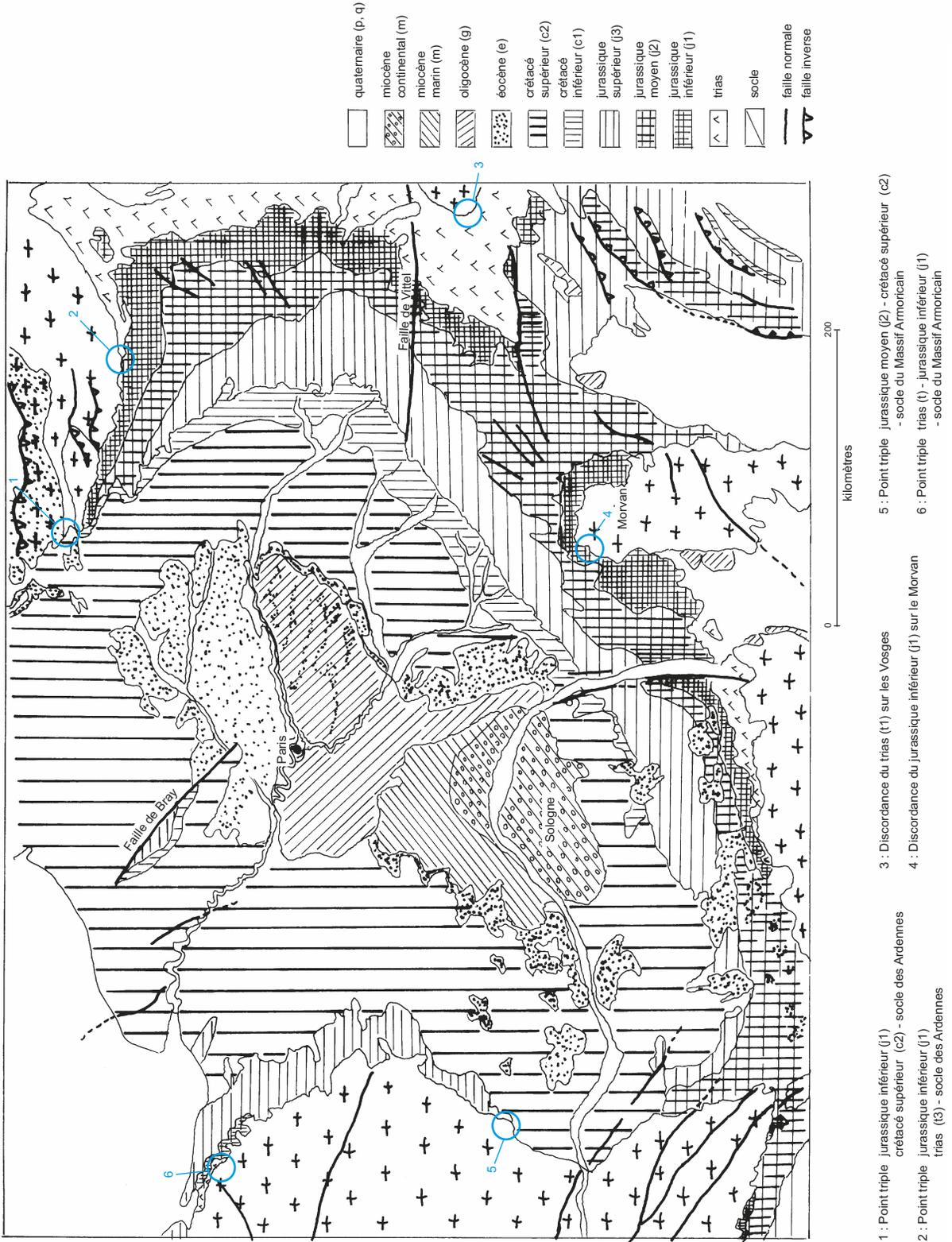


Figure TP12.2 Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris et de ses bordures.

Mézières par exemple). Le Trias est transgressif sur le socle, le Jurassique moyen est transgressif sur le Trias ou sur le socle paléozoïque, le Crétacé supérieur est transgressif sur le socle. Du côté occidental, la carte indique la discordance importante des terrains du Jurassique et du Crétacé supérieur sur le socle paléozoïque et protérozoïque du Massif armoricain. Quelques lambeaux isolés de Crétacé supérieur (étage Cénomaniens, du nom latin *Cenomanum* de la ville du Mans) dans la région de Laval, préservés de l'érosion, indiquent que la transgression mésozoïque était plus étendue vers l'ouest (carte du Massif armoricain méridional, cahier couleur p. 43).

Établi au sein de la plaque ouest-européenne, le Bassin de Paris constitue donc un bassin intracratonique à remplissage mésozoïque et cénozoïque, entouré de massifs hercyniens plus ou moins érodés. Les sondages confirment comme attendu que ce bassin s'est installé sur le socle granitique varisque, déformé et effondré (à partir du Permien semble-t-il).

Au sud-est, à proximité du Morvan, et au sud-ouest, dans la région de Poitiers, la carte indique que l'isobathe du toit du socle se trouve à 500 m de profondeur alors qu'il est plus profond au centre du bassin. Ces remontées du socle correspondent respectivement au seuil de Bourgogne qui fait la séparation avec le bassin alpin et au seuil du Poitou qui fait la transition avec le Bassin aquitain.

La carte montre aussi la présence de terrains éocènes orientés N-O/S-E, situés sous la Manche, en continuité avec la région de Southampton (Royaume-Uni) et dirigés vers le centre du Bassin de Paris. Cette observation montre que le Bassin de Paris se prolongeait vers le N-O par le Bassin de Londres avant l'ouverture au Quaternaire du détroit du Pas de Calais.

La figure TP12.3 illustre la structure générale du bassin selon une coupe N-O/S-E.

On peut noter enfin quelques éléments de tectonique qui touchent la série sédimentaire. La faille du pays de Bray, de direction N-O/S-E, fait affleurer une lentille de Jurassique au cœur du Crétacé supérieur au niveau d'une antiforme ou « boutonnière ». On la raccorde à la faille de Vittef via la région de Troyes où son jeu correspond à un décrochement dextre. D'ailleurs, au gré du léger jeu vertical de ces failles (failles de la basse vallée de la Seine et du pays de Bray), la bordure occidentale des terrains paléogènes présente des ondulations qui traduisent la présence de vastes antiformes (lesquelles représentent des réservoirs naturels pour stocker le gaz des raffineries de la région du Havre) et synformes en profondeur. Il en est de même pour la boutonnière du Boulonnais où c'est le socle paléozoïque qui affleure dans ce cas. On considère généralement que ces mouvements relèvent du jeu de failles varisques du socle sous-jacent.

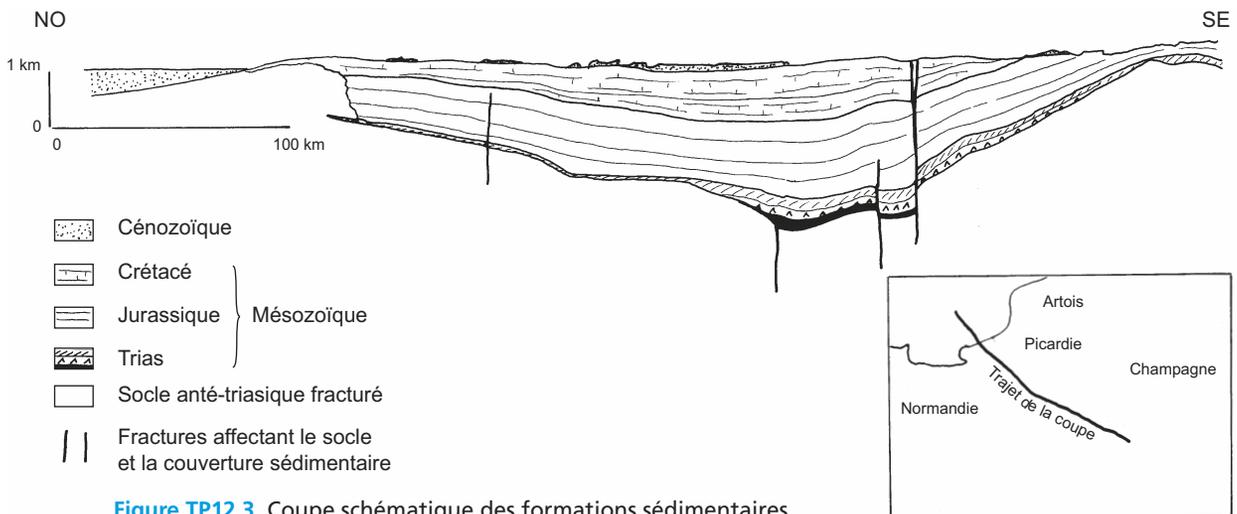


Figure TP12.3 Coupe schématique des formations sédimentaires dans le Bassin de Paris (d'après E. Brehant, 2000).

Voir exercice TP6.6

Voir TP3,
figure TP3.11b

Voir TP11

Voir « situation de
rifting actif »
chapitre 3, § 3.2.3a

Au final, cette disposition en « pile d'assiettes » résulte de la subsidence du centre du bassin au Mésozoïque et au Cénozoïque suivie d'un soulèvement de ses marges septentrionale, orientale et méridionale au Néogène. Un rapide calcul d'isostasie consistant à supprimer la colonne de roches sédimentaires pour la remplacer par une simple colonne d'eau montre que la subsidence stricte (hors réajustement isostatique lié à la charge des sédiments) n'a jamais dépassé 1 000 m, même au cœur du bassin alors qu'elle s'est échelonnée sur près de 200 Ma !

Sur le plan morphologique, les *cuestas* qui jalonnent les auréoles résultent de l'érosion différentielle entre couches résistantes (grès, calcaire) et tendres (marnes, argiles, sables).

c) Fossés périalpins ; exemple du fossé rhénan

Toute la moitié Est de la France comporte un grand nombre de fossés, figurés en jaune (Oligocène) ou en gris (l'Oligocène est recouvert dans ce cas de Quaternaire), et délimités par des failles normales ; ce sont les Limagnes qui découpent le Massif central, la Bresse et le Bassin du Rhin ou fossé rhénan entre Vosges et Forêt-Noire notamment. Les isobathes de la base du Cénozoïque (lignes orange) montrent que ce sont des zones subsidentes (entre 500 et 1 000 m de dépôts en général). Leur alignement N-S de l'Alsace jusqu'au golfe du Lion constitue le rift Ouest-Européen (figure TP12.4). Ces fossés ou **grabens** sont bordés de zones surélevées ou **horsts** (carte de Saint-Saulge – cahier couleur, p. 15) du fait du jeu relatif des failles normales (massifs des Vosges et de la Forêt Noire encadrant le fossé rhénan par exemple). Dans certains cas (Limagne d'Allier et Sud-Alsace), la série oligo-néogène est plus puissante le long d'une des deux lèvres suggérant une structure en hémigraben, ce que semblent confirmer les profils sismiques.

Ces structures en distension, formées à la fin du Paléogène, montrent donc qu'une crise extensive E-O a affecté l'avant-pays alpin c'est-à-dire la lithosphère européenne à l'Oligocène (de 34 à 23 Ma). Certaines de ces structures étroites et linéaires ont été traversées par un volcanisme alcalin cénozoïque, observable dans les Limagnes et dans le fossé rhénan (§ TP12.4).

À titre d'exemple, le fossé du Rhin apparaît comme une forme allongée (300 km de long sur 35-40 km de large), c'est une dépression principale résultant d'un amincissement crustal auquel est associée la remontée de magma (volcanisme du Kaiserstuhl à l'est de Colmar). Son comblement par 1 500 à 2000 m de dépôts en moyenne (isobathes de la base du Cénozoïque de couleur orange), en moins de 40 Ma, permet d'estimer la subsidence stricte (hors effet de charge lié aux sédiments) à 500-700 m (carte Vosges-fossé Rhénan, cahier couleur p. 42). Les nombreux sondages réalisés montrent l'abondance d'évaporites (les potasses d'Alsace) indiquant que les dépôts oligocènes se sont formés sous une faible tranche d'eau et sous climat chaud et aride.

Les lèvres du fossé sont constituées d'un système de fractures très serrées où affleurent le socle et la couverture mésozoïque (carte de Molsheim, cahier couleur, p. 17). Par comparaison avec celle du Bassin de Paris à l'Ouest, on note l'absence de Crétacé et la discordance de l'Oligocène (g) sur divers termes du Jurassique (nord-ouest de Strasbourg et au sud de Basel) ce qui signifie qu'il y a eu vraisemblablement un bombement précoce avant la distension et l'effondrement.

La carte indique par ailleurs des granitoïdes datés entre 305 et 335 Ma (n° 17) à l'est de Strasbourg, en Forêt Noire, tandis que dans les Vosges les mêmes roches sont situées plus au sud, au niveau de Sélestat (cahier couleur, page 42). Ceci suggère qu'un coulissage sénestre a déplacé le horst « Forêt-Noire » vers le Nord par rapport au compartiment des Vosges, et ce récemment, après la phase de rifting (les mécanismes au foyer de la sismicité actuelle révèlent eux-mêmes un mouvement décrochant sénestre encore actif).

12.2.3 Massifs anciens ; exemple du Massif Armoricaïn

Le socle affleure dans les massifs anciens mais également au cœur des chaînes récentes (§ TP12.2.4) ; ailleurs il constitue le substratum des bassins sédimentaires. À l'échelle du 1/1 M, les affleurements des massifs anciens non repris dans l'orogénèse alpine montrent des unités où l'on retrouve la forme du **V hercynien ou varisque** (figure TP12.5) avec une zone centrale métamorphisée (Sud-Bretagne, Massif central, Sud des Vosges) et des zones externes plissées (Bretagne Nord et Normandie, Ardenne, Nord des Vosges d'une part, Montagne Noire d'autre part).

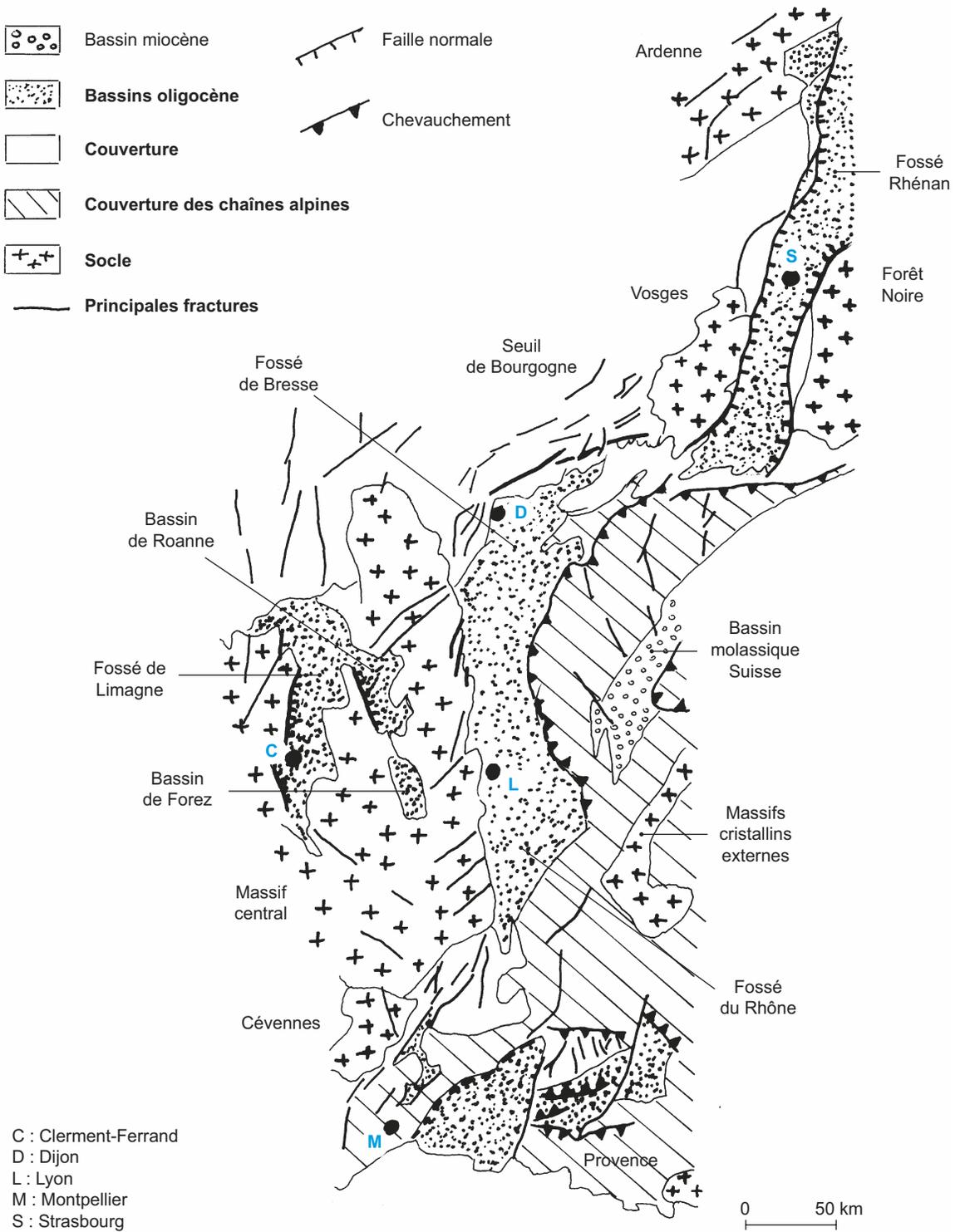
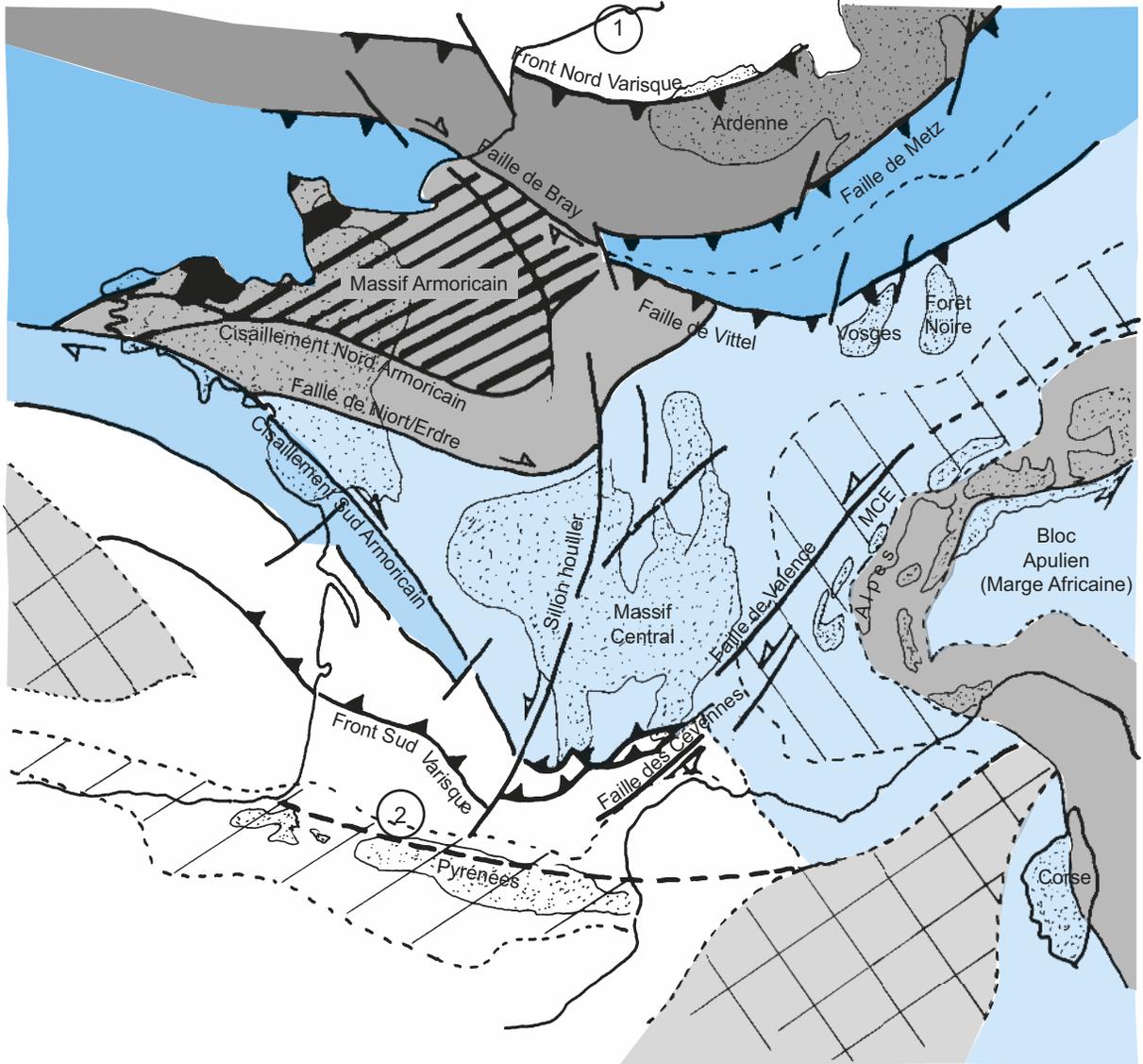


Figure TP12.4 Les fossés périalpins.



① Avant-pays Nord (Laurasia) ② Avant-pays Sud (Gondwana) MCE : Massifs cristallins externes

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Nappes externes nord à Vergence N (Carbonifère supérieur) Nappes cristallines nord à Vergence N (Devonien - Carbonifère inférieur) Craton cadomien (1) et sa couverture paléozoïque (2) Massifs varisques des domaines pyrénéen et ibérique Massifs varisques des domaines alpin et apennin 1 : zones externes ; 2 : zones internes ; 3 : Apulie | <ul style="list-style-type: none"> Domaine interne polyphasé (Silurien à carbonifère) Nappes cristallines sud à Vergence S (Dévonien - Carbonifère) Nappes externes sud à Vergence S (Carbonifère supérieur) Zone d'amincissement lithosphérique et d'océanisation méso-cénozoïque |
|---|--|

Figure TP12.5 Les orogènes varisques en France.

a) Ensemble armoricain

La carte fait apparaître très nettement deux familles de cisaillements E/O et S-E/N-O notés dextres, convergents vers la pointe de Bretagne :

- les uns, de Brest à Laval, constituent le « cisaillement nord-armoricain » qui affecte les formations protérozoïque et paléozoïque, définissant la **zone broyée nord-armoricaine** ;
- les autres, de la pointe du Raz à la Loire (failles très divergentes dans ce secteur), forment le « cisaillement sud-armoricain » ou **zone broyée sud-armoricaine** qui découpe en lanières le socle protérozoïque et paléozoïque ([carte du Massif armoricain méridional, cahier couleur p. 43](#)).

La prise en compte de ces deux zones tectoniques majeures, de la distribution des formations protérozoïque et paléozoïque, des symboles de métamorphisme et de l'âge du magmatisme acide conduit à diviser ce massif en trois secteurs qui sont du nord au sud :

- le **Massif armoricain septentrional**, structuré autour d'un socle briovérien largement intrudé de granites cadomiens (n° 2 et 3), comportant quelques reliques de roches très anciennes (Icartien daté de 2,1 à 2,3 Ga – n° 1) et recouvert de formations sédimentaires paléozoïques conservées au niveau de synformes ([carte du Massif armoricain septentrional, cahier couleur p. 43](#)) ;
- le **Massif armoricain central** (Bretagne centrale), semblable au domaine précédent si ce n'est l'absence d'Icartien et d'intrusions granitiques cadomiennes, remplacées par quelques granites varisques (n° 15 à 19) ;
- le **Massif armoricain méridional**, domaine des principaux décrochements qui ont déplacé sur des distances parfois considérables tout un système de nappes de charriage (voir les figurés correspondants sur la carte – [cahier couleur p. 43](#)) impliquant des matériaux tant protérozoïques que paléozoïques, le tout injecté de nombreux granites varisques (n° 14 à 19).

Remarque : Il convient de rattacher à ce domaine le secteur breton nord-occidental ou pays de Léon qui serait une portion de l'édifice de nappes, situées antérieurement au large de la pointe du Raz et translaturée au N-E suite à un décrochement dextre.

L'analyse plus détaillée de la carte permet de repérer un certain nombre de traits pour chacun de ces secteurs.

b) Massif armoricain septentrional

([carte du Massif armoricain septentrional, cahier couleur p. 43](#) et [figure TP12.6](#))

C'est dans ce secteur qu'affleurent les terrains les plus anciens du socle français sous forme de gneiss migmatitiques datés entre –1,8 et –2,1 Ga et relevant de l'orogénèse icartienne (du nom de la baie d'Icart à Guernesey). Il s'agit de gisements très « ponctuels » connus dans la baie de Lannion, à Jersey, Guernesey et au Cap de La Hague (Nord-Cotentin).

La majorité du Protérozoïque (ou Précambrien récent) est constituée de roches sédimentaires briovériennes (âges échelonnés entre –670 et –540 Ma) ; il s'agit de séquences de turbidites ou flyschs (voir les [cartes de Falaise](#) et [Condé-sur-Noireau, cahier couleur pp. 30 à 32](#)). De plus, entre Saint-Malo et Perros-Guirec, se développent des ceintures magmatiques de direction N-E/S-O comportant successivement, du N-O vers le S-E :

- une zone de plutonisme et de volcanisme calcoalcalins (région de Perros-Guirec et du Trégor – teinte marron à croix blanches – notée 2) au sein d'une croûte continentale à reliques icartiennes (n° 1) ;
- une zone mixte de magmatisme d'extension continentale et de marge active de type arc volcanique (région de Saint-Brieuc – points verts et bleus – notation b1) ;
- un domaine (région de Saint-Malo) où le Briovérien sédimentaire est métamorphisé (faciès amphibolite et zone d'anatexites – surcharges marron au sein de b1) et charrié par l'unité précédente.

Toutes ces structures relèvent donc de l'orogénèse **cadomienne** (–650 à –500 Ma) et sont interprétées comme le résultat d'une subduction d'arc continental conduisant tout d'abord à une

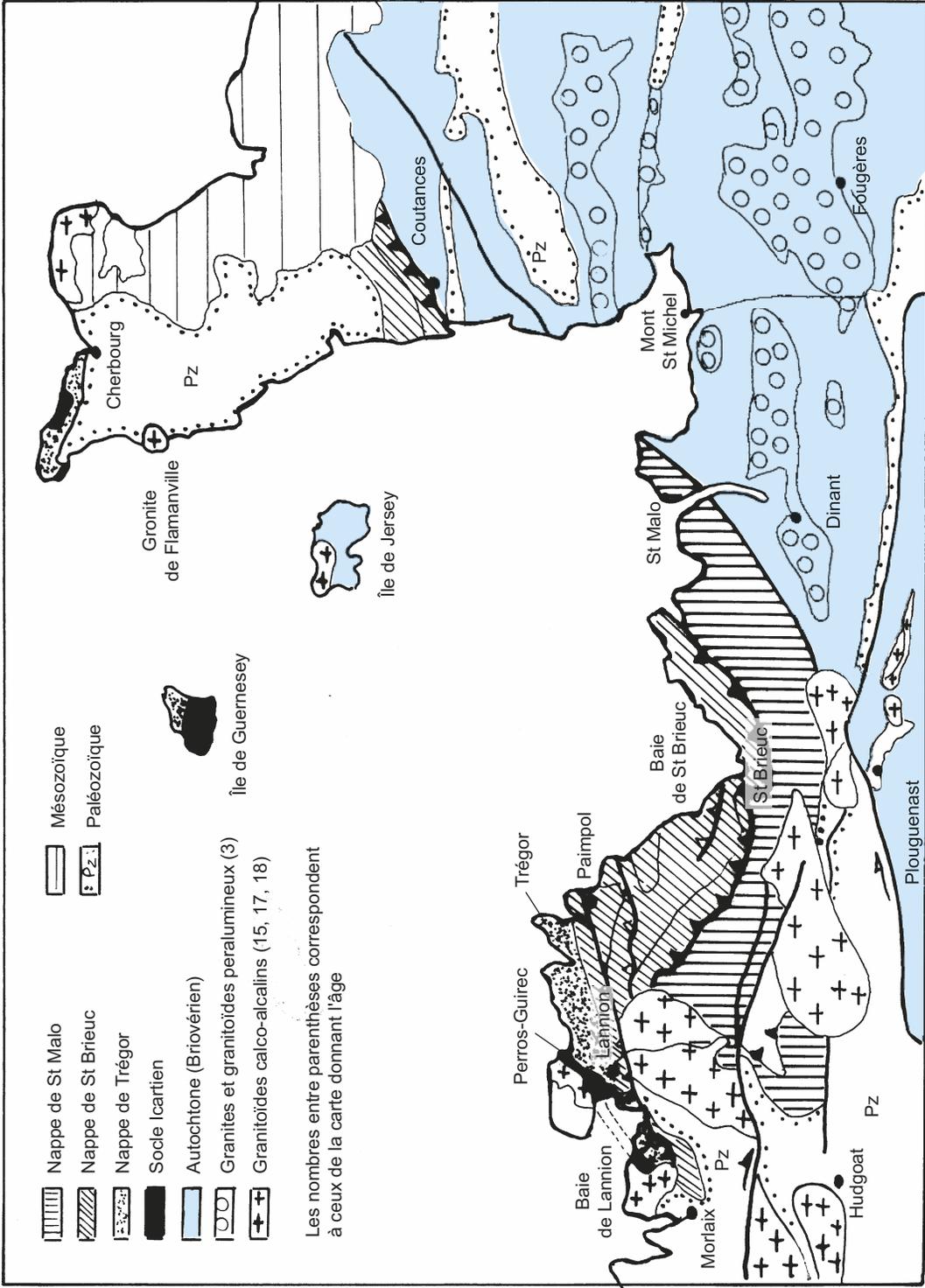


Figure TP12.6 Distribution des grandes unités structurales du Massif Armoricain septentrional (domaine cadomien).

distension de type mer marginale avant la phase de raccourcissement aboutissant à la collision et au charriage vers le sud des unités précédentes sur un socle cadomien développant alors un métamorphisme de basse pression – haute température. L'anatexie résultante serait à l'origine des nombreux plutons intrusifs (granites peralumineux, cercles blancs sur fond rouge carmin notés 3) du secteur oriental.

Les formations paléozoïques discordantes (elles reposent à la fois sur le Briovérien sédimentaire et sur les granites cadomiens) sont surtout localisées dans le secteur normand et dans la zone broyée nord-armoricaine. Dans le premier cas, elles sont conservées au sein de synclinaux d'allongement E/O notamment par suite d'une phase compressive varisque N/S (la couverture mésozoïque est en effet discordante sur les plis et les failles inverses qui les affectent). Quelques rares granites intrusifs (n° 16 : Flamanville et Barfleur à la pointe N-E du Cotentin) sont également rapportés à la phase varisque. Dans la zone broyée nord-armoricaine, la sédimentation est surtout localisée dans deux bassins nettement subsidents, celui de Chateaulin à l'ouest, de Laval à l'est. Ils sont considérés comme des bassins extensifs ou de transtension de type « *pull apart* ». L'orogénèse varisque s'y est déroulée durant une bonne partie du Carbonifère (discordance de h_1 fréquente) pour s'achever par la discordance du Stéphaniens (h_3) alors que se mettent en place des granites tardifs néo-varisques (n° 19 – granite de Quintin au S-O de Saint-Brieuc).

Voir chapitre 3,
encart 3.11

c) Massif armoricain central

Ce domaine présente une structure plus simple que le précédent ; sur un socle briovérien voire cambrien (b_2k) reposent des formations paléozoïques (Ordovicien transgressif) conservées au sein de synclinaux à nombreux replis (« *synclinorium* »). Dans la région occidentale, des granites varisques d'origine anatectique (leucogranites), en lien avec la zone broyée sud-armoricaine (ils s'y enracinent), sont intrusifs dans le socle ; leur auréole de métamorphisme de contact (faciès amphibolites) est très nette (région de Pontivy).

d) Massif armoricain méridional

(carte du Massif armoricain méridional, cahier couleur p. 43)

Les roches métamorphiques y sont générales ainsi que les charriages qui les accompagnent. Les protolithes en sont fort variés comme le montre la carte (regroupement fréquent des termes du Paléozoïque en raison des difficultés à les dater). Sur un substratum briovérien se sont accumulées localement des séries volcano-sédimentaires dont des associations de grès et basaltes à l'origine des complexes leptyno-amphiboliques (gla sur la carte) interprétés comme des témoins d'un paléo-océan (affleurements à l'Île de Groix, dans la nappe de Champtoceaux et en Vendée).

Dans la région nantaise, les données tectoniques révèlent le charriage d'une unité supérieure, très métamorphique (faciès amphibolite) voire migmatitique (faciès granulite) sur une unité peu métamorphique (faciès schiste vert). Au niveau du charriage sont notées des reliques éclogitiques suggérant la disparition à cet endroit d'un domaine océanique. Il n'existe toutefois qu'un seul affleurement notable de péridotites, dans la baie d'Audierne. Dans la région d'Ancenis, ce métamorphisme peut être calé entre le Dévonien inférieur et le Dévonien supérieur (phase éo-varisque).

Des intrusions magmatiques peralcalines (n° 14 soit Dévonien supérieur) perforent ces séries. D'autre part des injections carbonifères de leucogranites (n° 17 soit Carbonifère moyen) sont clairement en relation avec les grands cisaillements qui broient tous ces domaines (forme en « œil asymétrique » du granite de Mortagne-sur-Sèvre en Vendée). Le Jurassique inférieur est discordant sur l'ensemble dans ce même secteur.

12.2.4 Chaînes de montagnes récentes dites alpines

L'étude des Alpes occidentales n'est pas abordée ici puisqu'elle fait l'objet de TP spécifiques (TP8 à 10). On peut y rattacher néanmoins un massif de son avant-pays qui illustre de manière directe et simple la tectonique de la couverture suite à la poussée alpine, le Jura (carte du Jura, cahier couleur, p. 42).

Le Jura

Le Jura est un massif de forme arquée, limité au nord par l'ensemble Vosges-fossé Rhéno-Forêt Noire, par le fossé de la Bresse à l'ouest, par le fossé du Bas-Dauphiné au sud et par le bassin molassique suisse à l'est. Le socle n'y affleure que très ponctuellement (pointe Sud - l'Isle Crémieu, ou au nord de Dole). Les terrains de couverture sont essentiellement mésozoïques avec une dominante jurassique très nette (d'où le nom donné à cette période).

La bordure Ouest du Jura est marquée par un chevauchement sur le fossé bressan, souligné par des affleurements de Trias (le Trias y est riche en sels ou évaporites qui jouent le rôle de couche « savon » ; songer à la localité de Salins-les-Bains). Le figuré en pointillés de cette faille sous les sédiments pliocènes indique que ces derniers la recouvrent en discordance. On peut donc en déduire que le chevauchement est ante-Pliocène et post-Oligocène car, dans le Jura interne, au sud de Bâle, l'Oligocène est touché par les failles (le Miocène semble absent du fossé bressan). Le reste du massif se décompose en deux secteurs, le **Jura externe** (Ouest et N-O) où les terrains jurassiques et crétacés affleurent sur de larges surfaces séparées par quelques failles majeures (c'est le Jura des plateaux), et le **Jura interne**, côté suisse, dont les mêmes terrains sont distribués en plis assez serrés, limités par des failles inverses à vergence ouest en général. De grands décrochements sénestres (La Chaux-de-Fonds, Pontarlier, Morez, Saint-Claude) recoupent le tout selon une distribution en éventail dont le centre est à rechercher au niveau des massifs subalpins méridionaux (figure TP12.7).

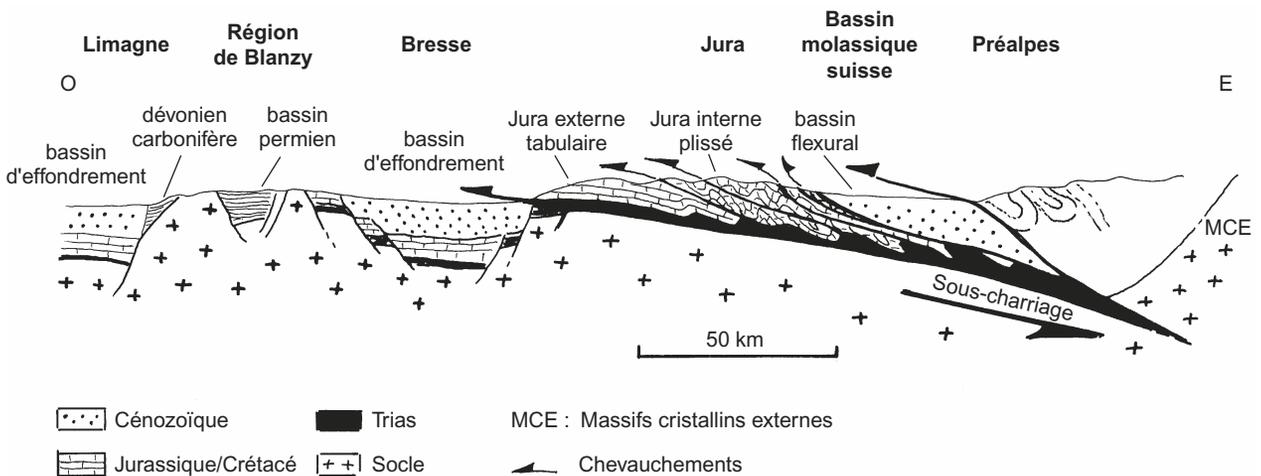


Figure TP12.7 Coupe synthétique du Morvan aux Préalpes (d'après G. Merzeraud, modifié).

12.2.5 Volcans et provinces volcaniques récentes

Cette carte montre une juxtaposition d'édifices volcaniques, d'âge cénozoïque, qu'il est possible de regrouper selon leur forme et leur histoire (figure TP12.8) en trois types :

- des « volcans monogéniques » lorsqu'ils résultent d'une éruption localisée (« ponctuelle »), brève à l'échelle des temps géologiques et unimodale (un seul type de lave) ; ceux-ci sont soit isolés (Limagnes d'Allier et de Loire, Bassin du Puy-en-Velay), soit alignés (chaîne des Puys, chaîne de l'Escandorgue, chaîne du Bas-Vivarais) ;
- des « volcans » polygéniques de type stratovolcans avec empilement de laves plus ou moins différenciées (Cantal) et éventuellement caldeira centrale (Mont-Dore) ; la composition des

laves y est souvent bimodale, les produits indifférenciés basaltiques jouxtant des produits très différenciés de type trachyte et rhyolite ;

- des « plateaux basaltiques » lorsqu'il s'agit d'épanchements fissuraux ; les produits sont soit indifférenciés (de type basaltique – Devès, massif des Coirons, Aubrac), soit différenciés (laves sous-saturées en silice de type téphrite ou phonolite – Cézallier et Velay oriental).

Le volcanisme est manifestement de type intraplaque continental, généralement alcalin (si l'on se réfère à la présence de téphrites et de phonolites), et s'exprime selon les périodes, soit en relation directe avec les fossés péri-alpins (Kaiserstuhl en Alsace, à l'est de Colmar, chaîne des Puys et Limagne d'Allier, Velay), soit de manière plus indépendante (Mont-Dore, Cantal, Aubrac, Coirons). L'âge de ces événements s'échelonne du Miocène (m – Kaiserstuhl, Velay et Aubrac) au Quaternaire récent (q₂₋₃ – chaîne des Puys) avec un paroxysme au Plio-quaternaire (pq₁ – Mont-Dore, Cantal et Devès).

La [figure TP12.8](#) permet de situer les principaux édifices du Massif central.

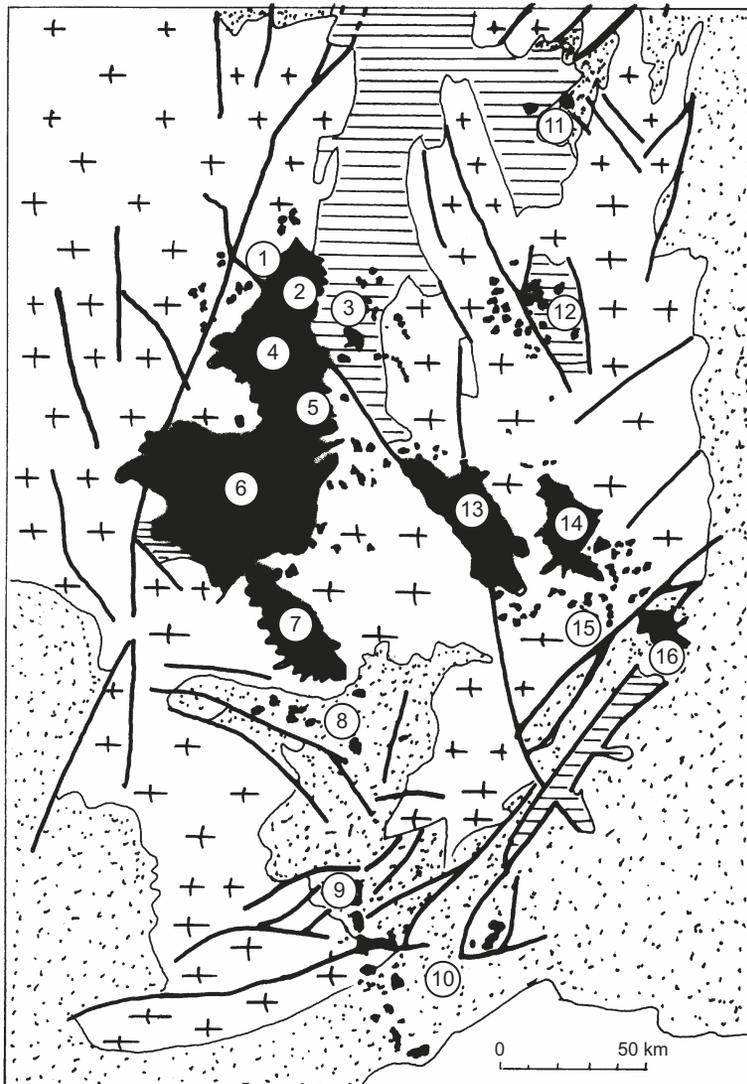


Figure TP12.8

Le volcanisme dans le Massif central.

1. Chaîne de la Sioule ;
2. Chaîne des Puys ;
3. Limagne de l'Allier ;
4. Monts Dore ;
5. Cézallier ;
6. Cantal ;
7. Aubrac ;
8. Causses ;
9. Chaîne de l'Escandorgue ;
10. Bas Languedoc ;
11. Bourgogne ;
12. Limagne de Loire ;
13. Devès ;
14. Velay oriental ;
15. Bas Vivarais ;
16. Coirons.

-  Volcanisme tertiaire et quaternaire
-  Fossés et bassins sédimentaires tertiaires
-  Terrains sédimentaires secondaires
-  Socle granitique et métamorphique paléozoïque

Petit glossaire propre à cette carte (roches dont la reconnaissance n'est pas exigée en TP) :

Basanite : basalte sous-saturé en silice et donc à feldspathoïdes (minéraux apparentés aux feldspaths mais plus pauvres en silice et corrélativement plus riches en alcalins).

Hawaïite : roche intermédiaire entre un basalte alcalin et une andésite.

Mugéarite : variété d'andésite, à plagioclase acide (oligoclase) et pyroxène.

Téphrite : roche apparentée à une andésite mais sous-saturée en silice donc à feldspathoïdes.

Trachyte : lave saturée en silice, à orthose et à biotite mais sans quartz (apparentée à la rhyolite mais sans quartz).

Phonolite : roche volcanique apparentée au trachyte mais sous-saturée en silice donc à orthose et felspathoïdes.

Voir chapitre 4,
figure 4.12

12.3 ZONES IMMERGÉES

Cette carte inclut les données océanographiques collectées depuis plusieurs décennies sur la structure des marges continentales. Sont ainsi représentées certaines morphologies sous-marines (paléochenaux, éventails sous-marins), la nature des terrains immergés affleurant (leurs couleurs « chronologiques » y sont atténuées), les isobathes de la base de la couverture mésozoïque (Manche, golfe de Gascogne) ou Cénozoïque (golfe du Lion), voire la nature de la croûte (océanique ou transitionnelle en Méditerranée).

L'étude du Bassin de Paris a montré une continuité avec le Bassin de Londres vers le N-O, au niveau de la Manche centrale où se retrouve la disposition « concentrique » des formations cénozoïques. Toutefois, en Manche occidentale, cette disposition disparaît, remplacée par une organisation qui évoque horsts et grabens. Les isobathes du toit du socle révèlent ainsi des secteurs à très forte subsidence, l'un entre Cotentin et Royaume-Uni, au sud de l'île de Wight (4 000 m de dépôts), l'autre en Manche occidentale, entre Finistère Nord et Cornouaille anglaise. Ces subsidences concernent selon les cas des termes permo-triasique, jurassique-crétacé ou éocène ce qui dénote le caractère particulièrement instable de toute cette région depuis la naissance de l'Atlantique au Jurassique. Si des formations parfois très anciennes affleurent actuellement, cela tient bien sûr au fait que ces secteurs ont été souvent émergés depuis le Miocène et notamment lors des phases glaciaires quaternaires, périodes durant lesquelles le niveau marin se situait à -100/120 m par rapport au niveau actuel.

La partie méridionale du Massif armoricain se prolonge sous l'océan Atlantique par des dépôts sédimentaires cénozoïques (e2, g, m et p). Les isobathes du toit du socle montrent que ce dernier s'enfoncé progressivement jusqu'à 1 000 m au large de la Vendée. Au-delà de cette profondeur, la carte fait apparaître une série de canyons orientés S-O/N-E.

La même organisation se retrouve dans le golfe de Gascogne mais, au sud de l'estuaire de la Gironde, le toit du socle s'abaisse rapidement pour atteindre 7 000 mètres de profondeur au large de Biscarosse. Cet élément signe en fait la véritable bordure de la marge continentale aquitaine, très amincie si l'on se réfère à l'accumulation de sédiments (la subsidence stricte serait de l'ordre de 3 km ce qui peut être obtenu par un amincissement d'un facteur proche de 2 de la croûte continentale). Le comblement de cette marge s'est surtout développé au Cénozoïque et en particulier depuis le Miocène avec une place majeure des sédiments plio-quaternaires qui affleurent dans la partie centrale du golfe. Ceci est à relier à l'érosion de la chaîne pyrénéenne. Notons enfin deux dépressions majeures, la dépression du Cap Ferret et le Gour de Capbreton, qui s'ouvrent vers l'ouest.

En mer Méditerranée enfin, dans le golfe du Lion, de nombreuses informations sont figurées. Les isobathes de la base du Cénozoïque qui expriment le comblement sédimentaire de cette marge depuis sa naissance à l'Oligocène s'organisent en lobes festonnés au droit du delta du Rhône. Ils atteignent 5 000 m dans la partie occidentale et 2 000 mètres dans la partie orientale. Le caractère festonné est à relier à la morphologie actuelle de cette marge dont le talus est incisé de multiples canyons et de cicatrices d'arrachement auxquelles font suite des éventails sous-marins (traits bleus). Les plus spectaculaires se situent dans le prolongement du petit

Voir TP6,
exercice TP6.6

Rhône (canyon du même nom) et du Var. Cette dynamique d'avalanches sous-marines et de glissements en masse était donc déjà de règle bien avant l'actuel sur le talus progradant de la marge. La carte précise par ailleurs l'extension de la croûte océanique sous la couverture sédimentaire au niveau du bassin liguro-provençal. Cette croûte transitionnelle témoigne d'une accréation océanique (datée de 18 Ma à 20 Ma) liée à l'ouverture de l'océan provençal. Sont signalées dans ce bassin la présence de dômes de sels (structures subcirculaires en pointillés orange) et l'extension de ces sels messiniens (fin du Miocène) qui témoignent d'une régression exceptionnelle qui a exondé totalement la plate-forme du golfe du Lion et a entraîné la formation de lagunes évaporitiques au cœur du bassin soit à plus de 2 000 m de profondeur. En parallèle, le surcreusement des lits des fleuves côtiers dont celui du Rhône est indiqué (incisions et paléodéfilés messiniens en traits rouges) ; il permet de constater que ce surcreusement est remonté jusqu'aux environs de Valence. Certains traits de l'histoire de cette marge ont été évoqués dans le TP6.

CONCLUSION

L'analyse de la carte de France au millionième fait apparaître une grande diversité des formations géologiques, tant du point de vue de leur lithologie que de leur disposition relative et de leur âge.

Le **socle** y est largement représenté. C'est au niveau du **Massif armoricain** qu'il est possible d'y retracer au mieux son histoire. On y situe tout d'abord les roches les plus anciennes de la France continentale (plus de 2 Ga) et les meilleurs témoignages de l'**orogénèse cadomienne**, en grande partie épargnés par l'orogénèse varisque. Celle-ci y est également bien documentée et suggère la disparition d'au moins un paléo-océan à la suite de la collision de blocs continentaux septentrionaux et méridionaux. L'analyse de ces mêmes structures dans le **Massif central** est rendue délicate par l'ampleur des charriages et l'intensité du métamorphisme associé qui a souvent conduit à l'anatexis des matériaux engagés.

Ce socle, après une phase d'érosion permo-triasique, a été plus ou moins immergé au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Il en est résulté une **couverture** ce qu'attestent les **bassins sédimentaires** qui se sont développés au niveau des zones subsidentes. Dans le **Bassin parisien**, la sédimentation a débuté au Trias et s'est poursuivie jusqu'au milieu du Cénozoïque mais de manière discontinue en raison de la faible profondeur du bassin et des fluctuations eustatiques. On y distingue une disposition en auréoles des unités sédimentaires, les plus récentes étant au centre. Cette disposition en « pile d'assiettes » est la conséquence non seulement de la subsidence du centre du bassin mais également du soulèvement (ou épirogenèse) récent de ses bordures Nord et Est. Du coup, suite à l'érosion, toute la série sédimentaire affleure entre les Vosges et la région parisienne.

Le **Bassin aquitain** qui communique avec le Bassin parisien par le seuil du Poitou et avec le Languedoc par le seuil du Lauragais au seuil de Nauraise est, à l'inverse du Bassin de Paris, caché par des dépôts plus récents pour sa partie centrale. Sa connaissance doit donc beaucoup aux nombreux forages pétroliers. Sa partie Nord présente une organisation en auréoles alors que sa partie Sud est plus complexe par suite de son implication dans l'histoire pyrénéenne. Le socle y est à plus de 5 000 m de profondeur contre 3 000 m dans le Bassin de Paris.

Par ailleurs, certains secteurs de socle voire de couverture ont été affectés d'une tectonique extensive E-O qui s'exprime à travers des **fossés d'effondrement** cénozoïques N-S comme les **Limagnes d'Allier et de Loire**, le **fossé bressan** ou le **fossé rhénan** ; un volcanisme récent est souvent corrélé à ces événements distensifs.

D'autres domaines, en marge de la plate-forme européenne mésozoïque, ont été fortement plissés lors de l'**orogénèse alpine** ce qui rend leur histoire complexe. C'est le cas des Pyrénées, de la Provence, des Alpes, du Jura et de la Corse qui constituent les **chaînes alpines**. À leur périphérie la Bourgogne, le Bas-Languedoc et le couloir Rhodanien constituent des **régions de transition**.

Le secteur du **Jura** au Nord est un système de plis de couverture n'affectant que la série méso-cénozoïque qui a glissé sous l'effet de la poussée alpine sur les niveaux plastiques du Trias. Une large dépression ou **bassin molassique suisse** le sépare du front des Alpes représenté par les **massifs subalpins**. Les plis recoupés par des failles inverses voire des chevauchements s'y généralisent, vraisemblablement sous l'effet de l'écaillage du socle et de la surrection des **massifs cristallins externes**. Les zones alpines plus internes sont le domaine de grands charriages d'unités métamorphiques associant socle varisque et couverture mésozoïque.

Le système alpin se prolonge vers le sud par la **chaîne des Pyrénées**, chaîne également récente qui remobilise une large partie du socle hercynien des plateformes ibérique et aquitaine entrées en collision au Crétacé supérieur puis à l'Éocène. Elle se raccorde aux Alpes méridionales *via* des chevauchements à vergence Nord présents dans la région du **Languedoc** puis des plis **provençaux** E-O. Des jeux en décrochements senestres des **failles cévenoles** redécoupent l'ensemble. Quant au prolongement vers l'Est de la zone axiale des Pyrénées, il est tout simplement absent suite à l'ouverture du bassin liguro-provençal ; c'est une marge passive à fort remplissage sédimentaire, la marge du **golfe du Lion**, qui s'y substitue.

Exercices

Exercice 1 Détermination de la formule structurale de silicates à partir de leur composition chimique et de leur place dans les processus magmatiques

La caractérisation structurale des minéraux silicatés est déduite de leur analyse chimique exprimée en oxydes. Les teneurs massiques des divers oxydes de 4 minéraux A, B, C et D d'une même famille ont été déterminées et sont consignées dans le [tableau 1](#).

TABLEAU 1 TENEURS MASSIQUES EXPRIMÉES EN % DES DIVERS OXYDES DE QUATRE MINÉRAUX

| Minéral | A | B | C | D |
|------------------|------|-------|-------|------|
| SiO ₂ | 41,0 | 38,1 | 33,7 | 31,9 |
| FeO | 8,6 | 31,5 | 47,9 | 58,6 |
| MnO | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,8 |
| MgO | 50,0 | 30,5 | 18,1 | 8,5 |
| TOTAL | 99,8 | 100,3 | 100,1 | 99,8 |

1. Calculez le nombre de moles n_i des éléments chimiques Si, Fe, Mg et O (on négligera Mn) dans 100 g de chaque minéral sachant que les masses molaires M des divers oxydes sont les suivantes : $M_{(\text{SiO}_2)} = 60$, $M_{(\text{FeO})} = 72$, $M_{(\text{MgO})} = 40,5$. Les résultats seront présentés sous forme d'un tableau (code du minéral en colonne, nombre de moles de chaque élément chimique en ligne : n_{Si} , $n_{\text{Fe}} \dots$), auquel on adjoindra 3 lignes supplémentaires pour les résultats de la question 2.

2. Pour en déduire le type de silicate, raisonnez sur les éléments chimiques présents et évaluez en particulier le rapport Si / O. Faites-le figurer dans le tableau en 5^e ligne. Déterminez le coefficient α (6^e ligne du tableau) permettant pour chaque minéral de remonter à un nombre de mole de silicium égal à 1. Écrivez, à partir de là, la formule structurale de chaque minéral (dernière ligne du tableau).

3. Il est également possible d'écrire ces formules en terme de proportions des deux pôles purs d'une série continue. Donnez un exemple de cette écriture dans le cas de A en désignant par X et Y les deux pôles purs et par x et $(1 - x)$ leur proportions (exemple : $A_{xX, (1-x)Y}$).

4. Dans quelles roches rencontre-t-on ces minéraux ?

5. Les masses volumiques respectives de ces minéraux (de A à D) sont de 3,35 ; 3,69 ; 3,88 et 4,16 kg/dm³. Expliquer ces différences et citez une conséquence de cette caractéristique d'ensemble dans l'évolution d'un magma.

Corrigé

1. Le nombre de moles de Si, de Fe ou de Mg pour 100 g de minéral est obtenu en divisant la masse en oxyde dans le minéral par la masse molaire de ce même oxyde. Pour ce qui est de l'oxygène, $n_{\text{O}} = 2 n_{\text{Si}} + n_{\text{Fe}} + n_{\text{Mg}}$.

| Minéral | A | B | C | D |
|--------------------------------|--|--|--|---|
| n_{Si} | 0,68 | 0,635 | 0,56 | 0,53 |
| n_{Fe} | 0,12 | 0,44 | 0,67 | 0,81 |
| n_{Mg} | 1,23 | 0,75 | 0,45 | 0,21 |
| n_{O} | 2,71 | 2,46 | 2,24 | 2,08 |
| $n_{\text{Si}} / n_{\text{O}}$ | 0,25 | 0,26 | 0,25 | 0,255 |
| Facteur α | 1,47 | 1,575 | 1,79 | 1,89 |
| Formule | $\text{SiO}_4 \text{Fe}_{0,18} \text{Mg}_{1,81}$ | $\text{SiO}_{3,9} \text{Fe}_{0,69} \text{Mg}_{1,13}$ | $\text{SiO}_4 \text{Fe}_{1,2} \text{Mg}_{0,8}$ | $\text{SiO}_{3,93} \text{Fe}_{1,53} \text{Mg}_{0,40}$ |

2. Les minéraux analysés sont des silicates strictement ferro magnésiens et non hydroxylés, ce qui limite les possibilités à deux catégories : les olivines et les orthopyroxènes. Le rapport $n_{\text{Si}} / n_{\text{O}}$ avoisine 0,25, soit 1 silicium pour 4 oxygènes, ce qui est caractéristique des olivines. Le motif structural est donc $(\text{SiO}_4)^{4-}$ accompagné de 2 cations divalents au total. Sa détermination « précise » pour chaque minéral est alors effectuée en utilisant le coefficient α qui permet de calculer toutes les proportions des éléments chimiques pour une quantité de silicium égale à 1. Ces valeurs sont toutefois approchées car il faut tenir compte du fait que toutes les analyses chimiques de départ ne totalisent pas 100 % et que la présence de Mn est ici ignorée.

3. La famille des olivines ou périclites présente deux pôles purs : l'olivine ferreuse Ol_{Fe} de formule $\text{SiO}_4 \text{Fe}_2$ (ou fayalite) et l'olivine magnésienne Ol_{Mg} de formule $\text{SiO}_4 \text{Mg}_2$ (ou forstérite). L'autre écriture du minéral A est donc $\text{A}_{0,09 \text{OlFe}, 0,91 \text{OlMg}}$.

4. Les olivines ou périclites sont les minéraux majoritaires des périclites et des minéraux accessoires des basaltes voire de certains gabbros.

5. La masse volumique augmente avec l'accroissement de la teneur en Fe ($m_{\text{Fe}} = 56$) et la décroissance en Mg ($m_{\text{Mg}} = 24,5$). Ces densités très élevées dans l'ensemble font que ces minéraux peuvent facilement sédimenter lors de la cristallisation fractionnée des magmas basaltiques (la densité de ces derniers avoisine 2,8) et initier ainsi une différenciation magmatique par enrichissement du liquide restant en silice, oxyde peu consommé par les périclites. Cela explique par ailleurs la présence à la base de certaines croûtes océaniques de cumulats à olivines.

Exercice 2 Détermination de la formule structurale d'un minéral

L'analyse à la microsonde d'un cristal de grenat (il s'agit d'un nésosilicate à l'image des olivines) donne le résultat suivant :

| | % pondéral | Masse molaire de l'oxyde |
|-------------------------|---------------|--------------------------|
| SiO_2 | 40,43 | 60 |
| Al_2O_3 | 22,65 | 102 |
| FeO | 20,53 | 72 |
| MnO | 0,44 | 71 |
| MgO | 16,33 | 40 |
| CaO | 0,27 | 56 |
| Total | 100,65 | |

1. Déterminez la formule structurale de ce minéral sachant que le motif cristallin comporte 12 atomes d'oxygène. Vous présenterez les différentes étapes de votre calcul sous forme d'un tableau dont vous justifierez au préalable le nombre et l'intitulé des colonnes en expli-

quant votre manière de procéder (les oxydes constitueront les lignes selon l'ordre retenu pour l'analyse chimique).

2. Dans quelle(s) roche(s) rencontre-t-on ce minéral ? Est-il marqueur de conditions thermodynamiques particulières ?

Corrigé

1. Un nésosilicate est constitué de tétraèdres isolés $[\text{SiO}_4]^{4-}$. La formule finale comportera donc 3 tétraèdres. Il faut déterminer les nombres de moles des cations et d'oxygène du cristal échantillonné à partir des données, puis rapporter ces valeurs en nombre de moles du cristal pour 12 moles d'atomes d'oxygène.

| | a | b | c | d | e | f | g | h | i |
|--------------------------------|------------|-----------------|-------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|
| | % en masse | Masses molaires | Nombre de moles d'oxyde | Nombre de cations/mole d'oxyde | Nombre de cations dans le minéral | Nombre d'O/mole d'oxyde | Nombre d'O dans le minéral | Nombre d'O base 12 | Nombre de cations |
| SiO ₂ | 40,43 | 60 | 0,67 | 1 | 0,67 | 2 | 1,35 | 5,95 | 2,97 |
| Al ₂ O ₃ | 22,65 | 102 | 0,22 | 2 | 0,44 | 3 | 0,67 | 2,94 | 1,96 |
| FeO | 20,53 | 72 | 0,29 | 1 | 0,29 | 1 | 0,29 | 1,26 | 1,26 |
| MnO | 0,44 | 71 | 0,006 | 1 | 0,006 | 1 | 0,006 | 0,03 | 0,03 |
| MgO | 16,33 | 40 | 0,41 | 1 | 0,41 | 1 | 0,41 | 1,8 | 1,79 |
| CaO | 0,27 | 56 | 0,005 | 1 | 0,005 | 1 | 0,005 | 0,02 | 0,02 |
| Total | 100,65 | | | | | | 2,73 | 12 | 8,04 |
| | | | $c = a / b$ | | $e = c \times d$ | | $g = c \times f$ | $h = g \times 4,39$ | $i = e \times 4,39$ |

Le facteur multiplicateur 4,39 (12 / 2,73) permet de tout ramener à 12 pour calculer le nombre de cations.

La formule structurale est donc :



2. Les grenats se rencontrent dans deux types de roches :

- les péridotites de type lherzolite ou péridotites fertiles à l'origine de magmas basaltiques par fusion partielle. À cette occasion, le grenat est un des premiers minéraux à fondre et il fournit ainsi l'aluminium au magma. Il est stable en profondeur jusqu'à environ – 400 km où il est remplacé par une structure cristalline de type spinelle.
- les roches métamorphiques de type micaschistes (les grenats apparaissent dans ce cas à partir de 400 °C environ) et de type éclogites qui caractérisent un faciès de haute pression (plus de 1 GPa soit 30 km) et de basse à moyenne température (300 à 600 °C).

Exercice 3 Identification d'une roche magmatique

Une roche est composée de 3 minéraux A, B et C dans les proportions massiques 30, 50, et 20 % respectivement. La composition chimique des minéraux est donnée dans le tableau ci-dessous.

| | O | Si | Mg | Fe | Al | K | Na | H |
|---------------|------|------|----|------|-----|-----|-----|-----|
| Minéral A | 53,3 | 46,7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minéral B | 47,4 | 31,1 | 0 | 0 | 10 | 7,2 | 4,3 | 0 |
| Minéral C | 40,1 | 17,5 | 5 | 23,3 | 5,6 | 8,1 | 0 | 0,4 |
| Masse molaire | 16 | 28 | 24 | 56 | 27 | 39 | 23 | 1 |

- Définissez les termes de minéral et de roche.
- Calculez la teneur en silice de cette roche.
- En utilisant les masses molaires, déterminez la formule chimique des trois minéraux (on supposera un nombre entier d'atomes de Silicium dans le minéral A et d'Aluminium dans les minéraux B et C).
- Proposez, en le justifiant, un nom pour chacun des trois minéraux.
- Nommez cette roche (en supposant qu'il s'agit d'une roche magmatique). Citez un massif, une région, une localité en France métropolitaine où pourrait affleurer cette roche.
- Pourrait-il s'agir d'une roche sédimentaire ou métamorphique ? Justifiez.

Corrigé

1. Minéral : association d'éléments (atomes, ions) dans des proportions définies. Si ces éléments sont disposés dans l'espace selon un ordre régulier, ils constituent un cristal. Exemple : la silice SiO_2 comporte 2 atomes d'Oxygène pour 1 atome de Silicium ; ils peuvent former un tectosilicate : le quartz.

Roche : association de minéraux. Certaines roches sont monominérales comme le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou un grès siliceux (grains et ciment) ; d'autres sont constituées d'un assemblage comme les granites (quartz, orthose, micas, plagioclases).

2. En raisonnant sur le cas de l'oxygène, la roche est constituée de :

- 30 % en masse de A qui contient 53,3 % en masse d'oxygène,
- 50 % en masse de B qui contient 47,4 % en masse d'oxygène,
- 20 % en masse de C qui contient 40,1 % en masse d'oxygène.

Elle contient donc : $(0,533 \times 30) + (0,474 \times 50) + (0,401 \times 20) = 47,71$ % en masse d'oxygène. En procédant ainsi pour chaque élément, on obtient :

| % massique dans la roche | O | Si | Mg | Fe | Al | K | Na | H |
|--------------------------|------|------|----|------|------|------|------|------|
| | 47,7 | 33,1 | 1 | 4,66 | 6,12 | 5,22 | 2,15 | 0,08 |

En raisonnant sur 1 kg de roche, celui-ci contient 331 g de Si, soit $331 / 28 = 11,82$ moles de Si. À chaque mole de Si sont associées 2 moles de O (Silice de formule SiO_2).

La masse d'oxygène associée à Si est donc égale à $2 \times 16 \times 11,82 = 378,24$ g.

En tout, 1 kg de roche (1 000 g) contient 331 (Si) + 378,24 (O) = 709,24 g de SiO_2 . Le pourcentage en silice de la roche est donc égal à 70,9 % mais **attention**, cela ne signifie pas qu'il y a 70,9 % de quartz !

3. Formule chimique des 3 minéraux.

Minéral A

Il ne contient que O et Si. Il reste à en déterminer la stœchiométrie.

Si : $46,7 / 28 = 1,67$ moles ; O : $53,3 / 16 = 3,33$ moles, soit 2 moles de O pour 1 mole de Si.

La formule du minéral est $\text{Si}_{1,67}\text{O}_{3,33}$ soit **SiO_2** .

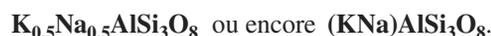
Minéral B

Il faut déterminer la stœchiométrie des éléments qu'il renferme : O, Si, Al, K, Na. Soit :

O : $47,4 / 16 = 2,96$; Si : $31,1 / 28 = 1,11$; Al : $10 / 27 = 0,37$

K : $7,2 / 39 = 0,18$; Na : $4,3 / 23 = 0,19$

La formule du minéral est $\text{K}_{0,18}\text{Na}_{0,19}\text{Al}_{0,37}\text{Si}_{1,11}\text{O}_{2,96}$ soit, en supposant un nombre entier d'atomes d'Al :



Minéral C

Il faut déterminer la stœchiométrie des éléments qu'il renferme : O, Si, Mg, Fe, Al, K, H. Soit :

O : $40,1 / 16 = 2,51$; Si : $17,5 / 28 = 0,625$; Mg : $5 / 24 = 0,20$

Fe : $23,3 / 56 = 0,42$; Al : $5,6 / 27 = 0,21$

K : $8,1 / 39 = 0,21$; H : 0,4

La formule du minéral est $K_{0,21}Fe_{0,42}Mg_{0,2}Al_{0,21}Si_{0,625}O_{2,51}H_{0,4}$ soit, en supposant un nombre entier d'atomes d'Al :



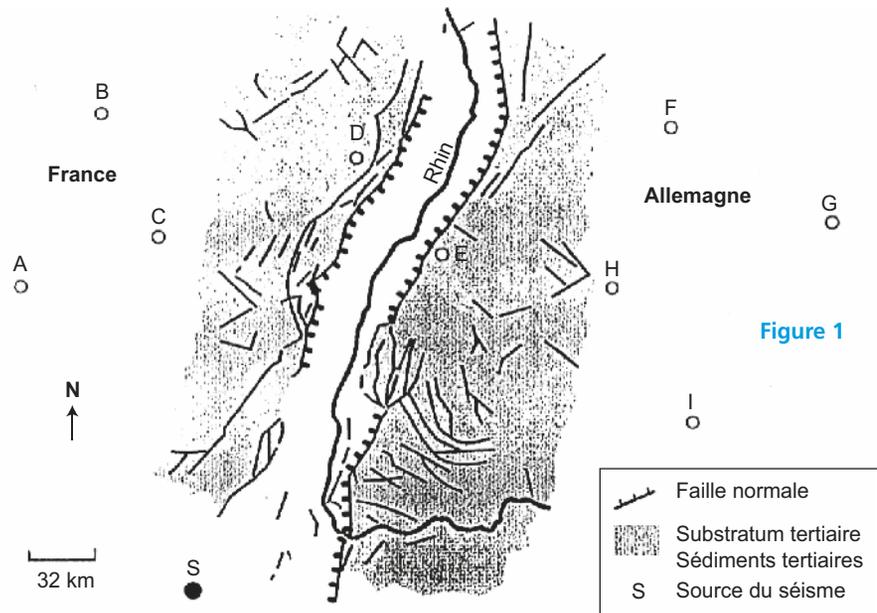
4. **A** : Quartz (ou autre forme cristallisée de la silice ?). **B** : il s'agit d'un **feldspath alcalin** (albite, orthose) contenant Na et K en quantités égales. **C** : il s'agit d'un **mica noir** (biotite).

5. En supposant qu'il s'agit d'une roche magmatique, cette roche totalement cristallisée est donc une roche plutonique contenant 70 % de silice et dont les minéraux les plus abondants sont quartz et feldspath ; soit **un granite**, roche affleurant dans les régions de socle (Vosges, massif Central, massif Armoricaïn, massifs cristallins externes des Alpes).

6. Une arkose se révèle également riche en quartz et orthose, mais ceci n'est pas compatible avec la biotite qui est ici abondante alors qu'elle est très altérable. Il ne peut donc pas s'agir d'une roche sédimentaire. En revanche, cela peut être un orthogneiss (ou méta-granite) pour peu que le métamorphisme ne soit pas trop élevé car il serait alors transformé en granulite.

Exercice 4 Détermination de la profondeur du Moho et interprétation (extrait du concours d'entrée à l'ENITRS)

Dans la plaine d'Alsace, un séisme s'est produit au point S matérialisé sur la figure 1.



Neuf stations d'enregistrement notées de A à I ont enregistré ce séisme que nous considérerons comme proche de la surface. Le tableau 1 ci-dessous donne les temps d'arrivée des ondes P réfléchies par le Moho vers ces différentes stations. La vitesse moyenne des ondes P est d'environ 6 km.s^{-1} .

TABLEAU 1

| Stations | Temps d'arrivée des ondes P réfléchies (en secondes) |
|----------|--|
| A | 29,9 |
| B | 41,0 |
| C | 30,3 |
| D | 38,3 |

TABLEAU 1 (SUITE)

| Stations | Temps d'arrivée des ondes P réfléchies (en secondes) |
|----------|--|
| E | 34,2 |
| F | 54,8 |
| G | 60,7 |
| H | 42,4 |
| I | 43,3 |

1. Pour chaque station, reportez sur la carte de la [figure 1](#), le point en surface R_s situé à la verticale du point de réflexion R du Moho.
2. Calculez la profondeur du Moho au point de réflexion R correspondant à chacune des stations. Reportez ces données sur la carte. Vous utiliserez les symboles suivants : d pour la distance entre l'épicentre du séisme (S) et le point R_s à la verticale du point de réflexion R ; h pour la distance S-R et h pour la profondeur du Moho ou l'épaisseur de la croûte.
3. Observez la répartition de la profondeur du Moho sur la carte et proposez une explication à votre observation.
4. Qu'obtiendrait-on si on réalisait une carte des anomalies gravimétriques de Bouguer et pourquoi ? Reportez-vous à la carte du rabat de couverture n° 6 pour confirmer la justesse de la réponse.

Corrigé

1. Le point de réflexion R sur le Moho se situe exactement à mi-distance entre l'épicentre S et la station d'enregistrement (cf. position des points R_s sur la [figure 2](#)).
2. Le calcul est basé sur une approche trigonométrique selon le schéma ci-dessous.

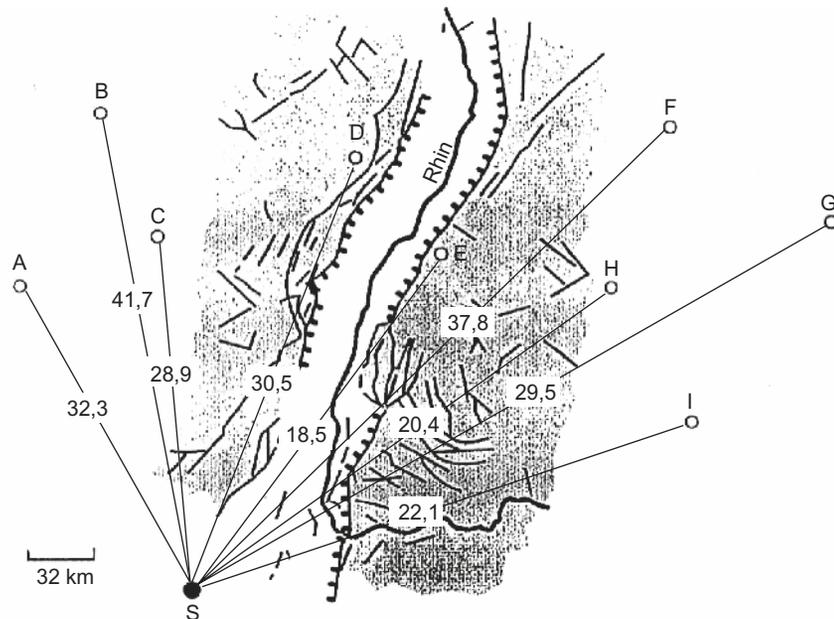


Figure 2 Construction géométrique à la base du calcul de h .

Méthode basée sur l'application du théorème de Pythagore (tableau 2)

$$d^2 + h^2 = H^2 \text{ d'où } h^2 = H^2 - d^2 \text{ et } h = \sqrt{H^2 - d^2};$$

$$V = \text{distance} / \text{temps} = 2 H / t = 6 \text{ km.s}^{-1} \text{ soit } H = V \cdot t / 2 = 3 t$$

TABLEAU 2 CALCUL DES DISTANCES ET DE LA PROFONDEUR DU MOHO.

| Stations | temps en s | d convertie en km | trajet S-R = H en km | $H^2 - d^2$ | h en km |
|----------|------------|-------------------|----------------------|-------------|---------|
| A | 29,9 | 83,7 | 89,7 | 1040 | 32,3 |
| B | 41 | 105,7 | 123 | 1761 | 41,7 |
| C | 30,3 | 86,2 | 90,9 | 832 | 28,9 |
| D | 38,3 | 110,7 | 114,9 | 947,5 | 30,5 |
| E | 34,2 | 100,9 | 102,6 | 386,95 | 18,5 |
| F | 54,8 | 160 | 164,4 | 1 429,36 | 37,8 |
| G | 60,7 | 179,7 | 182,1 | 868,32 | 29,5 |
| H | 42,4 | 125,6 | 127,2 | 404,48 | 20,4 |
| I | 43,3 | 128 | 129,9 | 490,01 | 22,1 |

Remarque : il est également possible d'utiliser le sinus et le cosinus de l'angle α ($\sin \alpha = d / H$ et $\cos \alpha = h / H$, d'où $h = H \cos \alpha$)

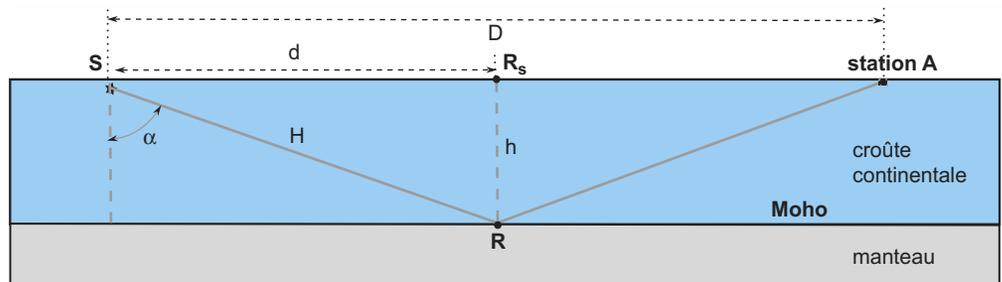


Figure 3 Profondeur du Moho en km

3. Le Moho est plus profond que la normale (30 km environ) sous les Vosges, à l'Ouest, et sous la Forêt Noire à l'Est (figure 3). Il remonte dans l'axe du fossé rhénan et dans la partie Sud de la Forêt Noire où il demeure moins profond que cette même normale. Ceci peut être interprété comme l'existence de racines crustales résiduelles sous les massifs varisques (hercyniens) des Vosges et de la Forêt Noire conformément au modèle isostatique de Airy. Pour ce qui est de la zone centrale, la remontée du Moho, et donc l'amincissement de la croûte continentale, s'accordent avec le caractère de fossé issu de l'extension lithosphérique tertiaire (Oligocène).

4. On peut attendre une anomalie gravimétrique négative de l'ensemble de la région puisque nous sommes en domaine continental et que la correction de masse a conduit à éliminer l'effet gravitaire des masses au-dessus de l'ellipsoïde de référence. Toutefois, sous le fossé rhénan, cette anomalie négative devrait être de moindre ampleur car la croûte continentale légère (densité de $2,7 \text{ kg.m}^{-3}$) occupe une moindre épaisseur, la partie « manquante » étant remplacée par de la péridotite mantellique plus dense (densité de $3,3 \text{ kg.m}^{-3}$). Inversement, sous les massifs hercyniens, l'anomalie devrait être encore plus négative, la racine crustale légère remplaçant le matériel mantellique (voir carte des anomalies de Bouguer, en rabat de couverture n° 6).

Exercice 5 La cinématique de la plaque Caraïbes

Avertissement : l'usage d'un rapporteur est conseillé pour la mesure ou le tracé des angles par rapport au Nord.

Deux approches, entre autres, permettent de déterminer le mouvement des plaques, la sismo-tectonique ou *analyse des mécanismes de rupture au niveau des foyers sismiques* et l'analyse de l'évolution de la position de points de référence par technique GPS. L'objectif du présent exercice est de confronter les données de ces deux approches à propos de la plaque Caraïbes.

Voir chapitre 3, encarts 3.5 et 3.9

1. À partir de l'examen de la **figure 1**, justifiez la notion de « plaque Caraïbes » et décrivez brièvement les caractéristiques apparentes de ses différentes frontières en assimilant sa forme à un « rectangle ».

2. Analysez pour chaque segment de frontière une sphère focale (la projection en plan horizontal de l'hémisphère inférieur en fait) représentative (voir liste ci-après) de manière à déterminer les caractéristiques de la faille associée au séisme (direction du pendage, valeur relative de l'inclinaison, jeu des compartiments) et la direction des vecteurs glissements qui permettent de caractériser le mouvement relatif entre plaques. Argumentez au mieux votre analyse en levant en particulier l'indétermination de 90° sur la position du plan de rupture pour chaque sphère. Proposez une interprétation du mode de rupture selon un plan vertical convenablement orienté pour la première d'entre elles.

Sphères focales à analyser :

- pour la frontière Ouest : sphère focale n° 9 ; schéma interprétatif attendu ;
- pour la frontière Nord : sphère focale n° 2 ;
- pour la frontière Est : sphère focale n° 5 ;
- pour la frontière Sud : sphère focale n° 6.

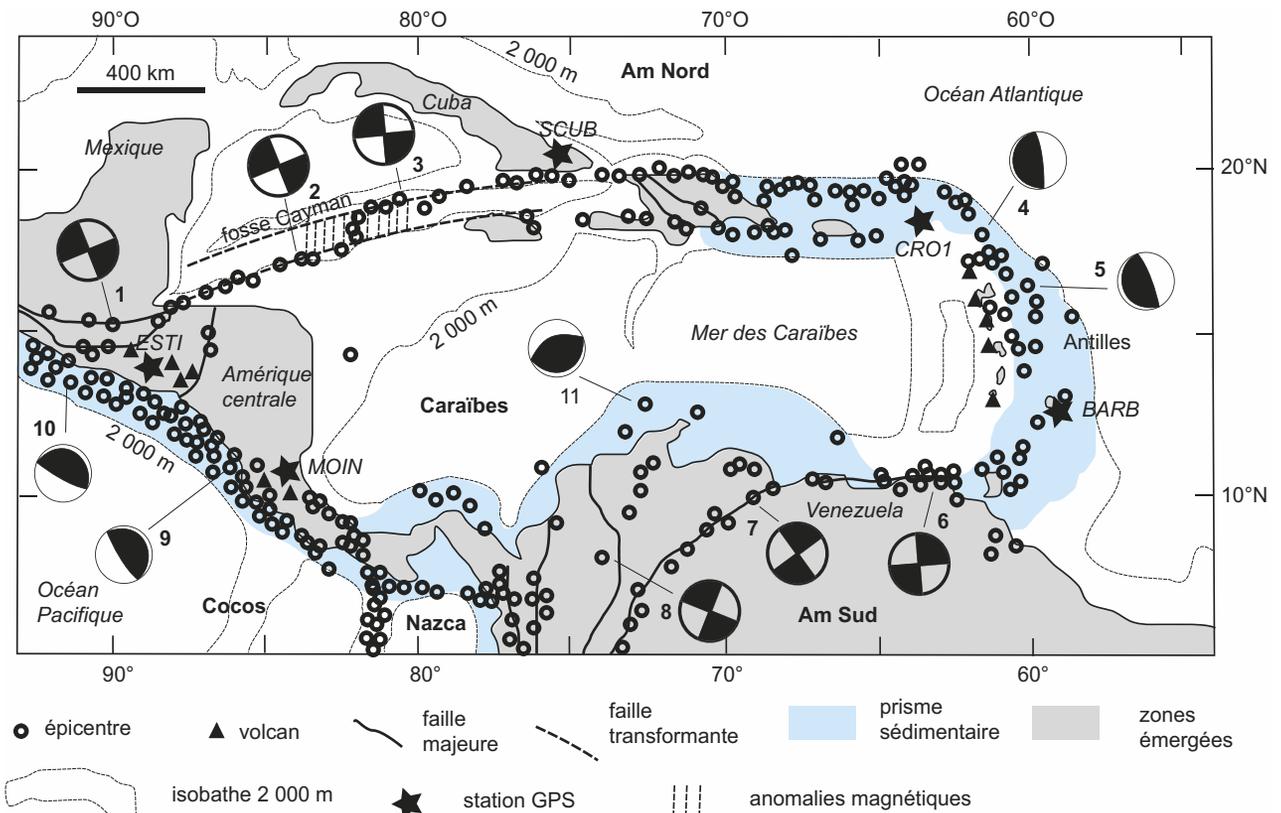


Figure 1 Caractères sismiques de la région Caraïbes et position des stations GPS de référence

Reportez les vecteurs glissement sur une carte simplifiée de la plaque Caraïbes (calque par exemple).

3. À partir des divers mouvements relatifs ainsi identifiés, quelle hypothèse pouvez-vous formuler au sujet du mouvement d'ensemble de la plaque Caraïbes ? Comment est-il possible de concilier les mécanismes au foyer de la frontière Ouest avec cette hypothèse ?

4. Que pouvez-vous déduire des relations tectoniques entre la plaque Caraïbes et la plaque Amérique du Sud à partir de l'examen de la sphère focale n° 11 ?

Afin de tester la robustesse des résultats précédents, on se propose d'analyser les données GPS de quatre stations appartenant à la plaque Caraïbes par rapport à une station qui sera supposée fixe et qui n'appartient pas à cette plaque, la station SCUB sur l'île de Cuba. La position des balises (figure 1) a été suivie de 1996 à 2007 ce qui a permis de déterminer les vitesses annuelles de déplacement en latitude et en longitude. Les déplacements sont comptés positivement lorsqu'il y a mouvement vers le Nord pour la latitude et mouvement vers l'Est pour la longitude.

TABLEAU 1 VITESSES MOYENNES ANNUELLES DE DÉPLACEMENT DE STATIONS GPS DE LA RÉGION CARAÏBES

| Station | V latitude en mm/an | V longitude en mm/an |
|-------------|---------------------|----------------------|
| SCUB (Cuba) | 5,4 | - 8,9 |
| CRO1 | 12,8 | 9,8 |
| BARB | 14,6 | 10,5 |
| ESTI | 13,5 | 11,0 |
| MOIN | 1,9 | 13,0 |

5. Recalculez les vitesses de déplacement en latitude et en longitude des quatre stations de la plaque Caraïbes par rapport à la station SCUB considérée comme fixe (reproduire le tableau 1 en le complétant).

6. Déterminez à partir de là la norme de chaque vecteur de déplacement total et sa direction par rapport au Nord (on l'exprimera par l'angle entre le Nord et le vecteur déplacement, angle compté dans le sens horaire). Intégrez ces résultats au tableau de la question précédente.

7. Reportez vos résultats sur la carte simplifiée de la plaque Caraïbes (échelle à adopter : 1 cm en carte pour une vitesse de 10 mm/an) et comparez-les avec ceux de la sismotectonique.

Corrigé

1. Il est possible de parler de « plaque Caraïbes » car on est en présence d'un vaste domaine asismique donc rigide, centré sur la mer des Caraïbes et ceinturé par des zones sismiques assez étroites dans l'ensemble. La bordure Ouest, zone de rencontre de l'océan Pacifique et du continent Amérique centrale, siège de volcanisme, est une marge active. La frontière Nord, constituée pour partie de plancher océanique encadré par deux failles transverses, est une frontière transformante. La bordure Est, également volcanique mais sans trace évidente de continent, est vraisemblablement une frontière de type arc volcanique (rencontre océan – océan). La bordure Sud enfin est pour partie une marge active puisque s'y affrontent continent et océan mais sans trace de volcanisme.

2. **Analyse de la sphère focale n° 9 :** la direction ou azimut de l'horizontale de cette faille est obtenue en rejoignant les extrémités opposées des arcs de cercle, soit N 150° environ ici. Ce qui conduit à deux hypothèses pour le plan de rupture : soit un pendage faible (arc de cercle bien prononcé) vers le N-E (N 60°), soit un pendage fort (arc de cercle peu marqué) vers le S-O (N 240°). La représentation de l'hémisphère inférieur selon un plan vertical N-E/S-O (figure 2a) montre qu'il s'agit d'une faille inverse dans chaque hypothèse (le sens du mouvement est obtenu en allant du secteur en dilatation au secteur en compression et, dans les deux cas, le toit est soulevé). Il est possible de réfuter la seconde hypothèse car elle supposerait que c'est le domaine

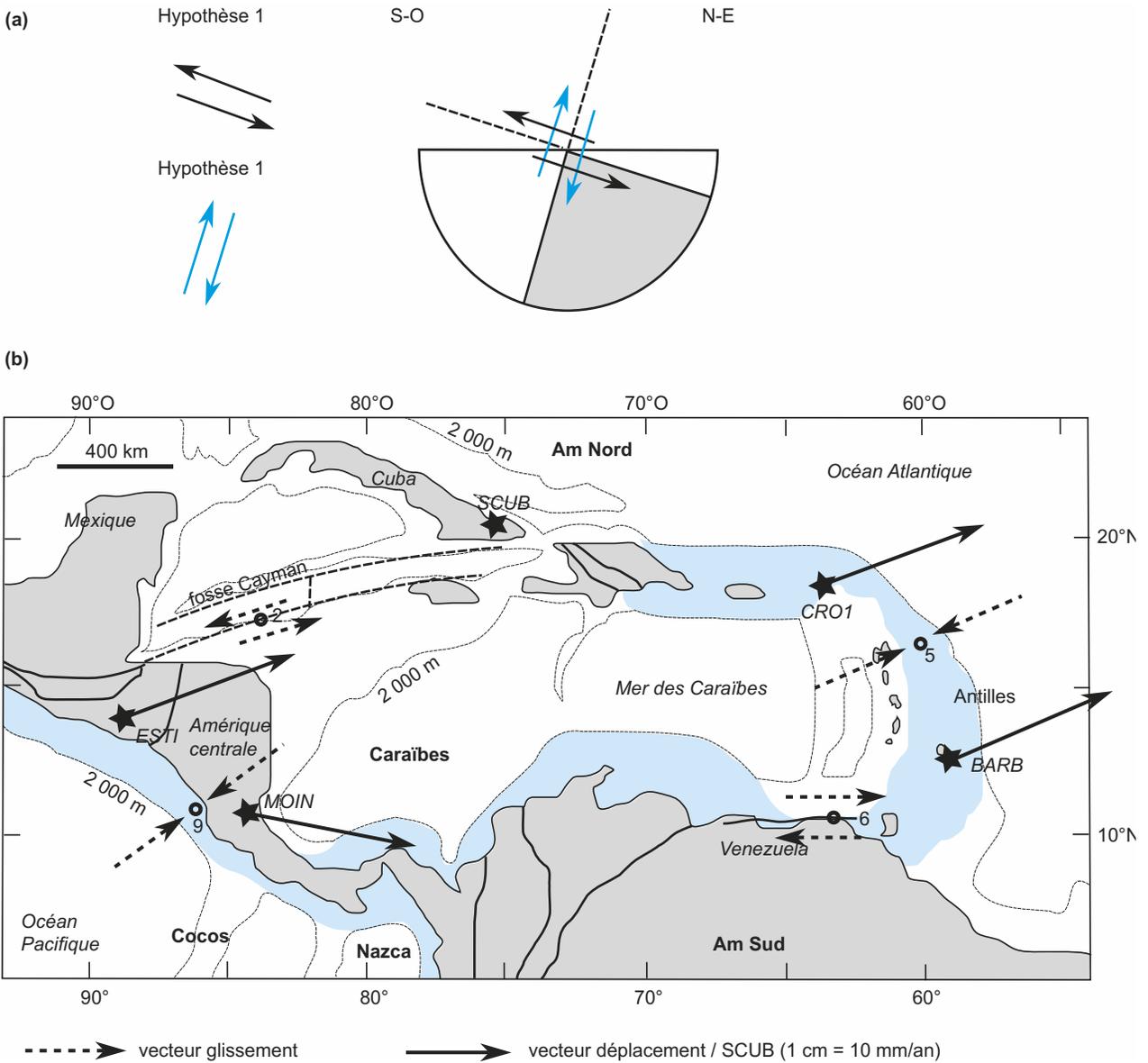


Figure 2 (a) interprétation du mécanisme au foyer de la sphère focale n° 9 ;
 (b) géométrie des vecteurs glissement et des vecteurs déplacement total.

océanique qui chevauche le domaine continental (les reliefs océaniques et continentaux actuels de cette région l'infirmant) ; la position des volcans qui sont à l'aplomb du plan de subduction démontre le pendage N-E de celui-ci. La rupture s'est donc produite selon un plan de faille N 60° à faible inclinaison ; il est alors possible de tracer les vecteurs glissement exprimant les mouvements relatifs à cette frontière, vecteurs perpendiculaires à l'azimut et convergents (figure 2b).

Analyse de la sphère focale n° 2 : la présence en projection horizontale des quatre quartiers, deux de compression et deux de dilatation, est typique d'un décrochement (faille à pendage verticale par conséquent) ; reste à trancher entre un plan de rupture sensiblement N/S (N 160°

en fait) ou sensiblement E/O (N 70°). La distribution des séismes selon une bande E/O dans cette région ainsi que la présence de deux failles transformantes de même direction indiquent très clairement qu'il s'agit d'un décrochement E/O de caractère sénestre (voir le report des vecteurs glissement sur la [figure 2b](#)).

Sphère focale n° 5 : un raisonnement analogue à celui mené pour la sphère focale n° 9 permet de conclure au jeu d'une faille inverse d'azimut N 160°, de pendage N 250° (S-0) à faible inclinaison, qui exprime la subduction de la portion océanique atlantique de la plaque Amérique sous la plaque Caraïbes, subduction matérialisée par l'arc volcanique des Antilles associé à un vaste prisme sédimentaire du côté océan Atlantique (voir le report des vecteurs glissement sur la [figure 2b](#)).

Sphère focale n° 6 : cette dernière évoque la sphère focale n° 2 si ce n'est l'inversion des quadrants de compression et dilatation ; il s'agit donc d'un décrochement toujours E/O mais dextre cette fois-ci ce qui est en accord avec la présence d'une faille majeure de même direction à cet endroit. Ce décrochement s'incurve toutefois en direction du Sud lorsqu'on se dirige vers le secteur andin (raccordement avec les failles N/S de cet édifice). Les vecteurs glissement sont reportés sur la [figure 2b](#).

3. L'observation sur la [figure 2b](#) des directions des vecteurs glissements de la plaque Caraïbes montre un accord en direction et en sens de trois sur quatre d'entre eux, suggérant un déplacement général de la plaque vers l'Est. Comment concilier cela avec les vecteurs glissement du bord occidental ? Il ne faut pas oublier qu'on ne détermine que des mouvements relatifs à chaque frontière de plaques. Dans le cas de la frontière Est, si on suppose que les deux plaques migrent globalement dans le même sens mais à des vitesses différentes (la plaque Cocos plus rapidement que la plaque Caraïbes), le régime des contraintes à la frontière est bien alors un régime de compression. Cela est compatible avec un mouvement général vers l'Est de toute la plaque Caraïbes, « poussée à l'arrière » par la plaque Cocos.

4. La sphère focale n° 11, de type faille inverse d'azimut N 70° et de pendage Sud (N 160°) à faible inclinaison (au vu de la position du continent par rapport à l'océan et de la présence d'un prisme sédimentaire) traduit un mouvement de convergence vers le Nord de la plaque Amérique du Sud qui risque à terme de scinder en deux la plaque Caraïbes.

5.et 6. Les vitesses des stations prises comme références pour la plaque Caraïbes par rapport à la station SCUB sont obtenues par soustraction algébrique de la vitesse de cette dernière ; la norme du vecteur déplacement total est calculée par application du théorème de Pythagore et l'angle à partir de l'expression de la tangente.

| Station | V lat _{/SCUB} en mm/an | V lon _{/SCUB} en mm/an | V tot _{/SCUB} en mm/an | Angle par rapport au N |
|---------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------|
| CRO1 | 7,4 | 18,7 | 20,1 | 68° |
| BARB | 9,2 | 19,4 | 21,5 | 65° |
| ESTI | 8,1 | 19,9 | 21,5 | 68° |
| MOIN | - 3,5 | 21,9 | 22,2 | 99° |

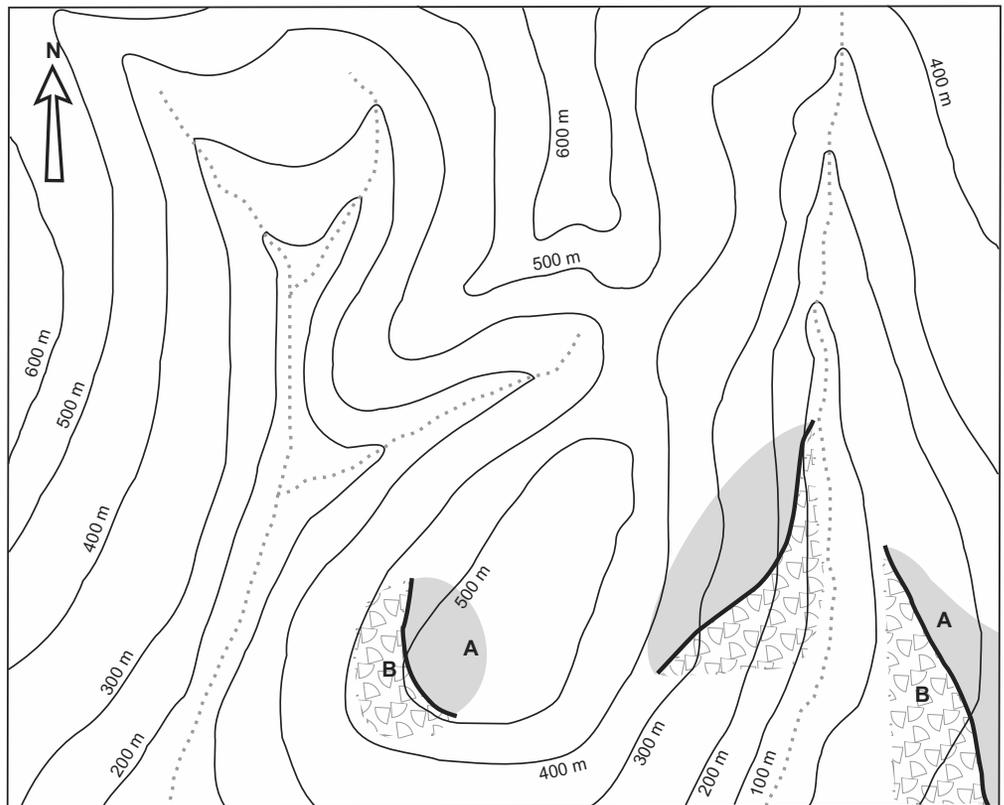
7. Les vecteurs « déplacement total » sont tracés sur la [figure 2b](#). On constate ainsi la bonne correspondance entre ceux-ci et les vecteurs glissement déduits des mécanismes au foyer, à l'exception de la station MOIN. Cela démontre l'obligation de raisonner sur le plus grand nombre de points et de données possibles car il existe toujours des phénomènes locaux singuliers générant des régimes de contraintes différents de ceux de la situation générale. La station MOIN se trouve, par exemple, dans le prolongement de la ride Cocos (héritage du point chaud des Galapagos) qui passe dans le plan de subduction, lequel est à faible pendage ici. Cela génère vraisemblablement un champ de contraintes local propre. D'autre part, la poussée de la plaque Cocos n'est certainement pas orthogonale à la frontière Ouest de la plaque Caraïbes ce qui signifie qu'il peut y avoir une composante cisailante dans ce secteur.

Exercice 6 Comment compléter la trace d'un contour géologique en carte et déterminer le pendage exact ?

Les observations de terrains effectuées lors des relevés des contours géologiques des unités stratigraphiques sont en général discontinues en raison du couvert végétal ou des dépôts quaternaires (alluvions, éboulis...) qui masquent le sous-sol. Le géologue est donc amené à extrapoler entre deux affleurements les contours géologiques de manière à fournir un document cartographique exploitable.

La figure 1 présente un exemple de relevés où la limite (trait gras dans ce cas) entre deux unités sédimentaires notées A et B ici (deux étages par exemple – voir rabat de couverture 5) a été repérée en trois lieux différents. L'objectif présent est de :

- compléter cette carte de manière à disposer d'un tracé continu en faisant l'hypothèse que la surface délimitant les deux unités reconnues (A au Nord, B au Sud) est plane et non pas courbe ;
- déterminer le pendage (azimuts de l'horizontale et de la ligne de plus grande pente, valeur de l'inclinaison) de ce plan-limite et reporter le sigle T sur la carte.



Échelle = 1/25 000

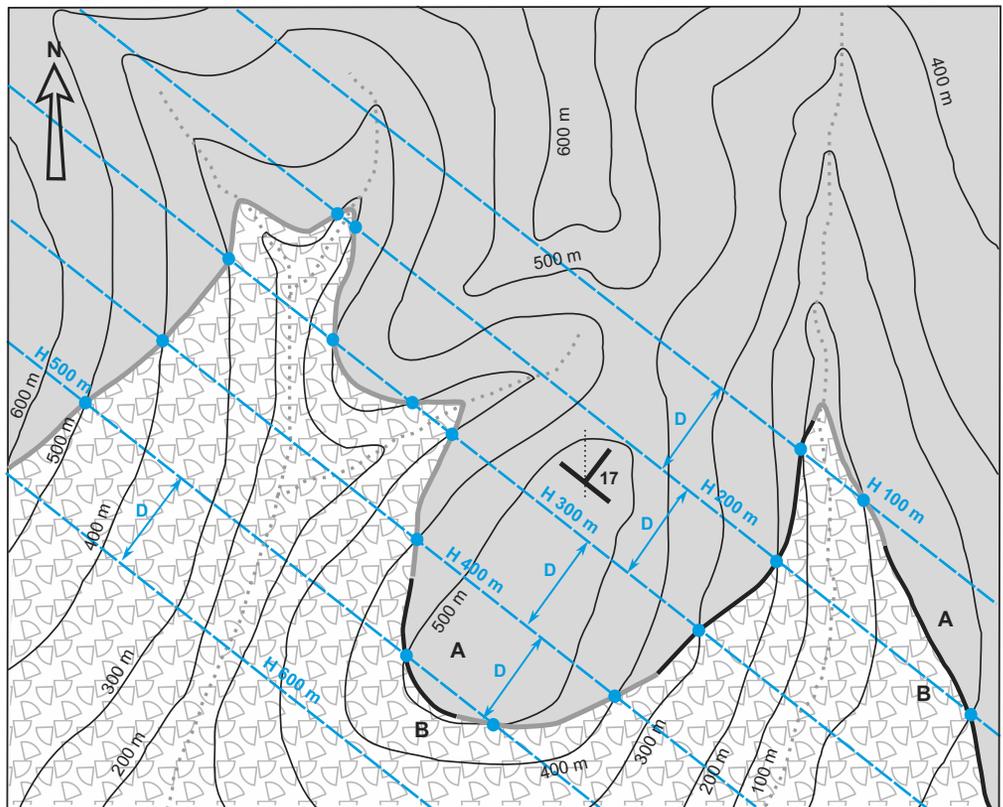
Figure 1 Relevés du contour entre deux unités stratigraphiques A et B sur un fond topographique au 1/25 000

1. Tracez sur ce fond topographique la construction géométrique permettant de compléter les contours déduits des observations de terrain. La trace sera dessinée en trait gras.
2. Déterminez les azimuts exacts de l'horizontale et de la ligne de plus grande pente de cette surface (l'angle par rapport au Nord sera compté positivement dans le sens horaire) et la valeur en ° de l'inclinaison. Tracez le sigle T (pendage) correspondant sur la carte (au niveau des affleurements de l'unité A par exemple).

Corrigé

1. La première étape de la construction consiste à repérer une horizontale du plan étudié de façon à en définir l'azimut. Pour ce faire, il faut identifier **deux points de même altitude situés sur le tracé du plan**. Cela n'est possible que dans le quart S-E de la carte pour deux points qui sont à l'intersection de la courbe de niveau 200 m et de la limite du plan sur chaque flanc de la vallée N/S. La droite passant par ces deux points ou horizontale à 200 m (notation H 200 m sur la figure 2) fournit l'azimut de l'horizontale de ce plan soit N 130° environ.

La seconde étape revient à tracer les horizontales H 100 m et H 300 m, toutes deux parallèles à H 200 m et passant par les points à l'intersection de la trace du plan-limite et de la courbe de niveau correspondante. Cela permet de constater que l'espacement D entre ces horizontales est constant, confirmation du caractère planaire de la surface qui délimite les unités A et B. On est alors en mesure d'identifier sur la figure 2 tous les points qui sont à l'intersection d'une horizontale donnée et de la courbe de niveau de même altitude (un seul point pour H 100 m, mais deux pour H 200 m et 4 pour H 300 m).



Échelle = 1/25 000

Figure 2 La figure 1 complétée

Dans une dernière étape, on trace H 400 m et H 500 m (voire H 600 m) en repérant les points d'intersection avec les courbes de niveau de même altitude. On rejoint alors tous les nouveaux points d'intersection, ce qui permet de compléter les trois portions de tracés du départ. Il faut prendre soin à bien révéler par le dessin les pointes des V au niveau des vallées. Pour mieux dégager l'extension de chaque unité stratigraphique et le contour entre elles, les figurés de la figure 1 ont été étendus à toute la carte.

2. Le pendage des terrains est déjà repérable aux V dans les vallées mis en évidence par la construction précédente ; il est en première approximation N à N-E. L'azimut des horizontales de ce plan-limite est N 130° comme indiqué précédemment et l'azimut de la ligne de plus grande pente N 40° environ soit N-E. Le calcul de l'inclinaison fait appel à l'équidistance e des courbes de niveau, 100 m dans ce cas, et à la distance D séparant deux horizontales successives soit 13 mm en carte. Cette valeur de 13 mm doit être multipliée par le facteur de réduction 25 000 (voir l'échelle) ce qui correspond à 325 m. Il vient :

$$\alpha = \arctan (100/325) = 17^\circ$$

Le T correspondant est reporté sur la [figure 2](#).

Exercice 7 Construire un schéma structural à partir d'un extrait de carte géologique

Construisez un schéma structural de l'extrait de la carte géologique de Valence au 1/250 000 ([cahier couleur, page 44](#)) en utilisant la fiche méthode 2 et retracez brièvement l'histoire de cette région.

Remarque : les formations paléozoïques du quart N-O de la carte ont été volontairement occultées en raison de leur complexité structurale.

Corrigé

Le document ne comporte que des formations sédimentaires méso- et cénozoïques qu'il convient d'organiser en fonction des discordances repérables. Les terrains du Crétacé inférieur (n_1 à n_7) et supérieur (c_1 à c_6) sont concordants à la différence des terrains de l'Eocène, de l'Oligocène et du Miocène qui reposent sur des murs d'âges variés. S'agit-il systématiquement de discordances d'origine tectonique ?

- Dans le cas de l'Eocène inférieur (e_{1-4}), la concordance avec les étages du Crétacé supérieur est nette dans le secteur oriental (région au Nord d'Uzès par exemple) alors que, plus à l'Ouest, ce terme repose directement sur le Crétacé inférieur de faciès urgonien (n_{4-5U}) ce qui peut être interprété comme la conséquence d'une émergence sans plissement à la limite Crétacé - Eocène et d'une érosion consécutive, surtout dans le secteur occidental.
- Par contre, les autres étages de l'Eocène (e_6 et e_7) et de l'Oligocène inférieur (g_1) sont nettement discordants sur les terrains plus anciens et globalement concordants entre eux. Cela traduit donc une **phase orogénique intra-Eocène** (post- e_4 et ante- e_6) qui se concrétise par des plis d'axe E-O identifiés sur la [figure 1](#), lesquels résultent d'une **compression N-S**, marqueur de la phase pyrénéo-provençale dans ce cas.
- Dépôt le plus récent dans cette région, le Miocène inférieur (m_1) présente également une disposition discordante par rapport aux termes du Crétacé et de l'Eocène inférieur. Par contre, l'absence de contact direct avec l'Oligocène ne permet pas de savoir s'il s'est produit ou non une autre orogénèse entre Oligocène et Miocène. Sa position topographique en contrebas des affleurements d'Oligocène suggère toutefois le développement de mouvements à grand rayon de courbure à la limite oligo-miocène.

Outre ces discordances, il importe de souligner la distribution très particulière des terrains de l'Eocène supérieur et surtout de l'Oligocène selon une bande N-E/S-O dans le secteur occidental, de part et d'autre de la localité d'Alès. Ces affleurements sont encadrés par un système de failles normales qui exprime le développement d'une **phase de distension N-O/S-E intra-oligocène** (bien avoir à l'esprit que la sédimentation accompagne la distension compte tenu de l'étalement dans le temps du phénomène tectonique – de l'ordre de quelques Ma – et de la création d'un relief négatif, piège à sédiments en provenance des reliefs positifs voisins, les lèvres du fossé ; des loupes de glissement de matériaux crétacés affleurent d'ailleurs au sein de l'Oligocène, à l'Est d'Alès). La modeste discordance du Miocène pourrait ainsi trouver explication.

Au final, cette région cumule les formes tectoniques de deux types de déformation, l'une « ancienne » de compression, l'autre récente de distension, chacune ayant sa géométrie propre.

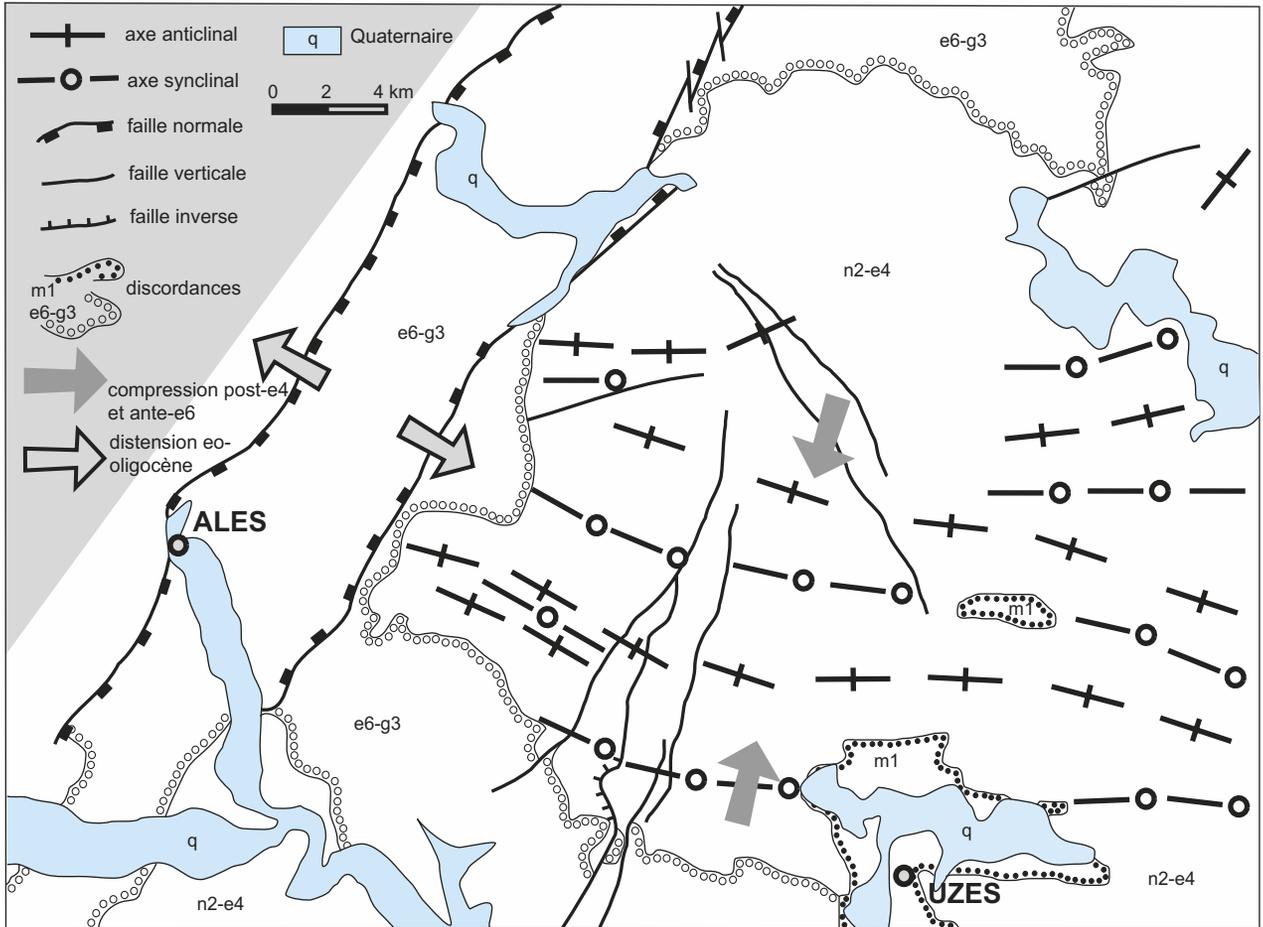


Figure 1 Schéma structural de la région d'Alès - Uzès (Gard).

Exercice 8 Analyse d'un paysage

Le cliché de la [figure 1](#) a été réalisé sur versant Sud des Pyrénées, dans la région de Pobla de Segur. Les couches claires sont des calcaires marins d'âge crétacé tandis que les couches foncées sont des poudingues d'âge oligocène.

Décrivez ce paysage. Reconstituez la succession des événements qui l'ont affecté.



Figure 1 Photographie.

Corrigé

Les deux séries sédimentaires présentent une géométrie différente : le pendage des strates est quasiment nul pour les poudingues et de l'ordre de 45° Ouest pour les calcaires. La surface qui sépare les deux séries peut être interprétée comme une discordance angulaire.

Des sédiments carbonatés se sont déposés en milieu marin durant le crétacé. Un événement tectonique a conduit au basculement des strates couches expliquant le pendage d'environ 45° vers l'Ouest. Une période d'émergence a permis la mise en place d'une surface d'érosion sur laquelle se sont déposés les conglomérats oligocènes. Ces formations témoignent de l'érosion d'un relief. Il peut avoir été créé lors de la phase tectonique à l'origine du basculement des couches calcaires crétacées.

Cet événement tectonique est postérieur au dépôt des couches crétacées mais antérieur au dépôt des conglomérats oligocènes. La lacune de sédimentation éocène correspond à l'ensemble basculement puis érosion. Il s'agit ici d'une phase de la formation des Pyrénées lors de la rencontre de la plaque ibérique et de la plaque européenne au début du Cénozoïque.

Exercice 9 Étude d'une déformation dans la région de St Chinian

La **figure 1** (cahier couleur, p. 44) est un secteur agrandi de la carte géologique de Saint-Chinian (Hérault) au 1/50 000. Elle montre quatre affleurements d'âge et de lithologie différents :

- e₄ : Cuisien. Ensemble fluviatile;
- e_{3b2} : Ilerdien. Marnes grises;
- e₁ : Vitrollien. Formation fluviatile rouge;
- C₇ : Maastrichtien calcaire (a) et gréseux (b).

La **figure 2** (cahier couleur, p. 44) est une photographie prise à l'endroit repéré par la flèche.

1. Réalisez une coupe à main levée orientée N/S passant par la flèche. Vous considérerez que le relief est plat.
2. Observez soigneusement la photographie et recherchez des marqueurs d'un déplacement. Orientez-le en justifiant votre réponse. Un schéma légendé est demandé.
3. Proposez une explication au profil représenté en 1 à l'aide de votre réponse à la question 2.

Corrigé

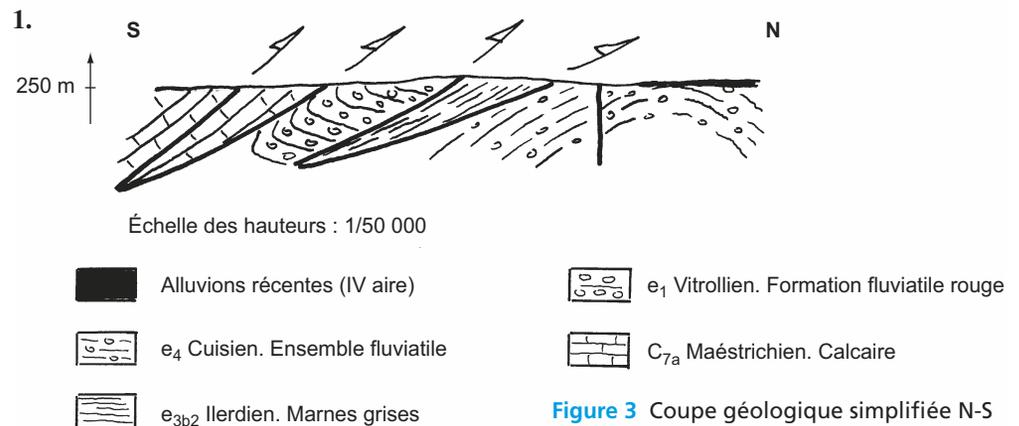


Figure 3 Coupe géologique simplifiée N-S

2. Le cliché montre deux zones repérables par un changement de couleur : la roche grise du haut est le calcaire maastrichtien (C₇) tandis que la roche du bas correspond au faciès vitrollien (e₁). Vous pouvez observer que le calcaire présente des canelures obliques de direction grossièrement N/S ce qui donne la direction du déplacement relatif du calcaire par rapport à la roche vitrollienne. Cette dernière présente des crochons orientés vers le N ce qui donne le sens du déplacement. La figure 4 présente un schéma de cet affleurement.

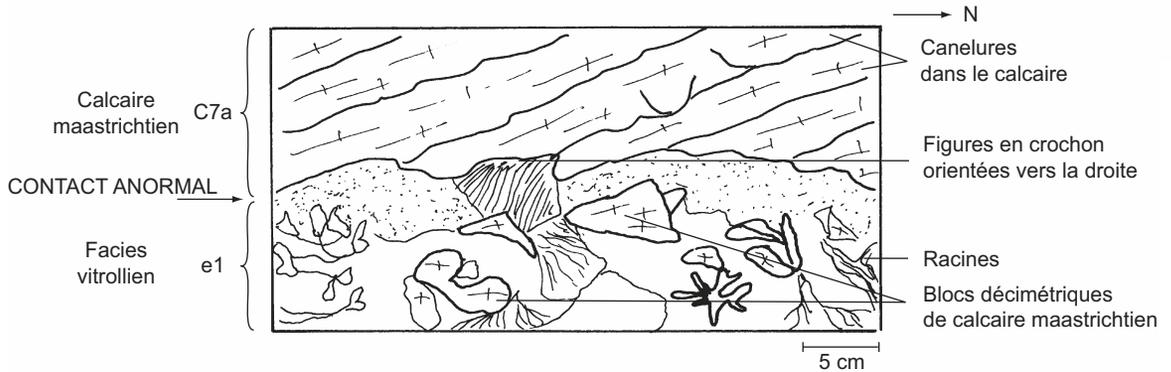


Figure 4 Schéma de l'affleurement.

3. Le figuré permet d'identifier le chevauchant (C_7) et le chevauché (e_1). Des roches plus anciennes reposent sur des roches plus récentes par un contact anormal. La poussée responsable de cette tectonique tangentielle venait donc du S et elle est postérieure à l'éocène car ces terrains sont affectés par la déformation. Il s'agit d'une déformation cassante liée à une orogénèse pyrénéenne récente.

Exercice 10 Évolution tectonique de la Sainte-Baume (Provence)

La figure 1 est une coupe géologique simplifiée du chaînon de la Sainte-Baume et de ses abords à l'Est de Marseille. À partir de l'analyse de cette coupe et des données fournies par la figure 2, dégagez les étapes et la chronologie de l'évolution tectonique régionale.

La figure 2 indique des niveaux stratigraphiques dont certains n'apparaissent pas sur la coupe. F est une faille. ϕ et ϕ' sont des contacts anormaux.

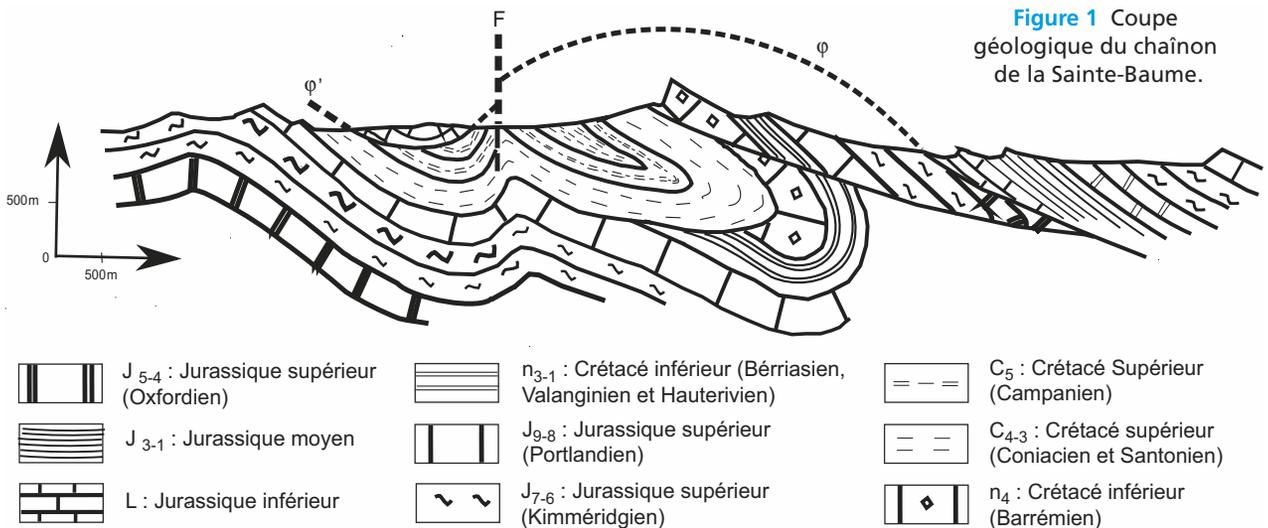


Figure 1 Coupe géologique du chaînon de la Sainte-Baume.

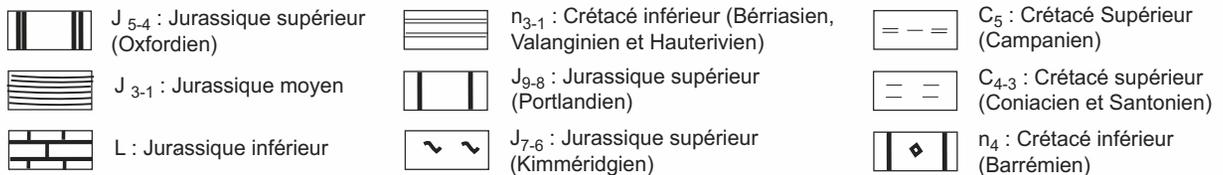


Figure 2 Légende de la coupe

Corrigé

La coupe montre une **discordance des terrains du Crétacé supérieur** (C_{4-3} et C_5) sur les terrains plus anciens du Jurassique et du Crétacé inférieur. Ceci implique une **phase de déformation** à la limite Crétacé inférieur/Crétacé supérieur. C'est une déformation continue plastique avec formation de plis ; un raccourcissement NO-SE (compression ?) est plausible selon la coupe.

Les terrains du Crétacé supérieur sont également plissés et il faut admettre une **seconde phase de plissement post-Crétacé supérieur**. De plus, ces terrains du Crétacé supérieur sont surmontés par une unité de terrains d'âge Jurassique à Crétacé inférieur tronquée à sa base par deux surfaces de charriage. Il faut donc envisager une **phase de charriage postérieure à la seconde phase de plissement** mais l'âge exact de ce charriage ne peut pas être précisé. Ces déformations (seconde phase de plissement puis charriage) se superposent aux précédentes. Au cours de cette dernière phase de déformation (charriage), le raccourcissement NW-SE indique une contrainte maximale **σ_1 horizontale de direction NW-SE**.

La faille F qui affecte le plan et les terrains C₄₋₃ et C₅ démontre l'existence d'une **déformation cassante** postérieure au charriage mais elle ne peut être datée avec plus de précision.

En résumé : l'évolution tectonique comporte 4 étapes principales :

- une première phase de plissement à la limite Crétacé inférieur/Crétacé supérieur ;
- une deuxième phase de plissement post-Crétacé supérieur ;
- la mise en place d'unités charriées ;
- une déformation cassante postérieure au charriage.

Ces différentes phases de déformation illustrent la tectonique qui affecte les chaînes subalpines dès la fin du Crétacé et au Tertiaire.

Exercice 11 Évolution structurale d'un secteur de la région d'Aubagne (Provence)

La **figure 1** est une carte géologique simplifiée d'un secteur situé au Nord du massif de la Sainte Baume réalisée à partir de la feuille géologique d'Aubagne (1/50 000). La **figure 2** est une légende.

D'après la lecture de cette carte, dégager les étapes de l'évolution structurale du secteur et préciser leur chronologie.

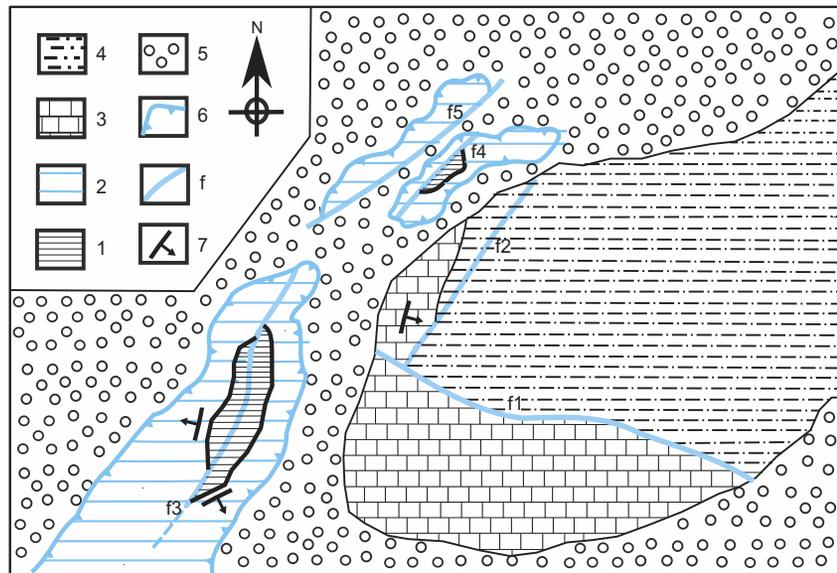


Figure 1 Carte géologique simplifiée.

- | | | |
|---|--|-------------|
| 1 : Jurassique moyen | 4 : Jurassique supérieur (Portlandien supérieur) | |
| 2 : Jurassique supérieur (oxfordien - Kimméridgien) | 5 : Crétacé supérieur | f : faille |
| 3 : Jurassique supérieur (Portlandien inférieur) | 6 : Contact anormal | 7 : pendage |

Figure 2 Légende.

Corrigé

L'extrait de la carte montre deux domaines bien distincts :

- des **unités de terrains allochtones** (3 unités) limitées par un figuré de contact chevauchant (ici refermé sur lui-même). Les terrains formant ces unités chevauchantes sont d'âge Jurassique moyen et Jurassique supérieur (Oxfordien-Kimméridgien).
- un **domaine autochtone** comportant des formations du Jurassique supérieur (Portlandien inférieur et supérieur) et du Crétacé supérieur.

Les relations entre ces différents domaines, l'examen des rapports du Crétacé supérieur avec les terrains plus anciens, l'étude des pendages et des différentes failles permettent de reconstituer l'évolution structurale du secteur et d'en distinguer les étapes :

- **dépôt des terrains autochtones** datés du Jurassique supérieur (Portlandien inférieur et supérieur) et du Crétacé supérieur ;
- **structuration du domaine autochtone** :
 - déformation plastique (signes de pendage, plis),
 - fracturation en deux épisodes successifs (faille f2 puis f1 car f1 recoupe et interrompt f2).
- **dépôt des terrains du Crétacé supérieur discordants** sur les précédents (points triples) dont ils masquent les failles ;
- **chevauchement ou charriage** mettant en place les unités allochtones formées de terrains d'âge Jurassique moyen et Jurassique supérieur (Oxfordien-Kimméridgien) ;
- **épisode de déformation cassante tardive** révélé par la faille f5 qui tronque une unité allochtone, recoupe le plan de chevauchement et affecte l'autochtone (Crétacé supérieur).

Important :

- les terrains formant les unités allochtones avaient été déformés avant le charriage (déformation anticlinale indiquée par les pendages divergents et l'axe des plis d'âge Jurassique moyen ; failles f3 et f4 dans l'axe des plis mais ne se prolongeant pas au-delà du plan de chevauchement) ;
- la déformation des unités allochtones peut très bien être contemporaine de celle des terrains autochtones.

Exercice 12 Caractères de la fusion partielle d'un mélange ternaire clinopyroxène – plagioclase calcique – olivine

La pétrologie expérimentale est un moyen d'analyser les conditions de fusion de divers assemblages minéralogiques de manière à mieux comprendre la manière dont sont produits les magmas. Dans cet exercice, on se propose d'étudier le comportement de l'association minéralogique ternaire « diopside (clinopyroxène) – anorthite (plagioclase calcique) – forstérite (olivine magnésienne) », apparentée à celle des péridotites et soumise à échauffement sous pression atmosphérique ($P = 1 \text{ atm}$ ou $0,1 \text{ MPa}$) (figure 1).

1. La minéralogie de la roche-mère de départ dans le système ternaire considéré est figurée par le point R. À quelles proportions de minéraux correspond ce point R ? De quel type de péridotite s'agit-il ?
2. Décrivez de manière simplifiée l'évolution de cet assemblage lors de son échauffement et nommez le point M.
3. De manière à identifier les conséquences chimiques sur le magma produit d'une fusion partielle, restreinte au point M, calculez la composition massique en silice (SiO_2) de ce point M, sachant que la teneur massique en silice du diopside est de 55 %, celle de l'anorthite et de la forstérite de 43 %. Comparez la valeur obtenue à celle de la roche-mère de départ R et concluez sur l'incidence chimique de la fusion partielle de ce mélange.
4. À quel type de magma s'apparente cette composition en silice ? Quelle proportion massique de magma M peut être produite dans le cas présent ?
5. En quoi ces résultats sont-ils ou non représentatifs de la situation naturelle ? Citez le contexte géodynamique où le phénomène étudié peut avoir lieu.

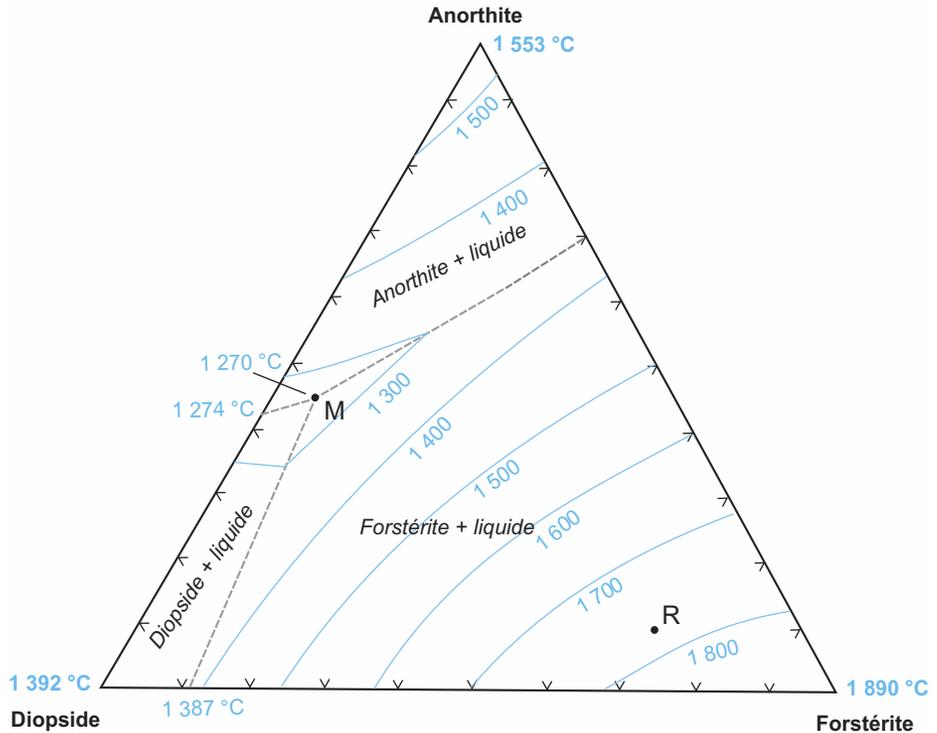


Figure 1 Diagramme ternaire « diopside – anorthite – forstérite » à $P = 1$ atm.

Corrigé

1. Les proportions de minéraux au point R sont : 70 % de forstérite, 20 % de diopside et 10 % d'anorthite. Il s'agit donc d'une minéralogie qui s'apparente à celle d'une péridotite « fertile » de type lherzolite.
2. Lors de son échauffement, le mélange R connaît un début de fusion à $T_M = 1270$ °C et le premier liquide produit a la composition du point M par suite de la fusion des trois phases minéralogiques dans les proportions suivantes : 50 % de diopside, 45 % d'anorthite et 5 % de forstérite. La fusion se maintient à cette température T_M tant qu'il y a de l'anorthite à fondre ; c'est en effet le minéral limitant ici puisque le moins abondant initialement et le second en importance dans la fusion. Le point M a valeur de minimum thermique ou eutectique. Une fois l'anorthite totalement fondue, la température augmente et la chimie du liquide évolue sur la droite cotectique qui sépare les champs de stabilité du diopside et de la forstérite et ce jusqu'à consommation totale du diopside (on peut obtenir le point limite en traçant une droite partant du pôle forstérite et passant par R). Puis la fusion s'achève par consommation du reliquat de forstérite.
3. La composition massique en silice de M est déterminée par application des proportions de chaque phase soit $0,5 \times 55 + 0,45 \times 43 + 0,05 \times 43 = 49$ % ; de même l'application des proportions minéralogiques de R aboutit au résultat suivant : $0,7 \times 43 + 0,1 \times 43 + 0,2 \times 55 = 45,4$ %. L'eutectique M est donc enrichi en silice de 3,6 % ce qui représente un gain de près de 8 % en silice par rapport à la roche-mère R.
4. Cette teneur en silice du liquide s'apparente à celle d'un magma basaltique. La masse totale de composition M produite correspond à la consommation intégrale d'anorthite, minéral limitant, à laquelle il faut ajouter les masses des deux autres minéraux qui y participent dans le rapport de 50/45 pour le diopside et de 5/45 pour la forstérite soit $10 \times (1 + [50/45] + [5/45]) = 22,2$ %.

5. La teneur en silice et la masse de composition eutectique susceptible d'être produite sont conformes à ce que l'on avance concernant la production des magmas basaltiques. Toutefois, l'enrichissement modeste en silice est plus le fait d'un basalte alcalin alors que le taux de fusion optimum de 22,2 % relève davantage d'un magma tholéiitique. Cette divergence tient au fait que n'est pas prise en compte ici la participation à la fusion des orthopyroxènes qui conduirait à un enrichissement en silice un peu plus marqué. Sinon la pression de 0,1 MPa n'est en rien représentative de la pression à laquelle se déroule la fusion (au moins 1 GPa si on considère une fusion à 30 km de profondeur) et les températures sont elles-mêmes non représentatives car sous-évaluées.

Le contexte naturel où la fusion de la péridotite relève d'une surchauffe est celui des points chauds, secteurs où le flux géothermique est très nettement supérieur à la normale car alimenté par des panaches de matériaux profonds vecteurs de chaleur provenant soit de la frontière manteau supérieur – manteau inférieur (Islande), soit de la frontière manteau inférieur – noyau (Hawaï).

Exercice 13 Conditions et caractères de la fusion partielle d'un mélange binaire de clinopyroxène et de plagioclase calcique ; influence de la pression

Le diagramme de phase du couple diopside (clinopyroxène) – anorthite (plagioclase calcique), deux minéraux minoritaires des péridotites, sert de support à cet exercice (figure 1). L'objectif est d'analyser les conditions de la fusion partielle d'un mélange donné des deux minéraux et de caractériser la chimie du liquide produit.

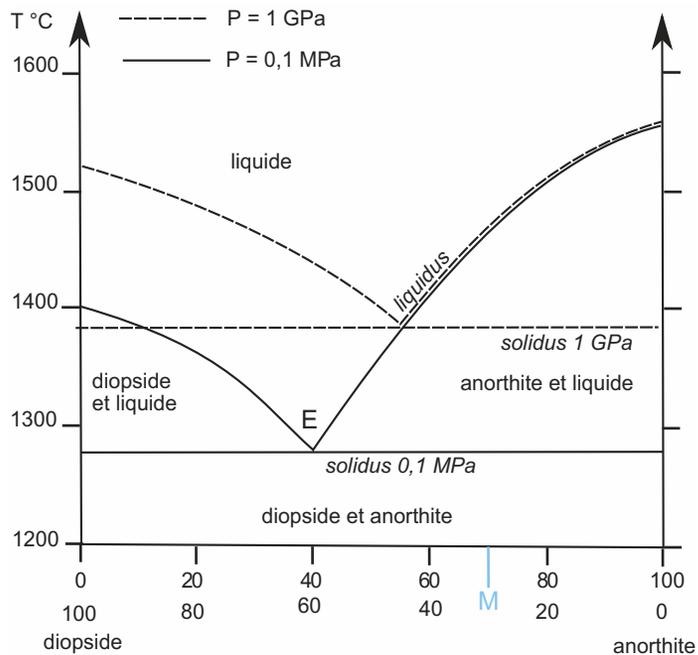


Figure 1 Diagramme binaire du couple « diopside – anorthite » à $P = 0,1 \text{ MPa}$ et à $P = 1 \text{ GPa}$.

Considérons tout d'abord le comportement lors d'un échauffement d'un mélange M constitué de 30 % de diopside et de 70 % d'anorthite (figure 1), à la pression $P = 1 \text{ atm}$ ou $0,1 \text{ MPa}$ (traits pleins sur le diagramme binaire).

1. Décrivez précisément les modalités de la fusion totale du mélange M et identifiez par des tracés de couleur bleue sur la figure 1 l'évolution des phases solide et liquide lors de la fusion.

2. Que pouvez-vous dire des caractéristiques minéralogiques et thermiques du point E de ce diagramme ? Comment nomme-t-on ce point ?

3. Donnez sa composition en % massique de silice sachant que la teneur massique en silice du diopside est de 55 %, celle de l'anorthite de 43 %. Comparez cette valeur à celle du mélange de départ M et concluez sur l'incidence chimique de la fusion partielle de ce mélange.

4. À quel type de magma s'apparente cette composition en silice ?

On se propose par ailleurs d'analyser l'influence de la pression sur la fusion. La même figure 1 présente les résultats d'expériences menées à $P = 1$ GPa.

5. Analysez l'effet de la pression (donnez sa correspondance en km) sur les changements de phases et sur le point remarquable cité auparavant.

6. Calculez la nouvelle teneur massique en silice de ce point.

7. À quelles observations de terrain peut-on relier ces résultats ? Que reproduisent partiellement ces expériences ?

Corrigé

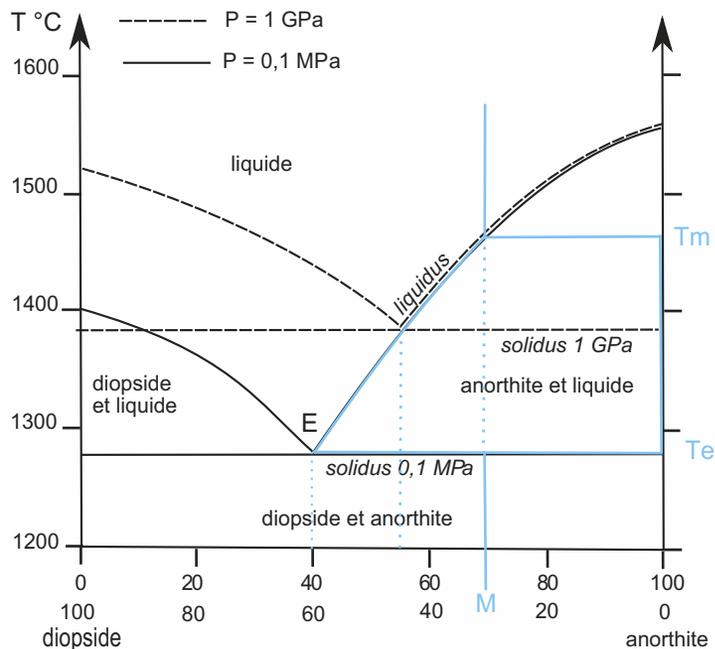


Figure 2 Diagramme binaire du couple « diopside – anorthite » interprété.

1. Lors de son échauffement, le mélange M connaît un début de fusion à $T_E = 1275$ °C environ (position de la droite *solidus*). Le premier liquide produit n'a pas la composition du mélange M de départ mais celle du point E, ce qui signifie qu'il y a contribution majoritaire du diopside vis-à-vis de l'anorthite dans la production du premier magma (proportions 60/40 contre 30/70 au départ). La fusion se maintient à cette température T_E tant qu'il y a du diopside à fondre. Une fois celui-ci totalement fondu, la température augmente et la chimie du liquide évolue peu à peu le long de la courbe dite *liquidus* vers celle du mélange M par suite de la fusion de l'anorthite restante. À la température $T_M = 1450$ °C, tout est fondu et le liquide obtenu a la composition M initiale.

2. Le point E est un minimum thermique dont la composition minéralogique invariante correspond au mélange le plus fusible. Quelles que soient les proportions minéralogiques de départ, le premier liquide formé a toujours la même composition E. C'est un point eutectique (« qui fond bien »).

3. La composition en silice de E est déterminée par application des proportions de chaque phase soit : $0,6 \times 55 \% + 0,4 \times 43 \% = 50,2 \%$. De même, l'application des proportions minéralogiques pour M aboutit au résultat suivant : $0,3 \times 55 + 0,7 \times 43 = 46,6 \%$. L'eutectique est donc enrichi en silice de **3,6 %**, ce qui représente un gain de près de 8 % en silice par rapport au mélange M.
4. Cette teneur en silice du liquide s'apparente à celle d'un magma basaltique tout comme celle du mélange M évoque la teneur d'une périclote.
5. La nouvelle pression de 1 GPa soit 1 000 MPa correspond à une profondeur de 30 km environ si on prend pour masse volumique des périclotes $\rho = 3\,300 \text{ kg/m}^3$ ($h.p.g \approx 30.10^3 \cdot 3\,300.10 = 10^9 \text{ Pa}$). C'est une profondeur plus conforme à celle où se produit de la fusion des périclotes. Cette augmentation de pression retarde tout d'abord la fusion tant partielle que totale (il faut échauffer davantage, de l'ordre de 100°C). Elle déplace ensuite l'eutectique vers le pôle anorthite.
6. La nouvelle composition est de 45 % de diopside et 55 % d'anorthite. Cela signifie que le liquide produit est moins enrichi en silice ($0,45 \times 55 \% + 0,55 \times 43 \% = 48,4 \%$) soit un gain en silice par rapport au mélange M de **1,8 %** seulement.
7. Ces résultats sont à mettre en parallèle avec les produits basaltiques de la fusion partielle de la périclote fertile, produits qui s'apparentent à des eutectiques. Par ailleurs, l'effet de la pression qui limite l'enrichissement en silice est bien connu ; cela explique la dualité entre basaltes alcalins issus d'une fusion à grande profondeur et basaltes tholéitiques produits par une fusion superficielle.

Exercice 14 Le magmatisme de l'Islande, un magmatisme dorsale et (ou) de point chaud ?

L'Islande présente la double particularité d'être un point chaud et de se situer à l'aplomb de l'axe de la dorsale Nord-Atlantique. L'objectif de cet exercice est de rechercher à travers diverses données géochimiques des roches volcaniques l'origine (ou les origines) du magma primaire et de tester un mécanisme explicatif de la diversité des laves dans certaines régions de cette île.

La **figure 1** exprime la fréquence des diverses catégories de laves dans trois régions (**figure 1a** : Askja ; **1b** : péninsule de Reykjanes ; **1c** : Hekla), la teneur en Na_2O des basaltes en ces divers lieux reportés sur une carte exprimant la profondeur du MOHO (**figure 1d**), les qualités isotopiques des laves d'Islande comparées à celles des autres basaltes de la dorsale atlantique (MORB pour *mid-ocean ridge basalts*) et des points chauds (OIB pour *ocean-island basalts*) (**figure 1e**) enfin. Sur ce diagramme, le point BABI correspond aux qualités isotopiques de la Terre silicatée (soit un manteau dans son état originel ou indifférencié). La teneur en Na_2O prise en compte ici est en fait une teneur normalisée notée Na_8 pour une concentration en MgO de 8 % des basaltes de manière à éliminer les effets d'une possible cristallisation fractionnée d'olivines précoces riches en cet élément et ainsi à ne révéler que les effets de la fusion partielle.

La **figure 2** traduit sous forme d'un diagramme normalisé par rapport aux chondrites (ou arachnogramme) les caractéristiques en terme de terres rares de diverses laves d'Islande ; sont fournis à titre de comparaison les spectres des MORB et des OIB. Les terres rares sont ordonnées en fonction de leur compatibilité, croissante de gauche à droite.

1. Exploitez les données des trois histogrammes (1a, 1b et 1c) de la **figure 1** pour déterminer selon les secteurs les caractères généraux du volcanisme de l'Islande en précisant à quel type de roche correspond chaque catégorie définie en abscisse par sa teneur en silice.
2. À partir des données les plus appropriées des **figures 1** et **2**, argumentez l'origine (ou les origines) possible(s) des magmas basaltiques de la région centrale (secteurs de l'Hekla et de l'Askja) d'une part, de la péninsule de Reykjanes d'autre part.
3. En faisant l'hypothèse que le sodium est un élément strictement incompatible (hypothèse très simplificatrice mais commode ici), calculez le taux de fusion dans chaque cas sachant que

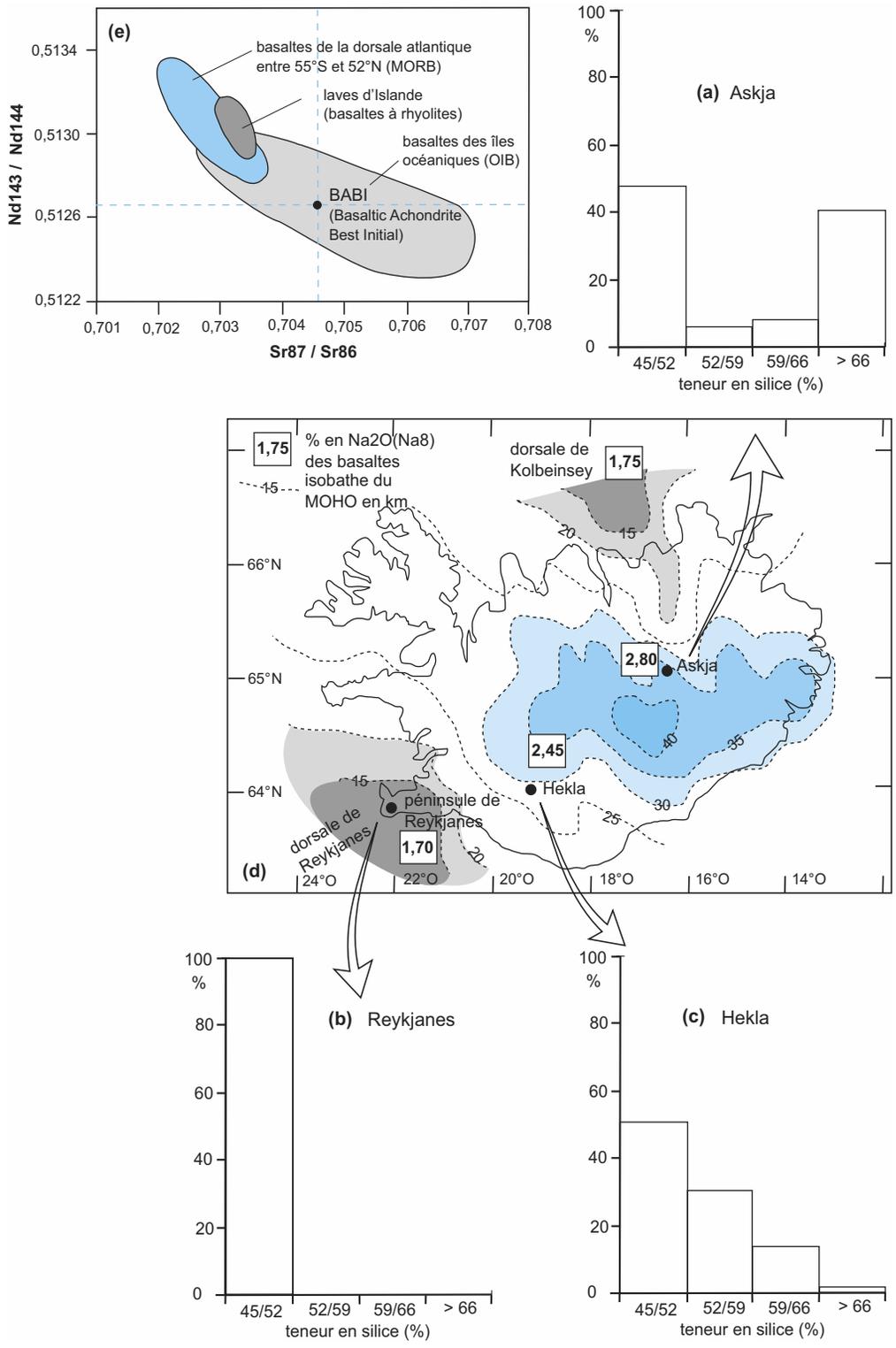


Figure 1 Diverses données géochimiques des laves d'Islande et carte de la profondeur du Moho.

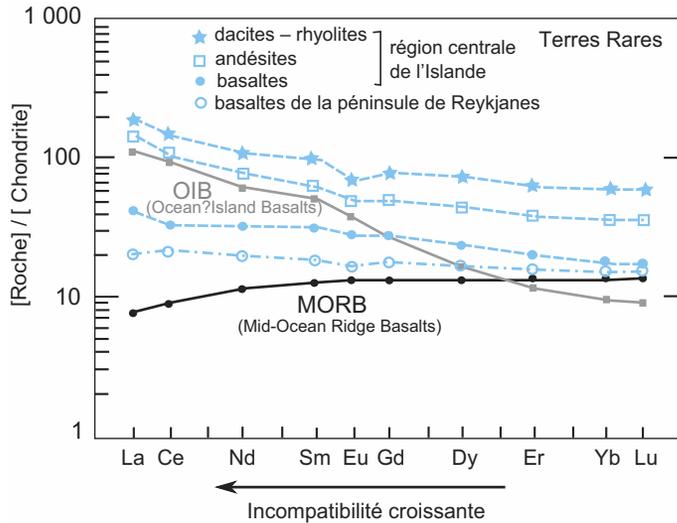


Figure 2 Diagramme normalisé par rapport aux chondrites des terres rares de diverses laves dont celles d'Islande.

la teneur massique moyenne en Na_2O des péridotites fertiles (de type lherzolite) dans l'Atlantique Nord (échantillons des failles transverses Vema et Romanche) est de 0,4 % environ. Proposez une interprétation à ces différences.

4. Que suggère la disparité du cortège de laves entre la péninsule de Reykjanes et le centre de l'Islande sur l'évolution du magma dans chaque cas ? Quel facteur pourrait être ici responsable de cette disparité ?

Il est possible, par ailleurs, de démontrer à partir de l'usage des éléments incompatibles que toutes les laves ont même origine quelle que soit leur chimie ; cela conduit à reconnaître le processus de différenciation magmatique comme facteur majeur de la diversité des laves. L'observation en lames minces des basaltes permet en outre d'identifier comme minéraux précoces des plagioclases à dominante calcique (anorthite – teneur massique en silice de 43 %), de l'olivine (teneur massique en silice de 42 %) et de la magnétite (Fe_3O_4).

5. En tablant sur une cristallisation partielle de 15 % en masse de plagioclase, 10 % d'olivine et 5 % de magnétite à partir d'un magma primaire à 48 % de silice, déterminez la composition en silice du magma secondaire restant. Représentez graphiquement l'état initial (masse m_0) et l'« état final » (magma restant ou secondaire et cumulats de minéraux précoces). À quel type de lave correspondrait ce magma secondaire ?

Corrigé

1. Les différentes catégories de laves définies ici sont, suivant les teneurs croissantes en silice, des basaltes, des andésites, des dacites et des rhyolites. Les divers histogrammes permettent d'opposer deux situations : l'une au niveau de la péninsule de Reykjanes où les basaltes sont seuls présents, ce qui signifie l'absence de toute différenciation magmatique, l'autre dans la région centrale (Askja et Hekla) où les basaltes sont certes majoritaires mais sont accompagnés de laves plus acides, particulièrement abondantes d'ailleurs au niveau de l'Askja, suggérant différenciation voire contamination.

2. Pour ce qui est de la zone mantellique source des magmas primaires, la prise en compte de la qualité isotopique en strontium et néodyme (figure 1e) des laves d'Islande, quelle que soit leur chimie, montre une bonne correspondance avec celle des basaltes de l'ensemble de la dorsale atlantique. Le réservoir source est appauvri en éléments incompatibles (moindre teneur

en Rb expliquant un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faible que le rapport de la Terre silicatée ou BABI par suite d'une moindre production de ^{87}Sr et corrélativement enrichi en éléments compatibles comme Sm (Samarium) à l'origine de ^{144}Nd . Ces caractères sont ceux reconnus pour le manteau supérieur. Mais la correspondance n'est pas absolument parfaite (léger décentrage entre les deux champs) et les laves d'Islande sont également en partie incluses dans le champ des OIB. La seule certitude à ce stade est celle d'un réservoir assez homogène en raison de la faible étendue du champ. Mais est-il très superficiel, comme c'est le cas pour les dorsales (région du manteau supérieur autour de 200 à 300 km au maximum correspondant ainsi à l'asthénosphère au sens strict), ou plus profond ?

L'examen du spectre des terres rares de la [figure 2](#) apporte quelques précisions. On y constate que les laves non différenciées d'Islande que sont les basaltes (de la péninsule de Reykjanes et de la région centrale) sont en partie enrichies en éléments incompatibles par rapport aux basaltes des dorsales océaniques (MORB). Cet enrichissement est plus marqué pour la région centrale que pour la péninsule de Reykjanes. La source potentielle d'enrichissement est vraisemblablement le réservoir mantellique des points chauds (OIB) à savoir un manteau plus profond que le manteau asthénosphérique dont l'influence est décroissante lorsqu'on s'éloigne du centre du point chaud (passage de la région centrale à la province de Reykjanes). Il est à remarquer sinon qu'il y a enrichissement général en terres rares pour les laves plus acides ce qui relève de la différenciation magmatique (les terres rares sont des atomes dont le rayon atomique oscille entre 0,85 et 1,15 Angströms pour un degré d'oxydation de +3 ce qui explique qu'elles soient piégées tardivement dans les minéraux, les plus incompatibles étant les terres rares légères qui ont les rayons les plus élevés : La, Ce, Nd).

Il est donc possible d'envisager une source mixte, un manteau assez superficiel tel celui alimentant les dorsales (asthénosphère) et un manteau plus profond dont la position est difficile à définir sans l'appui de la tomographie sismique (celle-ci indique très clairement que la source reste cantonnée au manteau supérieur avec un ancrage vers – 700 km).

3. Le taux de fusion f est défini pour un élément hygromagmaphile par la relation :

$f = (c_i / c_m) \times 100$ où c_i est la concentration massique initiale dans la roche-mère de l'élément considéré et c_m la concentration dans le magma. Appliquée aux quatre secteurs de la [figure 1d](#), cette relation fournit les valeurs suivantes :

Voir TP4, § 4.3b

| Secteur | Reykjanes | Hekla | Askja | Ride de Kolbeinsey |
|-------------------------|-----------|-------|-------|--------------------|
| Taux de fusion f en % | 23,5 | 16,3 | 14,3 | 22,8 |

On constate ainsi que le taux de fusion, élevé aux extrémités N-E et S-O qui se raccordent à la dorsale médio-atlantique, décroît notablement dans la partie centrale. Ce fait peut être corrélé avec la profondeur du MOHO donc avec l'épaisseur de la croûte océanique. Lorsque celle-ci est mince, l'ascension des diapirs mantelliques n'est bloquée que tardivement, assez près de la surface. La décompression adiabatique subie par ceux-ci est donc importante et conduit à une large incursion au-delà du solidus de la péridotite-mère ce qui se traduit par un taux de fusion élevé. À l'inverse, à la verticale de la zone centrale de l'Islande, là où la croûte océanique est beaucoup plus épaisse en raison des volumes considérables de laves produites, les diapirs mantelliques sont bloqués plus en profondeur ce qui limite leur taux de fusion donc le volume magmatique produit, lequel est alors plus riche en alcalins (ceux-ci, hygromagmaphiles, passent très vite dans la phase liquide).

4. La disparité de diversification des laves entre la péninsule de Reykjanes (aucune diversité pratiquement) et les autres secteurs pourrait s'expliquer par la dynamique de l'ascension des magmas. Dans le premier cas, la péridotite-mère partiellement fondue est bloquée très près de la surface ; comme elle produit de plus un volume conséquent de magma (taux de fusion élevé), son ascension par poussée d'Archimède est aisée d'autant que le contexte tectonique est distensif. Le magma parvient rapidement à la surface et son temps de résidence très court en profondeur

Voir chapitre 4,
figure 4.3

n'autorise pas de différenciation magmatique notable. À l'inverse, dans la région centrale, tant le volume plus réduit que la croûte bien plus épaisse à traverser favorisent un temps de résidence plus long en profondeur et donc la possibilité de différenciation magmatique. Pour ce qui concerne une éventuelle contamination, la nature océanique de la croûte rend quasi-impossible tout enrichissement notable en silice du magma. Les fréquences parfois élevées de laves acides (Askja) ne peuvent donc s'interpréter qu'en terme de différenciation magmatique.

5. Le processus auquel fait référence la différenciation magmatique est la cristallisation fractionnée accompagnée d'une séparation entre minéraux précoces et magma restant, par sédimentation gravitaire par exemple. L'application de ce principe est traduite au niveau de la **figure 3**. La conservation de masse entre magma primaire et fraction solide (cumulats) – fraction liquide (magma restant ou secondaire) par suite de la cristallisation fractionnée permet d'écrire la relation suivante :

$$(\text{SiO}_2)_o \times m_o = [0,10 \times (\text{SiO}_2)_{ol} + 0,15 \times (\text{SiO}_2)_{pl} + 0,70 \times (\text{SiO}_2)_{liq}] \times m_o \text{ soit} \\ 48 = 4,20 + 6,45 + 0,70 \times (\text{SiO}_2)_{liq} \text{ d'où il vient : } (\text{SiO}_2)_{liq} = 53 \%$$

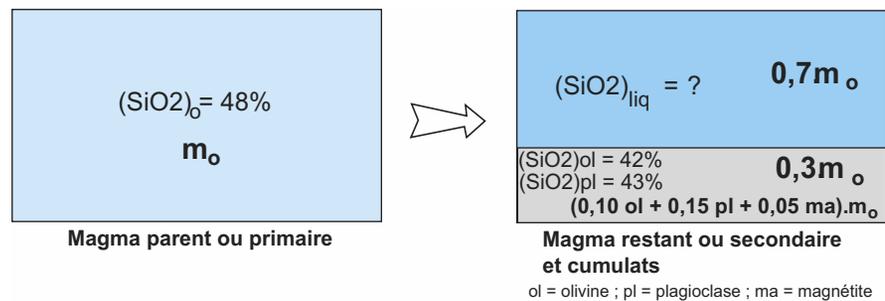


Figure 3 Représentation de la cristallisation fractionnée d'un magma parent.

Ce magma restant ou secondaire possède une composition « andésitique ». L'enrichissement en silice n'est pour l'instant que de 5 % mais il subsiste encore 70 % en masse de magma. La poursuite de ce processus avec intervention d'autres minéraux modérément consommateurs de silice comme les pyroxènes peut conduire à des laves acides.

Exercice 15 Calcul du taux de fusion partielle

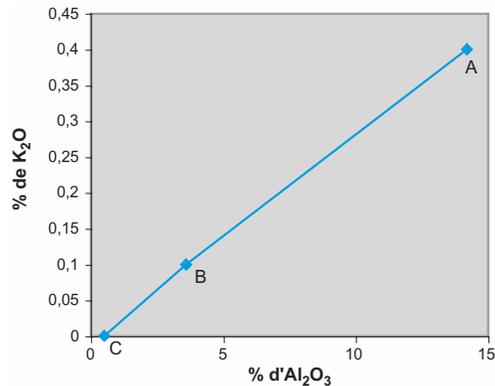
Le tableau ci-dessous représente la composition chimique pondérale exprimée en pourcentage d'oxydes de trois roches A, B et C appartenant à la lithosphère océanique.

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-----|-------|------|-------------------|------------------|
| Roche A | 47,10 | 2,3 | 14,2 | 11,0 | 0,2 | 12,7 | 9,90 | 2,20 | 0,40 |
| Roche B | 45,30 | 0,2 | 3,6 | 7,30 | 0,1 | 41,30 | 1,90 | 0,20 | 0,10 |
| Roche C | 42,30 | 0,1 | 0,50 | 7,10 | 0,1 | 46,60 | 0,10 | 0,10 | 0,0005 |

- Tracez le graphe K₂O en fonction de Al₂O₃ pour les trois roches A, B et C.
- Exploitez ce graphe et proposez une hypothèse explicative susceptible d'établir une relation de filiation entre ces trois roches.
- Proposez un nom pour chacune de ces roches.
- Calculez le taux de fusion partielle ayant conduit à la roche A. Vous utiliserez les notations suivantes : F = taux de fusion ; V_i = volume de la roche i ; m_i = masse (% pondérale) d'un élément donné dans la roche i.

Corrigé

1. Graphe

Variation de K₂O en fonction de Al₂O₃.

2. Les trois points sont sensiblement alignés ce qui indique une proportionnalité d'évolution de ces deux oxydes identique pour ces trois roches. Sachant que le potassium est un élément hygromagmaphile, lors d'une fusion partielle, il se retrouve préférentiellement dans la phase liquide. Comme il est plus abondant dans la roche A et moins abondant dans la roche C, on peut supposer que la roche B est à l'origine de la roche A tandis que la roche C constitue une restite.

3. La roche A est un basalte, la roche B une péridotite fertile (Iherzolite) et la roche C une péridotite résiduelle ou harzburgite.

4. Trois méthodes peuvent être utilisées.

- La première consiste à dire que le potassium étant un incompatible, il se retrouvera intégralement dans la phase liquide. Comme il y en a 4 fois plus dans la roche A par rapport à la roche C, cela signifie qu'il est contenu dans 4 fois moins de volume. Le taux de fusion partielle est donc de $(0,1 / 0,4) \times 100$ soit 25 %.

- La deuxième méthode est basée sur la « méthode du levier » qui exploite le graphe du dessus dont il faut mesurer les segments ; $F = 100 \cdot \frac{(BC)}{(BC + BA)} = 100 \cdot \frac{18}{75} = 24 \%$.

- La troisième se fonde sur la conservation de masse.

Soit V_A le volume de roche A contenant m_A % d'un élément chimique donné.

Soit V_C le volume de roche C contenant m_C % du même élément chimique

Soit V_B le volume total de roche B contenant m_B % du même élément chimique.

On peut écrire suivant le principe de conservation de la masse :

$$V_B \times m_B = V_A \times m_A + V_C \times m_C \quad (1)$$

Soit F le taux de fusion partielle. On a alors : $V_A = F \times V_B$ et $V_C = (1 - F) \times V_B$ que l'on remplace dans la relation (1) :

$$V_B \times m_B = F \times V_B \times m_A + (1 - F) \times V_B \times m_C \quad (2)$$

d'où on en tire : $F = (m_B - m_C) / (m_A - m_C)$

Application numérique pour tous les éléments chimiques du tableau :

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|---------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|
| Roche A (m_A) | 47,10 | 2,3 | 14,2 | 11,0 | 0,2 | 12,7 | 9,90 | 2,20 | 0,40 |
| Roche B (m_B) | 45,30 | 0,2 | 3,6 | 7,30 | 0,1 | 41,30 | 1,90 | 0,20 | 0,10 |
| Roche C (m_C) | 42,30 | 0,1 | 0,50 | 7,10 | 0,1 | 46,60 | 0,10 | 0,10 | 0,0005 |
| $F = (m_B - m_C) / (m_A - m_C)$ | 0,62 | 0,05 | 0,23 | 0,05 | 0,00 | 0,16 | 0,18 | 0,05 | 0,25 |

Les résultats montrent que cette méthode ne donne des résultats cohérents que pour Al_2O_3 et K_2O dont le comportement dans les magmas est proche (passage rapide et à l'équilibre dans les premières fractions liquides formées). Pour les autres éléments, il faut considérer que la fusion ne s'est pas faite à l'équilibre ou qu'il y a eu fusion incongruente comme par exemple : clinopyroxène \rightarrow olivine + liquide (le silicium, le fer et le magnésium ne passent pas intégralement dans le liquide suite à la fusion du clinopyroxène).

Exercice 16 Que sont les adakites ? Dans quelles conditions se forment-elles ?

L'objectif de cet exercice est de comprendre l'origine de roches magmatiques volcaniques nommées adakites (de l'île d'Adak dans les Aléoutiennes où elles ont été décrites initialement). Elles se forment dans un contexte de subduction donc se rencontrent dans les séries magmatiques calco-alcalines. Peu représentées de nos jours, elles étaient dominantes à l'Archéen, période allant des premiers temps de l'histoire de la Terre ($- 4,5$ Ga ou milliards d'années) jusqu'à $2,5$ Ga. Cela explique l'intérêt que leur portent les géologues (les figures et tableaux proviennent des travaux d'Hervé Martin, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

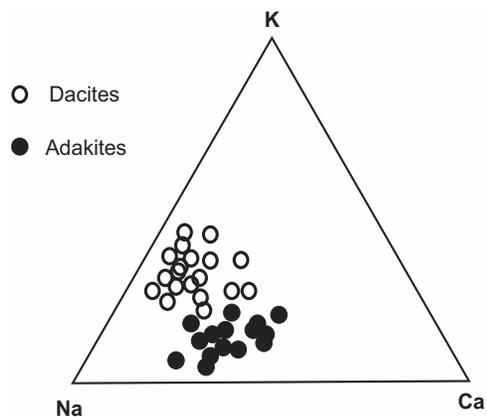
1. Quelles sont les originalités des adakites par rapport aux laves de la série calco-alcaline ?

Pour mesurer leur originalité, la chimie des adakites (tableau 1, figures 1 et 2) est comparée à celle des roches qui leur ressemblent le plus dans la série calco-alcaline, les dacites (laves courantes associées aux basaltes, aux andésites et aux rhyolites).

TABEAU 1 COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DES ADAKITES ET DES DACITES, EXPRIMÉE EN % DE LA MASSE TOTALE

| Oxydes majeurs | Adakites | Dacites |
|-------------------------|----------|---------|
| SiO_2 | 64,66 | 68,22 |
| Al_2O_3 | 16,77 | 14,63 |
| Fe_2O_3 | 4,20 | 4,28 |
| MgO | 2,20 | 1,22 |
| CaO | 5,00 | 2,88 |
| Na_2O | 4,09 | 4,15 |
| K_2O | 1,72 | 3,37 |
| TiO_2 | 0,51 | 0,46 |

Figure 1 Diagramme triangulaire K-Na-Ca des adakites et des dacites



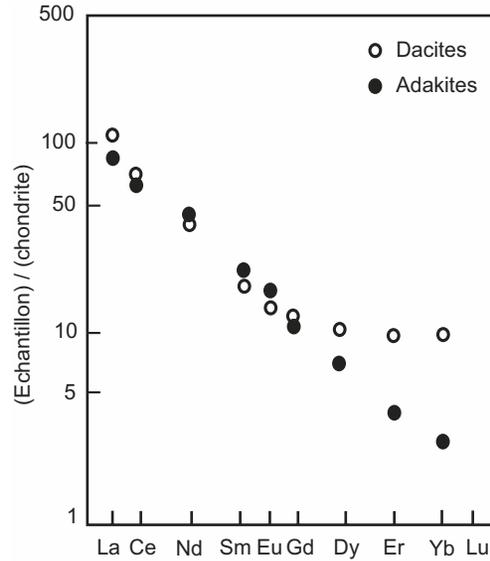


Figure 2 Comparaison du spectre des terres rares des adakites et des dacites

voir Chapitre 5, encart 5.2 pour des précisions sur les terres rares

Le « spectre des terres rares » est consigné dans la figure 2. En abscisse figurent les terres rares (ou lanthanides) depuis la plus légère et la plus incompatible (le Lanthane - La) jusqu'à la plus lourde et la moins incompatible (le Lutétium - Lu). Les terres rares lourdes présentent une compatibilité modérée toutefois. Celle-ci est exprimée par le coefficient de partage global, toutes phases minérales confondues, noté D^i et égal à (C^i_S / C^i_L) : quotient de la concentration de l'élément i dans la phase solide S à la concentration dans la phase liquide L , en situation d'équilibre. D^i évolue de 0,18 [La] à 0,60 [Lu]. En ordonnée (échelle logarithmique), la teneur normalisée correspond au rapport de la teneur de l'échantillon à celle d'une météorite chondritique (état du manteau primitif).

Analysez ces diverses données en y intégrant la figure 3c et proposez une (des) hypothèse(s) interprétative(s) s'il y a lieu.

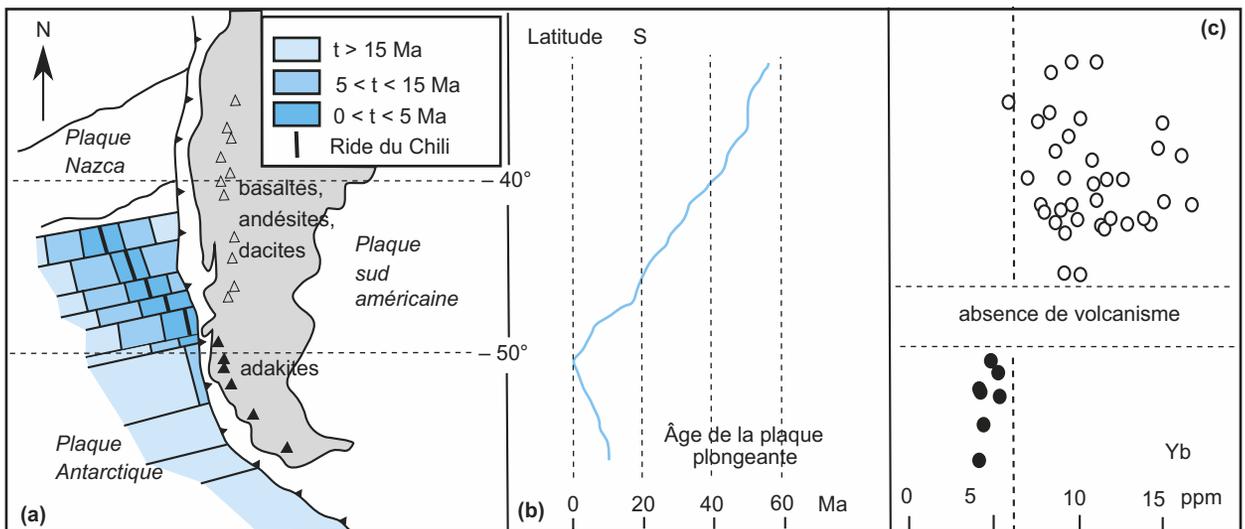


Figure 3 Localisation des adakites

2. Où sont localisées les adakites ? Dans quel contexte géodynamique précis les rencontre-t-on ?

La localisation des adakites par rapport aux autres laves de la série calco-alcaline de l'Amérique du Sud est reportée sur la [figure 3a](#). Sont indiquées par ailleurs sur la [figure 3b](#) la relation existant entre la distribution des diverses laves et l'âge de la subduction et, sur la [figure 3c](#), la teneur en Ytterbium (concentration en Yb exprimée en ppm) de ces mêmes laves. L'Ytterbium est une terre rare lourde donc modérément compatible.

Quels enseignements sur les conditions de genèse des adakites en tirez-vous ? Formulez si possible une (ou des) hypothèse(s).

Les données précédentes se retrouvent dans les autres gisements d'adakites du globe et supposent un mécanisme de formation commun. Abordons maintenant l'analyse de la genèse des magmas à l'origine des adakites.

3. Quelle(s) roche(s)-mère(s) est (sont) à l'origine des adakites ?

3.1. Rappelez brièvement l'origine du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

3.2. Pour comprendre l'origine des magmas donnant des adakites, les chercheurs proposent deux hypothèses relatives à la fusion du matériau source : il s'agirait soit de péridotites du manteau chevauchant, soit de la croûte océanique subduite et métamorphisée. Pour les tester, ils réalisent des expériences de fusion sur des péridotites à grenats d'une part, des amphibolites à grenats ou sans grenats (les amphibolites sont des metabasaltes donc des roches de la croûte océanique métamorphisée) d'autre part. La [figure 4](#) présente les spectres en terres rares du magma produit et de la roche-mère ainsi que celui des adakites à chaque fois.

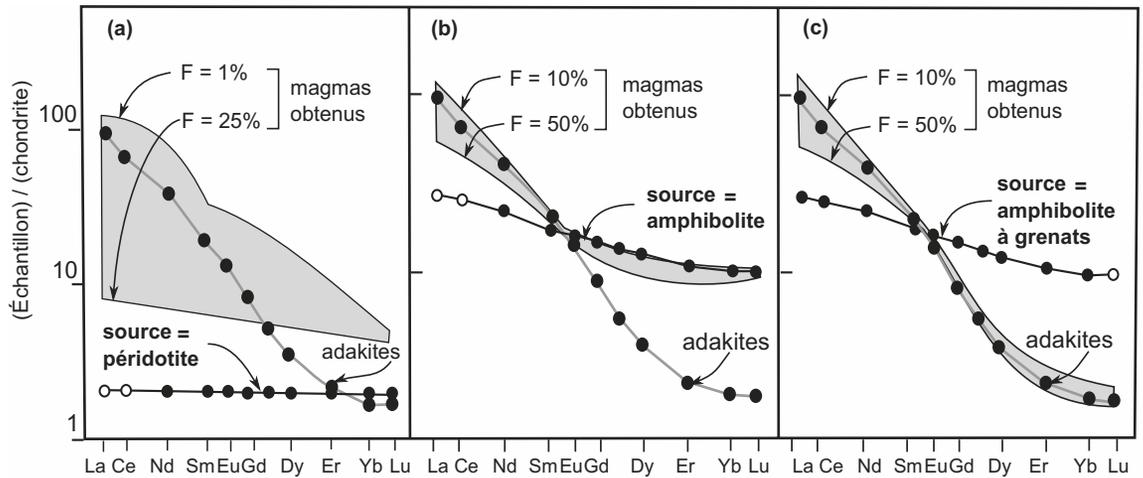


Figure 4 Spectre des terres rares des adakites comparé à celui des magmas produits à partir de trois roches-mères potentielles et ce pour divers taux de fusion F .

(a) roche-mère de type péridotite ; (b) roche-mère de type amphibolite ; (c) roche-mère de type amphibolite à grenats. Dans chaque cas, les ronds blancs correspondent aux roches-mères, les ronds noirs aux adakites et les champs grisés aux différents taux de fusion entre les extrêmes choisis.

Analysez ces résultats en exploitant en sus les valeurs des coefficients de partage D^i de quelques terres rares par rapport aux phases minérales suivantes : olivine, clinopyroxène, amphibole et grenat ([tableau 2](#)). Quelle(s) hypothèse(s) peut-on retenir ? Argumentez soigneusement vos réponses car elles conditionnent la poursuite de l'exercice.

4. Quelles sont les conditions de fusion de la roche-mère ?

La [figure 5](#) donne les conditions thermodynamiques de stabilité des grenats et des amphiboles de type hornblende que l'on rencontre dans les amphibolites ainsi que le solidus du basalte hydraté (un metabasalte) et du basalte anhydre. Sont reportés par ailleurs les géothermes de subduction selon l'âge en Ma de la lithosphère océanique subduite.

TABLEAU 2 COEFFICIENTS DE PARTAGE D¹ DE QUELQUES TERRES RARES EN FONCTION DU MINÉRAL

| Élément | Olivine | Clinopyroxène | Amphibole | Grenat |
|---------|---------|---------------|-----------|--------|
| Ce | 0,0005 | 0,10 | 0,30 | 0,02 |
| Nd | 0,0010 | 0,21 | 0,35 | 0,09 |
| Dy | 0,0017 | 0,33 | 0,90 | 1,06 |
| Yb | 0,0015 | 0,28 | 0,75 | 4,03 |

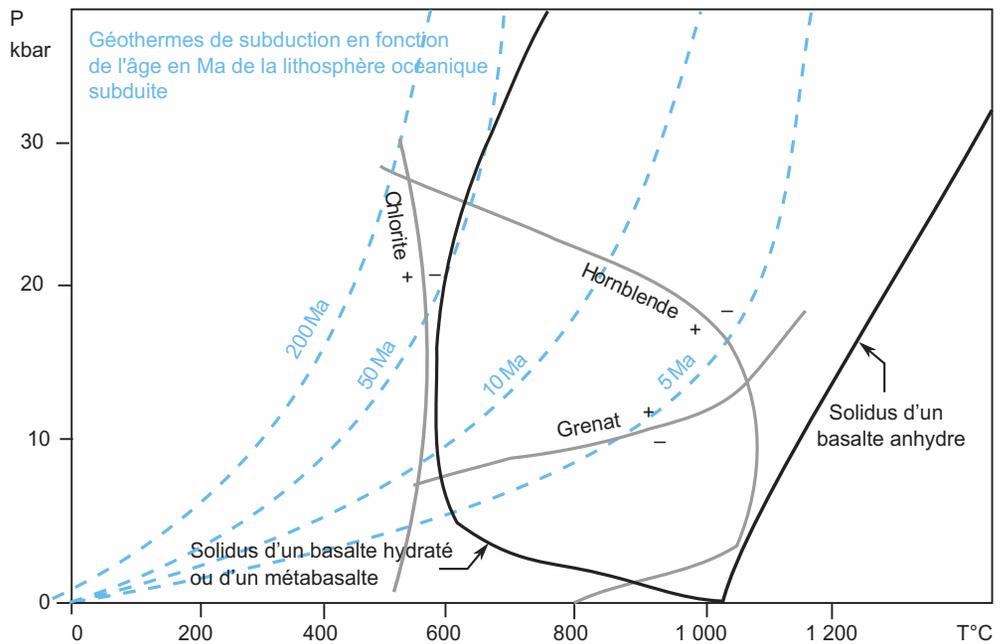


Figure 5 Diagramme (P,T) des domaines de stabilité du grenat, de la hornblende, et courbes de fusion d'un basalte hydraté ou metabasalte et d'un basalte anhydre

4.1. À l'aide des données précédentes et de celles de la [figure 5](#), délimitez la fenêtre (c'est-à-dire le secteur) correspondant aux conditions de pressions et de températures qui autorisent la fusion d'une croûte océanique subductée à l'origine de magmas adakitiques.

4.2. En considérant l'âge de la lithosphère océanique subductée le long de la marge occidentale de l'Amérique du Sud ([figure 3a](#)) et le géotherme correspondant ([figure 5](#)), expliquez les raisons de la formation actuelle des adakites.

En prenant en compte l'âge moyen des portions de lithosphère océanique en cours de subduction de nos jours ([cahier couleur, page 28](#)), expliquez dans le même temps la rareté présente des adakites.

En conclusion, quelle(s) hypothèse(s) peut-on proposer pour expliquer leur fréquence à l'Archéen ?

Corrigé

1. La composition des adakites (tableau 1 et figure 1) est proche de celle des dacites. Il s'agit dans les deux cas de laves acides mais elles diffèrent néanmoins par :

- une plus faible teneur en silice des premières ;
- un taux d'alumine et de magnésie légèrement plus élevé ;

- un taux de chaux plus fort (environ $\times 2$) ;
- et surtout une faible teneur en potasse.

Ces caractéristiques suggèrent des processus de genèse quelque peu différents et peuvent permettre de comprendre la genèse des adakites en se basant sur ce que l'on sait de celle des dacites.

La [figure 2](#) montre que la différence de composition entre adakites et dacites porte essentiellement sur les terres rares lourdes (à partir de Dy, le dysprosium) donc modérément compatibles : les adakites en sont déficitaires ce que confirme la [figure 3.c](#) à propos des teneurs en Yb très discriminantes. Il est possible d'avancer deux hypothèses pour expliquer ce fait :

- H1 : la source des adakites serait dès le départ plus pauvre en éléments compatibles que celle des dacites, ou :
- H2 : les adakites seraient des laves moins différenciées que les dacites puisque les terres rares se concentrent peu à peu dans les laves de plus en plus différenciées même si les terres rares lourdes le font plus modestement.

La seconde hypothèse est toutefois moins plausible car on constate que la teneur en terres rares légères est identique à celle des dacites ce qui suggère un même degré de différenciation ; d'autre part l'appauvrissement en terres rares lourdes dont Yb et Lu est considérable (6 à $8 \times$ environ) ce qui dépasse le seul phénomène de différenciation où c'est sur les seules terres rares légères que se développent de tels écarts.

2. Les gisements d'adakites et de dacites sont nettement séparés. Ceux d'adakites sont situés dans la partie méridionale de l'arc chilien (au-delà de 50° S - [figure 3a](#)), c'est-à-dire là où le plancher océanique qui subducte est le plus jeune. On y observe d'ailleurs la disparition de la dorsale dans le plan de subduction. La [figure 3b](#) confirme cette observation en donnant les âges des zones subduites : dans la région des adakites, le plancher a au maximum 10 Ma. Il est plus âgé dans celle des dacites.

Le contexte géodynamique de subduction associé aux adakites est donc quelque peu différent de celui des dacites. En quoi cela peut-il être corrélé aux différences de composition observées ?

3.

3.1. Le magmatisme calco-alkalin des zones de subduction a pour origine la fusion de la péridotite du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante suite à son hydratation à chaud. L'eau provient de la déshydratation par métamorphisme des matériaux superficiels de la lithosphère océanique subduite (sédiments et basaltes, gabbros de la croûte océanique hydratée par l'hydrothermalisme à l'axe de la dorsale), lors notamment du passage du faciès « schistes bleus » au faciès « éclogite » (déstabilisation des amphiboles de type glaucophane). La roche-mère de ce magmatisme est donc de nature péridotitique, la différenciation magmatique ultérieure conduisant à des laves acides telles les dacites.

3.2.a Le spectre de la péridotite en tant que roche-mère est plat puisqu'on a pris pour norme le matériel chondritique qui correspond, si on fait abstraction du fer et du nickel, à un matériau assimilable à une péridotite et représente un matériel primitif n'ayant pas encore connu de fusion partielle et donc de fractionnement entre terres rares. Les liquides obtenus illustrent ce fractionnement avec un enrichissement général en terres rares, plus marqué pour les terres rares légères (les plus incompatibles – Dⁱ les plus faibles) que pour les terres rares lourdes. Le taux de fusion influence grandement cet enrichissement puisque, lorsqu'il est très faible (1 %), le gain est considérable, alors que, lorsqu'il est important (25 %), le gain est moindre (il y a un effet de dilution : les terres rares passent rapidement dans la première fraction liquide et la fusion ultérieure ne fait que les diluer). Le spectre des adakites diffère pour sa part sur la portion « terres rares lourdes » où il n'y a pratiquement aucun enrichissement ce qui conduit à la conclusion que les magmas adakitiques ne dérivent pas de la fusion du manteau sus-jacent à la lithosphère subduite.

3.2.b De même les magmas issus d'une amphibolite sans grenats présentent un spectre trop riche en terres rares lourdes quel que soit le taux de fusion et ce en raison d'une source de

Voir Chapitre 5,
§ 5.2.1

départ elle-même déjà riche (on peut noter dans ce cas qu'il n'y a pas d'enrichissement en terres rares lourdes lors des fusions ; cela tient en fait à la valeur du coefficient de partage entre amphibole et liquide des terres rares lourdes qui est proche de 1 alors). Cette source est aussi à abandonner.

3.2.c Seule la fusion d'une amphibolite à grenats donne un spectre comparable aux adakites dans ce cas ; il y a bien enrichissement des magmas en terres rares légères comme dans les deux cas précédents mais il s'accompagne d'un appauvrissement en terres rares lourdes. Cela concorde avec le fait que les grenats possèdent un fort coefficient de partage pour les terres rares lourdes (il est nettement supérieur à 1 et traduit le caractère très compatible de ces éléments vis-à-vis des grenats) et cela suppose d'autre part que ces minéraux résistent à la fusion. Les taux de fusion eux-mêmes sont peu discriminants sur les processus, du moins tant qu'ils ne dépassent pas 50 %.

L'hypothèse finalement retenue est celle de la fusion partielle d'une ancienne croûte océanique de nature basaltique (ou gabbroïque) métamorphisée dans le sous-faciès « amphibolite à grenats » à l'occasion de sa subduction.

4.

4.1. La fusion d'une roche-mère basaltique à l'origine d'un magma adakitique nécessite donc :

- la présence d'amphibole : la fenêtre se situe ainsi « à gauche » de la limite de disparition de l'amphibole sur la [figure 5](#) ;
- la présence de grenat : il faut se placer dans le secteur au-dessus de la courbe de limite de stabilité du grenat ;
- la réalisation de la fusion d'un matériel basaltique hydraté ce qui correspond au secteur « à droite » du solidus « basalte hydraté » ;
- la libération d'eau ce qui est réalisé par disparition de phases hydratées comme les chlorites (situation à droite de leur courbe de stabilité).

La fenêtre est donc étroite et correspond à la zone tramée sur la [figure 6](#), soit entre 10 et 25 kbar (30 à 75 km de profondeur) et entre 600 °C et 1 000 °C.

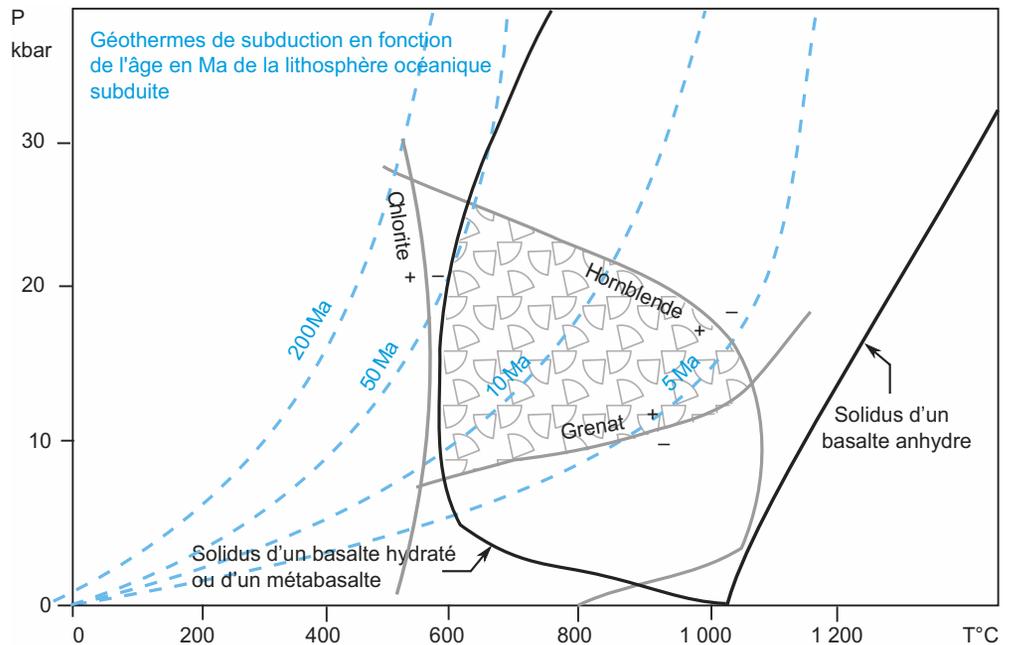


Figure 6

4.2. Les adakites ne se forment actuellement que dans des conditions très précises, là où le géotherme est anormalement élevé (figure 6) ce qui correspond à des lithosphères océaniques subductées de moins de 50 Ma environ. C'est ce que montre la figure 3 : la plaque subduite est jeune donc peu refroidie et plus chaude qu'une plaque « normale » ; le flux de chaleur du contexte de subduction est alors anormalement élevé.

Cette situation est peu fréquente de nos jours comme il est possible de le constater sur la carte de l'âge du plancher océanique (cahier couleur page 28). On la rencontre, outre le Sud du Chili, entre la marge active colombienne et le golfe de Californie (là où la dorsale pacifique est subductée) tout comme plus au Nord, entre la côte pacifique du Canada (dorsale Juan de Fuca) et la côte Sud de l'Alaska.

Le régime de subduction à flux géothermique élevé était sans doute de règle à l'Archéen, époque où la production et donc la dissipation de chaleur terrestre étaient près de 4 fois supérieures à l'actuel (la Terre ne cesse de se refroidir depuis). Il autorisait la fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction.

Des compléments d'information sur les adakites sont disponibles sur le site :

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-adakites.xml>

Exercice 17 Cristallisation

La figure 1 cahier couleur page 45 est une lame mince d'un échantillon de roche observée en LPA. Le phénocrystal présent au centre est une augite, clinopyroxène ferromagnésien.

1. Schématisez cette lame, légendez votre schéma et faites-en un commentaire précis de manière à déterminer son type et son histoire.
2. Précisez ensuite l'histoire du phénocrystal en vous référant à son aspect en LPA et à sa chimie.

Corrigé

1. La lame présente une pâte faite d'un verre et de microlithes dont des oxydes de fer, ainsi qu'un phénocrystal. La texture non orientée des minéraux permet de conclure à la nature magmatique de l'échantillon et donc de parler de pétrofabrique microlithique (ou hémicristalline ce qui signifie « cristallisation partielle »).

Les microlithes blancs sont probablement des plagioclases en raison de la présence d'augite et d'oxydes de fer qui témoignent d'une roche riche en ferromagnésiens et donc « assez pauvre » en silice (on peut même supposer dans ce cas qu'ils sont fortement calciques, c'est-à-dire proches du pôle anorthite). Cette roche volcanique est par conséquent un basalte.

Le **refroidissement** s'est effectué en plusieurs étapes si on raisonne sur la taille des cristaux et l'absence d'inclusions. Lent en profondeur, ce qui a permis la formation du phénocrystal, il a été plus rapide lors de la remontée du magma, générant un plus grand nombre de germes à l'origine des microlithes, et très rapide en surface ce qui a abouti à la formation d'un verre. Les cristaux se sont formés selon un ordre précis ici : pyroxène puis oxydes de fer puis plagioclases.

2. Le cristal de pyroxène est zoné car son cœur est plus foncé que sa périphérie, plus claire. Cette différence de teinte traduit une différence de composition chimique. Ce minéral contient du fer et du magnésium dont on connaît le comportement différent lors du refroidissement. En début de cristallisation, le magnésium intègre le minéral ; sa concentration décroît ensuite de façon centrifuge car, lorsque la température diminue, c'est le fer qui participe préférentiellement à la structure. La limite nette qui sépare les deux teintes traduit une vitesse de refroidissement relativement rapide qui empêche une redistribution homogène des deux éléments Fe et Mg par diffusion intracristalline (situation d'équilibre non respectée ici). Cet exemple illustre ainsi le comportement différent de certains cations lors de la cristallisation (ou de la fusion). Une telle zonation est également fréquente dans les feldspaths plagioclases.

Exercice 18 Altération d'un granite en milieu tropical humide (d'après le sujet de géologie du concours agro 1997)

Les **tableaux 1 et 2** présentent les résultats d'analyses des différents niveaux d'un profil d'altération d'un massif granitique en milieu tropical humide. Les niveaux de granite étudiés, notés 1, 2, 3 et 4, sont repérés sur la **figure 1**. Sur le **tableau 1**, la masse des différents oxydes identifiés est exprimée en gramme pour 100 cm³ d'horizon. Le **tableau 2**, présente la composition minéralogique de chaque niveau, exprimée en pourcentage.

TABLEAU 1 COMPOSITION CHIMIQUE, RÉPERTORIÉE EN OXYDES, DES NIVEAUX D'UN PROFIL D'ALTÉRATION D'UN GRANITE EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE. Résultats en gramme d'oxyde pour 100 cm³.

| Niveaux | 1 d = 2,67 | 2 d = 2,48 | 3 d = 2,41 | 4 d = 2,45 |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 184,5 | 159,9 | 148,6 | 140,6 |
| Al ₂ O ₃ | 43,9 | 55,6 | 61,3 | 67,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,3 | 5,0 | 5,0 | 9,5 |
| MgO | 2,5 | 0,2 | 0,0 | 0,0 |
| CaO | 2,5 | 0,9 | 0,3 | 0,0 |
| Na ₂ O | 9,6 | 3,4 | 1,0 | 0,0 |
| K ₂ O | 14,6 | 10,1 | 6,9 | 5,6 |
| Ti ₂ O | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| H ₂ O | 2,3 | 12,2 | 17,2 | 22,0 |

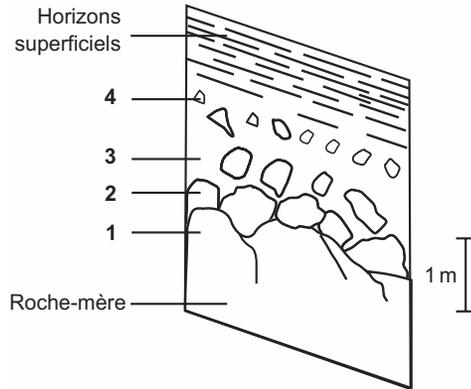
TABLEAU 2 COMPOSITION MINÉRALOGIQUE, EXPRIMÉE EN POURCENTAGES, DES NIVEAUX D'UN PROFIL D'ALTÉRATION D'UN GRANITE EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE.

| Niveaux | 1 d = 2,67 | 2 d = 2,48 | 3 d = 2,41 | 4 d = 2,45 |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Quartz SiO ₂ | 24,7 | 26,6 | 27,4 | 26,9 |
| Orthose KAlSi ₃ O ₈ | 19,3 | 13,5 | 6,4 | 3,1 |
| Plagioclases NaAlSi ₃ O ₈ - Ca ₂ Al ₂ Si ₂ O ₈ | 35,2 | 13,3 | 3,9 | 0,0 |
| Muscovite KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂ | 13,7 | 14,7 | 15,2 | 14,9 |
| Biotite K(Mg - Fe) ₃ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂ | 6,3 | 0,7 | 0,0 | 0,0 |
| Kaolinite Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ | 0,0 | 28,8 | 44,4 | 46,4 |
| Gibbsite Al(OH) ₃ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,0 |
| Goethite FeO OH | 0,0 | 2,0 | 2,3 | 4,3 |

Voir Chapitre 6,
figure 6.4

1. Pour chacun des éléments chimiques référencés dans le **tableau 1**, effectuez un bilan des gains et des pertes entre les différents niveaux échantillonnés. Mettez en relation ces résultats avec le diagramme de Goldschmidt.
2. Quels sont, parmi les minéraux cités dans le **tableau 2**, les minéraux hérités de la roche mère et ceux qui sont produits par les réactions d'altération ?

Figure 1 Repérage des niveaux analysés dans une schématisation du profil.



Comparez le comportement des différentes espèces minéralogiques de la roche mère vis à vis du processus d'altération et proposez un classement de ces minéraux selon leur altérabilité.

3. En milieu tempéré humide, l'analyse de la fraction argileuse trouvée dans le profil d'altération d'un granite peut révéler la présence d'illite $K_{0,5}Al_{2,5}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$.

Comparez les rapports Si/Al dans les deux types de minéraux argileux, kaolinite et illite, trouvés au sein des deux profils. Proposez une ou plusieurs hypothèses explicatives susceptibles de rendre compte des différences dans les processus d'altération sous les deux climats, tropical humide et tempéré humide.

Corrigé

L'observation du profil d'altération montre que le niveau 1, le plus proche de la roche mère est le moins altéré et le niveau 4, le plus superficiel est le plus altéré.

1. À partir des résultats du [tableau 1](#), 3 catégories d'éléments peuvent être distinguées.

- Les éléments **Al et Fe** sont environ une fois et demi plus concentrés dans l'horizon 4 que dans l'horizon 1 : le niveau le plus altéré s'est enrichi relativement en ces éléments par rapport au niveau 1. Dans le diagramme de Goldschmitt, ces éléments figurent dans le domaine des **hydroxydes peu solubles** ($3 < z/r < 10$). Lors de l'altération des minéraux du granite, les hydroxydes de fer ou d'aluminium précipitent sur place. Plus le niveau est altéré, plus leur concentration est élevée. Cependant, aucun enrichissement n'est constaté pour l'élément Ti qui appartient aussi à ce domaine.
- Les éléments **Mg, Ca, Na et K** sont de moins en moins concentrés de l'horizon 1 à l'horizon 4. La concentration devient même nulle dans l'horizon 4 pour Mg, Ca et Na. Dans le diagramme de Goldschmidt, ces éléments appartiennent au domaine des **cations solubles** ($z/r < 3$) : l'altération conduit à une perte de ces éléments par l'horizon, car ils sont entraînés en solution par les eaux de lessivage. Le diagramme de Goldschmidt explique aussi que le lessivage de K^+ ne soit que partiel alors qu'il est total pour les autres ions : en effet, K^+ est relativement moins soluble que les autres cations du fait de son faible potentiel ionique ($z/r < 1$) qui ne lui permet pas de bâtir de sphère de solvation.
- La concentration de l'élément **Si** diminue d'environ 20 % aussi de l'horizon 1 à l'horizon 4. Si appartient au domaine des **oxyanions** très solubles ($z/r > 10$). La perte de Si dans les niveaux les plus altérés s'explique par le lessivage de Si sous forme de SiO_2 .

2. Le quartz, l'orthose, les plagioclases, la biotite, la muscovite sont des **minéraux hérités** du granite. La kaolinite, la goethite et la gibbsite ne sont pas présentes dans le niveau 1 ; elles apparaissent dans les niveaux les plus altérés : ce sont des minéraux **produits de l'altération**. Pour exploiter les résultats du [tableau 2](#), nous ferons l'hypothèse que le quartz est inaltérable et que sa teneur est constante le long du profil d'altération. La composition du niveau 1 sera considérée comme étant celle de la roche mère. Le [tableau 3](#) donne les pourcentages « isoquartz » de chaque minéral hérité : ils ont été recalculés à chaque niveau, après correction par le facteur multiplicatif : % quartz du niveau considéré / % quartz du niveau 1.

TABLEAU 3 COMPOSITION MINÉRALOGIQUE, EXPRIMÉE EN POURCENTAGES « ISOQUARTZ », DES NIVEAUX D'UN PROFIL D'ALTÉRATION D'UN GRANITE EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE.

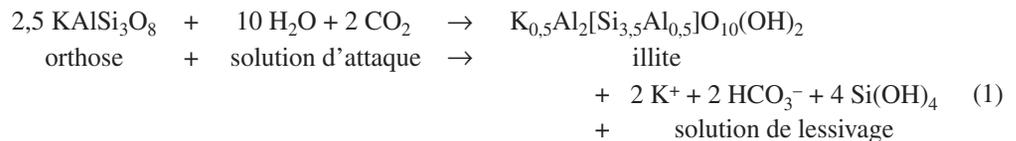
| Niveaux | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------|------|------|------|------|
| Quartz | 24,7 | 24,7 | 24,7 | 24,7 |
| Orthose | 19,3 | 12,5 | 8 | 2,8 |
| Plagioclases | 35,2 | 12,4 | 3,5 | 0,0 |
| Muscovite | 13,7 | 13,7 | 13,7 | 13,7 |
| Biotite | 6,3 | 0,7 | 0,0 | 0,0 |

Les minéraux du granite ne sont pas tous affectés de la même façon par l'altération.

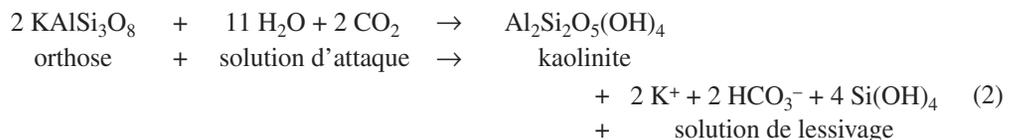
Les plagioclases et la biotite sont totalement détruits par l'altération : ce sont les minéraux les plus altérables. Le pourcentage d'orthose diminue fortement du niveau 1 au niveau 4, mais elle ne disparaît pas totalement. Le taux de muscovite reste, lui, constant. Quartz et muscovite sont donc les minéraux du granite les moins altérables. Le lien entre l'altérabilité des silicates et leur architecture est développé au chapitre 6, § 6.1.

3. Le rapport Si/Al est respectivement de 1 pour la kaolinite et 1,4 pour l'illite, alors que dans l'orthose (dont l'altération peut conduire à la formation de minéraux argileux), le rapport Si/Al est de 3.

En milieu tempéré humide, la solution de lessivage entraîne de façon modérée la silice en solution. Il se forme des illites, par exemple selon la réaction (1). Si/Al reste compris entre 1 et 2 : c'est le processus de **bisiallitis**.



En milieu tropical humide, la température plus élevée qu'en milieu tempéré entraîne une augmentation de la vitesse des réactions et de la solubilité de la silice. Comme les précipitations sont aussi plus importantes qu'en milieu tempéré, une plus grande proportion de la silice est alors lessivée. Il se forme des argiles dont le rapport Si/Al est égal à 1 comme la kaolinite, suivant la réaction (2). C'est le processus de **monosiallitis**.



Exercice 19 Observation d'une roche détritique

La photographie de la [figure 1 cahier couleur p. 45](#) représente un affleurement du permien, sur le versant sud des Pyrénées (Pla de san Tirs).

1. Décrivez les caractéristiques de la roche à l'affleurement. De quel type de roche s'agit-il ?
2. Réalisez un croquis de cet affleurement en faisant apparaître la géométrie des différentes zones observées.
3. Proposez une explication aux conditions de formation de cette roche.

Corrigé

1. Il s'agit d'une roche granoclassée comportant deux zones d'éléments fins encadrant une zone formée d'éléments plus grossiers de taille centimétrique dont la teinte claire laiteuse évoque des grains de quartz. Elle présente une fine stratification, soulignée par les lamines sombres. La couleur rougeâtre indique la présence d'oxydes de fer. Il s'agit d'une roche sédi-

mentaire détritique terrigène que l'on peut qualifier de grès à ciment ferrugineux à passées grossières conglomératiques.

2. Le croquis (figure 2) fait apparaître trois zones :

- l'une située en bas à gauche présente des lamines subparallèles qui paraissent tronquées à leur sommet par la formation plus grossière sus-jacente,
- la seconde et la troisième paraissent constituer une série granoclassée dont la partie supérieure plus fine présente de fines lamines parallèles.

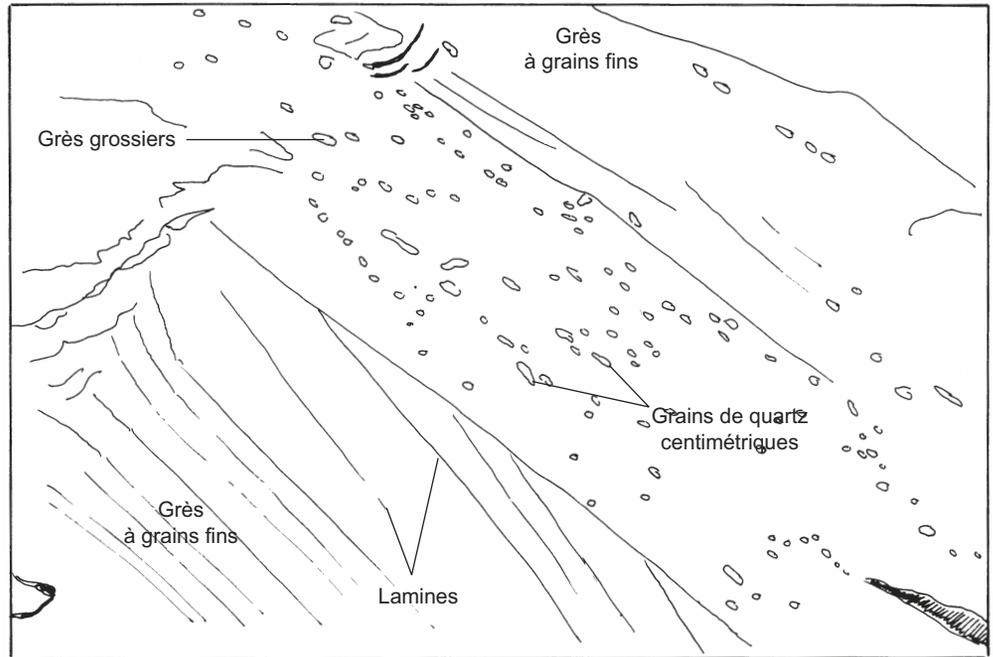


Figure 2 Croquis réalisé à partir du cliché.

10 cm

3. Cette roche détritique de la fin du Paléozoïque (permien) provient de l'érosion de reliefs préexistants : compte tenu de la localisation géographique, il s'agit de la chaîne pyrénéenne varisque. La granulométrie variable indique des périodes d'érosion modérée conduisant au dépôt de sables qui alternent avec des périodes d'érosion plus intense à l'origine de l'arrivée de graviers. Ceci peut être interprété comme la conséquence d'une variation de la capacité de transport des cours d'eau apportant ces sédiments (crues et décrues d'intensités différentes). La présence de stratifications entrecroisées dans les grès témoigne d'un milieu de dépôt de type deltaïque dans lequel l'orientation des courants et la géométrie du lit du fleuve varient au cours de la sédimentation.

Exercice 20

Les changements climatiques depuis 135 000 ans BP

(BP pour « before present » correspond à l'année 1950 choisie comme origine de l'échelle de temps en radiochronologie au ^{14}C)

L'objectif de cet exercice est de montrer et de caractériser les changements climatiques majeurs depuis 135 ka puis de rechercher les relations de causalité entre variations des paramètres orbitaux, modifications du volume des glaces, de la température des eaux de l'océan et variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère notamment.

En raison du caractère global de ces changements climatiques, des informations de régions aussi différentes que le Pacifique Est-central (région des îles Galapagos au large de l'Équateur), l'Antarctique (station Byrd ou Dôme C.....) ou l'hémisphère Nord (65°N) sont confrontées ici.

1. Évolution de la température des eaux du Pacifique Est-central

Un forage océanique, réalisé à 250 km au Nord-Est des îles Galapagos soit en position quasi équatoriale, par 2 800 m de fond, a permis de remonter une carotte de sédiments calcaires de 9 m d'épaisseur environ. Ces derniers ont été analysés avec un prélèvement tous les 2 cm et l'âge de chaque niveau a été déterminé par radiochronologie au ^{14}C pour les 45 000 premières années (45 ka) puis par extrapolation pour le reste de la carotte à partir de l'estimation de la vitesse de sédimentation. Deux populations de Foraminifères ont été triées et isolées de chaque prélèvement et ont servi de matériel d'analyse (mesure du rapport $[\text{Mg}/\text{Ca}]$ et détermination du $\delta^{18}\text{O}$), *Globigerinoides ruber*, espèce planctonique d'une part, *Uvigerina senticososa*, espèce benthique d'autre part. Les résultats sont reportés sur la figure 1.

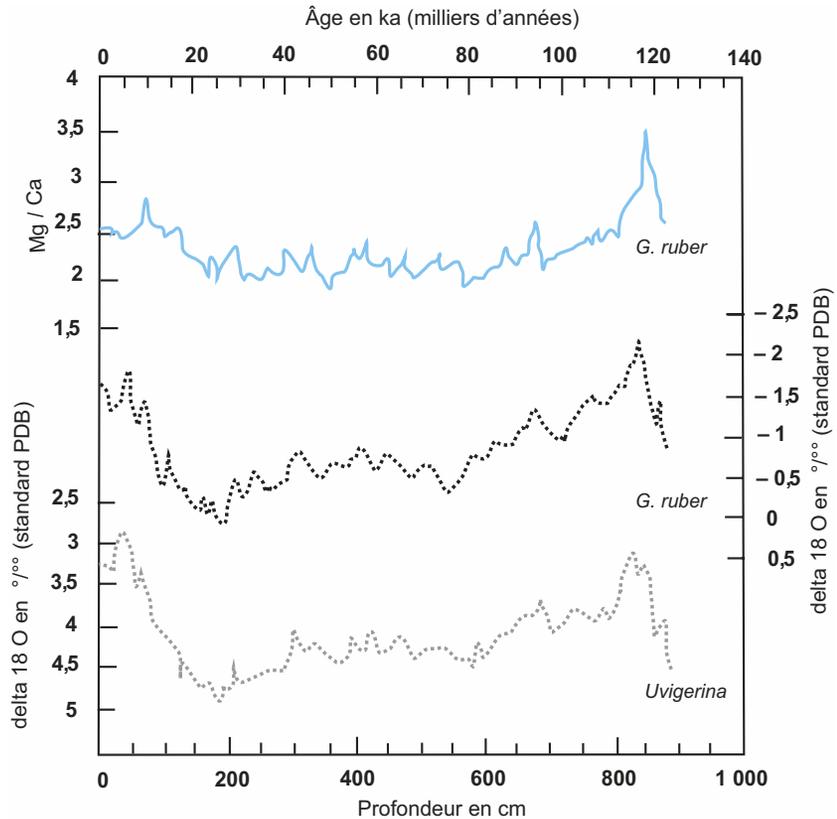


Figure 1 Qualités isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) et chimique (Mg/Ca) des tests de deux espèces de foraminifères échantillonnés dans une carotte de sédiments au large des Galapagos.

1.1. Comment est défini le $\delta^{18}\text{O}$? Le standard utilisé ici est le rapport isotopique d'un fossile du Jurassique de Caroline du Sud, une belemnite (Céphalopode marin) notée PDB pour « *Pee Dee Belemnite* ».

1.2. Quels sont les facteurs qui influencent la qualité isotopique de la calcite des tests de Foraminifères estimée par le $\delta^{18}\text{O}$? Quel lien existe-t-il entre leur variation propre et la hausse ou la baisse du $\delta^{18}\text{O}$?

1.3. Que pouvez-vous dire de l'évolution globale des deux courbes et de ce qu'elles traduisent en terme de climat ? Expliquez par ailleurs la raison de l'écart entre les 2 courbes ?

De manière à discriminer l'effet de chaque facteur, un indicateur de température des eaux de surface, le rapport (Mg/Ca), est utilisé en parallèle. La qualité de la calcite (son degré d'enri-

chissement en Mg en particulier) est en effet fonction de la température ; l'équation de corrélation entre le rapport (Mg/Ca) et la température T est de la forme :

$$(\text{Mg}/\text{Ca}) = 0,38 \cdot e^{0,09 \cdot (T - 3,4)}$$

avec (Mg/Ca) en mmol/mol et T en °C.

1.4. À partir de la courbe relative à *G. ruber*, déterminez la température des eaux de surface il y a 125-130 ka (on considérera le rapport [Mg/Ca] comme sensiblement égal à 3) et il y a 25-30 ka (rapport égal à 2 environ dans ce cas).

1.5. En comparant les courbes (Mg/Ca) et $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber*, on constate une corrélation moins bonne sur l'intervalle 0-35 ka que sur l'intervalle 80-135 ka. Que pouvez-vous avancer comme hypothèse explicative concernant cette moindre corrélation lors du premier intervalle ?

1.6. Les fluctuations observées sur les 135 ka d'analyse suggèrent l'intervention d'un processus cyclique. Quelles en sont les caractéristiques et à quel paramètre orbital est-il corrélé ?

2. Les caractères du dernier réchauffement climatique

Comment s'enchaînent les différents processus impliqués dans un changement climatique majeur ? L'exemple choisi est celui de la dernière déglaciation. Pour traiter cette question, 5 courbes sont à exploiter (figure 2) :

- A = Courbe d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du forage de la station Byrd dans l'Antarctique (SMOW = « standard mean oceanic water ») ;
- B = Courbe d'évolution de la température des eaux de surface du Pacifique Sud, au large du Chili (forage ODP 1233 – 41° de latitude S) ;
- C = Courbe d'évolution de la teneur en CO_2 (exprimée en ppmv ou parties par million en volume – $\mu\text{l/l}$ par exemple) des bulles d'air piégées dans la glace de divers forages de l'Antarctique (Taylor Dôme et Dôme C en particulier) ;
- D = Courbe d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau du Pacifique central (déduite de la courbe de *G. ruber* corrigée de l'effet température à l'aide de la relation $(\text{Mg}/\text{Ca}) = \text{fn}(T)$) ;
- E = Courbe d'évolution de l'insolation à 65°N au mois de juin.

2.1. Indiquez dans le tableau suivant, pour chaque courbe, l'âge du changement majeur de régime et l'information climatique qu'il est possible d'en tirer.

| Courbes | Âge | Signification climatique |
|---------|-----|--------------------------|
| A | | |
| B | | |
| C | | |
| D | | |
| E | | |

2.2. Organisez sous forme d'une séquence chronologique l'enchaînement des modifications des différents paramètres climatiques et leurs relations de causalité.

Il est précisé que la capacité de chaleur spécifique de l'air sec à 0 °C est d'environ $1 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, celle de l'eau liquide de $4,18 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, celle de la glace de $2,15 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Par ailleurs, la chaleur latente de fusion de la glace est de $336 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Corrigé

1.1. $\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{échantillon}}}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{standard-PBD}}} - 1 \right) \cdot 1000$; il s'agit de l'écart relatif de la qualité isotopique de l'échantillon par rapport à celle du standard, exprimé en pour mille.

1.2. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{calc}}$ est fonction :

- de la « qualité isotopique de l'eau » d'une part ; les échanges isotopiques directs entre l'eau et la calcite lors de sa formation sont régis par la loi d'action de masse avec $(\text{CaC}^{18}\text{O}_3)/(\text{CaC}^{16}\text{O}_3) = K \cdot [(\text{H}_2^{18}\text{O})/(\text{H}_2^{16}\text{O})]^3$; la calcite est donc d'autant plus riche en ^{18}O que l'eau au sein de laquelle elle se forme l'est également ;

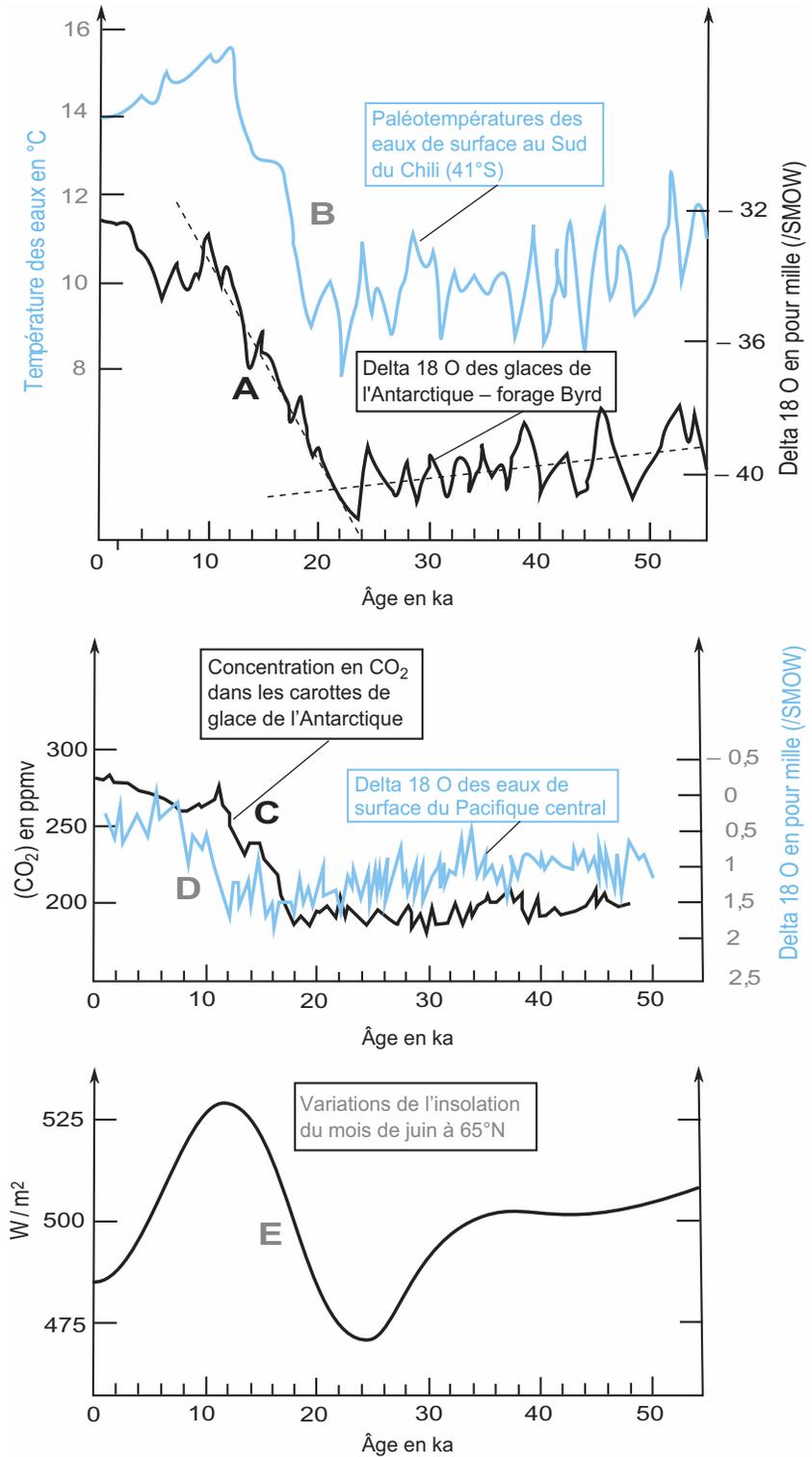


Figure 2 Évolution de divers paramètres climatiques depuis 50 ka (voir détails dans le texte).

- du facteur « température de cristallisation » d'autre part ; en effet le coefficient K est inversement proportionnel à la température T ; l'échauffement favorise l'incorporation de ^{16}O au détriment de ^{18}O pour des questions de cinétique et conduit à la baisse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{calc}}$.

Au final, $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{océan}} - \alpha * T + \beta$.

Les deux facteurs « qualité isotopique de l'eau » et « température » se conjuguent dans les faits ; ainsi, lors que la température décroît, l'isotope ^{18}O est mieux piégé dans la calcite lors de sa cristallisation et, parallèlement, l'eau de mer s'enrichit en cet isotope par suite d'un accroissement du volume des calottes glaciaires séquestrant surtout ^{16}O .

1.3. L'évolution globale des deux courbes est identique à savoir une hausse progressive du $\delta^{18}\text{O}_{\text{calc}}$ de -120 à -20 ka puis une baisse brutale entre -20 ka et -5 ka, déjà repérable avant -120 ka.

La hausse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{calc}}$ traduit un refroidissement et ceci suite à la conjugaison de l'effet « température » et de l'effet « qualité de l'eau » (voir 1.2.).

À l'inverse la baisse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{calc}}$ relève d'une hausse de la température et de la dilution de ^{18}O de l'océan par l'eau de fonte des calottes glaciaires enrichies en ^{16}O (le $\delta^{18}\text{O}_{\text{ocean}}$ diminue alors).

L'écart entre les 2 courbes provient des différences de température entre les eaux de surface chaudes (enregistrement par *G. ruber*) et les eaux de fond froides (enregistrement par *U. senticosa*) ; ^{18}O est favorisé lors de la cristallisation dans ce dernier cas. On peut constater que cet écart est demeuré constant lors des changements climatiques.

1.4. L'expression de la température en fonction du rapport (Mg/Ca) conduit à la relation suivante :

$$T = 11,1 * (\ln [\text{Mg}/\text{Ca}] - \ln [0,38]) + 3,4$$

Pour (Mg/Ca) = 3, $T_{125/130 \text{ ka}} = 26,3$ °C et pour (Mg/Ca) = 2, $T_{25/30 \text{ ka}} = 21,8$ °C. Le refroidissement au long d'une phase glaciaire des eaux de surface du Pacifique Est-central est donc de $4,5$ °C.

1.5. On peut avancer l'idée d'une modification récente de la profondeur de compensation des carbonates avec un relèvement de la lysocline de la calcite par exemple (autour de $3\,000$ m pour des dépôts à $2\,800$ m de fond ici) induisant une dissolution préférentielle de Mg par rapport à Ca.

1.6. On est en présence d'une seule signature cyclique majeure, de l'ordre de 110 - 115 ka environ (2 pics) ce qui correspond aux variations d'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Cette signature est asymétrique avec une phase lente et graduelle de refroidissement suivie d'une phase brève et brutale de réchauffement.

2.1.

| Courbe | Âge du changement majeur de régime | Signification climatique |
|--------|------------------------------------|---|
| A | -22 à -20 ka (*) | Hausse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{glace}}$ donc réchauffement de l'atmosphère aux hautes latitudes |
| B | -20 à -18 ka | Réchauffement des eaux de surface du Pacifique Sud |
| C | -18 à -16 ka | Relèvement de la teneur en CO_2 de l'atmosphère donc accentuation de l'effet de serre, source de réchauffement |
| D | -12 à -10 ka | Baisse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ donc apport notable d'eaux de fonte des calottes glaciaires (l'effet de réchauffement des eaux a été déduit) puisqu'il se répercute jusque dans le Pacifique central |
| E | -24 à -22 ka | Augmentation du flux solaire aux hautes latitudes donc accélération de la fonte estivale des glaces, échauffement de l'atmosphère et augmentation de l'émission d'infrarouges par la Terre |

(*) Le repérage de la période exacte de changement suppose de « lisser à la main » les deux portions de courbes de manière à éliminer les fluctuations de haute fréquence et à ne retenir que les variations de plus basse fréquence exprimant une tendance plus durable ; voir à titre d'exemple les traits en pointillés pour la courbe A sur la [figure 2](#).

2.2. À partir de -24 voire -22 ka, le flux solaire incident augmente ce qui se traduit notamment aux hautes latitudes par un réchauffement prioritaire de l'atmosphère en raison de la faible capacité de chaleur spécifique de l'air et de sa faible densité ($d_{\text{air}} = 0,0013$ à l'altitude zéro donc masses à réchauffer modestes).

Le réchauffement des eaux superficielles n'apparaît qu'à compter de -20 ka par suite l'inertie thermique de l'eau liquide (plus grande capacité de chaleur latente et densité près de 1 000 fois supérieure à celle de l'air).

Ce réchauffement des eaux se traduit par une moindre solubilité du CO_2 dont le relargage dans l'atmosphère apparaît à partir de -18 ka et augmente donc l'effet de serre soit le réchauffement (auto-accélération ou boucle de rétroaction positive).

Ce n'est qu'à partir de -12 ka qu'est initiée une fonte notable des glaces capable de conduire via la circulation océanique globale à une dilution générale de ^{18}O des océans (en fait, si l'on tient compte du délai de ce brassage océanique, de l'ordre de 1 à 2 ka, la fonte notable doit se produire entre -13 à -14 ka). Cette fonte généralisée suppose d'atteindre un échauffement critique soit des températures estivales largement positives en raison de la forte inertie thermique là encore (notable capacité de chaleur spécifique de la glace et surtout chaleur latente de fusion élevée).

La [figure 3](#) résume cette séquence d'évènements.

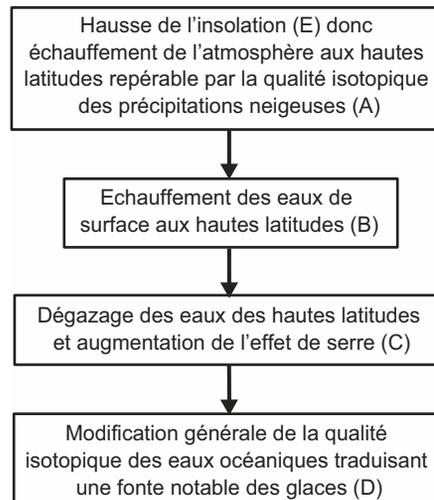


Figure 3 Enchaînement des évènements lors d'une phase de réchauffement climatique (sortie de phase glaciaire).

Exercice 21 Analyse d'un affleurement

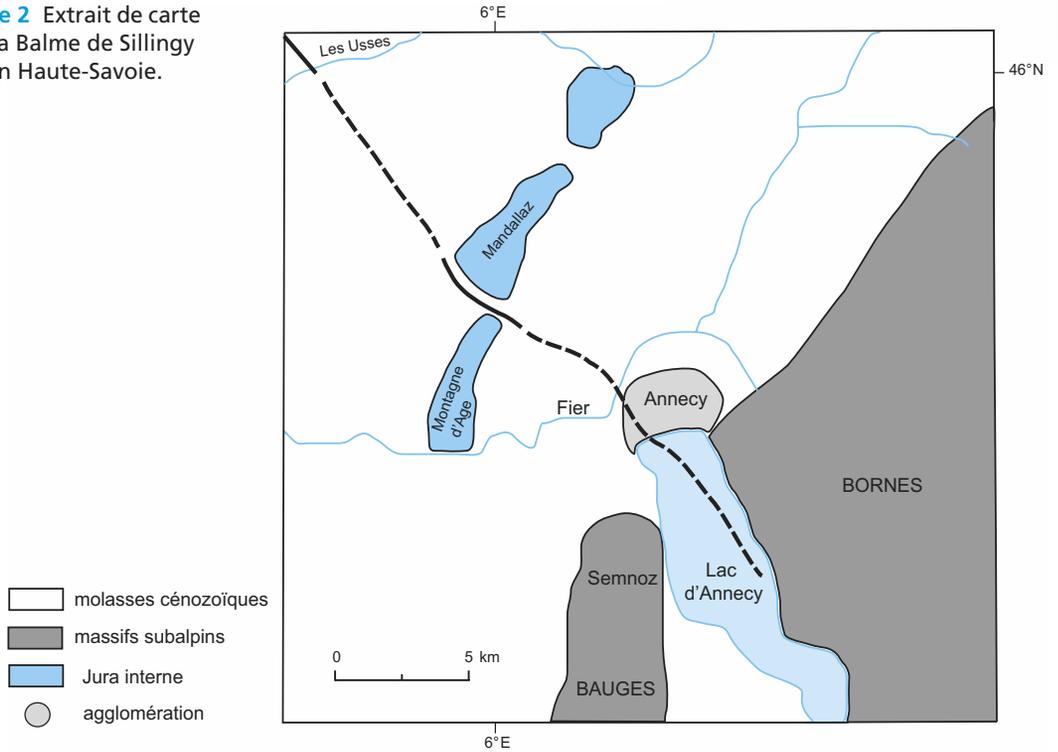
(inspiré du sujet d'agrégation externe 2003, TP option a et b)

Le document de la [figure 1](#), [cahier couleur p. 45](#), illustre un affleurement photographié sur la commune de La Balme de Sillingy en Haute-Savoie. La surface observée au premier plan, orientée N-O/S-E présente une surface polie, brillante.

1. Proposez une analyse complète de ce document en vous aidant de la fiche méthode 7. Il est attendu deux hypothèses explicatives, voire déjà la confirmation ou la réfutation argumentée de chacune. Il est conseillé d'accompagner votre réponse d'un schéma légendé de la figure soit à main levée en respectant les proportions des différentes parties de l'affleurement, soit à l'aide d'un calque.

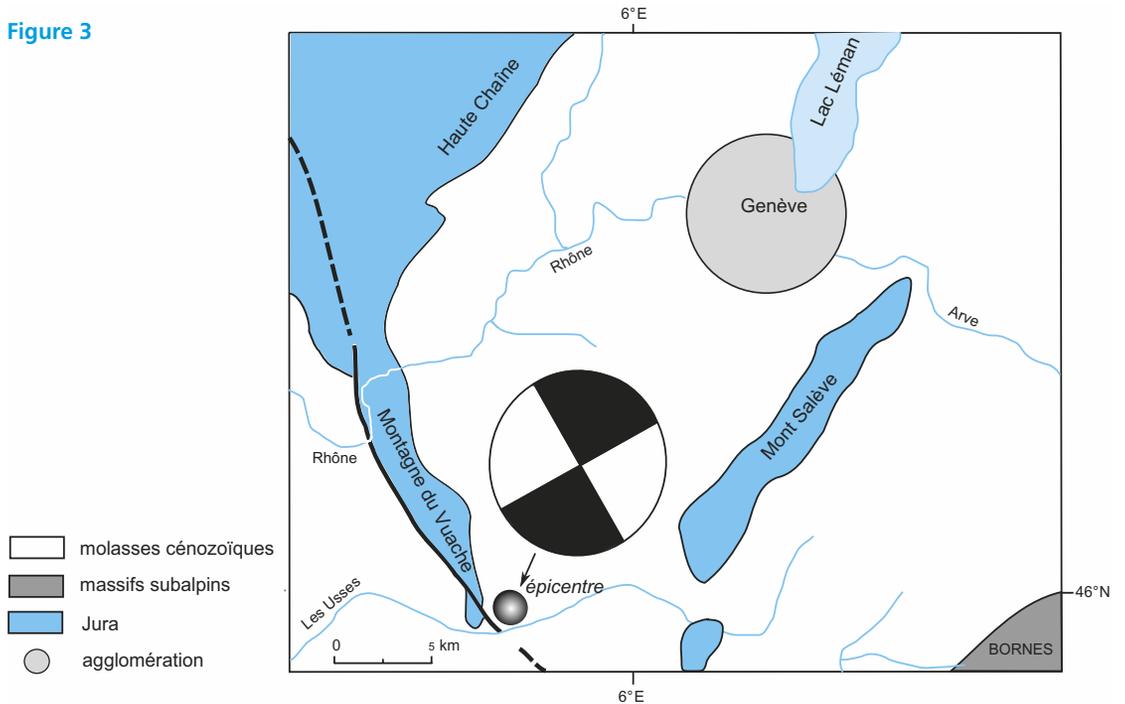
2. L'extrait de carte de la [figure 2](#), relatif à cette région, vous permet-il de confirmer et/ou de préciser votre réponse ?

Figure 2 Extrait de carte de La Balme de Sillingy en Haute-Savoie.



3. Un séisme de magnitude 5,2 dont l'épicentre est situé sur la carte de la [figure 3](#) a affecté cette région en juillet 1996. Quels enseignements en tirez-vous ?

Figure 3



Corrigé

1. La végétation permet de saisir l'échelle du document. Un front d'une dizaine de mètres est observé obliquement. Il comporte deux parties : l'une, au premier plan, dont la surface est lisse et à ondulations d'axe horizontal, l'autre est plus irrégulière mais il est possible d'y reconnaître des plans de stratification subhorizontaux dans sa partie supérieure. Une fissure nette les sépare et épouse les ondulations de la surface du premier plan. Celle-ci porte des marqueurs sous la forme de lignes subhorizontales ; ces lignes sont des stries (les traces sombres verticales sur cette même surface sont des marques du ruissellement de l'eau). Deux hypothèses peuvent être formulées quant à l'origine de ces stries :

- H1 : il s'agit de marqueurs glaciaires, à savoir des stries creusées par des blocs entraînés par le glacier lors de son avancée et générant des « sillons » à la manière d'un soc de charrue ;
- H2 : elles représentent des marqueurs tectoniques : la surface lisse correspond à un miroir de faille. Le premier plan du cliché ne comporte qu'un seul compartiment, le compartiment Nord, alors que les deux sont présents dans le second plan. Les lignes sur le miroir sont les stries de friction (tectoglyphes) occasionnées par le mouvement.

Il importe à ce stade de l'analyse de réfuter une des deux hypothèses. Pour l'hypothèse H1, plusieurs objections peuvent être formulées. Le caractère brillant de la surface au premier plan ne peut être expliqué dans un tel contexte où l'usure par le glacier génère plutôt des surfaces ternes mais surtout la présence du second bloc dans l'arrière-plan de la photographie est difficilement explicable dans un tel contexte puisqu'il aurait fait obstacle à la progression du glacier alors qu'elle est tout à fait logique dans la seconde hypothèse.

Par contre la surface brillante est souvent le fait de recristallisation le long des plans de faille appelés pour cette raison miroirs de faille (exemple pour une série calcaire : recristallisation de calcite sparitique, translucide, dans les interstices ménagés par le déplacement des deux blocs). Le très faible pendage de ces marqueurs permet de qualifier cette faille de décrochement mais le cliché ne permet pas de déterminer son sens.

2. L'extrait de carte montre un accident tectonique d'orientation NO/SE. Il sépare le massif du Salève en deux blocs : la montagne de la Mandallaz au N-E et la montagne d'Âge au S-O. Leur décalage confirme la deuxième hypothèse, à savoir un décrochement et précise le sens senestre de son mouvement.

3. Le séisme de 1996 peut tirer son origine du rejeu de la faille de par sa localisation. L'analyse des mécanismes au foyer permet d'avancer 2 hypothèses, celle d'un décrochement senestre N-O/S-E et celle d'un décrochement dextre N-E/S-O. L'observation cartographique précédente (Q2) et l'orientation du miroir de faille indiquée au début de l'énoncé confirment le décrochement senestre. Cela suggère donc l'existence d'un régime compressif local de contraintes dont la composante majeure σ_1 serait orientée à 30° environ du plan de faille soit de direction N 105° approximativement.

Cette région du Jura oriental (interne), proche du front subalpin (massif des Bornes), est aujourd'hui sismiquement active. L'ensemble de la couverture jurassienne mésozoïque subit une poussée de l'E/S-E qui provoque une mise sous contraintes de la région ; le relâchement de celles-ci lors des séismes occasionne un déplacement différentiel des deux compartiments le long du plan de rupture, le compartiment N-E migrant davantage que le compartiment S-O.

Exercice 22

Reconstitution de l'histoire géologique de la région de Largentière (S-E du Massif Central)

L'objectif présent est de reconstituer à partir d'une carte géologique simplifiée (cahier couleur p. 46) et de données pétrographiques, géochimiques, l'histoire d'une région où sont associés événements sédimentaires, métamorphiques et magmatiques. Les résultats de cette analyse seront traduits sous forme d'une coupe à main levée.

Les informations métamorphiques de cette carte utilisent une terminologie « ancienne » concernant le degré de métamorphisme dont la signification est la suivante :

- Épizone : domaine du faible métamorphisme représenté par des schistes ; sa limite supérieure est définie par l'apparition de la biotite ;

- Mésozone : domaine du métamorphisme moyen exprimé par des micaschistes et des gneiss à deux micas ; sa limite supérieure correspond à l'apparition de la sillimanite et de l'orthose ;
- Catazone : domaine du métamorphisme fort caractérisé par des micaschistes et des gneiss à biotite seule ; il s'achève par le début de fusion (anatexie).

1. À partir de l'analyse des données minéralogiques (légende de la Formation des Cévennes médianes), structurales (distribution des diverses zones métamorphiques, direction des plis et pendage de la schistosité) et chronologiques (légende) de cette carte, caractérisez le métamorphisme général de cette région (protolithes, gradient métamorphique, géométrie des contraintes, âge...).

Pour aborder l'histoire du magmatisme acide représenté par trois gisements de granites, vous exploiterez, outre les informations cartographiques, quelques données minéralogiques et texturales relevées dans la notice de la carte et présentées dans le [tableau 1](#) ainsi que des données géochimiques de formations analogues mais situées un peu plus au Nord par rapport à cette carte ([tableau 2](#)).

TABLEAU 1 CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES ET TEXTURAUX DES GRANITES DE LA CARTE DE LARGENTIÈRE.

| Granite du Tanarge | Granite de Rocles | Granite porphyroïde de Borne |
|---|--|---|
| Quartz, orthose, plagioclase (An 0-20), biotite, muscovite ; un peu de cordiérite | Quartz, orthose, plagioclase (An 0-25), biotite, muscovite ; un peu de sillimanite parfois | Quartz, orthose, plagioclase (An 10-30), biotite ; muscovite rare ; un peu de cordiérite |
| Texture grenue porphyroïde en général ; minéraux plus petits et en partie orientés sur les bordures | Texture grenue ; orientation fréquente des minéraux, concordante avec celle des micaschistes tout autour | Texture grenue à microgrenue en périphérie. |
| Nombreuses petites enclaves schisteuses à biotite, muscovite, cordiérite, sillimanite et andalousite. | Enclaves schisteuses abondantes et très étirées | Petites enclaves schisteuses en bordure seulement et enclaves « basiques » (diorite et granodiorite) fréquentes mais de taille réduite. |
| Contacts francs avec les migmatites voisines | Contacts francs et concordants avec les micaschistes | Bords francs au contact de cornéennes à andalousite voire à sillimanite |

TABLEAU 2 RAPPORTS ISOTOPIQUES ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ DE QUELQUES ROCHES VARISQUES DU MASSIF CENTRAL APPARENTÉES À CELLES DE LA RÉGION DE LARGENTIÈRE.

| Type de roche | Manteau (pour référence) | Granite de type porphyroïde (Borne) | Enclaves « basiques » | Micaschistes et paragneiss | Migmatites | Granite de type « Tanargue » |
|---|--------------------------|-------------------------------------|-----------------------|----------------------------|------------|------------------------------|
| ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ (- 300 Ma) | 0,702 – 0,703 | 0,711 – 0,712 | 0,712 | 0,713 – 0,715 | 0,715 | 0,716 – 0,718 |

Remarque : les rapports isotopiques actuels de ces diverses roches ont été recalculés pour l'époque varisque en prenant pour hypothèse un âge de genèse de – 300 Ma (il s'agit de la notation de l'indice 0 du rapport).

2. En analysant ces diverses informations, dégagez les hypothèses les plus plausibles pour expliquer l'origine des trois gisements granitiques de la carte de Largentièrre.
3. Retracez en guise de conclusion l'histoire de cette région (partir des observations cartographiques pour ordonner les divers évènements sédimentaires, tectoniques, magmatiques).

4. Illustrez l'organisation d'ensemble de ce secteur au moyen d'une coupe à main levée selon la diagonale S-O/N-E de la carte. On admettra qu'au plan topographique la région N-E est plus élevée que la région S-E (un tracé ondulé et légèrement penté sera suffisant). Le détail de la zonéographie entre schistes, micaschistes et paragneiss sera ignoré mais on proposera une représentation de l'organisation structurale de ces terrains ; la zone de migmatites et les trois gisements de granites seront par contre dégagés.

Corrigé

1. Les schistes et micaschistes ainsi que les silicates d'alumine (andalousite et sillimanite) qu'ils contiennent traduisent la nature pélitique ou périto-gréseuse des roches-mères. La succession andalousite – sillimanite – migmatite est quant à elle typique d'un gradient métamorphique de BP – HT correspondant à un paléogéotherme supérieur à $33^{\circ}/\text{km}$ (en prenant comme position du point triple des silicates d'alumine 500°C et 5 kbar soit 15 km). La zonéographie d'ensemble montre que ce paléogéotherme était croissant du Sud vers le Nord. La direction générale des plis correspondant à l'azimut des plans de schistosité, il est possible de conclure à une schistosité de plan axial générée par une compression de direction sensiblement N/S. Les premiers terrains non métamorphiques étant rapportés au Houiller à savoir le Carbonifère (la légende de la carte générale précise qu'il s'agit du Stéphaniens soit du Carbonifère supérieur – secteur de Prades dans l'angle N-E), le métamorphisme est donc ante-Carbonifère et vraisemblablement varisque (les protolithes de la série métamorphique ne sont pas datés).

Il existe enfin, autour du granite porphyroïde, une auréole de métamorphisme de contact représentée par des cornéennes qui affecte les séries du métamorphisme général, preuve de la postériorité de cet événement lié à l'intrusion d'un granite.

2. Le granite du Tanargue présente une minéralogie de leucogranite en raison de l'abondance de muscovite. Celle-ci est accompagnée d'un autre minéral alumineux d'origine métamorphique, la cordiérite, et d'enclaves schisteuses ; le tout suggère qu'on a affaire à un granite d'anatexie. Cette hypothèse concorde avec le gisement de ce granite qui est ceinturé par des migmatites et dont l'allongement E-O est conforme à la distribution des unités métamorphiques ou zonéographie (on parle dans ce cas de gisement autochtone). Enfin les rapports isotopiques élevés, voisins de ceux des migmatites voire des paragneiss confortent cette hypothèse (il semble même y avoir eu, lors de la fusion partielle des micaschistes et des paragneiss, un enrichissement en ^{87}Rb ce qui expliquerait le rapport en Strontium plus élevé dans le leucogranite par rapport à ces derniers).

Le granite de Rocles possède une minéralogie de leucogranite comparable à celle du granite du Tanargue et des enclaves schisteuses qui permettent de proposer également une origine anatectique donc crustale. Son gisement diffère toutefois puisqu'il n'est pas ceinturé de migmatites ; sa structure en partie foliée et sa disposition concordante avec la zonation métamorphique permettent d'envisager l'hypothèse d'un pluton anatectique qui se serait déplacé et injecté sous l'effet de la poussée d'Archimède dans les séries métamorphiques qui surmontaient la zone migmatitique où il aurait pris naissance par anatexie. Nous sommes donc en présence d'un gisement allochtone à la différence du précédent.

Quant au granite porphyroïde de Borne, sa seule minéralogie ainsi que la nature allochtone de son gisement (intrusif dans une série métamorphique) ne permettent pas de conclure. Par contre la présence d'enclaves dites « basiques » (diorites et granodiorites) en sus des enclaves schisteuses suggère l'intervention d'une source mantellique. Pour savoir si le magma ne provient que du manteau ou s'il s'est hybridé avec un magma crustal anatectique (contamination en masse), il faut s'en remettre aux données géochimiques. Les rapports isotopiques sont légèrement plus faibles que ceux d'un matériel métamorphique ou migmatitique mais nettement plus élevés que ceux du manteau ce qui suggère certes un mélange mais avec une proportion de matériel mantellique bien moindre que celle de matériel crustal. Le rapport isotopique des enclaves qui aurait pu être révélateur de cette source mantellique n'est pas discriminant ici, suite certainement à une rééquilibration avec le magma hybride

(diffusion des éléments incompatibles des enclaves dans le magma), processus vraisemblable au regard de la faible taille de celles-ci.

3. L'histoire de cette région est déduite de l'application des critères de chronologie relative (principes de recouvrement et de recoupement). Le métamorphisme général de type BP - HT qui suit une phase de sédimentation de pélites (futurs micaschistes) et grès argileux (futurs paragneiss) exprime un des deux événements de l'orogénèse varisque, le second étant l'intrusion de plutons granitiques (Rocles et surtout Borne). Ce bâti cristallin est alors fragmenté par un réseau de failles Est - Ouest qui sont clairement varisques car ante-carbonifères (Houiller) ou ante-permiennes (seraient-elles liées au démantèlement tardi-orogénique conduisant à l'exhumation d'unités profondes ?). Les petits bassins houillers et permien discordants car non métamorphiques en particulier illustrent l'intense érosion de la chaîne à cette époque. La discordance se généralise avec le dépôt des terrains triasiques voire jurassiques. Des failles tardives, N/S et N-E/S-O, redécoupent socle et couverture. Il est impossible ici de les dater plus précisément (pas d'encadrement dans ce cas).

4. La coupe à main levée de la [figure 1](#) traduit les analyses précédentes ; il s'agit bien entendu d'une interprétation très générale et simplifiée. Elle ne vise pas à reproduire les données de la carte au 1/50 000 dans toute leur complexité mais a pour objectif de rendre compte des relations géométriques entre les différents objets géologiques et des traits structuraux majeurs de la série métamorphique (plis et schistosité de plan axial, zone de migmatites...). Les terrains sédimentaires discordants sont soulignés.

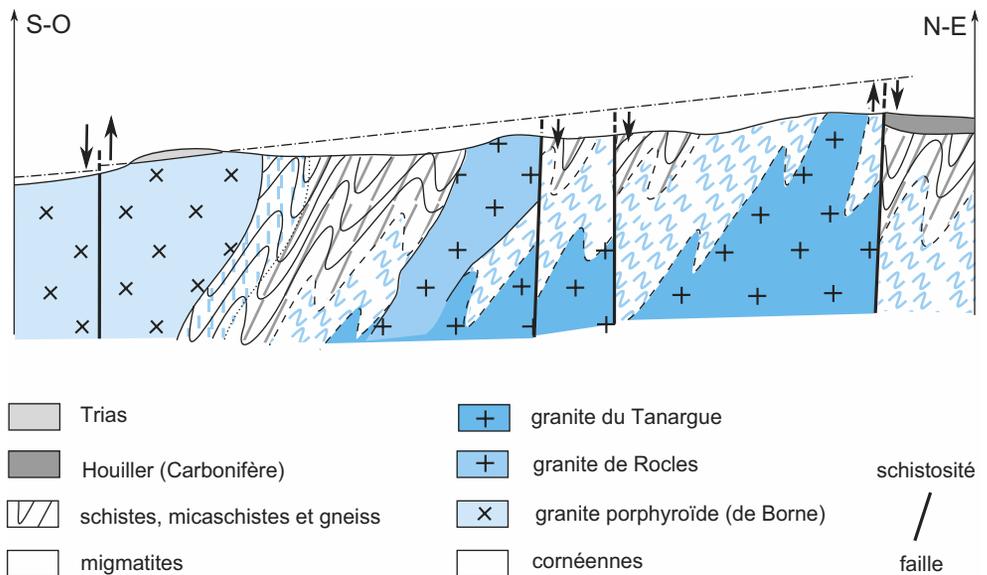


Figure 1 Coupe interprétative de la structure de la région de Largentière

Exercice 23 Analyse de déformations à l'échelle microscopique

Les figures 1, 2, 3 et 4 (cahier couleur p. 46 et 47) sont des lames minces de roches notées A, B, C et D respectivement. Elles sont observées en LPNA (A, B et C) ou en LPA (D). Elles permettent d'aborder l'analyse des déformations à l'échelle microscopique.

1. Réalisez un schéma interprétatif et légendé des échantillons A et B puis une analyse comparative de manière à retracer leur histoire via les modalités de genèse des structures décrites.
2. Analysez de la même manière les échantillons C et D.
3. Concluez en récapitulant les notions illustrées par ces quatre échantillons.

Corrigé

1. On observe deux parties sur chaque cliché (figures 5 et 6) :

- une matrice dans les secteurs « N » et « S » de chaque lame, constituée de micas blancs et noirs, minéraux aplatis ou en baguette montrant une linéation selon ce seul plan d'observation ; comme il s'agit de micas, il est possible de parler de schistosité cristallophylienne ou foliation (surfaces S1), orientée « N-E/S-O » pour A et « N-O/S-E » pour B ;
- une partie centrale représentée par un phénoblaste d'oxyde de fer (A) ou d'andalousite (B), entouré à chaque fois de deux parties plus claires de muscovite voire de chlorite qui matérialisent une structure ocellée.

Nous sommes donc en présence d'échantillons de roches métamorphiques de type schistes en raison de la faible taille des micas et du fait qu'ils dérivent d'un protolithe de type « argilite » (pour A, la présence de quartz permet de préciser le caractère gréseux de cette argilite).

Ces échantillons diffèrent toutefois au niveau de la forme de la structure ocellée.

Pour l'échantillon A, le phénoblaste d'oxyde de fer présente des faces « E » et « O » géométriques et des faces « N » et « S » irrégulières ou tronquées. On peut interpréter cela comme la conséquence d'une dissolution à ces niveaux sous l'influence d'une forte pression. Les éléments issus de cette transformation ont migré dans des zones de basse pression et ont participé à la recristallisation à l'origine des ombres de pression. Il est possible de positionner les axes d'allongement (X) et de raccourcissement (Z) (figure 5). Le phénoblaste est donc anté-tectonique. La forme des ombres de pression et la position des surfaces de dissolution traduisent une déformation avec une composante rotationnelle notable de type cisaillement senestre. Il n'est pas possible du coup de positionner précisément les contraintes majeure et mineure. La schistosité peu déformée autour du phénoblaste suggère une dissolution assez rapide et contemporaine de la réorientation des micas.

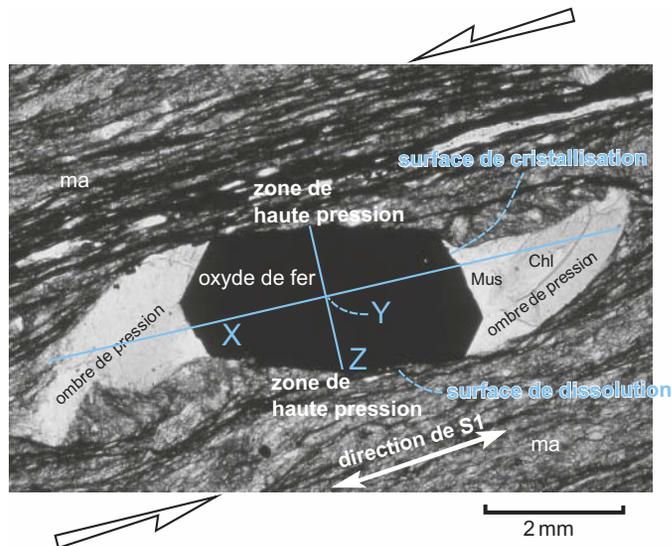


Figure 5 Interprétation de la lame mince de l'échantillon A (figure 1).

Dans le cas de B, la forme symétrique de l'œil autour du phénocrystal d'andalousite avec des zones d'ombre sièges de recristallisations peu orientées montre que la roche a subi une déformation coaxiale ou non rotationnelle soit de type aplatissement. Le cristal d'andalousite apparaît également comme anté-tectonique. Dans ce cas il est possible de construire l'ellipsoïde des contraintes avec correspondance entre Z et σ_1 , Y et σ_2 , X et σ_3 (figure 6).

Concernant A, la présence de micas et surtout de chlorite est typique du faciès « schistes verts » ; cette roche est donc un séricitoschiste ou « schiste lustré » par exemple.

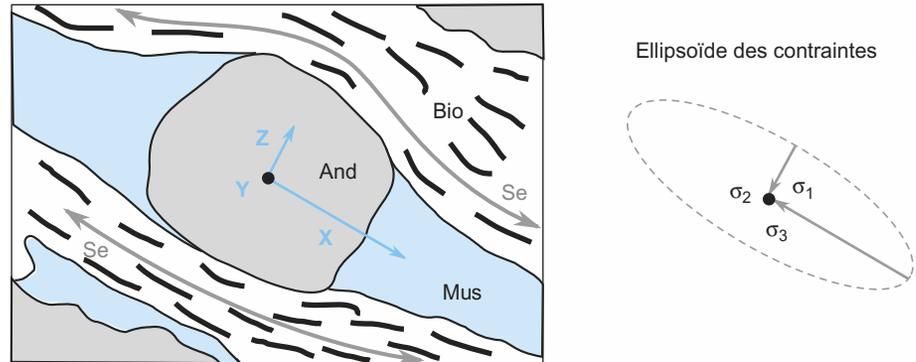


Figure 6 Interprétation de la lame mince de l'échantillon B (figure 2).

Voir chapitre 11,
figure 11.7

La présence d'andalousite permet de rapporter l'échantillon B au faciès « schistes verts » ou « amphibolite » sachant toutefois que la température maximale atteinte n'a pas dépassé 550-600 °C environ et la pression 0,5 GPa (5 kbar) soit 15 km de profondeur.

2. On y retrouve également (figures 7 et 8) :

- une matrice (surtout visible sur C) constituée de minéraux aplatis, comportant des micas noirs minoritaires et des micas blancs majoritaires. Leur disposition dessine une linéation, en fait une schistosité externe ici ou Se d'orientation globalement « E-O », qui contourne le cristal central X ;
- un phénoblaste subcirculaire voire « hexagonal » pour C, clair en LPNA et éteint en LPA ; il s'agit d'un grenat. Ce cristal fossilise une schistosité interne sigmoïde ou Si à base d'inclusions de quartz et de micas.

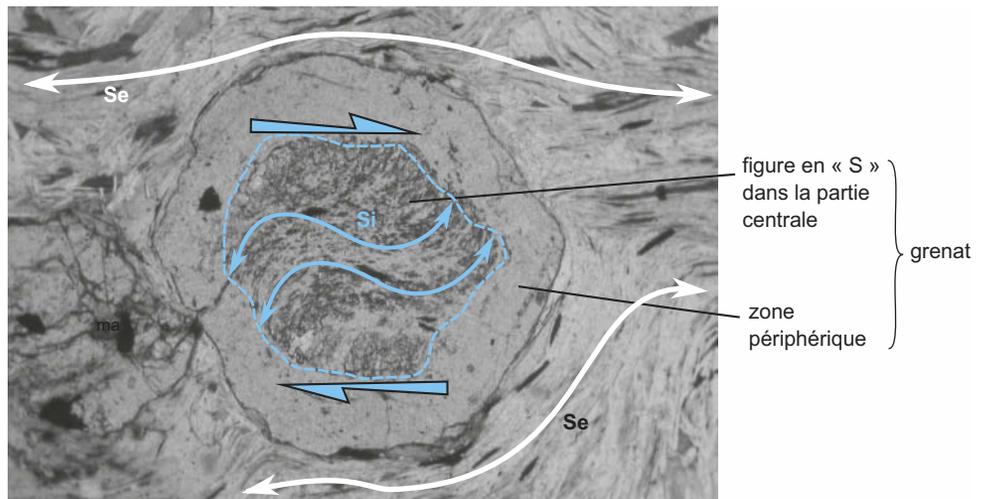


Figure 7 Interprétation de l'échantillon C (figure 3).

Si = schistosité interne ; Se = schistosité externe

Ces échantillons proviennent également de roches métamorphiques dont le protolithe était vraisemblablement une argilite en raison de la grande abondance des micas ; il s'agit de micaschistes à grenats.

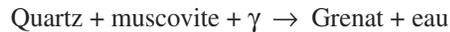
Pour ce qui est de l'histoire de l'échantillon C, il est à noter que le grenat présente outre un cœur à schistosité interne sigmoïde une couronne périphérique qui en est exempte. Cela

suppose tout d'abord une rotation horaire du cristal dit « grenat hélicitique » lors de sa croissance par suite d'un cisaillement dextre de la matrice environnante (déformation rotationnelle) ; la fin de sa croissance s'est par contre déroulée en conditions statiques (isotropie des contraintes) puisque la couronne ne présente plus d'inclusions. Le grenat est ainsi à la fois syn- et post-tectonique (croissance en rotation puis en conditions statiques).

Remarque : il y a toutefois absence de concordance entre les terminaisons de la schistosité interne Si et la schistosité externe Se qui vient se mouler autour du grenat. Cela suppose en fait une reprise des déformations après la fin de croissance du grenat ; il pourrait s'agir d'un phénomène d'extension lors de la phase rétrograde par exemple (un des critères serait de repérer à plus petite échelle des phénomènes de boudinage autour des grenats).

Dans le cas du grenat de l'échantillon D qui renferme de très nombreuses inclusions dont certaines sont grises (quartz) et d'autres présentent des teintes de polarisation vives (il pourrait s'agir de muscovite), celles-ci dessinent un « S » à l'envers. Il s'agit également d'un grenat hélicitique qui, comme l'échantillon C, a subi une rotation horaire associée à un cisaillement dextre mais plus prononcé car le « S » occupe tout le cristal. La croissance du grenat est entièrement contemporaine de la déformation ; ce minéral est uniquement syn-tectonique.

Pourquoi des inclusions en fait ? La raison en est le caractère excédentaire des phases minérales quartz et muscovite par rapport à une troisième phase γ minoritaire qui a été totalement consommée lors de la réaction de recristallisation et a joué le rôle de facteur limitant de la réaction :



Si la composition chimique du grenat était connue, il serait alors possible de déterminer la nature du minéral γ disparu (γ pourrait correspondre à de la chlorite par exemple).

L'abondance des micas et la présence de grenats permettent de rapporter ces micaschistes au faciès « amphibolite » (domaine thermique de 400 à 600 °C environ). L'apparition des grenats dans les micaschistes se réalise au-delà de 400 °C, quelle que soit la pression en général.

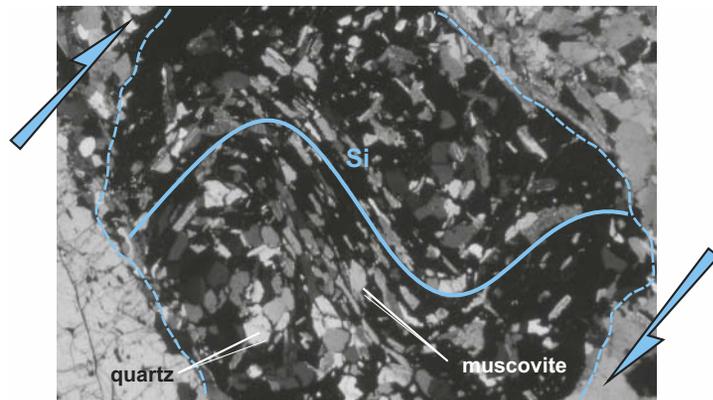


Figure 8 Interprétation de l'échantillon D (figure 4).

3. Les principales notions abordées dans cet exercice sont :

- les déformations observables à l'échelle des minéraux, traduisant la nature métamorphique des échantillons,
- les mécanismes de déformation, aplatissement et cisaillement,
- les phénomènes de dissolution et de recristallisation,
- la chronologie de la cristallisation par rapport à la déformation (minéraux anté-tectoniques, syn-tectoniques et post-tectoniques).

Exercice 24 Analyse comparée de 3 échantillons de roches

Les figures 1, 2 et 3 sont des photographies d'échantillons de roches (notés X, Y et Z respectivement) qui affleurent dans un même orogène, à quelques kilomètres d'intervalle. Les clichés, bien qu'en noir et blanc, permettent une identification des minéraux. L'observation de n'importe quelle face de l'échantillon X aurait donné un cliché semblable à celui de la figure 1. Ce n'est pas le cas pour les échantillons Y et Z.

1. Analysez de manière comparative les deux échantillons des figures 1 et 2.
2. Analysez l'échantillon de la figure 3 de composition minéralogique proche des précédents.
3. Établissez les liens susceptibles d'exister entre ces divers échantillons ?

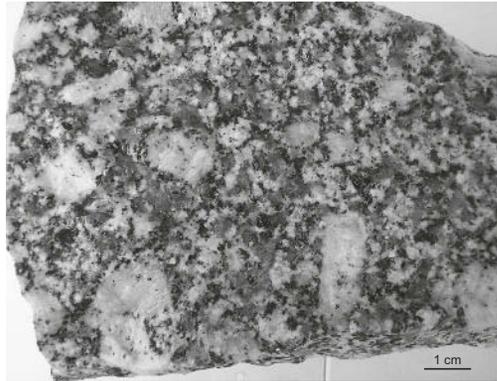


Figure 1 Échantillon X.

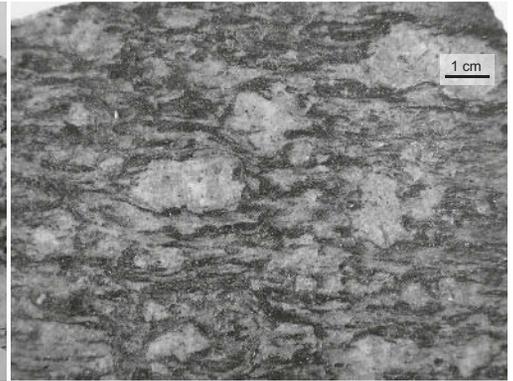


Figure 2 Échantillon Y.

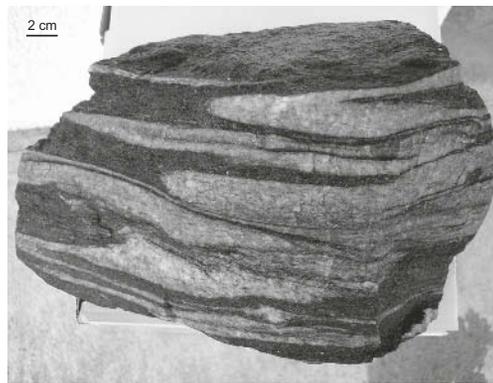


Figure 3 Échantillon Z.

Corrigé

1. Il convient de faire une analyse comparée. Dans les deux échantillons on observe :

- uniquement des cristaux visibles à l'œil nu (pas de matrice ou de pâte). Ces deux roches sont entièrement cristallisées et sont donc des roches endogènes.
- des minéraux clairs abondants et de grande taille, de petits minéraux sombres.

Il est possible de les identifier : les minéraux blancs de grande taille sont des feldspaths ; les minéraux gris correspondent à du quartz. Quant aux minéraux sombres, plusieurs hypothèses peuvent être proposées : pyroxène, amphibole ou biotite. Leur forme n'est pas parfaitement géométrique (à cette échelle d'observation) mais elle apparaît néanmoins en tablettes (vues de face en X et de profil en Y) et, comme quartz et feldspath (alcalin) sont abondants, on peut conclure à de la biotite, minéral sombre des roches riches en silice (présence du quartz).

Mais l'agencement des minéraux diffère entre les deux échantillons. Aucune structure particulière n'est observable dans l'échantillon X ce qui permet de qualifier de grenue sa pétrofa-

brique. Au contraire, dans l'échantillon Y, on note la présence de lits, bien soulignés par l'alignement des minéraux sombres ou gris. Ces lits minéralogiques peuvent correspondre soit à des lignes soit à des plans (on ne peut choisir car on ne voit qu'une face de l'échantillon) mais l'identification précédente de biotite, minéral plan, permet de trancher en faveur de plans parallèles qui définissent ainsi une schistosité. La ségrégation minéralogique qui la constitue permet de la qualifier de foliation.

La pétrofabrique grenue et la composition minéralogique de l'échantillon X amènent à placer cet échantillon dans les roches magmatiques de type plutonique ; il s'agit d'un granite porphyroïde à phénocristaux de feldspaths.

La structure foliée et la composition minéralogique de Y permettent de placer cet échantillon dans les roches métamorphiques. Il s'agit d'un gneiss (pétrofabrique granoblastique) dont la taille des phénocristaux de feldspaths est le propre d'un gneiss oeilé soit vraisemblablement un ancien granite (protolithe) métamorphisé ; on parle dans ce cas d'orthogneiss.

2. L'échantillon Z présente une structuration sous la forme de plans minéralogiques (on voit 3 faces orthogonales). Cependant, ces plans diffèrent de ceux de l'échantillon Y car ils ne sont pas aussi nettement dessinés dans les niveaux les plus clairs, ils peuvent se recouper et leur épaisseur est variable. De plus, il y a une ségrégation minéralogique très nette entre des niveaux concentrant les minéraux sombres et des niveaux surtout riches en minéraux clairs. Les épaisseurs de ces niveaux sont variables par ailleurs et des ébauches de microplis sont visibles. Par comparaison avec les deux échantillons précédents, on peut proposer une nature quartzofeldspathique pour les lits clairs et une nature micacée (biotite) pour les lits sombres. La taille de ces lits et leur aspect contourné suggèrent une fusion partielle à l'origine des lits clairs (le leucosome), alors que les lits sombres représentent la part non fondue (le mélanosome ou restite). Cet échantillon associe des caractères de roche magmatique (la structure grenue à savoir une cristallisation en régime isotrope des contraintes) et de roche métamorphique (la structuration foliée) ; il s'agit donc d'une migmatite.

3. Comment relier ces échantillons ? Nous avons : une roche magmatique plutonique (X), une roche métamorphique orthodérivée (Y) et une migmatite (Z). On peut proposer plusieurs hypothèses :

- H1 : granite → orthogneiss → migmatite ; un granite ancien est transformé en orthogneiss lors d'une déformation à chaud (métamorphisme de collision) au point d'atteindre sa température de fusion (de l'ordre de 700 à 800 °C selon la teneur en eau) et de fondre partiellement.
- H2 : orthogneiss → migmatite → granite ; il s'agit d'une variante de l'hypothèse précédente ; le granite dans ce cas est la roche la plus récente, issue de la ségrégation généralisée des niveaux clairs des migmatites (voir exercice 20).

Seules les relations présentées par ces formations sur le terrain et les données radiochronologiques permettent de choisir entre ces deux hypothèses.

Exercice 25 Détermination d'un processus tectonique à partir de l'analyse de 4 échantillons

Les échantillons de roches A, B, C et D proposés dans cet exercice relèvent d'un même processus tectonique qu'il convient de caractériser. Les figures 1, 2, 3 et 4 qui s'y rapportent sont situées dans le cahier couleurs page 47. Les figures 1 et 2 sont des photographies de deux échantillons macroscopiques, respectivement A et B.

1. À partir de vos observations et de vos connaissances, identifiez les phases minéralogiques "a à d" dans les échantillons A et B.

Que pouvez-vous en déduire : quel type de roches représentent A et B ? Argumentez.

Nommez ces roches en considérant que l'échantillon A est la forme la plus représentative. Déduisez-en la nature probable de la roche-mère avant transformation (échantillon noté O par la suite).

2. Pour l'échantillon A, schématisez avec précision les relations géométriques entre les quatre phases minéralogiques dans le secteur centré sur le minéral noté a* (secteur de 2 × 2 cm environ). Proposez, arguments à l'appui, une chronologie de leur cristallisation.

En considérant la minéralogie la plus vraisemblable de la roche-mère proposée dans la question 1, énoncez qualitativement les réactions de sa transformation.

Que pouvez-vous en déduire des conditions thermodynamiques subies par cet échantillon et du (des) faciès illustré(s) ?

3. En ce qui concerne l'échantillon B, que dire de plus de son histoire par rapport à celle de l'échantillon A ? L'épidote est un sorosilicate dont le domaine de stabilité se situe entre 300 et 500 °C (figure 11.9).

La suite de l'étude concerne l'analyse de lames minces en raison de la difficulté à identifier macroscopiquement les phases minéralogiques présentes. Les figures 3 et 4 sont des microphotographies en LPNA (lumière polarisée non analysée) de lames minces d'échantillons nommés respectivement C et D. Les cristaux notés « a » sont les mêmes que ceux des clichés des figures 1 et 2. Les zones notées X correspondent à des mélanges de baguettes d'amphiboles vertes et de plagioclases incolores (en LPNA, les macles polysynthétiques ne sont pas visibles).

4. Schématisez l'échantillon C ou D. Interprétez chaque structure et comparez l'histoire des échantillons C et D entre eux puis à celle des échantillons A et B de manière à pouvoir les classer. En vous aidant du tableau 11.5 (chapitre 11), identifiez-le(s) faciès de chacun.

5. Remplacez tous les échantillons ainsi que la roche-mère probable (échantillon O) dans une grille de faciès correctement indexée en pression (ou en profondeur) et en température. On précise que l'on ne trouve pas de trace d'épidote dans C et D. L'échantillon O se trouvait initialement dans une croûte océanique (de densité $d = 2,9$) à 5 km de profondeur, sous 5 km d'eau, dans une région où le flux géothermique était de l'ordre de 15 °C/km.

Tracez le chemin (P,T) le plus plausible ; vous en justifierez le sens. Concluez sur les enseignements géodynamiques que l'on peut tirer de l'analyse de ces échantillons.

Corrigé

1. Le minéral « a » présente une couleur rouge brique et une forme subcirculaire ; il s'agit donc d'un grenat qui est un minéral spécifique du métamorphisme. Il est entouré d'un fin liseré d'un minéral sombre, noté b, qui peut se révéler être de la biotite ou une amphibole, les deux seules possibilités lorsqu'il s'agit de minéraux sombres d'une roche métamorphique. La matrice dans le cas de l'échantillon A est formée d'un minéral gris noté c qui est du quartz, et d'un minéral vert qui est du pyroxène (sodique) compte-tenu de la présence du grenat et de l'absence de schistosité ou de linéation (cela exclut la possibilité de trouver de la chlorite qui aurait exprimé une linéation en lame). Il ne s'agit donc pas d'anciennes roches périto-gréseuses ce qui permet de réfuter l'hypothèse « biotite » pour le minéral b ; c'est une amphibole.

Ces deux roches sont entièrement cristallisées et les minéraux sont visibles à l'œil nu ; il s'agit donc de roches endogènes. Même s'il n'y a pas d'orientation préférentielle des minéraux, la minéralogie reconnue et indiquée (grenat, amphibole, chlorite, épidote.) nous oriente vers des roches métamorphiques. L'absence d'une schistosité (ou de linéations) très nette est par ailleurs le propre d'anciennes roches basiques métamorphisées. Le caractère "grenu" de la structure minéralogique évoque un ancien gabbro (échantillon O) dont les minéraux initiaux étaient donc des plagioclases et des pyroxènes calciques et ferromagnésiens (marrons à noirs par conséquent). Cette minéralogie a totalement disparu suite au métamorphisme.

2. La figure 5 présente un schéma interprétatif d'un secteur de l'échantillon A. On y observe une imbrication de trois types de minéraux, grenat, pyroxène et quartz, ce qui suggère leur cristallisation simultanée, et un quatrième, l'amphibole, qui forme une auréole discontinue autour des grenats ce qui traduit sa cristallisation tardive. C'est de plus le seul minéral hydraté.

En reprenant l'hypothèse d'une roche-mère ou protolithe de type gabbro, il est possible d'envisager une première étape comportant les réactions suivantes :

albite (pôle sodique du plagioclase) → jadéite (pyroxène sodique) + quartz (figure 11.9) et
clinopyroxène + anorthite (pôle calcique du plagioclase) → grenat + quartz + ?

suivie d'une seconde étape où :

jadéite + grenat + ..?.. + eau → amphibole

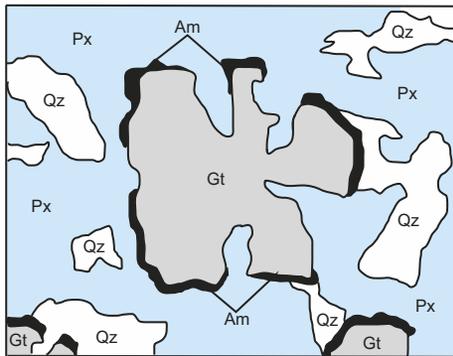
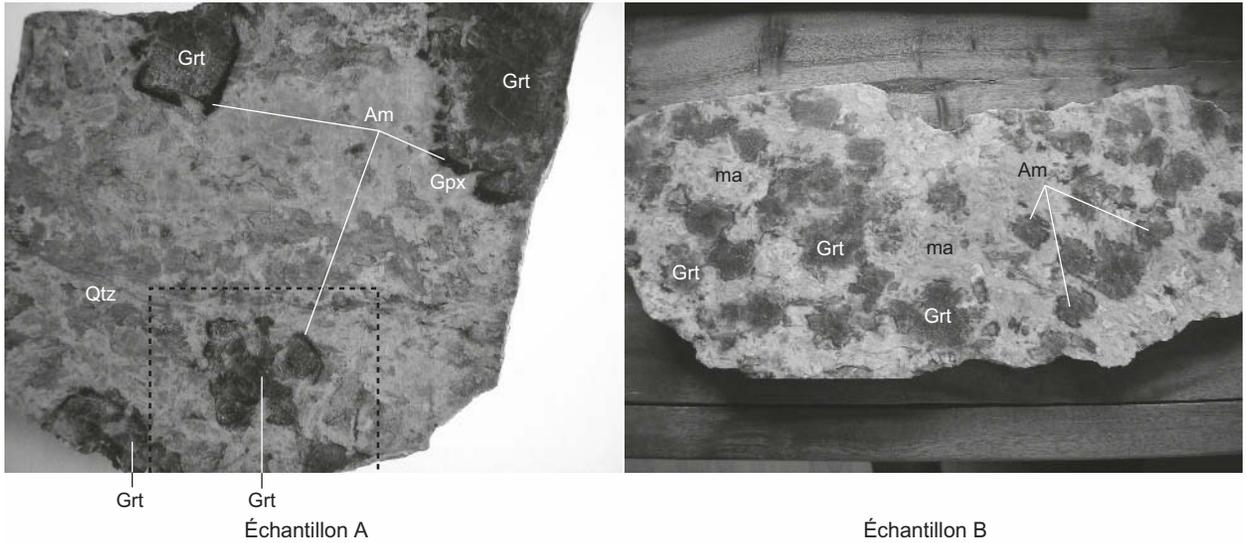


Figure 5 Échantillons A et B.
Un schéma de la minéralogie d'une partie de A est proposé.

Cette association ou paragenèse de l'échantillon A ne correspond pas à une situation d'équilibre puisque, si grenat, pyroxène vert (jadéite) et quartz sont représentatifs du faciès éclogite, l'amphibole noire relève du faciès amphibolite. Il s'agit donc d'une éclogite légèrement rétroformosée dans le faciès amphibolite. La rareté de l'eau peut expliquer cette rétroformose très incomplète. À noter également que, si le faciès éclogite est atteint via un passage dans le faciès schistes bleus en général, il n'y a ici aucune trace de ce dernier, signe que dans le cas du chemin prograde les réactions de recristallisation ont été totales.

3. L'échantillon B possède en place du quartz et du pyroxène vert, une matrice de chlorite et d'épidote. Cela exprime une rétroformose bien plus spectaculaire d'une ancienne éclogite (les grenats résiduels en témoignent) en raison d'une plus grande disponibilité de l'eau certainement. D'autre part, le faciès atteint lors du chemin rétrograde est le faciès schistes verts cette fois-ci en raison de la présence de chlorite et d'épidote (figure 11.9). Cela le situe entre 300 et 500 °C, à des pressions de moins de 1 GPa.

4. La figure 6 cahier couleur p. 48 présente les images légendées des échantillons C et D, un schéma interprétatif de D ainsi qu'un détail de la zone notée X. L'échantillon D se caractérise par un reste de grenat ceinturé par une auréole réactionnelle très épaisse faite de minéraux en baguettes d'amphiboles et de plagioclases à distribution globalement radiaire (la recristallisation s'est donc opérée en régime isotrope des contraintes). Dans le cas de C, le grenat a disparu mais on reconnaît sa forme sub-sphérique (son fantôme) occupée par l'association amphiboles – plagioclases. Cela traduit donc un état de rétroformose plus avancé et toujours dans le faciès amphibolite.

Il est possible à partir de là de classer les quatre échantillons dans l'ordre d'un métamorphisme décroissant à savoir :

- A : faciès élogite avec légère rétomorphose dans le faciès amphibolite ;
- D : faciès élogite avec rétomorphose notable dans le faciès amphibolite ;
- C : faciès amphibolite stricte ;
- B : reliques de faciès élogite et rétomorphose dans le faciès schistes verts.

Il apparaît que ces quatre échantillons relèvent d'une histoire commune impliquant un protolithe de type gabbro (ou basalte en fait) – échantillon O -. La phase prograde n'est pas préservée si ce n'est son stade paroxysmal, le faciès élogite (la rétomorphose de A est fort modeste) ; il n'y a en particulier plus de traces d'un probable faciès schistes bleus. Par contre l'expression de la phase rétrograde les distingue notablement ; la raison en est certainement la disponibilité fort variable de l'eau durant cette phase ; lorsqu'elle est peu présente, le faciès élogite est presque totalement préservé (A) ; lorsqu'elle est abondante, il est en grande partie effacé (D, C et B) même si les grenats sont les minéraux les plus difficiles à déstabiliser. L'absence de clivages et la compacité de leur réseau cristallin expliquent cette résistance à la pénétration de l'eau ce qui n'est pas le cas des pyroxènes et des amphiboles qui sont bien clivés et favorisent les circulations des fluides.

5. La [figure 7](#) est inspirée de la [figure 11.9](#) (chapitre 11). Le tracé du chemin (P,T) reste néanmoins très imprécis.

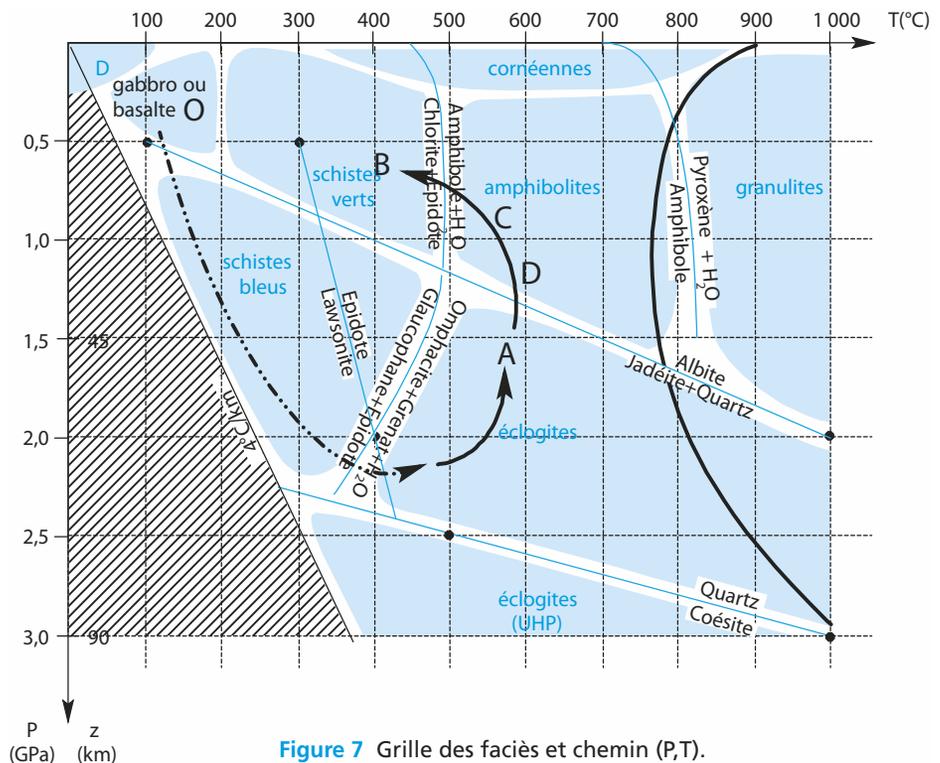


Figure 7 Grille des faciès et chemin (P,T).

On doit envisager une évolution de A vers B et non l'inverse car l'analyse précédente a montré que c'était le chemin rétrograde qui était le plus documenté à l'inverse du chemin prograde dont, souvent, seule la paragenèse extrême est conservée.

Les données fournies par l'énoncé permettent de positionner O. $T_o = 5 \times 15 = 75 \text{ }^\circ\text{C}$ (il ne faut bien sûr pas prendre en compte l'eau) et $P_o = 5\,000 \times 10^3 \times (1\,000 + 2\,900) = 0,2 \text{ GPa}$ ou 2 kbar. Le chemin prograde relierait le protolithe (basalte ou gabbro) soit l'échantillon O à l'échan-

tillon A ou plus exactement à sa variante sans amphibole A_0 . On peut proposer comme contexte géodynamique à ce chemin la subduction d'un plancher océanique gabbroïque et basaltique (échantillon O) aboutissant à la formation de A_0 (le faciès élogite suppose un enfouissement à au moins 1,5 GPa soit 45 km – voir [figure 11.9](#), chapitre 11). Le chemin rétrograde illustre quant à lui une exhumation relativement lente (léger réchauffement traduit par le faciès des amphibolites). L'absence d'épidote permet d'éloigner le tracé de ce chemin de la limite avec le faciès des schistes bleus, c'est-à-dire de le décaler vers des températures plus hautes. Le mécanisme responsable est souvent une association entre exhumation tectonique et érosion/rééquilibration isostatique.

Exercice 26 Temps de résidence d'un atome de carbone dans le manteau (d'après le sujet de géologie du concours ENS 2001)

Les laves émises au niveau des rides océaniques contiennent en moyenne 150 ppm de carbone (C) sous la forme de CO_2 dissous. Certains échantillons (appelés « *popping rocks* ») prélevés au niveau de la ride médio-atlantique présentent des taux de carbone beaucoup plus élevés : 4000 ppm de carbone, en moyenne.

1. Utilisez la teneur en carbone de ces laves et les données ci-dessous afin de calculer le flux de carbone sortant du manteau supérieur. Justifiez le fait que l'on utilise les « *popping rocks* » pour ce calcul.

Données :

Longueur des dorsales océaniques à la surface de la Terre : $L = 60\,000$ km

Épaisseur moyenne de la croûte océanique : $z_c = 5$ km.

Vitesse moyenne d'expansion des fonds océaniques d'un côté de la ride : $v = 5$ cm.an⁻¹

Masse volumique moyenne des roches de la croûte océanique : $\rho_{\text{CO}} = 2\,900$ kg.m⁻³.

2. Les « *popping rocks* » sont produits à l'aplomb des dorsales par fusion partielle du manteau supérieur, avec un taux de fusion moyen f de 12 %.

Calculez la teneur en carbone du manteau supérieur C_M en considérant que le carbone est un élément absolument incompatible.

3. Calculez la masse de carbone MC_M contenue dans le manteau supérieur, dont les roches constitutives ont une masse volumique moyenne $\rho_M = 3\,500$ kg.m⁻³. On considérera pour ce calcul que la croûte terrestre est entièrement de nature océanique.

4. Calculez le temps de résidence τ_M d'un atome de carbone dans le manteau supérieur, en supposant ce réservoir à l'équilibre.

Corrigé

1. Le flux de carbone F extrait du manteau supérieur chaque année est égal à la masse de carbone contenue dans la croûte océanique extraite dans le même temps.

Soit C_L la teneur en carbone des laves produites par la fusion partielle du manteau : elle est au moins égale à celle des laves les plus riches en CO_2 , soit 4 000 ppm. En effet, lors de la remontée du magma, vers la surface, il se produit un dégazage du CO_2 , dont la solubilité est une fonction croissante de la profondeur. Les laves formant les « *popping rocks* » semblent échapper à ce dégazage.

F , C_L et M_{CO} , masse de croûte océanique extraite annuellement du manteau, sont liés par la relation (1).

$$F = C_L \cdot M_{\text{CO}} \quad (1)$$

Soit V_{CO} le volume de croûte océanique extraite annuellement du manteau ; entre V_{CO} et M_{CO} existe la relation (2)

$$M_{\text{CO}} = V_{\text{CO}} \cdot \rho_{\text{CO}} \quad (2)$$

V_{CO} peut se calculer suivant la relation (3).

$$V_{\text{CO}} = L \cdot z_c \cdot 2_v \quad (3)$$

Des relations (1) à (3), il vient la relation (4).

$$F = C_L \cdot \rho_{CO} \cdot L \cdot z_c \cdot 2_v \quad (4)$$

Lors de l'application numérique (5), bien prendre garde aux unités de longueur : les convertir en mètre.

$$F = 4.10^{-3} \times 2,9.10^3 \times 6.10^7 \times 5.10^3 \times 2 \times 5.10^{-2} = 3,5.10^{11} \text{ kg.an}^{-1} = \mathbf{0,35 \text{ Gt.an}^{-1}} \quad (5)$$

2. Considérer que le carbone est un élément absolument incompatible revient à dire qu'au cours d'une fusion partielle, tout le carbone se retrouve dans la phase liquide. On peut alors écrire la relation (6).

$$C_M = f \cdot C_L \quad (6)$$

L'application numérique donne une valeur de C_M égale à **480 ppm**.

3. Soient respectivement V_M et M_M la masse et le volume du manteau supérieur ; ils sont liés par la relation (7)

$$M_M = \rho_M \cdot V_M \quad (7)$$

MC_M se calcule donc en fonction de V_M et C_M suivant la relation (8).

$$MC_M = C_M \cdot \rho_M \cdot V_M \quad (8)$$

Soient respectivement R_T et z_i le rayon de la Terre et la profondeur de la limite inférieure du manteau supérieur. z_i vaut 670 km.

Le volume du manteau supérieur correspond à la différence entre le volume de la Terre débarrassée de la croûte, sphère de rayon $R_T - z_c$, et celui des enveloppes plus internes, sphère de rayon égal à $R_T - z_i$. On écrit alors la relation (9).

$$V_M = 4/3\pi \cdot [(R_T - z_c)^3 - (R_T - z_i)^3] \quad (9)$$

Des relations (8) et (9), on déduit la relation (10).

$$MC_M = C_M \cdot \rho_M \cdot 4/3\pi \cdot [(R_T - z_c)^3 - (R_T - z_i)^3] \quad (10)$$

L'application numérique (11) utilise les données de l'énoncé, la valeur de C_M calculée à la question précédente, et la valeur connue $R_T = 6400$ km (à convertir en mètres, comme les autres longueurs).

$$MC_M = 4,8.10^{-4} \times 3,5.10^3 \times 4/3\pi \cdot [(6,395.10^6)^3 - (5,73.10^6)^3] = \mathbf{5,1.10^{20} \text{ kg} = 5,1.10^8 \text{ Gt}} \quad (11)$$

4. Si le réservoir mantellique est à l'équilibre, les flux entrant et sortant s'équilibrent. Le temps de résidence d'un atome de carbone est égal au rapport de la masse de carbone dans le manteau au flux sortant (ou au flux entrant), selon la relation (12).

$$\tau_M = MC_M / F \quad (12)$$

L'application numérique donne une valeur τ_M égale à **1,5 Ga**.

Le tableau suivant met en correspondance les exercices proposés dans cette partie avec les les chapitres de cours et les TP auxquels ils se rapportent. De nombreux autres exercices et leurs corrigés sont également traités dans les TP.

| EXERCICE | COURS | TP |
|----------|--|---|
| 1 | Chap. 2 La structure interne de la terre | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 2 | Chap. 2 La structure interne de la terre | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 3 | Chap. 2 La structure interne de la terre | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 4 | Chap. 2 La structure interne de la terre Chap. 3 Forme et dynamique de la terre | TP2 Approche géophysique du globe |
| 5 | Chap. 2 La structure interne de la terre Chap. 3 Forme et dynamique de la terre | TP2 Approche géophysique du globe TP5 Une marge active |
| 6 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 7 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 8 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 9 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 10 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 11 | | TP3 Représentation cartographique de la terre |
| 12 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 13 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 14 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 15 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 16 | Chap. 2 La structure interne de la terre Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme Chap. 5 Magmatisme et contextes géodynamiques | TP1 Les principaux minéraux et roches TP5 Une marge active |
| 17 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 18 | Chap. 6 Désagrégation mécanique et altération chimique | |
| 19 | Chap. 6 Désagrégation mécanique et altération chimique Chap. 7 La sédimentation | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 20 | Chap. 9 Les sédiments archives des variations climatiques | |
| 21 | Chap. 3 Forme et dynamique de la terre Chap. 12 Les objets tectoniques et les témoins métamorphiques dans les Alpes | TP8 Alpes cartographie TP9 Objets tectoniques |
| 22 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme Chap. 10 Rhéologie de la lithosphère Chap. 11 Les transformations minérales | |
| 23 | Chap. 10 Rhéologie de la lithosphère Chap. 11 Les transformations minérales Chap. 12 Les objets tectoniques et les témoins métamorphiques dans les Alpes | TP9 Objets tectoniques TP10 Objets métamorphiques |
| 24 | Chap. 4 Les processus fondamentaux du magmatisme Chap. 11 Les transformations minérales | TP1 Les principaux minéraux et roches |
| 25 | Chap. 11 Les transformations minérales Chap. 12 Les objets tectoniques et les témoins métamorphiques dans les Alpes | TP9 Objets tectoniques TP10 Objets métamorphiques |
| 26 | Chap. 13 Le cycle du carbone | |

Lire une carte géologique

Le TP3 a permis d'expliciter la représentation codifiée des informations géologiques et de mettre en place les raisonnements conduisant à la reconnaissance des structures géologiques (séries sédimentaires concordantes ou discordantes, nature des failles, nature des plis, âge de l'orogénèse, relation entre structures et topographie...). Les TP7, 8, 10 et 12 ont été l'occasion d'étudier des cartes d'échelles variées, montrant des roches sédimentaires ou endogènes. Voici un résumé des différentes étapes utiles pour l'analyse d'une carte géologique.

1. Situez la carte

Pour cela notez son échelle ; repérez son nom et sa situation par rapport aux cartes voisines de manière à tenter de la situer au plan régional.

2. Prenez connaissance rapidement de la légende des terrains

Notez ainsi leur degré de diversité (roches sédimentaires uniquement ou roches métamorphiques et magmatiques en sus) et l'étendue des temps géologiques qu'elles représentent. Vous pourrez alors déterminer si vous êtes en présence d'un domaine où seule la couverture est présente, d'un domaine où coexistent socle et couverture ou d'un domaine de socle uniquement.

Voir chapitre 12, §
12.2.1 et TP12
figure TP12.1

Voir TP12, § 12.2

Grâce à ces données, vous serez en mesure de préciser la situation de la carte en la classant dans une des grandes provinces géologiques.

3. Identifiez le style structural dominant

Analysez l'organisation et le pendage des structures (allure générale de la distribution des affleurements, signes de pendage, application de la règle du V...).

► **Pour les cartes en région strictement sédimentaire**, il s'agit de déterminer le type de **structure** (**tabulaire, monoclinale ou plissée**) et le type de **régime tectonique, de compression ou de distension** (en dehors des plis, prendre en compte les caractéristiques des failles majeures).

► **Pour les régions de socle**, dégagez, outre les structures plissées, les grands traits du **métamorphisme général** (zonéographie et degré de métamorphisme, distribution de la schistosité ou de la foliation, des linéations et signification rhéologique) voire du **magmatisme** (intrusif avec auréole de métamorphisme de contact ou concordant avec la zonéographie du métamorphisme général via une zone d'anatexites).

4. Réalisez la production graphique demandée

Ce peut être un schéma structural (fiche méthode 2) ou une coupe géologique à main levée (fiche méthode 3).

Si l'emplacement de la coupe ne vous est pas précisé, choisissez-le dans un secteur caractéristique, visualisant par exemple une discordance ; orientez son axe orthogonalement à l'axe des plis et des failles majeures.

5. Concluez en résumant l'histoire de la région

Distinguez bien les périodes de sédimentation des périodes d'émersion, les périodes d'érosion faisant suite à un simple retrait de la mer sans déformations notables de celles faisant suite à une orogénèse dont l'encadrement chronologique doit être déterminé au mieux.

Cette histoire peut être résumée sur une échelle de temps (de l'évènement le plus ancien en bas à l'évènement le plus récent en haut) avec un repérage et une dénomination précise de(s) l'orogénèse(s) concernée(s) (cadomienne, varisque ou alpine).

Construire un schéma structural

Matériel requis : crayon à papier fin, gomme, papier-calque ou papier blanc, règle graduée.

Un schéma structural est un dessin au trait qui représente l'ensemble des structures géologiques visibles sur une carte en utilisant des symboles.

1. Analysez la carte géologique

Définissez les grands ensembles lithologiques (c'est-à-dire de roches), localisez les axes de plis, déterminez les types de plis, les types de failles visibles, les directions des microstructures (schistosités, linéations) fréquemment associées au métamorphisme. Reportez-vous à la fiche méthode 1.

2. Tracez le cadre de la représentation

Choisissez une échelle adaptée : généralement, gardez la même échelle que celle du document proposé (par exemple : carte géologique au 1/50 000). Vous pouvez aussi agrandir une zone particulière de la carte qui devra être choisie judicieusement.

La forme du cadre doit respecter la forme du document étudié. Le plus souvent, ce sera un rectangle correspondant à un extrait de la carte géologique.

3. Traduisez vos observations

► **Délimitez les ensembles de roches.** Suivant les cartes, les ensembles importants à délimiter pourront être les **ensembles discordants** (les roches magmatiques, les séries sédimentaires discordantes), les **unités d'un grand ensemble** (par exemple, les différentes parties des Alpes : zone dauphinoise, zone Briançonnaise, zone piémontaise...), les **roches métamorphiques** (par exemple, une auréole de métamorphisme de contact).

► **Représentez les axes des principales déformations.** À l'aide de figurés adaptés (dont quelques exemples sont donnés ci-dessous), reportez les axes des plis principaux ; indiquez s'il s'agit d'anticlinaux ou de synclinaux. Faites de même pour les failles et les chevauchements. N'oubliez pas non plus les directions régionales de foliation ou de linéation.

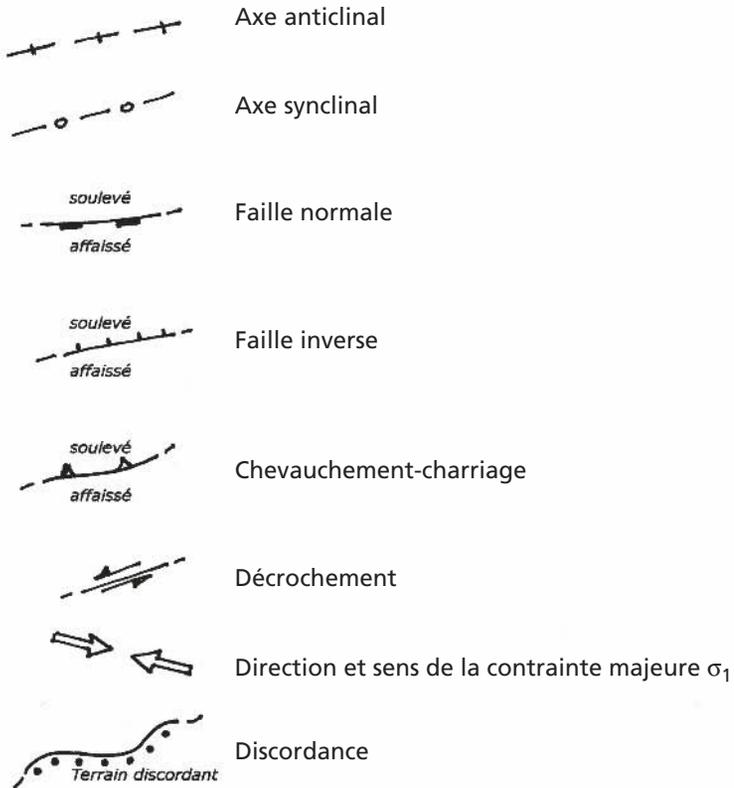
4. Légendez et titrez votre schéma

La légende doit être organisée en dessous ou sur le côté de votre schéma. Elle indique la signification des figurés utilisés. N'oubliez pas de préciser l'échelle du schéma. Le titre quant à lui, reprend le nom de la carte et son échelle.

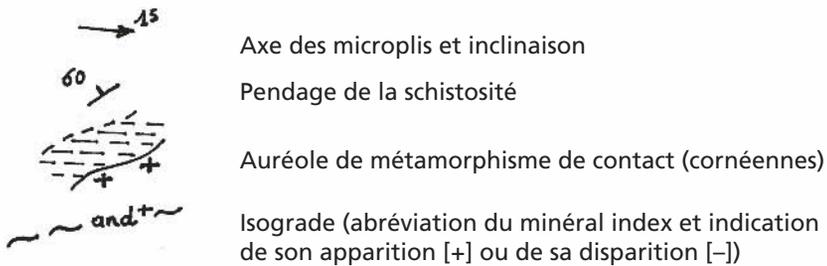
Le schéma structural réalise une **synthèse de la carte géologique étudiée** et non une copie simplifiée. Si vous devez présenter ce schéma à l'oral, il faut justifier les éléments de cette synthèse (grands ensembles, nature et direction des principales déformations) en vous référant à des points précis de la carte, que vous aurez pris soin de repérer auparavant.

CODIFICATION D'UN SCHÉMA STRUCTURAL

Roches sédimentaires et tectoniques



Métamorphisme



Magmatisme



Réaliser une coupe géologique à main levée

Matériel requis : crayon à papier fin, gomme, papier millimétré, règle.

La coupe géologique est une représentation du sous-sol en plan vertical déduite de l'étude d'une carte géologique sur laquelle un trait de coupe est défini ou doit être défini au préalable. Elle est construite à partir d'un **profil topographique** qui représente le relief observable le long du trait de coupe. Elle ne peut être réalisée qu'après une bonne compréhension de la carte (fiche méthode 1).

Les différentes étapes de la construction, présentées ici, sont illustrées sur la [figure 1](#) de la fiche.

1. Réalisez le profil topographique (étape 1 de la figure 1)

➤ **Choisissez le trait de coupe** (s'il n'est pas précisé par avance) de manière à ce qu'il soit sensiblement orthogonal à l'allongement des plis et dans un secteur riche en informations (points cotés, signes de pendages, failles représentatives de la carte, discordance) mais sans complications excessives et « surabondance » de terrains quaternaires.

➤ **Alignez votre bande de papier millimétré sur le trait de coupe en le centrant** ; cochez nettement les deux extrémités du trait de coupe et, en descendant le long des 2 lignes verticales correspondantes, construisez l'échelle des altitudes en respectant l'échelle de la carte (au 1/50 000, 1 cm correspond à 500 m) sauf indication contraire. Prévoyez une échelle un peu plus haute que le dénivelé total de la coupe et graduez-la avec un pas de 500 m par exemple.

➤ **Repositionnez votre papier sur le trait de coupe**, relevez les points cotés, quelques courbes de niveau maîtresses, et surtout les changements de pente (fonds de vallées et lignes de crêtes) dont vous reporterez pas à pas les altitudes en descendant les lignes verticales du papier. Pour des questions de temps, limitez le nombre de points sur les versants et extrapolez l'altitude d'une ligne de crêtes et d'un fond de vallée par rapport à des points cotés pas trop éloignés du trait de coupe. Pensez également à regarder la portion de la carte cachée par votre feuille.

➤ **Orientez la coupe selon les points cardinaux.**

Attention à ne pas passer trop de temps sur cette première étape au détriment de la partie purement géologique ; un profil approximatif est en général suffisant.

2. Construisez la coupe géologique (étapes 2 et 3 de la figure 1)

➤ **Reportez les limites des terrains et des failles**, d'abord sur le bord supérieur du papier, puis en suivant les lignes verticales sur le profil topographique. Repérez en particulier les failles masquées par les terrains quaternaires mais figurées en tirets, en principe.

➤ **Dessinez les terrains discordants** s'il y a lieu, après les avoir repérés en utilisant les signes de pendage ou les V au niveau des vallées (en cas d'orogénèse unique, les terrains discordants suivent approximativement les courbes de niveau). Les formations superficielles quaternaires sont en général trop minces pour être représentées.

➤ **Tracez sous forme de traits épais les failles** (étape 2 de la [figure 1](#)) après avoir déterminé leur pendage par la règle du V ; en cas d'incertitude (pas de V très net) et s'il ne s'agit pas d'un décrochement, tenez compte du contexte général (compressif ou distensif) pour choisir entre faille inverse ou faille normale. Précisez le jeu de chaque faille par des demi-flèches au-dessus du profil topographique.

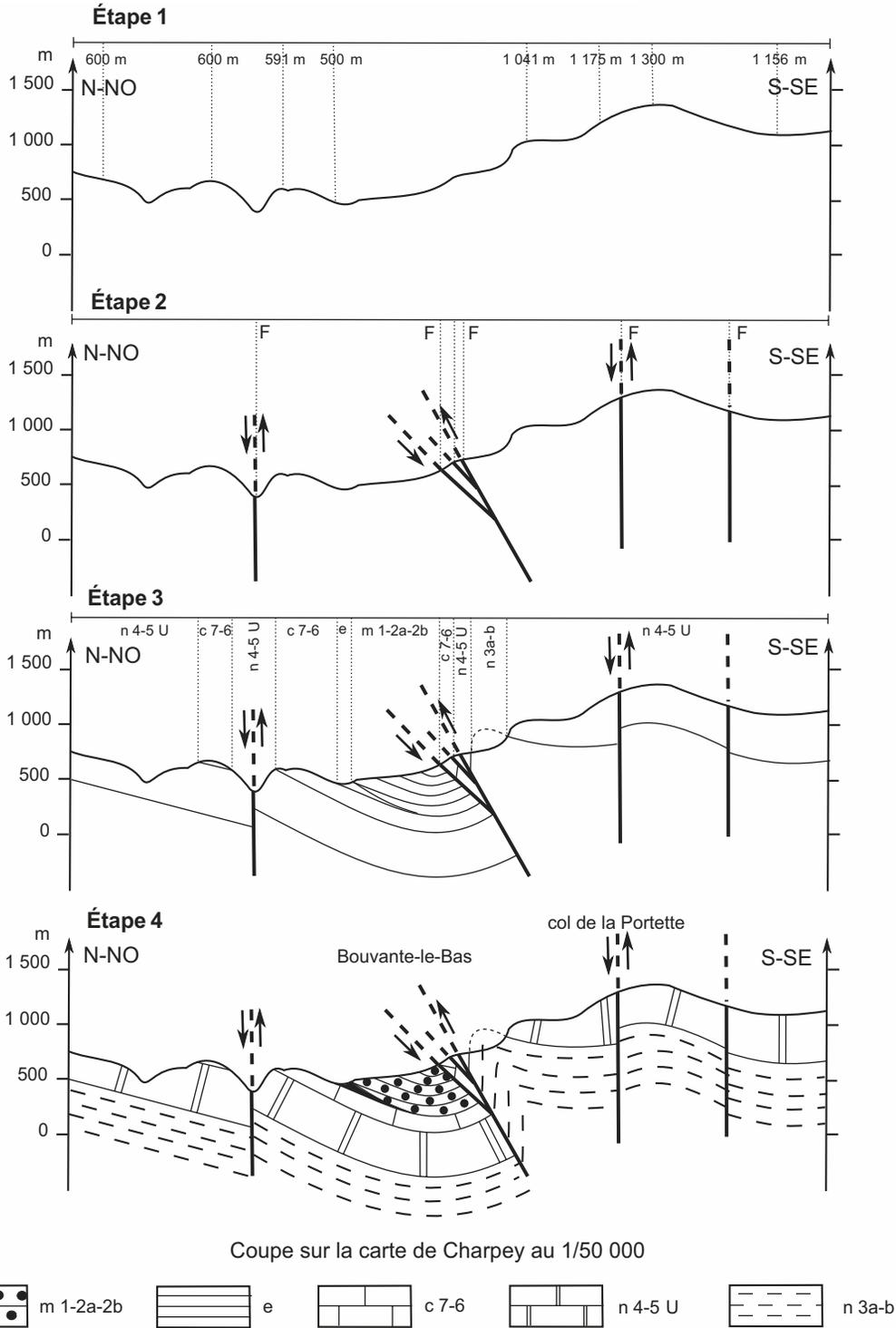


Figure 1 Étapes de la construction d'une coupe géologique.

➤ **Dessinez les couches en débutant toujours par les terrains les plus récents** (étape 3 de la figure 1) et en finissant par les plus anciens. Prenez soin de maintenir sensiblement constante l'épaisseur des couches, en particulier au niveau des charnières des plis. Utilisez les indications de pendage de part et d'autre du trait de coupe ou la règle du V. Respectez l'épaisseur si celle-ci vous est indiquée (ramenée toutefois à l'échelle de la coupe). En cas de largeurs d'affleurement différentes pour une même unité stratigraphique, faites varier les pendages. Pour vous aider à placer les plis, vous pouvez les repérer sur le bord supérieur de la feuille par les sigles suivants : + + + pour un anticlinal, - o - o - pour un synclinal.

Respectez bien l'ordre des opérations qui viennent d'être décrites, en particulier pour représenter les couches géologiques.

3. Faites les finitions de la coupe (étape 4 de la figure 1)

➤ **Identifiez les différentes couches par leur lithologie** en utilisant de préférence des figurés conventionnels (tels ceux de la figure 2). Veillez à ce qu'ils suivent la déformation d'ensemble.

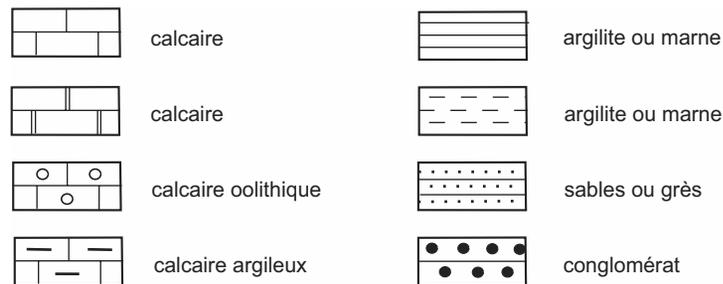


Figure 2 Exemples de figurés lithologiques sédimentaires.

➤ **Indiquez en légende** sous la coupe la signification des figurés utilisés, sous forme de cartouches (rectangles de 2 x 1 cm environ), distribués selon l'ordre du calendrier géologique et identifiés par le symbole alphanumérique désignant leur âge (étage pour les cartes au 1/50 000, sous-périodes pour les échelles plus petites).

➤ **Gomez** les traits et les repères utilisés pour la construction.

➤ **Donnez un titre** qui précise la carte géologique utilisée et son échelle.

➤ S'il vous reste du temps disponible, **ajoutez des repères toponymiques** en légende au-dessus du profil (noms des rivières et des sommets, noms des localités).

Si vous devez présenter cette coupe à l'oral, exposez successivement les points les plus importants de votre interprétation (failles, discordances, plis, âge des déformations...) en les justifiant à l'aide d'indices que vous aurez pris soin de relever sur la carte au cours de la construction de la coupe.

Analyser un échantillon de roche

Cette analyse est réalisée **macroscopiquement**, c'est-à-dire à l'œil nu et à l'aide de la loupe à main. Elle ne conduit pas forcément à nommer la roche. Le géologue de terrain ne fait pas cette analyse dans la précipitation car elle aurait de fortes chances de conduire à un nom erroné. Au contraire, l'étude de l'échantillon permet d'aboutir à une **diagnose argumentée**. La démarche, très simplifiée, présentée ci-dessous permet l'analyse des roches du programme BCPST.

1. Déterminez le type de roche

- Si les éléments ne sont pas jointifs, si vous observez des fossiles ou si les éléments sont associés par un ciment (et non imbriqués les uns dans les autres), c'est une **roche sédimentaire**.
- Si vous observez une pâte seule ou des cristaux (orientés ou non dans une direction préférentielle) dans une pâte ou des cristaux seuls agencés sans organisation particulière, c'est une **roche magmatique ou une roche mantellique**.
- Si vous observez des cristaux organisés selon des directions ou des plans privilégiés, c'est une **roche métamorphique**. Il n'est pas exclu d'y trouver des fossiles mais ceux-ci sont alors très déformés, étirés, aplatis.

2. Analysez la couleur de l'échantillon

En effet, la couleur (claire ou sombre) des roches magmatiques est souvent liée à leur composition.

- Les **roches magmatiques claires** (dites **leucocrates**) sont plutôt acides donc riches en quartz et en feldspaths, et pauvres en minéraux ferromagnésiens et opaques (moins de 35 %).
- Les **roches magmatiques sombres** (dites **mésocrates** voire **mélanocrates** si elles sont très sombres) ont généralement une composition basique ou ultrabasique ; elles sont relativement pauvres en quartz mais riches en minéraux ferromagnésiens (olivines, pyroxènes par exemple) et en minéraux opaques.
- Une roche qui présente des parties ou des minéraux de **couleur rouille** contient des oxydes de fer. Il s'agit en général de minéraux ferromagnésiens (olivine, biotite par exemple) altérés par oxydation.

3. Étudiez les éléments constitutifs de la roche

➤ Déterminez la nature des éléments constitutifs et leur quantité relative

Dénombrez les différents éléments constitutifs de la roche. Puis, déterminez-en chacun des types.

• Dans les roches sédimentaires

Les éléments peuvent être des minéraux, des fossiles, des graviers, des fragments ou clastes (de cristaux, de fossiles, de roches de tout calibre).

Pensez à procéder aux tests de dureté (ongle et fer ou verre à votre disposition) et d'effervescence en présence d'acide à froid. Ces tests sont à faire sur les éléments mais aussi sur le ciment s'il y en a un.

Rappelez-vous que l'effervescence à l'acide ne met pas en évidence la présence de calcaire mais la présence d'un carbonate. Une roche qui fait effervescence à l'acide est donc une roche carbonatée. Mais toutes les roches sédimentaires ne sont pas des roches carbonatées !

- **Dans les roches magmatiques, mantelliques et métamorphiques**

Identifiez les cristaux visibles à l'œil nu. Pensez aux tests de dureté.

Lorsqu'une roche est hétérogène, les tests de dureté doivent être faits pour chaque type d'éléments ou de cristaux, d'où le recours à la pointe d'un clou ou d'une aiguille et non la lame de verre.

- **Précisez la taille des éléments et définissez la structure pétrographique**

La structure pétrographique ou pétrofabrique de la roche est caractérisée par l'arrangement spatial entre les minéraux. Ce terme est synonyme de **texture**.

- **Dans les roches sédimentaires**

Quelle est la taille moyenne des éléments ? Ont-ils tous la même taille ? Existe-t-il un ciment qui les lie entre eux ?

- **Dans les roches magmatiques et mantelliques**

Si, à l'œil nu, vous observez que les cristaux sont jointifs, la roche est **holocristalline grenue**. Si, au contraire, vous observez à l'œil nu des cristaux dans une pâte, la roche est **hémicristalline avec des phénocristaux**. La pâte devra être étudiée plus en détail au microscope.

Pensez à établir un lien entre la taille des cristaux et la vitesse de refroidissement du magma et donc un lien avec la profondeur à laquelle a refroidi la roche.

Un magma qui se solidifie en profondeur, cristallise lentement et permet la formation de gros cristaux : c'est le cas des roches magmatiques plutoniques. Un magma qui se solidifie en surface, forme rapidement des cristaux qui sont de petite taille et en nombre limité : c'est le cas des roches magmatiques volcaniques. Une roche hémicristalline à phénocristaux a, quant à elle, une histoire plus complexe.

- **Dans les roches métamorphiques**

Certaines textures sont propres aux roches métamorphiques et témoignent de déformations. Si la roche se débite en feuillets parallèles distincts du débit stratigraphique (ou sédimentaire), il s'agit d'une **schistosité**. Si elle présente des lits composés de minéraux différents qui lui donnent un aspect rubané (c'est-à-dire avec des lits clairs et foncés), c'est une **foliation**. La foliation est une schistosité particulière dans laquelle les feuillets présentent une différence de composition minéralogique.

Une roche métamorphique peut donc avoir une structure schisteuse, foliée, oeilée lorsqu'elle présente de gros cristaux contournés par les plans de foliations

Faites le lien, lorsque c'est possible, entre la schistosité et la contrainte de pression maximale subie par la roche (exemple d'une schistosité au plan axial).

- **Relevez les particularités de la roche**

- **Roches magmatiques volcaniques**

Elles peuvent contenir des pores appelés vacuoles qui correspondent à des bulles de gaz présentes dans le magma. Leur quantité permet d'évaluer la quantité de gaz du magma à l'origine de la roche. Les magmas riches en gaz (mal dégazés car les plus visqueux, ce qui coïncide avec une richesse en silice) sont à l'origine de mécanismes éruptifs explosifs contrairement aux magmas pauvres en gaz (les moins visqueux car les plus basiques, donc bien dégazés).

- **Roches métamorphiques**

Remarquez la présence éventuelle de plis, de fossiles ou de cristaux déformés, de couronnes réactionnelles.

Voir chapitre 11,
§ 11.1 et TP9,
figure TP9.6

4. Donnez un nom à la roche

À la fin de cette étude, vous serez souvent en mesure de nommer la roche, de façon raisonnée en utilisant les clefs de détermination simplifiées des figures 1 à 3. Attention à ne pas nommer l'échantillon au hasard si son nom vous reste inconnu malgré votre analyse.

► Pour une roche magmatique ou mantellique

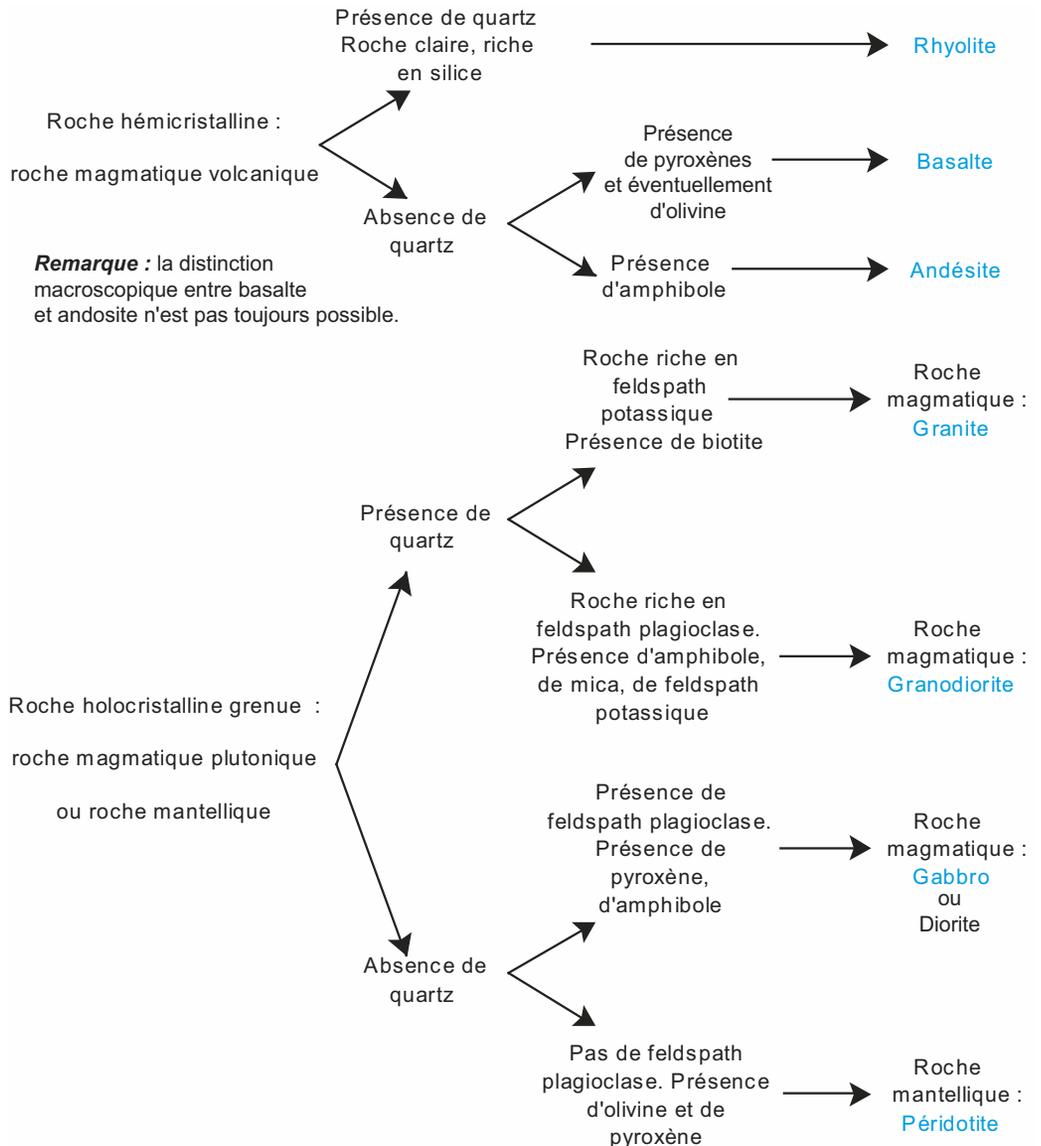


Figure 1 Identification d'une roche magmatique ou mantellique après une étude macroscopique.

► Pour une roche sédimentaire

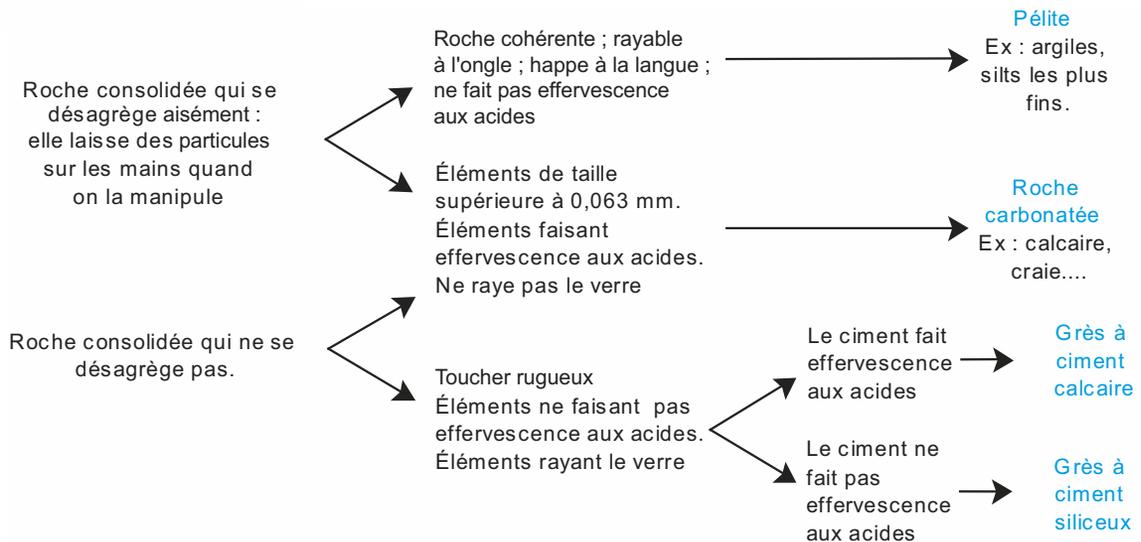


Figure 2 Identification d'une roche sédimentaire après une étude macroscopique.

► Pour une roche métamorphique

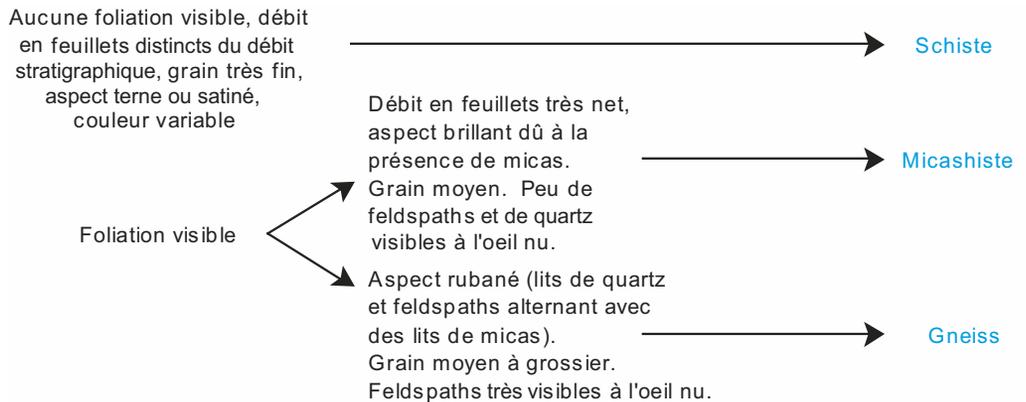


Figure 3 Identification d'une roche métamorphique après une étude macroscopique.

5. Retracez l'histoire de la genèse de la roche et, s'il y a lieu, proposez un contexte géodynamique pour sa formation

1. Dans le cas d'une roche magmatique, décrivez ses conditions de refroidissement (en profondeur, en surface ; ordre de cristallisation des minéraux...) et replacez-la dans un (des) contexte(s) géodynamique(s).
2. Dans le cas d'une roche métamorphique, vous devez, à l'aide d'un diagramme Pression (ou profondeur) - Température, déterminer le faciès atteint voire le chemin Pression-Température indexé en temps.
3. Dans le cas d'une roche sédimentaire, proposez un scénario cohérent de sa genèse depuis l'origine des clastes jusqu'aux conditions de leur sédimentation.
4. Si vous avez plusieurs roches à étudier, recherchez le contexte géodynamique permettant de relier leur formation.

Voir chapitre 11,
§11.3

Analyser une lame mince

Effectuée au microscope polarisant, cette étude suit l'analyse macroscopique de l'échantillon, la complète et conduit à une diagnose raisonnée permettant de proposer un ou plusieurs noms pour cette roche.

1. Observez la lame à l'œil nu

Observez la lame par transparence ou en la plaçant, selon sa couleur, sur un support clair ou foncé (une feuille de papier suffit.). Notez la présence de cristaux ou de fossiles visibles à l'œil nu ; sur une lame mince, ils sont souvent peu nombreux et indiquent alors une zone intéressante à étudier au microscope.

Certaines structures telles que schistosité ou foliation sont déjà visibles à cette échelle d'observation.

2. Observez la lame au microscope en lumière polarisée non analysée (LPNA)

Commencez par observer au plus faible grossissement. La forme des cristaux, les clivages, les craquelures, le relief, la couleur et le pléochroïsme des minéraux sont des éléments de détermination définis ci-dessous.

► La forme des cristaux

Si les limites d'un cristal sont rectilignes et sa forme caractéristique du minéral, il est **automorphe**. S'il occupe au contraire les espaces laissés entre les espèces automorphes, il est **xénomorphe**.

► Les plans de clivages

Ces plans rectilignes correspondent à des zones de fragilité des minéraux le long desquelles ils tendent à se débiter. Ils ne doivent pas être confondus avec des craquelures. L'observation révèle l'absence ou la présence d'une ou de deux familles de plans de clivages et l'angle existant entre ces deux familles de plans.

Par exemple, les micas présentent une famille de plans de clivage, fins et continus qui leur donnent un aspect en « lames de parquets » et conduisent à un débit en fines lames alors que les pyroxènes présentent deux familles de plans de clivage grossiers.

► Les craquelures

La surface du cristal donne alors l'impression qu'il est cassé en morceaux irréguliers, comme on l'observe pour l'olivine.

► Le relief

Pour l'observateur, les minéraux à relief fort semblent être en avant-plan par rapport aux autres (comme s'ils étaient placés au-dessus), les minéraux à relief faible semblent en arrière-plan (comme s'ils s'enfonçaient par rapport aux autres).

► Le pléochroïsme

C'est le changement d'intensité de la coloration d'un cristal (de claire à foncée) observé lorsque l'on fait tourner la platine du microscope. Peu de minéraux présentent un pléochroïsme ; c'est le cas de la biotite et des amphiboles, par exemple. Il s'agit donc d'un critère simple de reconnaissance.

3. Observez la lame au microscope en lumière polarisée analysée (LPA)

Notez la **teinte de polarisation** des différents minéraux. Cette caractéristique se repère sur une échelle qui varie du 1^{er} au 4^e ordre. De manière simplifiée, l'échelle des teintes de polarisation peut être définie de la manière suivante.

► Noir, gris ou blanc sont des **teintes de polarisation du 1^{er} ordre** (exemple : le quartz).

- Les minéraux avec des **teintes du 2^e ordre** apparaissent de couleurs très ternes (exemple : les pyroxènes).
- Ceux qui apparaissent de couleurs très vives et lumineuses sont du **3^e ordre** (exemple : l'olivine).
- Enfin ceux qui apparaissent irisés (un peu comme une flaque d'huile sur de l'eau) sont du **4^e ordre** (exemple : la calcite).

La teinte de polarisation se distingue donc de la couleur en lumière polarisée et analysée. L'olivine peut apparaître rose vif, turquoise ou verte en LPA : elle peut donc montrer des couleurs différentes mais elle a une teinte de polarisation du 3^e ordre (couleurs très vives et lumineuses).

On peut aussi estimer **l'angle d'extinction du minéral**, angle qui existe entre 2 positions d'extinction (lorsque le minéral apparaît noir). Pour cela, il est préférable d'utiliser un microscope à platine graduée.

4. Traduisez vos observations

Faites un dessin d'interprétation accompagné d'un texte court ou d'un tableau.

- **Le dessin**, réalisé au crayon à papier, représente une partie caractéristique de la lame observée ou de la photographie proposée. Il est souvent plus facile de le réaliser à partir de l'observation en LPA mais il prend en compte les observations en LPNA. N'oubliez ni la légende, ni le titre, sur lequel vous indiquerez le grossissement utilisé pour l'observation.
- **Le commentaire ou le tableau** présentent les observations puis les conclusions qu'elles vous permettent de tirer. Le tableau est organisé en 2 colonnes : l'une pour les observations, l'autre pour les conclusions.

Analyser une photographie ou une image satellitaire

1. Prenez en compte le type de document

- **Une photographie** représente la réalité captée à des longueurs d'onde généralement comprises entre 300 nm et 900 nm. Elle peut être en noir et blanc (cas fréquent pour les photographies aériennes) ou en couleurs et, dans ce cas, les couleurs sont celles observées par l'œil humain. Une photographie est captée et enregistrée sur une pellicule photographique ou elle peut être numérisée : sous format numérique, elle est divisée en secteurs élémentaires de même taille et de même forme appelés pixels. Chaque pixel comporte une information de luminosité sous la forme d'une valeur numérique. Une image numérique est un ensemble de pixels.
- **Une image satellitaire** est une représentation graphique quels que soient la longueur d'onde ou le dispositif. Elle est acquise par un ou plusieurs capteurs mais un capteur peut recevoir une bande spectrale large ou seulement certaines longueurs d'onde. Elle peut correspondre à la superposition de l'enregistrement de différents capteurs pour des longueurs d'ondes différentes. La couleur observée n'est pas forcément la couleur réelle (par exemple : la végétation peut être en rouge) et il faut alors se rapporter à la légende.

Retenez qu'une photographie est une image mais que toutes les images ne sont pas des photographies !

2. Prenez en compte le grossissement

Il peut être exprimé sous la forme d'un nombre ($\times 40$ par exemple), d'un segment portant une indication de longueur ou d'un objet servant de référence (bâtiment, marteau de géologue, pièce de monnaie, règle...). En l'absence d'indication explicite, repérez les objets non géologiques (routes, voies ferrées, agglomérations, bâtiments, rivière, végétation...): ils vous aideront à déterminer l'échelle.

Il est indispensable de déterminer d'abord l'échelle de la structure représentée : grand ensemble géologique, paysage, affleurement, échantillon, lame mince de roche...

3. Analysez le cliché

- **Prenez en compte la légende** si elle existe.
- **Définissez les différentes parties visibles et les séparations** entre ces parties : faille, limite de discordance, changement d'orientation des strates ou des couches géologiques, changement de structure de la roche, limite d'un cristal...
- **Précisez ce qui différencie les parties observées** : relief, localisation par rapport à l'observateur (premier plan, arrière-plan...), la présence ou non de végétation, orientation des couches géologiques, nature des roches, teinte de polarisation, macle.

Pensez à utiliser tous les éléments observables en particulier, pour un paysage, les rivières indicatrices de la pente, les escarpements et les falaises constitués par des roches dures.

4. Traduisez vos observations par un dessin d'interprétation

Ce dessin représente tout le cliché, ou seulement une ou plusieurs parties. L'usage d'un calque en facilite souvent la réalisation.

- **Choisissez judicieusement le secteur** que vous représentez. Par exemple, pour une photographie de lame mince, il faut choisir un secteur où la structure de la roche est typique et où sont observables tous les minéraux caractéristiques.
- **Donnez un titre précis et organisez la légende** du dessin. Pensez à indiquer l'échelle de votre dessin (elle peut être différente de celle du document initial).
- **Commentez votre dessin** : reliez vos observations au problème géologique posé, proposez des interprétations argumentées.
- **Concluez** en reprenant les faits essentiels.

Lorsque plusieurs documents sont proposés, comparez-les : par exemple, pour une même roche, échantillon, lame mince et photographie d'un affleurement. Tenez compte de l'analyse de chacun d'entre eux pour construire une interprétation d'ensemble.

Exercice d'application : voir l'analyse d'une photographie d'une lame de roche dans le TP1 (lame de basalte, lame de granite).

Analyser une photographie de paysage ou d'affleurement

1. Prenez la dimension de l'objet

Comme indiqué dans la fiche 6, commencez par rechercher l'échelle : référez-vous à celle qui est donnée, si tel est le cas ; sinon, déduisez-la d'indices présents sur le document : route, arbre, bâtiment...

Précisez l'ordre de grandeur des objets étudiés : parlez de dimensions kilométriques, hectométriques, décimétriques...

2. Décrivez ce que vous voyez

S'agit-il d'un affleurement ? Roches naturellement apparentes (non masquées par la végétation et un sol) sur un talus par exemple ou un front de taille de carrière. S'agit-il d'un paysage plus large avec des roches affleurantes et d'autres masquées par la végétation ? Dans les deux cas, commencez par vous intéresser aux parties d'où la végétation est absente.

À chaque étape de l'analyse, il est indispensable de commencer par décrire avant de conclure.

3. Formulez des remarques sur la lithologie

► Le document comporte des strates bien distinctes

Vous pouvez alors avancer l'hypothèse de la nature sédimentaire des affleurements mais soyez cependant prudents car des roches volcaniques peuvent aussi constituer des strates.

Décrivez-les : précisez leur épaisseur, leur pendage approximatif (en particulier si un repère d'horizontalité existe).

Proposez des hypothèses quant à leur nature en vous appuyant en particulier sur le profil topographique qui est souvent révélateur de la dureté des bancs : une pente douce est synonyme de roches meubles en principe (argilites ou marnes par exemple) alors que des barres rocheuses ou falaises (figure 1) caractérisent des bancs plus durs (calcaires ou grès par exemple, voire coulées basaltiques). Il est souvent très délicat d'en dire plus : la nature d'un affleurement sédimentaire ne peut vraiment être précisée qu'à son contact (fiche 4).

► Le document ne comporte pas de strates bien distinctes

Il ne montre qu'un seul banc massif ou bien aucune stratification ou encore une unité stratifiée et une autre non stratifiée. Dans ce cas, analysez séparément la structure de chaque élément pour avancer des hypothèses plausibles : par exemple une structure d'hydrodynamisme au sein d'un banc sédimentaire, ou encore une structure métamorphique ou magmatique, une discordance, etc.

4. Analysez les déformations, si le document en présente

► **Commencez par décrire en termes simples** pour parvenir à une caractérisation de la déformation observée, ductile ou cassante ; par exemple « présence d'une fracture séparant deux compartiments dont l'un a été soulevé par rapport à l'autre ; on peut conclure à une faille ».

Ne commencez pas par affirmer « c'est une faille car... ». En effet, la présence d'une faille dans un paysage n'est pas toujours évidente et c'est un raisonnement qui conduit à en proposer l'existence, après observation de la succession continue ou non des unités sédimentaires, en particulier de la superposition anormale de terrains récents sur des terrains plus anciens.

➤ **Recherchez des arguments pour préciser la nature de la déformation** : faille normale, inverse ou décrochement ; pli anticlinal ou synclinal, droit ou déversé, Il est donc essentiel de connaître la définition des principales déformations pour pouvoir argumenter en utilisant le vocabulaire approprié.

➤ **Complétez votre analyse par un schéma**. L'usage d'un calque facilite souvent le report des contours les plus significatifs pour l'interprétation. N'oubliez pas les légendes indispensables à la compréhension de votre description : miroir de faille, mur, toit, flanc direct, charnière... ; indiquez par des flèches le jeu relatif des compartiments. Le cas échéant, prolongez dans l'espace par des traits en tirets les structures plissées avant érosion pour mieux rendre compte de la structure initiale. Distinguez éventuellement les couches par l'usage de quelques figurés.

➤ **Passez ensuite à l'analyse géométrique de la déformation**. Tracez l'ellipsoïde des déformations en marge de votre schéma. Si la déformation est coaxiale, vous pouvez proposer l'ellipsoïde des contraintes ; dans le cas contraire, vous ne pouvez indiquer qu'une direction approximative de poussée ou de distension.

➤ **Concluez**

Précisez le régime tectonique illustré par le document : extension, compression... Si les structures sont déversées, indiquez le sens de la poussée. Dater la phase de déformations, si le document le permet.

Évoquez s'il y a lieu les effets de l'érosion, souvent différentielle, et les rapports actuels entre structures tectoniques et géomorphologie (relief conforme ou relief inverse par exemple).

Dans le cas de la reconnaissance d'une discordance, retracez à l'aide de 2 ou 3 schémas l'évolution structurale de la région.

Remarque : Si le document proposé comporte diverses déformations, analysez chacune d'elles. Essayez ensuite de déterminer si elles montrent le même processus de déformation (même ellipsoïde de déformations ; failles inverses parallèles à l'axe des plis par exemple) ou si elles sont issues de plusieurs épisodes déformants. Dans ce dernier cas, essayez alors de déterminer la chronologie relative de ces épisodes.

Ainsi à partir de la description méthodique des objets à différentes échelles, l'analyse de la photographie d'un paysage ou d'un affleurement doit vous permettre de mettre en évidence un ou plusieurs processus géologiques.

Exercices d'application

1. Analyse d'un paysage (figure 1)

➤ **Repérez l'alternance entre bancs durs et tendres ainsi que les changements d'épaisseur des bancs**

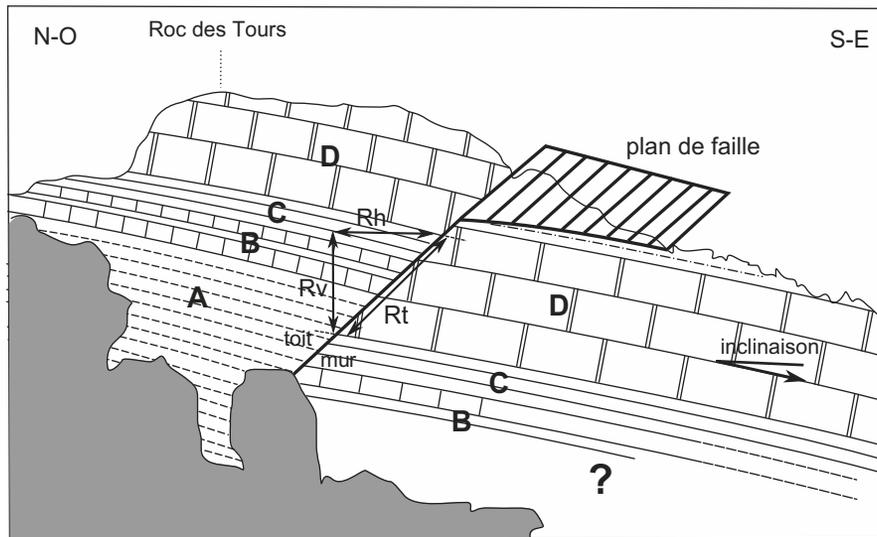
L'analyse qui suit est appuyée par un schéma interprétatif du panorama qui est construit durant le temps de préparation (figure 1b).

La vue générale de ce paysage (figure 1a) illustre le caractère stratifié des roches à l'affleurement et permet de conclure d'emblée qu'il s'agit d'un massif montagneux (de par l'altitude) formé de roches sédimentaires. Ces roches ont des compacités très différentes avec alternance de couches dures aux bancs parfois fort épais (unité D), aux reliefs escarpés, et des couches plus tendres aux pentes plus douces et généralement couvertes par la végétation (unités A et C). La succession des terrains dans le secteur occidental peut être schématisée par une superposition de 4 séquences notées de A à D avec accentuation progressive de la proportion de couches dures, finalement seules présentes dans l'unité D. En ce qui concerne

(a) Panorama du versant S-O du Roc des Tours.



(b) Schéma interprétatif.



(c) Éllipsoïdes des déformations et des contraintes

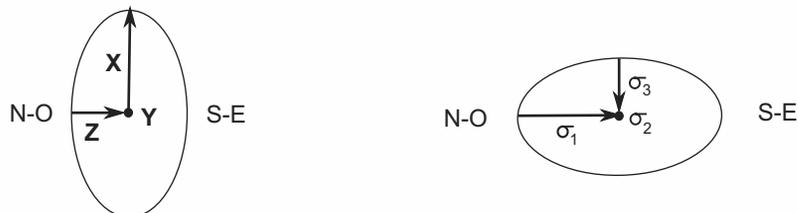


Figure 1 Photographie d'un paysage (Massif des Bornes).

leur lithologie, les couches tendres, aux versants herbeux, sont très certainement des argilites ou des marnes. Pour les couches dures, il est possible d'avancer deux hypothèses, grès ou calcaires ; la physionomie de l'unité D aux reliefs très découpés, fissurés, à l'image de ce que l'on observe au niveau d'un karst, plaide en faveur des calcaires ; c'est l'hypothèse retenue ici.

➤ **Identifiez le plan de faille et le mouvement relatif des 2 compartiments**

Au plan structural, ces strates sont inclinées vers le S-E ; cette inclinaison est modeste mais il est difficile de l'évaluer précisément car la photo a été prise en contrebas des affleurements. Le point le plus remarquable est l'interruption des unités A à D du secteur occidental lorsqu'on se dirige vers le S-E ; cette interruption se fait selon une ligne oblique et on retrouve les unités de la séquence précédente au-delà de cette ligne mais plus bas (le couvert forestier important masque alors les unités inférieures). Nous sommes donc en présence d'un plan de faille de pendage N-O approximativement (la faille n'est en fait pas exactement orthogonale au plan de la photo puisqu'on peut la suivre légèrement dans l'arrière-plan) et d'inclinaison apparente de l'ordre de 45°, avec le compartiment occidental soulevé et le compartiment oriental affaissé.

➤ **Concluez à une faille inverse**

Le toit de la faille correspondant au compartiment soulevé, on doit conclure à une faille inverse. Il est d'ailleurs possible d'identifier graphiquement (figure 1b) le rejet total (Rt) de celle-ci et deux de ses composantes, rejet vertical (Rv) et rejet horizontal transversal (Rh). Demeure une inconnue sur le possible rejet horizontal latéral de cette faille (fonctionnement en décrochement ?).

➤ **Construisez l'ellipsoïde des déformations et celui des contraintes**

Il est attendu à ce stade de l'analyse l'identification des axes de déformations, axe X d'allongement, vertical ici, axe Z de raccourcissement horizontal et dans le plan de la photo soit de direction N-O/S-E, et axe Y de « non-déformation » horizontal et orthogonal à X soit de direction N-E/S-O. Cet ellipsoïde permet de conclure à une compression horizontale de direction N-O/S-E approximativement. L'absence de structures déversées suggère un régime de compression coaxial qui conduit à construire l'ellipsoïde des contraintes avec $\vec{\sigma}_1$ parallèle à Z, $\vec{\sigma}_2$ parallèle à Y et $\vec{\sigma}_3$ parallèle à X. La figure 1c visualise l'allure de ces deux ellipsoïdes dans un plan vertical d'orientation N-O/S-E qui est le plan de la photo. Cette orientation des contraintes se rencontre dans les massifs subalpins septentrionaux ainsi que dans la partie médiane du Jura.

Dernier caractère de ce paysage à souligner, sa morphologie conforme au mouvement tectonique, le compartiment soulevé étant le plus élevé au plan topographique.

2. Analyse d'un affleurement (figure 2)

➤ **Repérez la géométrie de la stratification avec bancs bien horizontaux à la base et au sommet et un corps central à stratification oblique**

Comme dans le cas de l'analyse d'un paysage, un schéma interprétatif de chaque document photographique est attendu pour renforcer votre argumentaire ; il correspond aux figures 2c et 2d.

La mention « front de taille d'une carrière » permet de prendre la dimension de l'affleurement à savoir sa hauteur plurimétrique.

Si la roche paraît homogène entre la base et le sommet de la carrière, son organisation relève de deux types de géométrie sachant que les fractures verticales ne sont pas ici des éléments déterminants de l'analyse en raison de l'absence de décalage entre compartiments ; ce sont de simples diaclases et non des failles. Restent donc visibles deux types de plans, des plans horizontaux, surtout nets aux deux extrémités verticales, et des plans obliques très abondants dans la partie centrale. La vue de détail montre toutefois que ces derniers existent

(a) Vue générale du front de taille d'une carrière.

Nord

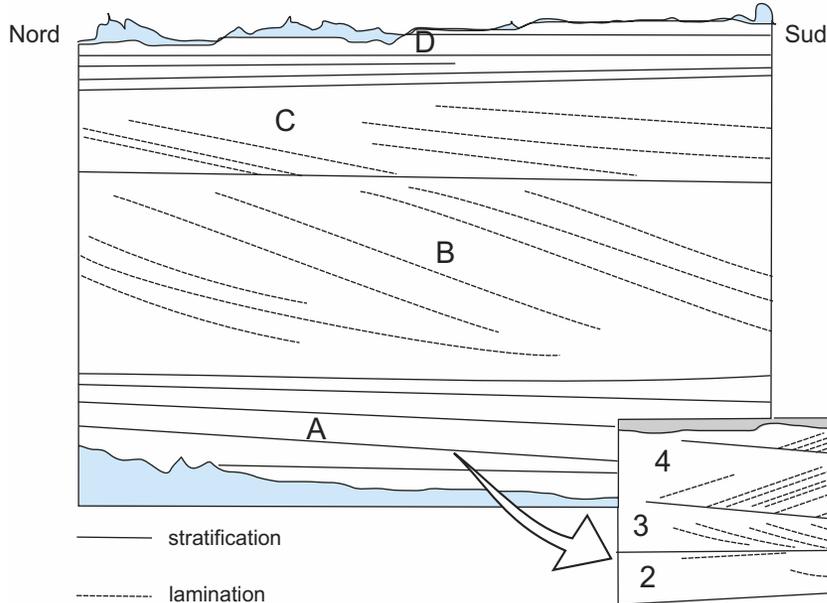


Sud

(b) Vue de détail de la base du front de taille.



(c) Interprétation de la vue générale.



(d) Interprétation de la vue de détail.

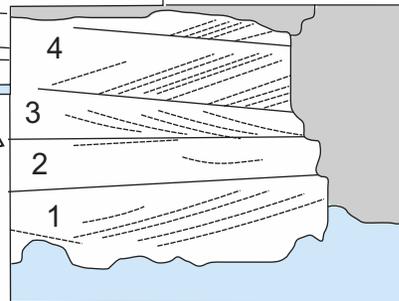


Figure 2 Photographie d'un affleurement de roches sédimentaires.

également dans la partie basale. Il est ainsi possible dès ce stade de parler de roches stratifiées donc sédimentaires mais leur nature n'est pas déterminable à coup sûr ; la rigidité de ces bancs suggère qu'il s'agit soit de grès, soit de calcaire.

➤ **Interprétez celui-ci comme de la progradation à partir d'une alimentation venant du Nord**

Comment interpréter alors ces deux familles de plans ? Les plans horizontaux sont manifestement des plans de stratification qui délimitent des bancs d'épaisseurs variables, modestes en bas et en haut (unités A et D), très grandes au centre (unités B et C). Les plans obliques ont du coup valeur de litages ou de laminations à l'intérieur des bancs. Leur inclinaison paraît identique (vers la droite en général) mais la photo de détail montre en fait des inversions (organisation en « arêtes de poisson »). Cela signifie donc que le milieu de dépôt était animé d'un régime hydrodynamique soutenu et oscillant, à l'image de courants de marées qui, à l'occasion des grandes marées notamment, pouvaient remanier les dépôts clastiques (bioclastiques telles des oolithes ou lithoclastiques comme des grains de sable) en construisant des bancs à croissance horizontale. Le pendage des laminations obliques permet de déterminer le sens du courant en jeu mais la seule observation en 2D ici n'autorise pas à donner de direction absolue ; il faudrait pour cela pouvoir observer un front de taille orthogonal.

La conclusion la plus plausible est celle d'un milieu peu profond, largement alimenté en clastes et balayé par des courants oscillants.

Glossaire

Accrétion océanique : formation de lithosphère océanique à l'axe d'une dorsale. Elle contribue à l'expansion et au renouvellement des fonds océaniques.

Achondrite : météorite issue des enveloppes les plus superficielles d'un astéroïde différencié et libéré dans l'espace au cours de la fragmentation de ce dernier.

Advection : transfert thermique associé à des mouvements de convection tels ceux qui brassent le manteau (cf. convection mantellique).

Alcalin : relatif aux éléments électropositifs de type Na^+ , K^+ , Rb^+ fortement solubles et hygromagmaphiles. Désigne en pratique leurs oxydes comme Na_2O et K_2O .

Anomalie gravimétrique : écart entre la valeur mesurée du champ de pesanteur à une altitude donnée puis corrigée par le calcul pour la ramener à l'altitude de l'ellipsoïde de Clairaut et la valeur théorique calculée sur ce même ellipsoïde.

Anomalie magnétique : différence entre la valeur mesurée de l'intensité du champ magnétique et la valeur théorique à une latitude magnétique donnée. Une anomalie positive exprime le fait que le champ mesuré est supérieur à la valeur théorique attendue ; c'est l'inverse pour une anomalie négative.

Asthénosphère : partie du manteau située entre la lithosphère et le manteau inférieur, caractérisée par un comportement très ductile de la péridotite apparenté à du fluage. Comme toute partie du manteau située sous la lithosphère, elle est animée de mouvements convectifs. C'est à son sommet (LVZ) que se localisent, en des sites particuliers, la plupart des processus de fusion partielle à l'origine de la production de magmas basaltiques.

Altération : modifications physiques (aussi appelées désagrégation mécanique) et chimiques (altération au sens strict) des roches et de leurs minéraux par les agents atmosphériques (eau, vent, variations thermiques).

Anatexie : processus de fusion partielle d'anciennes roches sédimentaires détritiques métamorphisées lorsque la température atteint un certain seuil (de l'ordre de 700 à 800 °C) qui dépend de leur chimie et de la proportion d'eau présente ; le magma produit est de nature granitique (granite crustal).

Atmosphère : enveloppe externe et fluide d'une planète ou d'un satellite, dont les composés sont essentiellement gazeux.

L'atmosphère des planètes géantes (gazeuses) est principalement constituée d'hélium et de dihydrogène, celle des planètes telluriques de diazote et de dioxyde de carbone. L'atmosphère de la Terre est particulière par sa richesse en dioxygène (21 %), aux côtés du diazote (79 %), du dioxyde de carbone (0,04 %) et de la vapeur d'eau.

Basalte : roche magmatique volcanique, de pétrofabricure microclitique, dont l'étude microscopique révèle le plus souvent la présence de cristaux de pyroxènes et de feldspaths plagioclases noyés dans un verre. C'est une roche riche en fer, en magnésium et en calcium, relativement pauvre en silicium et en alcalins ; elle est très répandue dans la croûte océanique.

Biomasse : masse sèche de la matière vivante, exprimée en t de carbone ; elle peut être calculée à l'échelle d'un organisme, de l'ensemble des êtres vivants d'un écosystème ou de l'ensemble des écosystèmes terrestres et marins.

CCD (*Carbonate Compensation Depth*) ou **profondeur de compensation des carbonates :** profondeur à partir de laquelle les particules carbonatées qui se déposent dans un bassin océanique ne sont plus stables et subissent une dissolution totale. Cette profondeur varie actuellement en fonction des domaines océaniques : elle est en moyenne de 5 000 m dans l'océan Atlantique contre 4 500 m dans l'océan Pacifique. Cette profondeur a aussi varié dans les divers océans du globe au cours des temps géologiques.

Chambre magmatique : espace situé dans la croûte voire à l'interface croûte – manteau (Moho) et occupé par du magma qui y refroidit lentement et cristallise principalement le long de ses parois, engendrant des roches plutoniques. Sa vidange en surface alimente par contre les processus volcaniques.

Clivage : propriété de certains minéraux de se rompre selon une (plusieurs) famille(s) de plans parallèles ; il existe une famille de plans de clivage dans le cas des micas mais deux familles pour les pyroxènes et amphi-

boles. Lorsque ces plans sont d'origine tectonique au sein d'une roche, il est préférable d'utiliser le terme de schistosité.

Collision : affrontement de deux plaques continentales consécutif à leur convergence. C'est une zone à sismicité assez diffuse au niveau de laquelle, à la différence des autres zones de convergence (zones de subduction), le volcanisme est souvent très discret. Y sont engendrés des reliefs majeurs ou chaînes de montagnes constitués de roches déformées (plis, failles inverses, chevauchements...). Elle se traduit en profondeur par du métamorphisme voire de l'anatexie.

Conduction : transfert thermique se réalisant de proche en proche par échange d'énergie cinétique entre particules voisines dont les vitesses d'agitation sont différentes, indépendamment de tout mouvement macroscopique global de la matière qui le subit.

Convection mantellique : transfert de chaleur (advection) par déplacement macroscopique de matière mantellique suite à des différences de température induisant des différences de densité de la péridotite ; ce mouvement est lent dans le cas du manteau en raison de son état solide et se réalise depuis la profondeur (interface manteau – noyau) jusqu'à son sommet où il contribue à l'animation cinématique des plaques.

Convergence lithosphérique : rapprochement de deux plaques lithosphériques ; elle se réalise suivant plusieurs modalités selon la nature océanique ou continentale des plaques qui s'affrontent : subduction (océan – océan et océan – continent), collision (continent – continent) ou obduction (continent – océan).

Couche D'' : zone du globe terrestre située à environ 2 900 km de profondeur où manteau et noyau interagissent.

Couche-savon : couche d'évaporites souvent de nature gypseuse qui permet la désolidarisation des roches sus-jacentes et est à l'origine de leur chevauchement ou charriage sur d'autres terrains (cas du Trias alpin et du décollement entre socle varisque et couverture mésozoïque).

Cristallisation fractionnée : cristallisation par étapes d'un magma au cours de laquelle les premiers cristaux souvent riches en fer, en magnésium et en calcium, se séparent de la phase liquide résiduelle conduisant à son enrichissement en éléments alcalins et en silice le plus souvent. La cristallisation fractionnée est un des mécanismes permettant la différenciation d'un magma primaire en magmas secondaires et la constitution d'une série magmatique.

Croûte : enveloppe rigide et superficielle de la Terre, séparée du manteau sous-jacent par la discontinuité de

Mohorovicic (Moho). En domaine continental, son épaisseur varie entre 10 km (extrémité de la marge continentale) et 70 km (chaîne de montagnes) ; sa composition est proche de celle d'un mélange de granite et de gneiss. En domaine océanique, son épaisseur varie entre 0 et 10 km de profondeur tandis que sa composition est principalement basaltique et gabbroïque. La croûte est l'entité supérieure de la lithosphère.

Diagenèse : processus qui transforme des dépôts sédimentaires en une roche consolidée.

Différenciation magmatique : processus permettant la formation de magmas secondaires, le plus souvent enrichis en silice et en éléments alcalins, à partir d'un magma primaire basaltique d'origine mantellique et ce au cours de son séjour dans une chambre magmatique crustale. La cristallisation fractionnée et la contamination sont les principales modalités de différenciation.

Discontinuité sismique : zone située entre deux milieux où se localise une brusque variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Les discontinuités permettent de définir plusieurs enveloppes au sein de la Terre. Le Moho et la discontinuité de Gutenberg (transition manteau – noyau) sont les discontinuités chimiques majeures tandis que la limite lithosphère – asthénosphère et la limite noyau externe – graine sont des discontinuités mécaniques.

Discontinuité de Gutenberg : discontinuité située vers 2 900 km de profondeur séparant le manteau péridotitique du noyau plus profond et constitué d'un mélange de fer et de nickel. Elle se caractérise par un ralentissement des ondes P et un arrêt des ondes S lors de leur cheminement vers l'intérieur du globe.

Discontinuité de Lehman : discontinuité située vers 5 100 km de profondeur, séparant le noyau externe liquide du noyau interne solide (graine).

Discontinuité de Mohorovicic : Voir Moho.

Divergence lithosphérique : mouvement d'écartement de deux secteurs lithosphériques. Le plus souvent, elle se réalise entre deux plaques, de part et d'autre d'une dorsale océanique ou d'un rift.

Dorsale océanique : relief océanique allongé, dominant les plaines abyssales voisines, dont la profondeur oscille entre 5 000 m en périphérie et de 2 500 m à l'axe, et dont la largeur à la base varie de 500 à 2000 km. L'Islande est l'unique partie de dorsale émergeant à la surface de l'océan. Les axes des dorsales sont les sites géodynamiques de part et d'autre desquels du plancher océanique est accréé.

Effet de serre : phénomène dû à la capacité de certains gaz atmosphériques d'absorber les rayonnements infrarouges émis par la surface terrestre et à les réémettre sous forme d'infrarouges de plus grandes longueurs d'ondes vers cette même surface ce qui contribue d'autant à son réchauffement.

Ellipsoïde terrestre : forme géométrique et donc théorique de la Terre, calculée à l'altitude moyenne des océans, qui sert de surface de référence pour repérer le géoïde.

Épicentre : point situé en surface à l'aplomb du foyer d'un séisme.

Eustatisme : variation du niveau marin global par suite de modifications climatiques (fonte ou croissance de calottes glaciaires, dilatation ou contraction thermique des eaux océaniques...) et géodynamiques (activité des dorsales, distribution des continents...).

Faïlle : fracture d'un volume rocheux, accompagnée de mouvements relatifs des deux blocs qu'elle met en contact de part et d'autre d'un plan nommé « plan de faille ». Ce mouvement s'exprime via les séismes. Il existe différentes catégories selon qu'il y a rapprochement (faïlle inverse), éloignement (faïlle normale) ou coulissage (faïlle décrochante) des deux compartiments.

Faïlle transformante : fracture verticale reliant soit deux secteurs de dorsale, soit un secteur de dorsale et une fosse, le long duquel il n'y a ni création, ni disparition de lithosphère mais seulement coulissement.

Flux géothermique : quantité d'énergie émise par la surface du globe par unité de temps (c'est une puissance) et par unité de surface, il s'exprime en $W.m^{-2}$. Le flux géothermique de toute la surface terrestre est évalué à 42-43 TW (téra = 10^{12}).

Fosse océanique : zone étroite et allongée, sise en général le long des marges continentales, où la profondeur des fonds océaniques atteint son maximum (compris approximativement entre 7 000 et 11 000 m). Elle constitue un marqueur topographique des zones de subduction.

Fusion partielle : processus aboutissant à l'obtention d'un mélange chimique associant une phase liquide ou magma et une phase solide résiduelle à partir d'une seule phase solide initiale. Dans la Terre, la fusion partielle peut affecter la frange la plus superficielle de l'asthénosphère, ou la croûte continentale (anatexie).

Gabbro : roche magmatique plutonique, grenue (holocristalline), ayant la même composition minéralogique

et chimique que le basalte ; abondant dans la croûte océanique.

Géoïde : surface équipotentielle de pesanteur qui est en tout point perpendiculaire à la direction locale de la pesanteur et qui coïncide avec le niveau d'équilibre des océans au repos. C'est la surface qui matérialise au mieux la vraie forme de la Terre, sa forme gravimétrique (la forme exacte ou dynamique s'en éloigne de moins d'un mètre).

Géotherme : courbe décrivant la variation de la température en fonction de la profondeur dans le globe terrestre.

Harzburgite : forme de péridotite rencontrée dans le manteau lithosphérique des océans « rapides » ainsi que dans certains cortèges ophiolitiques. Cette péridotite est notamment appauvrie en clinopyroxènes ; elle est interprétée comme le résidu réfractaire de fusions partielles à taux élevés (20 à 30 %).

Hodochrone : courbe donnant le temps d'arrivée des ondes sismiques en fonction de la distance à l'épicentre.

Hydrothermalisme : convection d'eau chaude au travers des roches accompagnée d'échanges chimiques entre solution hydrothermale et minéraux constitutifs des roches. Cette transformation minéralogique relève d'un métamorphisme hydrothermal. Processus très développé dans le plancher océanique à l'axe des dorsales.

Isostasie : équilibre lithostatique des enveloppes superficielles réalisé à partir d'une certaine profondeur, qu'il est possible de matérialiser par une surface théorique dite de compensation ou d'égalé pression.

Kérogène : fraction organique d'une roche sédimentaire, insoluble dans les solvants organiques.

Linéation : désigne des structures linéaires parallèles dans une roche. Dans certaines roches métamorphiques, ces lignes relèvent de minéraux anté-tectoniques étirés ou de minéraux syn-tectoniques allongés (linéations minérales).

Lithosphère : enveloppe rigide et superficielle du globe constituée de la croûte et de la partie la plus externe du manteau supérieur. Son épaisseur est variable car fonction de son état thermique ; sa base correspond au sommet de la LVZ (*Low Velocity Zone*) où la température est estimée proche de 1 300 °C.

Lherzolitite : forme de péridotite rencontrée dans le manteau lithosphérique des océans « lents » ainsi que dans certains cortèges ophiolitiques. Cette péridotite contient des clinopyroxènes et des orthopyroxènes à côté des olivines majoritaires ; elle est interprétée comme la roche représentative de l'asthénosphère.

Lysocline : profondeur à partir de laquelle, en milieu océanique, la solubilité des carbonates augmente fortement.

Macle : association de deux ou plusieurs minéraux de même nature selon une géométrie propre (cas de l'orthose ou des plagioclases). Le plan de macle n'est pas un plan de faiblesse mécanique.

Magma : liquide plus ou moins visqueux produit par fusion partielle d'une roche-mère silicatée ; il s'enrichit progressivement en cristaux lors de son refroidissement.

Magmatisme : ensemble des processus qui contribuent à la formation des roches magmatiques, depuis la production d'un magma à partir d'une roche-mère par fusion partielle jusqu'au refroidissement final de celui-ci, en incluant toutes les étapes de son évolution : cristallisation partielle ou totale, contamination, différenciation. Suivant que le magma termine son refroidissement en surface ou en profondeur, on distingue respectivement deux formes de magmatisme, le volcanisme et le plutonisme.

Manteau : enveloppe la plus volumineuse du globe comprise entre la base de la croûte (0 à 70 km de profondeur) et le sommet du noyau (2 900 km de profondeur). Il est constitué de péridotites dont la composition minéralogique fluctue en fonction de la profondeur (transitions minéralogiques). Il comporte de l'extérieur vers l'intérieur, le manteau supérieur lithosphérique rigide qui forme avec la croûte la lithosphère, le manteau supérieur asthénosphérique plus déformable et le manteau inférieur. Il est animé de mouvements convectifs lents qui brassent la péridotite à l'état solide.

Marge active : secteur de transition entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique qui présente une forte activité sismique et le plus souvent volcanique, en liaison avec la subduction de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale. Située en bordure de continent, elle se caractérise topographiquement par la présence d'une chaîne de montagnes et d'une fosse océanique.

Le terme de « marge active » est parfois étendu aux secteurs d'arcs insulaires intra-océaniques où il y a subduction entre deux lithosphères océaniques.

Marge passive : secteur de transition entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique au sein d'une même plaque ; zone aismique ou peu sismique caractérisée par une croûte continentale amincie suite à la création d'un océan par divergence (rifting) d'une lithosphère continentale.

Mécanisme au foyer : géométrie du glissement entre deux blocs suite à la rupture qui prend naissance à l'hypocentre ou foyer d'un séisme ; elle est déduite de l'analyse du premier mouvement des ondes P enregistré sur les sismogrammes et permet de remonter à l'orientation du vecteur glissement, donc au mouvement relatif entre deux plaques.

Métamorphisme : transformations minéralogiques et structurales subies par une roche à l'état solide sous l'effet du changement des conditions de pression et de température.

Météorite : matériau rocheux ou métallique venu de l'espace et produit par fragmentation de planètes non différenciées (chondrites) ou différenciées (achondrites et météorites ferreuses).

Minéral : entité constitutive d'une roche, caractérisée par une composition chimique propre ; présente le plus souvent une forme cristalline, identifiable à l'œil nu ou au microscope. Les divers minéraux d'une roche permettent donc d'en préciser la composition chimique.

Moho : discontinuité séparant la croûte du manteau et reconnue par Mohorovicic ; situé en moyenne vers 30 km de profondeur en domaine continental, il peut affleurer par endroits en domaine océanique et n'y dépasse pas 7 à 8 km de profondeur.

Niveau de compensation de la calcite : profondeur à partir de laquelle les carbonates sont absents des sédiments marins car totalement dissous ; ce niveau oscille entre - 4 000 et - 5 000 m selon les océans.

Noyau : partie centrale de la Terre située au-delà de 2 900 km de profondeur et constituée majoritairement de fer accompagné de nickel. Sa partie externe est liquide et animée de mouvements convectifs responsables du champ magnétique terrestre, tandis que sa partie centrale (appelée « graine ») est solide.

Obduction : processus géodynamique de convergence lithosphérique où une plaque continentale est chevauchée par une plaque océanique. L'obduction permet la mise en place d'ophiolites non métamorphiques, c'est-à-dire de lambeaux de lithosphère océanique sur la lithosphère continentale.

Orogenèse : au sens large, et conformément à l'étymologie, tout processus de formation de reliefs de l'écorce terrestre ; de façon plus restrictive, ce terme ne s'applique qu'aux processus de formation des chaînes de montagnes par collision (= orogènes).

Orogène : chaîne de montagnes édifiée à la limite convergente de deux plaques lithosphériques et caractérisée par des plissements, des fracturations, des chevauchements... Un volcan est un relief positif mais n'est pas un orogène.

Paragenèse : ensemble de minéraux appartenant à une roche donnée, illustrant une origine et des conditions de mise en place communes.

Pélite : roche sédimentaire détritique à grains très fins (diamètre inférieur à 1/16 mm), comportant une fraction plus ou moins notable d'argiles.

Péridotite : voir harzburgite et lherzolite.

Pétrofabrique : organisation ou texture des espèces minérales dans une roche. En ce qui concerne les roches magmatiques, elle est soit grenue (ou holocristalline) si elle est constituée uniquement de cristaux visibles à l'œil nu issus d'une phase de refroidissement lent, ou microlitique (ou hétérocristalline) suite à une phase de refroidissement plus rapide à l'origine de microcristaux voire vitreuse lorsque la matière n'est pas cristallisée (effet de trempe).

Pétrole : fraction « liquide ou gazeuse » à base d'hydrocarbures de roches sédimentaires réservoirs ; résulte de la migration et de la concentration de matière organique essentiellement planctonique lors de sa diagenèse.

Plaque : portion de lithosphère d'épaisseur variable, rigide et peu déformable sauf à ses frontières où se concentrent les déformations. Certaines plaques sont entièrement océaniques, plus rarement entièrement continentales, la plupart étant mixtes. Elles sont en mouvement les unes par rapport aux autres à la surface du globe ; les vitesses de leurs déplacements relatifs sont mesurables en temps réel grâce aux techniques GPS.

Plutonisme : forme de magmatisme au cours duquel un magma stoppe son ascension dans la croûte avant d'atteindre la surface et y refroidit lentement ce qui permet sa cristallisation totale et la formation de roches grenues (holocristallines). Gabbros et granitoïdes sont les roches plutoniques les plus répandues.

Principe de précaution : « principe selon lequel l'absence de certitudes (compte tenu des connaissances scientifiques et techniques du moment) ne doit pas

retarder l'application de mesures effectives et proportionnées visant à prévenir un risque de dommages graves et irréversibles à l'environnement et ce à un coût économique acceptable » loi Barnier 1995.

Régression : déplacement de la ligne de rivage vers l'océan consécutif au simple comblement sédimentaire de la plateforme continentale (on parle alors de régression simple) ou consécutive à un abaissement du niveau marin (on parle alors de régression forcée).

Rift : dépression topographique étroite et allongée, appelée également fossé, limitée par des failles normales. On distingue des rifts continentaux, sièges de volcanisme et de séismes par suite de l'extension de la croûte continentale, et des rifts océaniques présents à l'axe des dorsales lentes (Atlantique) uniquement.

Roche magmatique : roche issue du refroidissement et de la solidification d'un magma ; on distingue les roches volcaniques de texture microlitique des roches plutoniques de texture grenue.

Roche métamorphique : roche provenant de la transformation structurale et minéralogique en profondeur et à l'état solide de tout type de roches préexistantes.

Roche sédimentaire : roche formée à la surface du globe par dépôt de particules ou sédiments dans un bassin. Les sédiments constitutifs proviennent soit du transport de particules détritiques depuis les aires d'érosion continentale vers le bassin, soit de l'activité biologique, soit de précipitations chimiques.

La transformation des sédiments en roche sédimentaire est appelée diagenèse.

Roche volcanique : roche appelée lave qui provient du refroidissement rapide d'un magma ce qui conduit à la formation de pétrofabriques microlitiques (hétérocristallines) par cristallisation partielle. Les basaltes, les andésites et les rhyolites sont les roches volcaniques les plus répandues.

Schistosité : feuilletage d'une roche dû à la présence de plans en général peu espacés et parallèles. Les plans, notés S_1 (à distinguer des plans de feuilletage sédimentaire notés S_0), contiennent les axes O_x et O_y de l'ellipsoïde des déformations. Cette anisotropie planaire est caractéristique du métamorphisme.

Séisme : libération brutale d'énergie sous forme d'une série de secousses à partir d'un point appelé foyer (hypocentre) où prend naissance la rupture et le mouvement relatif de deux blocs rocheux le long d'un plan de faille. La propagation multidirectionnelle d'ondes au

travers du globe occasionne en surface des secousses plus ou moins violentes. L'épicentre est le point situé en surface à l'aplomb du foyer d'un séisme.

Sédiment : ensemble de particules déposées au fond d'un bassin sédimentaire. Les sédiments sont très diversifiés ; ils proviennent soit du transport de particules détritiques depuis les aires d'érosion continentale, soit de l'activité biologique, soit de précipitations chimiques. Leur accumulation, leur compaction et leur éventuelle cimentation sont à l'origine des roches sédimentaires.

Série magmatique : ensemble de roches magmatiques mises en place dans un même contexte géographique et géodynamique, issues du refroidissement de magmas pouvant dériver d'un même magma primaire par différenciation au cours de son séjour dans une chambre magmatique crustale. La cristallisation fractionnée et la contamination crustale sont les mécanismes principaux de cette différenciation.

Série métamorphique : Désigne un ensemble de roches chimiquement apparentées qui ont subi un même gradient métamorphique mais à des degrés divers. On en distingue en général trois grands types : la série (HP-BT) ou série franciscaine, le plus souvent associée à une subduction ; la série (MP-MT) ou série dalradienne voire barrowienne, associée à un contexte de collision, et la série (HT-BP) pouvant être associée à divers contextes de fin de collision ou d'hydrothermalisme à l'axe des dorsales.

Stratigraphie séquentielle : étude de la géométrie du remplissage des bassins sédimentaires à partir des profils sismiques par l'identification de diverses figures géométriques (discontinuités, superpositions entre réflecteurs...) de manière à construire un modèle de dépôts révélateur des cycles eustatiques. L'étude des marges continentales actuelles et fossiles par stratigraphie séquentielle a permis l'élaboration d'un modèle eustatique pour les 200 derniers millions d'années.

Structure d'une roche : toute organisation géométrique des espèces minérales ; elle est synonyme de pétrofabrique pour les roches magmatiques. Dans les roches métamorphiques, on distingue notamment des structures planaires (schistosité, foliation) et des structures linéaires

(linéations) qui permettent de reconstituer la géométrie des axes de la déformation subie par la roche.

Subduction : mouvement de convergence au cours duquel une plaque, le plus souvent océanique, s'enfonce sous une autre plaque dans l'asthénosphère. Les zones de subduction sont caractérisées par l'existence d'une fosse océanique située à la frontière des deux plaques et de reliefs de nature volcanique sur la plaque chevauchante ; ce sont des zones sismiquement actives (voir marge active). La subduction peut être intra-océanique avec constitution d'un arc insulaire volcanique ou sous-continentale avec formation d'une chaîne de montagnes sur l'unité chevauchante parallèlement à la fosse.

Subsidence : du latin *subsistere*, s'enfoncer ; enfoncement du plancher d'un bassin sédimentaire en réaction à une cause tectonique (distension) ou thermique (refroidissement) ; cet enfoncement qui répond au principe d'isostasie est amplifié par la surcharge des sédiments qui sont peu à peu piégés dans le bassin.

Temps de résidence τ : rapport entre la masse totale d'un élément contenu dans un réservoir à l'équilibre et la somme des flux entrants ou sortants. Cette valeur représente le temps nécessaire pour que la totalité d'un élément dans un réservoir soit renouvelée.

Texture d'une roche : voir pétrofabrique.

Tomographie sismique : technique qui permet de localiser dans les zones profondes de la terre les anomalies de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Elles sont interprétées en termes de différences de température voire d'état.

Transgression : élévation du niveau marin au cours de laquelle il y a rétrogradation (avancée) de la ligne de rivage vers le continent.

Viscosité : Résistance qu'offre à la déformation un matériau face aux forces qui s'exercent sur lui. S'applique à tout corps, solide, liquide ou gazeux.

Volcanisme : forme de magmatisme au cours de laquelle un magma accède à la surface et émet des laves éventuellement accompagnées de projections.

Bibliographie

- AGARD P., LEMOINE M. – *Visage des Alpes : structure et évolution géodynamique*. Commission de la carte Géologique du Monde, Paris, 2003.
- BERGER G.-M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.-P., VAUTRELLE C. – *Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de Rivesaltes*. BRGM, Orléans, 1993.
- BOUIN M.-N. – *Traitement de données GPS en Antarctique : mouvements crustaux, rebond post-glaciaire et systèmes de référence*. Thèse de l'Observatoire de Paris, 1999.
- CARON J.M. *et al* – *Comprendre et enseigner la planète Terre*. Ophrys, Paris, 2004.
- CHAMLEY H. – *Bases de la sédimentologie*. 2^e éd. Dunod, Paris, 2000.
- CHOUKROUNE P. – *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris, 1994.
- CLAVERO R. J. E., SPARKS S. J., POLANCO E., PRINGLE M.-S. – *Revista Geológica de Chile*. volume 31, n° 2, 2004.
- COJAN I, RENARD M. – *Sédimentologie*. 2^e éd. Dunod, Paris, 2006.
- DANIEL J.-Y *et al*. – *Sciences de la Terre et de l'Univers*. Vuibert, Paris, 1999.
- DEBELMAS J., MASCLE G. – *Les grandes structures géologiques*. 5^e éd. Dunod, Paris, 1997.
- DERCOURT J. – *Géologie et géodynamique de la France*. 3^e éd. Dunod, Paris, 2002.
- DERCOURT J. *et al*. – *Géologie Objets, méthodes et modèles*. 12^e éd. Dunod, Paris, 2006.
- DE WAELE A., SANLOUP C. – *L'intérieur de la Terre et des planètes*. Belin Sup, Paris, 2005.
- FLOC'H J.P. – *Le métamorphisme général*. CRDP Limoges 1986
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F. – *Dictionnaire de Géologie*, 6^e éd. Dunod, Paris, 2005.
- FOULGER G. R., JAHN C. H., SEEBER G., EINARSSON P., JULIAN B. R., HEKI K. – *Nature*. volume 358, p 488, 1992.
- GRANET M., WILSON M. & ACHAUER U. – *Imaging a mantle plume beneath the Massif Central (France)*. Earth Planet. Sci. Lett., 136, 281-296, 1995.
- HEBERT R. – *Guide de pétrologie descriptive*. Nathan, Paris, 1998.
- HUCHON P. *et al*. – *Convergences lithosphériques*. Vuibert, Paris, 2005.
- JOLIVET L., NATAF H.-C. – *Géodynamique*. Dunod, Paris, 1998.
- JUTEAU T., MAURY R. – *Géologie de la croûte océanique*. Masson, Paris, 1997.
- KORNPROBST J. – *Métamorphisme et roches métamorphiques*. 3^e éd. Dunod, Paris, 2001.
- LAGABRIELLE Y. – *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 105-120, 2005.
- LALLEMAND S. – *La subduction océanique*. GB Science Publisher, Amsterdam, 1999.
- La Terre*. Supplément au bulletin n° 2 97, APBG
- LARROQUE C., VIRIEUX J. – *Physique de la Terre solide*. Gordon and Breach, Paris, 2001.
- LEMOINE M. *et al*. – *De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon & Breach, et Société Géologique de France, 2000.
- MARTIN V. – *Structure et tectonique du prisme d'accrétion de Nankai dans la zone Tokai par imagerie sismique en trois dimensions*. Thèse de l'Université Paris XI, 2003.
- MATTAUER M. – *Ce que disent les pierres*. Belin, Pour la Science, 1998.
- MATTAUER M. – *Monts et merveilles*. Hermann, Paris, 1999.
- MERCIER J., VERGELY P. – *Tectonique*. 2^e éd. Dunod, Paris, 1999.
- MILLER M. S., KENNETT B. L. N., GORBATOV A. – *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 156, 2006.
- MERLE O. – *Nappes et chevauchements*. Masson, Paris, 1994.
- MUNOZ J., TRONCOSO R., DUHART P., CRIGNOLA P., FARMER L., STERN C. R. – *Revista Geológica de Chile*. volume 27, n°2, 2000.
- MURDIE R. E., STYLES P., PRIOR D. J., DANIEL A. J. – *Revista Geológica de Chile*. volume 27, n°1, 2000.
- NICOLAS A. – *Principes de tectonique*. Masson, Paris, 1984.

- NICOLLET C., NICOLLET M. – *Les roches métamorphiques : des traceurs de l'évolution de la lithosphère dans l'espace et dans le temps*. Bulletin de l'APBG n° 2, 1996.
- POMEROL C., LAGABRIELLE Y. – *Eléments de Géologie*. Dunod, Paris, 2005.
- PONS J.C. – *La pétro sans peine. Tome 1. Minéraux et roches magmatiques*. CRDP, Grenoble, 2000.
- PONS J.C. – *La pétro sans peine. Tome 2. Minéraux et roches métamorphiques*. CRDP, Grenoble, 2001.
- SIMONS M., HAGER B. H. – *Nature*. volume 390, p 500-503, 1997.
- VRIELYNCK B., BOUYSSSE P. – *Le visage changeant de la Terre*. Commission de la carte Géologique du Monde, Paris, 2001.

- WESTPHAL M., WHITECHURCH H., MUNSCHY M. – *La tectonique des plaques*. GB Science Publisher, Paris, 2002.

SITES INTERNET

- Site de Maurice Gidon : Géologie alpine et nombreuses références à divers domaines de la géologie :
www.geol-alp.com
- Site de Christian Nicollet : Magmatisme, métamorphisme et tectonique
christian.nicollet.free.fr
- Site comportant de nombreuses photographies :
www.lgs.jussieu.fr
- Site de l'ENS Lyon : planet-terre.ens-lyon.fr

Index

Les numéros en bleu renvoient aux pages du cahier couleur.

A

Accommodation 201
Accrétion
 océanique 71
 planétaire 31
Achondrites 31
Advection 89
Albédo 220, 251, 350
Allitisation 161, 171
Altérabilité des minéraux silicatés 165
Altération
 chimique 157, 168
 hydrolytique 160, 165
 karstique 335
Altérites 172
Altimétrie satellitaire 40
Amphiboles 11, 17
Amphibolite 47, 48
Anatexie 148
Andésites 6, 82, 142
Anomalie
 à l'air libre 42
 gravimétrique 38, 42, 381
 gravimétrique de Bouguer 42, 430,
 rabat de couverture n° 6
 isostatique 46
 magnétique 57, 417
Aphélie 249
Aragonite 19, 186, 187, 329
Arène 172
 granitique 156, 161
Argile 17, 158, 160, 161, 177, 181
Astéroïdes 1
Asthénosphère 13, 28, 133, 134
Atlantique
 Central 316
 Nord 316
 Sud 316
Atmosphère 4, 328
Automorphe 356
Avalanches sous-marines 447
Azimut 391

B

Barothermomètre 506
Basalte 5, 19, 21, 112, 310
 alcalin 112, 140, 150, 484
 en pillows 130
 tholéiitique 112, 142, 150
Bassin(s)
 associés aux chaînes de montagnes 194
 d'effondrement 193, 194
 flexural 308
 molassique 308, 482
 sédimentaires 41, 199
Before Present 227
Béryllium 10, 236
Biber 226
Biosphère 328
Biotite 17, 158, 161
Biseau
 de progradation 212
 de rétrogradation 212
 sommital 212
Bisiallittisation 161, 163, 171
Blaste 361
Buttes témoins 399

C

Calcaires 9, 19
Calcite 19, 186, 187, 329
Calendrier paléomagnétique 56
Calottes glaciaires 220, 221, 350
Canal de subduction 321
Canyons 447
Carbonates 328
Carbone organique 327
Cargneules 484
Carte
 géologique 387
 pédologique 387
CCD 192
Chaîne
 de collision 150, 299-325,
 rabats de couverture n° 3 et 4
 de montagnes 20, 24, 49, 82, 86
 des Puy 41, 116, 117, 118, 125

- Chaleur
 du globe 87
 interne de différenciation 88
 interne initiale 88
 Chambre magmatique 113, 127, 136, 427
 Champ de gravité 37
 Chaos 172
 Charbon 193, 327
 Charriage 305, 498
 Chemins P,T,t 290, 319
 Chevauchement 258, 299, 303, 479, 488, 498
 Chondrites 31, 134
 Chronostratigraphie isotopique 241-242
 Ciment 368
 Cinématique
 absolue 67
 finie 53, 55
 instantanée 53
 Cisaillement 263
 Classification de Lacroix 366
 Clastes 361
 Clinopyroxènes 17
 Clivages 357
 Coccolithophoridées 329
 Coésite 321
 Collision 299, 322
 continentale 85
 Comètes 1
 Complexe d'accrétion 321
 Conduction 87, 89
 Construction récifale 184, 190
 Contact normal 409
 Contamination 127, 148, 151
 Continents 6
 Contraintes 266
 Convection 89, 90, 91, 95
 Convergence 305
 lithosphérique 142
 Cornéennes 280
 Coronitisation 278
 Correction
 à l'air libre 42, 44
 de plateau 42, 44
 isostatique 46
 Cortèges sédimentaires 211
 Couche
 D'' 29, 33, 151
 savon 484
 Coulissement horizontal 75
 Coupes équilibrées 305
 Couverture 477
 Cristallisation
 des minéraux silicatés 124
 fractionnée 121, 122, 147
 Croissance cristalline 115
 Croûte 11, 329
 continentale 19
 océanique 20, 130
 Cryoclastie 156, 167
 Cuestas 399
 Cycle eustatique 213
- D**
- $\delta^{13}\text{C}$ 342
 $\delta^{18}\text{O}$ 236, 237
 Déclinaison 55
 Décompression adiabatique 91
 Décrochement 303, 305
 senestre 471
 Déformations 256
 Dégazage 333, 334
 Déglaciation 245
 Delta 178, 194
 Delta profond 445, 447
 Demi-grabens 312
 Dépôt
 anté-rift 210, 313
 néritique 190
 pélagique 190
 post-rift 313
 syn-rift 313-314
 Dérive des continents 52
 Désagrégation mécanique 155
 Diagenèse 197
 Diagramme
 de Hjulström 176
 de Streckeisen 364
 pollinique 229, 231, 232
 Diatomites 369
 Différenciation 31, 151
 magmatique 125, 126, 146, 151
 Dioxyde de carbone (CO_2) 103, 160, 183, 251, 326
 Discontinuité 375
 de Conrad 20
 de Gutenberg 11
 de Lehman 11
 Discordance 408, 470, 498
 basale 212
 sommitale 212
 Divergence lithosphérique 68, 130

Dolines 173
 Donau 226
 Dorsale 24, 71
 lente 415, 420
 lente de type « Atlantique » 24, 139
 lente de type LOT 311
 océaniques 130
 rapide 420
 rapide de type « Pacifique » 24, 137
 Downlap 212, 213
 Dryas récent 230
 Dunité 26, 136

E

Éclogites 8, 19, 47, 48, 79, 318, -321
 ECORS (profil) 307
 Effet de charge 452
 Effet de serre 5, 103, 203, 220, 251, 326
 Éléments
 incompatibles 111, 126, 133
 traces 147
 Ellipsoïde
 de déformation 262
 de référence 38
 des contraintes 267
 Elster (phase d'extension) 228
 Épicentre 9
 Équilibre 331
 Équinoxe 249
 Érosion 163, 164, 172
 tectonique 79
 Espace disponible 201, 202, 463
 Eustatisme 201, 202, 208
 Eutectique 110, 111, 119
 Évaporites 9, 187-189
 Excentricité 249

F

Faciès
 des éclogites 318
 métamorphiques 288
 schistes bleus 318
 urgonien 316, 480
 Faille 9, 386
 du Levant 76
 inverse 495
 normale 494
 transformante 71, 75-76, 416, 425
 Feldspaths 10, 17, 158, 161
 Fenêtres 480
 Flambage 306
 Flexure lithosphérique 308
 Fluage 272

Flux 331, 336
 géothermique 87, 421
 sédimentaire 200
 thermique 86
 Flysch 181, 479, 500
 à helminthoïdes 309
 éocène 309
 Foliation 370
 Foraminifères 236, 237, 329
 Fosse 24, 82
 océanique 24
 de subduction 309
 Fossés d'effondrement 20
 Fractionnement isotopique 342
 Front pennique 305, 475
 Frontières de plaques 59
 Fusion partielle 108, 112, 135, 136, 148

G

Gabbros 5, 310
 isotopes 130, 136
 lités 130, 136
 Géochimie isotopique 220, 235
 Géodésie 37
 Géoïde 1, 51, [rabat de couverture n° 6](#)
 de référence 38
 ondulations du 39, 41
 Géotherme 96, 99
 Géothermobarométrie 286
 Glaces 220
 Glaciation 225
 Glacier 220, 221
 Glacio-eustatisme 234
 Glacio-isostasie 47
 Glacio-isostatisme 233
 Glacis 181, 445
 Gneiss 8, 19, 282, 508
 GPS 412
 Graben 516
 Gradient
 adiabatique 91, 99
 géothermique 87, 96
 métamorphique 293, 319
 Graine 98
 Granite 4, 19, 154, 156, 157, 168
 Granoclasement 176, 180
 Gravimétrie 37
 Gravité 37
 Grès 7, 19
 Grilles pétrogénétiques 288
 Günz 226
 Gypse 9, 188, 189, 324

H

Habitus 356
 Halite 188, 189
 Haloclastie 156
 Harzburgite 26, 108, 136, 428
 Heinrich 243, 244
 Hémi-grabens 312
 Hodochrones 373
 Hodographes 11
 Holocène 226, 232
 Horsts 517
 Hybridation 127, 148
 Hydrocarbures 194
 Hydrogénocarbonates 328
 Hydrolyse 159, 160, 169
 Hydrosphère 328, 350
 Hydrothermalisme 22, 105
 océanique 310

I

Illite 17, 160-161
 Inclinaison 55, 391
 Inlandsis 220, 221
 Intervalle transgressif 213, 214, 217
 Isogrades 287
 Isostasie 42, 379
 Isotope 131, 132, 143, 147

K

Kaolinisation 169
 Kaolinite 17, 168-169, 182
 Karsts 172
 Kérogène 194, 327
 Klippes 480, 485
 Komatiites 134

L

Lacroix (classification de) 366
 Lamines 228
 Lapiez 172
 Largeur d'affleurement 397
 Latéritisation 169
 Laves 102
 Leucogranites 148
 Lherzolite 26, 108, 428
 Linéations 265
 Liquidus 108, 121
 Lithosphère 106
 LVZ (*Low Velocity Zone*) 11
 Lysocline 186, 187

M

Macle 356
 de Carlsbad 356, 359
 polysynthétique 359
 Magma 103, 111, 112, 113, 114, 125, 127, 132
 primaire calco-alcalin 145, 146
 tholéitique 131, 136
 Magmatisme 102, 130
 alpin 485
 terrestre 55
 Manteau 11, 330
 inférieur 14, 29, 133
 supérieur 14, 29
 Marge 27, 443
 active 24, 82, 433
 grasse 200
 maigre 200
 passive 24, 25, 26, 176, 199–219, 443
 Massifs vocontiens 316
 Matrice 368
 Mécanismes au foyer 63, 64, 415, 416
 Métagabbro 279
 Métamorphisme 79, 334
 de contact 281, 468
 de type BP-HT 310
 HP-BT 319
 HT-BP 319
 hydrothermal 279
 Métasomatose 128, 146, 147, 286
 Météorites terrestres 31
 Méthane (CH₄) 251
 Méthanogenèse 334
 Méthode des 3 cercles 372
 Micaschiste 7, 19, 282, 508
 Migmatites 9, 508
 Milankovitch 249
 Mindel 226
 Minéraux 366
 felsiques 366
 mafiques 366
 silicatés 16
 Modèle
 d'Airy 45
 de Pratt 42
 de Vening-Meinesz 46
 des boîtes 336
 isostatique 422
 NNR-NUVEL-1A 66, 384
 numérique de terrain 302
 PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) 13

Modélisation 93
 Moho 11, 23
 Molasse 308, 493
 Monosiallisation 161, 169, 171
 Moraines 221, 223
 MORB 131, 132, 428
 -E 133, 134
 -N 133, 134
 Muscovite 17, 161

N

Nappes de charriage 305, 479
 Niveau marin 202, 217
 Noyau 98, 330
 Nucléation 114

O

Obduction 84
 Obliquité 249
 Océan 6
 Alpin 302
 OIB 132, 150
 Olistolithe 180, 313
 Olistostrome 180
 Olivine 11
 Ondes sismiques 9
 Onlap 212, 213
 Oolithes 186, 190
 Ophiolite 21, 25, 84, 107, 136, 138, 318, 485
 omanaise 84
 Orogenèse
 cadomienne 468
 varisque 470
 Orthopyroxènes 17
 Orthose 17, 161

P

Paléotempératures 242
 Paragenèses 287
 PDB 239
 Pérites 19
 Pendage 386
 Pergélisols 228
 Périidotite 6, 25, 107
 Périodots (voir Olivine)
 Périhélie 249
 Permafrosts 228
 Pesanteur 37, 38, 42
 Pétrofabrique 15, 114, 360
 Pétrole 327
 Phengites 506

Phénocristaux 362
 Plaine abyssale 24
 Plan de Wadati-Benioff 82
 Planètes 1
 Plaques 59, 60
 Plate-forme 24, 199–219, 445
 continentale 184
 des Bahamas 184
 Pléochroïsme 357
 Pli 401
 anisopaque 265
 « coffrés » 304
 de rampe 304
 isopaque 260
 Plutonisme 105
 Podzols 172
 Point(s)
 chaud 150, 152
 triples 470
 Polarisation 358
 Pollen 220, 229
 Polymorphes 282
 Pompe
 biologique 352
 physique 352
 ppmv 328
 Prisme
 d'accrétion 83, 309
 de bas niveau 213, 217, 462
 de haut niveau 213-214, 217
 Profil
 de sismique réflexion 377
 ECORS-CROP 307
 magnétique 57, 58
 sismique 232, 233
 Progradation 210
 Prograde (chemin) 291
 Protolithe 282
 Ptéropodes 329
 Pyroxènes 11, 17

Q

Quartz 10, 158

R

Raccourcissement 302, 304
 Radioactivité naturelle 87
 Radiolarites 369
 Rapports isotopiques 132, 147-148, 151, 236, 239
 Réflecteurs 232
 Règle du V 391

- Régression
 - forcée 208
 - simple 210
- Relief
 - conforme 403, 483
 - inverse 403, 483
- Reliques 279
- Résistance 269, 274
- Rétrocharriage 479
- Rétrogradation 208, 461
- Rétrograde (chemin) 291
- Rhyolites 4, 142
- Rift 68, 140, 189, 194, 420
 - Est-Africain 68
- Rifting 68, 141, 210, 313
 - actif 140
 - passif 140, 314
- Ripple-marks 179
- Riss 226
- Roches
 - carbonatées 9, 16
 - endogènes 356
 - exogènes 356
 - hémicristallines 4, 5, 6, 362
 - holocristallines 4, 5, 6, 362
 - leucocrates 361
 - magmatiques 4, 5, 6, 19, 355, 362
 - mantelliques 6, 355, 362
 - mélanocrates 361
 - mésocrates 361
 - métamorphiques 7, 8, 19, 355
 - plutoniques 4, 5, 6, 355
 - salines 9, 16
 - sédimentaires 9, 19, 175, 196, 355, 368
 - silicatées 15
 - volcaniques 4, 5, 6, 355
- Rotation anti-horaire 303

- S**
- Saale (phase d'extension) 228
- Schistes 7, 279
 - bitumineux 193
 - bleus 79
 - lustrés 318, 485
 - verts 322
- Schistosité 370
 - de plan axial 496
- Sebkha-el-Melah 189
- Sédimentation 175–198, 199
 - argileuse 181, 192
 - carbonatée 183–186, 192
 - carbonée 192–196
 - détritique 176
 - évaporitique 187–189
 - organique 192
 - siliceuse 187, 192
 - de talus 179
 - turbiditique 179
- Sédiments 220
- Séismes 9, 65
- Série
 - alcaline 142
 - anté-rift 210
 - calco-alcaline 148
 - de Bowen 124, 166
 - magmatique 125, 126, 127
 - ophiolitique 310
 - post-rift 210
 - syn-rift 210
 - tholéïitique 138, 142
- Serpentinites 310
- Silicates d'alumine 282
- Sillon molassique périalpin 308
- Sismique réflexion 307, 376, 449, 458
- Sismique réfraction 307, 376
- Sismogrammes 9
- SMOW 239
- Socle 477
- Solidus 108, 121
- Sous-charriage 308
- Sphères focales 415
- Spilites 142, 313, 484
- Stade
 - glaciaire 225, 233
 - interglaciaire 225, 233
 - isotopique 227, 239, 242
- Standards (rapports isotopiques) 239
- Stratifications
 - entrecroisées 178-179
 - obliques 179
- Stratigraphie séquentielle 212, 215, 216
- Stromatolithes 519
- Structure
 - monoclinale 399
 - plissée 399
 - tabulaire 398, 470
- Subduction 77, 79, 299, 319
 - continentale 308, 322
 - forcée 83
 - océanique 77, 318
 - spontanée 83
- Subsidence 49, 201, 203, 308, 424, 452, 454, 522
 - stricte 208
 - tectonique 204, 205, 314–315, 456
 - thermique 204, 205, 315, 421, 456

Surcharge sédimentaire 203, 204, 206

Surface

de compensation 42

de compensation des carbonates (CCD) 186

Surrection 302, 304

Sylvite 188

Système binaire

des plagioclases calco-sodiques 121

Quartz-Albite 119

Systèmes chimiques 287

T

Talus 24, 180

continental 445

Tardiglaciaire 230

Taux de fusion 428

Tectoglyphes 256, 495

Tectonique des plaques 53, 96

Temps de résidence 336

Terminaison 245

Terrasses 224, 225

Téthys ligure 302

Thermoclastie 155

Thermométamorphisme 469

Thermomètre isotopique 243

Thermosubsidence 49

Till 224

Tillites 224

Tomographie sismique 93, 107, 151, 426

Toplap 212

Tourbières 229

Transgressions 208, 470

Transitions de phase 26

Tri géochimique 111, 157

Troposphère 4

Turbidite 181

U

Upwelling 194

V

Variance 284

Varves 223, 228

Viscosité 272

Volcanisme 102–106

W

Weichsel (phase d'extension) 228

Würm 226

X

Xénomorphe 356

Z

Zones (alpines) [rabat de couverture n° 3](#)

austro-alpine 301, 475

briançonnaise 301, 475

dauphinoise 301, 475

externe 299, 301

interne 299, 301

piémontaise et ligure 301, 475

sud-alpine 301, 475

Zone d'ombre 11, 12

Pierre Peycru
Jean-Michel Dupin
Jean-François Fogelgesang
Didier Grandperrin
Cécile Van Der Rest
François Cariou
Christiane Perrier
Bernard Augère

GÉOLOGIE TOUT-EN-UN • 1^{er} ET 2^e ANNÉES BCPST

Conforme au programme de BCPST 1^{re} et 2^e années, ce tout-en-un en 2 couleurs présente de manière claire et synthétique les notions fondamentales de Géologie. L'ouvrage intéressera également les candidats au CAPES et à l'Agrégation de SVT-SU ainsi que les étudiants en licence de Sciences de la Vie et de la Terre.

Un cours synthétique, pédagogique et conforme au programme

- Une synthèse des notions du programme
- Des concepts clairs accompagnés de très nombreuses illustrations
- Différents encarts (Pour aller plus loin, technique, géologie appliquée)
- À la fin de chaque chapitre, une rubrique "Réviser" fournit un résumé du cours, la liste des mots-clés et les erreurs fréquentes à éviter.

Des exercices corrigés, permettent à l'étudiant de tester ses connaissances et de s'entraîner efficacement dans la perspective du concours

Des travaux pratiques

En conformité avec le programme, ils sont présentés avec de nombreuses illustrations, des commentaires méthodologiques ainsi que des exercices

Un cahier couleur de 48 pages présente des objets concrets (clichés de minéraux, objets tectoniques, géoïde...) ainsi que de nombreuses cartes géologiques (BRGM).

Des fiches méthodes

Regroupées en fin d'ouvrage, elles apportent des conseils pratiques pour aborder les exercices fréquents : lire une carte géologique, réaliser une coupe géologique, analyser une roche...

PIERRE PEYCRU
est professeur en BCPST au lycée
Montaigne à Bordeaux.

JEAN-MICHEL DUPIN
est professeur en BCPST au lycée
Montaigne à Bordeaux.

JEAN-FRANÇOIS FOGELGESANG
est professeur en BCPST au lycée
Sainte-Geneviève à Versailles.

DIDIER GRANDPERRIN
est professeur en BCPST au lycée
Jean-Baptiste Say à Paris.

CÉCILE VAN DER REST
est professeur en BCPST au lycée
Fénelon à Paris.

FRANÇOIS CARIOU
est professeur en BCPST
au lycée Blaise Pascal à
Clermont-Ferrand, membre du jury
de l'Agrégation SVT-SU.

CHRISTIANE PERRIER
est professeur en BCPST au lycée
du Parc à Lyon, membre du jury du
CAPES SVT-SU.

BERNARD AUGÈRE
est professeur en BCPST au lycée
Pierre de Fermat à Toulouse
membre du jury de
l'Agrégation SVT-SU.