

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieure et de la Recherche Scientifique



Cours Polycopié de
1^{ère} Année Socle Commun L1: Sciences de la Nature et de la Vie

Matière

Géologie

Présenté par

Boulkroune Naima

Année Universitaire 2020/2021

Programme du module de Géologie 1^{ère} année Socle commun L1 Sciences de la Nature et de la Vie 2020-2021.

1) Géologie générale

- 1.1 Introduction
- 1.2 Le globe terrestre
- 1.3 La croûte terrestre
- 1.4 Structure de la terre

2) Géodynamique externe

2.1 Erosion

- 2.1.1 Action de l'eau
- 2.1.2 Action du vent

2.2 Dépôts

- 2.2.1 Méthodes d'études
- 2.2.2 Les roches sédimentaires
- 2.2.3 Notions de stratigraphie
- 2.2.4 Notions de paléontologie

3) Géodynamique interne

3.1 Séismologie

- 3.1.1 Etude des séismes
- 3.1.2 Origine et répartition
- 3.1.3 Déformations souples et cassantes (plis et failles)

3.2 Volcanologie

- 3.2.1 Les volcans
- 3.2.2 Les roches magmatiques
- 3.2.3 Etude des magmas

3.3 La tectonique des plaques

Chapitre1 Géologie générale

1.1 Introduction

La géologie (Géo : Terre et Logos, discours ou parole) Science comprenant l'étude du globe terrestre ou des parties de la terre directement accessible à l'observation et à l'élaboration des hypothèses qui permettent de reconstituer leur histoire et d'expliquer leur agencement. On parle aussi de la géologie d'une région pour l'ensemble des connaissances géologiques concernant cette région. La géologie est une des sciences parmi les plus anciennes. La géologie appartient au domaine des sciences de la terre (fig.1), elle a une relation directe avec les sciences biologiques, chimiques, physiques et mathématiques.

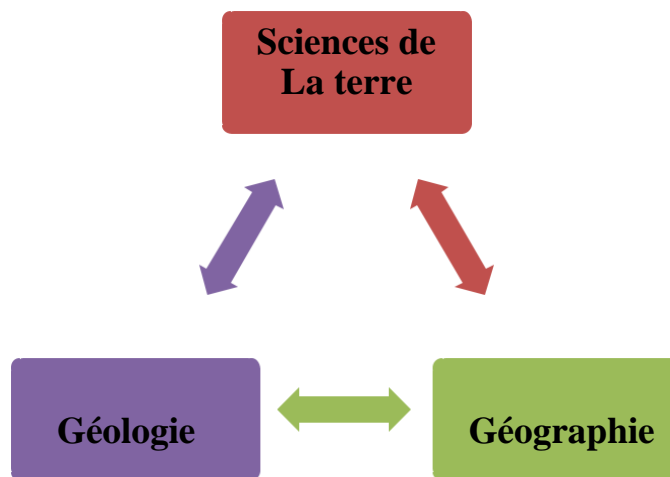


Fig.1 Spécialités des sciences de la terre

La géologie se divise en deux grands axes : La géologie fondamentale et la géologie appliquée.

Les spécialités de la géologie fondamentale sont:

Paléontologie, stratigraphie, paléoécologie, paléographie, géologie historique, géophysique, géologie structurale, géotectonique, cristallographie, minéralogie, pétrographie, géochimie (Tableau 1).

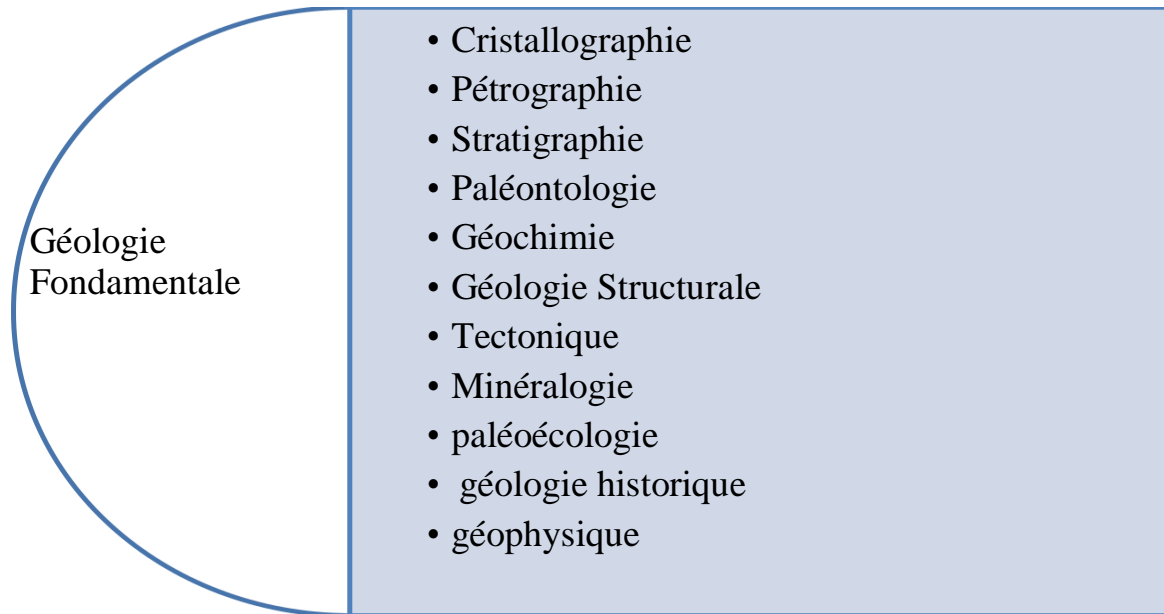


Tableau 1 : les spécialités de la géologie fondamentale

Les spécialités de la géologie appliquée sont :

La géologie minière, hydrogéologie, la géologie de l'ingénieur (géotechnique), la géologie pétrolière, la géologie de l'environnement, la géologie médicale (Tableau. 2)



Tableau 2 : les spécialités de la géologie appliquée

2.1 Le globe terrestre

Les caractéristiques du globe terrestre

La terre est une planète du système solaire. Elle a la forme d'un ellipsoïde de révolution un peu aplati aux pôles, dont les dimensions sont diamètre maximum 12758 km et diamètre minimum 12714 km. Le rayon est de 6370 Km, sa masse est de 5.9×10^{24} Kg et sa densité moyenne de 5.51 g/cm^3 . La terre est caractérisée par la présence de l'atmosphère et de l'hydrosphère.

2.2 L'atmosphère

L'atmosphère est l'enveloppe extérieure de la terre. Elle joue un rôle capital dans l'apparition et l'évolution de la vie, et détermine l'intensité des processus géologiques à la surface de la terre. L'enveloppe gazeuse de la terre, environnement dans lequel la vie subsiste, correspond

1. la sphère la plus dynamique et instable de cette planète. Le milieu contrôle la distribution de l'énergie à la surface du globe et beaucoup de transformations chimiques, en particulier d'origine photochimique, surviennent à ce niveau. De plus, c'est là que s'effectuent les échanges de matière (et d'énergie) avec le reste du système solaire et l'espace en général. Donc il est en contact très étroit avec les océans, la biosphère terrestre et la lithosphère et fonctionne comme un milieu de transfert de matière d'une sphère à l'autre. L'azote, l'oxygène et l'argon en constituent la majeure partie. En pourcentage, le volume de ces gaz reste constant dans l'atmosphère jusqu'à une hauteur voisine de 100 km. Cependant à l'échelle des temps géologiques, la quantité d'oxygène n'est pas restée constante, ce gaz étant impliqué dans les processus du monde vivant et d'autres dans des interactions chimiques. Parmi les gaz les moins abondants, les gaz nobles, Ne, He, Kr et Xe apparaissent aussi en quantité bien déterminé. D'autres gaz mineurs, parmi lesquels les principaux sont le dioxyde de carbone, la vapeur d'eau, le méthane, l'oxyde nitreux et l'hydrogène, montrent des concentrations variables dans l'espace et dans le temps. La vapeur d'eau est l'exemple extrême, avec un écart atteignant trois ordres de grandeur. Pour un constituant, la variabilité indique un temps de résidence court dans l'atmosphère, résultant de la prédominance des termes sources (et vidange) par rapport aux quantités accumulées et les taux de transport et de mélange (Junge, 1963). Les différentes enveloppes et l'atmosphère sont : troposphère, stratosphère, mésosphère et la thermosphère (Fig. 2).

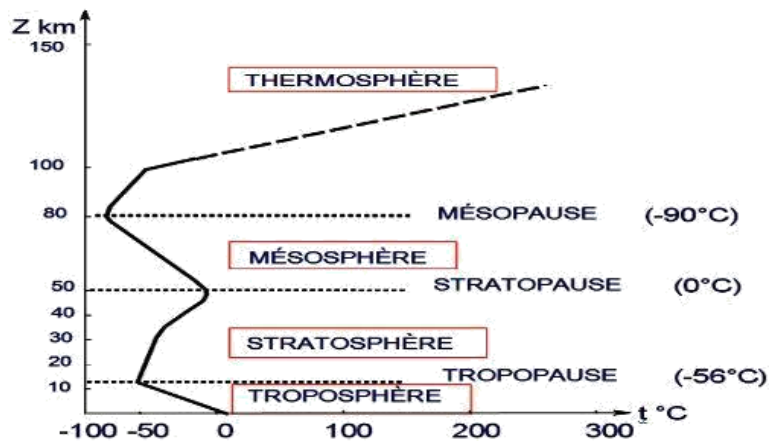


Fig. 2 Les enveloppes de l'atmosphère (Météo France éducation)

2.3 Biosphère

La biosphère est l'ensemble des organismes vivants avec leurs milieux de vie, dans la totalité des écosystèmes présents que ce soit dans la lithosphère, l'hydrosphère ou dans l'atmosphère. Par ses capacités réactionnelles, sous l'effet de l'énergie solaire, les parties de la biosphère sont capables d'altérer les autres sphères. Infinie et de manière non-planifiée, ces transformations et ces interactions vont permettre de maintenir des conditions favorable à la vie. La biosphère est donc un système ouvert, complexe et autorégulé dans lequel les rétroactions positives et négatives jouent un rôle important. La biosphère échange de l'énergie et de la matière avec les autres systèmes (Fig. 3).

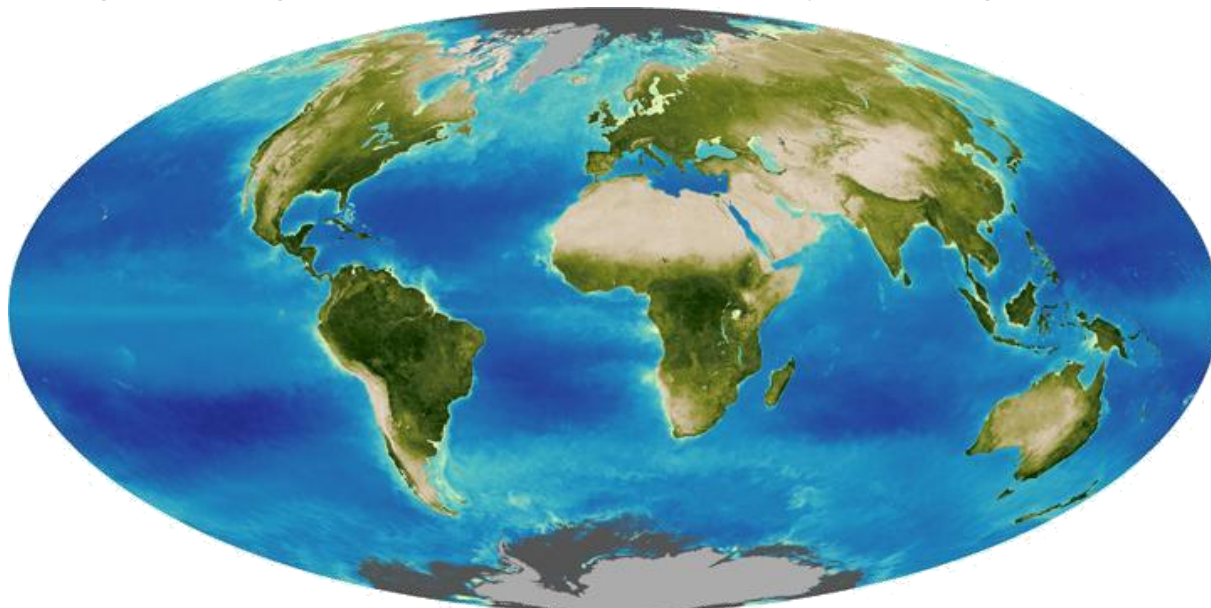


Fig. 3 biosphere(earth observatory.nasa.gov)

2.4 Hydrosphère

Hydrosphère : ensemble des réserves d'eau de la terre

L'eau recouvre 71% de la surface de la terre. L'ensemble des réserves d'eau de la terre s'appelle l'hydrosphère. L'hydrosphère est constituée de mers et d'océans et des cours d'eau (fleuves, rivières, torrents), des réserves souterraines, des glaces (glaciers, banquises, icebergs, neige) et des différentes formes d'eau présentes dans l'air (nuage, vapeur d'eau).

On distingue deux sortes d'eau.

L'eau salée (97%) est présente dans les mers et les océans, l'eau douce (3%) est présente dans les lacs, les cours d'eau, les eaux souterraines les glaces et dans l'atmosphère (Fig. 4).



Fig. 4 : le cycle de l'eau (US. Department of the interior, US. Geological Survey)

STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE

I.1. Introduction

La Terre est constituée d'une série de couches concentriques de propriétés chimiques et/ou physiques différentes. La structure interne de la Terre a été mise en évidence en grande partie grâce à l'étude de **la propagation des ondes sismiques** émises pendant les grands tremblements de terre.

I.2. Les couches de compositions chimiques différentes (Figure 5)

Selon la composition chimique, on distingue trois parties principales : la croûte, d'épaisseur allant de 10 à 70 kilomètres, puis le manteau, qui s'étend de la base de la croûte jusqu'à une profondeur de 2900 kilomètres et enfin le noyau.

La croûte : la composition chimique de la croûte est connue par l'observation directe des roches (le plus grand forage jamais réalisé, celui de la presqu'île de Kola en Russie, atteint 12 kilomètres de profondeur) et par l'étude des ondes émises par les séismes proches ou par les séismes provoqués. La croûte est divisée en deux parties : la croûte continentale et la croûte océanique.

1.3.2 La croûte continentale

S'étend sur 30 à 70 km (l'épaisseur maximale est atteinte sous les régions montagneuses) et possède près de la surface la composition moyenne des granites. La croûte continentale est caractérisée par la présence des roches sédimentaires, métamorphiques et la discontinuité de Conrad. La densité est de 2.7 (Fig. 5-6).

1.3.1 La croûte océanique

Dans laquelle on distingue, du haut en bas, sous une tranche d'eau de 4.5 km en moyenne (Fig. 5-6-7)

Couche 1 : Composée de sédiments, elle est épaisse près des dorsales et de quelques kilomètres près des continents. Elle est en moyenne de 300 m ; la vitesse VP est de 2 km /s, sa densité varie entre 1.93 et 2.3

Couche 2 : Socle composée par des basaltes, l'épaisseur est de 1.7 ± 0.8 km, la vitesse VP varie entre 4 et 6 km/s, la densité est de 2.55

Couche 3 : Couche océanique, formée par des gabbros dont l'épaisseur est de 4.8 km, la vitesse VP est de 6.7 km/s, la densité est de 2.95

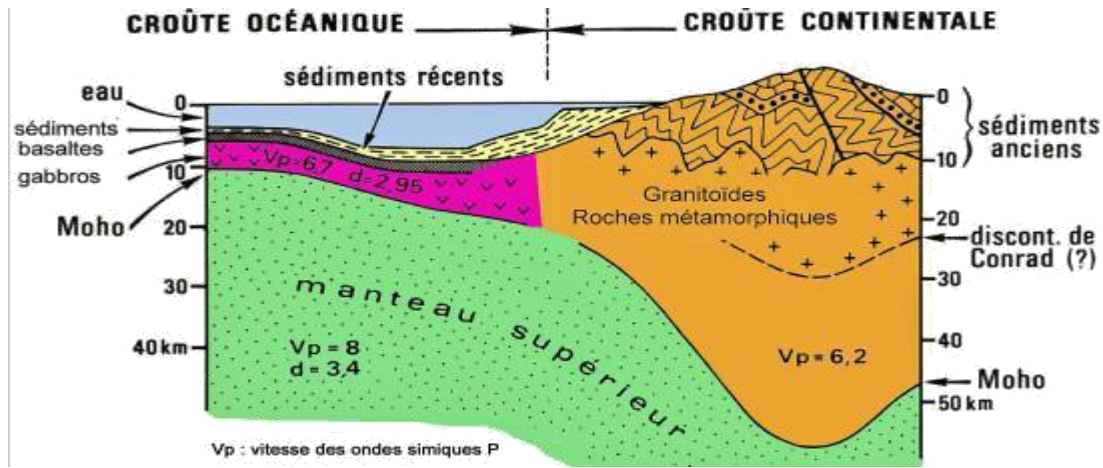


Fig. 5 Croûte terrestre

1. Le manteau : sous le Moho s'étend le manteau qui occupe 83 % du volume de la Terre et représente 67 % de sa masse. Il s'étend en profondeur jusqu'à environ 2900 km. La composition moyenne du manteau est celle d'une roche nommée péridotite (roche ultrabasique riche en silicates de magnésium et de fer) composée d'olivine, de pyroxène et de grenat. La composition chimique moyenne du manteau ne change pratiquement pas, mais la minéralogie du manteau varie en fonction de la profondeur (voir le paragraphe sur les couches de propriétés physiques différentes).

Une ultime discontinuité située à 2900 km de profondeur, sépare le manteau inférieur du noyau. Elle se traduit par une augmentation de densité de $5,5 \text{ g/cm}^3$ à 10 g/cm^3 : c'est la discontinuité de **Gutenberg**, découverte en 1913.

Le noyau : constitue la partie centrale de la Terre. Il est divisé en deux couches : le noyau externe (la brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique que le **noyau externe** est liquide) et le **noyau interne** ou graine (solide), séparé par une discontinuité (discontinuité de **Lehmann**) à 5150 km de profondeur. A la limite entre ces deux couches, la densité passe de $12,3 \text{ g/cm}^3$ à environ $13,3 \text{ g/cm}^3$, et atteint $13,6 \text{ g/cm}^3$ au centre de la Terre, soit à 6371 km. Le noyau serait formé de fer et d'un peu de nickel. Cette hypothèse s'appuie sur la composition chimique d'une classe de météorites (les météorites de fer) considérées comme les restes des noyaux de petites planètes (astéroïdes) différenciées.

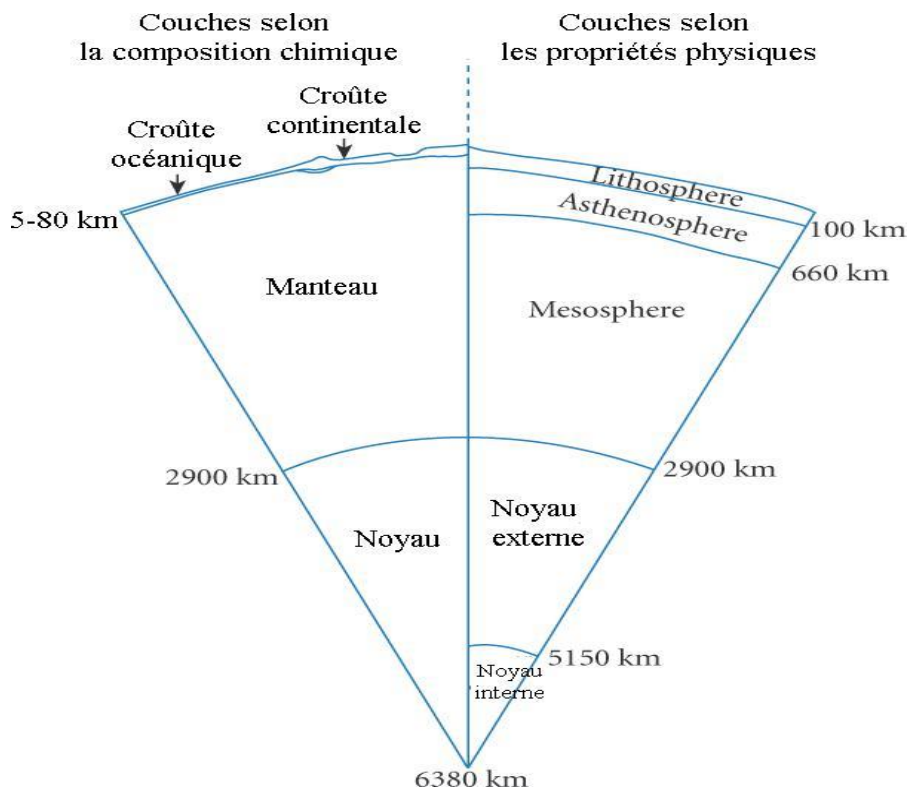


Figure 6 : Structure interne de la Terre selon la composition chimique (à gauche) et les propriétés physiques des couches (à droite) (D'après Hefferan et O'Brien, 2010, Earth Materials)

I.3. Les couches de propriétés physiques différentes (Figures 5 et 6)

Des discontinuités sismiques ont été mises en évidence dans le manteau de la Terre et sont dues principalement aux changements des propriétés physiques. Il est important de rappeler qu'il n'existe pas de changements majeurs de composition chimique dans le manteau. On distingue ainsi : la lithosphère, l'asthénosphère et la mésosphère. Cette division de la structure interne du globe est à la base de la théorie de la tectonique des plaques.

- A) **La lithosphère** : est caractérisée par sa rigidité et son élasticité. La vitesse des ondes sismiques est élevée. Son épaisseur est de 100 km en moyenne (70 km sous les océans et 130 km sous les continents). La lithosphère est composée de la **croûte terrestre** (océanique et continentale) et d'une **partie du manteau supérieur** (manteau lithosphérique).
- B) **L'asthénosphère** (J. Barrell, 1914, du grec *asthenos*, sans résistance): est située sous la lithosphère et se compose de roches qui ont une rigidité faible. Les roches de l'asthénosphère sont relativement malléables et

peuvent être facilement déformées. Les températures dans cette région sont proches du point de début de fusion partielle de la péridotite. L'asthénosphère est divisée en deux parties :

- b) **L'asthénosphère supérieure**, qui s'étend entre 120 km et 250 km, appelée **LVZ** (low velocity zone : zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques. La vitesse de propagation des ondes sismiques diminue dans cette région). C'est la couche où la péridotite subit une fusion très faible, ce qui lui permet de se déformer facilement. Dans cette zone à faible vitesse de propagation entre 100 à 250 km, il n'existe pas de diminution en densité ou en composition. Cette zone est de même composition que le reste du manteau,

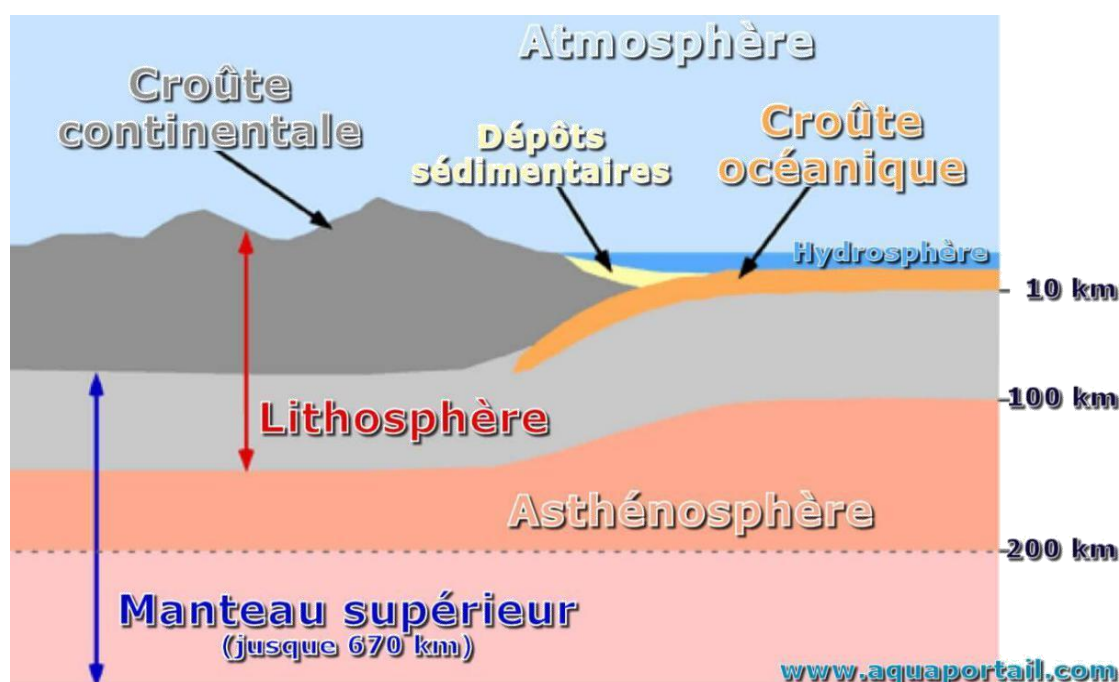


Fig7. Lithosphère et Asthénosphère (www.aquaportail.com)

mais elle est moins rigide, moins élastique et plus ductile que le manteau environnant.

L'asthénosphère inférieure, qui s'étend de 250 km à 670 km de profondeur. Les roches redeviennent relativement rigides (malgré la température élevée, à cause des fortes pressions qui compriment les roches). Une discontinuité sismique a été mise en évidence dans cette couche à 400 km de profondeur. Elle est due à un changement de la structure de l'**olivine** (qui est l'un des principaux minéraux de la péridotite). Lorsqu'on comprime les cristaux d'olivine en laboratoire à une pression correspondant à 400 km de profondeur, les atomes se réarrangent en formant un polymorphe plus dense. Dans le cas de l'olivine, le

réarrangement d'atomes ressemble à la **structure** que l'on trouve dans la famille de minéraux appelée **spinnelle**. La densité d'olivine augmente de 10%. On appelle **discontinuité sismique à 400 km**, l'augmentation des vitesses des ondes sismiques due à la transition polymorphique olivine-**phase « spinnelle »** (ne pas confondre avec le minéral spinelle, non silicaté).

- **La manteau inférieur ou mésosphère** (du grec *meso*, moyen ou milieu): qui s'étend de 670 km à 2900 km de profondeur. Cette couche est caractérisée par une nouvelle discontinuité sismique à une profondeur de 670 km. La densité du manteau augmente de 10%. Cette discontinuité serait due aux conditions de température et de pression à cette profondeur qui conduisent à une nouvelle transformation minéralogique, les minéraux de l'asthénosphère inférieure seraient remplacés par un assemblage de minéraux de type **perovskite silicatée** et d'**oxyde de magnésium**. La discontinuité de 670 km correspond aussi à la profondeur maximale des foyers des tremblements de terre.

Notons que les 300 derniers kilomètres du manteau inférieur forment une zone fortement hétérogène sur les plans thermique et chimique. On pense que la base du manteau est le siège d'importantes réactions chimiques entre les silicates du manteau et le fer liquide du noyau. Cette couche a reçu le nom de **couche D''**.

- Enfin, le noyau est divisé en deux couches selon les propriétés physiques : un noyau externe liquide et un noyau interne ou graine (solide) séparé par une discontinuité (discontinuité de **Lehmann**) à 5150 km de profondeur.

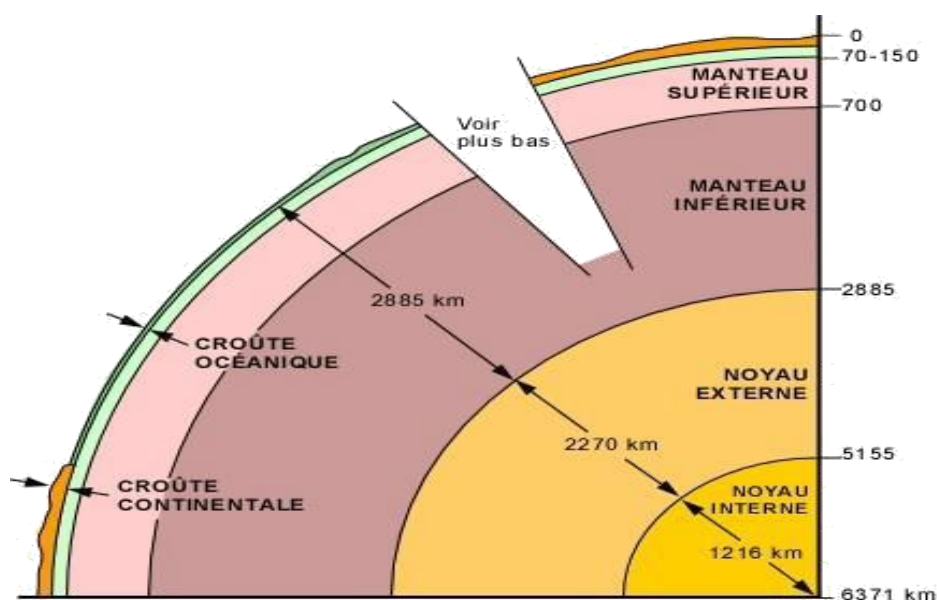


Fig8. Structure interne de la terre (u.laval.can)

Remarques :

- La température augmente avec la profondeur et atteint 1200°C à la base de la lithosphère, 4500°C à la limite entre le manteau et le noyau et dépasse probablement 6600°C au centre de la Terre.
- La Terre est essentiellement **solide**. La seule zone liquide à l'intérieur de la Terre est le noyau externe (entre 2900 et 5100 km de profondeur). La LVZ dans le manteau supérieur est une zone où existe un début de fusion très faible, mais n'est **pas liquide**. Enfin, il existe près de la surface, au-dessous des volcans actifs, des chambres magmatiques où existent des magmas liquides. L'état solide à l'intérieur de la Terre malgré des températures élevées est dû aux fortes pressions qui y règnent et qui empêchent la fusion des roches.
- Le noyau externe liquide est responsable du champ magnétique externe de la Terre. Les courants de convection qui agitent le fer liquide produisent un effet dynamo qui engendre le champ magnétique.
- Dans l'asthénosphère, les courants de convection sont responsables du mouvement des plaques tectoniques (lithosphère).

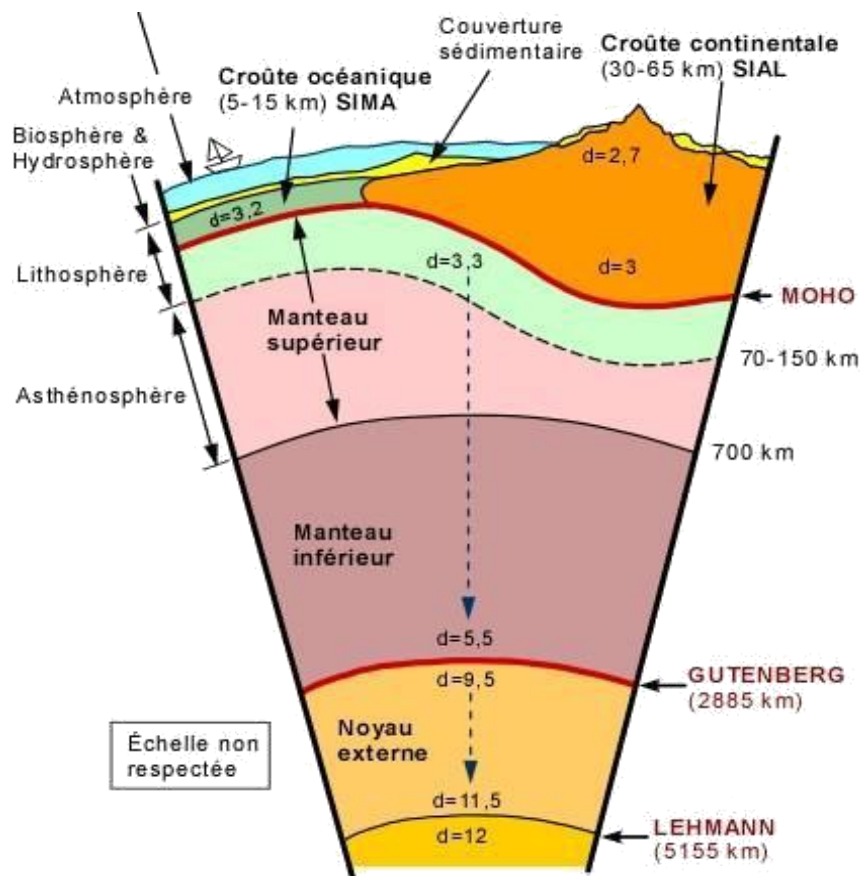


Fig 9. Les différentes discontinuités de la terre (univ.laval.can)

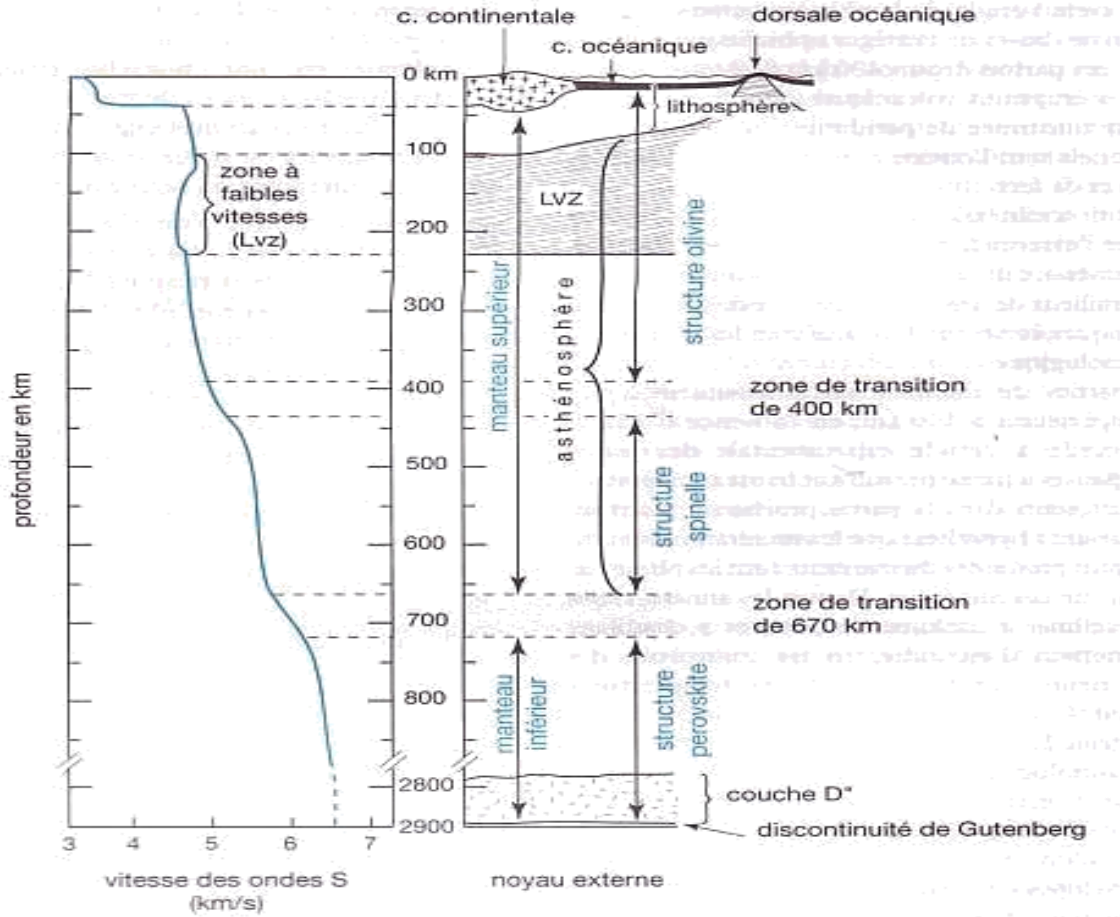


Fig 10 : Détails de la structure interne de la Terre selon les propriétés physiques. A gauche : variation des vitesses des ondes sismiques transversales (S).

(D’après Brahic et al., 1999, Sciences de la Terre et de l’Univers)

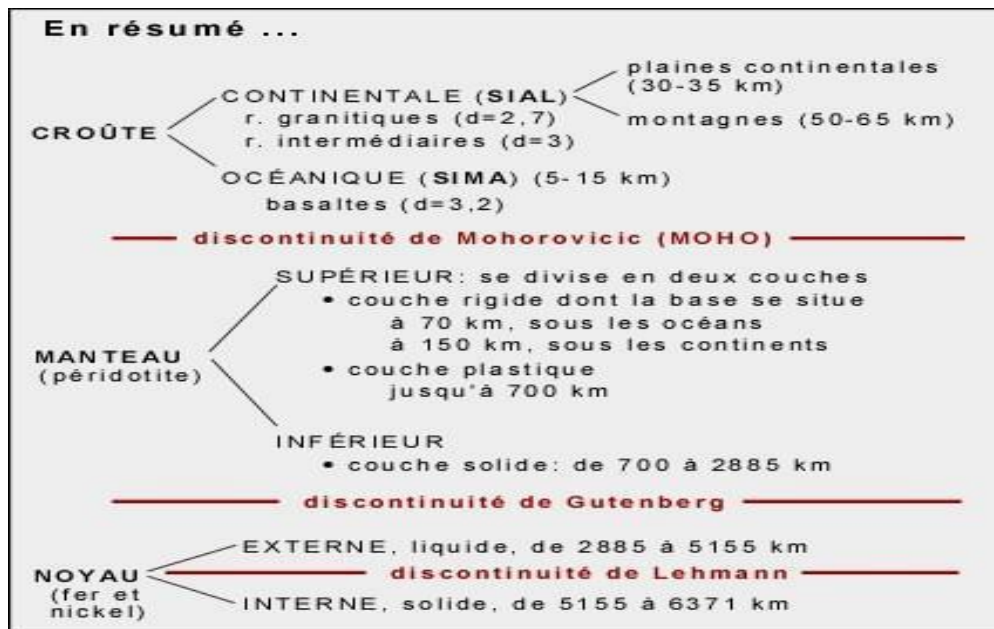


Tableau 3 : résumé de la structure interne de la terre

Les ondes sismiques de volume

L'onde P se déplace créant successivement des zones de dilatation et des zones de compressions. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde, à la manière d'un «slinky.» Ce type d'onde est assimilable à une onde sonore. Dans le cas des ondes S, les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport au sens de propagation de l'onde (Fig. 11).

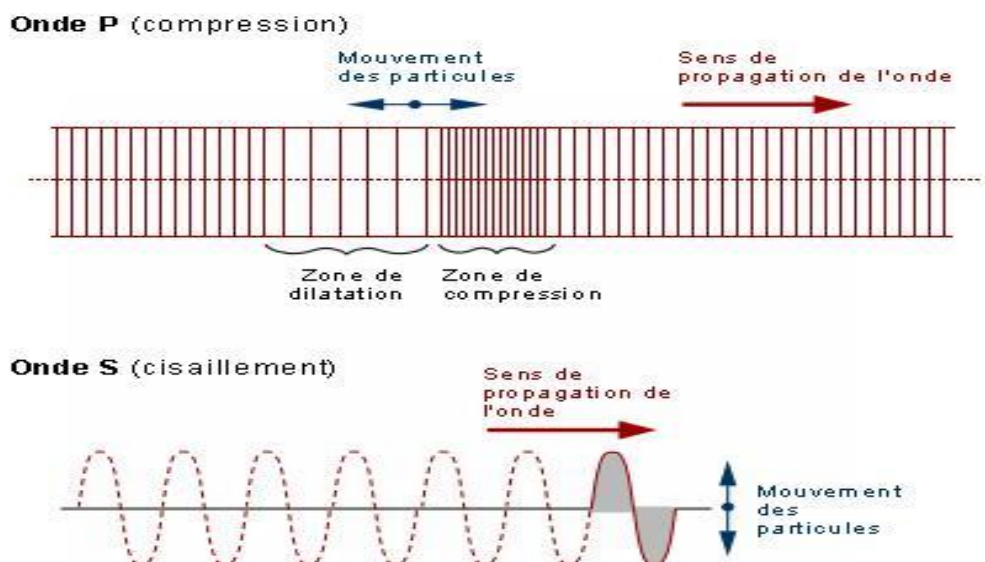


Fig. 11 Les ondes de volumes

La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont été déduits de l'analyse du comportement des ondes sismiques. Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides et les gaz, alors que les ondes S ne se propagent que dans les solides. On sait aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent (Fig. 12).

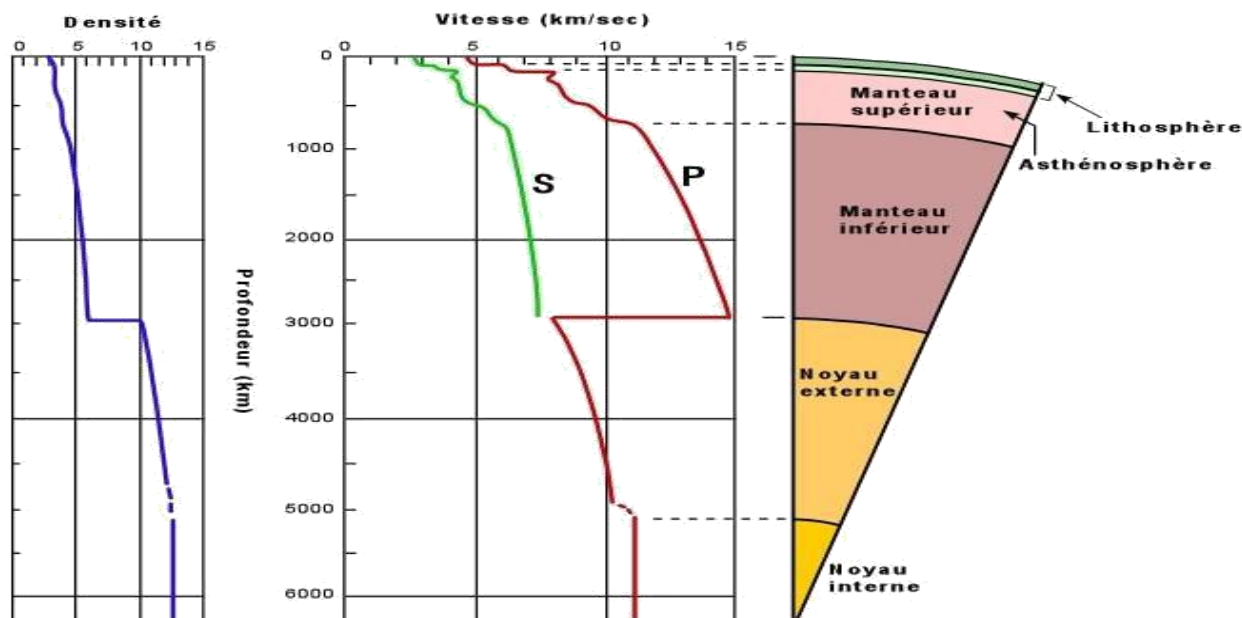


Fig. 12 Propagation des ondes sismique

La brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique qu'on passe d'un solide (manteau inférieur) à un liquide (noyau externe). L'augmentation progressive de la vitesse des ondes P et S dans le manteau indique une augmentation de densité du matériel à mesure qu'on s'enfonce dans ce manteau. La chute subite de la vitesse des ondes P au contact manteau-noyau est reliée au changement d'état de la matière (de solide à liquide), mais les vitesses relatives continuent d'augmenter, indiquant une augmentation des densités. Plus en détail, au contact lithosphère-asthénosphère, on note une légère chute des vitesses de propagation des ondes P et S correspondant au passage d'un matériel solide (lithosphère) à un matériel plastique (asthénosphère).

La composition de la croûte terrestre est assez bien connue par l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages. Notre connaissance du manteau et du noyau est, cependant, plus limitée. Malgré tous les efforts déployés à cet effet, aucun forage n'a encore traversé le MOHO.

Chapitre 2 : Géodynamique externe

2.1 Erosion

Les roches des continents subissent au contact de l'atmosphère et de l'hydrosphère, une altération. Cette altération par désagrégation chimique et/ ou mécanique conduit à la formation d'éléments dissociés par des agents d'érosion.

L'érosion regroupe les actions des processus exogènes qui enlèvent le sol et la roche d'un endroit sur la croûte terrestre, puis le transporte à un autre endroit où il est déposé. Les érosions sont naturelles, qu'elle soit le fait de l'action du vent, de l'eau ou de produits chimiques.

L'action de l'eau, du vent, de la glace et de la gravité représentent les facteurs de l'érosion ou agents de la géodynamique externe.

Les facteurs de la géodynamique externe agissent sur les formations (roches) par le phénomène d'altération. Cette dernière se divise en altération mécanique et altération.

2.1.1 L'altération mécanique

Un massif qui affleure à la surface de la croûte terrestre n'est jamais absolument compact et homogène. En effet, il présente des surfaces de discontinuité dues, soit aux stratifications pour les roches sédimentaires, soit aux plans de cassures (diaclasses, failles) provoqués par les mouvements tectoniques. Ces plans de discontinuité constituent alors des plans de faiblesse mécaniques (provoquant les glissements rocheux, les éboulements, ...) et des plans d'infiltration des agents d'altération (principalement l'eau). L'altération mécanique provoque une désagrégation du massif sans modification minéralogique.

2.1.1.1 Les variations de température et le gel (thermoclastie et cryoclastie)

Les variations quotidiennes de température (pouvant atteindre 50° C dans les régions désertiques) collaborent à la découpe du massif en différents blocs. D'une part, la roche est un mauvais conducteur thermique, sa surface se contracte ou se dilate alors beaucoup plus qu'en profondeur. D'autre part, les fissures préexistantes permettent le passage de l'eau, qui en gelant écarte progressivement les fissures ou diaclasses.

2.1.2 L'altération chimique

Les agents d'altération chimique sont : l'eau, l'oxygène, le gaz carbonique, les acides produits par les bactéries et les racines, le facteur thermique, les conditions de drainage et de circulation des eaux.

2.1.1. L'action de l'eau

Généralités

C'est le facteur d'érosion le plus important.

Les eaux de précipitations arrivent au sol et se répartissent en trois parties :

- Une partie s'évapore (eaux d'évaporation)
- Une partie s'écoule à la surface du sol (les eaux de ruissellement)
- Une partie s'infiltré et alimentera les eaux souterraines (eaux d'infiltration)
- La nature de la roche : perméable, imperméable
 - Le relief : plaine, pente...
 - Le type de précipitations : orage, pluie fine...
 - Les différents types d'écoulement et leurs conséquences :

a) Les eaux de ruissellement

On les appelle les eaux sauvages à cause de leur écoulement anarchique, en petits filets à la surface du sol. Le résultat est fonction de la nature du terrain :

- ***Terrains homogènes***

Ravinement : sur un terrain argileux, marneux ou schisteux et après une forte pluie, les eaux empruntent les fissures du sol qui vont s'élargir peu à peu pour donner des rigoles (vallées très encaissées) par disparition des interfluves

Remarque : les effets de cette érosion sont souvent catastrophiques car elle aboutit à des '***bad-lands***'

Lapiez : dans le cas où les eaux sont riches en gaz carbonique et sur un terrain calcaire on aboutit à des lapiez.

- ***Terrains hétérogènes***

Dépôts morainiques, ces eaux entraînent les sédiments fins. Des blocs resteront perchés pour former :

2. Les « ***cheminées de Fée*** »
3. Les « ***demoiselles coiffées*** » (**Figure 13**).



Fig. 13 Demoiselles coiffées (cheminées de Fée)

b) Les écoulements en nappe

Après un orage, l'eau s'écoule à la surface du sol qui est saturé, sous forme d'une nappe continue. Ces écoulements se rencontrent généralement dans les zones désertiques ou subdésertiques. Ce sont des eaux circulant dans un chenal ou lit (simple ou anastomosé).

Elles sont caractérisées par : Un débit (m^3/s), une charge solide : c'est la quantité de matériaux transportés par unité de surface et par unité de temps et un niveau de base c'est le niveau de base le plus bas qu'un cours d'eau peut atteindre un potentiel érosif.

L'érosion de certaines régions correspond l'ablation d'une tranche de matériaux à la surface d'un continent entraîne un rééquilibrage des masses; il y a remontée de l'ensemble de la lithosphère continentale.

En contrepartie, la surcharge due à l'addition de sédiments sur la lithosphère océanique crée un enfoncement qu'on appelle de la subsidence.

L'érosion par les cours d'eau n'est pas uniforme sur toute la largeur (ni la longueur). En effet elle est importante au niveau :

- des chenaux des torrents des gorges des rivières
- des parties concaves des méandres d'où les notions de :
 - bras mort phénomène de capture érosion régressive déplacement des lignes de crête et des lignes de partage des eaux.

1 La neige et les glaciers

2.1.2 L'action du vent

Le vent constitue un facteur important d'érosion et de transport des sédiments à la surface de la planète. 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) (**Figure 14**) se trouvent entre les latitudes 10° et 30° de part et d'autre de l'équateur.

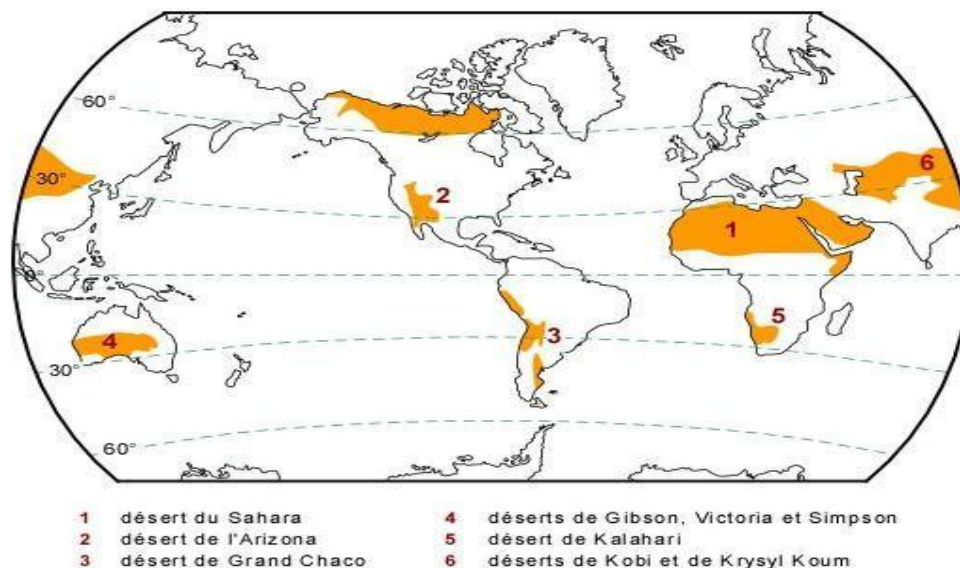


Fig. 14 Les grands déserts du monde

Ces régions sont constamment sous des conditions de haute pression atmosphérique où descend l'air sec, ce qui est aussi vrai pour les régions polaires qui sont aussi considérées comme désertiques compte tenu qu'elles reçoivent moins de 20 cm/an de précipitations (en équivalent pluie). La répartition des déserts est déterminée par la circulation atmosphérique (**Figure 15**) qui, elle, dépend de la radiation solaire.

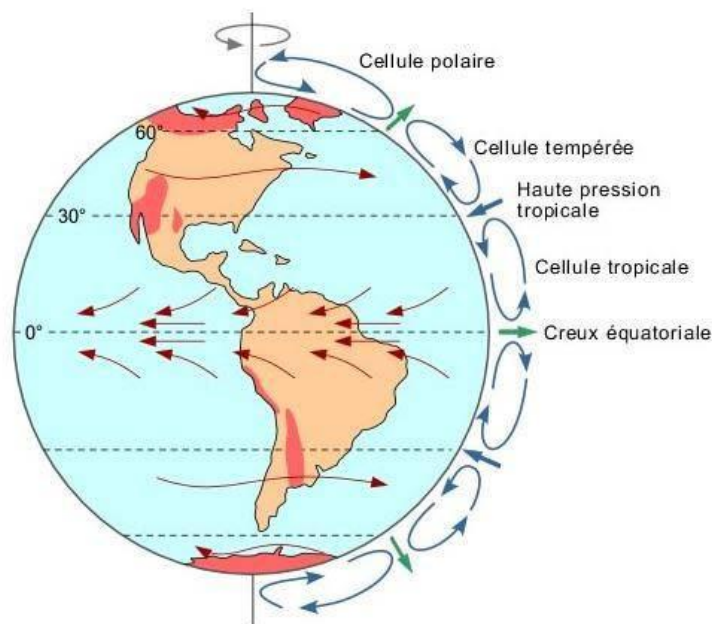


Fig. 15 La circulation atmosphérique

L'air chauffé dans les régions équatoriales a tendance à monter. Il se crée donc à l'équateur, un flux d'air ascendant qui détermine une zone de basse pression: le

creux équatorial. Arrivé dans la haute atmosphère plus froide, cet air ascendant très humide condense et forme les nuages et pluies de la zone équatoriale. L'air se débarrasse donc de son humidité; il s'assèche. Il redescend au niveau des latitudes 30°, sous forme d'un air très sec, pour former une zone de haute pression. Ce couple ascension-descente forme une cellule de circulation atmosphérique, la cellule tropicale. Ceci engendre une autre cellule atmosphérique, la cellule tempérée qui crée, autour des latitudes 60°, des courants ascendants. Plus vers les pôles, les cellules polaires vont ramener dans les cercles polaires de l'air sec. Il en résulte que les régions qui se situent à la hauteur des latitudes 30° et 90°, dans les deux hémisphères, sont balayées par de l'air sec.

C'est pourquoi on y retrouve les grandes zones désertiques, non pas à l'équateur, comme on pourrait le penser puisqu'il y fait le plus chaud, mais autour des latitudes 30°. Il peut sembler paradoxal de qualifier les cercles polaires de déserts, mais effectivement, même s'il y fait froid, ce sont des déserts où les précipitations sont minimales.

Dans les déserts, l'agent principal d'érosion et de transport des matériaux est le vent. Si le vent peut agir si efficacement pour éroder et transporter les particules, c'est qu'il n'y a ni humidité, ni végétation pour retenir celles-ci et les stabiliser. Le vent qui balaie la surface du sol entraîne donc facilement ces particules. Les particules sont transportées selon trois modes (**Figures 16**).

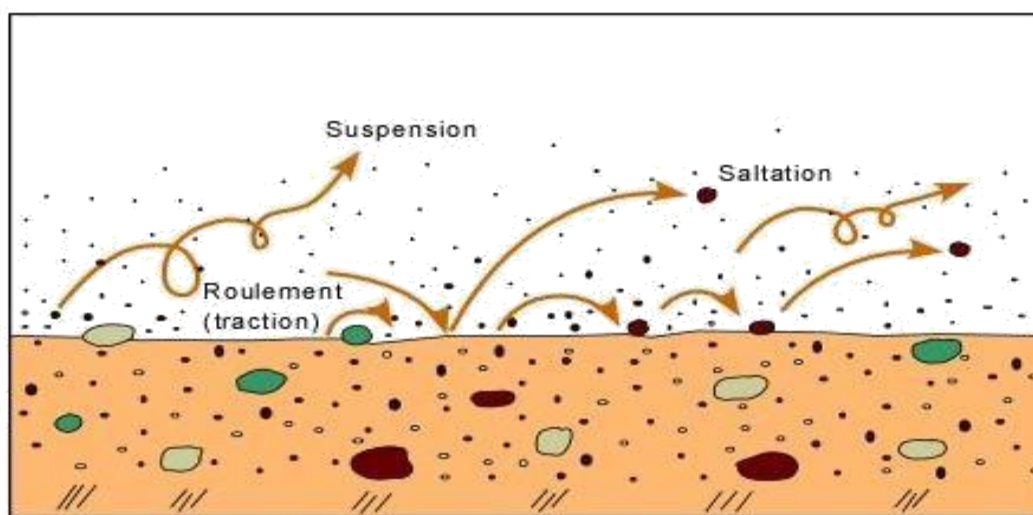


Fig. 16 Types de transport des particules

Les plus grosses se déplacent par roulement ou glissement (**traction**) à la surface du sol, sous l'effet de la poussée du vent ou des impacts des autres particules. Les particules de taille moyenne (sables) se déplacent par bonds successifs (**saltation**). Les particules très fines (poussières) sont transportées en **suspension** dans l'air (lœss), souvent sur de très grandes distances.

Il en résulte deux structures importantes des déserts : les pavements de désert (**Figure 17**) et les champs de dunes (**Figure 18**).



Fig. 17 les pavements de désert

Le vent entraîne les particules de la taille des sables, mais n'a pas l'énergie nécessaire pour soulever ou rouler les plus grosses particules. Ainsi, ces plus grosses particules se concentrent progressivement à mesure de l'ablation des sables pour former finalement une sorte de pavement qui recouvre les sables et les stabilise, ce qui, par exemple, permet aux véhicules robustes de rouler aisément.

Les sables transportés par le vent s'accablent sous forme de dunes (**Figure 18**).



Fig. 18 les dunes

Ces dernières se déplacent, sous l'action du vent, par saltation des particules sur le dos de la dune; elles viennent de déposer sur le front de la dune, soit par avalanche, soit parce qu'elles sont piégées par le tourbillon que fait le vent à l'avant de la dune. C'est ce qui cause la structure interne en laminae parallèles inclinées qui indiquent le sens du déplacement de la dune.

2.2 Les dépôts

2.2.1 Méthodes d'études

Si les roches ignées forment le gros du volume de la croûte terrestre, les roches sédimentaires forment le gros de la **surface** de la croûte. Quatre processus conduisent à la formation des roches sédimentaires: l'altération superficielle des matériaux qui produit des particules, le transport de ces particules par les cours d'eau, le vent ou la glace qui amène ces particules dans le milieu de dépôt, la sédimentation qui fait que ces particules se déposent dans un milieu donné pour former un sédiment et, finalement, la diagenèse qui transforme le sédiment en roche sédimentaire. Le matériel sédimentaire peut provenir de trois sources : une source terrigène, lorsque les particules proviennent de l'érosion du continent; une source allochimique, lorsque les particules proviennent du bassin de sédimentation, principalement des coquilles ou fragments de coquilles des organismes; une source ortho chimique qui correspond aux précipités chimiques dans le bassin de sédimentation ou à l'intérieur du sédiment durant la diagenèse (Fig. 19).

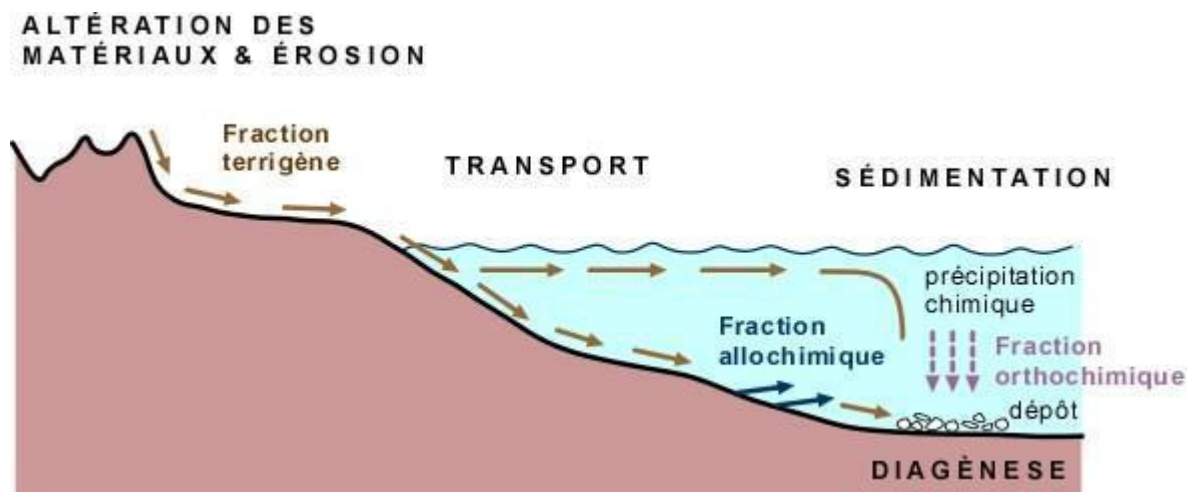


Fig. 19 Altération des matériaux et érosion

2.2.2 Les roches sédimentaires

Les roches sédimentaires font parties inhérentes du cycle géologique, puisque leurs constituants (grains ou ions solubles) résultent de l'altération de roches ou de sédiments préexistants. Ces constituants ont subit un certain transport et qu'ils se sont déposés et ils ont été précipités ou bio précipités dans un bassin de sédimentation. L'évolution post dépôt de ces sédiments (diagenèse) les transforme en roches sédimentaires. Ces roches peuvent subir un métamorphisme et être à leur tour soumises à l'altération lors de leur passage à la surface des continents

Les roches sédimentaires se divisent en trois grandes classes :

- A) Roches sédimentaires détritiques
- B) Roches sédimentaires chimiques
- C) Roches sédimentaires organiques

A) Les roches sédimentaires détritiques

Elles sont formées de particules minérales issues de l'altération de roches préexistantes. Comme il s'agit de matériel issu des continents, on les appelle aussi terrigènes. Ces particules sont transportées par l'eau, la glace, le vent, des courants de gravité et sont déposées lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue (ou lors de la fonte de la glace). Lorsque les roches détritiques sont essentiellement constituées de fragments de quartz, on les appelle aussi siliciclastiques. Les roches détritiques sont généralement classées en fonction de la granulométrie de leurs constituants (**conglomérats, grés, siltites, argilites**). Elles forment près de 85% de l'ensemble des roches sédimentaires. (Tableau 6, Fig. 20)

Tableau 4 Classification des roches sédimentaires détritiques

Diamètre (Φ)	Diamètre (mm)	Sédiment meuble		Roche consolidée		Classe
-3,32	10	Cailloutis et blocs		Conglomérats		Rudites
-1	2	Graviers				
0	1	Très grossiers	Sables	Très grossiers	Grès	Arénites
1	0,5	Grossiers		Grossiers		
2	0,25	Moyens		Moyens		
3	0,125	Fins		Fins		
4	0,063	Très fins		Très fins		
5	0,0315	Très grossiers	Silts	Très grossiers	Siltites	Lutites
6	0,016	Grossiers		Grossiers		
7	0,008	Moyens		Moyens		
8	0,004	Fins		Fins		
9	0,002	Très fins		Très fins		
		Argiles		Argilites		

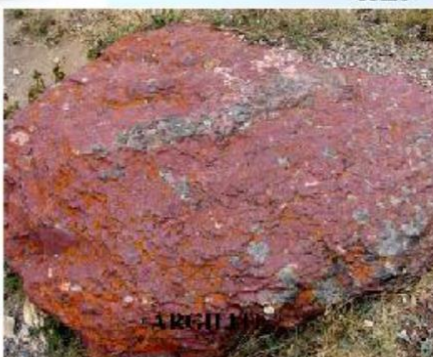
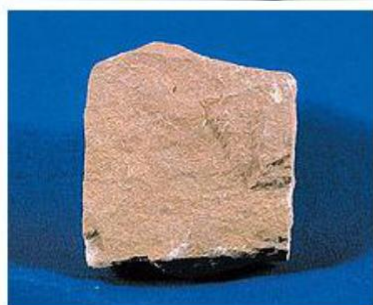


Fig. 20 Les roches sédimentaires détritiques

B) Les roches sédimentaires chimiques

Elles résultent de la précipitation (purement physico-chimique) des minéraux dans un milieu sursaturé. Les évaporites (anhydrite, halite, gypse, sylvite) en sont le meilleur exemple. Elles se forment par évaporation des saumures (chottes). L'importance relative de ces roches est faible : de l'ordre du %.

D'après la composition chimique, on distingue :

Les roches siliceuses

Elles se forment par précipitation de la silice (SiO_2) dans des eaux saturées (origine chimique) ou par extraction de la silice de l'eau de mer par des organismes pour constituer leurs tests qui par accumulation et lithification donneront des roches dures (origine biochimique). Ces roches sont essentiellement formées d'opale (silice hydratée) et de calcédoine. Le terme chert est utilisé pour désigner l'ensemble des roches siliceuses d'origine chimique ou biochimique. Les principales roches siliceuses d'origine biochimique sont : les **radiolarites** formées par les tests de radiolaires (zooplancton marin) et les **diatomites** formées par l'accumulation de tests de diatomées (algues silicieuses). La principale roche siliceuse d'origine chimique est le **silex**.

Les roches argileuses

Contiennent plus de 50 % de minéraux argileux

Possède un caractère feuilleté

Mode de formation : déshydratation et compaction

Il existe deux types de roches argileuses

Les roches meubles : Argiles

Les roches consolidées : Schistes sédimentaires

Remarque : il existe deux types de Schistes

Les Schistes sédimentaires sont les seules qui peuvent contenir des gaz combustibles (gaz de schistes). Certains sont bitumeux, contenant des hydrocarbures.

Schistes métamorphiques (Ardoise et phyllade)

Les roches carbonatées

Les roches carbonatées sont formées essentiellement de calcite (CaCO_3), d'aragonite (CaCO_3) ou de dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Les roches carbonatées riches en calcite (ou aragonite) sont appelées calcaires, alors que celles riches en dolomite forment les dolomies. Les calcaires constituent plus de 10 % des roches sédimentaires.

L'eau de mer contient une grande quantité de carbonate de calcium (CaCO_3) dissoute. De nombreux organismes utilisent ce carbonate de calcium pour former leurs squelettes et autres parties dures de leurs corps. Quand ces organismes meurent, les courants marins brisent ces fragments en petits morceaux appelés sédiments bioclastiques.

La roche formée par la lithification de ces sédiments est appelée calcaire bioclastique, ce qui indique que cette roche s'est formée par des processus biologique et clastique. D'autres calcaires et les dolomies résultent de la précipitation directe de carbonates (origine chimique) : **dolomies primaires, stalactites, stalagmites, calcaires lithographiques, travertins.**

Pour faire la différence entre calcaires et dolomies, on utilise le test de l'acide. Les calcaires font effervescences à l'acide (HCl), alors que les dolomies ne le font pas. En général, les dolomies contiennent toujours un certain pourcentage de calcite et viceversa (les calcaires contiennent aussi un certain pourcentage de dolomite). Si la roche contient plus de 50 % de dolomites, c'est une dolomie. Si elle contient plus de 50 % de calcite, c'est un calcaire.

Les roches salines ou évaporites

Il s'agit d'un groupe de minéraux d'origine chimique, qui précipitent suite à des concentrations par évaporation intense, généralement dans des eaux peu profondes ou des lacs salés dans des milieux désertiques. Les principales roches évaporitiques sont : le **gypse** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et l'**anhydrite** (CaSO_4), le **sel gemme ou halite** (NaCl) et le **sel de potasse ou sylvite** (KCl) (Fig. 21).



Fig. 21 Les roches sédimentaires chimiques

Les roches carbonées

Roches constituées essentiellement de composés du **carbone organique**. La roche formée par accumulation des restes de plantes est le **charbon**. Les phytoplanctons microscopiques et bactéries sont les sources principales de matière organique contenue dans le sédiment. La transformation des composés organiques dans les sédiments forment les **hydrocarbures (pétrole et gaz naturel)**.

Les roches ferrifères et phosphatées

Les roches phosphatées (phosphate) sont essentiellement d'origine organique (dents et os d'animaux) et sont constituées d'**apatite**. Les roches ferrifères sont riches en oxydes de fer comme la **bauxite** (roche formée par l'altération des granites) ou le fer **oolithique**.

C) Les roches sédimentaires organiques

Cette catégorie comporte des roches dont la formation est liée directement ou indirectement à l'intervention d'organismes vivants présents dans la mer. Les roches carbonatées peuvent également avoir une origine biologique. En effet, de nombreux animaux et végétaux qui vivent dans les mers et océans utilisent le calcaire dissous pour fabriquer leur propre squelette.

Lorsqu'ils meurent, les squelettes calcaires qu'ils ont produits s'accumulent dans les dépôts sédimentaires. Certaines roches ne sont pas formées que par accumulation des coquilles et squelettes d'animaux : on parle de calcaires coquiller. Exemple de roche : la craie, roche calcaire très répandue. Elle est presque entièrement constituée de squelettes, d'algues microscopiques appelées coccolithes qui peuvent former d'importantes couches qui ont une extension planétaire. C'est dans une mer chaude, riche en phytoplancton (plancton végétal) et peu profonde (quelques dizaines de mètres) que se forment les dépôts de craie (Fig. 22).



Fig.22 Les roches sédimentaires organiques

La diagenèse

Les sédiments sont généralement d'origine détritique (débris d'anciennes roches) mais ils peuvent comporter également, en plus ou moins grandes quantités des restes d'organismes vivants (fossiles) le plus souvent microscopiques et /ou des minéraux apparus par transformations chimiques. On fait donc la distinction, selon le pourcentage de chacun de ces éléments entre roches détritiques, biochimiques et chimiques. Les sédiments, une fois déposés, sont généralement meubles et riches en eau. La diagenèse va correspondre à leur transformation chimique, biochimique et physique pour former des roches. Cela se fait en plusieurs étapes, plus ou moins respectées selon la nature du sédiment :

a) En superficie

Action des êtres vivants : Les animaux fouisseurs favorisent le mélange des sédiments fins. Protozoaires et bactéries interviennent dans la dolomitisation, la formation des phosphates, de la pyrite, du pétrole, des charbons.

b) Pédogenèse : Elle intervient dans la formation de roches meubles (argile à silex, latérites) et de roches dures (grès, meulières). Par exemple la silice dissoute sous climat humide peut cimenter les sables en grès lors des saisons plus sèches.

c) Dissolution : Concerne les sédiments émergés, les parties superficielles du sédiment sont dissoutes par action de l'eau et sont entraînées en profondeur (poussées du loess).

Déshydratation : Lorsqu'un sédiment aquatique est asséché, il y a durcissement et modification de ses propriétés physiques.

D) En profondeur :

Cimentation : Les éléments dissous par l'eau peuvent, en précipitant, cimenter les particules du sédiment entre elles. On parle aussi de lithification.

Concrétionnement : Ce sont des accumulations des minéraux particuliers ayant lieu au cours du dépôt sédimentaire, ou ultérieurement. Selon leur forme, elles portent plusieurs noms : les sphérolites, les nodules, les géoïdes, les sparites.

Epigénisation et métasomatose : L'épigénisation correspond à la transformation d'un minéral préexistant en un autre de même composition. Il s'agit souvent d'un changement dans la structure du minéral. Par exemple, l'aragonite, contenue généralement par les tests calcaires d'organismes, se transforme en calcite. La métasomatose a lieu à plus grande échelle et correspond à la substitution d'un minéral à un autre sans changement de volume. Par exemple le CaCO_3 est parfois remplacé par les sulfates de fer (ammonites pyriteuses).

Compaction : Sous l'effet de la pression des sédiments sus-jacent il ya départ d'eau. Dans un premier temps l'eau en grande quantité tend à fuir sous l'effet de la charge supportée. Dans un second temps, ce sont les grains qui se réarrangent de sorte à supporter cette charge, il ya tassement.

2.2.2.1 La formation des sols

Un sol est une couche d'altération recouvrant une roche. Il est formé d'une fraction minérale et de matière organique. Un sol prend naissance à partir de la roche puis il évolue sous l'influence des facteurs du milieu, essentiellement le climat et la végétation. L'originalité des sols résulte donc de l'association intime qui existe entre ses constituants minéraux et ses constituants organiques d'origines végétale et animale.

Le sol apparait, s'approfondit et se différencie en strates superposées, les horizons, qui forment le profil pédologique. Sur une coupe de sol, ces horizons se distinguent essentiellement les uns des autres par les critères.

La couleur traduit des variations en quantité et en nature des constituants organiques et des hydroxydes de fer.

La texture traduit la variation de composition granulométrique.

La pédogénèse, (du grec pedon, sol, et de genèse) est l'ensemble des processus (physique, chimique et biologique) qui, en interaction les uns avec les autres, aboutissent à la formation, la transformation ou la différenciation des sols (Fig. 23).

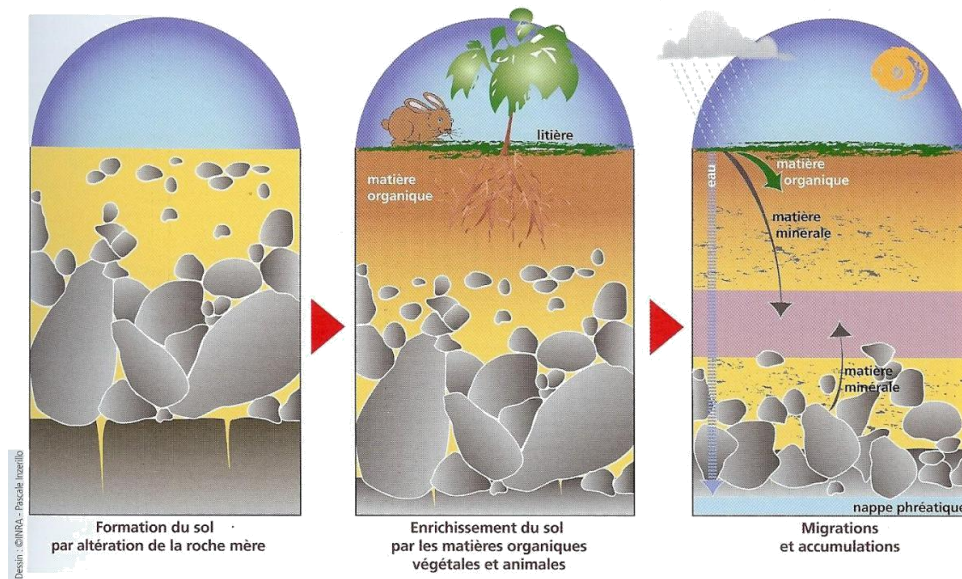


Fig. 23 Mode de formation du sol

Le cycle de la roche

Trois grands types de roches forment la croûte terrestre. Le schéma qui suit présente, ces trois grands types, ainsi que les processus qui conduisent à leur formation. Les roches sont en perpétuel mouvement.

Le magma est à l'origine de la formation de la croûte terrestre, d'abord au niveau des dorsales océaniques, puis, par addition à la croûte déjà présente, aux niveaux des points chauds et des zones de subduction/obduction. Il constitue donc le cœur de ce diagramme; il en est le point de départ et le point d'arrivée du cycle. La première phase du cycle est constituée par la cristallisation du magma, un processus qui conduit à la formation d'un cortège de minéraux silicatés. C'est ce premier processus de cristallisation qui forme les roches ignées, ainsi appelées pour faire image : les roches qui viennent du feu de la terre.

Lorsqu'elles sont amenées à la surface du globe par les processus dynamiques de la tectonique des plaques, lors de la formation de chaînes de montagnes par exemple, et qu'elles sont exposées aux intempéries de la surface, les roches ignées s'altèrent et se désagrègent en particules de tailles variées. L'érosion par l'eau, la glace et le vent transportent les particules pour former un dépôt meuble, un sédiment (gravier, sable, boue). Puis ce sédiment se transforme

progressivement en roche qui évidemment s'appelle une roche sédimentaire, littéralement une roche déposée. Cette transformation se fait selon un ensemble de processus qu'on appelle la diagenèse, le principal processus étant la cimentation des particules entre elles. Dans les chaînes de montagnes, une portion du matériel sédimentaire est enfouie sous des conditions de températures et de pressions très élevées; les roches sédimentaires se transforment alors en roches métamorphiques, littéralement des roches ayant acquis une autre forme. Ce processus de transformation sous l'effet de températures et de pressions élevées est le métamorphisme. Comme les roches sédimentaires, les roches ignées peuvent aussi être soumises aux processus du métamorphisme et produire des roches métamorphiques. Il y a des façons autres que l'enfouissement aux racines des chaînes de montagnes pour former des roches métamorphiques, comme par exemple la cuisson au contact d'une masse intrusive chaude. Il n'y a pas que les particules provenant de l'érosion des roches ignées qui forment les sédiments; l'érosion des roches métamorphiques et des roches sédimentaires produira aussi des sédiments et éventuellement des roches sédimentaires.

Le retour au magma boucle le cycle : au niveau des zones de subduction, il y a enfoncement dans l'asthénosphère de plaque lithosphérique océanique, soit de roches ignées, avec des quantités mineures de sédiments, de roches sédimentaires et/ou de roches métamorphiques. Une partie de ce matériel est fondu pour fournir les magmas de zones de subduction, alors qu'une autre partie est digérée et recyclée dans l'asthénosphère, et est susceptible d'être fusionnée ultérieurement en magma.

Les rubriques qui suivent présentent le détail de ce grand cycle des roches (Tab 5, Fig.23).

Tableau 5 Rubrique des trois familles de roches

<p>Les roches Magmatiques</p>	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> la cristallisation fractionnée <input type="checkbox"/> le nom des roches ignées <input type="checkbox"/> la fusion partielle <input type="checkbox"/> le magmatisme de dorsale et la séquence ophiolitique <input type="checkbox"/> le magmatisme de zone de subduction <input type="checkbox"/> le magmatisme de point chaud <input type="checkbox"/> l'activité magmatique et ses produits <input type="checkbox"/> les volcans
<p>Les roches Sédimentaires</p>	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> l'altération superficielle <input type="checkbox"/> le transport des particules <input type="checkbox"/> la sédimentation <input type="checkbox"/> la diagenèse <input type="checkbox"/> le nom des roches sédimentaires
<p>Les roches Métamorphiques</p>	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> le métamorphisme de contact <input type="checkbox"/> le métamorphisme régional et la foliation <input type="checkbox"/> le nom des roches métamorphiques

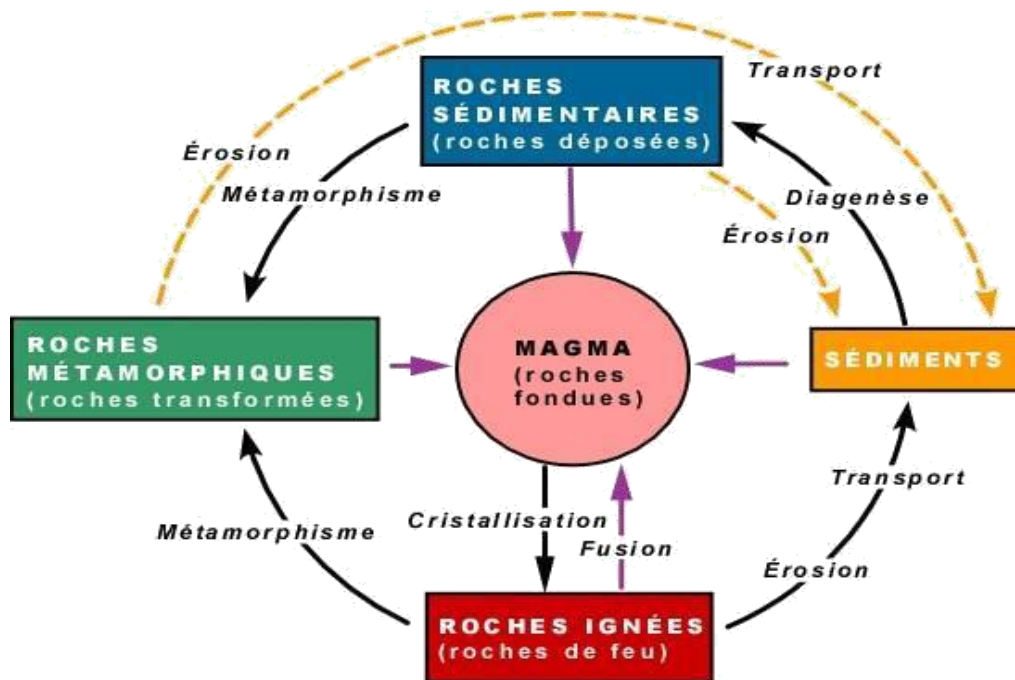


Fig.23 Cycle de la roche

2.2.3. Notion de Stratigraphie

Définitions

Stratigraphie

(Du lat. stratum, couverture, et du gr. graphein, écrire). Science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires, généralement arrangés en couches (ou strates). Elle permet **d'établir** une chronologie stratigraphique relative, notamment par utilisation raisonnée des principes (dites principes de la stratigraphie)

Stratification

Agencement en couches, ou strates, des dépôts successifs et horizontaux de sédiments.

Strates

Couches de terrains possédants une individualité nette séparées par des joints de stratification horizontaux.

Faciès

Le faciès d'une roche est l'ensemble de ses caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès).

2.2.3.2 Les principes de la stratigraphie

- Principe de superposition

Le principe de superposition ou premier principe de la stratigraphie, consiste à admettre que les couches sédimentaires s'étant déposées à l'horizontale et les unes sur les autres, toute couche superposée à une autre est plus récente que celle-ci et inversement.

Ou bien : Quand plusieurs couches soit superposées, la couche inférieure est la plus ancienne, la couche supérieure est la plus récente (Fig. 24).

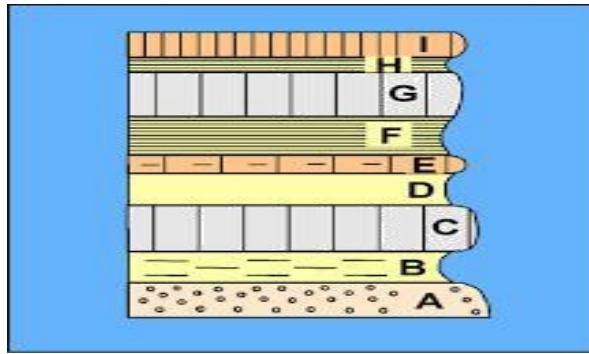


Fig. 24 Principe de superposition

- Principe de continuité

Le principe de continuité ou second principe de la stratigraphie consiste à admettre qu'une couche sédimentaire définie par un faciès et limitée par un mur et un toit connus, est de même âge en tous ses points.

Deux couches séparées dans l'espace mais limitées par les mêmes couches à la base et au sommet, ont le même âge (Fig.25)

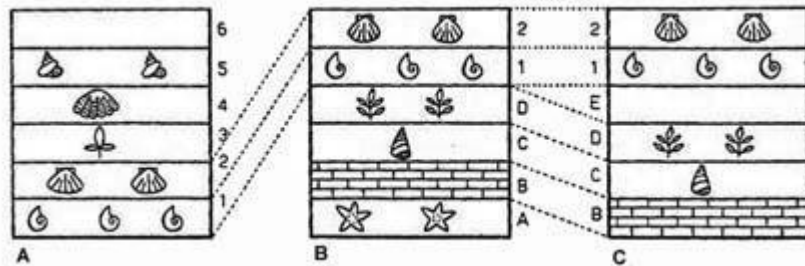


Fig. 25 Principe de continuité

- Principe de recoupement

Les couches sont plus anciennes que les failles et les fractures qui les recoupent ainsi que leur remplissage (**Fig. 26**).

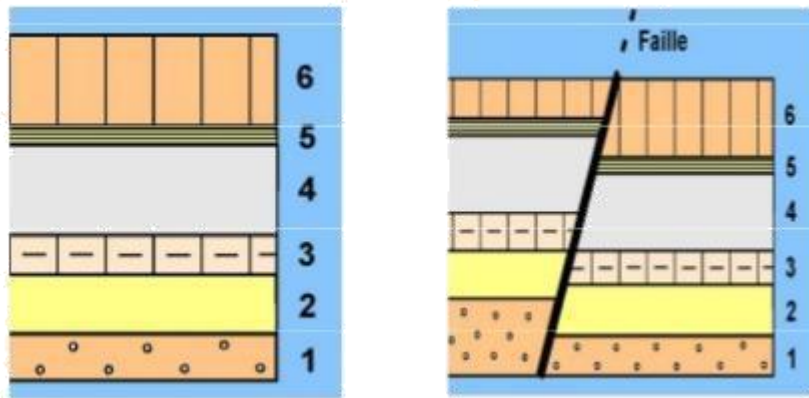


Fig. 26 Principe de recoupement

- Principe d'inclusion

Un objet inclus dans une couche est antérieur à cette couche (Fig.27)

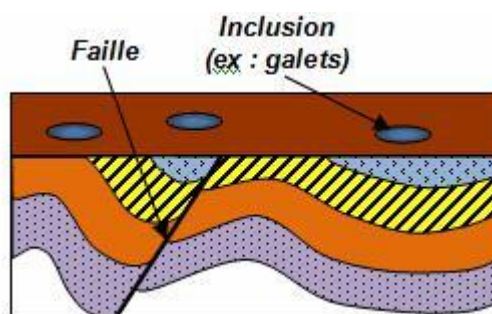


Fig27 Principe d'Inclusion

- Principe d'identité paléontologique

Le principe d'identité paléontologique consiste à admettre qu'un ensemble de strates de même contenu paléontologique est de même âge (Fig. 28)

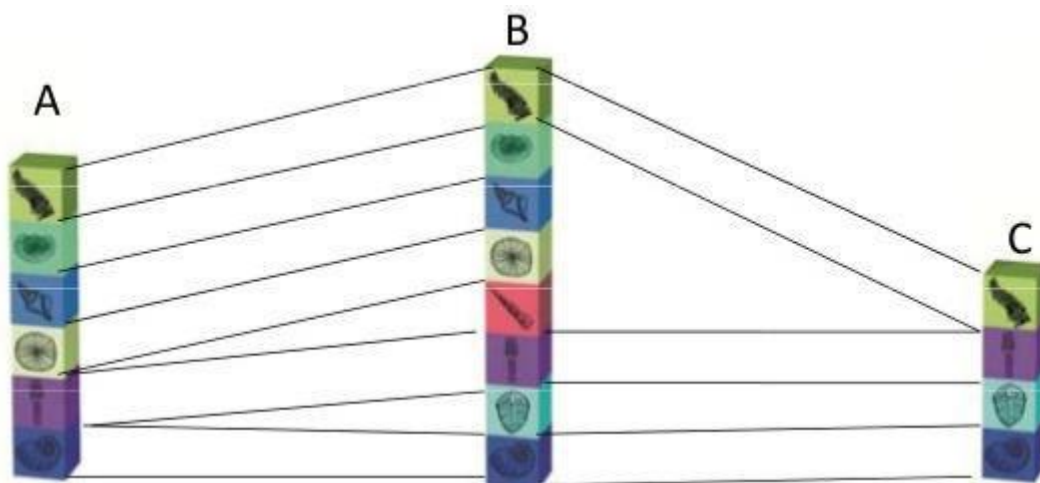


Fig. 28 Corrélation des couches en même contenu fossilifère

- La discordance

Une discordance est l'expression d'une interruption de la continuité de la sédimentation. Il s'agit d'une surface de recoupement entre deux formations géologiques montrant des âges et des litages différents. Les couches situées sous la discordance sont antérieures à celles qui sont au-dessus. L'événement tectonique ou sédimentaire, responsable de la discordance, est postérieur à la dernière couche sous la discordance et antérieur à la première couche au-dessus de la discordance (Fig.29).

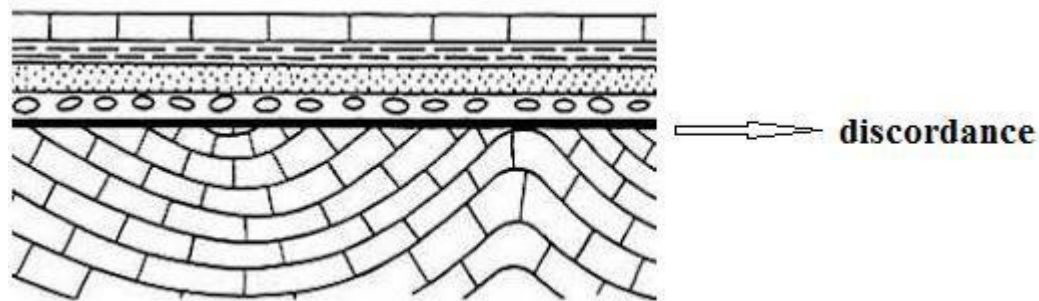


Fig.29 Discordance angulaire

2.2.3.3 Les divisions en stratigraphie

Il existe trois types de divisions en stratigraphie, la lithostratigraphie, la biostratigraphie et la chronostratigraphie.

- Les divisions lithostratigraphiques

La lithostratigraphie est l'étude des séries sédimentaires, de leur organisation et de l'enregistrement du temps à partir de données lithologiques. Cette approche stratigraphique s'appuie sur une description analytique du terrain au laboratoire et recouvrant de nombreux

champs disciplinaires (pétrographie, minéralogie, géochimie, sédimentologie, paléontologie...). Elle permet la reconnaissance d'unités lithostratigraphiques définies par leur faciès et formant des ensembles lithologiques homogènes et hiérarchisés à différentes échelles : de l'affleurement à l'extension régionale en trois dimensions. L'évolution graduelle des éléments constitutifs d'une roche et de l'ensemble de ces caractères lithologiques, minéralogiques, géochimiques, paléontologiques, stratonomiques et diagénétiques caractérise une séquence de faciès. Elle correspond à la succession de différents faciès qui permet de définir l'environnement sédimentaire avec ses milieux et mécanismes de dépôt. L'identification des séquences de faciès est donc fondée sur l'analyse des relations entre les unités sédimentaires et sur la compréhension des facteurs qui contrôlent leur évolution dans l'espace tridimensionnel. Les limites de ces séquences sont le plus souvent caractérisées par des discontinuités qui

témoignent du changement brutal d'un caractère dans l'enregistrement sédimentaire ou d'un changement chronostratigraphique significatif. L'intégration des approches analytique et relationnelle a pour vocation de définir et de décrire les processus générateurs de la sédimentation et constitue la stratigraphie génétique. Enfin, l'identification de cycles lithologiques, dont on peut parfois déterminer la durée, est utilisable comme outil de corrélation et constitue une extension de la lithostratigraphie sous l'appellation de cyclostratigraphie.

- Les divisions biostratigraphiques

La biostratigraphie est la discipline stratigraphique qui utilise les fossiles ou les traces d'activités biologiques contenus dans les couches géologiques afin de les organiser en unités définies par cet inventaire paléontologique et de les classer les uns par rapport aux autres en fonction du temps. L'unité de base de la biostratigraphie est la biozone (unité biostratigraphique) qui servira à fixer des limites et à établir des datations relatives et des corrélations régionales à globales. Une biozone est identifiable par son contenu paléontologique et par la place que ce contenu lui assigne dans la succession irréversible de l'évolution du monde animal et végétal. Pratiquement, elle peut correspondre, soit à l'extension spatio-temporelle d'un ou plusieurs taxons, soit à un intervalle compris entre une apparition (ou une disparition) et une autre apparition (disparition) du ou des taxons. La notion de chronozone est à différencier de celle de biozone car elle se définit comme l'ensemble des couches sédimentaires déposées dans un temps débutant à la première apparition de l'espèce et se terminant avec sa dernière en s'affranchissant du caractère spatial. On peut localement se trouver dans une chronozone donnée en l'absence de l'espèce caractéristique. La précision de la datation biostratigraphique dépend de la finesse et de la fiabilité du découpage en biozones où chaque taxon-indice déterminera un intervalle de temps plus ou moins long.

- Les divisions chronostratigraphique

La chronostratigraphie est une branche de la stratigraphie dont l'objet est l'étude de l'âge des couches de roches en relation au temps.

Le but de la chronostratigraphie est de classer les différentes séquences et époques des dépôts de roches en fonction de la région géologique, et finalement d'établir un registre géologique complet de la Terre.

La nomenclature stratigraphique standard est le système chronostratigraphique basé sur des intervalles de temps paléontologiques définis par des assemblages de fossiles connus (biostratigraphie). La chronostratigraphie permet de donner un sens aux interfaces et intervalles des assemblages de fossiles.

2.2.3.4 Les datations en stratigraphie

Il existe deux types de datations en stratigraphie : la datation relative et la datation absolue

- La datation relative.

C'est utilisation des fossiles stratigraphiques

- Fossile stratigraphique

Ils permettent de déterminer l'âge d'une roche avec précision. Ces fossiles doivent correspondre à des espèces ayant une très grande extension géographique (espèces marines pélagiques, c'est à dire vivant en pleine eau, comme les ammonites, espèce planctoniques comme les foraminifères) et une très faible extension dans le temps (de l'ordre des millions d'années).

- La datation absolue.

On appelle chronologie absolue l'ensemble des méthodes de datation des minéraux et des roches cristallisées par les techniques radiométriques basées sur la désintégration radioactive d'éléments instables.

Si un minéral au moment de sa cristallisation renferme un élément R radioactif (R(0)) celui-ci se désintègre au cours du temps en un élément R' en suivant une loi exponentielle (Fig30)

Calcul de la période = T
(t ½ en physique)

Temps (t) où il ne reste que ½ de la quantité d'élément père, soit ½ de No

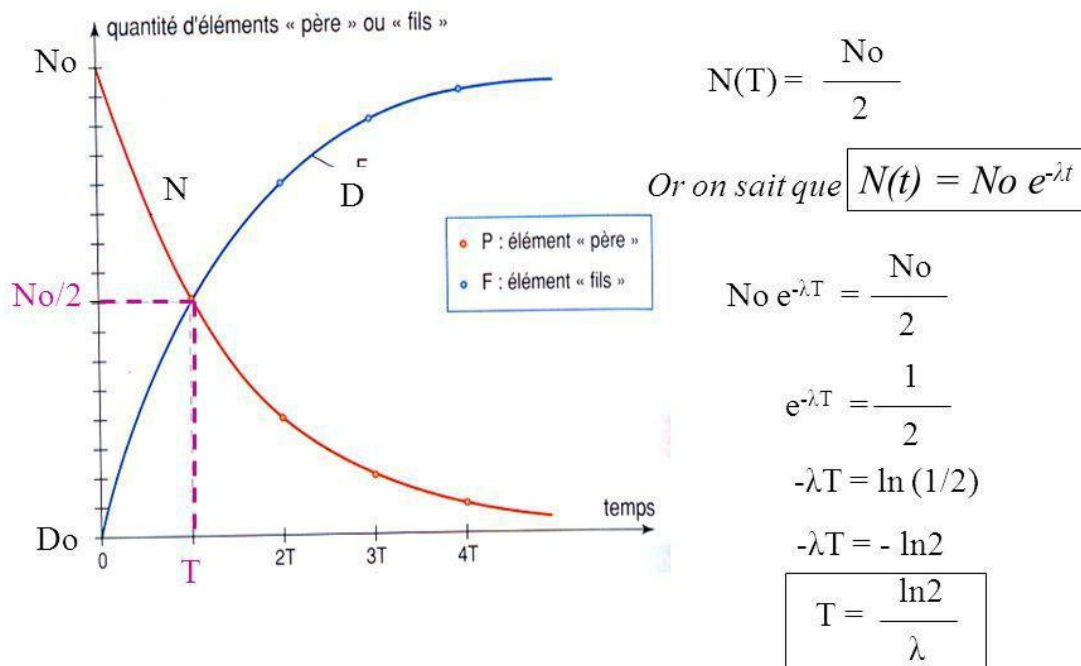


Fig. 30 Calcul de la demi-période T

2.2.3.5 Echelle stratigraphique

Au cours des deux derniers siècles, les géologues ont réussi à réaliser des conditions stratigraphiques de roches qui se sont accumulées tout au long des temps géologiques à travers le monde. Les résultats de ces études ont permis d'établir la colonne de l'échelle des temps géologiques (Fig. 31).

La division de base et l'étage définie par rapport à un affleurement type (stratotype)

Plusieurs étages forment une série ou époque.

Plusieurs série forment un système ou période.

Plusieurs systèmes forment un érathème ou ére.

Plusieurs érathèmes forment un éonothème ou ion.

Equivalent géochronologique de étage est l'âge.

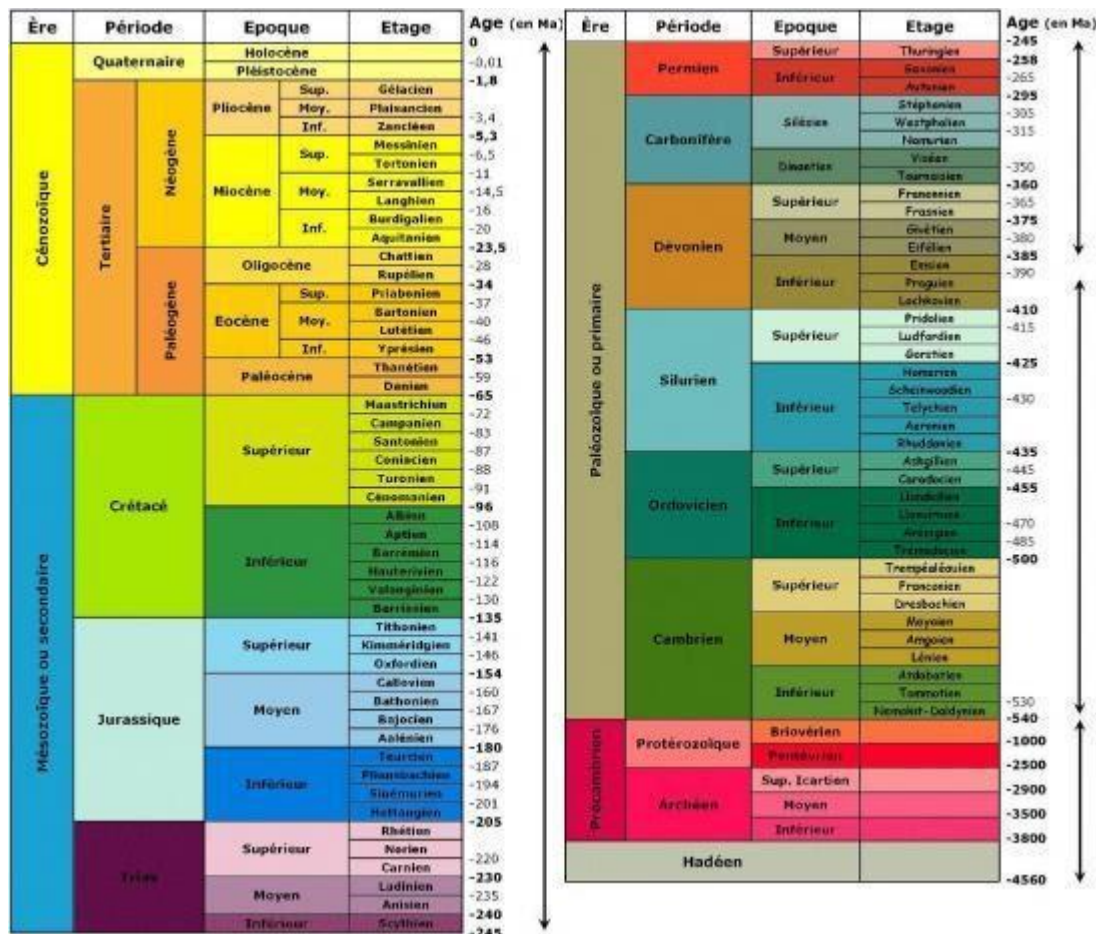


Fig. 31 Echelle stratigraphique

2.2.4 La paléontologie

Définition de la paléontologie

Paléontologie (paléo. – Préfixe tiré du gr. Ancien, et du gr. on, ontos, être ou vie, et logos, discours ou sciences) – Science qui étudie les êtres vivants disparus (animaux, végétaux ou micro organisme) ayant peuplé la terre au cours destemps géologiques, essentiellement connus par leur restes fossiles ou les traces de leur activité laissées dans les terrains sédimentaires. La paléontologie se divise en deux grandes lignées, la paléontologie botanique et la paléozoologie (Aubouing et al. , 1975)

Fossiles.

Sont des restes d'organisme biologique qui ont été préservés à la faveur de conditions particulières ou leur nature, résistante à l'altération et à la dégradation. La fossilisation de matériaux biologiques est favorisée par un enfouissement rapide dans le sédiment, limitant la dégradation bactérienne et l'altération. Selon sa taille, un fossile peut être qualifié de macro-fossile (millimétrique à pluri centimétrique) ou de microfossile (millimétrique et infra

millimétrique). L'ensemble des fossiles découverts et leurs caractéristiques relatives constituent le registre fossile.

Les étapes de la fossilisation

La fossilisation des êtres vivants n'est pas facile, elle ne peut se faire que dans les conditions très précises et suivant les étapes suivantes :

La mort de l'être vivant

Lorsqu'un animal ou un végétal meurt, ses tissus mous se décomposent sous l'action des micro-organismes aérobies. Seules ses parties dures (os, coquille...) subsistent. S'il est

rapidement enseveli, les micro-organismes ne peuvent dégrader rapidement les tissus mous dans ses conditions anaérobies. Une empreinte de ses parties molles peut alors être conservée (exemple les plantes, insectes)

- Enfouissement rapide du cadavre dans les sédiments ce qui limite la dégradation** Une couche de sédiments vient ensuite recouvrir les restes non décomposés et les mets ainsi à l'abri de la destruction par l'eau ou les aléas climatiques.

Transformation du cadavre en une roche (fossilisation)

D'autres couches sédimentaires se déposent et, sous le poids, les sédiments qui entourent le fossile change le faciès : ils se condensent et durcissent en perdant leur eau. Les restes de l'organisme subissent une minéralisation : l'aragonite des coquilles ou la phospho-apatite des os est dissoute et remplacée par de la calcite ou des sédiments fins. Cette transformation va conserver la forme et l'aspect des parties dures de l'organisme.

Erosion et découverte du fossile

Au fil du temps géologique, l'érosion naturelle ou artificielle (carrière, travaux ..) peut mettre à jour le fossile (Fig. 32)

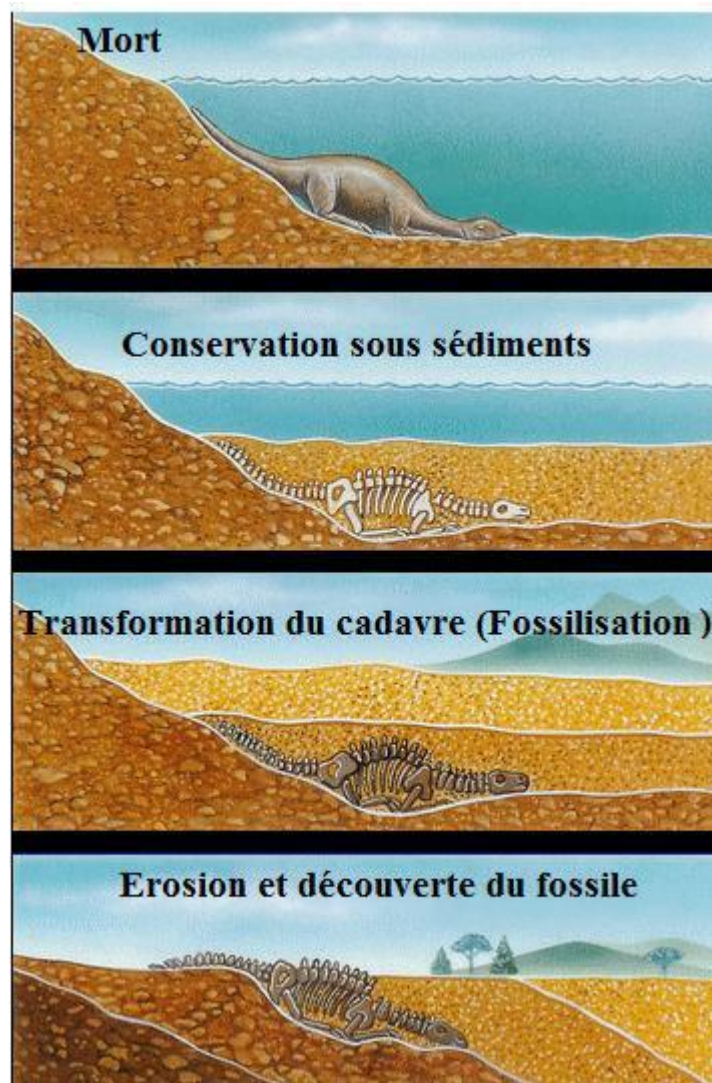


Fig. 32 Les étapes de la fossilisation

Disciplines liées à la paléontologie

La biostratigraphie

Elle a pour but l'établissement d'une chronologie relative des couches géologiques en réunissant les données paléontologiques et sédimentologiques. Cette discipline est basée sur le contenu en fossiles des strates sédimentaires.

La paléoclimatologie

Elle étudie l'évolution du climat en se basant sur plusieurs types de données. Si l'étude du fractionnement isotopique de l'oxygène piégé dans les glaces est un bon thermomètre pour ce qui concerne le dernier million d'années,

□ **La paléoécologie**

Elle étudie les interactions entre les différents organismes passés. Elle se base sur des découvertes particulières comme des animaux ensevelis dans leurs terriers

□ **La reconstitution paléo environnementale**

En corrélant les restes fossiles avec les indices sédimentologiques, il est possible de reconstituer l'environnement de dépôts dans lequel les organismes ont été fossilisés

□ **La taphonomie**

Cette branche très importante de la paléontologie a pour but de déterminer les processus agissant dès la mort de l'organisme et jusqu'à sa fossilisation.

Chapitre 3 Géodynamique interne

3.1 La sismologie

La sismologie est une spécialité qui a pour objet l'étude des séismes (origine, propagation, conséquence et prévision).

3.1.1 Définition d'un séisme.

Les séismes ou tremblements de terre sont des manifestations brutales et brèves de l'activité du globe terrestre. Ils affectent la surface de la terre et parfois destructeurs et meurtriers. Ils ont modifié et modifieront encore les paysages. Les séismes sont des aléas qu'on ne peut prévoir. A défaut de prévoir les prédire, l'homme doit faire de la prévention aux populations afin qu'elles connaissent les gestes qui sauvent (Pomerol et al., 2000)

3.1.2 Origine d'un séisme

La surface du globe terrestre est composée d'une douzaine de grands morceaux. Ce sont les plaques tectoniques. Elles s'encastrent les unes dans les autres comme les pièces d'un puzzle et forment l'enveloppe superficielle de la Terre. Ces plaques se déplacent de quelques centimètres par an. Le mouvement des plaques les unes par rapport aux autres, crée localement des frottements qui les obligent à se déformer. Elles accumulent donc de l'énergie jusqu'à la rupture brutale.

Remarque : il existe des séismes provoqués par l'activité volcanique et des séismes d'origine artificielle

3.1.3 Epicentre d'un séisme

Lors d'un séisme, on désigne par épiceutre la projection à la surface de la terre de l'hypocentre(ou foyer), le point où prend naissance la rupture (le préfixe grec epi signifie au dessus).Le travail consistant à déterminer la position de l'épicentre d'un séisme s'appelle localisation.

3.1.4 Foyer d'un séisme

Lors d'un séisme, on désigne par hypocentre (foyer) le point de départ de la rupture sismique sur la faille. Lors de l'explosion d'une bombe nucléaire, l'hypocentre représente la zone à l'aplomb de l'explosion (quand elle est aérienne) et donc la zone d'impact majeur (Fig. 32).

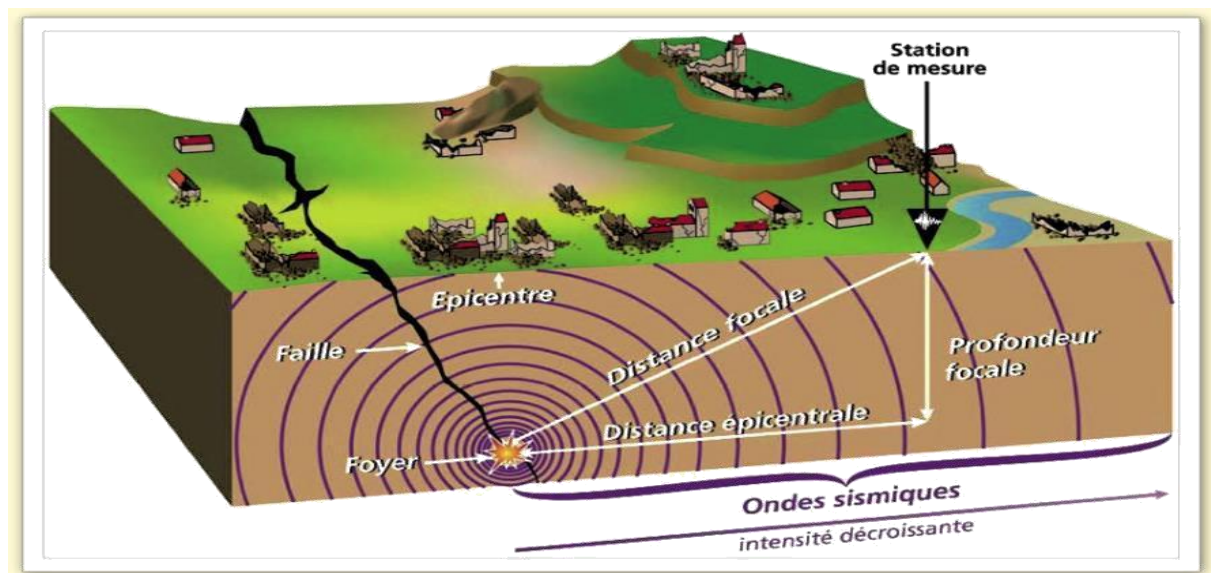


Fig. 32 Foyer d'un Séisme

3.1.5 Les différents types d'ondes d'un séisme

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui peuvent traverser un milieu en le modifiant selon l'intensité du séisme. L'impulsion de départ va "entamer" les particules élémentaires présentes dans le milieu, qui vont "pousser" d'autres particules avant de reprendre leur place, se propageant suivant une réaction en chaîne. Lors d'un séisme les ondes P et S se propagent dans toutes les directions (Fig 33).

3.1.5.1 Les ondes de volume

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et, d'une manière générale, cette dernière augmente avec la profondeur car le matériau traversé devient plus rigide. Pour un matériau donné, la masse volumique augmente généralement moins vite avec la pression que la rigidité, ce qui se traduit par une corrélation positive simplement apparente entre la masse volumique et la vitesse.

3.1.5.1.1 Les ondes P

Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales (ondes P car ondes de Pression). Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives. Ces déplacements du sol sont parallèles à la direction de propagation de l'onde. Elles se propagent dans tous les milieux et sont les plus rapides ($6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ près de la surface), parcourant le chemin le plus court, même par noyau terrestre, et sont donc les premières à être enregistrées sur les sismogrammes. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.

3.1.5.1.2 Les ondes S

les **ondes S** ou **ondes secondaires** appelées aussi ondes de cisaillement (shearwaves d'où ondes S) ou ondes transversales. À leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre

3.1.5.2 Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de corps, leur amplitude est généralement plus forte, mais décroît rapidement avec la distance à la surface qui les guide.

3.1.5.2.1 L'onde de Love

C'est un anglais Augustus Edward Hough Love qui a découvert son existence en 1911. Son déplacement est comparable à celui des ondes S sans le mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations d'un édifice qui n'est pas une construction parasismique.

3.1.5.2.1 L'onde de Rayleigh

Elle a été découverte par John William Strutt Rayleigh en 1885. Son déplacement est complexe, le mouvement est semblable à celui d'une vague

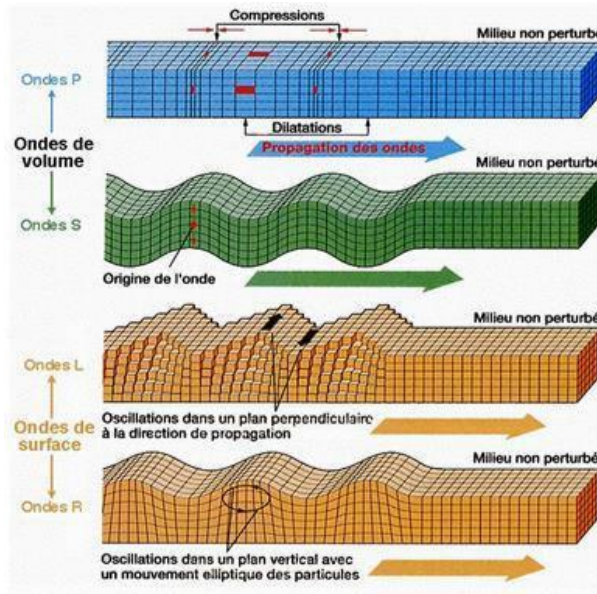


Fig. 32 Les différents types d'ondes

3.1.6 La magnitude

Cette échelle est en rapport avec l'énergie libérée durant le séisme ou magnitude à l'épicentre. La magnitude est calculée à partir de l'amplitude des ondes sismiques et dépend de leur sensibilité. Cette mesure est exprimée par une fonction logarithmique de l'amplitude des ondes. L'échelle de Richter est une fonction logarithmique, elle est fonction de la quantité d'énergie libérée. C'est une échelle ouverte elle peut aller au-delà de 10 degrés (Fig.33).

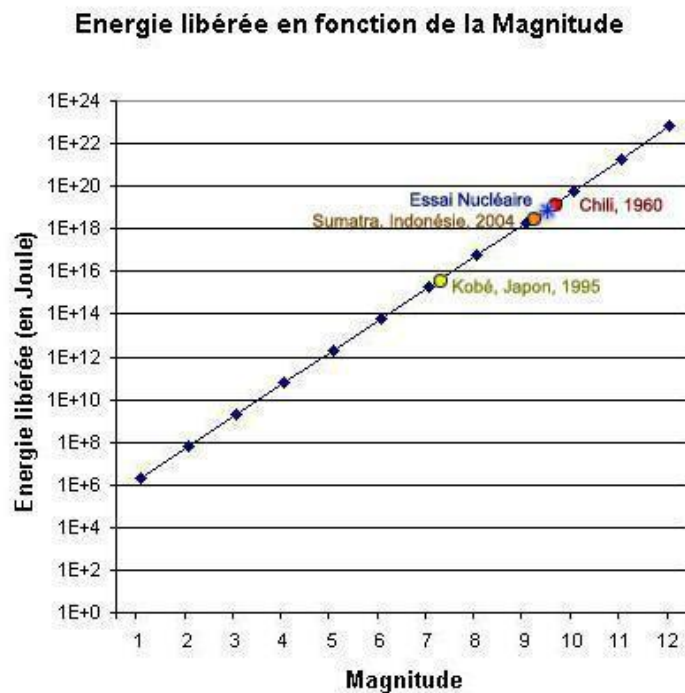


Fig. 33 Echelle de Richter

3.1.7 L'intensité d'un séisme.

Caractérise les effets et dégâts produits par les séismes. Elle comporte 12 degrés basés sur ce qu'ont ressenti les personnes ainsi que sur l'analyse des dégâts (Tableau 6).

Tableau 6 : Echelle de Mercalli

Degrés	Observations
I.	Aucun mouvement n'est perçu. Le séisme n'est détecté que par des instruments sensibles et quelques personnes dans des conditions particulières.
II.	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.
III.	À l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti
IV.	À l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.
V.	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.
VI.	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets et tableaux tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.
VII.	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérables dans les autres.
VIII.	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordre et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.
IX.	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent.

	La terre se fissure.
X.	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruits. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
XI.	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.
XII.	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.
XIII.	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

Remarque :

La magnitude et l'intensité sont deux mesures différentes. L'intensité est une mesure des dommages causés par un tremblement de terre. Alors qu'un séisme a théoriquement une seule valeur de magnitude (en pratique plusieurs valeurs de magnitude peuvent être citées, selon la manière dont les calculs ont été réalisés), l'intensité varie en fonction de l'endroit où l'observateur se trouve. Il existe des relations reliant l'intensité maximale ressentie et la magnitude mais elles sont très dépendantes du contexte géologique local. Ces relations servent en général à retrouver la magnitude des tremblements de terre historiques.

3.1.8 Les sismographes

Les sismographes les plus sensibles peuvent enregistrer des mouvements du sol dont l'amplitude ne dépasse pas le cent millième de millimètre. Un sismographe est constitué d'un socle solidaire du sol, sur lequel est fixé un cylindre enregistreur et d'un pendule t qui du fait de sa très grande masse est pratiquement immobile. Lors d'une secousse, le socle est brutalement déplacé par les mouvements du sol et le stylet attaché au pendule inerte inscrit les vibrations sur un cylindre enregistreur tournant. L'enregistrement obtenu est un sismogramme. Les sismographes modernes fonctionnent différemment le déplacement est converti en courant électrique. Les signaux ainsi produits sont transmis et enregistrés dans les stations de surveillance (Fig. 33).

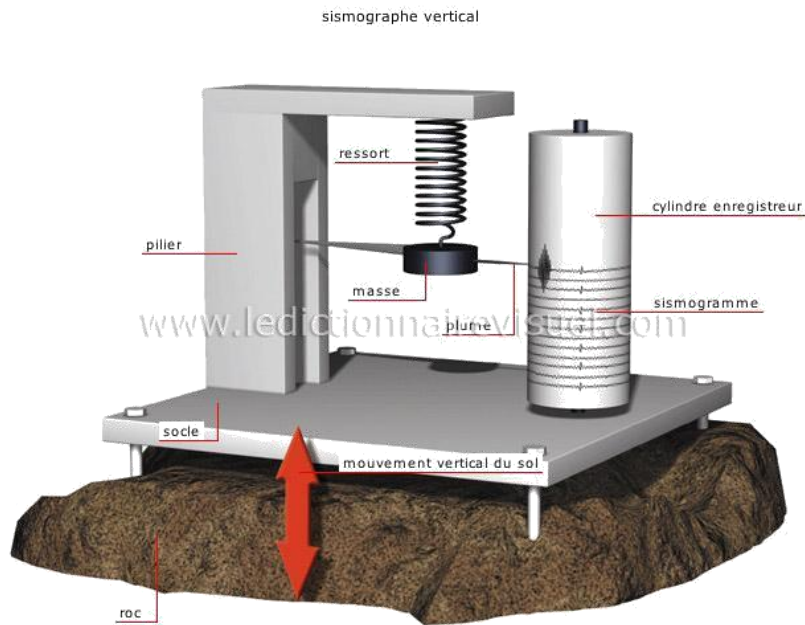


Fig. 33 Sismographe

3.1.9 Sismogramme

Un sismogramme est l'enregistrement des ondes sismiques qui se propagent lors d'un séisme, généralement réalisé au moyen d'un sismographe. L'abscisse du graphique représente habituellement le temps alors que l'ordonnée représente la valeur instantanée de l'accélération du point de mesure de l'onde sismique selon un ou des axes donnés (x, y, ou z). La forme générale de la courbe est classiquement celle d'un oscillateur harmonique amorti, puisque le sismogramme matérialise en quelque sorte le « mouvement » ou l'accélération d'une particule du terrain soumise à la traversée de l'onde sismique sinusoïdale. Egalement le graphique du sismographe se nomme le " sismogramme". (**Fig. 34**)

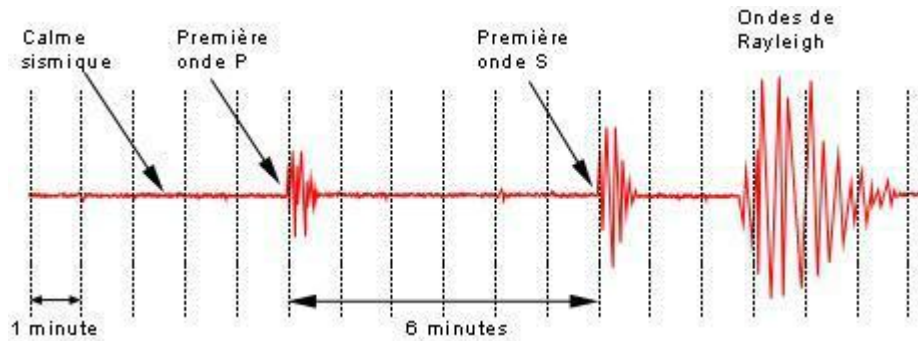


Fig. 34 Sismogramme

3.2 Répartition des séismes

Les séismes n'ont pas une répartition aléatoire à la surface de la planète, mais sont répartis selon un patron bien défini. Cette répartition ordonnée vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction. On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. De plus, on distingue trois classes de séisme, en fonction de la profondeur où ils se produisent : les séismes superficiels qui se produisent en faible profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est-à-dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques ; les séismes intermédiaires qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes ; les séismes profonds qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, soit en pratique la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage des limites convergentes (Fig. 35).



Fig. 35 Répartition des Séismes

3.1.3 Déformations souples et cassantes (plis et failles)

Définitions

La tectonique, en géologie structurale, est une discipline des sciences de la terre qui étudie les structures, les déformations et les mouvements qui affectent les terrains géologiques ainsi les mécanismes qui en sont responsables (Goguel,1975).

Structure : agencement des couches d'échelle kilométrique ou planétaire.

Déformation : Les couches perdent leur structure originelle, généralement, horizontales

Mouvements tectoniques : Ensemble des déformations que subit l'écorce terrestre sous l'effet des forces géologiques, ou contraintes.

Les différents types de déformations

Les matériaux de l'écorce terrestre peuvent subir deux types de déformations

Les déformations cassantes forment les failles et les diaclases.

Les déformations souples forment les plis.

Les déformations cassantes

Les diaclases : On parle de diaclase lorsque les terrains se cassent en deux ou plusieurs blocs sans que ces derniers s'éloignent les uns des autres. On dit qu'il n'y a pas de déplacement relatif (Fig. 36).



Fig. 36 Diaclase

Faille

C'est une cassure des couches avec un déplacement entre deux parties. Les terrains se trouvent morcelés et déplacés les uns par rapport aux autres (Fig.37).

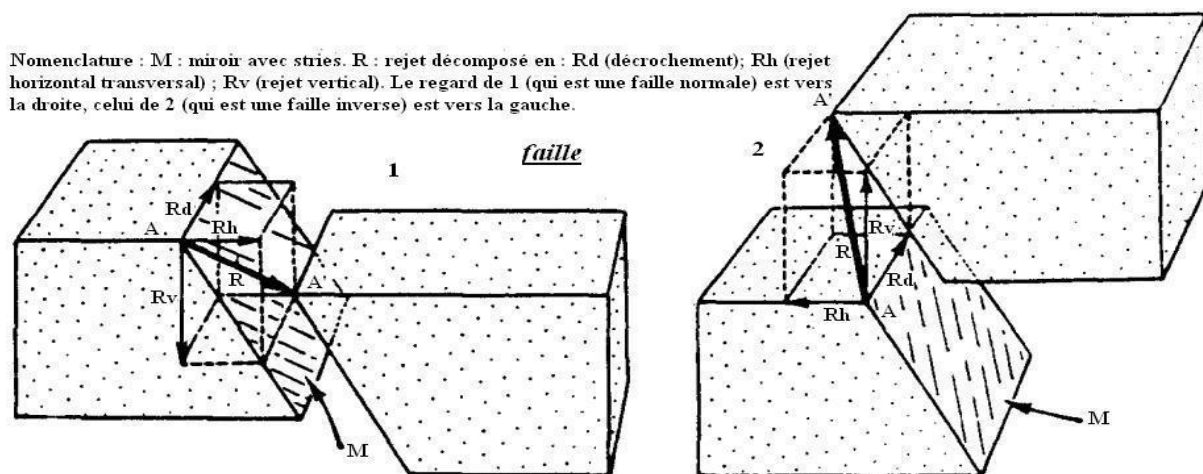


Fig. 37 Les éléments d'une faille (Mattauer 1973)

a) Faille normale

C'est une cassure qui résulte d'une extension horizontale. Faille dont le toit est relativement affaissé par rapport au mur; c'est une faille liée à des forces tectoniques d'extension. Elle correspond à un mouvement d'extension (détente) dans l'espace entre les deux blocs et à l'effondrement d'un bloc par rapport à un autre. Le plan de faille est incliné en descendant vers le bloc affaissé.

a.1) Faille normale conforme

Cette faille se définit par le fait que le pendage de la faille est dans le même quadrant trigonométrique que le pendage de la couche.

a.2) Faille normale contraire

Ce type de faille normale est caractérisé par le fait que la direction d'inclinaison ou pendage de la faille est contraire au pendage de la couche, c'est-à-dire dans le quadrant opposé. Il se traduit par un mouvement des lèvres de la faille en sens contraire du pendage de la couche

b) Faille inverse

Cassures qui réalisent un raccourcissement en amenant en superposition l'un sur l'autre deux compartiments initialement contigus d'une même tranche de couches. Faille dont le toit est relativement monté par rapport au mur; c'est une faille de compression. Elle correspond à un mouvement de compression ou de rapprochement entre deux blocs avec un rejet vertical pour l'un des deux blocs. Le plan de faille surplombe le compartiment affaissé

b.1) Faille inverse conforme

Ce type de faille inverse, caractérisé par le fait que le pendage de la faille est dans le même quadrant que le pendage de la couche, peut se manifester de deux façons, suivant que le pendage de la faille est plus grand ou plus petit que le pendage de la couche.

b.2) Faille inverse contraire

Cette faille est caractérisée par le fait que les pendages du plan de faille et de la couche de référence sont dans des quadrants différents, se traduisant par un étirement de la couche lors de la montée de la lèvre supérieure (Fig. 38).

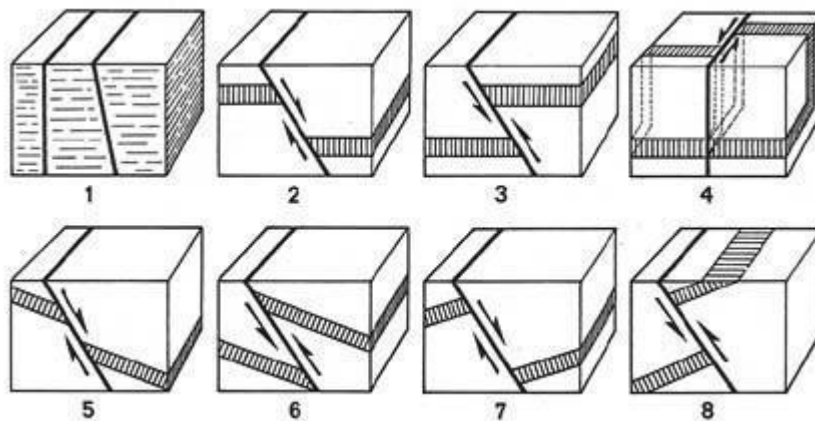


Fig. 38 Types de failles : 1 – failles verticales et obliques ; 2 – faille normale ; 3 – faille inverse ; 4 – décrochement ; 5 – faille conforme normale ; 6 – faille conforme inverse ; 7 – faille contraire normale ; 8 – faille contraire inverse (Foucault A. & Raoult J.F. 1975).

Décrochement

Un décrochement ou faille décrochante est une faille souvent verticale, le long de laquelle deux compartiments rocheux coulissent horizontalement l'un par rapport à l'autre. Ce mouvement relatif accomode aussi bien un allongement horizontal que le raccourcissement horizontal qui serait perpendiculaire à cet allongement.

Les décrochements se rencontrent donc dans tous les types de contextes géodynamiques. Les failles décrochantes sont aussi parfois nommées failles de coulissage ou coulissantes.

Quand un décrochement implique un volume important de roches sur plusieurs plans, on utilise le terme de cisaillement (Fig.39).

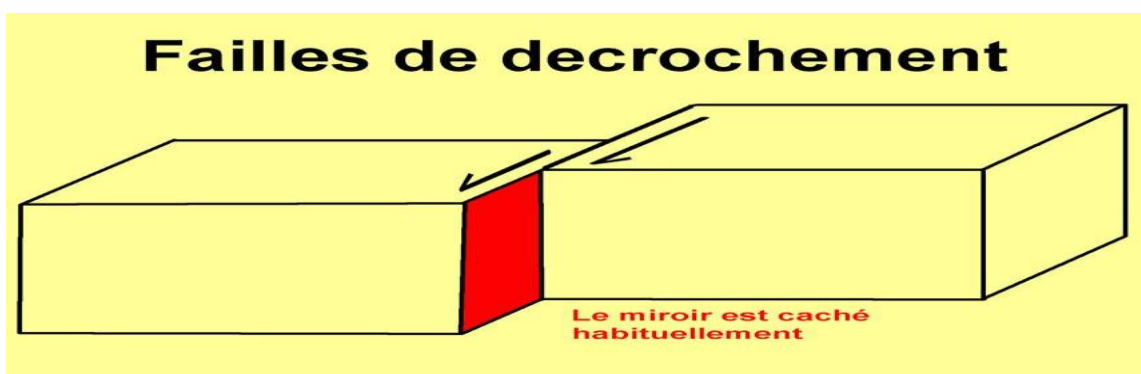


Fig. 39 Faille de décrochement

Décrochement senestre

Lorsque l'observateur faisant face à la faille voit l'autre compartiment glisser vers sa gauche (Fig. 40)

Décrochement dextre

Lorsque l'observateur faisant face à la faille voit l'autre compartiment glisser vers sa droite (Fig. 40)

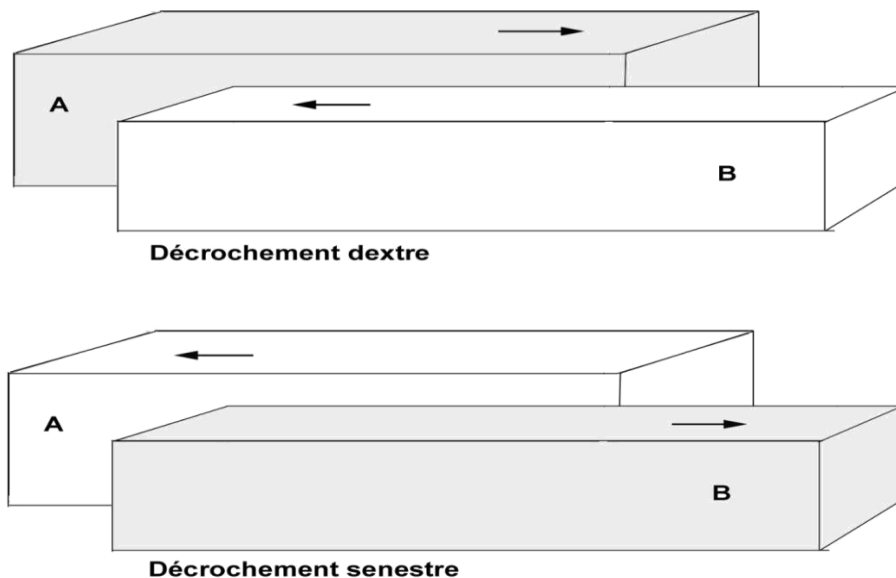


Fig. 40 Décrochements dextre et senestre

Remarque :

Pour savoir si le décrochement est « dextre » ou « senestre », il faut imaginer que l'on est sur l'un des deux compartiments de la faille et que l'on observe un repère situé sur l'autre compartiment. Lors du coulissage de la faille, si le repère se déplace vers la droite, le décrochement est dit dextre ; il est dit senestre dans l'autre cas.

. Les déformations souples

La déformation souple, donne naissance à des plissements ou plis. Ces derniers correspondent

à des ondulations de strates formées d'une suite d'anticlinaux et de synclinaux (anticlinal et synclinal)

Définition d'un pli.

Un pli est une déformation des couches géologiques. Il peut être convexe : il s'agit d'un anticlinal ou concave : c'est un synclinal.

Anticlinal

Un anticlinal est un pli convexe dont le centre est occupé par les couches géologiques les plus anciennes (Fig. 40)

Synclinal

Un synclinal est un pli concave dont le cœur (centre) est occupé par les couches les plus récentes. La couche la plus ancienne se trouve à l'extérieur du pli (Fig. 34).

Schéma simplifié des strates géologiques anticlinales et synclinales

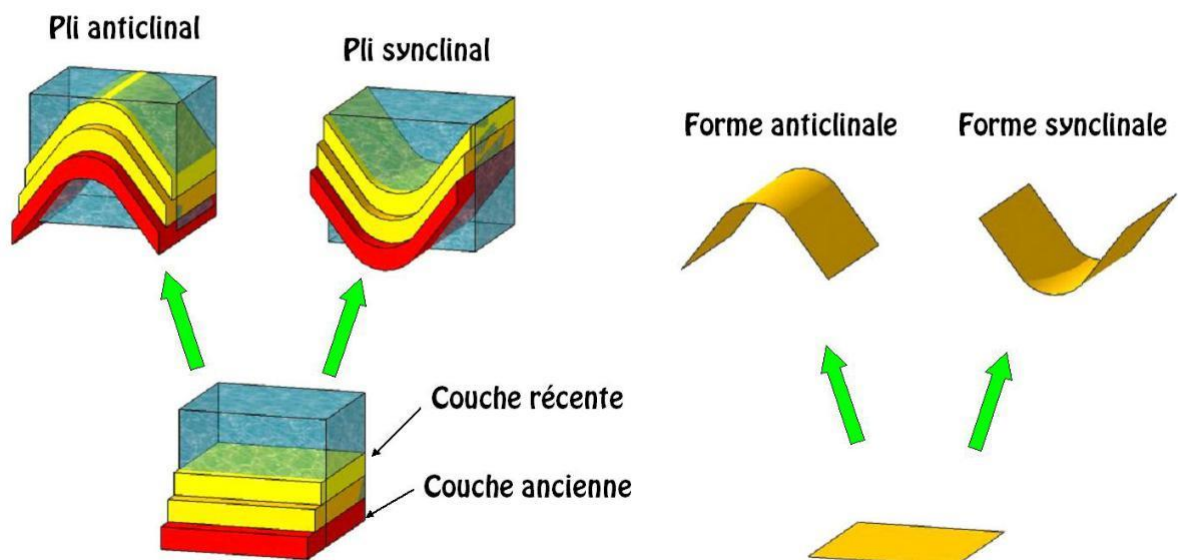


Fig. 40 Forme anticlinale et synclinale d'un pli

Les éléments d'un pli

Un pli se définit par divers éléments (Fig. 41).

- 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.
- **La direction d'une couche** est représentée par l'intersection d'un plan de stratification avec un plan horizontal quelconque. Son pendage est figuré par la ligne de plus grande pente d'un plan de stratification. Un pendage est défini par son sens, perpendiculaire à la direction de la couche, et par sa valeur angulaire mesurée par rapport à un plan horizontal.

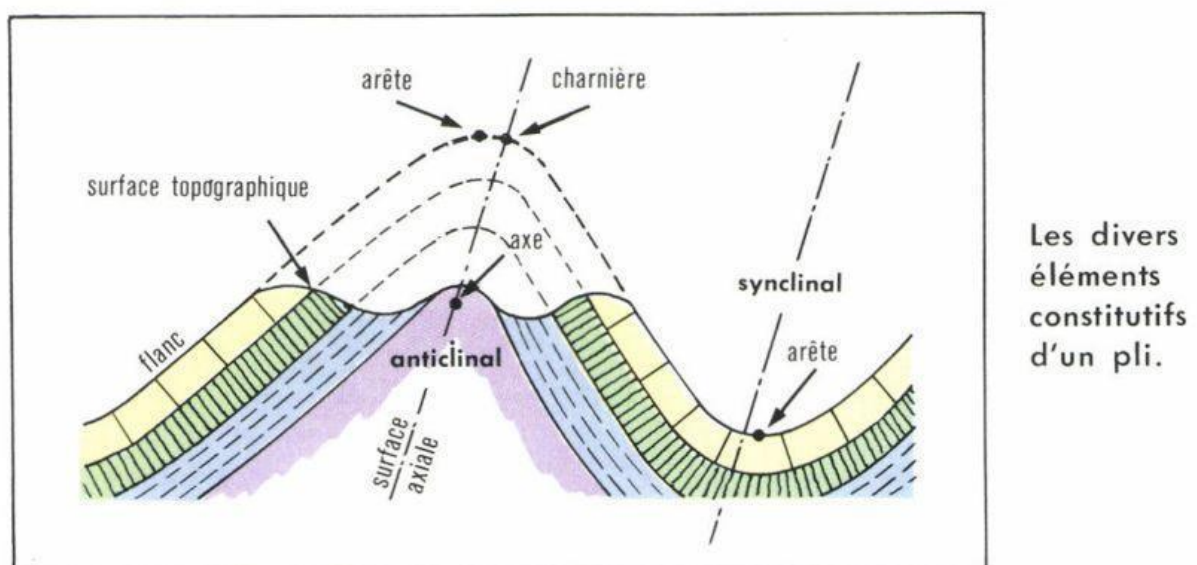


Fig. 41 Les éléments d'un pli

Les différents types de **pli** (Fig. 42)

- a) **Pli isopaque** : Les plis ou toutes les couches géologiques ont une épaisseur constante au cours de la déformation.
- b) **Pli droit** : Lorsque les deux flancs d'un pli ont le même pendage mais de sens opposé, on a affaire à un pli droit, dans ce cas le plan axial est vertical.
- c) **Pli déjeté** : C'est un pli avec un plan axial légèrement incliné de telle manière que les deux flancs ont un pendage différent.

- d) **Pli couché** : Le plan axial est presque horizontale et les flancs sont presque horizontaux.
- e) **Pli anisopaque** : Plis dans lesquels l'épaisseur des couches n'est plus conservée pendant la déformation.
- f) **pli Etiré** : Lorsque l'épaisseur des couches d'un flanc étiré diminue.
- g) **pli Laminé** : Lorsque l'épaisseur des couches d'un flanc étiré devient nulle.
- h) **pli faille** : Lorsque les couches géologiques sont séparées de part et d'autre de la zone de laminage.

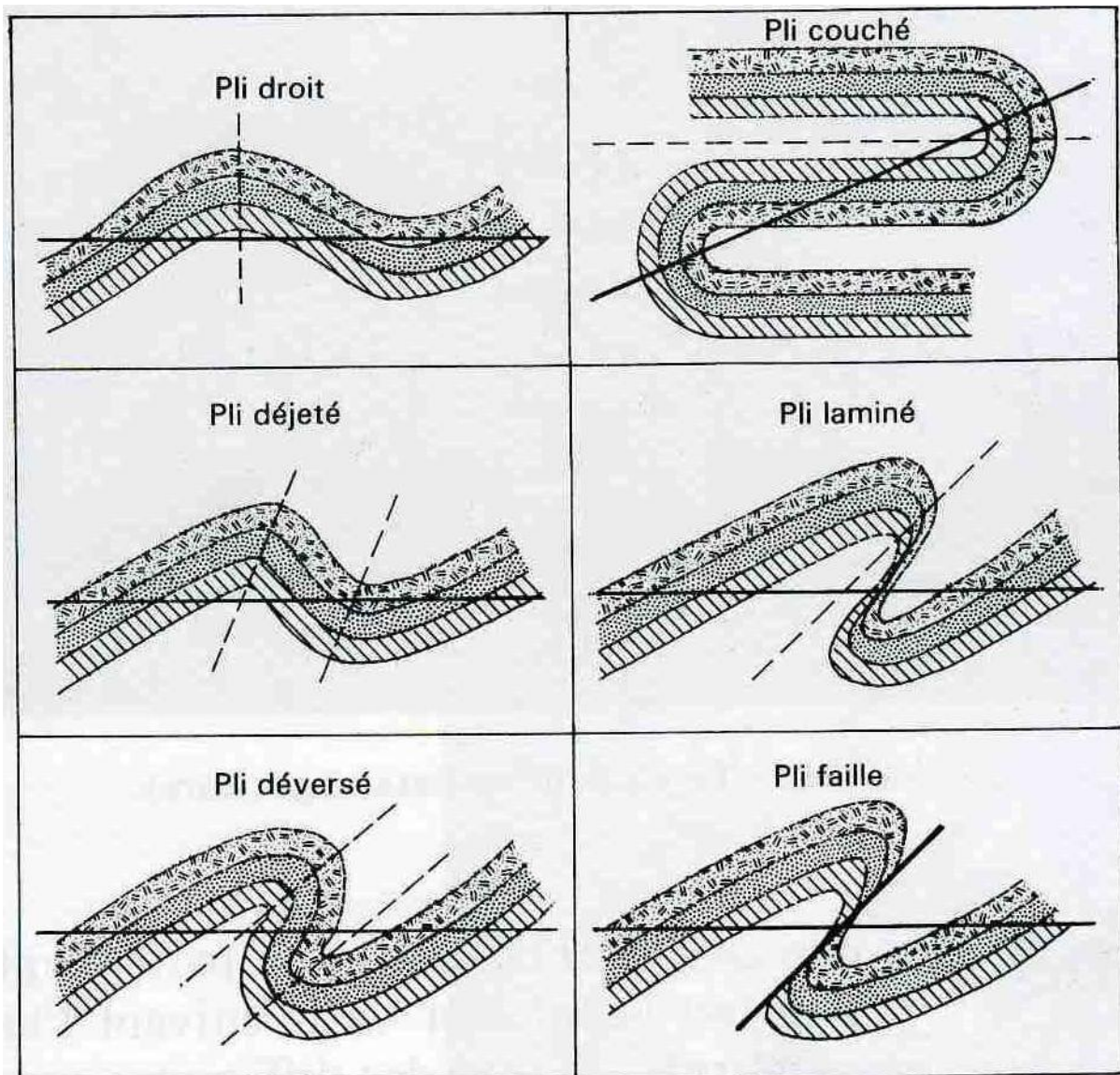


Fig. 42 Les différents types de pli

3.2 Volcanologie

3.2.1 Définition d'un volcan

Un volcan est le lieu où les laves (roches fondues) et des gaz chauds atteignent la surface de l'écorce terrestre. Lave et gaz sont issus du magma, mélange de roches fondues et gaz dans les profondeurs de la terre; le magma est de consistance fluide à visqueuse, il se forme à partir de la fusion partielle du manteau. Les volcans sont de formes variées, en fonction des matériaux émis (laves, blocs, cendres) et des types d'éruption (Fig. 43).

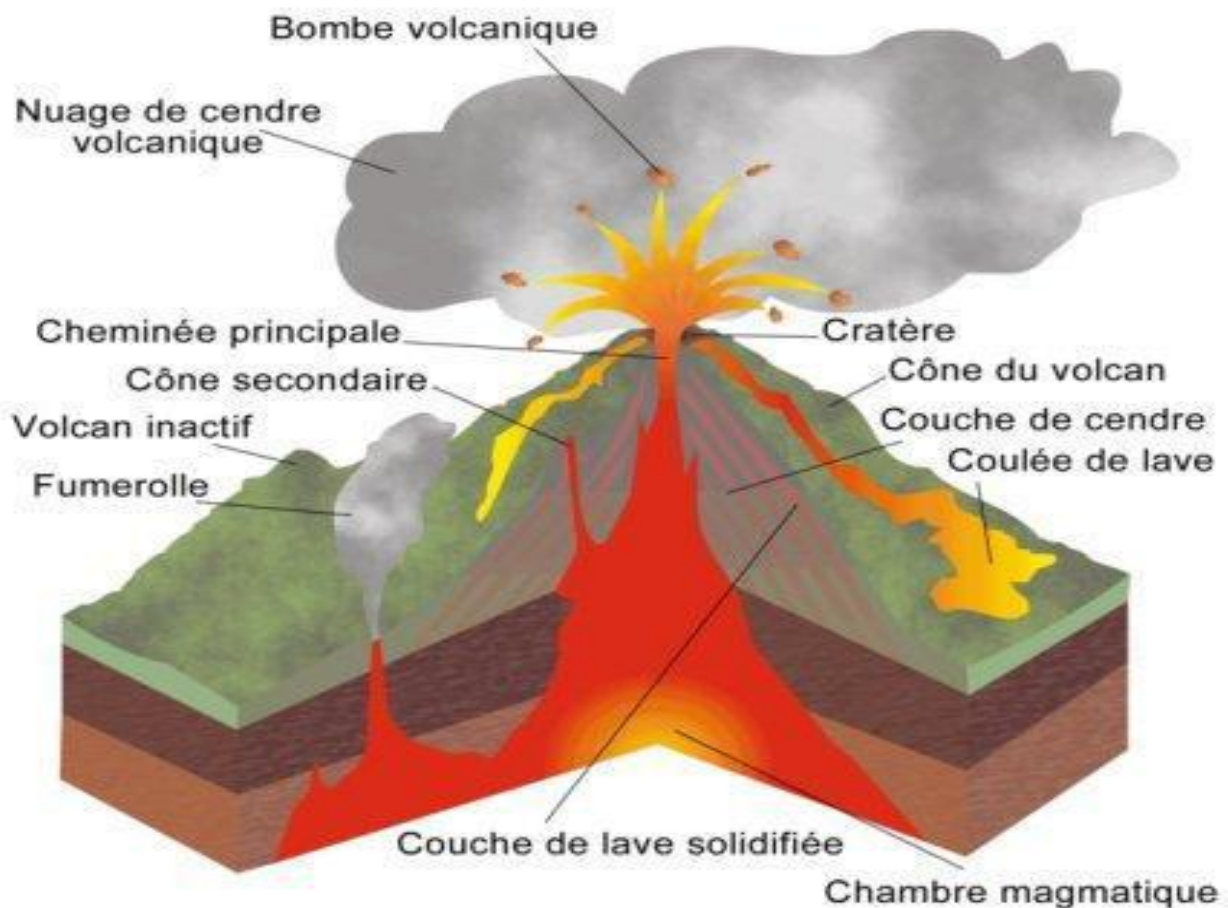


Fig. 43 Schéma d'un Volcan

3.2.1 Les différents types de volcans

Type hawaïien: L'éruption commence par une explosion paroxystique de laves saturées de gaz. Ensuite une phase explosive qui lance le magma dans l'atmosphère sous la forme de lapilli générant une nuée ardente. Il donne des volcans boucliers ; accumulation de laves basaltiques très fluides édifiant des cônes à faible pentes (4 à 6°), mais de diamètre atteignant plusieurs dizaines de kilomètres, à cratère parfois occupé par un lac de lave.

Type strombolien : Les laves, moyennement fluides, tendent à se solidifier et à se consolider en partie dans la cheminée. La pression des gaz sous-jacents broie périodiquement la croûte, produisant des phénomènes modérément explosifs. Il est caractérisé par un stratovolcan à cône régulier, où alternent des coulées de lave et de couches pyroclastiques (projection de blocs, lapilli et cendre).

Type vulcanien: La lave est visqueuse. Dans la cheminée se forme une sorte de bouchon de magma qui sera enlevé seulement lorsque les gaz sous-jacents atteignent une pression suffisante : s'ensuit alors une violente explosion initiale. Les laves sont visqueuses fragmentées par des explosions, et le cône est presque uniquement formé de projection.

Type péleén : Processus éruptif catastrophique et destructeur, comme celui qui déchira la montagne Pelée, à la Martinique. La lave, très visqueuse, obstrue le conduit. La pression des gaz ouvre un chemin vers l'extérieur et les magmas produisent des nuées ardentes.

Ces quatre types ne peuvent rendre compte de la variété des phénomènes volcaniques, et un même volcan peut être d'un type ou d'un autre selon les phases d'activité : c'est par exemple le cas du type vésuvien (du Vésuve, Italie) à éruption tantôt strombolienne, tantôt vulcanienne sous marin, très important, caractérisé par les coulées de laves en coussinet, ou pillow lavas

(Foucoult et Raoult. 1975) (Fig. 44).

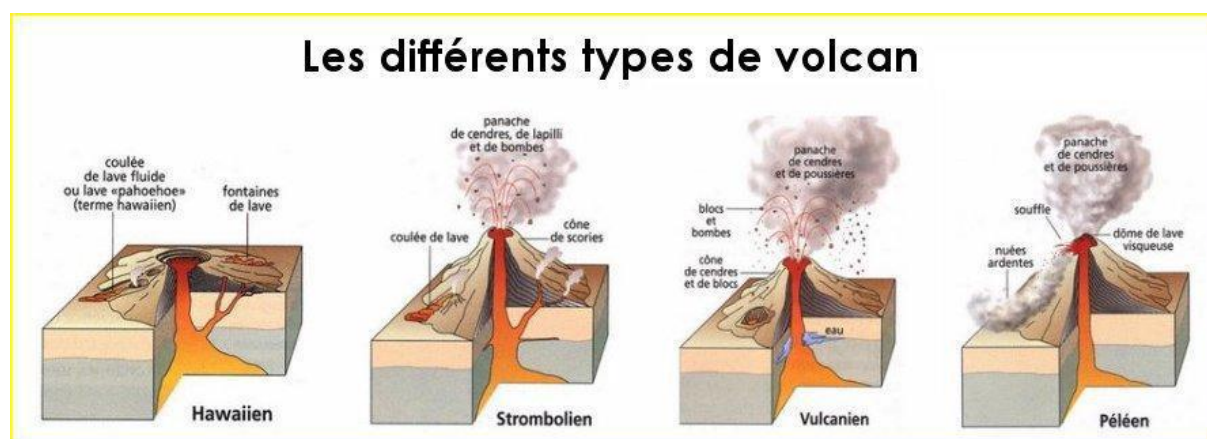


Fig. 44 Les différentes types de volcans

3.2.2 Les roches magmatiques

Introduction

Les roches magmatiques sont des roches «endogènes. » Le terme d'endogène s'applique aux roches ayant leurs caractères déterminants à l'intérieur du globe.

Les roches magmatiques (ou ignées) résultent de la cristallisation d'un magma

- Soit en profondeur (au sein de la croûte, le plus souvent) et l'on parle de roches plutoniques.
- Soit en surface (à la surface des continents ou au fond des océans) et l'on parle des roches volcaniques.

Remarque : Les magmas ont une origine profonde. En effet leur genèse réclame des conditions de température et de pression qui ne sont réalisées naturellement que dans certains contextes géologiques et géodynamiques.

Définitions

Magmas : C'est un liquide qui provient de la fusion partielle, en profondeur de roches préexistantes (la source). La composition chimique de ce liquide dépend de la nature de cette source. La température de formation du magma, elle dépend à la fois du point de fusion de la source ainsi que du contexte géologique dans lequel s'opère la fusion (cette température est comprise entre 700 et 1400°)

Après sa formation le magma s'extrait spontanément de sa source, c'est un liquide dont la densité est inférieure à celle des roches encaissantes et s'injecte dans les terrains surincombants. Si le magma reste bloqué en profondeur, il donnera naissance à des roches plutoniques.

Fusion partielle (Anatexie): Il s'agit d'une fusion qui, affecte une partie de la source la plus fusible. La partie de la source qui ne fond pas constitue le résidu de fusion partielle.

Source : Il s'agit donc des roches qui par fusion partielle donne un magma. Cette source peut être **mantellaire** ou **crustale**

Source mantellaire : La fusion affecte les péridotites qui constituent le manteau. Les péridotites sont constituées de 90% de silicates ferromagnésiens (olivine et pyroxène). **Donc** elle sont riches en **Fe et Mg, et** relativement pauvres en **Si, Na, K**

Source crustale : La fusion partielle affecte les roches métamorphiques qui sont riches en **Si, Na, K** et relativement pauvres en **Fe et Mg.**

Composition du magma : chimiquement les liquides magmatiques correspondent à un mélange de silicates fondus et de gaz. Leurs compositions

dépendent de la nature de la source et du taux de fusion partielle. Ils existent trois types de magma, **Les magmas basaltiques, les magmas granitiques et les magmas andésitiques.**

Les trois types de magma (**basaltique, granitique, andésitique**) sont associés chacun à un contexte géodynamique spécifique.

Les magmas basaltiques se forment en contexte **distensif** :

- Soit à la limite des plaques, au niveau des rides **médio-océaniques** :
- Soit à l'aplomb des points chauds, en domaine **intra plaque** (à l'intérieur d'une plaque et loin de ses frontières) (Boillo et al., 2003)

Les magmas granitiques : Se forment dans les zones d'épaississement de la croûte continentale, au niveau des chaînes de montagnes résultant de la collision de deux plaques continentales (les Alpes, l'Himalaya, la vieille chaîne Hercynienne).

Les magmas andésitiques sont typiquement associés aux **zones de subduction**. soit du type marge continentale active (**Cordillère des Andes**), soit du type arc insulaire (**l'archipel du Japon, Iles Eoliennes**). Ce contexte géodynamique correspond à l'affrontement d'une plaque océanique et d'une plaque continentale, et à l'enfoncement de la première sous la seconde.

Cristallisation du magma

D'une manière générale, les minéraux sont stables dans des conditions précises de température, de pression et d'environnement chimique. Lorsque ces conditions changent, les minéraux peuvent devenir instables et être remplacés par d'autres minéraux caractérisés par des structures cristallines différentes et souvent par une nouvelle répartition des éléments chimiques. Au sein d'un édifice cristallin donné, par contre des échanges d'ions peuvent avoir lieu selon des règles de substitution d'ions (**Dercourt et Paquet, 1975**).

La viscosité des magmas

La viscosité d'un magma dépend principalement de la température et de la pression bien entendu, mais également de sa teneur en silice, de la présence de gaz, et de sa teneur en eau. Les magmas ne possèdent pas la même viscosité. La nature des roches magmatiques ou cristallines dépend de la nature du magma qui leur a donné naissance. Les facteurs qui ont une influence sur la viscosité sont :

La teneur en silice SiO_2 a une influence très importante,

Les différents types de magma

Types de magmas	Propriétés
Magmas basaltiques	<p>se forment au sein du manteau</p> <p>Profondeur 30 km à l'aplomb des dorsales océaniques 100- 200 km sous les zones distensives continentales et océaniques (volcanisme intra plaque).</p> <p>Très fluide.</p> <p>Fusion partielle des péridotites du manteau, températures de fer.</p>
Magmas granitiques	<p>Se forment aux dépens de roches métamorphiques qui constituent la base de la croûte continentale.</p> <p>Les températures de fusion sont relativement faibles (700-900°C).</p> <p>Les liquides formés ont des compositions radicalement opposées à celle des basaltes</p> <p>Très riches en silice 70%, et en alcalins > Viscosité forte.</p> <p>Ce type de magma cristallise très souvent à l'endroit où il se forme (granite d'anatexie).</p>
Magmas andésitiques	<p>Ce type de magma se forme à l'aplomb des zones de subduction, à des profondeurs d'une centaine de km.</p> <p>Leur source est constituée par les péridotites du manteau qui se trouvent juste au dessus de la plaque océanique plongeante. Ces péridotites, du fait de leur position particulière, ont des compositions chimiques significativement différentes de celles d'un manteau normal :</p> <p>elles sont enrichies en eau et en un certain nombre d'éléments (tels que Na, K). Cet enrichissement est lié à la déshydratation de la plaque océanique plongeante au fur et à mesure de son enfoncement au sein du manteau et à la migration de ces fluides dans les péridotites situées au dessus de cette plaque. Dans ces conditions la fusion partielle s'opère à des températures voisines de 900°C.</p> <p>Les magmas qui sont issus ont des compositions intermédiaires entre les magmas basaltiques et granitiques</p> <p>SiO₂%=58, Na₂O%+K₂O%=5, FeO%+Fe₂O₃%=7, MgO%=3, CaO%=7 et en conséquence des propriétés physiques intermédiaires. Ce magmatisme va donc alimenter à la fois un volcanisme et un plutonisme importants.</p>

Les roches plutoniques

Lorsque la migration est plus lente, le magma cristallise en profondeur pour former les masses rocheuses appelées roches intrusives ou roches plutoniques. La grande majorité des roches intrusives est constituées de granites.

Les intrusions à travers des roches sédimentaires, métamorphiques et magmatiques peuvent être de grande taille comme les batholites.

- **Les dykes**, ayant l'aspect d'une plaque, tranchent nettement dans les couches sédimentaires ou métamorphiques, de largeur de quelques centimètres à des centaines de mètres. Un dyke constitue le remplissage intrusif d'une fissure verticale ou oblique.
- **Les sills**, ayant également l'aspect d'une plaque, mais qui s'insèrent horizontalement entre les couches sédimentaires, parallèlement à leur stratification, dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres.
- **Les laccolites et les lopolites**, qui se forment lorsqu'une masse magmatique plus au moins visqueuse, soulève les couches surincombantes, soit rempli les sommets altérés des formations sédimentaires, en formant une coupole ou une lentille alors que l'autre face reste en concordance avec la stratification.
- **Les pipes** qui sont des remplissages de cheminées volcaniques, soit des laves solidifiées, soit des fragments de roches anguleux enlevés aux parois, soit de manière générale, un mélange ou des laves cimentent les fragments de roches. (Fig. 45)

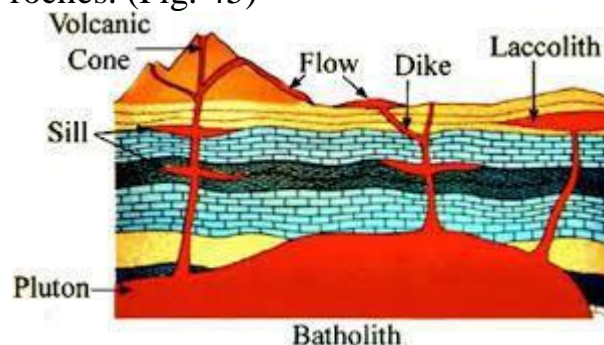


Fig.45 Modes de gisement des roches magmatiques

Les roches volcaniques

Lorsque la migration est rapide, le magma atteint la surface de la croûte et s'y répand. Le refroidissement est alors relativement rapide et mène à la formation de laves, terme général désignant les roches volcaniques (également appelées roche extrusives ou effusives). Si la grande majorité des laves est composée d'une roche foncée plutôt dense, appelée basalte, elles se répandent à la surface de la croûte terrestre sous deux formes principales : les écoulements (blocs ou laves en fusion, ponces, cendres et boues) et les projections (éboulements, bombes, lapillis, cendres et poussières).

Compte tenu du refroidissement rapide soit à l'air libre, soit sous l'eau (au niveau des dorsales océaniques par exemple), les roches extrusives ne présentent que quelques minéraux de petite taille dans une masse homogène à l'œil nu. La cristallisation est donc faible, voire inexistante (exemple des bombes volcaniques) (Fig. 46).

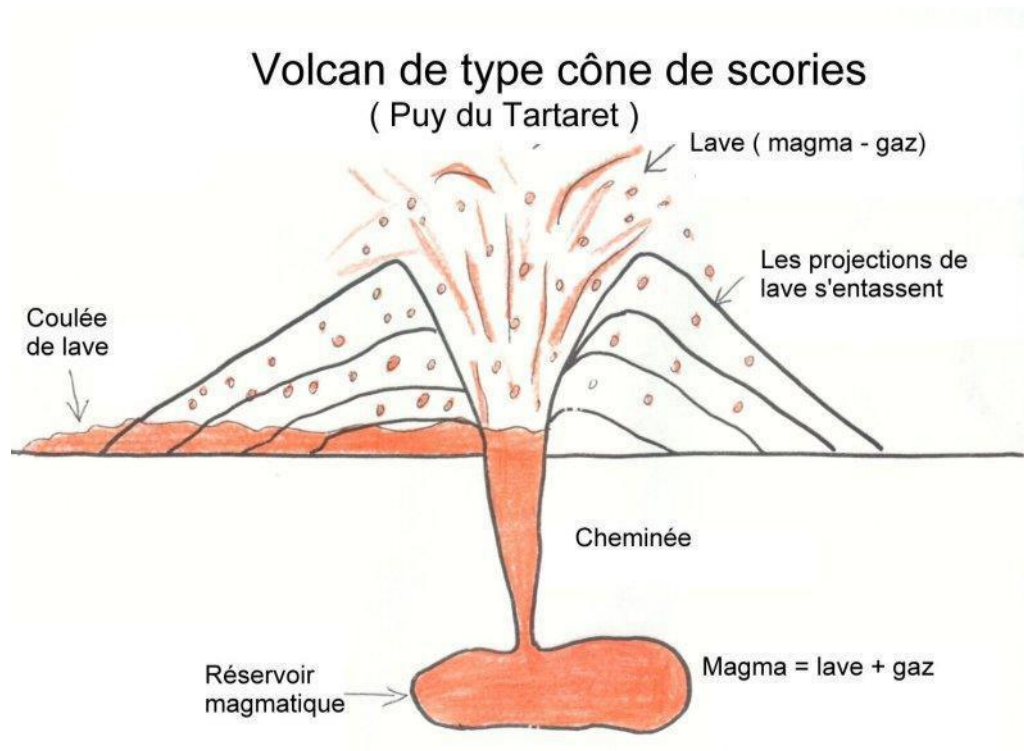


Fig. 46 Projection d'un volcan

Classification et nomenclature des roches magmatiques.

Il existe plusieurs classifications basées : soit sur la teneur en silice, soit sur la composition minéralogique, soit sur la structure cristalline, soit encore sur l'indice de coloration. Ce n'est que depuis 1974 qu'il existe une classification internationale unifiée due aux travaux de Streckeisen, basée sur les proportions relatives des principaux minéraux constitutifs

Texture (structure) des roches magmatiques

La texture est l'organisation et la taille des différents minéraux constitutifs d'une roche magmatique quand on observe un échantillon tant à l'œil nu qu'au moyen d'une loupe ou encore au microscope. Il existe plusieurs types de texture dont les plus importantes sont :

- La texture grenue
- La texture microgrenue
- La texture microlithique

La texture grenue

La roche est complètement cristallisée. Elle est donc le produit d'un refroidissement l'entra très lent qui se produit dans la croûte terrestre. En conséquence, seules les roches plutoniques et certaines roches filoniennes présentent cette structure.

On distingue alors plusieurs variétés de roches grenues :

Roches à texture grenue normale : pour lesquelles les grains ont approximativement la même taille, semblable à celle d'un grain de blé, c'est le cas de la majorité des granites et des granodiorites.

Roches à texture aplitique : pour lesquelles les grains ont également la même taille mais sont plus petits, à peine visibles à l'œil nu, cas des diorites et gabbros.

Roches à structure pegmatitique : les minéraux présente une taille semblable mais importante. Ces roches sont le produit d'un refroidissement très lent ,cas des pegmatites.

Roches à texture porphyrique : Les minéraux ont des tailles fort différentes. Certains minéraux sont centimétriques dans une masse cristalline formée de minéraux millimétriques ou infra millimétriques. Cas des roches filoniennes

Texture microgrenue : La roche est entièrement cristallisée mais les différents minéraux sont indifférentiables à l'œil nu et très difficilement au moyen d'une loupe. C'est le cas des roches filoniennes et de la périphérie des massifs plutoniques. Certaines roches peut présenter des cristaux de grande taille dans une masse cristalline microgrenue (roches porphyriques)

Texture microlithique

Dans ce cas, la roche n'est plus entièrement cristallisée. De très petits cristaux, le plus souvent allongés et observables uniquement au microscope, sont présents et « nagent » dans une masse vitreuse amorphe. Parfois des cristaux infra-millimétriques sont présents (le plus souvent de l'olivine). Cette structure est caractéristique d'un refroidissement rapide, ce qui est le cas de la majorité des roches volcaniques ou extrusives, autrement dit, des basaltes. (Fig.47).

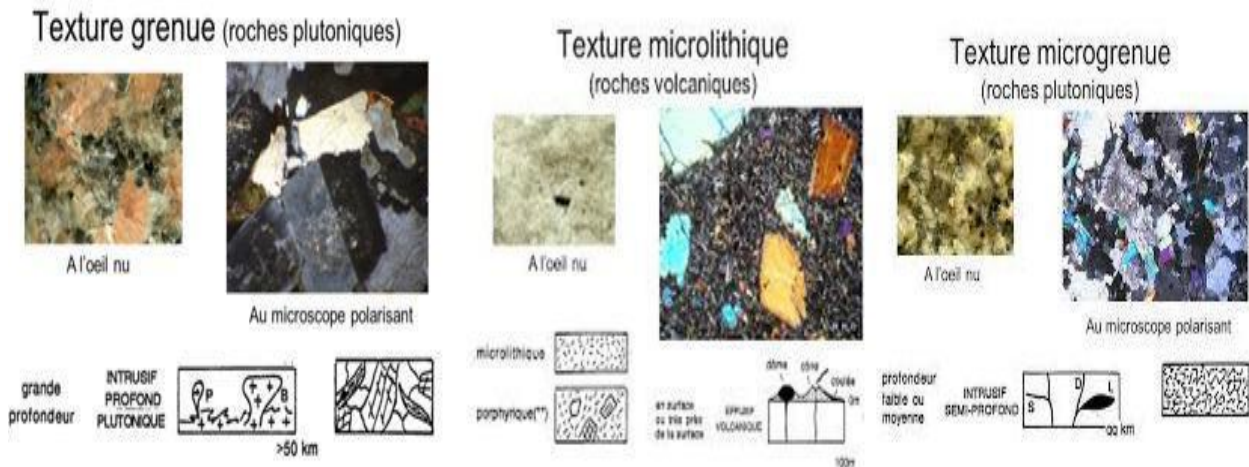


Fig. 47 les différentes textures gresue, microgresue et microlithique

La composition minéralogique

Roches saturées (s'il y a excès de SiO_2) + quartz

Roches sous saturées (déficit en SiO_2) + olivine, feldspathoïde

Les minéraux blancs

- Quartz
- Feldspaths alcalins (orthose, sanidine, albite)
- Feldspaths calco-sodiques ou plagioclases
- Feldspathoïdes (leucite, néphéline, mélilite)

Les minéraux noirs

- Les minéraux noirs colorés
- Olivines
- Pyroxènes
- Amphiboles
- Micas

.Les différents systèmes de classifications

Deux approches sont possibles pour classer les roches magmatiques, se baser soit sur la composition **minéralogique**, soit sur la composition **chimique** (Tableau 7).

Tableau 7 : classification simplifiée des roches magmatiques

ROCHES MAGMATIQUES	roches saturées		roches sous-saturées	
	avec quartz et feldspaths	avec feldspaths sans quartz, ni feldspathoïdes	avec feldspaths et feldspathoïdes	avec feldspathoïdes sans feldspaths
feldspaths alcalins seuls ou dominants	GRANITE rhyolite	SYÉNITE trachyte	SYÉNITE NÉPHÉLINIQUE phonolite	IJOLITE (avec néphéline) néphélinite
feldspaths alcalins et plagioclases (i.e. calco-alcalines)	MONZOGANITE rhyolite latitique GRANDDIORITE rhyodacite	MONZONITE trachyandésite	ESSEXITE téphrite (sans olivine)	
plagioclases seuls An < 50	DIORITE QUARTZIQUE dacite	DIORITE andésite	THÉRALITE basanite (avec olivine)	MISSOURITE (avec leucite) leucite
	GABBRO QUARTZIQUE basalte tholéiitique	GABBRO basalte		
An > 50	PÉRIDOTITE, AMPHIBOLOLITE, PYROXÉNOLITE picrite			

A) La norme et le mode

L'école américaine a proposé une classification fondée sur l'analyse chimique et le calcul d'une composition minéralogique virtuelle appelée méthode **C.I.P.W** du nom de ses auteurs (Cross, Iddings, Pirson, et Washington). Le fondement de cette méthode consiste, à partir de l'analyse globale exprimée en oxydes (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , MgO ect.).

On appelle mode, la composition minéralogique effective de la rochetelle qu'elle résulte d'une observation au microscope. Dans le cas des roches entièrement cristallisées, la norme et le mode sont très voisins.

Coloration

On peut distinguer plusieurs classes de roches (magmatiques) suivants le pourcentage de minéraux ferromagnésiens (minéraux colorés) on obtient : Roches **hololeucocrates** : (0 – 12.5 %) de ferromagnésiens

Roches **leucocrates** : (12.5 -37.5%) de ferromagnésiens

Roches **mésocrates** : (37.5 – 62.5%) de ferromagnésiens

Roches **mélanocrates** : (62.5 -87.5%) de ferromagnésiens

Roches **holomélanocrates** : (87.5 – 100%) de ferromagnésiens

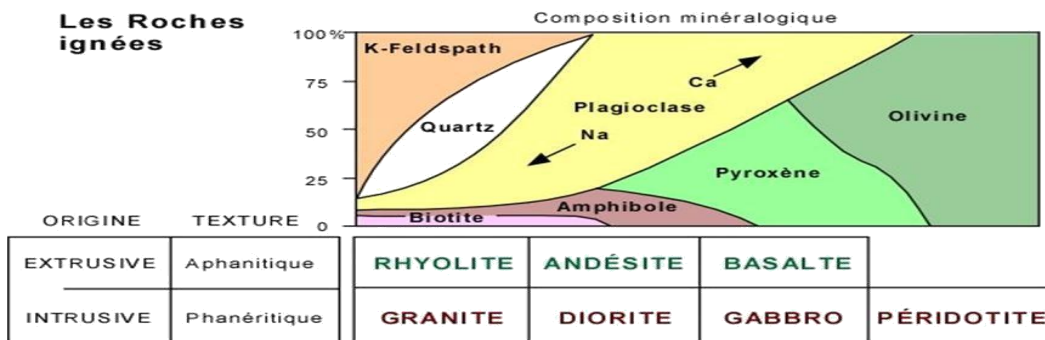
B) Classification nodale et normative

C'est une classification minéralogique, qui repose sur la détermination de tous les minéraux d'une plaque par balayage systématique de la préparation grâce à un compteur de point muni d'un dispositif qui entraîne automatiquement la platine à chaque impulsion. On peut connaître la composition minéralogique (mode) réelle de la roche si elle est entièrement cristallisée. Sinon il faut établir la norme, à partir de l'analyse chimique.

C) La classification de Streckeisen

Afin d'unifier la terminologie des roches magmatiques, l'Union International des Sciences Géologiques (U.I.S.G) a recommandé l'emploi de la classification de Streckeisen (1974). Cette classification, qui s'applique aux roches présentant moins de 90% en ferromagnésiens, est basée, comme la précédente, sur l'incompatibilité existant entre le quartz et les feldspathoïdes. L'ensemble des roches peut être sur un graphe constitué de deux diagrammes triangulaires ayant une base commune. Les pôles de la base commune sont occupés par les feldspaths alcalins et les plagioclases et les pôles opposés, de part et d'autre, correspondent au quartz et aux feldspathoïdes (Fig. 48).

Composition des roches ignées



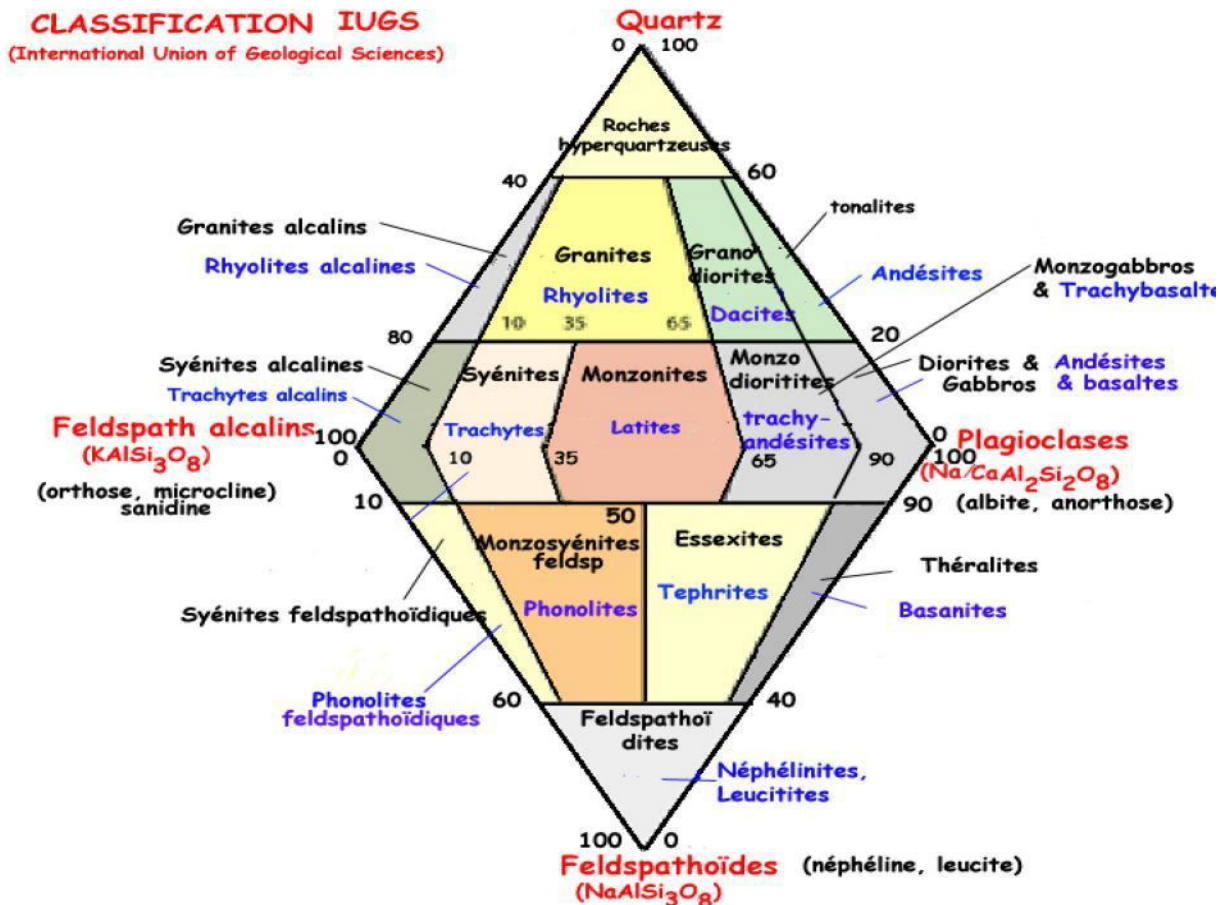


Fig. 49 Classification de Streckeis

D) La classification chimique

L'utilisation de diagramme (Na₂O + K₂O (%)) vs SiO₂ (%) permet de distinguer les séries magmatiques alcalines et subalcalines ainsi que les domaines des différents membres de chaque série. Pour les roches volcaniques, cette classification n'est applicable qu'aux roches non enrichies en potassium. Elle ne s'applique que pour les roches non altérées et non métamorphosées car les alcalins sont mobiles durant les deux processus d'altération et de métamorphisme. En général, les séries magmatiques sub alcalines sont subdivisées en séries calco-alcalines et en série tholéïliques (faiblement potassique). La distinction entre ces deux séries se fait aisément sur un diagramme AFM ou **A= Na₂O + K₂O**, **F=FeO + Fe₂O₃**, **M=MgO** Ce diagramme permet de visualiser l'évolution des principales séries au cours de la différenciation, c'est à dire à taux de silice croissant, en s'éloignant du pole Mg dans le diagramme (Fig. 50).

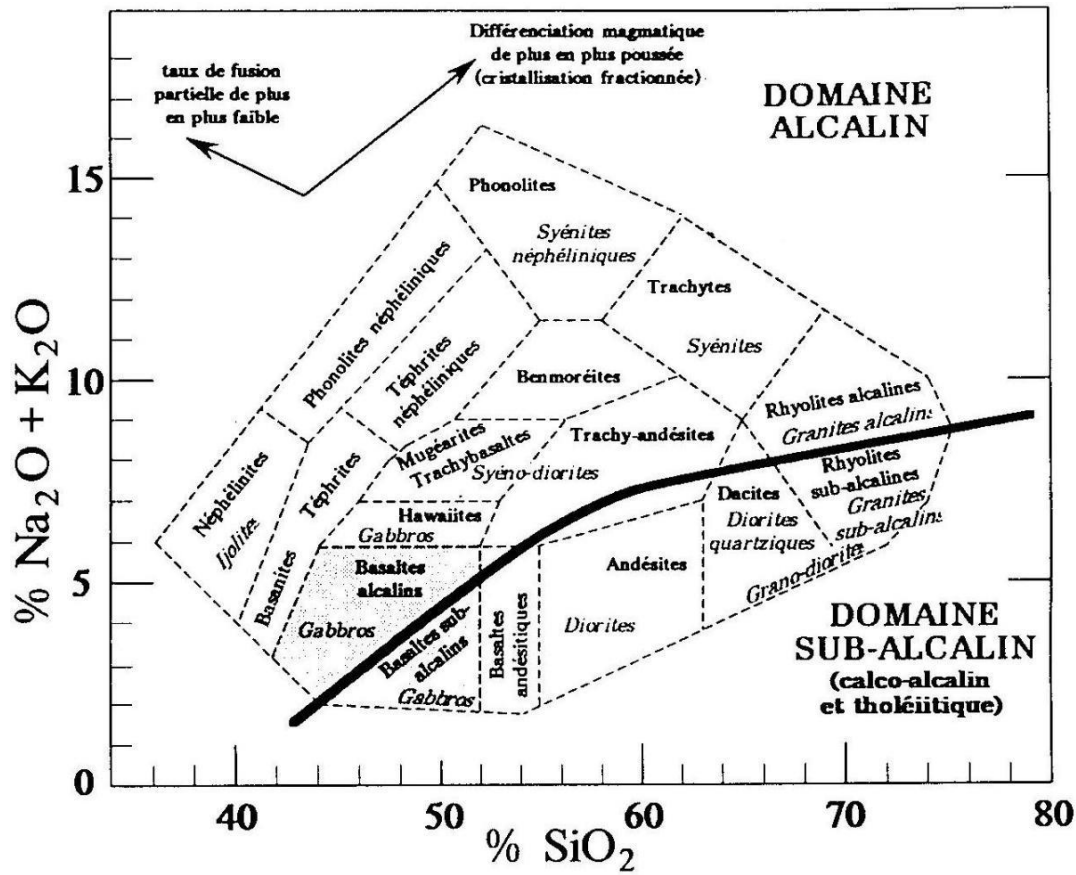


Fig. 50 classification chimique des roches magmatiques

Les différentes roches magmatiques (Fig. 51)



3.3 La tectonique des plaques

3.3.1 Définition d'une plaque tectonique

Les plaques tectoniques ou plaques lithosphériques sont des fragments de la lithosphère qui résultent de son découpage à la manière d'un puzzle par un système de faille, de dorsales, de rifts et de fosses de subduction. Les plaques lithosphériques se déplacent de quelques centimètres par an dans des directions différentes, ce qui entraîne la formation de zones de divergence, de subduction, de collision et de coulissage. La terre est actuellement composée de 12 plaques principales qui se déplacent, se heurtent, se frottent et glissent les unes sur les autres. La plupart de ces déplacements, sont interceptibles mais il arrive que certaines forces s'accumulent, et leur relâchement peut être brutal, provoquant des séismes. Les montagnes comme les **Alpes**, l'**Himalaya** ou la **cordillère des Andes** sont le résultat d'affrontements des plaques en perpétuel mouvement. La terre est formée par 12 principales plaques tectoniques qui sont : (Fig 52)

1. Plaque Nord-Américaine
2. Plaque Sud-Américaine
3. Plaque Africaine
4. Plaque Eurasienne
5. Plaque Indo-Australienne
6. Plaque Antarctique
7. Plaque Pacifique
8. Plaque Arabique
9. Plaque des Philippines
10. Plaque de Nazca
11. Plaque des Caraïbes
12. Plaque des Cocos

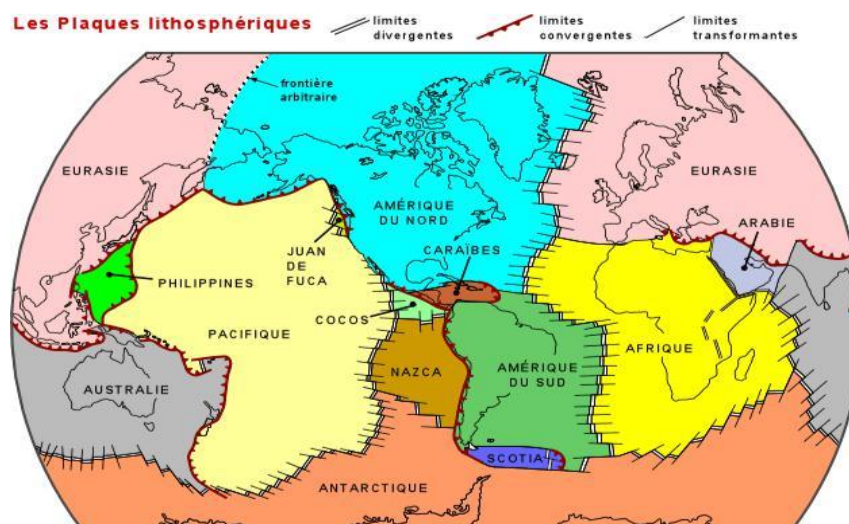


Fig 52 Les palques tectonic

Les limites entres plaques

La lithosphère est découpée en un certain nombre de plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Ce mouvement défini trois types de frontière entre les plaques.

Les frontières divergentes : là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où de la matière fondue, montant de l'asthénosphère, est ajoutée sur les bords de chacune des deux plaques. C'est ce qui se produit au niveau des dorsales océaniques au milieu des océans actuels.

Les frontières convergentes: 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. Un autre type de frontière convergente est celui où deux plaques entrent en collision, là où se forme la plupart des chaînes de montagnes intracontinentales.

Les frontières transformantes : là où deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long de failles; dans ce cas il n'y a ni destruction, ni création de matière.

A) Les frontières divergentes

- C'est la région des dorsales océaniques, lignes suivant lesquelles deux plaques s'écartent l'une de l'autre, et qui sont continuellement comblées par l'arrivée de magmas basaltiques neufs, venu de l'asthénosphère. L'axe de la dorsale est souligné par une vallée profonde dans laquelle se mettent en place les magmas qui jaillissent du manteau.

- Ce magma crée une nouvelle croûte océanique et s'intègre au système des deux plaques : c'est l'expansion du plancher océanique.
- L'âge de la croûte océanique augmente donc d'une manière symétrique en s'éloignant de la dorsale. Ce processus d'expansion, bien que lent, n'est pas négligeable, et l'ouverture ou la progression est en moyenne de 2 cm par an (10 cm/an au maximum dans **la dorsale du Pacifique Est**).
- Il se crée donc continuellement de la nouvelle lithosphère océanique au niveau des frontières divergentes, c'est-à-dire aux dorsales médio-océaniques.
- Au cours de son écartement de la dorsale, la plaque océanique nouvellement créée, se refroidit, s'épaissit, devient plus dense et se recouvre de sédiments.

- Le stade initial de l'ouverture océanique se produit sur un continent : quand la croûte continentale s'amincit, on a formation d'un rift (exemple : le

Rift Est-Africain). Avec le temps, le rift devient une dorsale océanique (Fig. 53a ,53b).

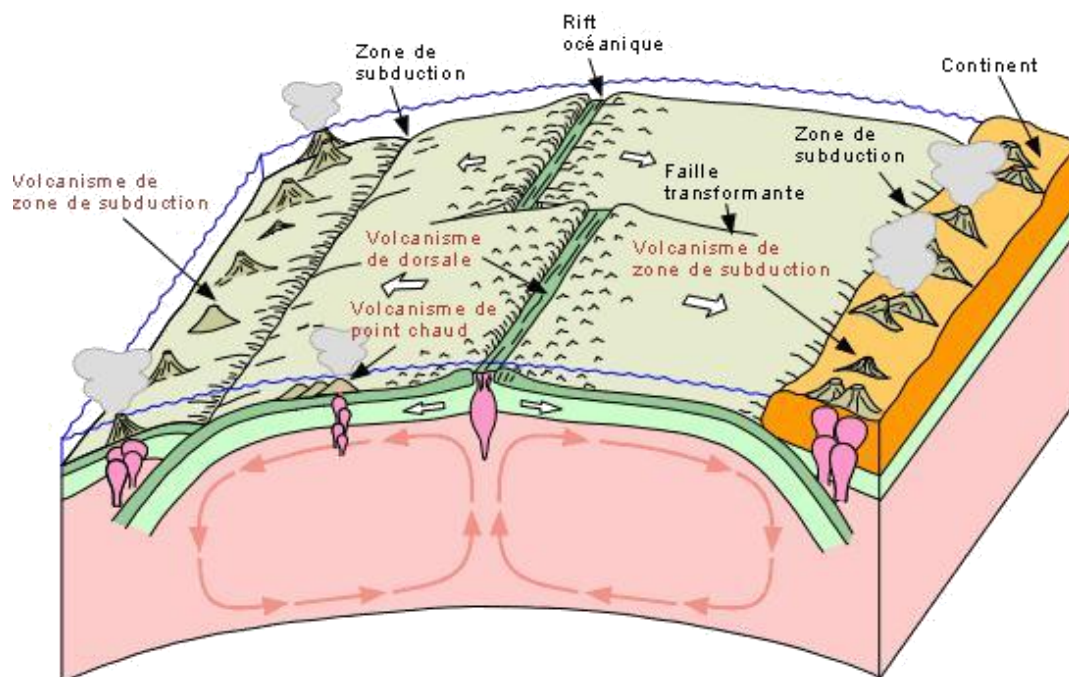


Fig. 53 a Limites entre les plaques

B) Les frontières convergentes

- Etant donné que la surface terrestre a toujours été constante, le fait que de nouvelles plaques se créent continuellement aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs. Cette destruction se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.
- La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Ainsi, le volume de la Terre ne change pas.
- On appelle subduction (de sub, et du latin ducere, tirer) le processus par lequel la lithosphère descend dans l'asthénosphère. Les marges le long desquelles les plaques sont subductées sont appelées zones de subduction. Elles sont marquées par des fosses profondes dans le fond océanique.

Les limites de convergence de plaques peuvent être de trois types :

Convergence croûte océanique – croûte océanique: dans ce cas, la plaque océanique ancienne plonge sous l'autre plaque plus jeune, moins épaisse et moins dense. Il y'a dans ce cas formation **d'un arc volcanique insulaire océanique** sur la bordure de la plaque non subductée. A l'arrière de certains de ces arcs s'ouvre **un bassin arrière arc** dans lequel se crée une nouvelle croûte océanique. (Exemple : la fosse des Philippines, les îles Mariannes, la fosse du Japon).

Convergence croûte océanique – croûte continentale : dans ce cas la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale. Il se formera une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental) et donc une cordillère montagneuse. Le cas le plus typique est la fosse Pérou-Chili :

Convergence croûte continentale – croûte continentale: deux plaques entrent en collision lorsque la subduction de la partie océanique d'une plaque ramène aussi une partie continentale. Dans ce cas, la croûte continentale ne peut pas s'enfoncer dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport

à celle de l'asthénosphère. Le mécanisme se coince et il y'aura collision entre les deux croûtes continentales avec soulèvement, plissement et chevauchement de l'épaisse couverture sédimentaire et formation d'une chaîne de montagnes. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule. L'exemple le plus célèbre est la collision de l'Inde avec le continent asiatique et la formation de l'Himalaya.

C) Les frontières transformantes

- Les frontières transformantes correspondent aux régions où deux plaques coulissent l'une par rapport à 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.
- 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**.

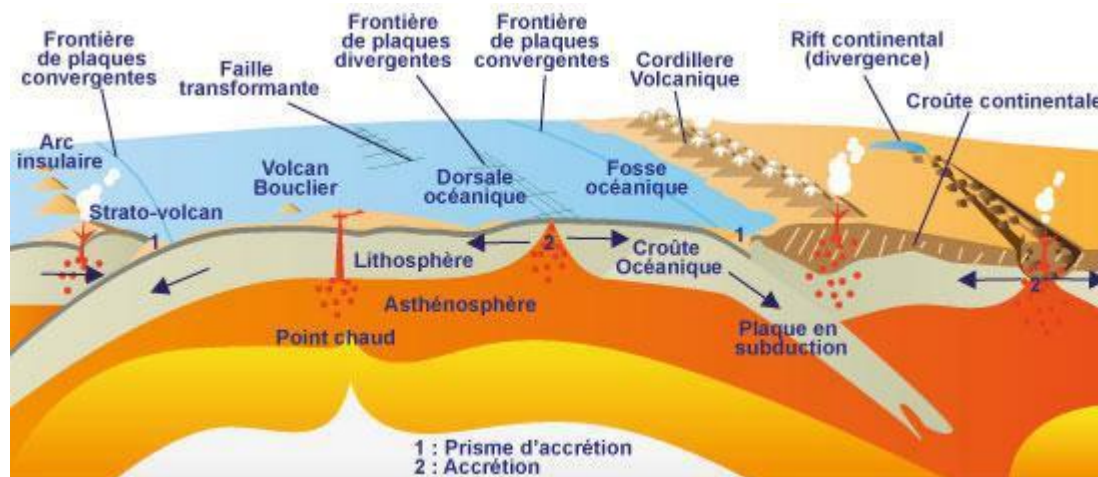


Fig. 53b Les différentes frontières

Théorie de Wegner

En 1912, Alfred Wegener, météorologiste allemand, publia dans 2 revues différentes un article sur sa vision de l'évolution du visage de la Terre : « Die Entstehung der Kontinente ». Partant de l'observation que les formes des continents africains et américains se complètent, utilisant les observations paléontologiques, géologiques et climatologiques faites par d'autres scientifiques, il en déduit que les continents se sont déplacés au cours des temps. Il reconstitue alors le continent originel : la Pangée. N'étant pas géologue, sa théorie n'est pas très bien reçue par la communauté scientifique, mais elle suscite malgré tout un intérêt car elle correspond à un questionnement. D'autres savants avant lui avaient déjà fait la même observation. D'autres chercheurs vont dès lors modifier petit à petit la théorie de Wegener, au fur et à mesure des découvertes géophysiques, pour aboutir à la fin des années 60 à la théorie de la tectonique des plaques (Fig. 54).

Les Arguments de la théorie de Wegner

Les arguments topographiques

Le premier argument est la similitude des formes existant entre les côtes d'Afrique et d'Amérique du Sud qui permet un emboîtement quasi parfait des deux continents. En fait la similitude est bien meilleure si l'on utilise le bord du plateau continental plutôt que la ligne du rivage.

Arguments géodésiques

Par des observations géodésiques réalisées au début du XX^e siècle, Wegener a cru pouvoir mettre en évidence un déplacement vers l'ouest du

Groenland s'éloignant de l'Europe à une vitesse mesurable. Ces observations reposaient sur la détermination des longitudes de certains points du Groenland à des époques différentes, à l'aide de la méthode des signaux radiotélégraphiques. Des études récentes n'ont malheureusement pas confirmé cette dérive.

Arguments géophysiques

Une analyse statistique de la topographie du globe terrestre met en évidence deux altitudes principales, qui correspondent respectivement aux fonds océaniques et à la surface des continents. Cette observation correspond à une croûte formée de deux couches, une couche supérieure composée de roches légères (**granite**) et une couche inférieure composée de roches plus lourdes (basalte, gabbro, péridotite). Cette analyse est confirmée par des variations locales de la constante de gravitation terrestre. De plus, elle est incompatible avec le modèle d'une écorce où le relief résulte de soulèvements et d'affaissements fortuits.

Arguments géologiques

Wegener fut attiré par les homologues géologiques que l'on rencontrait de part et d'autre de l'Atlantique. Ainsi, pour la partie sud, le plissement des chaînes du Cap et des Sierras de Buenos-Aires; l'identité des roches éruptives, des sédiments, des directions structurales et de nombreuses autres particularités des plateaux gneissiques brésilien et africain (fin du Paléozoïque, début du Mésozoïque). Quant à l'Atlantique Nord, on retrouve les mêmes plissements armoricain, calédonien et algonkien, en Amérique du Nord, au Groenland et en Europe et des moraines terminales quaternaires en Terre-Neuve, Nouvelle-Ecosse et Europe occidentale (du début à la fin du Paléozoïque). Wegener, sans s'étendre sur le sujet, fait d'autres constatations, notamment dans l'Archipel de la Sonde, l'Inde, Madagascar et l'Australie.

Arguments paléontologiques et biologiques

Dans ces domaines, se basant sur les nombreux travaux de biologistes et de paléontologues, Wegener constate aussi des similitudes entre les différents continents. Il relève la présence de petits reptiles fossiles *Mesosaurus* en Afrique du Sud et au Brésil (fin de l'ère Paléozoïque : 270 Ma), l'extension de la flore à *Glossopteris* à la fin du Paléozoïque dans les continents du sud, l'identité faunique du Carbonifère **européen** et **nord-américain**. La répartition d'espèces vivantes lui sert également de preuve. Il constate une similitude entre les vers de terre d'Amérique du Nord et d'Europe, d'Amérique du Sud et d'Afrique, d'Australie, d'Afrique du Sud, de l'Inde et de Patagonie. Les marsupiaux d'Australie, avant de subir une évolution isolée à partir du début du Tertiaire, présentent des analogies avec les espèces fossiles d'Amérique du Sud, attestant d'une liaison entre ces deux continents. L'explication acceptée par un

grand nombre de savants de l'époque était l'existence de liaisons terrestres temporaires entre les différents continents, des sortes de « ponts » en fait. Mais les arguments géologiques et géophysiques prouvant la non-existence de vestiges de ces anciennes passerelles au fond des océans, il est logique d'accepter la thèse de Wegener.

Arguments paléo-climatiques

Actuellement, les zones climatiques sont plus ou moins bien définies. On distingue une zone équatoriale pluvieuse. De part et d'autre de celle-ci des zones tropicales de hautes pressions (zones arides et de moussons), ensuite des zones tempérées aux pluies cycloniques et enfin des zones polaires représentées par les calottes glaciaires. On retrouve les traces d'anciens climats dont les plus importantes sont les tillites. Les tillites sont des lits de moraines glaciaires reposant sur un soubassement strié de roches. Elles sont la conséquence d'anciennes nappes glaciaires. La distribution de ces dépôts glaciaires carbonifère et permien, dans les différentes parties du Gondwana, de l'Amérique du Sud, de l'Inde et de l'Australie, est assez spectaculaire. Le charbon s'est constitué dans des conditions climatiques humides et les couches épaisses sont un argument en faveur d'un climat tropical à végétation luxuriante. Là encore, une reconstitution de la Pangée montre que les gisements de l'Est des Etats-Unis, de l'Europe et de la Chine s'alignent sur une ceinture équatoriale à 90° du centre d'une importante masse glaciaire. Les dépôts de sel et de gypse, quant à eux, certifient l'existence d'un climat aride.

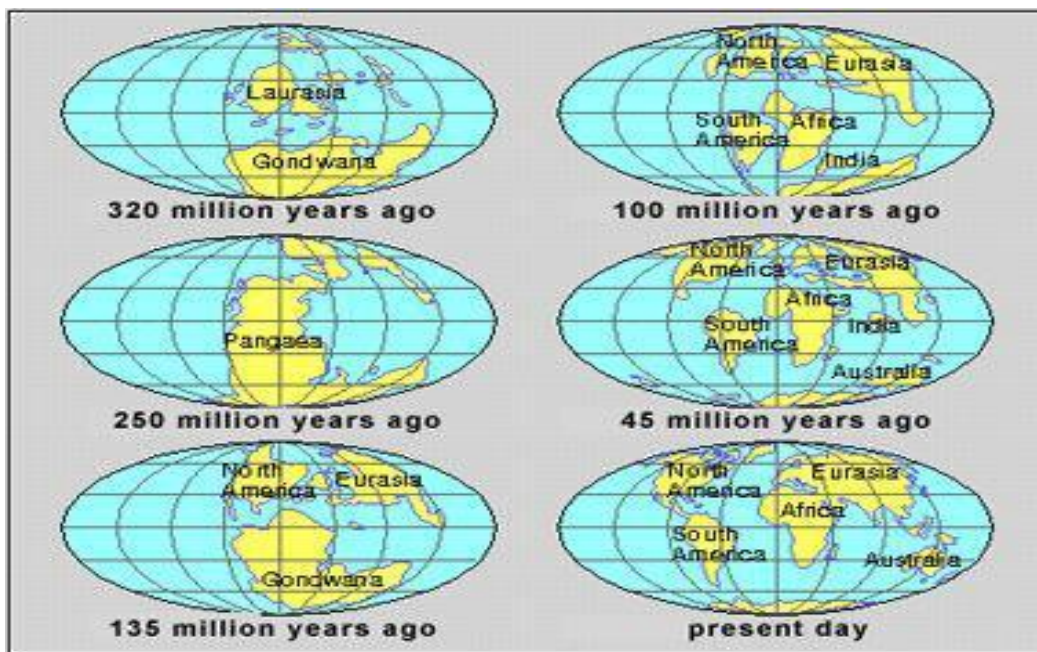


Fig. 54 Evolution de la théorie de Wegener

L'opposition à la théorie de Wegener

La pensée de Wegener représentait donc un tout cohérent d'assez nombreux partisans. L'opposition principale vient du géophysicien Jeffrey qui montra que les forces de marées, liées à la rotation de la terre, invoquées par Wegener, ne pouvaient pas déplacer les continents. La terre était trop résistante pour qu'une telle force puisse la déformer même légèrement. Jeffrey démontra que si la force de cette marée motrice était assez puissante pour déplacer les continents vers l'ouest, elle arrêterait la rotation du globe en moins d'un an.

La géophysique et la géochimie prennent une part prépondérante, justifiée, dans les sciences de la terre, il convient donc de se rappeler, par prudence, qu'on a rejeté, pour impossibilité mathématique, une idée juste et féconde, issue des observations naturaliste, et ainsi fait perdre un demi-siècle à la géologie.

Définition de la tectonique des plaques

La tectonique des plaques prétend fournir un modèle cinématique qui rend compte de l'activité tectonique actuelle à la surface de la terre. Elle explique cette activité tectonique par l'interaction de quelques grandes plaques de lithosphère le long de leurs bordures qui forment donc les zones orogéniques actuelles. Ces plaques mobiles s'écartent le long des dorsales médio-océaniques où des roches montent de l'asthénosphère pour former une lithosphère nouvelle, glissent le long de grandes failles de cisaillement et convergent sous les guirlandes d'îles le long desquelles la lithosphère s'enfonce pour se diluer dans l'asthénosphère. Ces mouvements sont de l'ordre de quelques centimètres par an soit quelques dizaines de kilomètres par million d'années.

Théorie de la tectonique des plaques.

La théorie de la tectonique des plaques a donc été formulée très rapidement, dans les années 1967-1968. Elle repose sur les principes suivants :

- **La distinction rhéologique** de deux assises externes dans le globe terrestre. D'une part la lithosphère, peu déformable et d'autre part l'asthénosphère, ductile, caractérisée par son fluage important qui permet le découplage mécanique de la lithosphère par rapport au reste du manteau.
- **La lithosphère rigide**, susceptible de mouvement, du fait du découplage, est constituée d'un petit nombre d'unités : les plaques dont les frontières sont par définition les zones sismiques. Les séismes traduiraient donc les frictions et les déformations liées aux mouvements relatifs des plaques les unes par rapport aux autres. La déformation interne aux plaques est faible par rapport à ce qui se passe aux frontières, et globalement, les plaques sont considérées indéformables.
- **Les plaques prennent naissance** au niveau des dorsales océaniques (zones d'accrétion) et sont résorbées au niveau des plans de **Benioff**, phénomène de subduction.
- **Les plaques sont susceptibles** de mouvements horizontaux liés aux courants de convection régnant dans le manteau et de mouvements verticaux liés soit à l'augmentation de l'épaisseur de la lithosphère aux dépens de l'asthénosphère par refroidissement.
- **Les frontières des plaques correspondent à trois types de structures** **Les dorsales** ou il y a création de la matière lithosphérique,
Les zones de subduction ou il y a résorption de matériel lithosphérique,
Les failles transformantes : ou il y a simplement déplacement latéral de deux plaques. (Fig. 56)

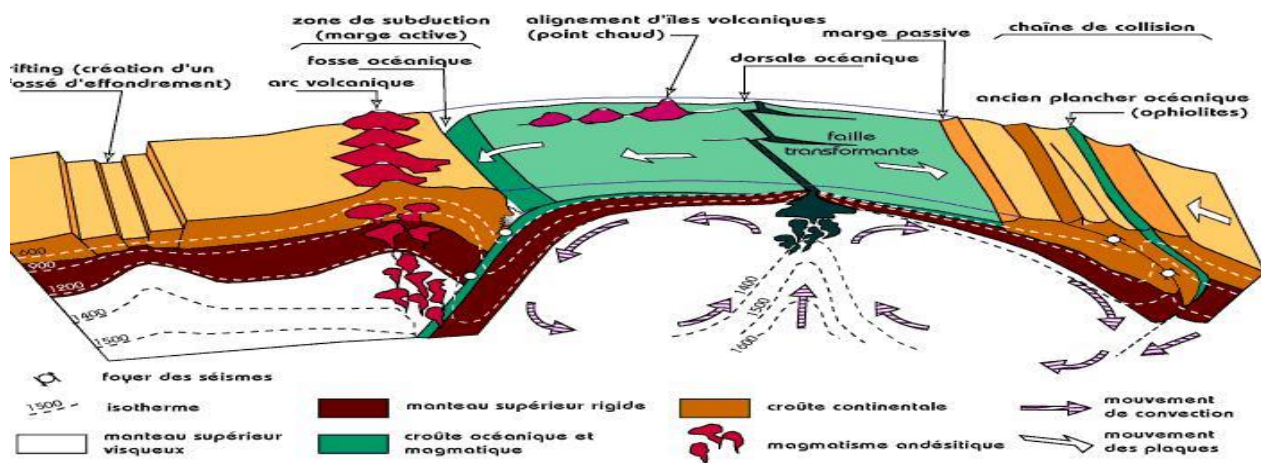


Fig. 56 Théorie de la tectonique des plaques

Pouvoir unificateur de la tectonique des plaques :

Avant la formulation de la théorie de la tectonique des plaques, plusieurs grands phénomènes géologiques défiaient toutes explications logiques et rigoureuses. Par exemple, on savait bien que la lave des volcans provenait du manteau, mais on ne savait pas expliquer pourquoi il y avait magmatisme et pourquoi les volcans se répartissaient de façon non aléatoire à la surface du globe. Il en était ainsi en ce qui concerne l'origine et la distribution des séismes. Même interrogation aussi pour les chaînes de montagnes; on saisissait bien en observant la géométrie des couches géologiques qu'il fallait des forces de compression latérales pour plisser et failler ces couches et pour soulever une aussi grande quantité de matériel qui à l'origine s'était déposée dans un bassin marin, mais on n'arrivait pas à identifier ce qui causait ces forces.

Avec la théorie de la tectonique des plaques tout devient clair. La tectonique des plaques est devenue un modèle de la mécanique planétaire terrestre qui permet de comprendre d'une façon unifiée les grands phénomènes géologiques. Mais tout modèle demande à être testé, et ce n'est qu'après avoir réussi le test qu'il peut être considéré comme valide. Le pouvoir unificateur d'un modèle qui se veut planétaire est le meilleur test qu'on puisse faire subir au modèle. Ce test, il se fonde bien évidemment sur la validité des observations et la rigueur des interprétations, mais aussi obligatoirement sur le pouvoir unificateur des phénomènes observés. Bien que l'on pourrait tester le modèle sur plusieurs phénomènes géologiques, petits et grands, nous nous limitons à quatre grands phénomènes dans cette section: **les séismes, les volcans, la déformation des roches et la formation des chaînes de montagnes.**

Références bibliographiques

Aubouin J. , Brouss R. , Lehman J.P (1975): Pécis de géologie, Dunod edit, 3édit, 3vol 717p, 480p, 719p.

Boillo G. , Huchon P. , Lagabrielle Y. , Boutier J. (2003):Introduction à la géologie, la dynamique de la lithosphère, Edit Dunod, 199p.

Dercourt J. et Paquet J. (2002):Géologie, Objet et méthodes 11 édition, Paris Dunod 480p.

Dercourt J. (1999) Géologie : cours et exercices. Ed. Dunod, Paris,

Denis Sorel et Pierre Vergely.(2010) Initiation aux cartes et aux coupes géologiques. Ed. Dunod, Paris, 115p.

<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/img.communes.pt/str.interne.terre.html>

Foucault A. et Raoult J.F (1975): Coupes et cartes géologiques, Paris Sedes et Doin edit 273p.

Goguel J (1975): Traité de tectonique, Paris,Masson édit, 2édit 457p.

Jung C.E. (1963) :Sulfure in the athmosphère, Journal of Géophysical Research, volume 63,pp3975-3976 DOI: 10.1029/JZ068i01 13p03975.

Jean Tricart. (1965) Principes et méthodes de la géomorphologie. Ed. Masson, Paris, 496p.

Lemayre I. (1975): Roches et Minéraux, Paris, Doin edit 2 vol 352p.

Mattauer M. (1975): Les déformations des Matériaux de l'écorce terrestre, Paris Herman édition 493p.

Rice C.M. (1963):Dictionary of Geological terms, Princeton Universityedit 465p.

Pomerol C. , Lagabrielle Y. , Renard M. (2000): Elément de géologie, 12 Edition, Paris Dunod 746p.

Paquet J. (2002): Géologie 2 édition Paris Dunod 233p.

Vatan A. (1967): Manuel de Sédimentologie Paris Technip edit 397p.

Winkler H.G.F. (1965): La genèse des roches Métamorphiques Gop Orphys edit 177p.