***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 • 1eret 2eannées BCPST

Un cours conforme au programme

Des travaux pratiques commentés

Des exercices pour s’entraîner

Des fiches méthode

GÉOLOGIE

TOUT-EN-UN • 1re et2e 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**

DANS LA MÊME COLLECTION

*BIOLOGIE, tout-en-un, 1re année BCPST*

*BIOLOGIE, tout-en-un, 2e année BCPST*

**

© Dunod, Paris, 2008

ISBN 978-2-10-053790-7

**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 détritique, ionique, et organique :**

**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

**III**

Table des matières

**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 Activite 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

**IV**

**TP6 Une marge passive** 443

6.1 Divers domaines et dynamique

sédimentaire actuelle d’une marge

passive détritique 444 6.2 Histoire de la mise en place

et de l’évolution par subsidence

d’une marge 449 6.3 Architecture des sédiments

plio-quaternaires, un marqueur

des fluctuations récentes

du niveau marin 458 6.4 Conclusion 466

**TP7 Un massif ancien et ses bordures** 467

7.1 Cadre général et principaux

affleurements 467 7.2 Principales caractéristiques

géologiques de quelques secteurs 467 7.3 Synthèse des diverses données 472

**TP8 Alpes, cartographie** 474

8.1 Présentation morphologique

de la chaîne 474 8.2 Grands ensembles structuraux

définis à partir de la carte

au millionième 475 8.3 Grands ensembles lithostructuraux d’après la carte d’Annecy

au 1/250 000 (1979) 482

**TP9 Quelques aspects**

**de la tectonique alpine** 488

9.1 Exemple de tectonique récente :

le massif subalpin de la Chartreuse 488 9.2 Massif de l’Oisans :

une paléo-marge passive 493 9.3 Demi-fenêtre d’embrun

et reconnaissance

d’une nappe de charriage 498 **TP10 Objets métamorphiques** 504

10.1 Quelques roches métamorphiques 504 10.2 Métamorphisme en carte :

les enseignements de La carte

de la structure métamorphique

des alpes 512

Table des matières

**TP11 Un bassin sédimentaire** 515

11.1 Limagne de Clermont-Ferrand :

Un graben dissymétrique 516 11.2 Les dépôts sédimentaires

et leurs enseignements 518 11.3 Amincissement lithosphérique :

subsidence et volcanisme 520 11.4 Surrection actuelle 523

**TP12 Carte géologique**

**de la France au millionième** 525

12.1 Carte au millionième :

guide de lecture 525 12.2 Grands ensembles géologiques 528 12.3 Zones immergées 543

Exercices corrigés

Exercices 1 à 26 547-605 Fiches méthodes

1 Lire une carte géologique 607 2 Construire un schéma structural 608 3 Réaliser une coupe géologique

à main levée 610 4 Analyser un échantillon de roche 613 5 Analyser une lame mince 617 6 Analyser une photographie

ou une image satellitaire 619 7 Analyser une photographie

de paysage ou d’affleurement 621

Glossaire 627 Bibliographie 633 Index 635

**V**

**Pour bien utiliser**

Le cours 

• La page d’entrée de chapitre présente le plan ainsi

que l’introduction du cours.

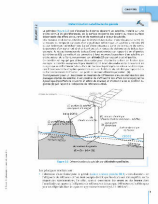
• L’encadré « Ce que vous avez vu au Lycée » rappelle à

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.



La partie révision comportant 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.

**VI**

**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

Elles regroupent des conseils pour bien 

aborder le concours : lire une carte, réa

liser une coupe, analyser une lame…

Les exercices corrigés

En toute fin d’ouvrage, des exercices type, 

parfois issus de sujets de concours, sont pro

posés avec leurs corrigés détaillés. Ils per

mettent à l'étudiant de tester ses connais

sances et de s'entraîner efficacement.

Le cahier couleur de 48 pages présente des

objets concrets (clichés de minéraux, objets

tectoniques, géoïde…) ainsi que de nom

breuses cartes géologiques (BRGM et CCGM).

**VII VII**

**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.

**VIII**

**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 fournis sent, 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’hydros phère 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 essen tielles 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 direc tion 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, sédi mentaires, 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 – 1re et 2e 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*, véri table 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, méta morphisme, tectonique, géophysique) sous le contrôle strict des faits observés et mesurés sur le terrain.

**IX**

**Préface**

Traitant d’une discipline incorporant des approches quantitatives (physique, mécanique, chimie) et modélisatrices subs tantielles, 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 transparaît 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 illus trés, 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 démar ches pédagogiques, pourront certainement y puiser avec profit.

Christian BECK et Marc TARDY

Professeurs de géologie à l’Université de Savoie

**X**

**PROGRAMME OFFICIEL**

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".

CIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE ET SECONDE ANNÉES

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 1/106

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.

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.

Il s'agit dans cet alinéa de rappeler des notions acquises avant le baccalauréat.

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 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.

- 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).

- 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.

Mouvements absolus déterminés par rapport au référentiel des points chauds.

L'étude des variations de grande longueur d'onde de la surface des océans n'est pas au programme.

La représentation stéréographique d'un mécanisme au foyer est utilisée mais sans que sa construction soit au programme.

La construction d'un modèle de cinématique instantanée n'est pas au programme.

CIENCES 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.

Origine de la chaleur terrestre.

Établissement d'un géotherme terrestre.

**2. Le magmatisme**

2.1 Les processus fondamentaux du magmatisme

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 mantelliques permettant la convection.

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.

- 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.

**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.

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.

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).

L'objectif est ici de discuter la nature des différentes roches susceptibles de subir une fusion partielle (péridotites mantelliques 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.

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.

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.

On distingue trois types de disposition géométrique : progradation, agradation, 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.

3.4 Les sédiments, archives de variations climatiques du dernier million d'années

Enregistrement des variations climatiques depuis un million d'années, par les dépôts marins, lacustres et glaciaires.

**4. Les transformations structurales et minéralogiques de la lithosphère**

4.1. Rhéologie de la lithosphère

- Contrainte et déformation ; déformations élastique, plastique et cassante.

Sismogenèse.

CIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE ET SECONDE ANNÉES

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 18O 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 (CO2, 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.

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.

- Changements des propriétés mécaniques des roches. Ces changements sont mis en liaison avec la notion de lithosphère thermique et mécanique abordée au point 1.3.

- Diversité d'échelle des déformations, de l'échelle du cristal à la lithosphère. Plis et failles. Schistosité et foliation. Linéations.

4.2 Les transformations minérales

- Réactions univariantes du métamorphisme et minéraux index ; paragenèses minérales et importance des matériaux originels dans la diversité des roches métamorphiques.

- Variations dans le temps des assemblages minéralogiques présents dans une roche : chemin P,T = f(t)

4.3 Les objets tectoniques et les témoins métamorphiques dans une chaîne de collision : les Alpes franco-italo-suisses

- Principales structures de l'édifice alpin :

. témoins de paléomarge passive ;

. indices de raccourcissement et d'épaississement ; décrochements.

Les caractéristiques des plis ne sont étudiées que si elles sont liées à des différences de mode de déformation.

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.

L'évolution dans le temps des associations minéralogiques est discutée en termes géodynamiques.

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 1/106.

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.

- Vestiges de l'océan liguro-piémontais. La connaissance de l'océan valaisan n'est pas au programme.

- Apports des témoins métamorphiques. 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.

**5. Le cycle géochimique du carbone**

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 CO2 d'origine anthropique.

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.

CIENCES 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.

| **1. Les principaux minéraux et roches constitutifs des enveloppes terrestres (2 séances)** | 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 photo graphiques 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. |
| --- | --- |
| **2. L'approche géophysique du globe (2 séances)**  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 satellitales. | 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. |
| **3. Représentation cartographique de la Terre aux différentes échelles (2 séances)** | On montre l'apport des données satellitales 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 2eannée. L'exploitation de cartes à diffé rentes échelles et notamment à 1/50 000 permet une initiation à la reconnaissance des structures tabulaires ou déformées (plis et failles). |
| **4. Étude de grandes structures géologiques (8 séances)** |  |
| - Étude d'une dorsale (1 séance).  - Étude d'une marge active (1 séance).  - Étude d'une marge passive (1 séance). | 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). |
| - Un massif ancien et ses bordures (1 séance).  - Une chaîne récente : les Alpes (3 séances).  - Un bassin sédimentaire (1 séance). | 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 photo graphies (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. |

**Vue d’ensemble de la Terre**

CHAPITRE 1



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, astéroï des, 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** : **Mercure, 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

Voir chapitre 2, encart 2.3

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.

**1**

**Chapitre 1 •** Vue d’ensemble de la Terre

**Pluton**

**d : 2,0**

**diam : 2 280 km DS : 39,5 UA**

**Mars**

**d : 3,94**

**diam : 6 800 km**

**DS : 1,5 UA**

**Jupiter**

**d : 1,31**

**diam : 142803 km DS : 5,2 UA**

**SOLEIL**

**ceinture**

**d'astéroïdes**

**Neptune**

**d : 1,50**

**diam : 40 600 km DS : 30 UA**

**Mercure**

**d : 5,45**

**diam : 6 800 km**

**DS : 0,39 UA**

**Vénus**

**d : 5,25**

**diam : 121000 km DS : 0,7 UA**

**LA TERRE**

**Uranus**

**d : 1,19**

**diam : 51 100 km DS : 19 UA**

**Saturne**

**d : 0,71**

**diam : 120 002 km DS : 9,5 UA**

distance moyenne au Soleil : 149,6 millions de km (= 1 UA)

diamètre équatorial : 12 757 km

densité : 5,52

obliquité de l'axe de rotation par rapport à l'écliptique : 23,4°

température au sol : de -90 °C à + 60 °C

composition moyenne : silicates et fer

**Légendes :** planète « gazeuse »

**d : densité**

**diam : diamètre équatorial**

**DS : distance au soleil en unité astronomique (UA) 1 UA = distance Terre - Soleil = 149,6 millions de km.**

composition : H, He

planète « tellurique »

composition : silicate, fer, magnésium, oxygène

planète « naine »

composition : glaces, slicates

**Figure 1.1** Les principaux objets du système solaire.

**2**

**CHAPITRE 1**

****

**1.2 LA TERRE, UNE PLANÈTE TELLURIQUE**

**DOTÉE D’UN SATELLITE NATUREL, LA LUNE**

**1**

**.**

**1**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

Voir chapitre 2, encart 2.3

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 météo ritiques 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.

**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..

**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 conséquen

ces 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 res

ponsable de la séparation troposphère/stratosphère.

• L’effet de serre résulte comme sur Mars et Vénus de la présence d’une atmosphère.

.

t

• Les mouvements des masses atmosphériques et océaniques résultent de l’inégale répar

i

l

é

d

tition géographique de l’énergie solaire parvenant à la surface de la Terre et de la rota

n

u

t

tion terrestre. Ils ont des conséquences sur l’évolution de l’environnement planétaire.

s

e

e

é

• Les mouvements atmosphériques sont rapides (de l’ordre de la dizaine de m.s–1) et

s

i

r

o

t

permettent un mélange efficace des gaz et polluants (CO2, CFC, poussières, etc.) à

u

a

n

l’échelle planétaire.

o

n

e

i

• Les masses océaniques sont animées de mouvements de deux types : les courants de

p

o

c

surface (couplés à la circulation atmosphérique) et les courants profonds (liés aux dif

o

t

o

h

férences de température et de salinité de l’eau de mer). Ces deux types de courants

p

a

ont des vitesses de déplacement différentes. Ces vitesses sont plus faibles que celle de

L

–

d

l’atmosphère et disséminent moins rapidement les polluants à l’échelle planétaire.

o

n

u

D

©

**3**

**Chapitre 1 •** Vue d’ensemble de la Terre

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 tempéra tures 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 échauffé. 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

**BILAN RADIATIF = rayonnement solaire incident - (rayonnement solaire réfléchi + rayonnement infra-rouge réémis)**

**A T M O**

**800 km** 500 km 80 km

**ESPACE**

Ionosphère Thermosphère

Mésosphère

rayonnement solaire

incident

rayonnement solaire réfléchi

rayonnement infrarouge réémis

1 000 à 2 000 °C

pression (hPa)

0,01

**S P H È**

50 km

Stratopause **Stratosphère**

ultraviolets absorbés par l'ozone

rayonnement solaire réfléchi

GAZ À EFFET DE SERRE H2O, CO2, CH4, O3

0 °C

1

10

**R E**

12 km

Tropopause

**E**

**F**

**F**

**E**

**T**

in

f

r

a

r

o

u

-55 °C

200

N2 : 78 %

infrarouges

**D**

**E**

**S**

**E**

g

e

s

r

é

é

O2 : 21 %

CO2 : 0,038 %

**Troposphère**

**R**

**R**

**E**

m

is

H2O < 1 % température au sol : 15°C 1 000

**SOL**

rayonnement absorbé par le sol

rayonnement réfléchi par le sol

-100 -50 0 50 °C

**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 tropo pause). La troposphère est relativement pauvre en ozone (la teneur maximale en ozone n’est jamais supérieure à 1/1 000e 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. Beau coup plus loin, vers 500 km d’altitude, les rayons solaires décomposent les molécules : c’est l’**ionosphère**.

**4**

.

til

é

d

n

u

ts

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

**CHAPITRE 1**

****

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 quan tité d’énergie rayonnée vers l’espace depuis cette même surface dans le même temps, repré sente 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 diver sité 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 lati tude 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.

**axe de rotation**

**de la Terre**

**É**

**N**

**E**

*vent d'ouest*

**R**

**G**

**Équateur**

**I**

**E**

*vents alizés*

**S**

**O**

**L**

**A**

**I**

**R**

**E**

**cellule de convection**

**courant superficiel chaud**

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

hp

**atmosphérique vent**

**courant superficiel froid courant profond**

**mouvements atmosphériques mouvements océaniques**

a

L

–

d

o

**Figure 1.3** Dynamique des enveloppes fluides externes de la Terre.

n

u

D

©

**5**

**Chapitre 1 •** Vue d’ensemble 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

Voir « La croûte océanique »,

chapitre 2, § 2.3.2

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 St 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 circumpacifiques (Rocheuses, Cordillières d’Amérique centrale, Cordillière des Andes à l’est, et chaînes d’arc insulaire de l’ouest Pacifique) et les chaînes téthysiennes (Cordillières Bétiques, Alpes, Caucase, Himalaya) : elles semblent constituer une particula rité 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 360.106 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 relati vement 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 impor tantes (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.

***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 cons titue un exemple de ce genre de situation : elle présente aussi bien dans sa partie orien tale (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.

**6**

**CHAPITRE 1**

****

**1.4.3 La distribution topographique**

La surface terrestre est aussi caractérisée par sa **topographie** : altitude pour les terres émer gées, 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 diffé rentes 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.

)

m

k

(

e

d

u

t

i

t

l

a

)

m

k

(

r

u

e

d

n

10 5

0

5

10

5

0

5

altitude la plus grande

= 8 848 m

(Everest, Himalaya)

**altitude moyenne = 870 m**

**profondeur moyenne**

**= 3 730 m**

**niveau marin**

o

f

o

r

p

10

% de surface terrestre

0 10 20

profondeur la plus grande

= 11 035 m

10

(fosse des Mariannes)

% de surface terrestre

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

**(a) (b)**

**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

.

t

sous ses trois états et par le fait que la Vie s’y est développée.

i

l

é

d

n

Planète de vie, la Terre est aussi une planète vivante : l’énergie solaire anime la

u

t

s

dynamique de ses enveloppes externes tandis que sa surface rocheuse témoigne,

e

e

é

s

par le volcanisme et la sismicité qui s’y expriment ainsi que les déformations qui

i

r

o

t

l’affectent, de l’existence d’une dynamique interne.

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

**Mots-clés**

• Astéroïde

• Atmosphère

• Comète

• Continents

• Effet de serre

• Étoile

• Hydrosphère

• Océans

• Planète

• Planète gazeuse

• Planète tellurique

**7**

**La structure interne de la Terre**

CHAPITRE 2



Plan

**2.1** Une structure interne faite d’enveloppes

concentriques

**2.2** La Terre solide, un corps rocheux

**2.3** La pluralité pétrogra phique 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 sphé rique 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 compor tement 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 **5,96.1024 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.

**8**

**CHAPITRE 2**

****

**2.1.2 Un modèle sismique de Terre profonde**

a) Séismes et ondes sismiques

**1**

**.**

**2**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

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 cons tituants, 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.

**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 succes sives 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’enregistre ment 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 perpendiculaire ment 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 sismi ques, tels des rais lumineux obéissent à la loi de Descartes [sin(i)/V = 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 présen tent également des valeurs plus élevées pour leurs paramètres K (module d’incom pressibilité) et ∝ (coefficient de cisaillement), si bien qu’au final les vitesses sont des fonctions croissantes de la masse volumique (ou de la densité) des matériaux.

**9**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

**épicentre foyer ou**

stations sismiques ***rais sismiques***

**ONDE P**

**(a)**

Vp = K + 4/3 ∝

**hypocentre *fronts d'onde* ONDE S**

ρ Vs = ∝ρ

**Compression**

milieu

non perturbé

longueur d'onde

milieu

non perturbé

**Dilatation**

sens de propagation de l'onde **(b) 10 minutes** 

sens de propagation de l'onde

**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.

**10**

**CHAPITRE 2**

****

b) Hodographes et symétrie sphérique du globe

.

t

il

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

Voir exercice 4

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 cons truction 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(iz)/Vz = constante (avec iz angle d’incidence ou de réfraction et Vz 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 quel ques 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 » (ralen tissement 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 véloce : 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 maté riaux 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.

**11**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

) s

e

tu

n

i

m

(

s

p

m

e

T

30 25 20 15 10 5

e

m

m

a

r

go

m

s

i

1

n

o

it

a

t

e

m

m

a

r

go

m

s

i

onde L (de surface) **onde S**

**onde P**

2

n

o

i

t

a

t

ZONE

D'OMBRE

hodochrones des différents types d’ondes

00 15 000 18 000

s

s

s

s

3 000 6 000 9 000

**(a)**

12 000

11 500 14 000

distance épicentre - station sismique (en km)

**épicentre**

**distance angulaire**

**P ou S**

**P ou S**

**station - épicentre MANTEAU**

**P ou S P ou S 105°**

**NOYAU**

**2 900 km 3 478 km**

**d**

**zon**

**PKP**

**PKP**

**bre**

**des ondes P**

**es o**

**e d**

**PKP PKP**

**zone d'om**

**n**

**d**

**'o**

**m**

**142°**

**(b)**

**es P**

**b**

**re**

)

**zone d'ombre des ondes S onde P**

**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

s

/

m

k

(

s

e

u

q

i

m

s

i

s

s

e

d

n

o

s

e

d

e

s

s

e

t

i

v

**(c)**

**12**

**8**

**onde S**

**4**

**0**

**0 1 000 2 000 3 000 4 000 5 000 6 000** profondeur (km)

d’ombre pour la réception des ondes direc tes 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.

**12**

**CHAPITRE 2**

****

**INTERPRÉTATION**

**100**

**Épicentre**

**DONNÉE**

**zone d'ombre**

**100 1 000 distance à l'épicentre (km)**

**200**

**profondeur (km)**

**LVZ**

**rais sismiques**

**ralentissement**

**des ondes sismiques +**

**géométrie des rais simiques**

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

**MOHO**

**246 8 10**

**0**

**vitesse**

**(km/s)**

**50**

**MOHO**

**24 6 8 10**

**0**

**vitesse**

**(km/s)**

**50**

**e**

**n**

**o**

**Z**

**y**

**ti**

**c**

**o**

**le**

**V**

**w**

**o**

**L**

**100 150 200 250**

**onde S onde P**

**e**

**n**

**o**

**Z**

**y**

**ti**

**c**

**o**

**le**

**V**

**w**

**o**

**L**

**100 150 200 250**

**onde S onde P**

**300 profondeur (en km)**

**(a)**

**300 profondeur**

**(en km)**

**(b)**

**Figure 2.4** Variation de la vitesse de propagation des ondes P et S

.

t

sous les continents **(a)** et sous les océans **(b)**.

i

l

é

d

n

u

t

s

e

Cette échographie sismique de la Terre a donc permis de proposer un **modèle structural** à **symé**

e

é

s

i

r

**trie sphérique** ; Dziewonski et Anderson (1981) se sont essayés à cet exercice en proposant le

o

t

u

**modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*), qui est un modèle de profil de vitesse dans

a

n

o

lequel les sauts brusques de vitesse sont interprétés comme des discontinuités limitant des enve

n

e

i

p

loppes concentriques (figure 2.5). Dans chacune d’entre elles, la vitesse des ondes P augmente

o

c

o

t

progressivement avec la profondeur du fait de l’augmentation de densité des matériaux qui

o

h

p

accompagne l’augmentation de pression à laquelle ils sont soumis ; seule la partie du manteau

a

L

comprise entre la LVZ et 670 km de profondeur et nommée asthénosphère présente une évolu

–

d

o

tion de vitesse des ondes P plus chaotique sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

n

u

D

©

**13**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

)

s

/

m

k

(

s

e

u

qi

m

s

i

s

s

e

dn

o

s

e

d

e

s

s

e

ti

v

**12,5**

**onde P densité**

**12**

**10**

**7,5**

**8**

é

t

i

s

**onde S**

n

e

d

**5**

**onde S**

**4**

**2,5**

**0**

**00 1 000 2 000 3 000 4 000 5 000 6 000** profondeur (km)

**CROÛTE MANTEAU NOYAU**

**noyau interne = graine**

**LVZ**

**LITHOSPHÈRE**

**ASTHÉNOSPHÈRE**

**manteau inférieur**

**manteau**

**supérieur**

**noyau externe**

**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.

Voir chapitre 3, § 3.1.3

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).

**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) 1023 – 1024

Base de croûte continentale (croûte ductile) 1018 – 1020 Lithosphère (moyenne) 1023 – 1024

Manteau asthénosphérique 1020 – 1022

Manteau inférieur 1022 – 1023

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 parait 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.

**14**

**CHAPITRE 2**

****

Conclusion

Ce premier modèle sismologique de structure interne de la Terre, à symétrie sphérique est orga nisé 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 varia tions 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 Guten berg 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 asso ciées 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 carac téristiques 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 sur face 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 cons tituées 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 informa tions 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 prolon gées 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

Voir TP1 § 1.2.2

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

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 **pétrofa brique** (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

**15**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

Voir TP 1 § 1.1.1

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 (CaSO4, 2H20), ou encore les **roches carbonées** de type charbons et pétroles (exemple de « roche » à l’état liquide).

Le critère de l’origine des roches peut aussi être utilisé et permet de distinguer : roches magma tiques, roches métamorphiques, roches sédimentaires. Une présentation plus détaillée de quel ques-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 [SiO4]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 silicatés, l’oxygène (O2–) et le silicium (Si4+) sont les éléments les plus abondants ; ils s’associent pour former des édifices dans lesquels un Si4+ est entouré de quatre O2– : c’est le **tétraèdre de coordination** le plus classique des silicates (figure 2.6).

**: Si4+**

**: O2–**

**vue depuis un sommet vue latérale**

**Figure 2.6** Organisation du tétraèdre de coordination des silicates.

b) Les principaux minéraux silicatés

Les tétraèdres [SiO4]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 Al3+ 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 catio nique supplémentaire.

Les associations (« polymérisations ») peuvent également conduire à la formation de « cavités » au sein de la structure cristalline ; celles-ci accueillent préférentiellement des hydroxyles [OH–] d’où un nouvel excès de charge, lui aussi compensé par l’adjonction de cations supplé mentaires. De même, des octaèdres centrés sur de l’aluminium et dont les sommets sont cons titués 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.

**16**

**s**

**e**

**u**

**qi**

**m**

**i**

**h**

**c**

**s**

**s**

**l**

**e**

**it**

**n**

s

n

e

is

én

ga

m

t

e

s

e

r

dy

h

n

a

,

e

s

t

n

e

m

él

é’

d

s

a

s

n

e

is

én

ga

m

s

e

r

dy

h

n

a

,

e

c

s

ét

a

c

ili

s

-

o

n

i

s

él

yx

o

r

s

ét

a

c

ili

s

-

o

n

i

r

e

g

él

n

u

c

n

i

,

s

a

c

i

m

s

e

l

z

e

i

m

u

l

a

-

r

e

py

h

t

s

ts

e

e

ti

t

o

i

b

a

l

e

u

.

enn

e

p

y

t

e

d

s

e

t

n

a

fl

**CHAPITRE 2**

****

n

e

a

i

l

t

g

i

s

e

r

é

t

o

e

t

c

n

p

n

i

l

e

a

i

m

s

s

i

i

m

r

u

e

n

v

u

d

e

e

i

e

a

s

s

n

r

**e**

**r**

**èt**

**c**

**a**

**r**

**a**

**C**

**ess**

**e**

o

r

r

e

f

x

u

a

r

é

n

iM

e

c

i

li

s

n

e

s

e

r

v

u

a

p

p

t

n

a

n

e

tn

o

c

e

n

s

n

il

a

c

la

e

o

r

r

e

f

x

u

a

r

é

n

iM

i

li

s

n

e

s

e

r

v

u

a

p

m

u

l

a

x

u

a

r

é

n

iM

dy

h

t

n

e

m

e

t

r

o

f

m

u

l

a

x

u

a

r

é

n

iM

e

v

a

s

él

yx

o

r

dy

h

l

a

c

l

a

e

r

è

t

c

a

r

a

c

2

)

h

C

:

***e***

***u***

***qr***

***a***

***m***

***e***

***R***

e

e

ti

v

o

c

s

u

m

a

l

q

s

id

n

a

t

e

s

u

e

n

e

i

s

é

n

ga

m

o

r

r

e

f

n

o

g

s

e

li

gr

a

(

u

a

e

n

e

.

)

e

t

i

r

o

l

h

c

e

p

y

t

e

d

u

lc

x

e

x

u

a

r

é

n

iM

tn

x

u

ec

e

h

c

i

r

x

u

a

r

é

n

iM

t

s

n

il

a

c

l

a

-

o

c

l

a

c

n

e

t

e

n

u

t

n

e

m

e

l

i

m

u

l

a

n

e

e

t

n

a

t-

d

**e**

tili

e n

;

t

HO

e

g

se

n

a

v

i

a

r

é

e

ti

i

m

i

er

-

**e**

**n**

**i**

**v**

**il**

**o**

’

l

:

2

))

x

-

1

(

g

M

:

s

o

r

r

e

f

:

1

)

y

–

e

a

h

p

o

c

u

a

8

)H

O

(

n

e

m

e

l

u

e

(]

0

1

O

)

x

-

4

(

i

r

a

h

c

a

l

t

n

e

is

é

n

g

u

s

e

ti

s

é

p

m

e

t

e

d

bl

a

:

]8

O

h

c

s

e

m

r

u

p

e

lô

p

e

ti

ht

r

o

n

a

**l**

**a**

**r**

tn

,

x

e

se

e

F]

+

3

1

e

d

l

G

]

0

1

s

+

S

x

l

na

am

o

C

te

3

iS

o

f

-

n

u

eu

**é**

at

F(

lp

3

F

ne

:

O

K

A[

:

.

v

i

s

,

e

n

l

se

e

]8

qi

.

SÉ

**n**

**é**

**g**

**e**

**lu**

**m**

r

o

p

m

i

t

n

]4

O

i

S

[

e

l

m

e

x

E

))

x

-

Oi

S[

e

t

it

e

t

ig

e

ti

éd

,

y

l

A

(

4

)

x

-

1

g

lb

n

r

o

H

:

2

)H

O

(

2

]

1

1

4

i

S

[

4

l

A

:

)

c

e

v

a

e

r

ia

2

l

A

x

K

:

e

t

i

)c

n

a

l

b

s

a

2

)H

:

)

r

io

2

)H

O

(]

0

1

O

u

s

e

gr

a

l

s

e

li

gr

a

(

s

e

t

il

a

b

o

t

s

ir

o

is

s

e

r

p

e

A[

a

N

,

e

s

o

l

s

e

tu

o

t

t

r

t

n

e

s

e

r

ia

O

2

i

S

2

l

A

[a

d

o

s

t

n

e

m

e

ti

T

A

C

I

L

I

S

X U

A

R

É

N

I

M

E

D

S E

P

Y

T

X

U

A

P

I

C

N

I

R

P

S E

L

**2.**

**2**

**U**

**A**

**E**

**L**

**B**

**A**

**T**

**r**

**o**

**F**

**e r**

**u**

**tc**

**u**

**r**

**tS**

] 4

O

i

S

r

Z

[

+

4

r

Z

à

s

é

i

c

o

s

s

a

s

e

r

d

s

t

n

e

l

a

v

i

b

s

n

o

it

a

c

s

e

d

r

a

p

s

é

s

il

a

r

t

u

e

n

s

e

r

dè

) r

C,

l

A

,

e

F

(

s

t

n

e

l

a

v

ir

t

u

o

/t

e

)

a

t

n

e

s

ér

p

e

r

l

u

e

S

s

t

n

e

l

a

v

i

b

s

n

o

it

a

c

e

d

n

o

it

a

ic

o

s

s

a

’

l

r

a

p

s

é

s

il

a

r

t

u

e

n

s

e

r

dèa

a

r

é

n

é

g

e

lu

m

r

o

f

1

(

g

M

,

x

e

F

(]

3

O

i

S

[

:

t

n

e

m

e

l

u

e

s

)g

M

,

e

F

(

r

a

p

n

o

i

t

a

s

i

l

i

b

a

t

S

a

t

s

n

e

:

g

M

]3

O

i

S

[

**)**

**X**

**P**

**O**

**(**

**s**

**e**

**n**

**è**

**x**

**o**

**r**

**y**

**p**

**o**

**ht**

**r**

**o**

:

s

e

lp

m

e

x

E

s

n

i

a

t

r

e

c

s

n

a

d

l

A

r

a

p

i

S

e

d

n

o

it

u

t

it

s

b

u

s

e

d

é

t

i

li

bi

s

s

o

P

u

A

:

2

]3

O

i

S

[

e

F

a

C

-

a

t

s

t

e

,

s

e

u

q

i

n

o

i

n

a

-

a

t

n

e

p

s

r

o

l

a

s

u

n

e

v

e

d

s

e

r

dè

a

r

t

é

t

a

J

:

2

]3

O

i

S

[l

A

a

N

:

l

A

,

g

M

,

e

F

,

a

C

,

a

N

r

a

p

e

l

bi

s

s

o

p

n

o

i

t

a

s

i

li

b

**)**

**X**

**P**

**C**

**(**

**s**

**e**

**n**

**èx**

**o**

**r**

**yp**

**o**

**n**

**il**

**c**

**PYROXENES (PX)**

:

s

e

lp

m

e

x

E

) -

H

O

(

l

a

c

i

d

a

r

e

l

r

a

p

s

e

ép

u

c

c

o

s

é

t

iv

a

c

e

d

n

o

it

a

m

r

o

f

M

,

+

2

x

e

F

(

2

a

C

a

N

)l

A

,

g

M

,

e

F

,

a

C

,

a

N

(

s

n

o

i

t

a

c

s

r

e

v

i

d

r

a

p

n

o

i

t

a

s

i

l

i

b

a

t

S

2

)H

O

(

2

]

1

1

O

3

i

S

l

A

[

:

s

e

p

u

o

r

g

x

u

e

d

n

e

s

é

s

i

n

a

g

r

o

s

e

d

n

o

it

a

ic

o

s

s

a

’

l

e

d

t

ic

fié

d

e

l

t

n

a

s

n

e

p

m

o

c

n

u

’

l

-

O

4

i

S

[

2

l

A

3

g

M

2

a

N

,

s

e

r

d

è

y

lo

p

e

r

i

a

t

n

e

m

él

pp

u

s

t

ic

fié

d

e

l

t

n

a

s

n

e

p

m

o

c

e

r

t

u

a

’

l

-

l

A

r

a

p

i

S

e

d

s

n

o

it

u

t

i

t

s

b

u

s

s

e

ll

e

u

t

n

e

v

é’

d

r

a

p

és

u

a

c

.

s

e

r

dè

a

r

t

é

t

s

e

d

n

i

e

s

u

a

:

e

lp

m

e

x

E

e

u

qi

r

dé

a

r

t

é

t

e

hc

u

o

c

e

n

u

’

d

s

é

u

t

i

t

s

n

o

c

s

t

e

l

li

u

e

F

e

li

gr

a

(

e

t

i

n

i

l

o

a

K

s

n

u

s

e

l

s

ér

a

p

é

s

,

e

u

q

i

r

dé

a

t

c

o

e

hc

u

o

c

e

n

u

à

e

éi

c

o

s

s

a

:

e

r

i

a

il

o

fr

e

t

n

i

e

c

a

ps

e

n

u

r

a

p

s

e

r

t

u

a

s

e

d

**O -**

**T**

**s**

**e**

**t**

**a**

**s**

**i**

**li**

**s**

**o**

**ll**

**y**

**hP**

il

o

fr

e

t

n

i

e

c

a

ps

E

s

e

hc

u

o

c

x

u

e

d

e

d

s

é

u

t

i

t

s

n

o

c

s

t

e

l

li

u

e

F

:

s

e

lp

m

e

x

e

,

e

u

qi

r

d

é

a

t

c

o

e

hc

u

o

c

e

n

u

t

n

a

r

d

a

c

n

e

s

e

u

qi

r

dé

a

r

t

ét

l

l

i

e

p

y

t

e

d

e

li

gr

A

o

fr

e

t

n

i

e

c

a

p

s

e

n

u

r

a

p

s

e

r

t

u

a

s

e

d

s

n

u

s

e

l

s

é

r

a

p

é

s

c

i

m

(

e

t

iv

o

c

s

u

M

:

+

a

N

u

o

+

K

t

n

a

n

e

t

n

o

c

e

r

i

a

il

O

(]

0

1

O

3

i

S

l

A

[

2

l

A

K

**T -**

**O**

**-**

**T**

**s**

**e**

**t**

**a**

**s**

**i**

**li**

**s**

**o**

**ll**

**y**

**hP**

n

s

a

c

i

m

(

e

t

it

o

iB

3

i

S

l

A

[

3

)g

M

,

e

F

(K

n

io

m

u

o

s

u

l

p

t

s

e

e

r

i

a

il

o

fr

e

t

n

i

e

c

a

ps

e

’

l

ù

o

s

a

c

s

e

d

e

t

s

ix

e

l

i

:

***e***

***u***

***qr***

***a***

***m***

***e***

***R***

n

n

e

i

s

én

ga

m

s

n

o

i

t

a

i

c

o

s

s

a

s

e

d

r

a

p

ép

u

c

c

o

u

o

)s

e

t

i

l

u

c

i

m

r

e

v

t

e

s

e

t

i

t

c

e

m

s

C

,

**z**

**t**

**r**

**a**

**u**

**Q**

:

2

O

i

S

l

A

r

a

p

i

S

e

d

n

o

i

d

s

n

o

i

ti

dn

o

c

s

e

l

e r

u

t

:

s

e

lp

m

e

x

E

t

n

e

m

e

l

u

e

s

s

n

il

a

c

l

a

s

t

n

e

m

él

é

s

e

d

r

a

p

n

o

it

a

s

il

i

b

a

t

S

ht

r

o

:

]8

O

3

i

S

l

A

[K

s

n

i

l

a

c

l

a

s

ht

a

p

s

dl

e

F

:

)

K

,

a

N

(

n

a

t

n

e

s

ér

p

e

ir

éS

:

t

n

e

m

e

l

u

e

s

)a

C

,

a

N

(

r

a

p

n

o

it

a

s

il

i

b

a

t

S

i

dé

m

r

e

t

n

i

s

e

u

q

s

e

s

a

lc

o

i

g

a

l

p

s

ht

a

ps

dl

e

F

C

e

u

qi

c

l

a

c

t

n

e

m

e

r

u

p

e

lô

p

n

u

t

e

bl

a

-

]8

O

3

i

S

l

A

[a

N

.

til

é

d

n

è

a

r

t

é

t

:

n

o

a

r

t

é

t

:

s

ta

n

a

C,

n

M

,

gM

r

t

é

t

:

s

t

o

d

) g

M

de coordination deux oxygènes à deux voisins par tétraèdres associés

**AMPHIBOLES (PX)** chaînes simples de type association de deux

de Si par Al dans les tétraèdres

t

u

ti

ts

b

u

s

s

**FELDSPATHS** et 1/2 :

prise entre 1/4 de Si par Al com

u

ts

e

e

é

s

i

c

r

iZ

e

r

G

,

e

F

(

ir

éP

,

e

F(

Chaînes simples :

Chaînes doubles :

Substitutions possibles **de loges octaèriques**

n

a

S

vec substitution A

r

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

**e**

**d**

**e**

**p**

**yT**

**s**

**e**

**r**

**d**

**è**

**a**

**r**

**t**

**é**

**T**

**s**

**e**

**t**

**a**

**c**

**i**

**l**

**i**

**s**

**a**

**r**

**t**

**ét**

**OSE**

**N**

**s**

**e**

**u**

**qi**

**n**

**o**

**i**

**n**

**a**

**S E**

**T**

**A**

**CI**

**L**

**I**

**S**

**s**

**él**

**o**

**s**

**i**

**en chaînes simples ou doubles Tétraèdres associés**

**INOSILICATES**

**le 4e est engagé dans la constitution 4 sommets à des voisins et dont Tétraèdres associés par 3 de leurs**

**PHYLLOSILICATES**

**leurs 4 sommets**

**à des voisins par**

**Tétraèdres associés**

**TECTOSILICATES**

**17**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

tétraèdres libres 

s 

e

t

n

disposés entre

a

s

cations stabilisateurs 

**: Fe : Mg**

**OLIVINES : Ca2+**

les chaînes (a)

dn

e

pé

d

n

i

s

e

n

îa

h

c

2

e

r

dè

a

r

t

ét

e

d

**PYROXÈNES**

exemple d'une augite

**(a) Structure des nésosilicates **

chaîne de tétraèdres 

e

d

n

o

i

t

chaîne de tétraèdres

**(b) Structure des inosilicates**

e

d

n

a

b

**AMPHIBOLES**

e

n

u

(assemblage

n

e

a

i

s

c

e

o

n

s

î

s

a

a

h

c

x

u

e

d

**couche tétraèdrique** 

**(vue supérieure)**

**(1)** 

**K+**

s

*espace interfoliaire*

**O**

u

l

**-**

p

**T**

u

**e**

a

**p**

**y**

des tétraèdres)

**MICAS**

*espace interfoliaire*

**couche**

**tétraédrique**

**T -**

**O-**

**T**

**e**

**p**

**t**

**e**

**d**

**t**

**e**

**lli**

**u**

**e**

**F**

couche octaédrique **couche tétraédrique**

m

n

7,

0

m

n

1

couche octaédrique **couche tétraédrique**

**y**

**t**

**e**

**d**

**t**

**e**

**lli**

**u**

**e**

**F**

**(2) (3) KAOLINITE**

**(c) Structure des phyllosilicates**

**cation tétraédrique cation interfolaire**

**cation octaédrique**

**oxygène hydroxyle**

**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).

**18**

**CHAPITRE 2**

****

**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 [CO32–]**. 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 **CaCO3**.

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 ;

Voir TP2,

encart TP2.1

Voir TP3 et TP13

Voir cahier couleur

pp. 4 à 9

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

• 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 maté riaux la constituant (sismique réfraction et vitesse de propagation).

**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, éclogites 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 monta gnes récentes, et anciennes là où elles ont été épargnées par l’érosion.

Pour compléter en profondeur cette approche de la pétrographie continentale, on peut consi dérer 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 alca line** associée à une relative pauvreté en fer et en magnésium.

**19**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

Voir exercice 4

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

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 **radiochro nologie**. 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, métamor phisme 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 aisé ment 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 forma tions plus récentes peu ou pas déformées.

• Des **chaînes de montagnes récentes** dans lesquelles les roches ont pu subir des déforma tions 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 continen tale émergée.

• Des **fossés d’effondrement**, encore appelés rifts, qui couvrent très peu de la surface conti nentale 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) ;

**20**

**CHAPITRE 2**

****

• 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 connais sances relatives aux planchers océaniques mais ne peuvent servir à en justifier la composition car ces roches sont justement considérées comme des restes de lithos phère 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 (Vp = 5,53 km.s–1) et de laves en oreillers (*pillow-lavas*, Vp = 5,48 km.s–1) de type **basaltique**.

*marge continentale :*

*transition lithosphère océanique -*

*lithosphère continentale*

**croûte supérieure**

0

**CROÛTE OCÉANIQUE**

d =2,9

0

roches sédimentaires

Vp d = 2,7

roches magmatiques

**E**

3

**L**

L

itho

5

10

d = 2,9

**MANTEAU SUPÉRIEUR LITHOSPHÉRIQUE**

roches métamorphiques roches magmatiques

,

6

-

6

,

5

discontinuité

de Conrad

**ET**

**Û**

**ORC**

**AT**

**NE**

**NI**

**TN**

s

p

h

è

r

e

50 à 100

**MANTEAU SUPÉRIEUR ASTÉNOSPHÉRIQUE**

métamorphiques **croûte inférieure**

5

,

7

-

5

,

6

35

**O**

**C**

Moho

km

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

sédiments

basaltes et

filons doléritiques

gabbros isotropes gabbros lités

péridotites foliées

Vp (km/s) **couche 1** 1,7 - 3,7

**couche 2** 4,5 - 5,5

**couche 3** 6,5 - 7,1

8,1

Épaisseur

0 à 3 km

2 km

5 km

MOHO

100 à 150

km

**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.

**21**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

• La **couche 3** (5 km d’épaisseur) : les vitesses sont plus élevées (6,5 km.s–1 < Vp < 7,1 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 hydro thermal.

• 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 [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 métabasaltes, 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 Mg2+ 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 carbo nates 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 provo quent leur fracturation.

**EAU DE MER**

froide (2 °C)

oxydante, alcaline (pH = 7,8)

pauvre métaux (<< ppb)

Mg2+ (> 1 000 ppm)

fracturation du plancher océanique

et infiltration d'eau de mer

**ROCHES ANHYDRES**

**zone de réactions hydrothermales**

Minéralogie :

**FLUIDE HYDROTHERMAL** chaud (jusqu'à 350 °C) réducteur, acide (pH = 3,5) riche en métaux (> ppm) pas de magnésium (0 ppm)

**ROCHES HYDRATÉES** Minéralogie :

pyroxènes plagioclases

ROCHES

Mg2+, H3O+ Ca2+, métaux

EAU

ÉLOIGNEMENT CROISSANT À LA DORSALE

chlorites

amphiboles plagioclases

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

**22**

**CHAPITRE 2**

****

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 suffisam ment 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 lpéridotite mantellique.

profondeur (m)

2 000 3 000 4 000 5 000

S N 2 km

**croûte océanique**

basaltes

(coussins et coulées) filons doléritiques

gabbros

**manteau supérieur**

péridotites

**Moho**

faille

**Figure 2.10** Coupe synthétique montrant une section de la partie superficielle

de la lithosphère océanique observée durant la campagne de plongée Vemanaute (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 consti

tuent 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).

.

t

i

l

é

***Remarque :*** Il existe des données permettant de penser que la surface océanique globale

d

n

u

a peu évolué au cours du dernier milliard et demi d’années ; l’absence de fonds océani

t

s

e

ques plus anciens que 180 Ma suggère donc l’existence d’une dynamique qui assure

e

é

s

i

r

leur *turnover* avec :

o

t

u

a

– un processus permettant de faire disparaître en profondeur les roches de la croûte

n

o

n

océanique lorsqu’elles atteignent au plus l’âge de 180 MA ;

e

i

p

o

– en contrepartie, un mécanisme de création de croûte océanique à l’axe des dorsales.

c

o

t

o

h

p

d) Croûte océanique et océans

a

L

Les fonds (cahier couleur p. 28) sont subdivisés en différents secteurs géographiques ; ceci

–

d

o

peut être illustré le long d’un transect atlantique (figure 2.11).

n

u

D

©

**23**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

***arc insulaire île***

***fosse***

***faille transformante axe de la dorsale***

**(a)**

***d'arc insulaire***

*glacis talus*

*plateau*

*continental* **CROÛTE**

**CONTINENTALE**

**CROÛTE**

**OCEANIQUE**

***plaine abyssale monts sous-marins***

**(b)**

***île***

***île***

***d'arc insulaire***

***fosse axe de dorsale***

***intraocéanique***

*plateau*

*(de 6 000 à 11 000m)*

*continental talus*

*continental glacis*

200

p

r

o

marge active ou

arc volcanique

plaine abyssale ou

bassin océanique

3 000

f

o

n

4 000

d

e

5 000

u

r

e

n

m

è

t

r

e

dorsale plaine abyssale marge

s

passive

Voir chapitre 1 § 1.4.2

Voir TP 5 § 5.1 et figure TP5.1

Voir TP 6 § 6.1.1

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

***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 continen tale et lithosphère océanique en bordure des océans ; ce sont les **marges :** • 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).

• 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.

**24**

**CHAPITRE 2**

****

**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** (1re signature sismologique), et à plus

grande profondeur, vers 2 900 km, la **discontinuité de Gutenberg** (2e 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 expli

citer 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 **péri**

**dotites** (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 affleure

ments 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 caracté

ristiques compatibles avec le profil de vitesse établi jusqu’à cette même profondeur.

**TABLEAU 2.3** COMPOSITION CHIMIQUE D’UNE PÉRIDOTITE.

.

t

**Élément % massique**

**élémentaire Oxyde % massique**

i

l

é

d

**d’oxyde**

n

u

t

s

O 57,9 – –

e

e

é

s

i

Si 15,3 SiO2 43,5

r

o

t

u

a

Mg 21,7 MgO 41,5

n

o

n

Fe 2,4 FeO 8,2

e

i

p

o

c

Al 1,5 Al2O3 3,6

o

t

o

h

p

Ca 1,2 CaO 3,2

a

L

–

La minéralogie et la chimie sont ici indiquées pour un nodule péridotitique dans un basalte échan

d

o

tillonné à Langeac, en Auvergne.

n

u

D

©

**25**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

Voir chapitre 10 § 10.3

**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 compor tement **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.

**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 échan tillonner 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 »

Voir chapitre 4 § 4.2.1 et encart 4.1

**Gisements ophiolitiques** Alpes, Corse Oman Oman

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 magné sien 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 minéralogi ques (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

**26**

**Figure 2.12**

Diagramme de phase de la Forstérite [SiO4Mg2].

**CHAPITRE 2**

****

**Gamme de température pour le manteau**

**entre 400 et 700 km de profondeur**

****perovskite + magnétowustite

**olivine** γ

(olivine à structure de spinelle)

**olivine** β 

(olivine à structure

de spinelle modifiée)

**olivine** α

**2**

**.**

**2**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

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 entrainer un saut de vitesse significatif.

**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 condi tionnés, on peut établir l’évolution de leurs caractéristiques structurales au gré des variations de pression et de température.

**27**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

**(a)**

laser rayons X

faisceau laser, rayons X,

faisceau optique d'observation

piston

joint métallique

contenant

l'échantillon

cylindre

vis de serrage

piston

enclumes de diamant

cylindre statique

échantillon étudié

laser rayons X

étude spectrale

et détermination de la

structure du minéral étudié

**(b) (c)**

**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 micros cope 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 MgSiO3 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 inté grant des variations minéralogiques suivant la profondeur.

La portion du manteau qui s’étend depuis la base de la lithosphère jusqu’à 670 km de profon deur 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

**28**

***Expériences avec la cellule à enclumes de diamant***

**CHAPITRE 2 **

410 670

**Profil de vitesse**

8 9 10 11

Vp (km/s)

sauts de vitesse

Moho 25

80

100

LVZ

410

520

670

**Modèle minéralogique simplifié**

**pour le manteau terrestre**

**Conditions**

**P et T**

| olivine + pyroxène + plagioclase  .  u  h  a  p  e  olivine + pyroxène + spinelle  t  s  n  o  a  h  olivine + pyroxène + grenat  t  i  l  m | 3 GPa - 1 100 °C |
| --- | --- |
| olivine  (Mg,Fe)SiO4  pyroxène | 13 GPa - 1 400 °C 23 GPa - 1 600 °C |
| (Ca,Fe,Mg)Si2O6  +  grenat  (Mg,Fe,Ca)Al2Si3O12 |
| olivine  à structure  de spinelle  (Mg,Fe)SiO4  perovskite calcique  CaSiO3 |

perovskite +magnétowustite

r

u

e

dn

o

f

o

r

p

)

m

k(

r

u

e

d

n

o

f

o

r

p

2 700

(Mg,Fe,Al)SiO3 CaSiO3

) 

m

k

(

(Mg,Fe)O

**Figure 2.14** Modèle minéralogique pour le manteau déduit de l’échantillonnage,

des données sismologiques et des études de laboratoire.

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

phère, forme le **manteau supérieur** alors que le **manteau inférieur** s’étend de 670 km de

e

é

s

i

profondeur jusqu’à la discontinuité de Gutenberg située à 2 900 km de profondeur.

r

o

t

u

Une dernière nuance concernant l’homogénéité du manteau mérite d’être apportée quant à sa

a

n

o

base, au voisinage de 2 900 km de profondeur. En effet, près de 200 km au-dessus de cette

n

e

i

p

limite, les vitesses des ondes sismiques P et S cessent d’augmenter ; ce comportement anormal

o

c

o

t

caractérise une **couche D’’** dont l’interprétation demeure controversée ; pour certains, il pour

o

h

p

rait s’agir d’un nouveau niveau de transition de phase pour l’un des minéraux silicatés du

a

L

manteau, alors que pour d’autres il s’agirait d’une zone de réactions entre certains constituants

–

d

o

du manteau et d’autres du noyau.

n

u

D

©

**29**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

**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 accrétion de petits corps dont les météorites de type chondrite sont les vestiges, d'autre part de sa dif férenciation.

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 défi nition 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 magné**

Voir chapitre 3,

encart 3.6

) 

s

/

m

k

(

p

V

**tique** sur Terre puisque les autres constituants des enveloppes plus externes ne peuvent en être responsables.

La prise en compte de ces différents points peut être résumée dans un diagramme masse volu mique – 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 grisé représentent les domaines susceptibles

de rendre compte des données sismologiques

densité

concernant le manteau et le noyau.

**30**

**CHAPITRE 2**

****

**2.5.2 L’apport des météorites**

**3**

**.**

**2**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

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**.

**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 essen tiellement 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 rassem blent 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 **différen ciées** au cours de collisions plus tardives.

**31**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

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 chon dritique, 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 accrétion ait eu lieu (époque de formation des chondrites).

• Elles permettent également de confronter les modèles déduits des données sismologi ques 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’explosent.

**MÉTÉORITES DE TYPE CHONDRITES**

**MÉTÉORITES DIFFÉRENCIÉES achondrites**

**météorite**

**ferreuse**

nuage interstellaire

***EXPLOSION EXPLOSION* ACCRÉTION DIFFÉRENCIATION**

**PLANÈTES ACTUELLES**

**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’hypo thèse 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

**32**

**CHAPITRE 2**

****

**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 vola

tilisé 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,

.

t

i

• des transitions de phase dans la minéralogie du manteau profond.

l

é

d

n

Les données les plus récentes montrent que les transitions de phase peuvent intervenir, notam

u

t

s

e

ment depuis que l’on a pu montrer que la perovskite portée à 120 GPa et 2 500 K évolue vers

e

é

s

une nouvelle structure « post-perovskite ». Elles suggèrent aussi que des réactions sont envisa

i

r

o

t

geables avec le fer du noyau, notamment pour cette nouvelle phase « post-perovskite ».

u

a

n

o

***Remarque :*** L’idée de telles interactions entre le manteau silicaté et le noyau à base de

n

e

i

p

fer et de nickel mérite enfin d’être rapprochée de l’existence de météorites différenciées

o

c

o

t

très peu fréquentes, associant ces chimies : les sidérolites.

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

**33**

**Chapitre 2 •** La structure interne de la Terre

**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 con centriques 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 comporte ment 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 alumino-silicatée 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 structu raux 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 alumineux (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 minéra logique 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 demeu rent 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

**34**

**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). Si

• Ne confondez pas discontinuité de Gutenberg et couche D” (§ 2.4.3b).

**CHAPITRE 2**

****

Fe Mg Ca

Al

K, Na, Ti, Mn

O

CROÛTE CONTINENTALE : Si

composition moyenne granitique

à granosdioritiques

MANTEAU :

Al

O

FeCa

K + Na

Mg, Ti, Mn

Croûte

CROÛTE OCÉANIQUE : basaltes

gabbros

**Lithosphère**

4 8 12

composition péridotitique

M.S.Lith.

L.V.Z. **Manteau**

120

Vitesse (km/s)

Manteau supérieur

péridotite à olivine

péridotite à olivine "structure spinelle"

M.S.Asth

**Supérieur Manteau**

410

670

d

e

n

o

n

d

e

P

o

n

d

Si Mg

Fe Al

O

Ca, Na,

Ti, Mn

Manteau inférieur péridotite à pérovskite

**Inférieur**

**Noyau externe**

**Noyau interne**

s

i

t

é

2 900

5 100

6 370

e

S

Mg

Fe

km

**MANTEAU NOYAU**

si

0 5 10 densité

Al

Ca

O

discontinuité de Lehman

.

til

é

d

n

u

ts

e

e

és

Na, Ti,

Mn, K

NOYAU

pas de roche

discontinutié de Gutenberg

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

ni de minéralogie connues

Ni

Fe

*transitions minéralogiques*

discontinuité de Mohorovicic = Moho

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

n

u

D

©

**35**

**Forme et dynamique du globe terrestre**

CHAPITRE 3



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 fonc tionnement de la Terre que nous allons préciser. Dans ce chapitre, nous caractéri serons 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 effec tive 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 caractéris tiques ?

• Quels sont les grands processus géodynamiques qui se déroulent à leurs fron tières ?

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 lithos phérique ?

**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 réduc tion 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 océa nique. Loin des représentations habituelles que l’on se fait de la surface des océans au repos (débarrassée des variations liées aux marées et aux courants superficiels), celle-ci n’est pas

**36**

**CHAPITRE 3**

****

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 cons titue 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** (*gg*), 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 : *Fg* = *m.gg* ;

• **l’accélération axifuge** (*ga*), liée à la rotation terrestre qui produit une force d’inertie axifuge (*Fax*) telle que : *Fax* = *m.gax* = *m.*ω2.*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*.cosλ ; 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 gravita tionnelle (*gg*) et centrifuge (*ga*) telle que : *g* = *gg* + *gax*.

ω

rotation de la Terre sur elle-même

*R*

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

*r* **X** *~~g~~*

*g*

*g*

latitude

*g*

*ax*

au point ***X*** :

*g g g*

*= g + ax*

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

Dans la pratique, la mesure de *g* est réalisée grâce à des gravimètres, appareils capables de

o

n

e

i

préciser les valeurs de *g* à 10–9 m.s–2 près, alors que sa valeur moyenne est de l’ordre de

p

o

c

9,81 m.s–2 (ou encore 981 gals, avec 1 gal = 1 cm.s–2, unité dont le nom fait référence à Galilée).

o

t

o

h

p

***Remarque :*** La composante axifuge représente au maximum 0,3 % de *g*, soit près de

a

L

3 gals, mais cela n’est pas négligeable quand les gravimètres les plus performants sont

–

d

o

sensibles au microgal.

n

u

D

©

**37**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**Attraction et gravitation universelle**

**1**

**.**

**3**

Conformément à la loi de l’attraction universelle de Newton s’exerçant entre un corps

**T**

de masse *m* situé en surface, à la distance *R* du centre de la Terre et la masse *M* de la **R**

Terre, ce corps subit une force d’attraction *F*(attraction) de la part de la Terre telle que :

**A**

**C**

*F*(attraction) = *G.M.m*/*R*2

**N**

**E**

dans laquelle *M* est la masse en kg de la Terre supposée concentrée en son centre, *G* est la constante de gravitation universelle (*G* = 6,67.10–11 N.kg–2.m2), 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*attraction = *m.g*. La valeur moyenne de *g* est 9,81 m.s–2.

Rappel : La masse de la Terre est de 5,976.1024 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 compo sante « 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 conti nents. 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 mathéma tique (corrigée pour quelques valeurs depuis) caractérisant *g* à la surface de cet **ellipsoïde de référence** :

*gth* = 978,0498 (1 + 0,0053024 sin2λ – 0,0000058 sin22λ) 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 pesan teur à une altitude donnée puis corrigée par le calcul pour la ramener à l’altitude de l’ellip soïde de Clairault et la valeur théorique calculée sur ce même ellipsoïde constitue une anomalie gravimétrique ;

**38**

**CHAPITRE 3**

****

*gmesuré (gM)*

correction pour ramener cette valeur à l'altitude de la surface de référénce +

surface topographique

ellipsoïde géoïde

*h*

*(altitude)*

*gMcorrigé (gMC) gcalculé (gth)*

écart [*gMC - gth*]

anomalie

gravimétrique (en mgal)

théorique

creux

du géoïde

*g*

verticale indiquée par le fil à plomb

bosse du géoïde

ondulations

du géoïde (en m)

**(a)**

perpendiculaire

à la surface topographique

ondulations

du géoïde (en m)

creux

géoïde

ellipsoïde théorique

du géoïde bosse du géoïde

*h*

surface

topographique

anomalie

gravimétrique (en mgal)

**(b)**

verticale indiquée

par le fil à plomb

perpendiculaire

à la surface topographique

*h = profondeur*

*gcalculé (gth)*écart [*gMC - gth*] *gMcorrigé (gMC)*

correction pour ramener cette valeur à l'altitude de la surface de référénce +

*gmesuré (gM)*

**Figure 3.2** Anomalies gravimétriques et ondulations du géoïde :

.

t

i

l

é

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

d

n

u

Alors que les anomalies gravimétriques s’expriment en gal (ou en mgal), les ondulations du

t

s

e

géoïde s’expriment en mètres. On se reportera au § 3.1.2a pour le calcul des anomalies.

e

é

s

i

r

o

t

u

a

• la notion d’**ondulation du géoïde** : le géoïde n’épousant pas la forme idéale d’un ellipsoïde

n

o

n

de révolution, on le caractérise par ses « ondulations » qui expriment en mètres ses écarts

e

i

p

o

positifs ou négatifs avec la surface de référence.

c

o

t

o

h

p

c) Mesures du géoïde et résultats

a

L

La détermination globale du géoïde en domaine océanique a pu être menée à partir de mesures

–

d

o

satellitaires (encart 3.2).

n

u

D

©

**39**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**Détermination satellitaire du géoïde**

**2**

**.**

**3**

Le principe (figure 3.3) est d’évaluer la distance séparant un satellite, installé sur une

**T**

orbite connue et géoréférencée, de la surface moyenne des océans au repos (surface **R**

**A**

débarrassée des effets de courants et de marées) qui a valeur de géoïde. **C**

Des mesures de distance, établies par télémétrie laser (calcul d’une distance à partir de

**N**

**E**

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 sépa rant 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.

*Orbite du satellite SATELLITE*

*(1) position du satellite*

*par rapport à la station*

balise DORIS

**(4)**

*(2) position de la station*

**(3)**

*altitude du satellite*

*mesure altimétrique*

*(distance Surface océanique - satellite) topographie*

*par rapport à l'ellipsoïde*

*ÉLLIPSOIDE*

*DE RÉFÉRENCE*

**(6) hauteur du géoïde (6) = (3) – [(4) + (5)]**

**(5)**

*dynamique*

*Surface dynamique de l'océan*

**GÉOIDE**

Topographie

du fond marin

**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 ellip soïde dont le rayon est approximativement égal à 6 400 km !) ;

**40**

**CHAPITRE 3**

****

• **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 modé rées 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 dessi nent 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 océa niques (figure 3.4).

Bosse du géoïde Creux du géoïde

s

a

l

e

d

s

n

o

it

a

ir

a

V

n

o

it

a

lu

dn

O

s

dn

o

f

s

e

d

e

ihp

a

r

go

p

o

t

e

d

ï

o

é

g

u

d

s

e

u

q

i

n

a

é

c

o

+5 à 10 m 0

-5 à 10 m +1 à 2 km

0

-1 à 2 km

**GÉOIDE**

plancher

océanique

creux : déficit de masse

relief :

excès de masse

**Figure 3.4** Géoïde et morphologie du plancher océanique.

Aux variations de topographie du plancher océanique d’ordre kilométrique correspondent des ondu

lations du géoïde 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 géoïde.

.

t

i

l

é

d

***Remarque :*** Les ondulations du géoïde étant multiples en termes d’échelles, la repré

n

u

sentation d’une de ses formes est donc toujours envisagée après qu’un filtrage de

t

s

e

e

certaines longueurs d’ondes des ondulations ait été opéré Alors que les ondulations de

é

s

i

r

courtes longueurs d’ondes sont très nettement corrélées à des accidents topographiques

o

t

u

a

de l’écorce terrestre et que celles de moyennes longueurs d’ondes semblent corrélées

n

o

n

aux grandes structures lithosphériques sur lesquelles nous reviendrons dans le

e

i

p

paragraphe 3.2, les ondulations de plus grandes longueurs d’onde ne peuvent être expli

o

c

o

t

quées qu’en envisageant des causes plus profondes. C’est ainsi qu’elles participent à la

o

h

p

mise en place de modèles concernant la dynamique profonde de la Terre avec néan

a

L

moins des indéterminations de plus en plus grandes sur la nature des causes elles

–

d

o

mêmes. L’interprétation de ces grandes ondulations dépasse le cadre de cet ouvrage.

n

u

D

©

**41**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

Voir chapitre 12 § 12.2.3

**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 *gM* 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 *gth* par la suite). La valeur de *gth* est calculée avec la formule de Clairaut en un point et l’écart est dénommé de manière un peu arbi traire « 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 (*gM*) de l’effet lié à l’altitude du point considéré ; pour cela, on opère une « **correction à l’air libre** » (δ*g* (air libre)), (encart 3.3), et on appelle **« anomalie à l’air libre » (**∆***g*(air libre))** l’écart résiduel entre la valeur mesurée (*gM*) corrigée et la valeur théorique :

∆*g*(air libre) = [*gM* + δ*g* (air libre)] – *gth*.

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 »** (δ*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 (δ*g*(topo graphie)). Mais en pratique, nous n’en tiendrons pas compte.

La somme de toutes les corrections précédentes est appelée correction de Bouguer (δ*g*(Bouguer)) et on nomme **anomalie de Bouguer (**∆***g*(Bouguer))**, l’écart résiduel entre la valeur mesurée (*gM*) et ainsi corrigée de δ*g*(Bouguer) et la valeur théorique de *g* :

∆*g*(Bouguer) = [*gM* + δ*g* (Bouguer)] – *gth* avec δ*g* (Bouguer) 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 *gM* et *gth*.

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 à 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’égale 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 compen sation, 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

**42**

**CHAPITRE 3**

****

**Corrections gravimétriques**

**3**

**.**

**3**

Trois types de corrections peuvent être réalisés à partir de la détermination de la valeur

**T**

de l’intensité de la pesanteur à un endroit donné (*gM*) (figure 3.5).

**R**

**A**

**C**

g mesuré en

**N**

**E**

un point d'altitude h

*Correction à l'air libre =*

*correction visant à ramener la valeur mesurée en ce point au niveau*

*de la surface de référence*

surface topographique

*gM1 altitude du point de mesure par rapport*

*à l'ellipsoïde de référence*

M1

correction

surface océanique

+30,86 mgal

pour 100 m d'altitude

*h*

*profondeur de la surface*

*ellipsoïde z de référence*

*océanique en M2 par rapport à l'ellipsoïde de référence*

**(a)**

M2

*gM2* corrigée

« à l'air libre »

correction -30,86 mgal

pour 100 m de

profondeur (z)

*g* mesuré en un point de M2 *g M2*

*g M1* corrigée « à l'air libre »

*Correction de plateau =*

*correction réalisée après la correction à l'air libre visant à soustraire l'action des masses rocheuses excédentaires situées entre ce point et la surface de référence*

*ou à ajouter le déficit de masse (océan)*

*gM1* préalablement corrigée

« à l'air libre »

M1

*altitude du point*

*étudié par rapport*

*à l'ellipsoïde de référence*

surface océanique

surface topographique

nouvelle

correction -11,18 mgal pour 100 m

*h*

*ellipsoïde*

*profondeur des fonds*

*océaniques par rapport*

.

*de référence z'*

d'altitude

M2

t

il

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

*à l'ellipsoïde de référence à l'aplomb de M2*

**(b)**

*gM2* corrigée

« de Bouguer »

nouvelle correction

+7,12 mgal pour 100 m de profondeur (z')

*g M2* préalablement corrigée « à l'air libre »

*gM1* corrigée

« de Bouguer »

**Figure 3.5** Représentation schématique des différentes corrections gravimétriques.

o

n

u

D

©

**43**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**1er 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 (δ*g* (air libre)) peut alors s’écrire :

δ*g* (air libre) = + 2 (*G.M*/*R*2)(*h*/*R*)

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

**2e 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 (δ*g*(plateau)) lui étant due sur les continents peut être évaluée avec la formule suivante :

δ*g*(plateau) = – 2P.ρ.*G.h* (exprimé en mgal pour *h* en *m* et ρ en kg.m–3)

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 océa nique, 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 »).

**3e 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 topo graphiques, facilitent son évaluation.

Au final, la correction de Bouguer est la somme algébrique des trois corrections précé dentes : δ*g*(Bouguer) = δ*g*(air libre) + δ*g*(plateau) + δ*g*(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 lithos phère 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 monta gnes. 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

**44**

**ec**

**hi h3 h2 h1**

***surface de***

***compensation***

***(a) : modèle de Pratt***

***croûte***

***manteau***

***(b) : modèle de Airy***

**CHAPITRE 3**

****

**h**

**z**

**r'**

**antiracine**

**r**

**racine**

***surface de***

***compensation***

**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*.*h*1.ρ1 = *g*.*h*2.ρ2 = *g*.*h*3.ρ3 = ... *g*.*h*i.ρi soit, en simplifiant par *g*, *h*1.ρ1 = *h*2.ρ2 = *h*3.ρ3 = ... *h*i.ρi **(b)** Dans le cas du modèle de Airy, la même hypothèse permet d’écrire les relations suivantes en simpli fiant d’emblée par *g* :

– pour la racine : (*h* + *e*c + *r*).ρc = *e*c.ρc + *r*.ρM soit, en simplifiant encore, *r* = *h*.ρc/(ρM – ρc) ; – pour l’« anti-racine » : *z.*ρe + (*e*c – *z* – *r*’).ρc + (*r* + *r*’).ρM = *e*c.*r*c + *r*.*r*M soit en simplifiant encore, *r*’ = *z*.(ρc – ρe)/(ρM – ρc).

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 océa nique 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,

Voir TP4, exercice

TP4.4 et chapitre 1,

§ 1.1.3d

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

ceci ne se fait pas avec diminution d’épaisseur de la lithosphère, mais bien au contraire avec épaississement 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-asthénos phère. 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 topogra phique** 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.

**45**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

Bien que fondé sur l’expression d’un équilibre local, ce qui est rarement le cas pour la lithos phère (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 rééquilibration 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 épaississement 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 élas tique 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 consti tuent la partie inférieure de la lithosphère et l’asthénosphère sous-jacente (figure 3.7).

*compensation régionale par flexuration*

*de la lithosphère*

débordement latéral de la compensation

30 à 40 km

50 à 80 km

fluage latéral

**zone de compensation isostatique locale**

surcharge

topographique

*Lithosphère*

*élastique*

*Lithosphère*

*faiblement fluante*

*Asthénosphère*

**Asthénosphère**

*fluante*

**fluante**

débordement latéral

de la compensation

surface océanique

**Lithosphère**

**globalement élastique**

**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 tempé ratures, 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 »** (δ*g*(isostatique)), due aux masses compensatrices, et de l’appliquer alors à la valeur mesurée déjà corrigée de

**46**

**CHAPITRE3**

****

Bouguer [*gM* + δ*g*(Bouguer)]. L’écart résiduel entre la valeur mesurée doublement corrigée et la

valeur théorique est appelé **anomalie isostatique** ∆***g*(isostatique)**: ∆*g*(isostatique) = [*gM* + δ*g*(Bouguer) + δ*g*(isostatique)] – *gth*

En général, **les anomalies isostatiques sont faibles** : elles montrent ainsi que le modèle isosta

tique 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 géodyna

miques 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 carac

térisent par une **dynamique verticale** de la lithosphère, indépendamment de toute mobilité

lithosphérique horizontale ou mantellique sous-jacente. Dans ces divers cas, la durée du désé

quilibre 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 exem

ples (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’alti

tude. 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’anoma

lies 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, initia

lement 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 réajuste

ment est très progressif, en comparaison de la fonte de glace dont on pense qu’elle fut très

.

t

i

l

rapide (échelonnée entre –10 000 et –5 000 ans). Il convient de noter toutefois que ce réajuste

é

d

n

ment qui est à présent pratiquement achevé peut être considéré comme quasi instantané à

u

t

s

l’échelle des temps géologiques.

e

e

é

s

Ce temps de réponse du système est à relier au caractère visqueux de la couche asthénosphé

i

r

o

t

rique située sous la lithosphère et, dans le cas présent, il a même permis d’évaluer la viscosité

u

a

n

asthénosphérique par rapport à celle des autres enveloppes qui l’encadrent.

o

n

e

i

p

***Remarque :*** Le modèle suivant lequel la lithosphère peut fléchir sous le poids de la

o

c

o

t

glace est étayé par les données recueillies en Antarctique. Sous la glace qui le recouvre,

o

h

p

le continent antarctique est suffisamment enfoncé pour que le rebord du plateau conti

a

L

nental qui l’entoure soit situé à plus de 500 mètres de profondeur, là où les autres

–

d

o

bordures continentales ne sont pas plus profondes que 200 mètres.

n

u

D

©

**47**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

10° 20° 30° 20

longitude est

70°

10

20

30

50

ie

tn

o

B

e

d

lfe

o

G

100

80

40 50

0

5

30

10

60°

d

r

o

n

e

d

u

t

i

t

a

l

**OsloSt Petersbourg** 20

10

20 extension de la calotte

ligne d'égal soulèvement durant

les derniers 6 000 ans en mètres **(a)** glaciaire vers 15 000 ans BP

+

+

Anomalie

de Bouguer

0

0

–-

–-

*compensation régionale par flexuration*

*de la partie élastique de la lithosphère*

surcharge

glaciaire

*Lithosphère*

*élastique*

Anomalie

de Bouguer

*Rebond lithosphérique*

*Lithosphère élastique*

*Asthénosphère*

**(b)**

*expulsion de*

*matière*

(1) : à 15 000 ans BP

*Asthénosphère fluante*

(2) : à 10 000 ans BP

*fluante*

**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.

**48**

**CHAPITRE 3**

****

b) Surrection des chaînes de montagnes

.

t

il

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

Voir chapitre 12 § 12.2.1b

Voir TP6, exercices TP6.6 et TP6.7

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 épaississement 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’orogenèse 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 exem ples 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 maté riaux portés à l’affleurement s’accompagne alors d’un mouvement de soulèvement qui entre tient 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 géné ralement les roches des orogènes, à porter à l’affleurement des roches plutoniques et métamor phiques 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 pénéplénation ; de nombreuses observations montrent que le démantèlement des chaînes de montagnes intègre souvent des processus tectoniques extensifs de fin d’orogenèse (exhumation tectonique) autorisant à la fois une pénéplénation 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 océa nique (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 océa nique 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 rééqui librage thermique (subsidence thermique). L’hypothèse d’une évolution satisfaisant à l’équi libre archimédéen (c’est-à-dire à l’équilibre isostatique) permet d’estimer les parts respectives de ces deux composantes de la subsidence totale.

**49**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

*Diminution du relief au centre de la chaîne : 2 km Déblaiement de 12,8 km de roches au centre de la chaîne*

*Épaisseur « standard »*

*de la croûte continentale*

Relief

35 km

Croûte continentale

d = 2,7

5 km

*ec*

Relief 3 km

35 km

Racine 16,2 km

Manteau

d = 3,2

**(a)**

*Diminution du relief*

Racine

27 km

**(b)**

*Diminution du relief*

*au centre de la chaîne : 5 km Déblaiement de 32 km*

*de roches au centre de la chaîne*

Pénéplénation totale Plus de racine crustale

*au centre de la chaîne : 3 km Déblaiement de 19,2 km de roches au centre de la chaîne*

*ec* 35 km

Croûte contientale

Manteau

**(c)**

profondeur à laquelle se situaient les roches,

actuellement à l'affleurement, après pénéplénation totale

**Figure 3.9** Érosion et équilibre isostatique des chaînes de montagnes ;

**(a)** situation à la fin de l’orogenèse, **(b)** et **(c)** évolution de la structure lithosphérique au cours de la pénéplénation.

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.

**50**

Dorsale

divergence du plancher océanique

0 60

Océan

*thermosubsidence*

**CHAPITRE 3**

****

âge du plancher

océanique en Ma

t

Po

Lithosphère

océanique

Asthénosphère

profondeur *P*

*z = P(t) – Po*

*épaississement eL = 9,5 t1/2*

*refroidissement*

5 300 m 75 km

P(t)

profondeur

2

Po

3

4

5

6

7

en km

lois de thermosubsidence

1/2 *–* (*t/*62,8)

*P(t) = Po* + 350 *t P(t)* = 6 400 – 3 200 e

*04 8 12* 0 10 50 100

*t* (âge en Ma)

.

t

il

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

Voir TP4,

exercice TP4.5

**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*) = *Po* + 350 *t*1/2, avec *Po* : 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 *eL* = 9,5.*t*1/2 (avec *t* : âge de la lithosphère océanique en Ma et *eL* l’épaisseur en km ; cette loi est applicable dès que *t* > 1 Ma).

**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 perturba tions de l’équilibre isostatique initial sont dues à des épaississements ou à des amincissements lithosphériques indissociables d’une autre dynamique lithosphérique : sa mobilité horizontale.

**51**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**3.2 LA LITHOSPHÈRE, 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).

**Évolution des idées mobilistes**

**pour l’écorce terrestre au cours du XXe siècle**

**4**

**.**

**3**

Les premières suggestions de mobilité horizontale pour décrire l’évolution de l’écorce

**T**

**R**

terrestre ont été avancées au cours de la première moitié du XVIIe siècle. Mais ce fut **A**

**C**

incontestablement Wegener, en 1912, qui formalisa cette idée par le biais d’un modèle **N**

appelé **« la dérive des continents »**.

**E**

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, paléontolo giques et climatiques (figure 3.11). Cependant, les forces qu’il proposait pour animer cette « dérive des continents » étaient très insuffisantes, qualitativement et quantitati vement. Certains géophysiciens utilisèrent cette faiblesse pour tout rejeter.

paléopôle

C

C

C

CC

paléo-équateur

CC

C

G

C

C C C G GG

G

G

G

paléopôle

contour des blocs continentaux

actuels au Carbonifère

G

déplacement des blocs continentaux depuis le Carbonifère jusqu'à l'actuel

position actuelle de l' « équateur carbonifère » positions actuelles des « pôles carbonifères »

C formations houillères d'âge carbonifère G empreintes glaciaires d'âge carbonifère

**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 prin cipales provinces ayant conservé des empreintes de glaciation (G) de ce même âge.

**52**

.

t

il

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

ir

o

t

u

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

**CHAPITRE 3**

****

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 con tours des bordures continentales sont des signatures de la tectonique des plaques. Différentes données géologiques (âges des sédiments des fonds océaniques, aligne ment des volcans de points chauds, anomalies magnétiques) permettent de recons truire 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’obser vations 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.

**Mesures géodésiques et détermination **

**d’une vitesse de déplacement relatif** 

**5**

**.**

**3**

****

**T**Le **système GPS** (pour *Global Positioning System)* est constitué d’un réseau de 24 satellites

**R**

**A**

géoréférencés dont on connaît exactement la position par rapport à des stations de **C**

référence au sol. Des balises fixes ou mobiles sont déployées tous les 4 à 5 ans en des

**N**

**E**

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 f ff

**53**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

1994 1996 1998 2000 2002 2004 0

-20

-40

-60

1994 1996 1998 2000 2002 2004 0

-10

-20

-80 ***Déplacement en longitude de l'île de Pâques***

-30

***Déplacement en longitude de Santiago du Chili***

cm cm

paléopositions en longitude estimées à partir des positions en 2004

(déplacement compté positivement lorsque le mouvement se fait vers l'est)

1994 1996 1998 2000 2002 2004 12

1994 1996 1998 2000 2002 2004 0

8

4

0

***Déplacement en latitude de l'île de Pâques***

-10

-20

-30

***Déplacement en latitude de Santiago du Chili***

cm cm

paléopositions en latitude estimées à partir des positions en 2004

(déplacement compté positivement lorsque le mouvement se fait vers le nord)

Amérique du Sud

dorsale est-Pacifique

20°S

Ile de Pâques

vitesse de déplacement

de l'île de Pâques / référentiel GPS

***vitesse Île de Pâques***

30°S

***/ Santiago***

vitesse de déplacement

Océan Pacifique

120°O 100°O 80°O

de Santiago / référentiel GPS Santiago du Chili

**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 dépla cement 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.

**54**

**6**

**.**

**3**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

**CHAPITRE 3**

****

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 posi tionner 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 initia lement 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 lithos phériques 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).

**Le magnétisme terrestre**

L’existence d’un champ magnétique terrestre peut être mise en évidence en utilisant une aguille 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 (magné tosphère) 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 **décli naison** (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 magné tique 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 magnéti ques 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**

**55**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

axe de rotation de la Terre

sur elle-même

***équateur magnétique***Pn = pôle N magnétique

Ps = pôle S magnétique

Nord

équateur

Pn

dipôle

géographique

*composante horizontale*

**D**

B : vecteur

aiguille aimantée

magnétique

Ps

champ magnétique vecteurs

**I**

**B**

*verticale*

« champ magnétique »

ligne de champ

**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 –Fe2O3–, magnétite –Fe3O4– et surtout titanomagnétite –Fe2TiO4–) 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 contien nent des **particules ferromagnétites détritiques** issues de l’érosion de roches magmati ques 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 océa nique telles de petites aiguilles aimantées sous l’action du champ magnétique contem porain 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 paléoma gnétique** (figure 3.14) indiquant la succession des inversions du champ magnétique terrestre au cours du temps.

**56**

**CHAPITRE 3**

****

*Évènements* **PÉRIODES Échelle chronologique**

**des inversions**

0

BRUNHES

1

2

3

4

5

âge en Ma

*Jamarillo* 

*Gilsea*

*Olduvaï*

*Réunion*

*Kaena*

*Mammouth*

*Cochiti*

*Nunivak*

*Sidufjall*

*Thvera*

MATUYAMA GAUSS

GILBERT

**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 iden

tique 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 apériodique, 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

.

t

i

l

par rapport à l’axe des dorsales et leur parfaite correspondance avec la succession des périodes

é

d

n

et événements du calendrier paléomagnétique sont à l’origine de l’hypothèse de l’expansion

u

t

s

e

des fonds océaniques (*Sea floor spreading*) qui reprend l’idée de Hess (1962) d’une dynamique

e

é

s

en « tapis roulant » des fonds océaniques et l’étaye largement.

i

r

o

t

u

La distribution des **anomalies magnétiques** dans les domaines océaniques est souvent

a

n

o

complexe à interpréter du fait des nombreuses fractures qui les décalent horizontalement les

n

e

i

p

unes des autres ; c’est seulement en se rapprochant des dorsales que les anomalies présentent

o

c

o

t

des distributions plus régulières et parallèles à la dorsale ; l’analyse des **profils magnétiques**

o

h

p

(encart 3.7) établis de part et d’autre de l’axe des dorsales montre qu’ils sont semblables à ceux

a

L

que l’on peut construire à partir du modèle de Vine et Matthews (figure 3.15), ce qui permet

–

d

o

d’imposer au final cette idée.

n

u

D

©

**57**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**Du profil magnétique transverse à la dorsale**

**à l’évaluation d’une vitesse de divergence**

**7**

**.**

**3**

**T**

****

****

****

L’étude d’un profil magnétique transverse à une dorsale (figure 3.15) suppose d’iden

**R**

**A**

tifier tout d’abord les différentes anomalies, positives et négatives, par rapport à la **C**

valeur théorique du champ actuel avant que de les corréler aux inversions successives

**N**

**E**

répertoriées dans le calendrier paléomagnétique. Ce travail permet de dater les diffé rentes 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

**CHAMP MAGNÉTIQUE**

**MESURÉ** anomalie positive correspondant à l’axe de la dorsale

T

n

0

0

1

valeur théorique

du champ magnétique terrestre à une

latitude donnée

200 100 0 100 200 distance en km de part et

d’autre de l’axe de la dorsale

*e*

*l*

*a*

*s*

*r*

*o*

*d*

*a*

*l*

*e*

*d*

s

n

o

i

s

r

e

v

n

i

s

e

d

*e*

*x*

*a*

a

M

5

r

u

s

s

e

u

q

i

t

Profil magnétique modélisé à partir de la succession des inversions magnétiques

succession des inversions du champ magnétique

e

ll

e

hc

é

5 1234 0 1 234 5 âge en Ma

é

n

g

a

m

**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 cm.an–1.

**58**

Voir TP4,

exercice TP4.2

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

**CHAPITRE 3**

****

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 gobal 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 apériodique 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 radiochronolo gique 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, asso ciées 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 cinéma tique instantanée ; ces deux approches participent donc de manière complémentaire à la carac térisation 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 mouve ment n’aient été réalisables, de proposer un découpage de la lithosphère en **unités cinémati ques** 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 regrou pant 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 géodyna miques que nous préciserons ultérieurement (tableau 3.1).

**59**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

**TABLEAU 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 ; *exemple :*

dorsale Est-Pacifique)

Rifting

(fossés d’effondrement ; *exemple :* rift Est-Africain)

**Convergence** Subduction intra océanique

(à l’aplomb de cer

tains arcs insulaires

intraocéaniques ;

*exemple :* subduc

tion des Mariannes)

Subduction océan – continent (à l’aplomb de certaines bordu res continentales – marges acti

ves – , et de certains arcs insulaires continentaux ; *exemples :* bordure Ouest Sud Américaine, et Est-Japonaise)

Obduction

(au-dessus de certaines marges continentales ou d’arcs insulaires continentaux ; *exemple :* marge Est-Arabique)

Collision

(entre deux marges continentales

imbriquées ;

*exemples :* Hima laya, Alpes)

**Coulissage** Coulissage transformant (le long des failles transformantes

océaniques ; *exemple :* faille Vema

dans l’Atlantique)

Coulissage continental

(le long de couloirs de décrochement intracontinentaux ; *exemple :* faille du Levant)

Voir chapitre 2, § 2.1.2c

Voir chapitre 10 § 10.3

**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 carac téristique 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’essen tiel 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 distri buent 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,

**60**

**CHAPITRE 3**

****

*70*

*72*

***NORD-AMÉRIQUE***

*20*

***EURASIE***

***Juan de***

***Fuca***

***Caraïbes***

*57*

*23*

*30*

*6*

*38 48*

***Arabie***

*96*

*77*

***PHILIPPINES***

***PACIFIQUE***

*100*

***Cocos*** *156*

*59*

*78*

***AFRIQUE***

***SUD***

*34*

***AMÉRIQUE***

*15*

***Somalie***

***INDE***

*27*

***37***

*79*

*100*

***NAZCA*** *59*

*84*

*34*

*14*

***AUSTRALIE*** *70*

*98*

*66*

divergence

***SCOTIA***

convergence

*14 25*

*68*

*14*

*53*

***ANTARCTIQUE***

coulissage

*98 vitesse de déplacement relatif en mm/an*

**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 chevau

chante), 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

t

i

l

é

de contraintes dans une plaque est le plus souvent cohérent avec son régime cinématique : il est

d

n

u

principalement imposé par les mouvements horizontaux aux frontières. Cependant, à plus

t

s

e

petite échelle, de multiples facteurs peuvent perturber cette relation simple et, de ce fait, rendre

e

é

s

i

r

plus délicate l’interprétation des déformations en termes de reconstitution de la cinématique

o

t

u

a

passée des plaques.

n

o

n

e

i

b) Mouvement des plaques

p

o

c

o

t

À l’échelle locale ou régionale (sur des distances maximales de l’ordre du millier de kilomè

o

h

p

tres), les mouvements des plaques peuvent être décrits comme des translations planes à la

a

L

surface de l’asthénosphère. Cette simplification permet alors de reconstituer plus facilement les

–

d

o

rapports entre plusieurs plaques voisines.

n

u

D

©

**61**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

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 eucli dienne 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**.

axe de rotation de la Terre

pôle géographique sur elle-même

*les directions des transformantes sont parallèles aux petits cercles et perpendiculaires aux grands cercles*

pôle eulérien de rotation de A/B axe eulérien de

***PLAQUE B***

***PLAQUE A***

la vitesse des mouvements relatifs

(ici la divergence) croît depuis les pôles

MV v3

ω

v1

v2

rotation de A/B

vitesse de rotation

angulaire

petit cercle

(« parallèle eulérien »)

grand cercle

(« méridien eulérien ») équateur eulérien

vers l’équateur eulérien où elle est maximale (v1 < v2 < v3)

**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 déplace ment relatif évaluées aux frontières des plaques permettent de déterminer le pôle de rotation et la vitesse angulaire caractéristiques du mouve ment relatif eulérien de deux plaques.

**frontières en convergence**

*(subduction océanique, obduction ou collision) Les triangles sont placés sur la plaque chevauchante et leur pointe est tournée du côté*

*de la plaque chevauchante.*

**frontières en divergence**

*(accrétion océanique, rifting)*

*La longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse du mouvement relatif.*

**frontières en coulissage**

*(faille transformante, décrochement continental)*

**62**

**8**

**.**

**3**

**T**

**R**

**A**

**C**

**N**

**E**

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

a

n

o

n

e

i

p

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

d

o

n

u

D

©

**CHAPITRE3**

****

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* =** ω**.*R*.sin(**∆**)**, *R* étant le rayon de la Terre et ∆ 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.

**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 méri dien (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 rota tion 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 (ω = V/R.sin ∆) ; 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 conver gence, 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 cinéma tiques finie et instantanée ; sinon seules les données de la cinématique instantanée sont utilisa bles. Ceci conduit à donner un poids plus important aux mouvements des plaques disposant de

**63**

**Chapitre 3 •** Forme et dynamique du globe terrestre

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

**9**

**.**

**3**

**T**

**R**

****

****

****

**A**

**C**

**N**

**E**

Voir chapitre 10 § 10.1.1a

La plupart des foyers sismiques sont situés en profondeur le long de failles qui n’attei gnent 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 mouve ments 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 sismolo gique mondial permet de modéliser ce qui ne se voit pas, à savoir le mécanisme cinéma tique 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 compres sion 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 rappro chement 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 repré senté en noir pour la compression, noté – ou figuré en blanc pour la dilatation). Il appa raît 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, perpen diculaires 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 hori zontal 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 situa tion 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 asso ciations de jeux décrochants et inverses (figure 3.18e) ou de jeux décrochant et normal.

**64**

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

premier ressaut

**CHAPITRE 3**

****

secteur dans lequel les premières ondes

qui arrivent aux stations sont en compression

foyer du séisme

et sphère focale

secteur dans lequel les premières ondes

qui arrivent aux stations sont en dilatation

**(a)**

Épicentre

Station sismique

ondes P

ondes P

E

Station sismique

premier

Épicentre

ressaut

secteur en dilatation aux stations

**secteur en compression** aux stations

surface de la Terre

QUADRANT

***TENSION***

QUADRANT EN PRESSION AU FOYER

***PRESSION***

EN TENSION AU FOYER

foyer du

séisme

plan de faille

***T***

***TENSION***

***T***

QUADRANT EN PRESSION

AU FOYER

(premier mouvement

en dilatation)

***PPRESSION P***

QUADRANT EN TENSION AU FOYER

***TENSION***

plan nodal auxiliaire

***T***

**(b)**

Épicentreplan horizontal passant

(premier mouvement en compression)

N

*direction du plan de faille*

nord

.

t

i

l

é

d

n

u

t

s

e

e

é

s

i

r

o

t

u

par l’épicentre

projection de la demi-sphère focale sur le plan horizontal

O E

direction des

S

a

n

o

n

e

ip

o

c

o

t

o

h

p

a

L

–

do

n

u

D

©

vecteurs glissements foyer du

sphère focale

séisme

Projection de la sphère focale

dans le plan horizontal

(représentation conventionnelle),

directions du plan de faille

**(c)**

et des vecteurs glissements ( )

**65**