

République Algérienne Démocratique et Populaire
Université Abess Laghrour Khenchela
Faculté des sciences de la nature et de la vie

POLYCOPIE DU COURS DE GEOLOGIE

Socle commun

1^{ère} année - Semestre 1

Domaine

Sciences de la nature et de la vie

DALI NAOUEL

Année universitaire 2018-2019

Avant-propos

Ce polycopie du cours de géologie a pour objectif de permettre aux étudiants en 1^{ère} année du Domaine des Sciences de la Nature et de la Vie (DO4 – SNV, de comprendre la structure interne de la terre, les interactions entre les constituants ainsi que la dynamique externe et interne de la terre. Ce document est réalisé dans le respect du programme fixé par le ministère de l'enseignement supérieur et la recherche scientifique.

Table des matières

CHAPITRE 1 : GEOLOGIE GENERAL

1.1	Introduction	1
1.2.	La planète terre.....	1
1.3.	La structure interne de la terre.....	2

CHAPITRE 2 : GEODYNAMIQUE EXTERNE

2.1.	Erosion.....	5
2.1.1.	Action de l'eau	5
2.1.2.	Action du vent	9
2.2.	Dépôts.....	11
2.2.1.	Les roches sédimentaires	12
2.2.2.	Notion de stratigraphie	14
2.2.3.	Notion de paléontologie	23

CHAPITRE 3 : GEODYNAMIQUE INTERNE

3.1.	Sismologie.....	24
3.1.1.	Etude de séismes.....	24
3.1.2.	Origine et répartition des séismes.....	28
3.1.3.	Tectonique souple et cassante (plis et failles)	29
3.2.	Volcanologie	33
3.2.1	Les volcans	33
3.2.2.	Les roches magmatiques.....	38
3.3.	La tectonique des plaques.....	40
3.3.1.	Types de frontière entre les plaques	41

CHAPITRE 1 : GEOLOGIE GENERALE

1.1 Introduction

La Géologie (de *ge*, terre et *logos*, discours) est la science qui traite de la constitution physique du globe terrestre. Elle en étudie les différentes couches, examine les changements qui s'y sont produits et cherche les causes qui ont pu agir.

La géologie a pour objectif la reconstitution de l'histoire de la terre depuis ces origines (l'âge des plus anciennes roches connues approche les 4 milliards d'années) jusqu'à nos jours par le biais de l'étude des matériaux constitutifs accessibles à l'observation.

1.2. La planète terre

La planète Terre appartient au système solaire (Fig.1) qui comporte huit autres planètes, une cinquantaine de Satellites naturels quelques centaines de comètes et plusieurs milliers d'astéroïdes et une étoile qui est « le Soleil ».

La Terre est une planète tellurique, c'est-à-dire une planète essentiellement rocheuse à noyau métallique, contrairement aux géantes gazeuses, telles que Jupiter, essentiellement constituées de gaz légers (hydrogène et hélium). Il s'agit de la plus grande des quatre planètes telluriques du Système solaire, que ce soit par la taille ou la masse. De ces quatre planètes, la Terre a aussi la masse volumique globale la plus élevée, la plus forte gravité de surface, le plus puissant champ magnétique global, la vitesse de rotation la plus élevée.

La Terre s'est formée il y a 4,54 milliards d'années environ et la vie y est apparue moins d'un milliard d'années plus tard. La planète abrite des millions d'espèces vivantes, dont les humains.

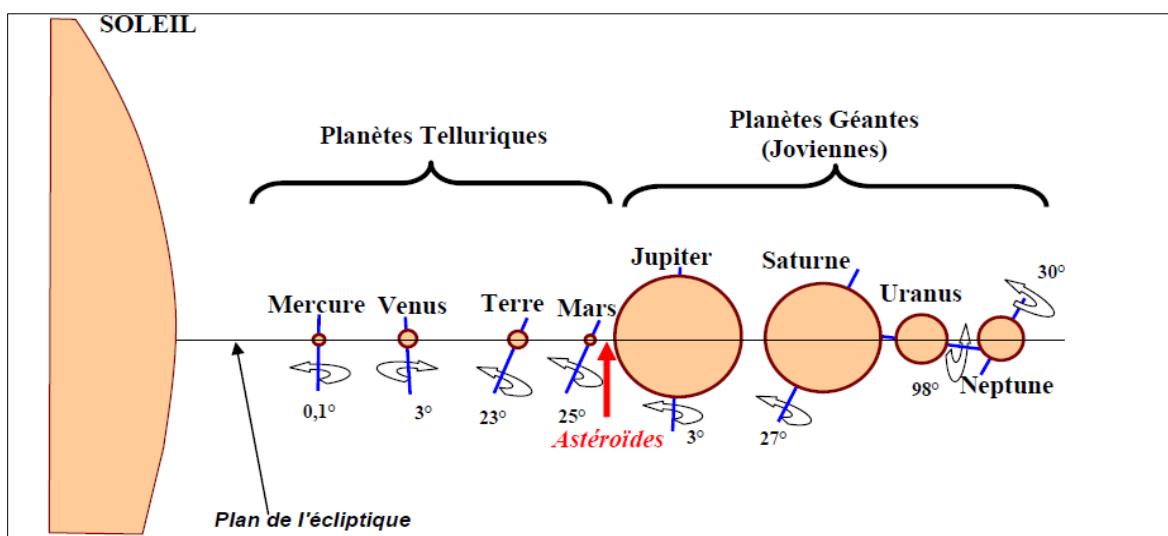


Figure 1. Système Solaire

La distance Terre-Soleil varie au cours de l'année entre $1,47 \times 10^8$ et $1,53 \times 10^8$ km. Pour définir la forme de la Terre, on assimile sa surface à la surface équipotentielle du champ de pesanteur coïncidant au mieux avec la surface des océans supposés au repos et prolongée sous les continents. Cette surface, le géoïde, est proche d'une surface mathématique simple, l'ellipsoïde de révolution. L'ellipsoïde terrestre étant peu aplati, la Terre est pratiquement une sphère de rayon égal à 6 370 km.

Les autres caractéristiques de la Terre sont :

- masse : $5,976 \times 10^{24}$ kg ;
- masse volumique moyenne : $5,517 \times 10^3$ kg.m⁻³ ;
- densité moyenne : 5,515.

La densité des roches voisines de la surface variant entre 2,5 et 3,3, des matériaux beaucoup plus denses se trouvent en profondeur : le noyau interne a pour densité 14 et le noyau externe liquide 10.

- Période de révolution autour du soleil : 365,25 jours.
- Période de rotation de la Terre autour de son axe : 23 heures 56 minutes.

La Terre est la seule planète du système solaire dont la température de surface permet à l'eau de s'y trouver sous les trois phases : solide, liquide et gazeuse.

1.3. La structure interne de la terre

La connaissance de la structure profonde de la Terre a été révélée - surtout d'une manière indirecte - grâce à l'apport de plusieurs disciplines des sciences de la Terre parmi lesquelles on cite :

- L'étude des forages mais elle est insuffisante car le forage le plus profond ne dépassent pas 12 km, alors que le rayon de la Terre = 6370 km. L'intérieur du globe ne peut donc être connu que de manière indirecte,

- La sismologie = étude des séismes naturels et artificiels,
- La gravimétrie = étude des variations de g, accélération de la pesanteur,
- La volcanologie = étude des volcans et des activités volcaniques,
- Le géomagnétisme = étude du champ magnétique terrestre,
- La géothermie = étude des répartitions des températures à l'intérieur de la Terre, et des phénomènes physiques et géologiques qui leur sont liés,
- La géochimie = étude de la composition et des propriétés chimiques des roches,

- La minéralogie = étude de la composition et des propriétés minéralogiques des roches,
- Les études de laboratoire en créant les conditions thermodynamiques régnant à l'intérieur de la Terre = étude des géomatériaux,
- Les études des météorites et des astéroïdes qui se sont formés en même temps que la Terre.
- Ne pouvant pas traiter, dans le détail, de l'apport de chacune de ces disciplines nous nous limiterons ici à évoquer brièvement le principe de ces méthodes en donnant leurs principaux résultats.

Sur la base des discontinuités majeures des vitesses des ondes sismiques, on distingue du haut vers le bas (Fig.2) :

- Croûte continentale solide essentiellement granitique surmontée par endroit de roches sédimentaires. Elle est plus épaisse que la croûte océanique (de 30 km à 100 km. Elle était anciennement appelée SIAL (silicium + aluminium).
- Croûte océanique solide essentiellement composée de roches basaltiques. Relativement fine (environ 5km). Elle est également appelée SIMA (silicium + magnésium).
- Manteau supérieur qui est moins visqueux (plus "ductile") que le manteau inférieur car les contraintes physiques qui y règnent le rendent liquide en partie.
- Manteau inférieur aux propriétés d'un solide élastique. Le manteau n'est pas liquide mais il est moins "rigide" que les autres couches. Il représente 84 % du volume terrestre.
- Noyau externe liquide essentiellement composé de fer (environ 80 %) et de nickel plus quelques éléments plus légers. Sa viscosité est proche de celle de l'eau, sa température moyenne atteint 4000 °C et sa densité 10.
- Noyau interne solide (ou graine) essentiellement métallique constitué par cristallisation progressive du noyau externe. La pression le maintient dans un état solide malgré une température supérieure à 5000 °C et une densité d'environ 13. Noyau interne et externe représentent 15 % du volume terrestre.
- Lithosphère : elle est constituée de la croûte (plaques tectoniques) et d'une partie du manteau supérieur. La limite inférieure de la lithosphère se trouve à une profondeur comprise entre 100 et 200 kilomètres
- Asthénosphère : c'est la zone inférieure du manteau supérieur (en dessous de la lithosphère)

- Discontinuité de Gutenberg : zone de transition manteau / noyau.
- Discontinuité de Mohorovicic : zone de transition croûte / manteau (elle est donc incluse dans la lithosphère).

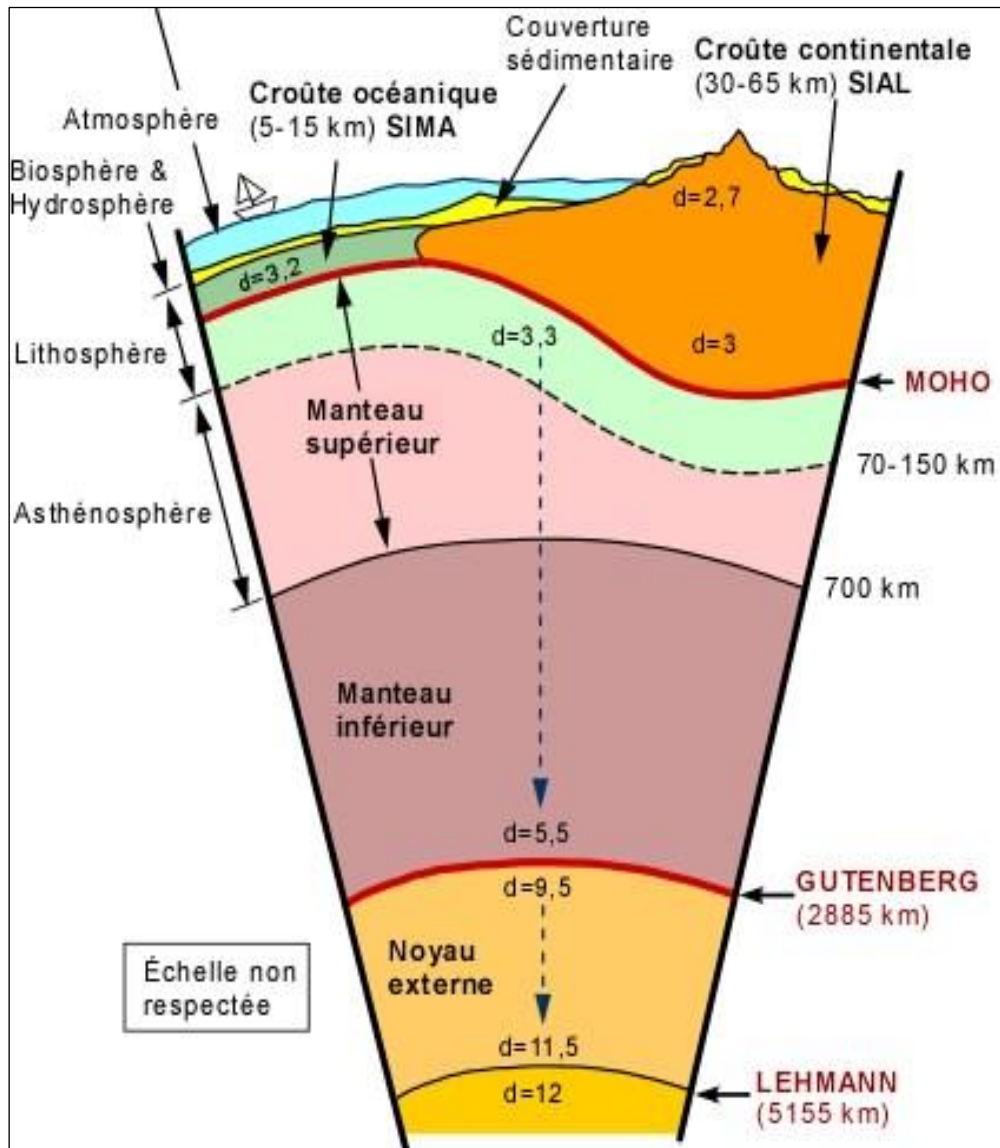


Figure 2. Structure interne de la terre

CHAPITRE 2. GEODYNAMIQUE EXTERNE

2.1. Erosion

En géomorphologie, l'érosion est le processus de dégradation et de transformation du relief, et donc des roches, qui est causé par tout agent externe (donc autre que la tectonique).

Un relief dont le modelé s'explique principalement par l'érosion est dit « relief d'érosion ». Les facteurs d'érosion sont :

- le climat ;
- le relief ;
- la physique (dureté) et la chimie (solubilité par ex.) de la roche ;
- l'absence ou non de couverture végétale et la nature des végétaux ;
- l'histoire tectonique (fracturation par exemple) ;
- l'action de l'homme (pratiques agricoles, urbanisation).

2.1.1. Action de l'eau

Les variations de température entraînent la dilatation ou la contraction des roches soumises à des variations de volumes incessants, une roche fissure puis éclate. L'eau qui pénètre dans les fissures puis gèle avec augmentation de volume ajoute son effet : les cristaux de glace s'accroissent perpendiculairement à la surface de la fente et augmente son ouverture. L'eau qui gèle dans une fissure exerce une pression de 14 g/cm^2 . La roche finit par éclater sous l'action du gel : c'est la cryofracturation.

a) L'eau, un agent chimique d'altération

De par ses propriétés et son abondance relative, l'eau se trouve à la base de toutes les altérations exogènes des roches. Les molécules d'eau sont chargées électriquement et se comportent comme des dipôles (Fig.3). Les propriétés de l'eau vis-à-vis des minéraux s'expliquent essentiellement par cette propriété. Pure, elle se comporte comme un acide faible par les ions H^+ libres qu'elle renferme.

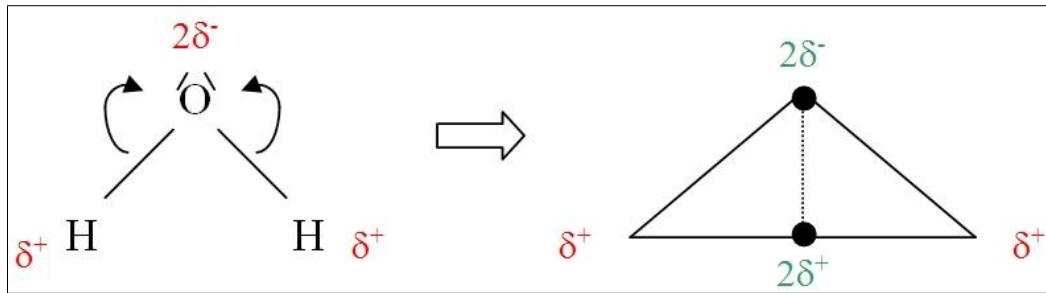


Figure 3. Structure et arrangement des molécules d'eau.

Les réactions mettant en jeu la molécule d'eau sont de différents types et ont lieu essentiellement en climat humide. Les éléments solubles qui en résultent sont lessivés et les parties insolubles restent sur place, se recombinaut pour former de nouveaux minéraux, principalement des argiles. Ces réactions sont :

- La dissolution

La dissolution est d'autant plus forte que la solubilité des minéraux est élevée, les plus vulnérables étant les minéraux des roches salines (sel gemme, potasse, gypse) (Fig.4).



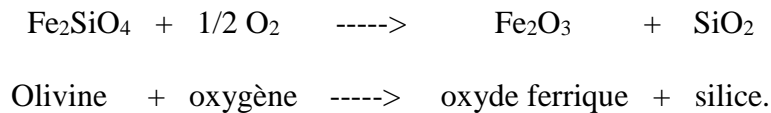
Figure 4. Dissolution des gypses.

Le gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) est une roche exogène, une évaporite, relativement soluble dans l'eau. Dans les zones montagneuses, sa dissolution crée des reliefs particuliers sous forme "d'entonnoirs". L'eau, la neige s'accumulent dans de petites dépressions où la dissolution s'opère, donnant des paysages caractéristiques.

- Les oxydations / réductions

Les oxydations concernent surtout le fer qui passe de l'état ferreux à l'état ferrique.

Exemple pour un minéral d'olivine :



Les réductions sont plus rares : elles se déroulent dans les milieux hydromorphes (saturés d'eau de façon permanente ou périodique) et produisent en particulier du fer ferrique au fer ferreux soluble.

- L'hydratation

Il s'agit de l'incorporation de molécules d'eau à certains minéraux peu hydratés. Elle produit un gonflement du minéral et donc favorise la destruction de la roche. C'est le cas de la chloritisation ou de la transformation des ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles) en serpentine, chlorite, épidote.

- Plagioclase + Pyroxène + Eau -----> Amphibole (Hornblende verte)

- Plagioclase + Hornblende + Eau -----> Chlorite + Actinote

- La décarbonatation

Elle produit la solubilisation des calcaires et des dolomies sous l'action du CO_2 dissous dans l'eau (Fig.5).



Il en résulte des paysages particuliers, associés aux régions calcaires, c'est le cas, par exemple des reliefs karstiques.



Figure 5. La dissolution des carbonates de calcium d'une roche-mère est un phénomène de décarbonatation.

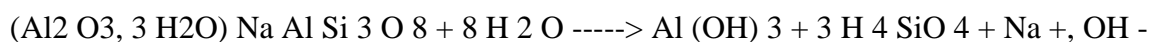
– L'hydrolyse

Elle est définie comme étant la destruction d'un édifice moléculaire complexe en édifices moléculaires plus simples sous l'influence de l'eau. Les hydrolyses constituent les principales réactions d'altération.

Les hydrolyses, c'est à dire la destruction des minéraux par l'eau, sont les principales réactions d'altération.

L'hydrolyse est totale lorsque le minéral est détruit en plus petits composés possibles (hydroxydes, ions).

Cas d'un feldspath sodique, l'albite (Fig.6) :



Les corps résultants peuvent ensuite réagir entre eux et donner des minéraux argileux.

L'hydrolyse est partielle lorsque la dégradation est incomplète et donne directement des composés silicatés (argiles). Ces composés diffèrent selon les conditions de milieu. L'hydrolyse partielle de l'albite donne soit de la kaolinite, soit des smectites.

(1) Formation de kaolinite (Fig.7) :



Albite + eau -----> kaolinite + ac.silicique + ions

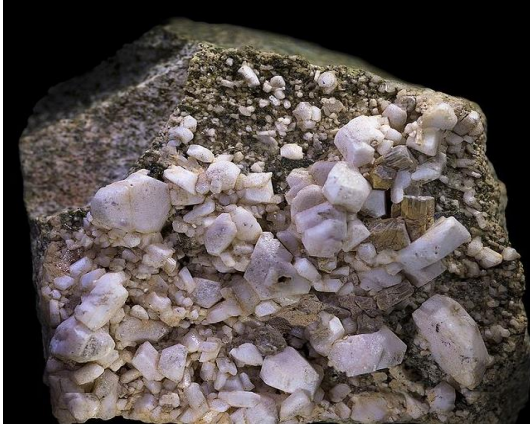


Figure 6. Albite.



Figure 7. Kaolinite.

(2) Formation de smectite



Cette 2ème réaction reste assez théorique car d'autres ions y participent, en particulier le Fer (Fe 3+).

2.1.2. Action du vent

Le vent constitue un facteur important d'érosion et de transport des sédiments à la surface de la planète. Il agit par déflation (action de balayage) et par corrasion (abrasion éolienne). Il est particulièrement actif dans les régions sèches où la végétation est quasi-absente, comme les déserts. Les régions désertiques, qu'on définit comme les régions qui reçoivent moins de 20 cm de précipitations/an, couvrent près du tiers de la surface terrestre. Les grands déserts du monde (Sahara, Kalahari, Gobi, les déserts d'Australie) se trouvent entre les latitudes 10° et 30° de part et d'autre de l'équateur.

L'action érosive du vent est proportionnelle à la vitesse du flux et comprend deux processus : la déflation et la corrasion. La déflation correspond à l'action de balayage du vent qui emporte les particules fines et sèches en laissant sur place galets et cailloux. Ce processus contribue à la formation des déserts rocheux ou regs et, à plus grande échelle, au creusement des grandes dépressions fermées dans les régions désertiques (sebkhas).

2.1.2.1. Les mécanismes de mouvement à l'échelle des particules

Il existe trois modes différents d'entraînement des particules : la saltation, la reptation en surface et la suspension (Fig.8).

a) La saltation

Le mouvement initial des particules du sol est une série de sauts. Le diamètre des particules en saltation est compris entre 0,5 et 1,1 mm. Après avoir sauté, les particules retombent sous l'action de la pesanteur. La partie descendante de la trajectoire est très inclinée vers le sol et pratiquement rectiligne. Peu de particules atteignent une altitude supérieure à 1 m et environ 90 % d'entre elles font des sauts inférieurs à 30 cm. L'amplitude horizontale d'un saut est généralement comprise entre 0,5 et 1 m.

Le phénomène de saltation est indispensable pour amorcer l'érosion éolienne. Il est la cause de deux autres modes de transport des éléments du sol par le vent : la reptation en surface et la suspension dans l'air.

b) La reptation en surface

Les particules de plus grande dimension roulent ou glissent à la surface du sol. Trop lourdes pour être soulevées, leur mouvement est déclenché par l'impact des particules en saltation plutôt que par l'action du vent. Les particules qui se meuvent ainsi ont des diamètres compris entre 0,5 et 2 mm suivant leur densité et la vitesse du vent.

c) La suspension

D'une façon générale les fines poussières ne peuvent être emportées que si elles ont été projetées dans l'air par l'impact des grains plus gros. Une fois parvenues dans la couche turbulente elles peuvent être soulevées à de grandes hauteurs par les courants d'air ascendants et former des nuages de poussière atteignant fréquemment des altitudes de 3 à 4.000 mètres. Même si leur aspect peut être impressionnant, le mécanisme essentiel de l'érosion éolienne demeure la saltation car sans elle de tels nuages ne pourraient se produire.

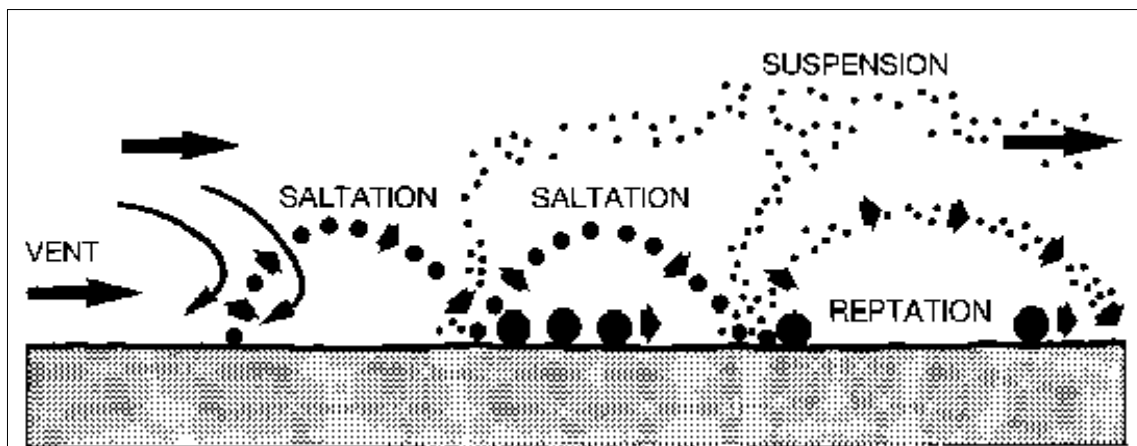


Figure 8. Différents modes d'entraînement des particules par le vent.

2.2. Dépôts

Le processus de dépôt est appelé sédimentation. La sédimentation aboutit à la formation des roches sédimentaires. La granulométrie des particules, la texture des sédiments, la géométrie des dépôts sont d'importants indices sur l'agent de transport, sa vitesse au moment du dépôt, sa direction, etc.

La sédimentation correspond à l'accumulation de sédiments après le transport. C'est encore le processus naturel de formation de dépôt de matières minérales, dû à l'action des eaux, des glaciers, du vent ou d'autres agents physiques.

Le dépôt des sédiments a lieu lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue ou lorsque cet agent de transport disparaît (fonte de la glace). Les particules transportées par un fluide en mouvement (vent, rivière, courant marin) se déposent quand celui-ci ralentit ou s'arrête. Les sédiments charriés par les glaciers s'accumulent lorsque la glace fond. Le matériel déplacé en masse sous l'action principale de la gravité (éboulement, glissement) se sédimente quand un nouvel état d'équilibre est atteint. Les substances transportées en solution dans un lac ou dans une mer précipitent et s'accumulent sur le fond lorsque les conditions physico-chimiques sont favorables. Les sédiments déposés forment des couches (ou strates) d'épaisseur et d'extension variables au fond des bassins sédimentaires.

2.2.1. Les roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont les roches qui résultent de l'accumulation et du compactage de débris d'origine minérale (dégradation d'autres roches), organique (restes de végétaux ou d'animaux, fossiles), ou de précipitation chimique. Elles sont déposées par couches successives, parallèles entre elles : C'est la stratification.

Quelle que soit son origine, la formation des roches sédimentaires repose sur 3 principes (Fig.9) :

- Altération
- Transport
- Sédimentations
- Diagenèse

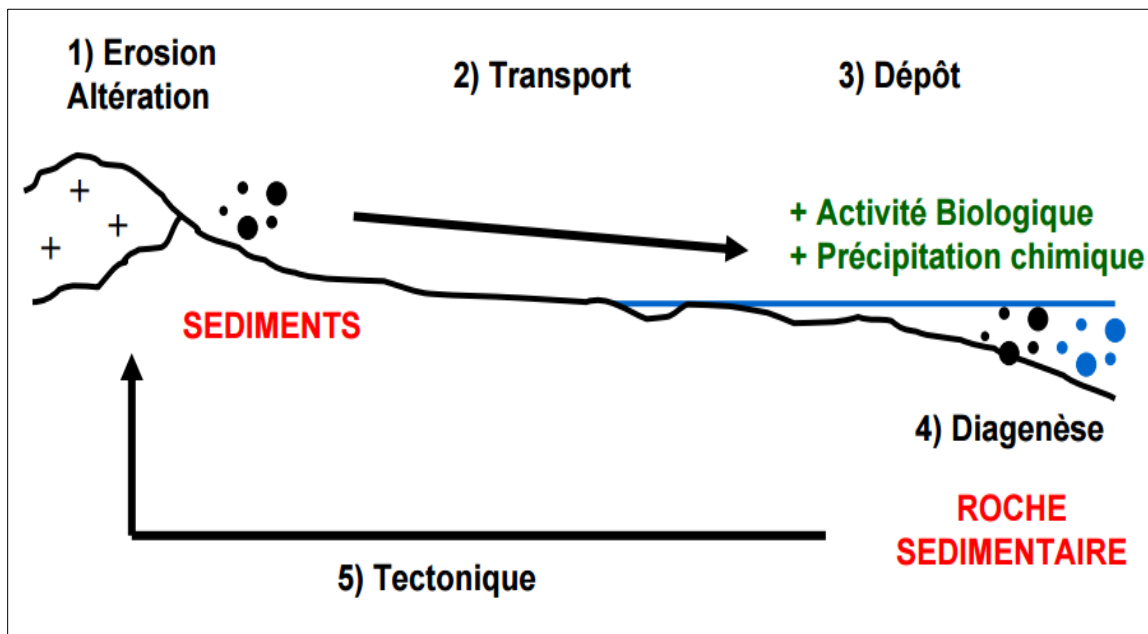


Figure 9. Formation des roches sédimentaires.

a) **L'altération** : Pour que les sédiments puissent être transportés, il faut qu'ils aient été libérés. L'ensemble des phénomènes qui libèrent les particules sera résumé sous le terme d'altération, on distinguera :

- L'altération physique :

Désagrégation sous l'effet des actions mécaniques : Eau / Vent / Gel / Dessiccation / Action des racines...

- L'altération chimique :

Souvent associée à l'altération physique. Elle constitue le processus essentiel de la formation des sols. La plus importante est l'hydrolyse, c'est-à-dire l'attaque des minéraux par des eaux pures ou chargées en CO₂.

b) Le transport

En plus du vent et la glace, c'est surtout l'eau qui assure le transport des particules.

c) La sédimentation

Tout le matériel transporté s'accumule dans un bassin de sédimentation pour former un dépôt. Les sédiments se déposent en couches successives dont la composition, la taille des particules, la couleur, etc., varient dans le temps selon la nature des sédiments apportés.

- Diagenèse

Il s'agit de la phase ultime du phénomène sédimentaire (Fig.10) : La compaction et la transformation d'un sédiment en roche. Elle se fait par

- Etape 1 : Enfouissement et le compactage des grains. Ce processus se réalise au fur et à mesure que d'autres sédiments viennent recouvrir le dépôt.
- Etape 2 : Cimentation, des grains. Il s'agit d'un processus chimique relativement simple : l'eau qui circule entre les grains finit par être sursaturée en certains minéraux, elle précipite alors ces minéraux dans les pores des grains et ceux-ci viennent souder ensemble les particules ; on obtient alors une roche sédimentaire.

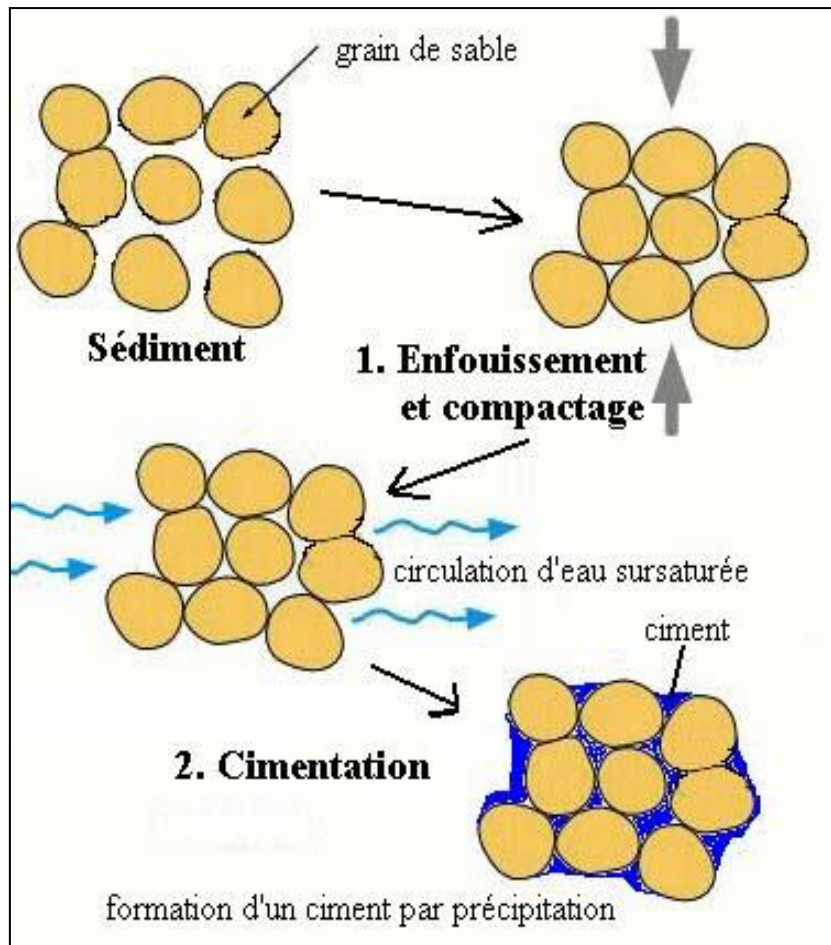


Figure 10. Processus de la diagenèse.

2.2.2. Notion de stratigraphie

La stratigraphie (du latin *stratum*, « couche », et du grec *graphein*, « écrire ») est la science qui étudie la succession, dans l'espace et dans le temps, des couches de terrains ou strates et des événements qu'elles ont enregistrés. Elle permet d'établir une chronologie stratigraphique relative et a pour objectif de retracer l'histoire de la Terre.

On appelle strate une couche de terrain homogène possédant une individualité nette. Son épaisseur peut varier de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Les strates sont séparées par des joints de stratification horizontaux. La strate est l'unité de base de la stratigraphie.

La stratification désigne la disposition de dépôts successifs et horizontaux de sédiments en couches ou strates (Fig.11 et Fig.12).



Figure 11. Photo de roche sédimentaire avec stratification horizontale.

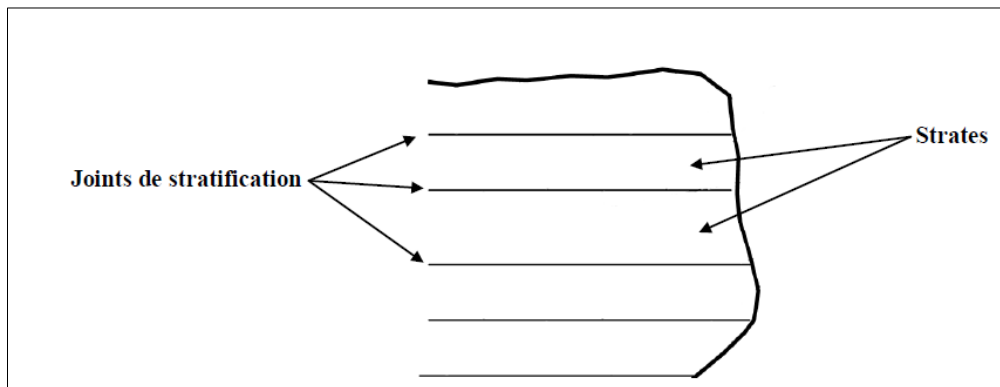


Figure 12. Schéma représentant des strates séparées par des joints de stratification horizontaux.

a) Les principes de la stratigraphie

Les fondements de la stratigraphie et l'établissement de la datation ou chronologie relative se basent sur des principes simples, appelés principes de la stratigraphie.

- **Principe d'horizontalité de de superposition** : les couches sédimentaires se déposent horizontalement, une couche est plus récente que celle qu'elle recouvre et plus ancienne que celle qui la recouvre (Fig.13).

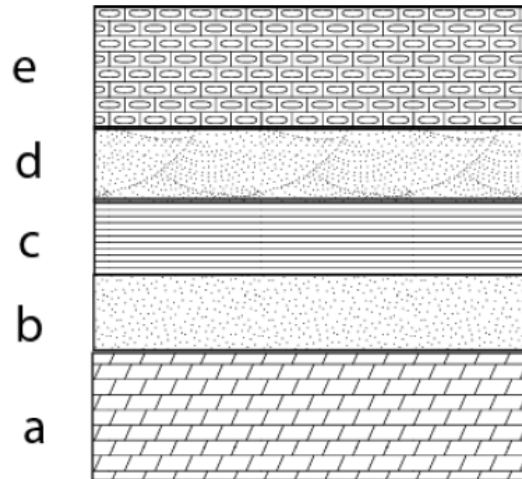


Figure 13.Schéma du principe de superposition. La couche a est la plus ancienne, la couche e la plus jeune.

- **Principe de recoupement** : lorsque l'on a une succession de couches qui sont coupées par une faille ou si une autre couche les recoupe (comme par exemple l'injection de magma au travers de dyke (Fig.14) ; le principe énonce que les couches sédimentaires sont plus anciennes que les failles ou les roches qui les recouper ; Dans l'exemple de la figure 15, la faille recoupe la couche de calcaire et d'argile, mais ne recoupe pas le basalte. La faille est donc plus jeune que les couches de calcaire et d'argile, mais plus ancienne que le basalte.

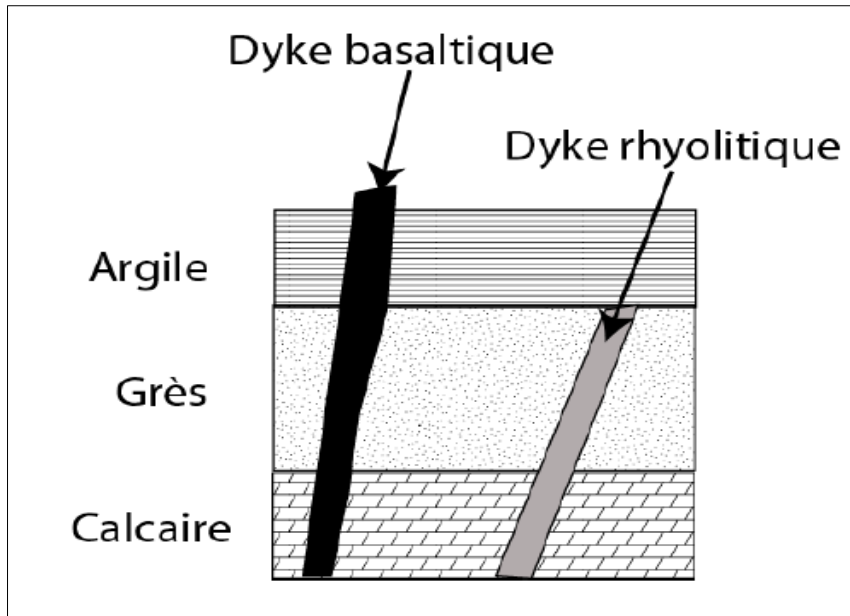


Figure 14. Premier schéma illustrant le principe de recoupement (cas de dykes).

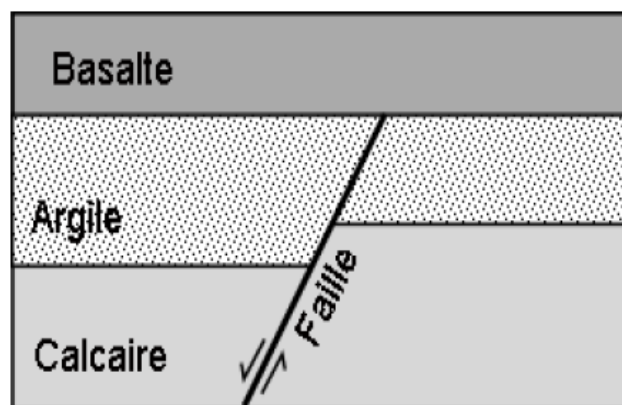


Figure 15. Second schéma illustrant le principe de recoupement (cas d'une faille).

- **Principe d'inclusion** (Fig.16) : Le principe d'inclusion indique que tout objet (roches, minéraux) inclus dans un autre est plus ancien que celui-ci

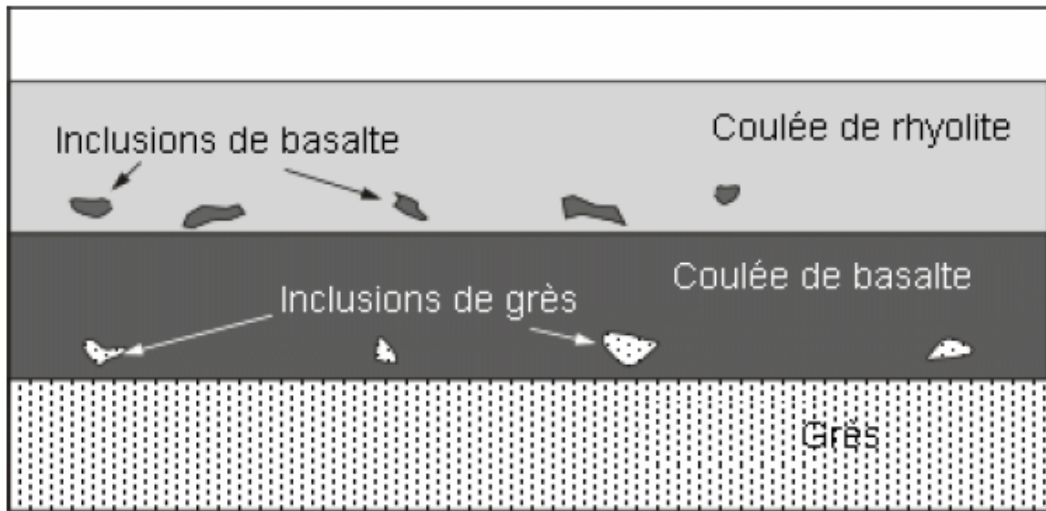


Figure 16.Schéma illustrant le principe de l'inclusion.

- **Principe de continuité** (Fig.17)

Une même couche a le même âge sur toute son étendue. Par exemple, les strates horizontales exposées de part et d'autre d'une vallée fluviale formaient des couches continues et ont ensuite été érodées par la rivière.

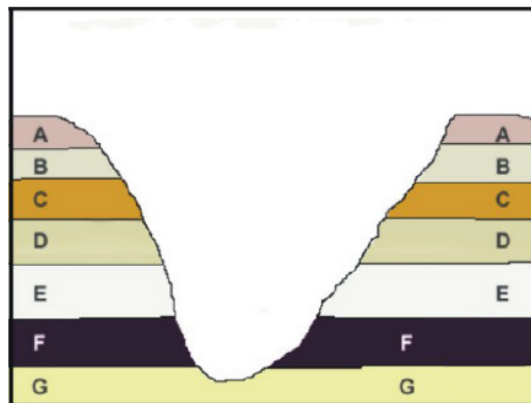


Figure 17.Schéma illustrant le principe de continuité. Les strates sont corrélées de part et d'autre de la vallée fluviale.

- **Principe d'identité paléontologique**

Ce principe stipule qu'un ensemble de strates de même contenu paléontologique (mêmes fossiles) est de même âge.

Pour l'application de ce principe, on définit la notion de « fossiles stratigraphiques » qui doivent avoir un certain nombre de caractères :

- Evolution rapide de l'espèce dans le temps (l'espèce doit avoir une courte période de vie sur Terre).
- Vaste répartition géographique.
- Grand nombre d'individus et grand potentiel de fossilisation.

b) L'échelle des temps géologiques

La biostratigraphie et les méthodes de géochronologie permettent de reconstituer l'histoire géologique d'une région donnée. Les recoupements généralisés à l'échelle du globe ont permis d'établir un calendrier de référence appelée échelle stratigraphique internationale des temps géologiques (Fig. 18) qui comprend les subdivisions suivantes :

- Les Eons (=Eonothèmes)

Un *éon* représente l'intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines de millions d'années. Il en existe quatre :

- Le *Hadéen* couvre le début de l'histoire de la Terre - 4600 millions d'années (Ma) à 3900 Ma. Il n'existe plus de roches de cet âge à cause de l'érosion et de la subduction. L'Hadéen est suivi par
- L'*Archéen* (3800 Ma à 2500 Ma) qui représente les roches les plus anciennes sur Terre - ces roches contiennent des traces d'organismes microscopiques (bactéries).
- Le *Protérozoïque* (2500 Ma à 570 Ma) suit l'Archéen et ses roches contiennent des traces de micro-organismes multicellulaires mais il y manque certains parties solides. La stratigraphie des roches archéennes et protérozoïques est moins connue que celle des roches plus jeunes parce que ces roches anciennes ont été déformées, métamorphisées et érodées.
- Le *Phanérozoïque* (570 Ma à aujourd'hui) est l'éon le plus récent. Les roches du Phanérozoïque contiennent beaucoup d'évidence de vie et les parties solides des organismes sont bien fossilisées.

- Les Eres (= Erathèmes)

Les éons sont subdivisés en *ères* dont les limites sont marquées par de grands bouleversements biologiques (grandes extinctions), paléogéographiques (Orogenèse) ...

Une ère géologique reprend l'intervalle de temps défini sur base des organismes présents dans ces roches. Il n'existe pas d'ères pour les roches Archéennes ou Protérozoïques, alors que l'éon Phanérozoïque est subdivisé en trois ères :

- *Paléozoïque* (vie ancienne - 570 Ma à 245 Ma),
- *Mésozoïque* (vie intermédiaire - 245 Ma à 66,4 Ma) et
- *Cénozoïque* (vie récente - 66,4 Ma à aujourd'hui).

Au Paléozoïque, les formes de vie incluent des invertébrés marins, des poissons, des amphibiens, et des reptiles. Certaines plantes y ont également apparu et évolué. Le Mésozoïque est l'ère des dinosaures qui sont devenus les vertébrés les plus importants. Des mammifères sont apparus vers la fin du Mésozoïque et dominent le Cénozoïque.

- **Les périodes (=Systèmes)**

Les dernières regroupent des étages sur des références lithologiques (Carbonifère, Crétacé), Paléontologiques (Nummulitique = Paléogène) ou autres. Les périodes du Phanérozoïque sont les suivants :

- Paléozoïque : *Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère, Permien,*
- Mésozoïque : *Trias, Jurassique, Crétacé,*
- Cénozoïque : *Paléogène, Néogène, Quaternaire.*

Il a fallu plus de 100 ans pour définir ces périodes sur base de l'étude biostratigraphique des affleurements de l'Angleterre, de l'Allemagne, de la Suisse, de la Russie et des Etats-Unis. Leurs noms reflètent la géographie de l'endroit de leur découverte ou les caractéristiques de leurs strates.

- **Les époques (=Séries)**

Les *périodes* sont subdivisées en *époques* sur la base d'association de fossiles stratigraphiques spécifiques. Leur durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire).

Leurs limites suivent les mêmes règles que pour les Périodes.

Désignation : adjectif inf., moyen, sup. (Crétacé inf., sup.) ou encore « -cène » (Eocène, Oligocène).

- **Les étages (=Ages)**

Les étages successifs sont désignés par un nom de lieu qui évoque le **stratotype** (formation géologique référencée mondialement qui a caractérisé cette période). Plusieurs étages forment

une *époque*. Le nom de l'étage est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique ou historique, actuel ou antique auquel on ajoute le suffixe *ien*.

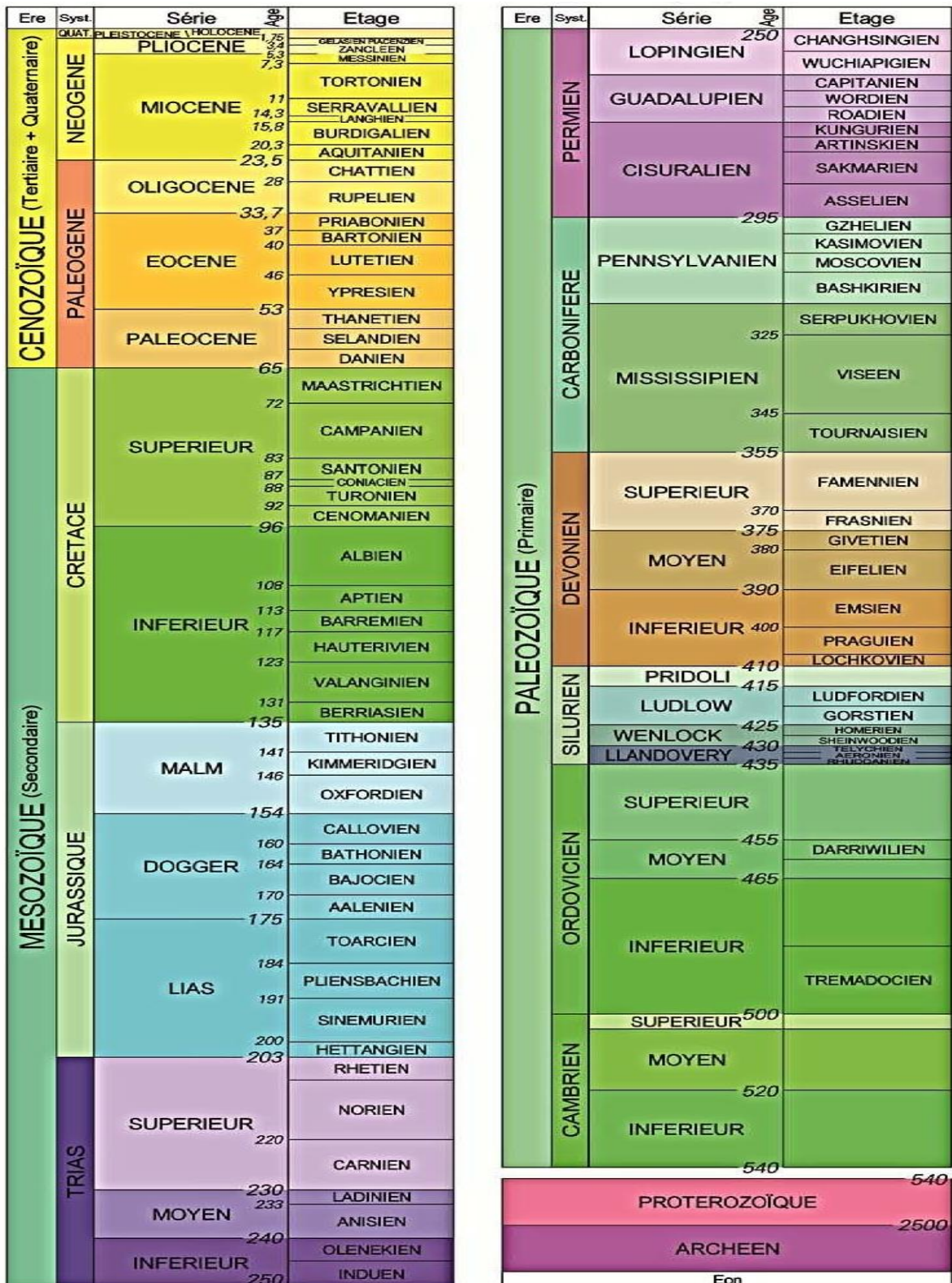


Figure 18. Echelle des temps géologiques simplifiée (© BRGM Editions).

2.2.3. Notion de paléontologie

La paléontologie est la discipline scientifique qui étudie les restes fossiles des êtres vivants du passé et les implications évolutives ressortant de l'étude de ces restes. Les fossiles sont des restes d'animaux (Fig.19) ou de plantes conservés (Fig.20) dans des roches sédimentaires. Cela peut être une coquille, un os, une dent, une graine, des feuilles ou même un simple moulage d'un être vivant qui a existé.

À l'aide des fossiles, que l'on retrouve essentiellement dans les roches sédimentaires, on tente de reconstituer les êtres vivants tels qu'ils étaient, leur environnement et de déterminer l'époque à laquelle ils ont vécu.



Figure 19. Fossile d'un poisson.



Figure 20. Fossile d'une plante.

CHAPITRE 3. GEODYNAMIQUE INTERNE

3.1. Sismologie

Un séisme ou tremblement de terre est une déchirure dans les profondeurs de la terre. Cette déchirure provoque des secousses qui font trembler le sol. Les séismes se produisent le long des zones de contact des plaques tectoniques.

3.1.1. Etude de séismes

a) Sismographe

Un sismographe est un instrument de mesure équipé d'un capteur des mouvements du sol, le sismomètre, capable de les enregistrer sur un support visuel, le sismogramme.

Pour obtenir le mouvement tridimensionnel de l'onde sismique, il est nécessaire d'enregistrer trois directions différentes formant un trièdre (en général, une direction verticale, et deux directions horizontales perpendiculaires). Les sismographes sont conçus pour enregistrer une seule composante verticale ou horizontale car la mécanique est différente. Les observatoires sismologiques sont donc équipés de différents sismographes.

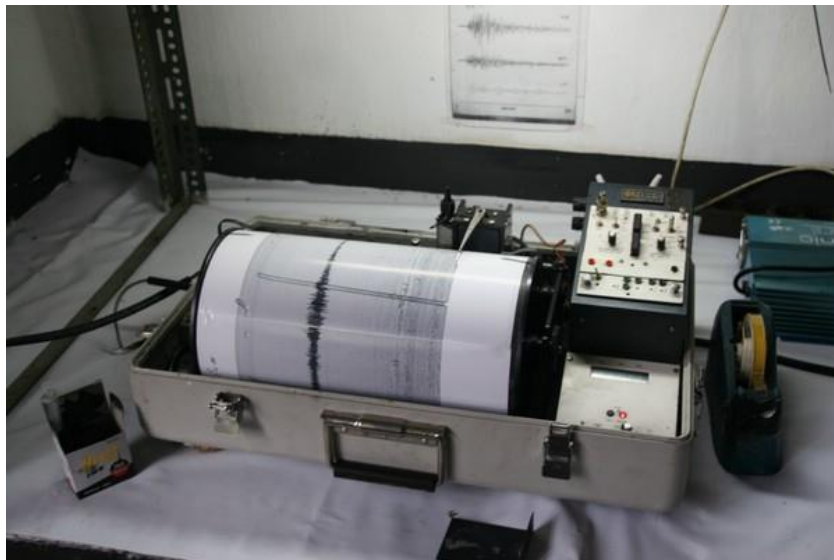


Figure 20.Simographe.

b) Mesure de la magnitude d'un séisme (l'échelle de Richter)

L'échelle de Richter est un outil de mesure qui permet de définir la magnitude de moment d'un tremblement de terre (aussi appelé séisme), et non pas son intensité. Cette mesure a été mise au point par Charles Francis Richter (1900 - 1985), sismologue américain en 1935.

Tableau 1. Echelle de Richter

Magnitude	Effets engendrés
9	Destruction totale à l'épicentre, et possible sur plusieurs milliers de km
8	Dégâts majeurs à l'épicentre, et sur plusieurs centaines de km
7	Importants dégâts à l'épicentre, secousse ressentie à plusieurs centaines de km
6	Dégâts à l'épicentre dont l'ampleur dépend de la qualité des constructions
5	Tremblement fortement ressenti, dommages mineurs près de l'épicentre
4	Secousse sensible, mais pas de dégâts
3	Seuil à partir duquel la secousse devient sensible pour la plupart des gens
2	Secousse ressentie uniquement par des gens au repos
1	Secousse imperceptible

c) Foyer et épicentre du séisme

Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer, la projection du foyer à la surface est l'épicentre du séisme (Fig.21).

L'épicentre correspond à la verticale exacte du foyer. Ainsi, les ondes sismiques ont à parcourir le chemin le plus court pour atteindre l'épicentre à la surface du sol. Elles perdent, de ce fait,

très peu d'énergie en raison du peu de roches qu'elles traversent. Comme elles ont plus d'énergie à l'épicentre, les dégâts provoqués sont plus importants en cet endroit qu'ailleurs.

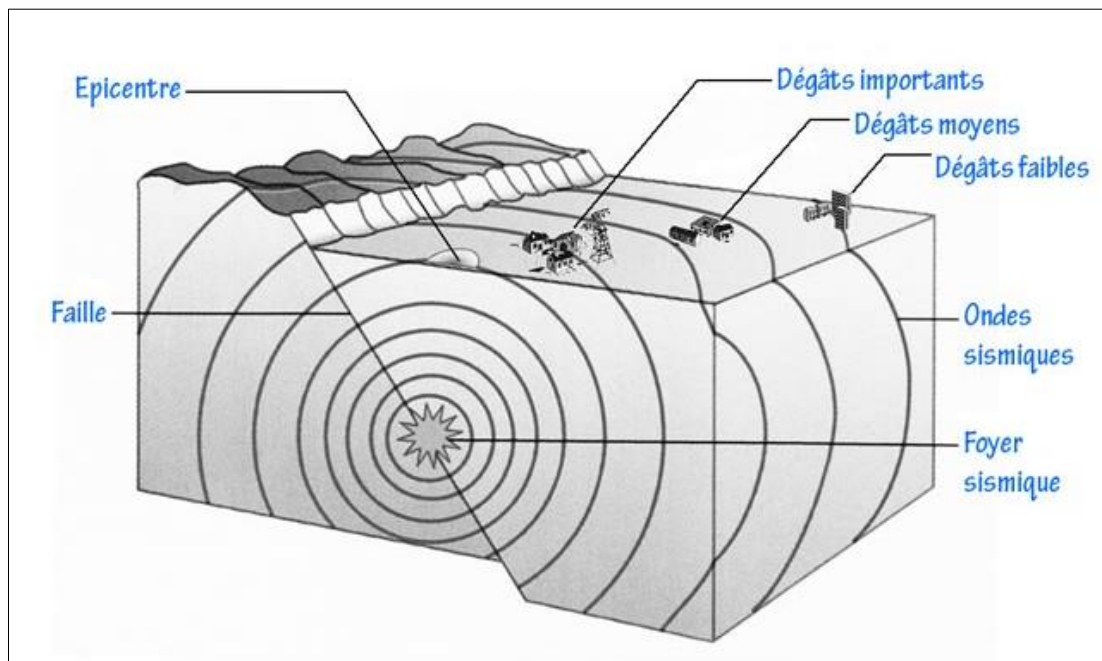


Figure 21. Mécanisme de formation et de propagation des ondes sismiques.

d) Les ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. L'onde peut traverser un milieu sans modifier durablement ce milieu. On distingue (Fig.22) :

- Les ondes de volume

Les ondes P : Ce sont des ondes de compression. Ce sont elles qui sont responsables du premier type de déformation décrit plus haut pour les clôtures. Ce sont aussi les ondes les plus rapides, et donc les premières à être enregistrées lors d'un séisme (d'où le "P"). Elles peuvent circuler dans tous les types de matériaux, solides aussi bien que liquides.

Les ondes S (secondaires) : Ce sont des ondes de cisaillement. Elles sont responsables du second type de déformation. Moins rapides que les P, elles arrivent en second lors d'un enregistrement (d'où le "S"). Et contrairement aux ondes P elles ne peuvent pas se propager dans les milieux liquides.

- Les ondes de love L

Ce sont des ondes de surfaces uniquement, elles ne se propagent pas en profondeur. Ce sont elles qui transmettent la majorité de l'énergie et qui sont donc responsables des dégâts. Ce sont les ondes les plus lentes. On peut les assimiler aux vagues formées à la surface de l'eau après y avoir jeté un caillou. Pour le géologue, elles n'ont que peu d'importances car elles n'apportent guère d'informations sur la structure profonde du globe. Elles ne sont visibles que si le séisme est superficiel (moins de 100 km de profondeur).

- Les ondes de Rayleigh (R)

Le déplacement de cette onde résulte d'un mouvement horizontal et vertical à la fois. Elle résulte d'interférences constructives entre ondes P et S verticales.

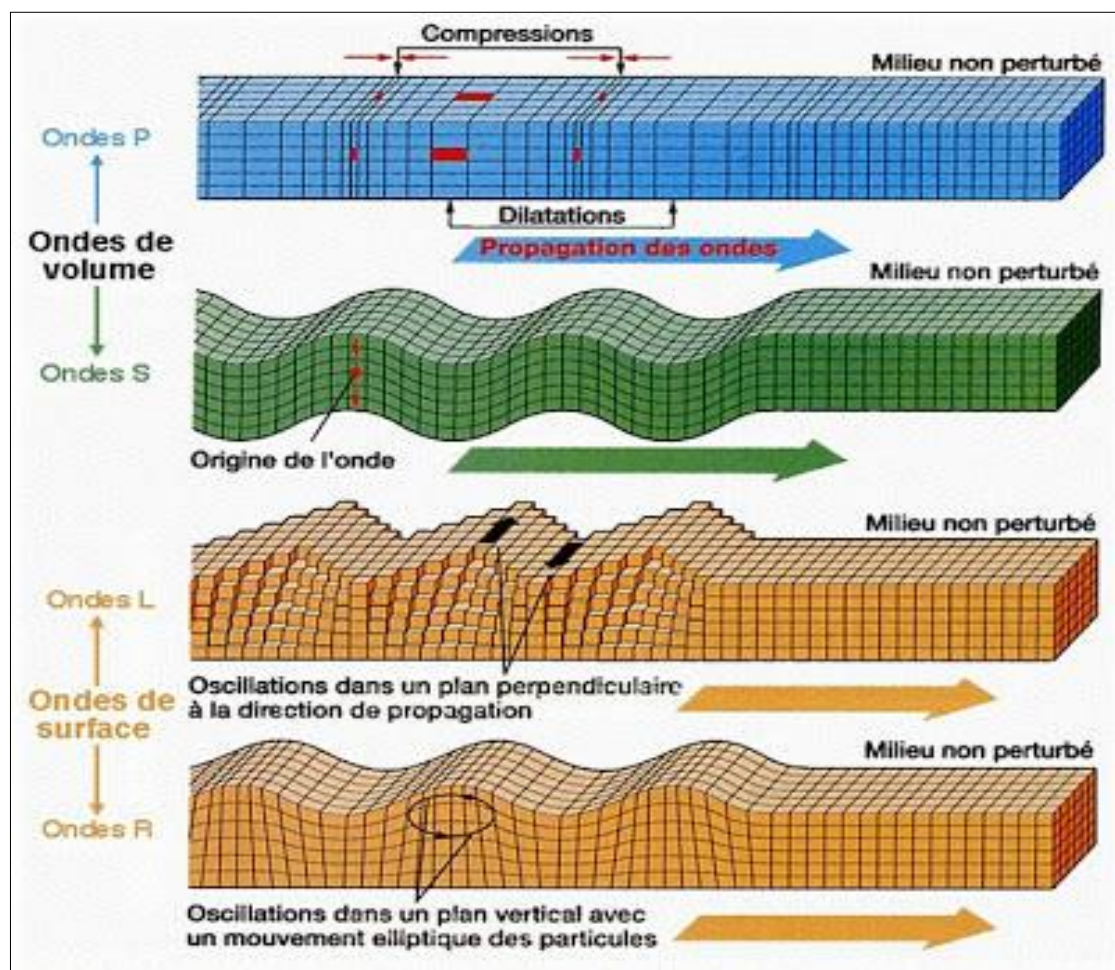


Figure 22. Les différents types d'ondes sismiques.

3.1.2. Origine et répartition des séismes

La cause des séismes : Jeux de failles : la relation entre activité sismique et faille est importante pour la prévision sismique. La déformation due à la tectonique augmente les contraintes sur la faille. Arriver à un certain seuil, une rupture se déclenche et la faille génère un séisme relâchant les contraintes accumulées. La faille est alors prête pour un nouveau cycle d'accumulation sur un système de faille où la charge en contrainte est homogène. La faille où le segment de faille n'ayant pas subi de fort tremblement de Terre depuis longtemps devient un bon candidat pour le prochain séisme.

La localisation des épicentres des séismes enregistrés par différentes stations sismiques est représentée sur la carte ci-dessous. Sur une carte du monde, on remarque que les séismes ne sont pas répartis au hasard sur la Terre (Fig.23) soit ils s'alignent :

- Au milieu des océans et se superposent avec les dorsales océaniques
- Près des côtes des continents et se superposent avec les fosses océaniques
- Dans les continents et coïncident avec les chaînes de montagnes.

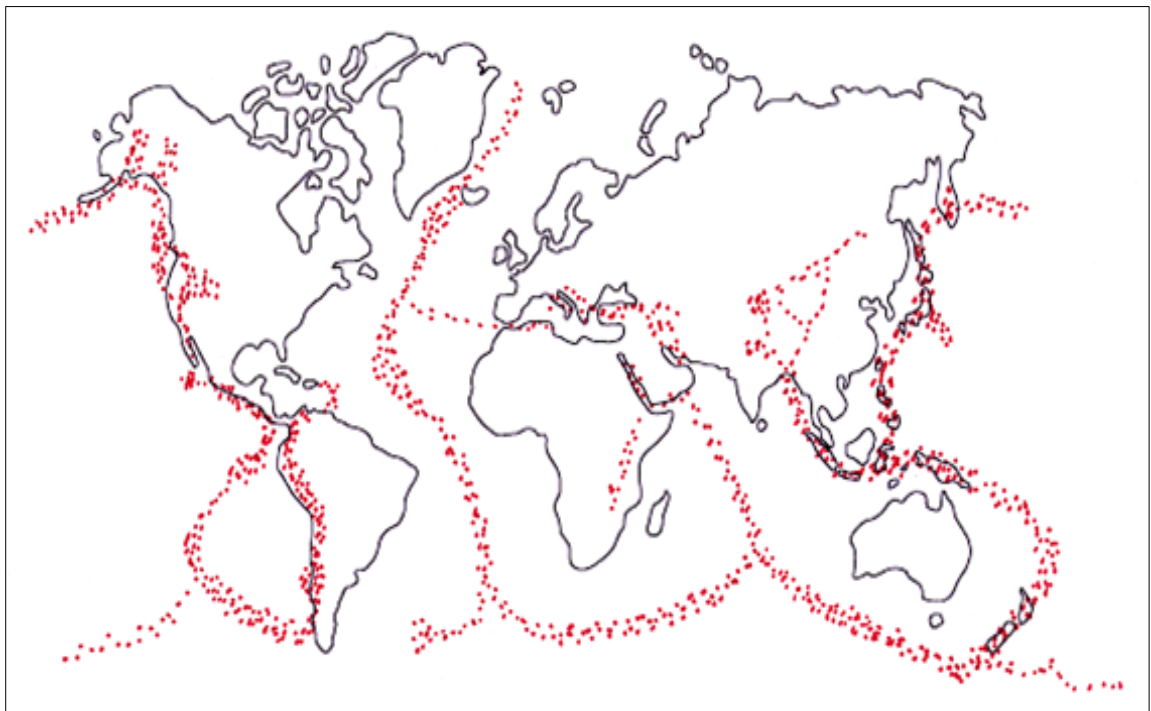


Figure 23. Localisation des épicentres des séismes dans le monde.

3.1.3. Tectonique souple et cassante (plis et failles)

La tectonique correspond aux phénomènes qui sont responsables des déformations des roches après leur formation. Ces phénomènes font intervenir des forces physiques importantes de compression, cisaillement, écartement.

Le volcanisme et les tremblements de terre sont les deux principales manifestations de la tectonique à l'échelle humaine. La déformation des roches est une conséquence à plus long terme de ces manifestations.

La tectonique est l'étude des déformations de la croûte terrestre et des structures qui en sont l'expression.

3.1.3.1. Plis

Un pli est une déformation des roches sous l'effet des contraintes. La roche, sous l'effet des forces tectoniques, n'a pas cassée mais pliée. Ce comportement "plastique" peut être celui de roches très rigides, d'habitude cassantes. En effet l'application sur une longue période de forces de faible intensité permet une modification graduelle de la roche (son plissement) au lieu de sa fracturation.

a) Élément d'un pli

Un pli se définit par divers éléments (Fig. 24) :

- la charnière, région où la courbure est maximale ;
- l'axe, ligne passant par le milieu de la charnière. Dans le cas d'un pli dans une série sédimentaire, les charnières de chaque couche définissent un axe du pli sur une coupe. En volume, ces axes définissent un plan axial du pli. Dans un pli, le sens de la courbure est donné par la direction de sa convexité
- les flancs situés de part et d'autre de la charnière sont les régions où la courbure est minimale. Lorsque les deux flancs sont inclinés dans le même sens, on appelle flanc normal celui qui, pour un anticlinal ou antiforme, est situé au-dessus de la surface axiale, et en-dessous de cette surface pour un synclinal ou synforme. L'autre flanc s'appelle flanc inverse ;
- l'angle d'ouverture, angle dièdre que l'on peut mesurer si les flancs sont assez plats. Le pli est ouvert si l'angle est très important, serré si l'angle est faible et isoclinal si ses flancs sont parallèles

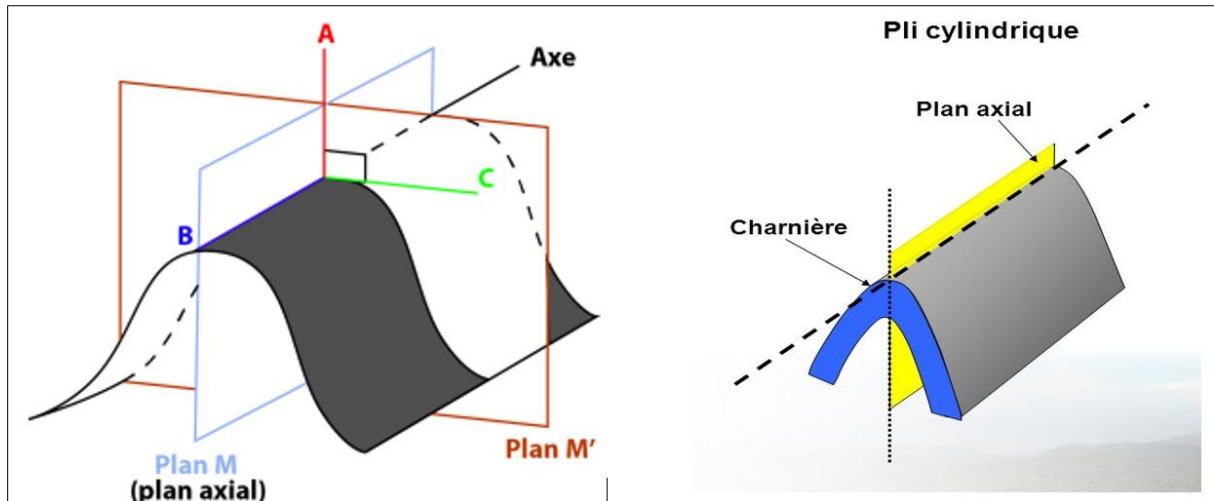


Figure 24. Elément d'un pli.

b) Type de plis

Un pli peut être **droit, déjeté ou couché**, en fonction de son axe central (vertical pour un pli droit, devient de plus en plus horizontal).

Lorsque les contraintes provoquent une rupture des couches, on obtient un pli-faille, La couche de roche se trouve alors scindée en deux parties.

En fonction de l'angle formé par les flancs du pli, le pli se dit **ouvert, serré ou isoclinal** (angle de plus en plus aigu).

Les plis peuvent avoir différentes échelles (de quelques centimètres à plusieurs kilomètres). Dans les plis à plus grande échelle, on distingue principalement deux types de plis, le pli **synclinal** et le pli **anticlinal**.

- Synclinal : Lorsque des couches sédimentaires de roches forment des plis, la partie d'une couche plissée qui forme un creux se nomme Synclinal. La couche la plus récente est à l'intérieur du pli. La couche la plus ancienne se trouve à l'extérieur du pli.

- Anticlinal : Lorsque des couches sédimentaires de roches forment des plis, la partie d'une couche plissée qui forme une bosse se nomme Anticlinal. La couche la plus récente est à l'extérieur du pli. La couche la plus ancienne se trouve à l'intérieur du pli.

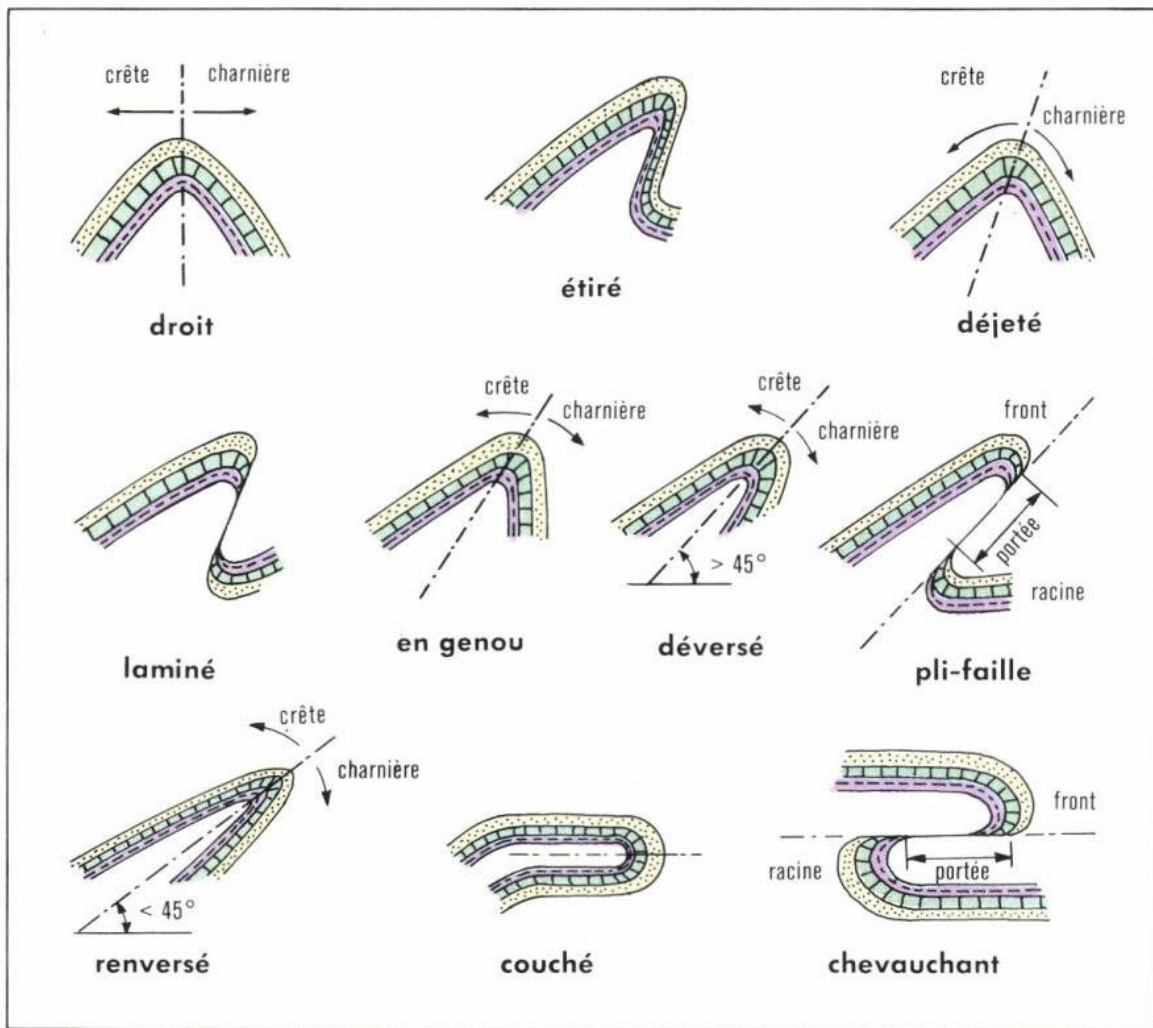


Figure 25. Les différents type de plis.

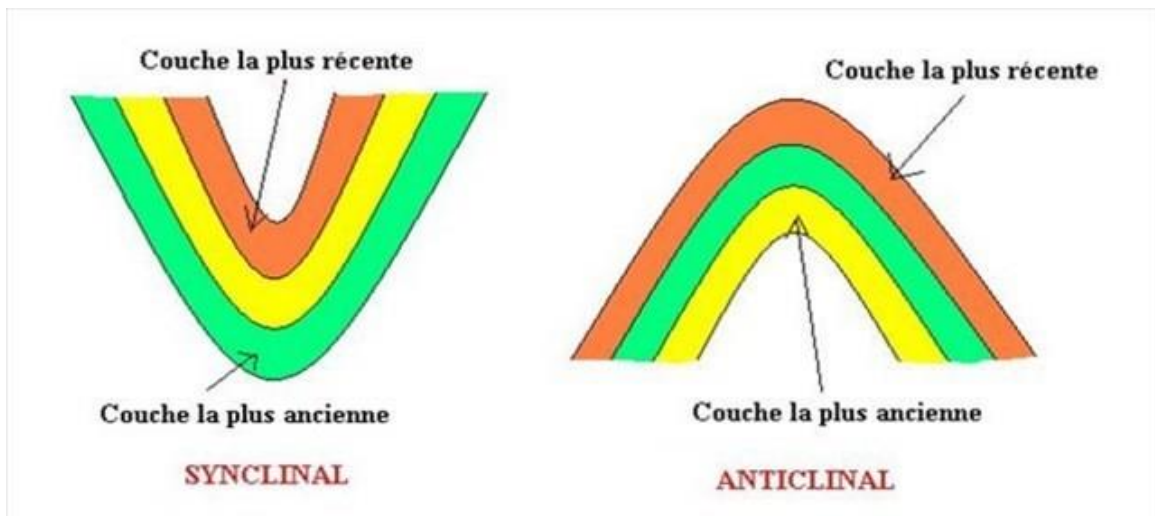


Figure 26. Synclinal et anticlinal.

3.1.3.2. Failles

Les failles sont des cassures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments. Ne sont pas confondu avec les diaclases (simples cassures sans déplacement). Les éléments d'une faille sont (Fig.25) :

- Plan de faille : surface le long de laquelle s'est fait le déplacement.
- Toit de la faille : compartiment situé au-dessus du plan de faille.
- Mur de la faille : compartiment situé sous le plan de faille.
- Rejet : distance qui sépare deux points situés de part et d'autre du plan de faille, et qui étaient en contact avant la cassure ; on en mesure surtout les composantes verticale et horizontale.

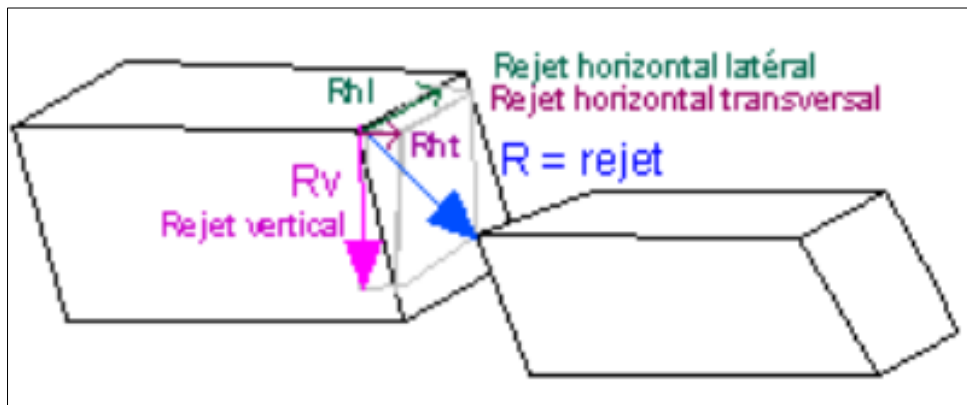


Figure 27. Les éléments d'une faille.

Il existe plusieurs types de failles :

a) Faille normale

Dans le cas d'une faille normale, le bloc au-dessus de la faille bouge vers le bas par rapport au bloc en dessous. Ce mouvement est créé par des forces en extension et provoque un allongement.

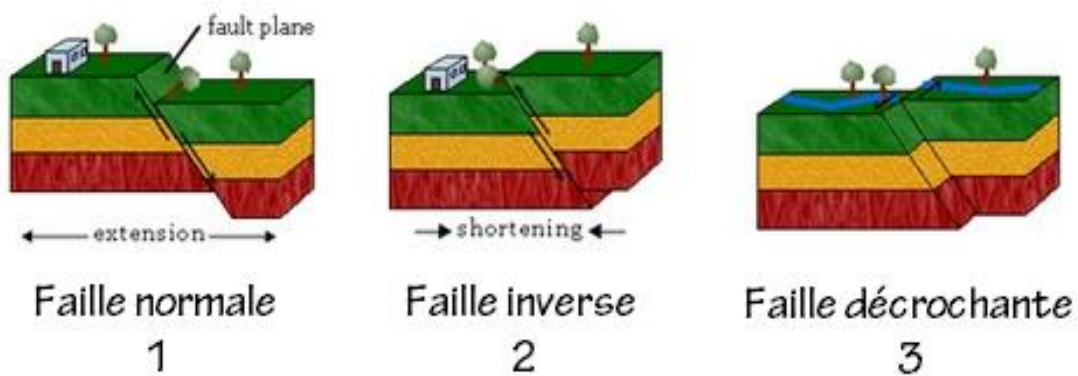
b) Faille inverse

Dans le cas d'une faille inverse, le bloc au-dessus de la faille bouge vers le haut par rapport au

bloc en dessous. Ce mouvement est créé par des forces en compression et provoque un raccourcissement.

c) **Failles de décrochement (ou coulissantes)**

Déchirures le long desquelles les mouvements étaient des coulissements horizontaux. Les surfaces de cassures des failles de décrochement sont à peu près verticales. Les failles de décrochement ont un rejet uniquement horizontal.



3.2. **Volcanologie**

La volcanologie est la science qui étudie le volcanisme. Un volcan est également désigné comme "édifice volcanique", est un relief créé par la sortie de matériel magmatique à la surface de la croûte terrestre.

3.2.1 **Les volcans**

Un volcan est composé d'un cône formé par le matériel éjecté pendant les éruptions, d'un ou plusieurs cratères et d'une ou plusieurs cheminées connectées à un réservoir magmatique. Sa forme, sa taille et donc sa caractérisation dépendent du magma qui l'alimente et des éruptions qu'il a connu.

3.2.1.1. **Structure d'un volcan**

Un volcan est formé de différentes structures que l'on retrouve en général chez chacun d'eux (Fig.29) :

- une chambre magmatique alimentée par du magma venant du manteau et jouant le rôle de réservoir et de lieu de différenciation du magma. Lorsque celle-ci se vide à la suite

d'une éruption, le volcan peut s'affaisser et donner naissance à une caldeira. Les chambres magmatiques se trouvent entre dix et cinquante kilomètres de profondeur dans la lithosphère ;

- une cheminée volcanique qui est le lieu de transit privilégié du magma de la chambre magmatique vers la surface ;
- un cratère ou une caldeira sommitale où débouche la cheminée volcanique ;
- une ou plusieurs cheminées volcaniques secondaires partant de la chambre magmatique ou de la cheminée volcanique principale et débouchant en général sur les flancs du volcan, parfois à sa base ; elles peuvent donner naissance à de petits cônes secondaires ;
- des fissures latérales qui sont des fractures longitudinales dans le flanc du volcan provoquées par son gonflement ou son dégonflement ; elles peuvent permettre l'émission de lave sous la forme d'une éruption fissurale.

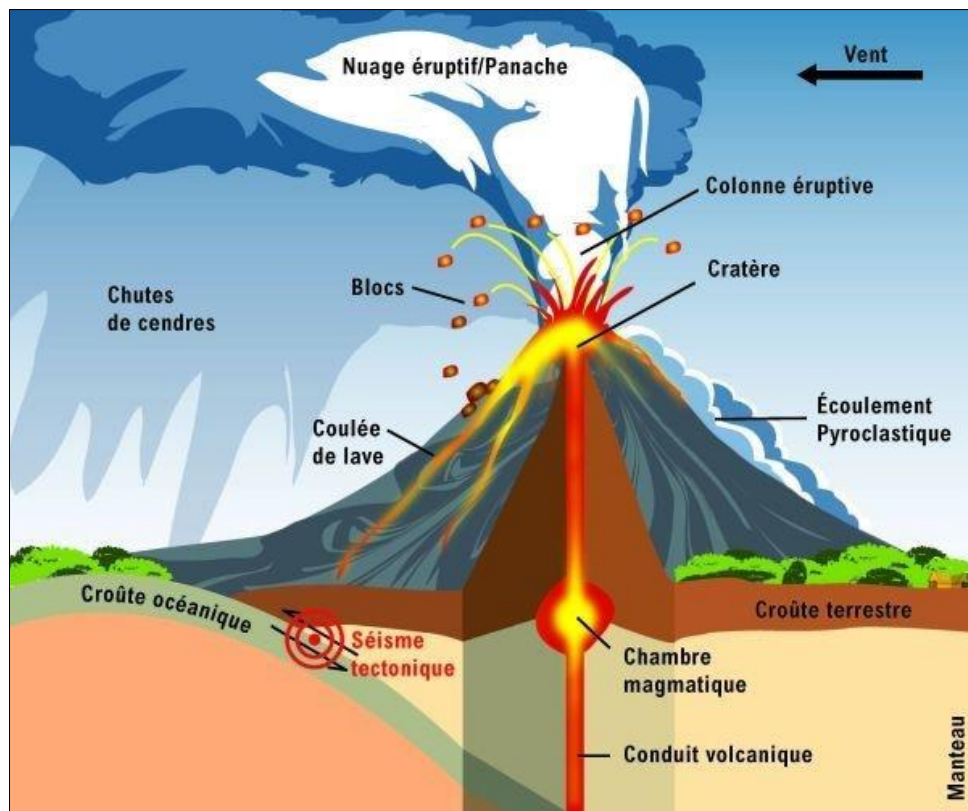


Figure 28. Schéma de la structure d'un volcan

Il est possible d'individualiser deux grandes familles de produits volcaniques du point de vue du faciès : Les coulées de lave et les projections pyroclastiques.

Les coulées de laves sont généralement produites par des volcans dont la lave est très fluide (basaltiques). Cette lave s'écoule facilement sur les flancs du volcan. Après refroidissement, ces coulées forment des roches volcaniques très compactes et très dures.

a) Les produits pyroclastiques sont générés lors d'éruptions volcaniques explosives par la détente brutale de gaz dans le conduit volcanique qui entraîne la fragmentation du magma. On distingue plusieurs types de projections pyroclastiques selon leur morphologie et leur taille. Il s'agit de :

- Les bombes volcaniques qui acquièrent une forme particulière lors de leur projection. Pour former ce type de bombe volcanique, le magma doit être peu visqueux et donc dans la plupart des cas basaltiques.
- Les bombes dites « en croûte de pain » se forment généralement à partir d'un magma visqueux. La croûte dure se refroidit très rapidement alors que le cœur de la bombe reste encore chaud et continu de dégazer. Les bulles continuent de grossir au cœur et cette augmentation de volume entraîne une fracturation caractéristique de la croûte figée.
- Les ponces sont des fragments de magmas qui ont emprisonnés une très grande quantité de bulles. Elles se forment généralement à partir de magmas acides très visqueux.
- Les scories basaltiques sont des fragments scoriacés sombres, riches en bulles émis par exemple lors d'éruptions de type Stromboliennes. En France on rencontre de nombreuses scories basaltiques au niveau des cônes stromboliens de la Chaîne des Puys
- Les cendres correspondent à la fraction la plus fine des projections émises lors d'une éruption volcanique. Le terme « cendre » peut porter à confusion car ce ne sont pas des cendres au sens de résidus de combustion mais uniquement des fragments de roches très fins. Au contact de l'air et de l'humidité ambiante, les cendres peuvent s'agglomérer en fines gouttelettes millimétrique que l'on appelle lapilli.

3.2.1.1. Eruption effusive ou explosive (Fig.30)

Un magma basique va provoquer une éruption effusive (les fameux volcans "rouges") alors qu'un magma acide va provoquer une éruption explosive (les volcans "gris").

Dans le cas d'une éruption effusive, le magma basique et donc fluide, contient peu de gaz. L'éruption va donc être caractérisée surtout par des coulées de lave, et un dégazage calme avec seulement quelques projections.

Au contraire, dans le cas d'une éruption explosive, le magma acide et donc visqueux, contient beaucoup de gaz. Celui-ci va se fragmenter pendant l'ultime remontée à la surface, ce sont donc les explosions de gaz et les très nombreuses projections qui vont caractériser ce type d'éruption, la lave étant trop visqueuse pour remonter à la surface.

3.2.3. Etude des magmas

On appelle magma un liquide généralement silicate, produit par la fusion des roches du manteau et/ou de la croûte terrestre. Les liquides magmatiques sont caractérisés par des propriétés physiques (température, viscosité) et chimiques (teneur en eau, en volatils, fugacité d'oxygène, concentrations élémentaires et compositions isotopiques), elles-mêmes dépendantes des environnements et conditions de formations.

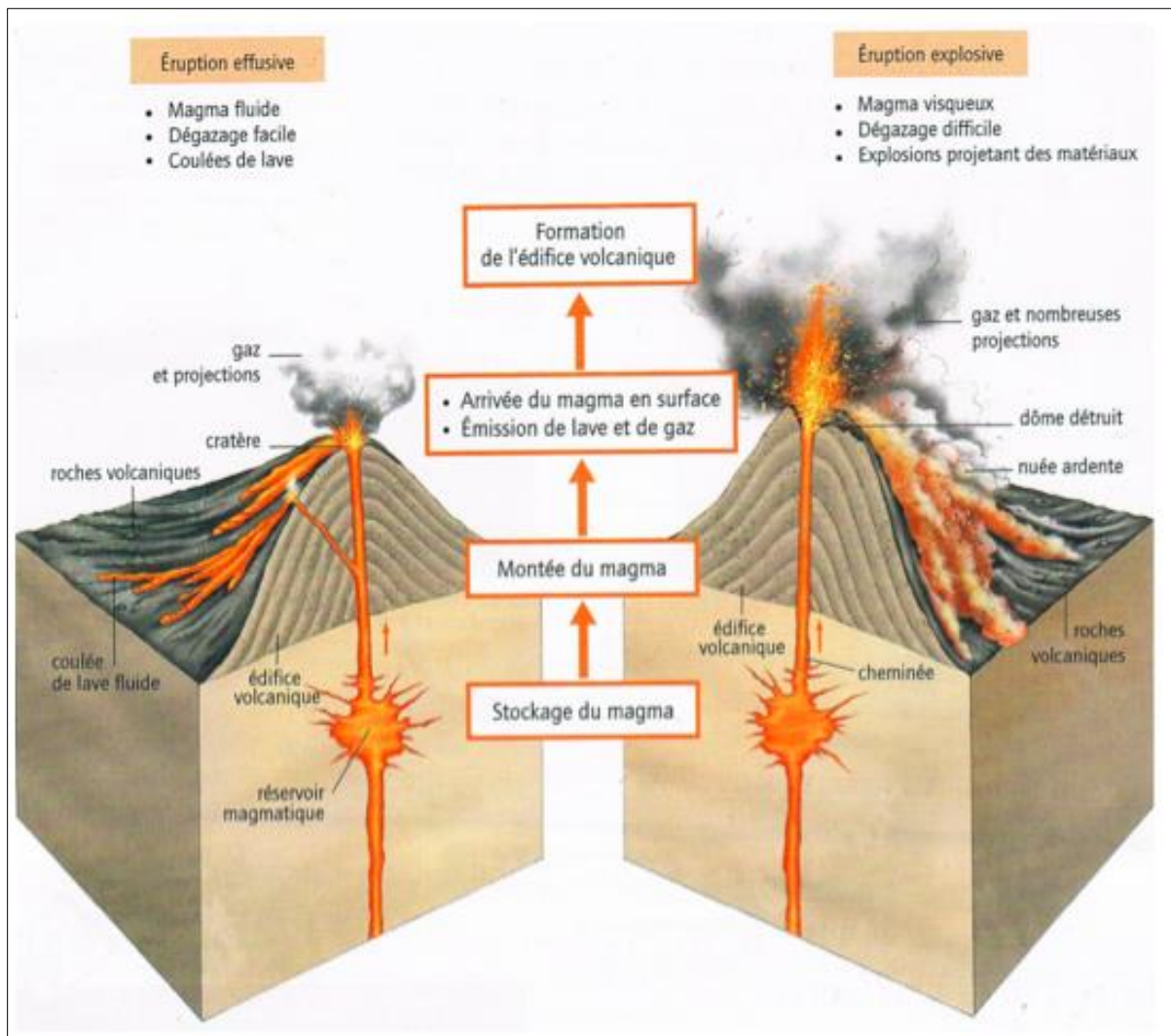


Figure 29. Schéma des deux types d'éruptions volcaniques

3.2.3.2. Les différents types de magma

Il existe, grossièrement deux grands types de magma : granitique et basaltique. Un magma granitique est un magma formé par la fusion de roches riches en silice, il est épais et visqueux. Un magma basaltique, moins riche en silice, sera lui beaucoup plus fluide. Quand un magma granitique remonte il existe, grossièrement deux grands types de magma : granitique et basaltique. Un magma granitique est un magma formé par la fusion de roches riches en silice, il est épais et visqueux. Un magma basaltique, moins riche en silice, sera lui beaucoup plus fluide. Quand un magma granitique remonte vers la surface il se solidifie généralement en profondeur car la température devient vite insuffisante pour le maintenir à l'état liquide. C'est pourquoi les granites se forment exclusivement en profondeur.

La température de solidification d'un magma basaltique étant beaucoup plus forte que celle des magmas granitiques (1200°C en surface contre 900°C) les magmas basaltiques arrivent le plus souvent à l'état liquide en surface. Ils donnent alors des éruptions. C'est un magma de ce type que l'on rencontre dans les volcans.

La viscosité d'un magma dépend de :

- sa température (plus c'est chaud, plus c'est fluide)
- la teneur en eau qui facilite l'hydrolyse de la silice et donc la fluidification du magma
- la teneur en gaz (plus il y a de gaz plus c'est fluide). Cette caractéristique est à l'origine de la nature explosive ou effusive des volcans.
- l'acidité du magma (plus le magma est basique, c'est dire de moins en moins riche en silice, plus il est fluide).
- la présence de Na, Ca, Mg, Fe qui permettent la formation de petites chaînes et renforcent donc la fluidité.

Lors de sa remontée vers la surface, le magma peut s'accumuler à certains endroits du manteau ou de la croûte. Ce sont les chambres magmatiques.

3.2.2. Les roches magmatiques

Les roches magmatiques résultent de la solidification (cristallisation, refroidissement) d'un magma. Le magma est un bain silicaté fondu, constitué d'une phase liquide (la plus importante), d'une phase solide (cristaux) et d'une phase gazeuse (0,1- 3%). Selon le mode de refroidissement du magma, on distingue deux types de roches magmatiques :

- Les roches plutoniques : formées par le refroidissement lent du magma en profondeur. Le magma aura le temps de bien cristalliser, et la roche possédera de gros minéraux visibles à l'œil nu.

- Les roches volcaniques, formées par le refroidissement rapide du magma en surface. Les minéraux n'auront pas le temps de bien cristalliser. Les roches volcaniques sont donc caractérisées par la présence de minéraux invisibles à l'œil nu.

3.2.2.1. Texture des roches magmatiques

La dimension et l'arrangement des grains de minéraux dépendent des conditions de cristallisation : Plus le refroidissement est lent, plus les cristaux peuvent se développer.

Les principales textures sont les suivantes :

- a- Texture grenue (ou phanéritique) (Fig. 31 A) : concerne les roches magmatiques dont les minéraux sont visibles à l'œil nu (de grandes tailles). C'est le cas des roches plutoniques.
- b- Texture vitreuse (Fig.31 B) : concerne les roches magmatiques qui sont entièrement ou en grande partie constituées de verre. C'est le cas des roches magmatiques qui ont refroidi très rapidement (en général sous l'eau).
- c- Texture microlithiques (ou aphanitique) (Fig. 31 C) : concerne les roches magmatiques qui ne montrent pas de cristaux visibles à l'œil nu. C'est le cas des roches volcaniques.



-A-



-B-



-C-

Figure 30. Texture des roches magmatiques : A) Texture grenue ;B) Texture vitreuse C) Texture microlithiques.

3.3. La tectonique des plaques

La lithosphère n'est pas une enveloppe continue. Elle est fragmentée et divisée en calottes sphériques de vastes dimensions (plusieurs millions ou même dizaines de millions de kilomètres carrés) nommées «plaques», qui se déplacent les unes par rapport aux autres. Si l'on s'en tient aux plus grandes, il existe aujourd'hui une quinzaine de plaques (Fig.32), où les noms des principales plaques sont donnés) ; mais leur nombre a varié au cours de l'histoire géologique. Entre les plaques, trois mouvements relatifs sont possibles :

- la divergence (l'écartement, perpendiculaire ou oblique par rapport à la frontière commune de deux plaques) ;
- la convergence (elle aussi perpendiculaire ou oblique) ;
- le coulisement bord à bord (la frontière des plaques est alors parallèle à leur mouvement relatif)

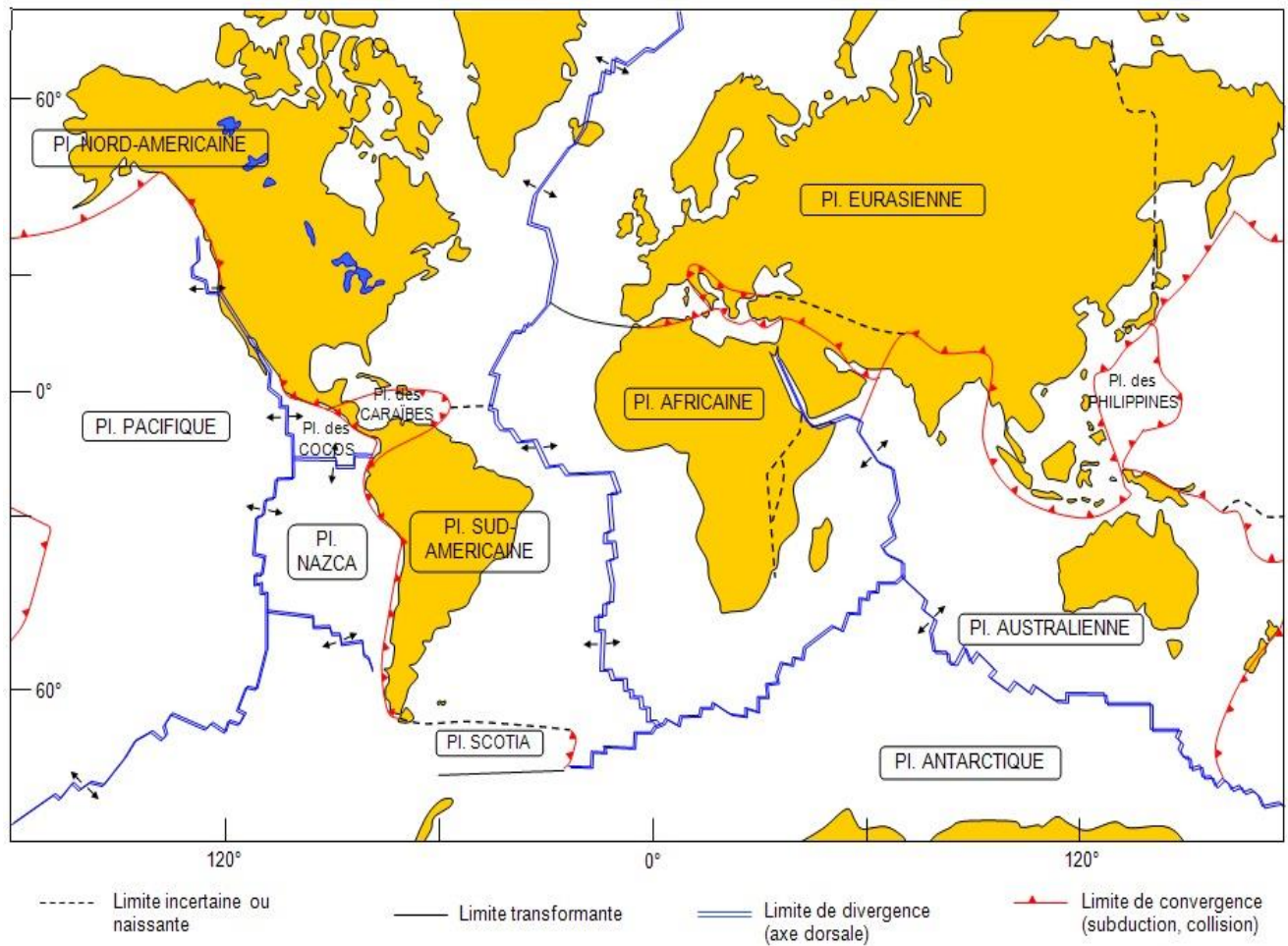


Figure 31. Les plaques lithosphériques.

3.3.1. Types de frontière entre les plaques

Les mouvements tectoniques entre les différentes plaques définissent trois types de frontières entre elles qui sont schématisé dans la figure ci-dessous.

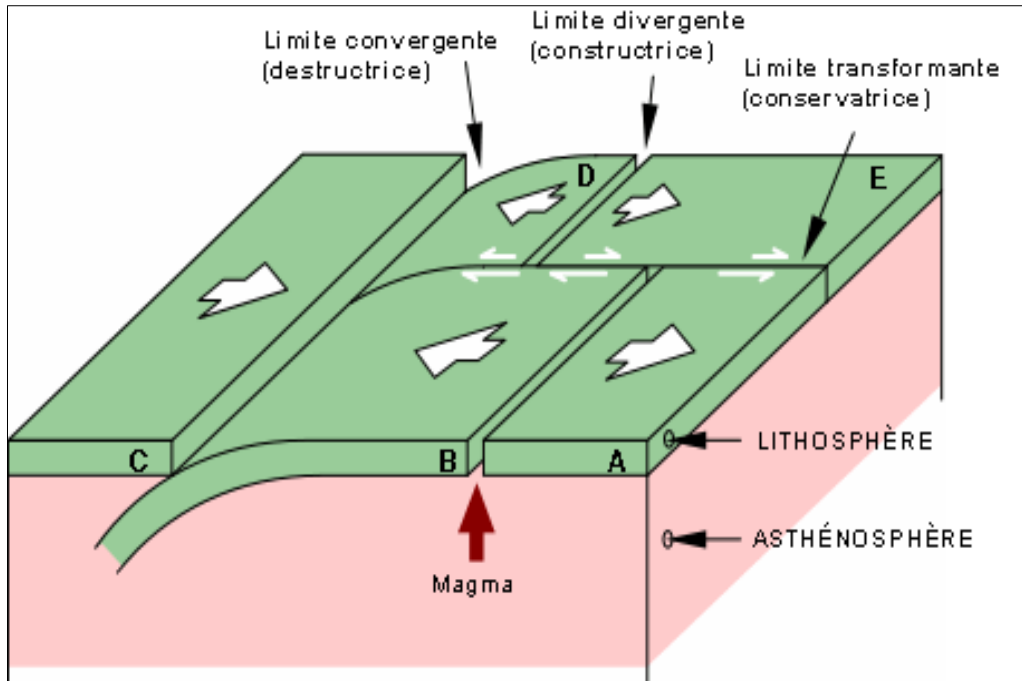


Figure 32. Schéma des trois types de frontières entre les plaques tectoniques.

- a) Quand une plaque s'éloigne d'une autre plaque on parle de frontière divergente. Le vide créé est rempli par le magma en vue de construire une nouvelle croûte océanique d'où le nom de frontières constructrice. (Exemple entre les plaques A et B, et D et E). La plupart de ce type de frontières se trouve creux au fond de l'océan (Fig.34). Entre ces deux plaques divergentes, la présence du magma crée de la nouvelle croûte océanique

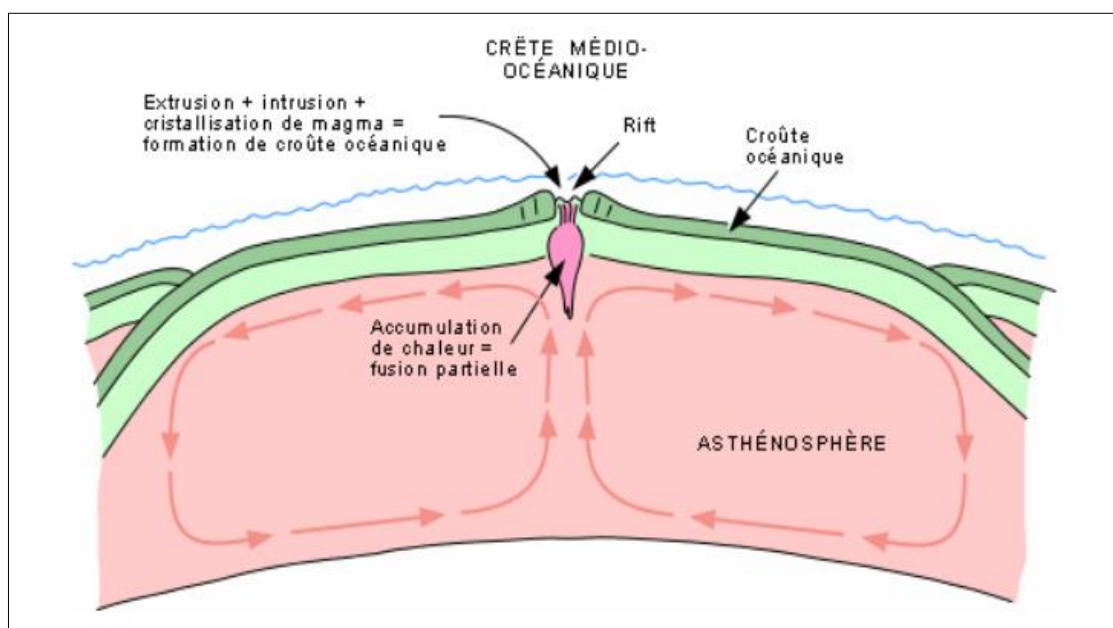


Figure 33.Processus de divergence entre plaques tectoniques.

b) Quand il y a deux plaques qui entre en collision, on parle alors de frontières convergentes. Cette collision entre les plaques détruit la matière des deux plaques d'où le non de frontière destructrice. (Exemple, entre les plaques B et C, et D et C). La surface terrestre de la croute est détruite aux frontières convergentes. On a trois types de collision :

- **Premier type de collision** : Quand deux plaque océanique convergent une des deux plaques (la plus denses, généralement la plus vieille) passe dessous de l'autre (Fig.35). On parle alors de zone de subduction et il y aura apparition de volcans

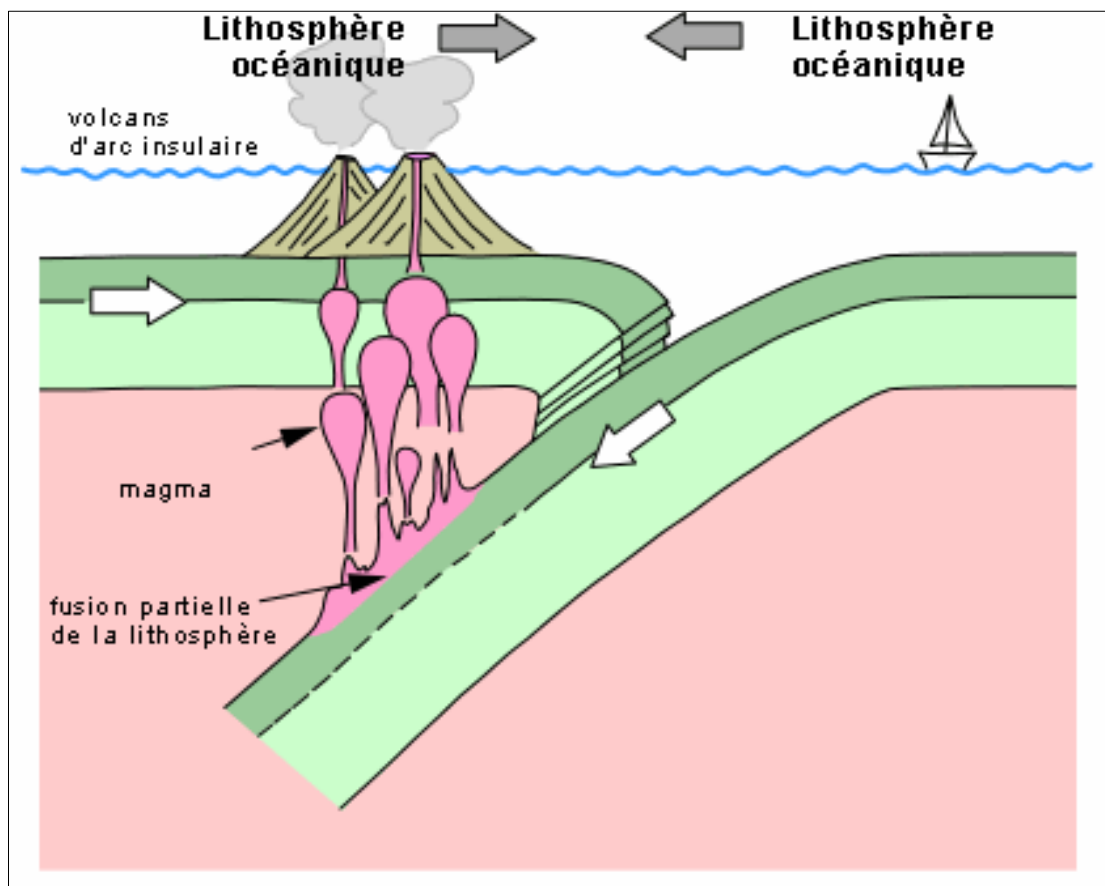


Figure 34.Convergence ou collision entre deux plaques océaniques.

- **Second type de collision** :

Quand une plaque océanique et une plaque continentale convergent (Fig.36), c'est toujours la plaque océanique qui passe en dessous car elle est la plus dense. Encore une fois, on parle de zone de subduction et il y aura apparition de volcans.

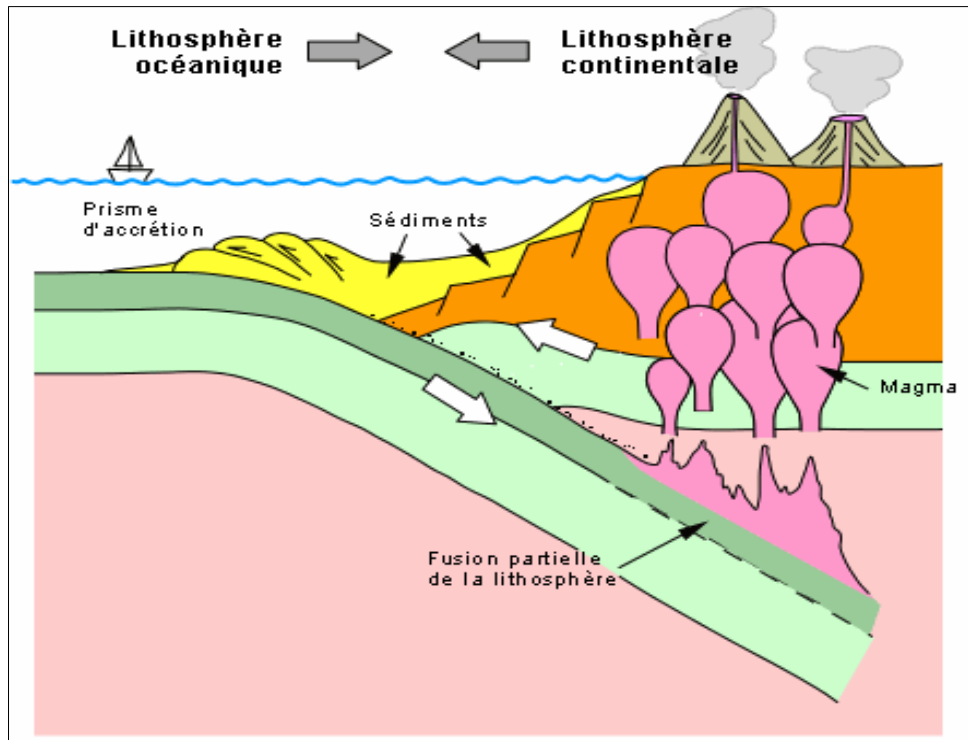


Figure 35. Convergence ou collision entre plaques océanique (gauche) et une plaque continentale (droite).

– **Troisième type de collision** : Quand deux plaques continentales convergent l'espace océanique qui se trouvait entre elles se referme sur le matériel sédimentaire du plancher océanique, au fur et à mesure de leur rapprochement (Fig.37). Il n'y a pas de zone de subduction ni d'activité volcanique car les deux croûtes sont presque aussi denses l'une que l'autre. Ce n'est que deux croûtes qui se frappent, causant une déformation de la frontière des deux plaques ce qu'on peut aussi appeler des chaînes de montagnes.

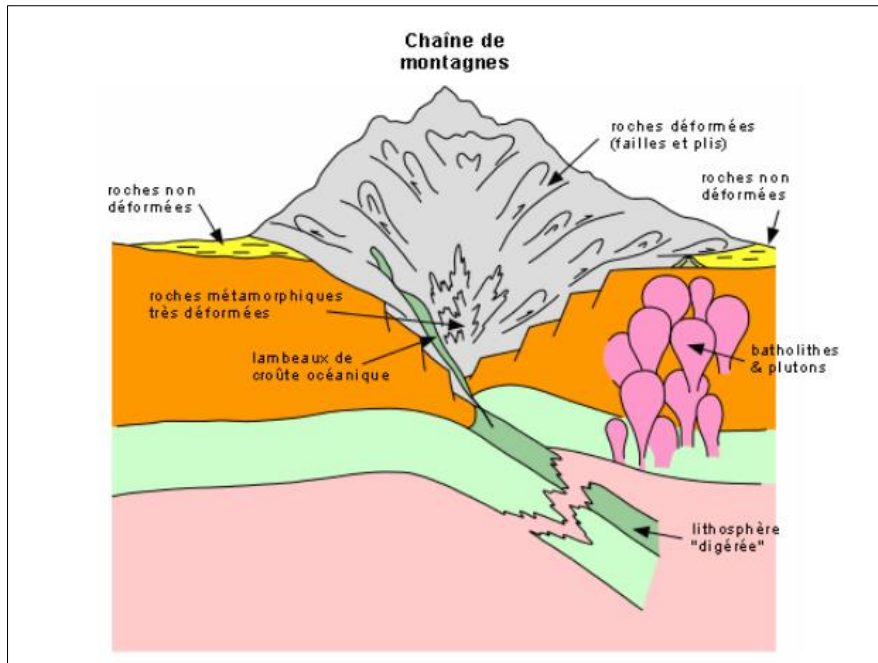


Figure 36. Convergence entre deux plaques continentales et formation des chaînes de montagnes.

- c) Les frontières transformantes correspondent aux régions où deux plaques coulissent l'une par rapport à l'autre. Les plaques glissent latéralement l'une par l'autre.
- Ces marges de glissements produisent de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère ; on utilise plus souvent le terme de failles transformantes.
 - Elles se trouvent le plus souvent dans la lithosphère océanique, et se forment lors du décalage entre une même dorsale océanique du fait de différences de vitesses d'expansion (Fig.38).
 - Parfois ces failles font le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).
 - La faille transformante la plus connue est celle de San Andreas en Californie : elle assure le relais du mouvement entre la limite divergente de la dorsale du Pacifique-Est, la limite convergente des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord et la limite divergente de la dorsale de Juan de Fuca (Fig.39).

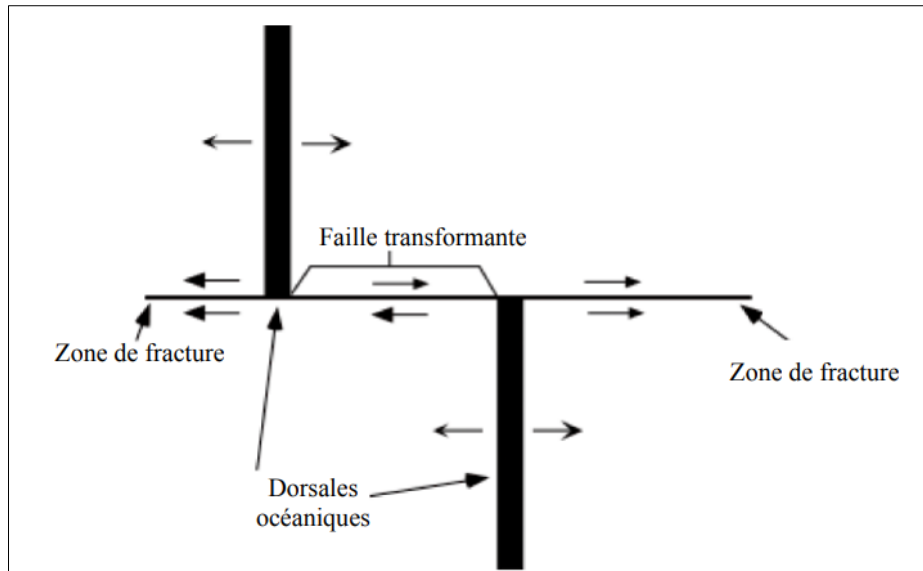


Figure 37. Schéma d'une faille transformante reliant deux dorsales océaniques.

Aujourd'hui



Dans 10 millions d'années



Figure 38. Faille de San Andreas en Californie.

Références

- Beaux J., Fogelgesang J., Agard P., Boutin V., 2011. ATLAS de géologie pétrologie. Dunod, Paris, 213p.
- Boillot G., Huchon P., Lagabrielle Y., Boutler., Boillot G., 2013 Introduction à la géologie - 5e édition - La dynamique de la Terre, Dunod, 256p.
- Bordi C., 2018. Mémento Géologie BCPST 1ère et 2ème années Scolaire. Universitaire Vuibert, 72p.
- Campy M., Macaire J.J., 1989. Géologie des formations superficielles. Masson.
- Dercourt J., 1999 Géologie : cours et exercices. Ed. Dunod, Paris, 40p.
- Dom C., Dominique C., 2011 Bien débuté en géologie Glénat, 64p.
- Foucault A., Raoult J., Cecca F., Platevoet B., 2014. Dictionnaire de Géologie, 8 e éd. Dunod, 416p.
- Peycru P., Fogelgesang J., 2015 Géologie tout-en-un BCPST 1re et 2e années - 2e éd.
- Price M., Walsh K., 2014. Roches et minéraux Dictionnaire et encyclopédie. Larousse 224p.