

COURS de GEOLOGIE
(Mme DJERRAB)
1^{ère} année SNV
Université de GUELMA
Année universitaire 2016/2017

Objectifs de l'enseignement :

Cette matière donne un aperçu sur la géologie générale, la géodynamique externe comme l'érosion et les dépôts, ainsi que la géodynamique interne comme la sismologie, la volcanologie et la tectonique des plaques.

Programme du cours :

I- Géologie générale	2
1- Introduction.....	2
1.1. Définitions.....	2
1.2. A quoi sert la géologie ?.....	2
2- Le globe terrestre	3
3- La croûte terrestre	3
4- Structure de la Terre	3
II- Géodynamique externe	5
1- Le cycle de la géodynamique externe.....	5
2- Altération.....	6
3- Erosion, transport et dépôt.....	7
3.1. Définition.....	7
3.2. L'action de la gravité	7
3.3. L'action du vent.....	7
3.4. L'action de l'eau	9
3.5. L'action de la glace	13
4- Les méthodes d'étude des sédiments.....	14
4.1. Définitions	14
4.2. La granulométrie	15
4.3. La morphoscopie et l'exoscopie des grains de quartz	16
4.4. L'étude des argiles par diffractométrie des rayons X (DRX)	17
5- Les roches sédimentaires	18
5.1. Définition.....	18
5.2. Importance des roches sédimentaires.....	18
5.3. Les principaux types de roches sédimentaires	19
5.4. Méthodes d'études des roches.....	20
6- Notion de stratigraphie	20
6.1. Définitions	20
6.2. Les grands principes de la stratigraphie.....	21
6.3. Quelques méthodes d'étude de la stratigraphie.....	22
6.4. L'échelle stratigraphique des temps géologiques	23
7- Notion de paléontologie	23
7.1. Définitions	23

7.2. Les conditions de formation des fossiles	24
7.3. Rapide histoire de la vie sur Terre.....	24
7.4. Quelques exemples de fossiles	25
III- Géodynamique interne	26
1- Sismologie	26
1.1. Introduction	26
1.2. Caractères généraux des séismes.....	27
1.3. La répartition géographique des séismes.....	28
1.4. Les ondes sismiques.....	29
2- Notion de tectonique (souple et cassante).....	31
2.1. Introduction	31
2.2. La tectonique cassante (les failles)	31
2.3. La tectonique soupe (les plis)	33
3- Volcanologie	35
3.1. Introduction.....	35
3.2. Description d'un volcan.....	35
3.3. Les principaux types d'éruptions.....	36
3.4. Produits rejetés par les volcans	36
3.5. Répartition du volcanisme	38
4- Roches magmatiques et roches métamorphiques	38
4.1. Les roches magmatiques.....	38
4.2. Les roches métamorphiques	39
5- Tectonique des plaques	40
5.1. Un peu d'histoire.....	40
5.2. La théorie de la tectonique des plaques	42
5.3. Les frontières des plaques.....	42
5.4. Reconstitution du mouvement des plaques dans le passé.....	44
BIBLIOGRAPHIE.....	45

I- Géologie générale

1- Introduction

1.1. Définitions

La **géologie** (mot issu du grec 'geo' = la Terre et 'logos' = discours) est la **science dont le principal objet d'étude est la Terre**.

La géologie est une science qui fait appel à de **nombreuses disciplines** (biologie, physique, chimie, climatologie...) et qui comprend de nombreuses spécialités, comme par exemple :

- La **pétrographie** = étude des roches,
- La **minéralogie** = étude des minéraux,
- La **cristallographie** = étude des propriétés cristallines de la matière,
- La **volcanologie** = étude des volcans,
- La **sismologie** = étude des séismes (tremblements de terre),
- La **sédimentologie** = étude des sédiments,
- La **géochimie** = étude du comportement chimique des éléments,
- La **stratigraphie** = étude de la succession des sédiments,
- La **paléontologie** = études des fossiles,
- La **géomorphologie** = étude du relief de la Terre ...

Certains aspects de la géologie seront vus plus en détail dans la suite de ce cours.

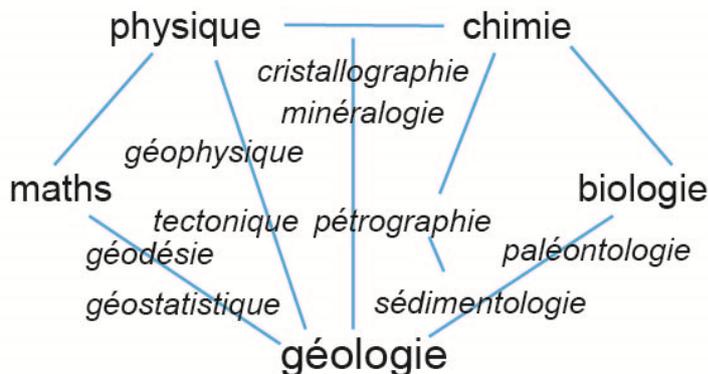


Figure 1 : Relation entre certaines spécialités de la géologie et plusieurs disciplines comme la physique, la chimie, les maths et la biologie.

1.2. A quoi sert la géologie ?

Les **méthodes d'études et les connaissances géologiques s'appliquent dans de nombreux domaines économiques et industriels**, comme l'exploitation des matières premières, le génie civil, la gestion des ressources en eau, la gestion de l'environnement ou la prévention des risques naturels.

En géologie, les objets d'étude sont par exemple les **roches** et les **minéraux**, mais également les **fossiles**, les **substances utiles** (pétrole, gaz, minerai) ou certains **phénomènes physiques** comme les séismes et les volcans.

Les **métiers de la géologie sont nombreux et variés**, par exemple : géologue pétrolier ou minier, hydrogéologue, volcanologue, sismologue, géologue dans les travaux publics, paléontologue, chercheur universitaire ...

2- Le globe terrestre

La Terre a une **forme sphérique imparfaite**, puisqu'elle est **aplatie au niveau des pôles** (à cause de la rotation de la Terre qui entraîne la formation d'un 'bourrelet' au niveau de l'équateur).

Le **diamètre moyen** du sphéroïde de référence (appelé géoïde) est d'environ **12 800 km**, et la différence entre le rayon polaire et le rayon équatorial moyen est d'environ 22 km.

La **masse de la Terre est estimée à $5,977 \times 10^{24}$ kg** et sa densité moyenne est de **5,517**.

La Terre peut être considérée comme un **solide entouré d'une enveloppe liquide discontinue, l'hydrosphère**, et d'une enveloppe gazeuse, **l'atmosphère**.

3- La croûte terrestre

La Terre est une **planète tellurique**¹, c'est-à-dire une planète **essentiellement rocheuse** et qui possède un **noyau métallique**, contrairement aux géantes gazeuses, telles que Jupiter, essentiellement constituées de gaz légers (hydrogène et hélium). Il s'agit de la plus grande des quatre planètes telluriques du Système solaire, que ce soit par la taille ou la masse.

La **surface externe de la Terre est composée d'une fine pellicule appelée croûte terrestre**, qui est divisée en plusieurs segments rigides, ou plaques tectoniques. Ces plaques se déplacent lentement sur la surface sur des durées de plusieurs millions d'années (voir plus loin le chapitre consacré à la tectonique).

Environ 71 % de la surface de la Terre est couverte d'océans d'eau salée, les 29 % restants étant des continents et des îles.

4- Structure de la Terre

L'intérieur de la Terre, comme celui des autres planètes telluriques, est stratifié, c'est-à-dire **organisé en couches concentriques superposées**, qui ont des densités croissantes avec la profondeur. Ces diverses couches ne sont pas composées des mêmes roches (nature pétrologique différente) et ont des propriétés physiques différentes :

- **La couche extérieure de la Terre s'appelle la croûte** : elle est solide, et de faible épaisseur comparé au rayon terrestre (l'épaisseur varie d'environ 6 - 7 km sous les océans à plus de 50 km sous les continents). La croûte et la partie supérieure froide et rigide du manteau supérieur sont appelés lithosphère. La surface de contact entre la croûte et le manteau est appelée le Moho² ; il se visualise très bien par les méthodes sismiques.
- **Le Manteau se trouve sous la croûte** : il est divisé en **Manteau supérieur** (couche comprise entre le Moho et 670 km de profondeur) et **Manteau inférieur** (de 670 km

¹ Les autres planètes telluriques dans le système solaire sont Mercure, Vénus et Mars.

Les planètes gazeuses sont Jupiter, Saturne, Neptune et Uranus. Il existe également un autour de ses planètes un grand nombre de satellites naturels, qui gravitent autour de leur planète, comme la Lune autour de la Terre.

² Les sismologues Mohorovicic ('Moho'), Gutenberg et Lehmann ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches par l'étude du comportement des ondes sismiques.

de profondeur jusqu'à la limite avec le Noyau, à 2900 km de profondeur). Le Manteau supérieur n'est pas aussi solide que la croûte, car il est en partie 'visqueux', sauf dans sa partie supérieure (la lithosphère). L'asthénosphère se trouve sous la lithosphère, dans le Manteau supérieur.

- **Le Noyau est la couche la plus profonde** et la plus dense, il se trouve au centre de la Terre et il est séparé du Manteau par la discontinuité de Gutenberg. Il est composé à presque 90 % de fer, ce qui est très différent des autres couches. Ce noyau est lui-même divisé en deux couches (séparées par la discontinuité de Lehman), un **noyau externe liquide** et très peu visqueux (de 2900 km à 5100 km) et un **noyau interne solide** encore appelé **graine**. Cette graine résulte de la cristallisation du noyau du fait du refroidissement de la Terre. Cette cristallisation, par la chaleur latente qu'elle libère, est à l'origine d'une convection du noyau externe, qui est la source du **champ magnétique terrestre**.

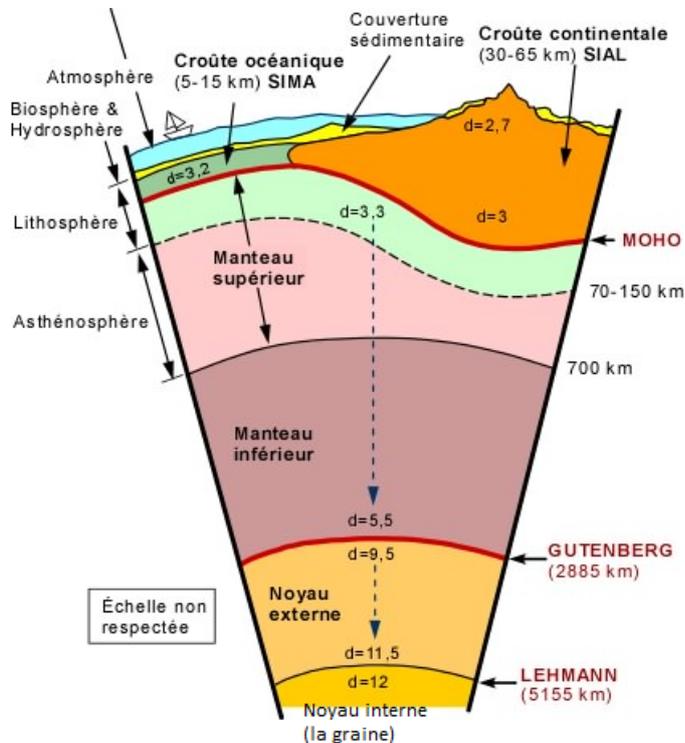


Figure 2 : Structure interne de la Terre (www2.ggl.ulaval.ca).

Structure interne de la Terre		Epaisseur	Densité	Température
Croûte terrestre	Croûte continentale	30 - 65 km	2,7 à 3	Elle augmente en fonction de la profondeur ³
	Croûte océanique	5 – 15 km	3,2 en moyenne	
Manteau	Manteau supérieur (= lithosphère ⁴ + asthénosphère)	Jusqu'à 670 km de profondeur	3,3 à 4,4	< 2000 °C
	Manteau inférieur	De 670 km à 2900 km de profondeur	Jusqu'à 5,5	< 3000 °C
Noyau	Noyau externe liquide	De 2900 km à 5100 km de profondeur	9,5 à 11,5	< 4000 °C
	Noyau interne solide = graine	De 5100 km au centre de la terre	12 à 13	< 5000 °C

Tableau 1 : Résumé des caractéristiques de la structure interne de la Terre.

II- Géodynamique externe

Dans le cadre de la géodynamique externe, on étudie **l'ensemble des processus qui affectent la surface de la Terre.**

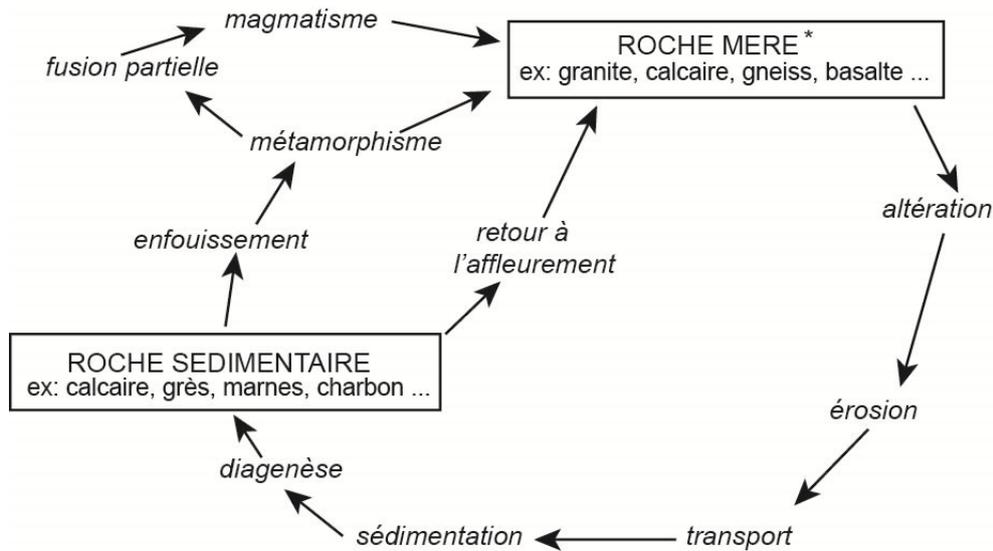
On s'occupe des enveloppes externes du globe terrestre, atmosphère, hydrosphère, et de leur interaction avec la surface de la Terre.

1- Le cycle de la géodynamique externe

Les **roches sont altérées par des agents physiques, chimiques et biologiques**, ce qui produit des **particules sédimentaires**. Les particules sont ensuite **transportées** par l'eau, la glace, le vent ou la gravité vers un lieu d'accumulation. L'accumulation des particules donne un **sédiment** qui est progressivement recouvert par d'autres sédiments et se transforme peu à peu en roche (sous l'effet de plusieurs processus qu'on appelle **diagenèse**). La roche obtenue est une **roche sédimentaire**, qui est ensuite elle-même exposée à l'action des agents de l'érosion, et ainsi le cycle recommence.

³ Le gradient géothermique correspond à une augmentation de température d'environ 1°C tous les 30 m.

⁴ Attention ! : la lithosphère est composée de la croûte + de la partie superficielle du manteau supérieur (jusqu'à 70 à 150 km).



* on appelle 'roche-mère' la roche qui est à l'origine des particules qui constituent le sédiment, cette roche peut être de nature variée (sédimentaire, métamorphique, magmatique).

Figure 3 : Le cycle de la géodynamique externe.

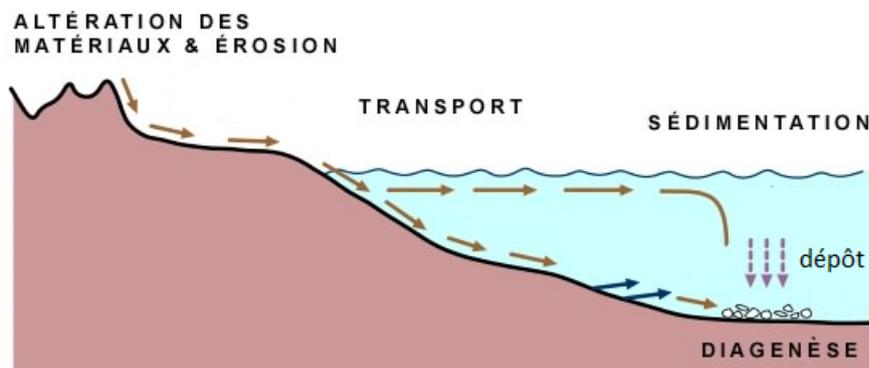


Figure 4 : Le cycle de la géodynamique externe – représentation simplifiée.

2- Altération

Les processus responsables de la transformation d'une roche saine (c'est la 'roche-mère') en ses produits de décomposition sont appelés altération :

- Quand les **particules restent sur place**, l'altération est à l'origine de la formation des **sols** (qu'on appelle la **pédogenèse**).
- Quand les **particules sont entraînées à distance** par des agents de transport (comme l'eau, le vent), on parle d'**érosion**.

Il existe différents processus d'altération :

- **L'altération physique ou mécanique** (exemple : les changements de température, l'effet des impacts...)
- **L'altération chimique**, qui est d'autant plus forte que la température et l'humidité sont élevées, notamment sous un climat tropical (on assiste par exemple à des phénomènes de dissolution, d'hydrolyse)
- **L'altération biologique** (exemple : les racines des arbres qui fracturent les roches, les animaux fouisseurs).

3- Erosion, transport et dépôt

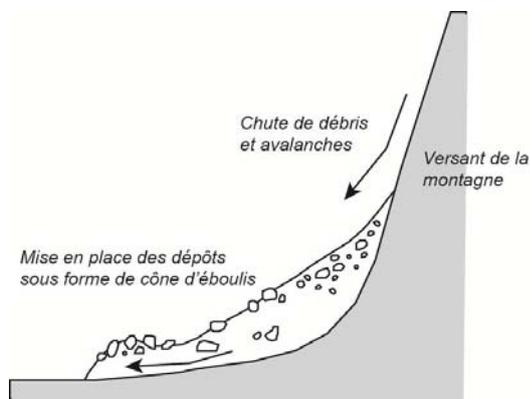
3.1. Définition

L'érosion est définie comme « l'ensemble des phénomènes externes, qui, à la surface du sol ou à faible profondeur, enlèvent tout ou partie des terrains existants et modifient ainsi le relief. »

Les agents de l'érosion (et du transport) sont le vent, les eaux courantes et la glace, et, de façon plus limitée, la gravité.

3.2. L'action de la gravité

Les **chutes** se produisent quand la pente naturelle est supérieure à la pente limite d'équilibre. Les dépôts de gravité sont constitués essentiellement de **matériel grossier**, de forme anguleuse, ce qui est dû à l'absence de transport : on parle **d'éboulis** ou **d'éboulements**.



Les **glissements** peuvent se produire sur des pentes plus faibles, du fait de la présence d'eau ou de glace : on parle par exemple de décollements, de coulées de solifluxion.

Les **tassements** et les **effondrements** sont provoqués par exemple par le poids excessifs des constructions (ex : Tour de Pise en Italie) ou par la chute du toit de cavités, comme des grottes ou des carrières.

Figure 5 : Dépôts de type éboulis, au pied d'un versant montagneux.

3.3. L'action du vent

L'action du vent se manifeste surtout dans les **régions où la végétation est absente**, car les sédiments se déplacent facilement : c'est le cas des **déserts** (chauds ou froids) ou des rivages qui bordent les mers (les plages). Le climat devient désertique quand les précipitations sont inférieures à 250 mm/an.

Le vent peut être à la fois un agent d'érosion et de transport.

a) Erosion du vent = érosion éolienne

(remarque : tout ce qui se rapporte au vent est qualifié « d'éolien »)

La déflation

En fonction de la vitesse du vent, des particules de taille variable sont transportées, on parle de déflation éolienne : les particules les plus fines sont transportées en **suspension** (il s'agit en général de poussières), les autres se déplacent par **saltation** (les grains de sable) ou par **reptation** pour les plus grosses. Le vent élimine donc les matériaux les plus fins, et ne laisse sur place qu'un désert de cailloux (le **reg**). Il peut aussi entraîner la formation de dépressions fermées désertiques, qu'on appelle **chotts** ou **sebkhas** au Sahara.

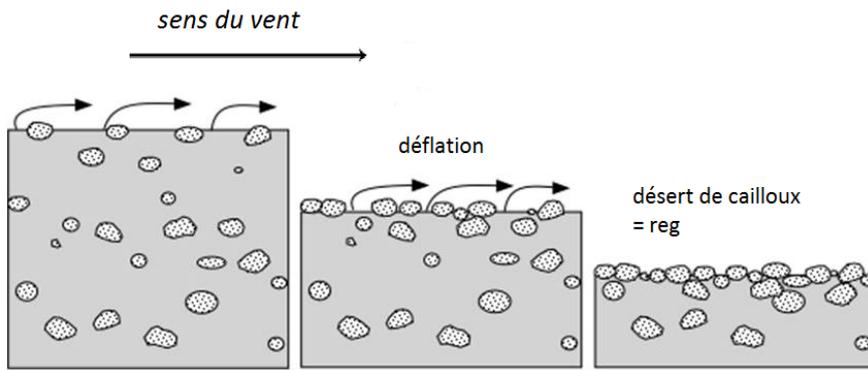


Figure 6 : Formation d'un désert de cailloux, le reg, suite à la déflation éolienne.

La corrasion

Les grains de sable transportés par le vent peuvent altérer les roches sur lesquels ils sont projetés, en créant de nombreux **chocs** : ils sont par exemple responsables de la formation de **cailloux aux formes géométriques**, façonnés par le vent (des cailloux tétraédriques ou des 'dreikanterers').

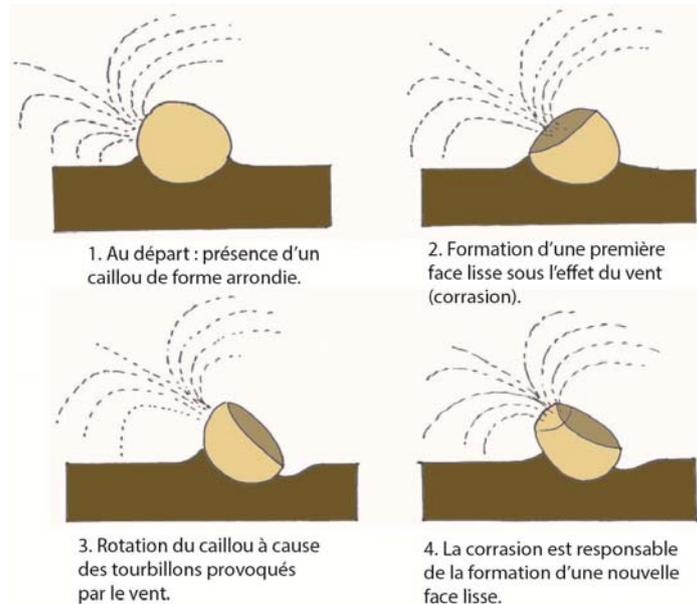


Figure 7 : Les étapes de la formation de cailloux aux formes géométriques sous l'effet du vent (la corrasion).

b) Sédimentation éolienne

Quand la force du vent diminue, les particules qu'il transporte se déposent et forment des dépôts éoliens :

- **Les dunes** sont des dépôts de sable hauts de quelques mètres à plus de 100 m, en général constitués de grains de silice (quartz), plus rarement de gypse. Il existe plusieurs types de dunes (des dunes en forme de croissant appelées **barkhanes**, des dunes transversales, des dunes en forme d'étoile...): leur forme dépend de l'orientation et de la force du vent. Les dunes sont des édifices mobiles, qui peuvent se déplacer de plusieurs mètres / an. Les grands déserts sableux, riches en dunes, sont appelés **ergs**, c'est le cas de 25 % environ des déserts.

On peut également observer des **dunes fossiles**, qui témoignent de conditions climatiques différentes dans le passé (ex : région d'El Kala en Algérie).

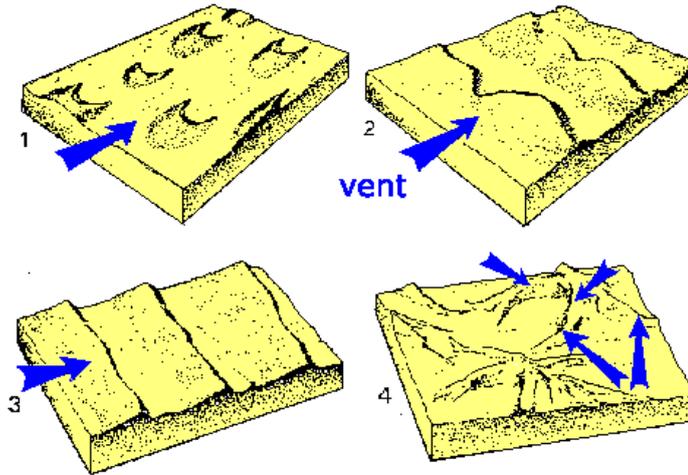


Figure 8 : Principaux types de dunes éoliennes. (1) barkhanes ; (2) dunes paraboliques ; (3) dunes transversales à crêtes rectilignes ; (4) dunes d'interférence.

- **Les poussières** sont des particules très fines transportées en suspension dans l'air sous forme de nuage de poussière. Les poussières du Sahara (60 à 200 millions de T / an) peuvent se déposer très loin, jusqu'en Europe, dans l'Atlantique ou en Amérique.
- On appelle **loess** les dépôts cumulés de poussières sur une épaisseur de plusieurs mètres ou dizaines de mètres.

En conclusion : le rôle géologique du vent, longtemps considéré comme mineur, est en réalité fondamental. Ce sont en effet des centaines de millions de tonnes de poussières qui sont transportées chaque année par le vent : ces déplacements jouent un rôle climatique, sédimentologique et pédologique non négligeable.

3.4. L'action de l'eau

a) Introduction sur le rôle de l'eau

L'eau qui atteint le sol se partage en trois composantes : une partie **s'infiltr**e dans le sol, une autre **ruisselle** sur le sol et la dernière **s'évapore** à partir des surfaces d'eau libre ou de la végétation (c'est l'évapotranspiration).

L'action des eaux de ruissellement dépend surtout de la quantité d'eau précipitée pendant un minimum de temps : les pluies d'orages sont ainsi responsables d'une érosion importante des continents.

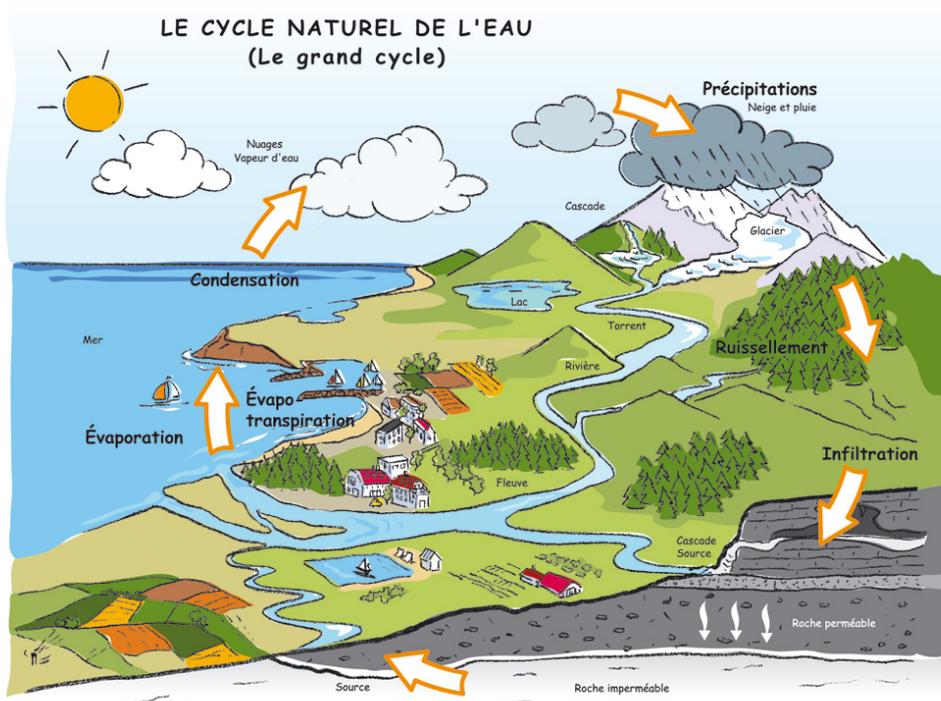


Figure 9 : Le cycle de l'eau (<http://www.geologues-prospecteurs.fr/documents/cycle-eau/images/15.jpg>).

b) Le ruissellement

Si le terrain est homogène (roches de même nature), on observe plusieurs phénomènes :

- le **ravinement** se produit en terrain argileux, marneux ou schisteux : après une forte pluie, les eaux empruntent des fissures du sol déjà existantes et les élargissent progressivement. Les effets de cette érosion sont parfois catastrophiques (paysages de bad-lands).
- Les **lapiez** apparaissent dans des terrains calcaires : les eaux de ruissellement attaquent le calcaire en l'usant et en le dissolvant.

Si le terrain est hétérogène (roches de nature différente), les eaux de ruissellement vont évacuer les matériaux les plus fins, les plus meubles ou les plus solubles et ne vont laisser sur place que les parties résistantes ou insolubles. On voit alors apparaître des **cheminées de fées**, des **chaos granitiques** ou des **paysages ruiniformes**.

c) Les cours d'eau

Après avoir ruisselé, les eaux de pluie se rassemblent dans un chenal bien délimité et s'écoulent vers des cours d'eau plus importants. Quand les cours d'eau sont temporaires (l'eau est absente pendant une partie de l'année), ils sont appelés **torrents** ou **oueds** (dans les régions arides comme en Algérie). Quand ils sont permanents (l'eau est toujours présente), on les appelle **rivières** ou **fleuves**.

Les **cours d'eau peuvent être à la fois des agents d'érosion, de transport et de dépôt**, en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules transportées (voir figure suivante) :

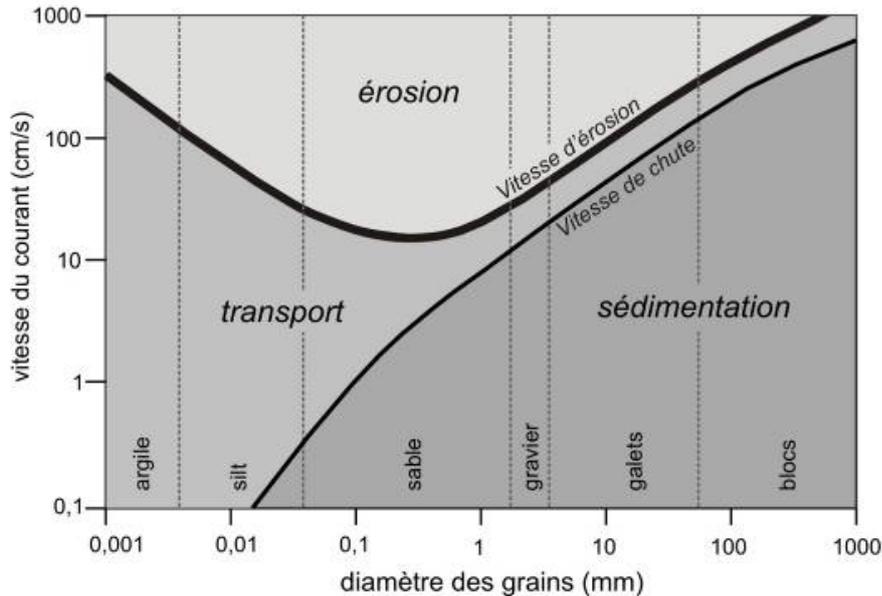


Figure 10 : Diagramme érosion – transport – sédimentation (d'après Hjulström).

Les différents types de cours d'eau :

- **Les torrents** : ce sont des cours d'eau rapide en pays montagneux. Ils sont composés de trois parties :
 - Le bassin de réception : c'est ici que les eaux de ruissellement se rassemblent. On y voit surtout de l'érosion (ravinement et ruissellement),
 - Le chenal d'écoulement : il est étroit et à forte pente. Il sert surtout au transport des éléments.
 - Le cône de déjection : c'est le lieu essentiel du dépôt
- **Les cours d'eau permanents** : ils forment un réseau hiérarchisé avec des rivières qui se rejoignent dans un fleuve, qui ensuite se dirige vers la mer (exorésisme) ou des lacs fermés à l'intérieur des terres (endorésisme). Le plus grand bassin hydrographique du monde est celui de l'Amazone en Amérique du sud (près de 6 millions de km²). Au total, l'eau des rivières représente 0,0001 % des réserves d'eau de la planète.

Morphologie des cours d'eau :

- Profil transversal des vallées : au fur et à mesure, les cours d'eau creusent leurs vallées et s'enfoncent progressivement. Dans un terrain homogène, la vallée prend progressivement une **forme de 'V'**.
- Le lieu où coule un cours d'eau est appelé le **lit mineur**, il est bordé de chaque côté par des **berges** souvent couvertes de végétation. Derrière les berges se trouve la **plaine d'inondation** qui est rarement remplie d'eau (et qui forme le **lit majeur**).
- Le plus souvent, près de la source, en amont, un cours d'eau possède plusieurs lits séparés par des îles, on parle d'un **cours d'eau en tresses**. Au contraire, près de la mer, en aval, le cours d'eau s'écoule généralement dans une plaine et il emprunte un lit unique, qui peut être rectiligne (tout droit) ou bien marquer des 'virages' : on parle alors d'un **cours d'eau en méandres**.
- Le lieu où le fleuve arrive à la mer, appelé **l'embouchure**, peut être de deux types : on parle **d'estuaire** si le débit du fleuve est relativement peu

important, et de **delta** dans le cas contraire (ex : le delta du Nil ou du Mississippi).

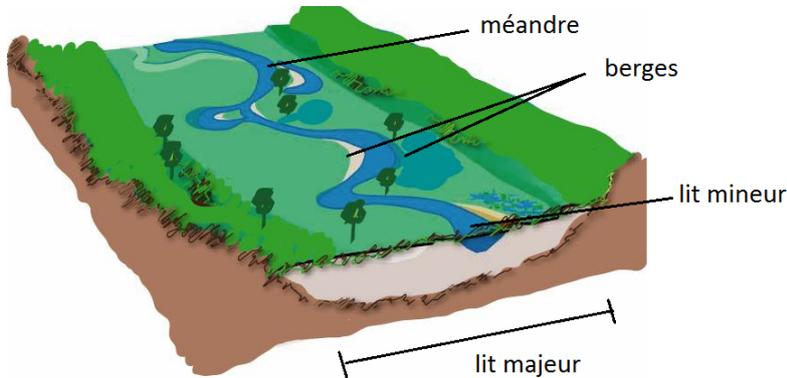


Figure 11 : Morphologie d'un cours d'eau.

Comme tous les agents de la dynamique externe, les eaux de ruissellement et les cours d'eau érodent, transportent et sédimentent. Cependant, la sédimentation fluviale est assez limitée, sauf au niveau des deltas. En effet, c'est essentiellement dans la mer que se déposent l'immense quantité de matériel érodé et transporté par les eaux courantes (il peut s'agir de substances solubles ou solides).

d) Les lacs

Les lacs sont des étendues d'eau sans communication avec la mer. Ils peuvent avoir une taille (81 000 km² pour le Lac Supérieur aux USA), et une profondeur très variable (jusqu'à 1600 m de profondeur pour le Lac Baïkal en Russie). Il existe des lacs d'eau douce et des lacs d'eau salée.

Les **étangs** sont des lacs peu profonds souvent envahis de végétation. Les **chotts** ou **sebkhas** sont des lacs temporaires dans les pays chauds à climat désertique (ex : Sahara algérien). Les **lagunes** sont des étendues d'eau en relation temporaire ou permanente avec la mer.

- *Origine des lacs* : il peut s'agir de lacs de dépression (creusés par un glacier, un volcan, du fait de la tectonique), de lac de barrage (éboulement, volcanique, artificiel).
- *Sédimentation lacustre* : elle peut avoir trois origines, une origine détritique (matériaux apportés par les cours d'eau : sable, galets), une origine chimique (dépôts salins dans les chotts, comme le gypse ou le sel) et une origine organique (matière organique qui s'accumule suite à la décomposition des plantes, ce qui peut conduire à la formation de dépôts de charbon).

e) Les eaux souterraines

Les eaux souterraines proviennent essentiellement de l'**infiltration** des précipitations. Une fois dans le sous-sol, elles peuvent former des **nappes** presque immobiles, qui alimentent les **sources** et les **puits**, ou bien circuler en creusant les roches. Les régions où les circulations d'eaux souterraines sont plus importantes qu'à l'air libre ont une morphologie particulière appelée **morphologie karstique** (apparition de grottes et de réseaux de galeries souterraines).

L'étude des eaux souterraines est appelée **hydrogéologie**.

- Les **nappes phréatiques** sont constituées par l'ensemble de l'eau qui occupe les 'vides' dans la roche poreuse. Le niveau d'une nappe phréatique varie en fonction des précipitations. En climat tempéré, elles sont surtout alimentées par les pluies d'hiver. Les puits sont forés dans la nappe phréatique, on parle de puits artésiens quand on perce le toit des nappes phréatiques.⁵
- Les eaux souterraines peuvent se déplacer, parfois sous la forme de véritables cours d'eau souterrains. La circulation des eaux est rendue possible, notamment dans les roches calcaires, par la dissolution des roches du fait des eaux chargées en gaz carbonique.
- L'érosion due à l'activité des eaux souterraines est appelée **érosion karstique**. L'action des eaux souterraines conduit à la formation d'un réseau de galeries et de grottes parfois très développé (le réseau karstique le plus grand du monde mesure 520 km dans la grotte du Mammoth aux USA).
- L'eau qui sort des grottes, au niveau des sources, renferme du calcaire qui se dépose sous forme de **tufs** ou de **travertins** (roches fréquentes dans la région de Guelma, comme par ex. à Hammam Debagh).
- En surface, les régions karstiques sont caractérisées par un relief particulier, avec des **canyons, lapiez ou dolines**.

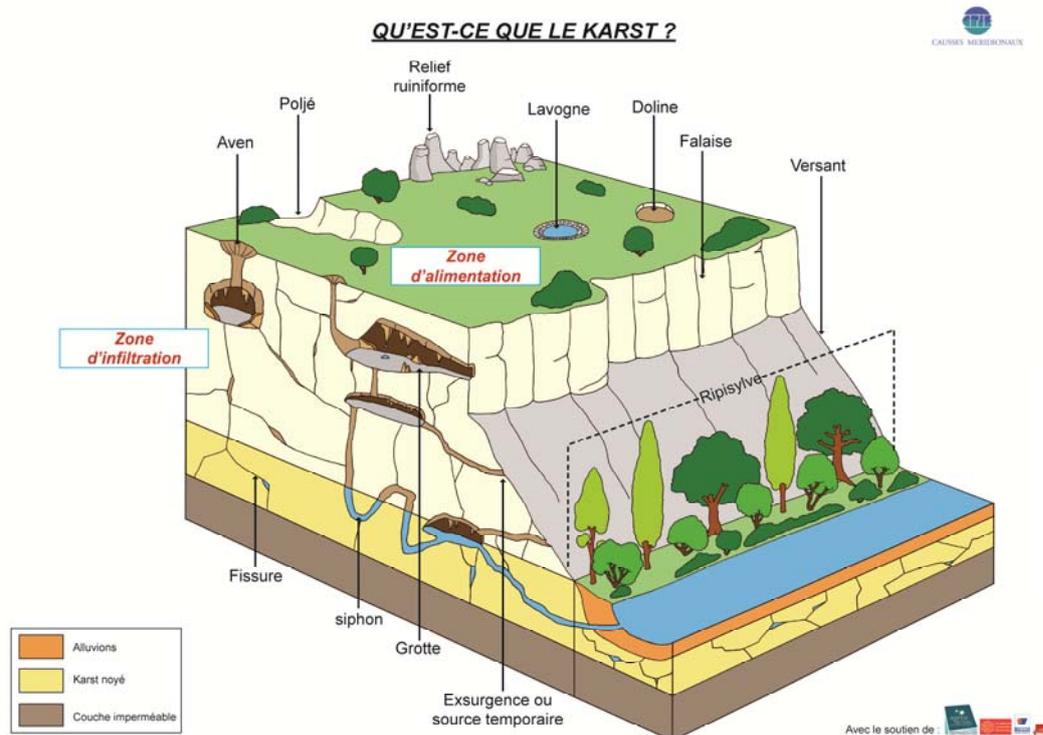


Figure 12 : Schéma d'un réseau karstique (<http://www.geologues-prospecteurs.fr/documents/karst/>).

3.5. L'action de la glace

Ce sont les chutes de neige qui sont à l'origine des glaciers continentaux.

Le gel de l'eau de mer est à l'origine de la **banquise**.

Des champs de neige permanents existent sur tous les continents, sauf en Australie.

⁵ Une des plus importantes nappes artésiennes à l'échelle mondiale est celle qui se trouve sous le Sahara, épaisse de 50 à 2500 m. Elle fournit notamment les exploitations pétrolières.

a) Description des glaciers

Les glaciers de montagnes, de type alpin, sont constitués de différentes zones :

- Le **cirque** glaciaire : c'est dans cette zone de forme circulaire, située la plus en altitude, que s'accumule la neige,
- La **langue** glaciaire a une forme allongée, c'est dans cette zone que la glace s'écoule. Elle comporte de nombreuses crevasses, due au mouvement du glacier. Sa surface est souvent couverte de débris, qui sont abondants sur les côtés et à l'avant : on parle de **moraines**.

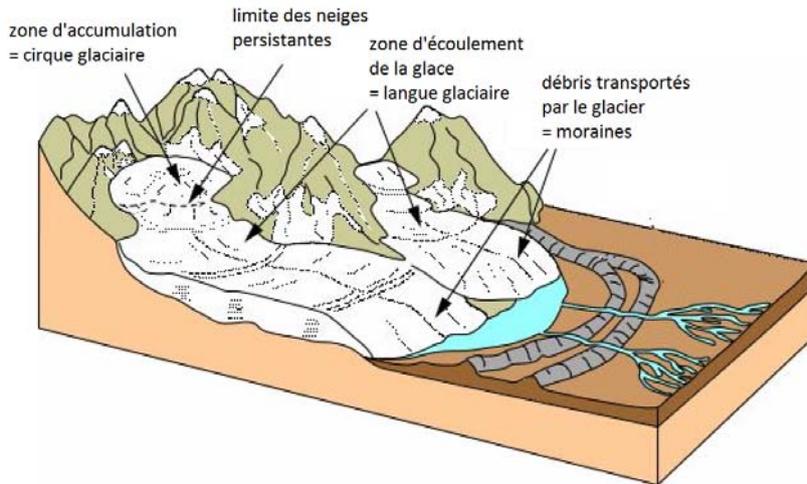


Figure 13 : Morphologie d'un glacier de montagne (<http://www.geologues-prospecteurs.fr/documents/glaciers/images/6.jpg>).

Les **inlandsis** sont des glaciers de grande taille et d'épaisseur importante (plusieurs milliers de mètres par endroit), actuellement, il en existe deux, au Groenland et en Antarctique. Ces glaciers sont également en mouvement, ils se fragmentent en icebergs qui dérivent ensuite sur la mer et fondent.

La **banquise** provient de la congélation de l'eau de mer, elle peut atteindre une épaisseur de 100m.

b) Effet des glaciers

Les glaciers peuvent être responsables à la fois d'érosion et d'accumulation :

- **Les formes d'érosion** : en se déplaçant, le glacier érode les roches sur lesquels il glisse, une vallée glaciaire a donc un fond plat et un profil typique en **forme de 'U'**.
- **Les formes d'accumulation** : en fondant, le glacier laisse sur place des blocs et débris de toute taille qui formaient les **moraines** (moraines de fond, latérales ou frontales). Il peut également déplacer des blocs de très grande dimension, qu'on appelle **blocs erratiques** (plusieurs tonnes parfois).

4- Les méthodes d'étude des sédiments

4.1. Définitions

Un **SEDIMENT** est un ensemble de particules de tailles différentes qui ont subi un certain transport. Ces particules peuvent provenir de l'érosion de roches antérieures ou être issues d'une activité organique (par exemple : accumulation de coquilles). En général, on parle de sédiment quand le dépôt est récent et encore gorgé d'eau.

Les particules sédimentaires sont classées en fonction de leur taille, on parle ainsi par exemple de blocs, de gravier, de sable ou d'argile (voir le tableau suivant et la figure) :

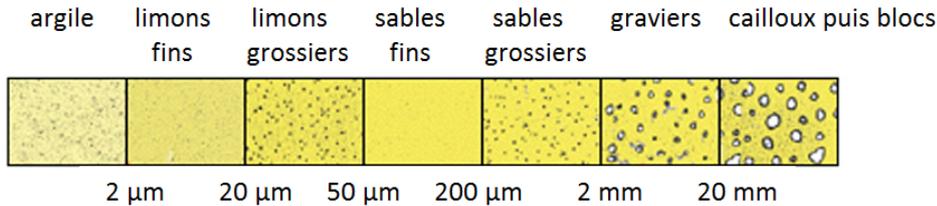


Figure 14 : Classement des particules sédimentaires en fonction de leur taille.

Plus grande largeur des éléments	Nom de la fraction granulométrique	
Au-dessus de 10 cm	Blocs	Fraction grossière :
De 10 cm à 1 cm	Pierres et cailloux	Etude sur le terrain
De 1 cm à 2 mm	Graviers, granules	
De 2 mm à 0,2 mm	Sables grossiers	Fraction fine = sable + limon
De 0,2 mm à 0,035 mm (35 µm) ou 0,050 mm (50 µm)	Sables fins	+ argile :
De 35 µm à 2 µm	Poudres ou limons	Etude en laboratoire
Au-dessous de 2 µm	Argiles	

Tableau 2 : Les différentes classes granulométriques d'un sédiment (d'après Miskovsky et Debard; 2002).

On appelle **sédimentologie** la science qui étudie les sédiments. L'objectif de la sédimentologie est de décrire les différents milieux de dépôts sédimentaires. On cherche donc à reconstituer l'environnement du passé (le **paléoenvironnement**).

Pour atteindre cet objectif, on s'appuie sur plusieurs méthodes d'étude qui vont être expliquées ci-dessous.

4.2. La granulométrie

Objectif de la granulométrie : mesurer la taille des grains et connaître la fréquence statistique des différentes tailles qui constituent une formation géologique.

C'est une donnée fondamentale qui **renseigne sur l'origine et le mode de formation** et de transport du matériau étudié. La granulométrie est devenue une technique commune dans de très nombreux laboratoires. Les techniques employées sont variées.

a) La granulométrie manuelle par tamisage

C'est une technique ancienne, **simple** et **facile** à mettre en œuvre. Elle est toujours utilisée de nos jours même si d'autres techniques modernes sont beaucoup plus précises et rapides. Le principe consiste à utiliser une **série de tamis emboîtés** les uns dans les autres (on parle d'une 'colonne de tamis', qui comporte au minimum une dizaine de tamis), avec des **mailles croissantes** (ce sont les tamis placés en bas qui sont les plus fins).

Le sédiment est placé en haut de la colonne, puis les tamis sont secoués, à sec ou en présence d'eau.

Après quelques minutes, le sédiment se sépare en plusieurs fractions en fonction de la taille de ses constituants : ce sont les **fractions granulométriques**. Ces fractions sont ensuite

pesées, puis ces mesures servent à construire des courbes granulométriques qui donnent des informations sur le milieu de dépôt du sédiment.

b) Une technique moderne : le granulomètre laser

Cette technique a été créée dans les années 1970.

Comme d'autres techniques de granulométrie, elle se base sur la **loi de Stokes**, qui relie la vitesse de chute d'une particule avec sa taille : en effet, plus la taille est fine, et plus la vitesse de chute (la sédimentation) est longue.

Par rapport à la granulométrie par tamisage, la technique du granulomètre laser présente plusieurs avantages : elle est **très rapide et très précise**. En quelques minutes, l'analyse est terminée, et les courbes granulométriques sont fournies automatiquement par la machine.

Le problème avec cette méthode c'est son **coût élevé**. De plus, les appareils sont rares, et peu de laboratoires universitaires en possèdent.

c) les courbes granulométriques

Les courbes granulométriques sont élaborées à partir des résultats de la granulométrie, et elles sont réalisées soit **manuellement**, soit **automatiquement** (voir l'exemple d'une courbe ci-dessous). Plusieurs types de courbes sont utilisées, comme des histogrammes ou des courbes cumulatives.

On va chercher à déterminer les différentes classes granulométriques du sédiment, puis plusieurs paramètres comme la taille moyenne (Md). Ces résultats seront par la suite interprétés, ce qui permettra **d'obtenir des informations intéressantes sur le milieu de dépôt des sédiments** (Est-ce qu'il s'agissait d'un milieu aquatique ? Eolien ? Marin ? Quelle était la vitesse du courant ?, ...).

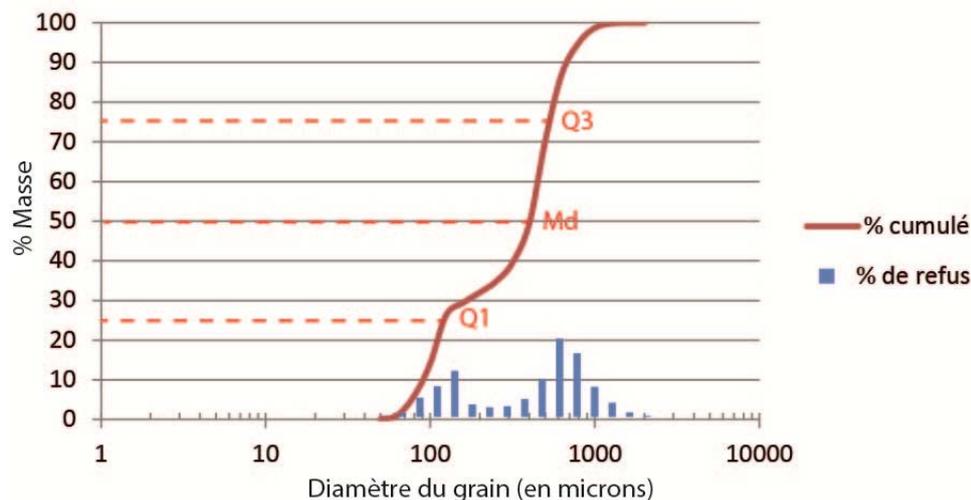


Figure 15 : Exemple de courbe granulométrique. La courbe rouge, en trait continu, est une courbe cumulative.

4.3. La morphoscopie et l'exoscopie des grains de quartz

Ces deux techniques **s'intéressent aux grains de quartz contenus dans le sédiment**. Le quartz est un **minéral très résistant** (il s'altère difficilement), donc il est souvent abondant dans le sédiment : c'est le constituant dominant de la fraction sableuse.

La morphoscopie est une technique fondée en 1942 par un scientifique français, tandis que l'exoscopie est plus récente (années 1970). Ces deux techniques sont très couramment utilisées de nos jours : la **morphoscopie, plus ancienne, est très facile à mettre en œuvre** (il faut une simple loupe binoculaire), mais elle donne des résultats moins précis. **L'exoscopie au contraire permet une bonne précision**, mais elle nécessite des appareils perfectionnés et très coûteux (il faut un microscope électronique à balayage, le MEB).

A travers l'étude de la forme et de l'aspect de la surface des grains de quartz, ces deux techniques permettent de reconstituer l'origine et l'histoire sédimentaire des grains, donc du sédiment.

En effet, selon le milieu dans lequel ils se trouvent, les grains de quartz vont acquérir une forme et un aspect différent.

Par exemple :

- *dans un milieu éolien, les grains de quartz sont entraînés par le vent et subissent de nombreux chocs les uns contre les autres. Ce sont des grains de type 'rond mats', très usés, et qui possèdent à leur surface des marques caractéristiques comme des traces de chocs en forme de 'V' ou en forme de croissants.*
- *Dans un milieu glaciaire, les grains sont écrasés les uns contre les autres, ils se cassent : ce sont des grains de type 'non-usés' sur lesquels on peut trouver des traces d'usure mécanique comme des traces de broyage ou des stries.*

4.4. L'étude des argiles par diffractométrie des rayons X (DRX)

La fraction argileuse d'un sédiment est la fraction la plus fine, dont la taille est inférieure à 2 μm . Elle est **invisible au microscope optique**, donc pour l'étudier, on utilise la DRX ou le MEB.

Elle est composée d'un **mélange de minéraux**, à la fois des minéraux argileux (qui sont des minéraux ayant l'apparence de 'feuillets', de la famille des phyllosilicates), mais également de nombreux autres minéraux (quartz, feldspaths, oxydes de fer...).

Les rayons X développent une énergie importante, et de plus, leur **longueur d'onde est du même ordre que celle des distances entre les plans atomiques** des réseaux cristallins (0,5 à 2,5 Å), donc ils constituent un rayonnement très favorable à l'étude des cristaux et en particulier à l'étude des minéraux argileux.

La diffraction des rayons X sur des préparations d'argile donne des **spectres** permettant d'identifier les minéraux présents, ainsi que leur abondance respective (voir figure suivante).

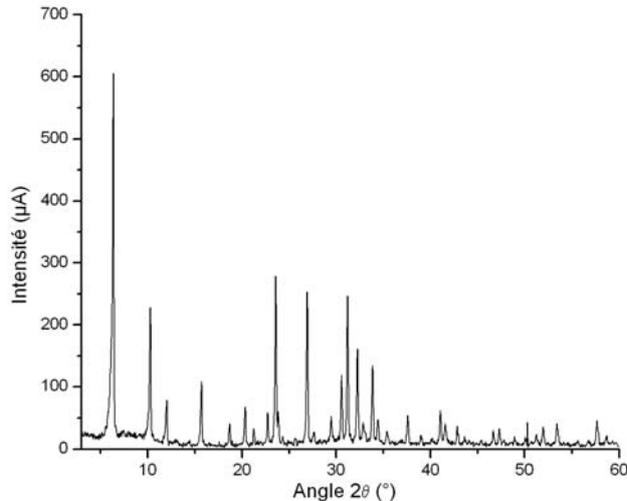


Figure 16 : Spectre obtenu par diffractométrie aux rayons X (fr.wikipedia.org).

L'interprétation est complexe, mais pour simplifier on peut dire que chaque pic correspond à un minéral. La surface du pic est proportionnelle à la proportion de minéral présente et à son degré de cristallinité.

5- Les roches sédimentaires

5.1. Définition

Il existe **trois types de roches** : les roches sédimentaires, les roches métamorphiques et les roches magmatiques.

Une ROCHE SEDIMENTAIRE se forme après le dépôt des sédiments, suite à la diagenèse.

La **diagenèse** englobe **tous les processus physiques, chimiques et biologiques qui affectent un dépôt sédimentaire et le transforme progressivement en roche sédimentaire solide.**

Dans le cas d'un sédiment marin, la diagenèse commence sur le fond marin et se poursuit tout au long de son enfouissement, c'est-à-dire à mesure que d'autres sédiments viennent recouvrir le dépôt.

-> Les **processus de diagenèse sont variés et complexes** (compaction, cimentation, dissolution, recristallisation, remplacement de certains minéraux). La **cimentation** est le principal processus diagénétique responsable du passage du sédiment à la roche.

5.2. Importance des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires représentent **environ 5% du volume total** de l'écorce terrestre (volume faible comparé aux roches métamorphiques ou magmatiques), mais **environ 75 % de la surface totale** des terres émergées (voir schéma suivant)

-> 3/4 des implantations humaines sont donc installées sur des roches sédimentaires : ces dernières ont par conséquent une grande importance.

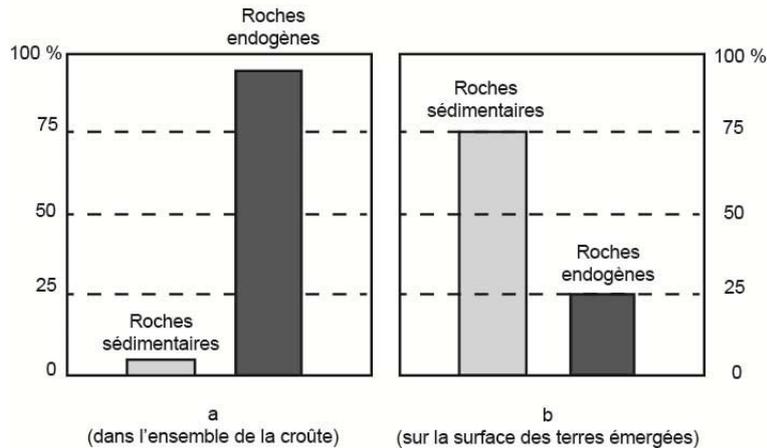


Figure 17 : Pourcentage relatif des roches endogènes et sédimentaires (grès, calcaires et argiles) sur l'ensemble de la croûte (a) et sur la totalité des terres émergées (continents et îles) (b) (d'après Aubouin et al., 1967).

5.3. Les principaux types de roches sédimentaires

On distingue trois principaux groupes de roches sédimentaires en fonction de leur mode de formation :

- **les roches détritiques (= silico-clastiques ou terrigènes) :**

Elles sont **formées de particules minérales issues de l'altération** de roches préexistantes. Comme il s'agit de matériel issu des continents (donc de la 'terre'), on les appelle aussi "terrigenes".

Ces particules sont transportées par l'eau, la glace, le vent, des courants de gravité et se déposent 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' ou 'silico-clastiques'.

Les roches détritiques sont généralement classées en fonction de la granulométrie de leurs constituants. Elles forment **près de 85% de l'ensemble des roches sédimentaires**,

- **les roches biogéniques, biochimiques ou organiques :**

Elles sont le **produit d'une activité organique ou biochimique**. L'altération fournit, en plus des particules solides, des substances dissoutes qui aboutissent dans les mers, les lacs et les rivières où elles sont extraites et précipitées par des organismes.

Dans certains cas, l'action des organismes modifie l'environnement chimique et le sédiment est précipité directement à partir d'eaux marines ou lacustres sursaturées. Dans d'autres, les organismes utilisent les carbonates, phosphates, silicates pour constituer leurs coquilles ou leurs os et ce sont leurs restes qui constituent les roches sédimentaires. Les plantes accumulent des matériaux carbonés par photosynthèse et sont directement à l'origine du charbon. D'autres types de sédiments carbonés comme les schistes bitumineux ou le pétrole sont générés par des bactéries. Les roches biogéniques forment **près de 15% des roches sédimentaires**,

- **les roches d'origine chimique :**

Elles résultent de la **précipitation (purement physico-chimique) de minéraux dans un milieu sursaturé**. Les **évaporites** (anhydrite, halite, gypse, sylvite...) en sont le meilleur exemple :

elles se forment par évaporation de saumures. L'importance relative de ces roches est faible (de l'ordre de 1 %).

Type de roche	Principales caractéristiques	Exemple
Détritiques ou terrigènes (85 % environ des RS)	Roches formées de particules issues de l'altération de roches préexistantes.	Grès (composé de grains de sables), argilite (composée d'argile), conglomérat (grains de grande taille)...
Biogéniques, biochimiques ou organiques (près de 15 % des RS)	Roches résultant d'une activité organique ou biochimique.	Calcaire, charbon (formé par accumulation de végétaux), phosphate, pétrole...
Chimique (moins de 1 %)	Roches résultant de la précipitation physico-chimique de minéraux dans un milieu sursaturé.	Gypse (ex : rose des sables), halite (sel gemme)...

Tableau 3 : Les principaux types de roches sédimentaires.

5.4. Méthodes d'études des roches

On appelle **pétrographie** la science qui étudie les roches (du grec '*petra*' = pierre et '*graphein*' = écrire).

Pour décrire et observer les roches, on utilise un microscope spécial appelé **microscope polarisant**. Ce microscope se distingue du microscope biologique, plus fréquent, en ce qu'il est équipé d'une platine tournante et de deux filtres polarisants (un au-dessus = l'analyseur et l'autre en-dessous = le polariseur).

Avant d'observer les roches, il faut préparer une **lame mince** : on découpe la roche en petits cubes (appelés 'sucres'), puis on les colle sur une lame de verre et on les affine jusqu'à ce qu'ils deviennent transparents et qu'ils laissent passer la lumière (leur épaisseur est alors d'environ 30 µm).

6- Notion de stratigraphie

6.1. Définitions

La **STRATIGRAPHIE** est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires. Ces dépôts sont généralement arrangés en couches, appelées **STRATES** (mot issu du latin '*stratum*' = couverture).

Une **STRATE** correspond à une unité de sédimentation qui s'est déposée sous des conditions physiques relativement stables. L'épaisseur et la composition sont variables. En général, on parle de strates, de couches ou de lits si l'épaisseur est supérieure à 1 cm, sinon, on parle de lamines pour une plus faible épaisseur.

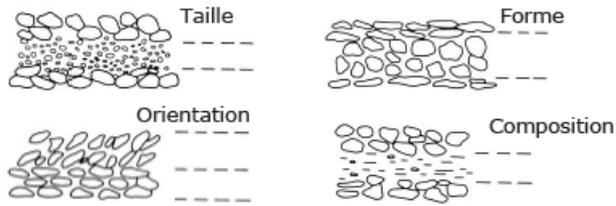


Figure 18 : Une strate peut se différencier des strates qui l'entourent par la taille de ses constituants, leur forme, leur orientation ou leur composition. Elle est limitée par des plans de stratification (représentés en pointillés).

La stratigraphie a deux objectifs principaux, qui sont :

1. De **reconstituer la géographie** en fonction des différentes époques : but des études paléogéographiques.
2. De **dater les événements les uns par rapport aux autres** : il s'agit alors de la géologie historique.

6.2. Les grands principes de la stratigraphie

Les études stratigraphiques reposent sur plusieurs grands principes de base qui permettent de connaître l'âge relatif des couches les unes par rapport aux autres :

1. Le principe d'actualisme :

Les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le Passé.

2. Les principes d'horizontalité et de superposition :

Dans leur disposition d'origine, les strates sont généralement horizontales, et superposées dans l'ordre chronologique de leur dépôt. On dit qu'elles sont en superposition normale (concordantes), c'est-à-dire que « **toute couche sédimentaire est plus récente que celle qu'elle recouvre** ».

La couche la plus basse est donc la plus ancienne (exception : en cas de perturbation tectonique).

3. Le principe de continuité :

Une couche, définie par un faciès donné (ensemble des conditions de dépôt du sédiment ayant donné naissance à la roche), est de **même âge sur toute son étendue**.

4. Le principe d'identité paléontologique :

Deux couches ou deux séries de couches sédimentaires de **même contenu paléontologique** en fossiles stratigraphiques (et de lithologie différente ou pas) ont le **même âge**.

5. Le principe de recoupement

Une **figure ou une couche qui en recoupe une autre est nécessairement plus récente**.

6. Le principe d'inclusion :

Des **débris de roche plus ancienne peuvent être inclus dans une roche plus récente** mais le contraire est impossible.

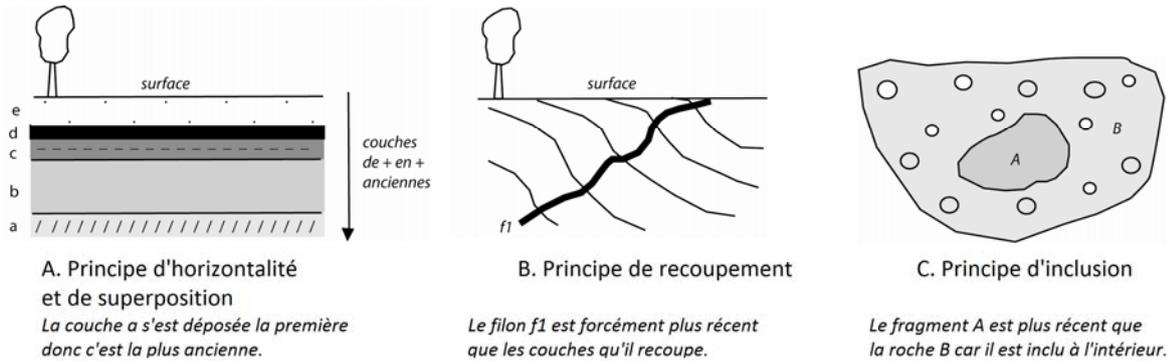


Figure 19 : Illustration de quelques principes de la stratigraphie.

6.3. Quelques méthodes d'étude de la stratigraphie

En stratigraphie, on va chercher, soit à dater les strates, de façon relative ou absolue, soit à effectuer des corrélations (on compare des strates en recherchant des caractéristiques identiques) :

a) Les méthodes de datation

- **les datations relatives** : on va effectuer des **comparaisons** entre les terrains, en cherchant simplement à savoir si un terrain est plus ancien qu'un autre, mais **on ne peut pas donner un âge précis et chiffré** (en années).

Pour effectuer ce type de datation, on applique les grands principes de la stratigraphie. Une des méthodes principales de datation relative est la **méthode paléontologique**. Dans ce cas, on utilise des **fossiles marqueurs** qui sont caractéristiques de certaines périodes précises, on les appelle les **fossiles stratigraphiques**.

Exemple : un terrain qui contient des fossiles de Mammifères est forcément plus récent qu'un terrain qui contient des fossiles de dinosaures.

- **Les datations absolues** : dans ce cas, on va pouvoir obtenir une **datation précise, avec un âge chiffré**.

On utilise dans ce cas essentiellement des **méthodes physiques comme la radiochronologie**, qui est une méthode de datation des minéraux ou des roches fondées sur l'étude de leurs éléments radioactifs et de leurs produits de désintégration. Plusieurs éléments radioactifs peuvent être utilisés en fonction du type de matériel que l'on souhaite dater (le couple uranium 238 /plomb 206, potassium 40/argon 40, carbone 14 / azote 14...)

Le principe : Certains minéraux contiennent des éléments radioactifs au moment de leur cristallisation. Le principe général utilisé en radiochronologie repose sur les caractéristiques de la désintégration d'un élément radioactif père (P) en un élément radiogénique fils (F) : plus le temps écoulé depuis la cristallisation est important, plus la quantité d'éléments fils est importante.

b) Les méthodes de corrélation

On cherche dans ce cas à faire une comparaison entre deux couches ou suite de couches dans le but de retrouver les mêmes couches ailleurs.

De nombreuses méthodes existent, il peut s'agir de méthodes chimiques ou physiques. On peut citer par exemple :

- La **magnétostratigraphique** : on étudie le magnétisme des roches
- Les **diagraphties** : on étudie les propriétés physiques des roches à l'aide d'appareils de mesure que l'on introduit dans un sondage

- La **géochimie** : on mesure l'évolution de la teneur en certains éléments (éléments majeurs, éléments traces ou isotopes) et on la compare avec d'autres strates...

6.4. L'échelle stratigraphique des temps géologiques

Ère	Âge absolu en Ma.	Système ou période
CÉNOZOÏQUE TERTIAIRE	0,01	Quaternaire
	1,65	Néogène
	23	Paléogène
MÉSOZOÏQUE SECONDAIRE	65	Crétacé
	135	Jurassique
	205	Trias
PALÉOZOÏQUE PRIMAIRE	245	Permien
	295	Carbonifère
	360	Dévonien
	410	Silurien
	435	Ordovicien
	500	Cambrien
PRÉCAMBRIEN	540	Protérozoïque
	1000	Archéen
	1500	
	2500	
3000		
	4550	

Une échelle stratigraphique est une division des temps géologiques fondée sur l'étude des strates sédimentaires qui se sont déposées successivement au cours du temps.

L'échelle stratigraphique est divisée en grandes unités, les **ères**, elles-mêmes divisées en unités de plus en plus courtes, les périodes (=systèmes), les époques (=séries) et les étages (voir figure suivante). **L'étage** est l'unité de base.

Les limites des ères sont marquées par de **grands bouleversements biologiques** (grandes extinctions ou crises biologiques) ou **paléogéographiques** (orogénèse) ...

L'âge de la Terre est estimé à environ 4,6 milliard d'années (Ga).

Figure 20 : Echelle stratigraphique simplifiée. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma).

7- Notion de paléontologie

7.1. Définitions

La **PALEONTOLOGIE** est la « science étudiant la vie ancienne », c'est-à-dire les fossiles. Ce mot vient du grec 'palaios' (= ancien), 'ontos' (= les êtres) et 'logos' (= discours).

Un **FOSSILE** est le reste (coquille, os, dent, graine, feuilles...) ou le simple moulage d'un animal ou d'un végétal conservé dans une roche sédimentaire. Il peut également s'agir d'une trace d'activité (trace de déplacement, terriers...).

La paléontologie a 2 objectifs principaux, qui sont :

1. De **dater** les couches sédimentaires contenant les fossiles, c'est le domaine de la biostratigraphie.
2. De **caractériser les paléoenvironnements** : l'étude des fossiles ou des assemblages de fossiles permet de reconstituer les milieux de vie anciens, qu'on appelle les paléoenvironnements (paléotempérature, paléoprophondeur, paléosalinité...).

7.2. Les conditions de formation des fossiles

La fossilisation est un processus exceptionnel : en effet, on estime que seulement 1 % environ des organismes vivants subsistent à l'état fossile. Les fossiles représentent donc une toute petite part de la population d'origine.

Cependant, la fossilisation est favorisée par certains facteurs :

- La **présence de parties dures** dans l'organisme (os, dents, coquilles...),
- Un **enfouissement rapide** dans le sédiment (car l'oxygène contribue à la dégradation de l'organisme, donc l'enfouissement permet de limiter le contact avec l'oxygène) : la fossilisation est donc généralement facilitée en milieu aqueux (marin le plus souvent),
- Une **petite taille et une grande quantité** : les organismes petits et nombreux ont proportionnellement beaucoup plus de chance de se fossiliser que les organismes de grande taille, beaucoup plus rares.

Par conséquent, la **fossilisation des parties molles des organismes (la peau, les organes internes par exemple) est extrêmement rare.**

Les parties dures au contraire se fossilisent beaucoup plus facilement, mais le plus souvent leur structure est modifiée, car on observe fréquemment des **recristallisations** (le minéral de départ est remplacé par un autre) ou des déformations dues à la diagenèse (écrasement, aplatissement, étirement).

Les fossiles découverts peuvent être de différents types, en effet, il peut s'agir :

- de **restes** d'organismes (ex : os, coquille...),
- de **moulages externes** (c'est l'extérieur de la coquille qui est préservé),
- de **moulages internes** (l'intérieur de la coquille a été rempli par du sédiment, qui s'est durci par la suite, puis la coquille en elle-même s'est dissoute),
- de **traces**, appelées encore **ichnofossiles** (ex : empreintes de pas ou lieux d'habitats comme des terriers, des nids).

7.3. Rapide histoire de la vie sur Terre

La Terre s'est formée il y a **4,6 milliards d'années.**

Au début, la vie est apparue dans les océans :

- les **premières traces de vie connues datent d'il y a 3,8 Ga** (ce sont des organismes à l'apparence de bactéries).
- Les **premiers organismes pluricellulaires connus datent de 1,2 Ga** (ce sont des algues),
- Il y a **600 Ma**, on connaît de nombreuses formes de vie pluricellulaires, à **corps mou** (pas de coquille ni d'os) : c'est la faune **d'Ediacara**.
- Il y a **540 Ma**, les **premiers organismes avec une coquille** apparaissent, ce qui marque le début du Paléozoïque.

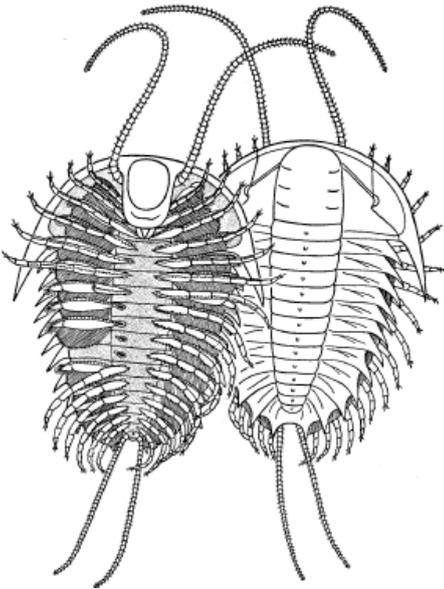
Sur les continents, la vie est apparue plus tard. Il s'agit dans un premier temps d'une vie végétale (mousse, lichens), probablement apparue pendant le Précambrien.

Les vertébrés (animaux avec un squelette) existent dès le début du Paléozoïque dans la mer (ce sont des poissons). Sur les continents, les premiers vertébrés sont des amphibiens, au Dévonien (famille des grenouilles), puis des reptiles au Carbonifère (famille des crocodiles, des dinosaures), des mammifères (au Trias) et des oiseaux (au Jurassique).

Remarque : Bien entendu, les recherches en paléontologie permettent de préciser régulièrement les choses, c'est ainsi que des fossiles terrestres, apparentés aux champignons, ont récemment été découverts et datés de 2,2 Ga, ce qui repousserait considérablement l'âge des premiers organismes pluricellulaires connus.

7.4. Quelques exemples de fossiles

Pour les datations, les fossiles les plus 'utiles' sont ceux qui évoluent rapidement, qui sont de petite taille (donc plus abondants) et qui sont présents sur une grande étendue géographique (ce sont donc le plus souvent des fossiles marins). On les appelle les '**fossiles stratigraphiques**'.



a) Les Trilobites

Ce sont des fossiles caractéristiques du **Paléozoïque**. Ce sont des animaux **invertébrés**, de la famille des **arthropodes** (comme les insectes et les araignées), qui vivaient au fond des mers et mesuraient de quelques cm à quelques dizaines de cm. Il en existe de nombreuses espèces, qui ont toutes disparu à la fin du Paléozoïque, au Permien (il y a environ 245 Ma).

La présence de Trilobites dans des couches géologiques indique donc avec certitude un âge paléozoïque. En Algérie, des roches contenant des Trilobites sont présentes dans le sud du pays, dans le Sahara.

Figure 21 : Reconstitution des deux faces d'un trilobite (ventrale à gauche et dorsale à droite).

b) Les Ammonites

Ce sont des fossiles caractéristiques du **Mésozoïque**. Ce sont des animaux **invertébrés**, de la famille des **céphalopodes** (comme les pieuvres et les calamars), qui vivaient dans la mer et se déplaçaient en nageant. Elles mesuraient de quelques cm jusqu'à plus de 2m. Il en existe de nombreuses espèces, qui ont toutes disparu à la fin du Mésozoïque, au Crétacé, en même temps que les Dinosaures (il y a environ 65 Ma).

La présence d'Ammonites dans des couches géologiques indique donc avec certitude un âge mésozoïque. En Algérie, des roches contenant des Ammonites sont présentes dans le nord du pays, dans l'Atlas Saharien notamment. On peut en trouver dans la région de Guelma.

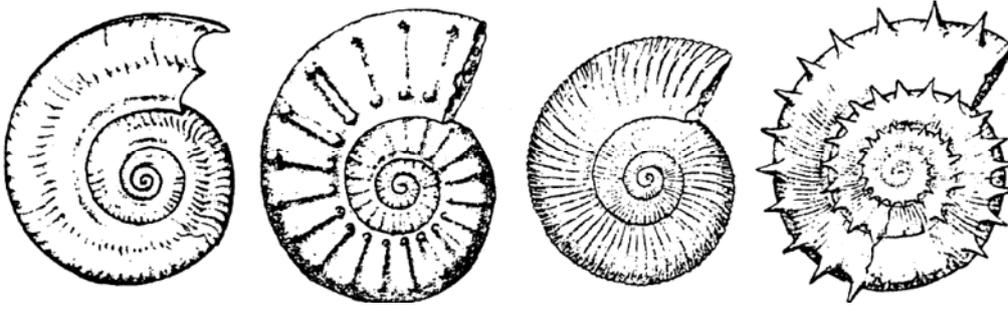


Figure 22 : Quelques exemples d'Ammonites.

c) Les microfossiles

Ce sont des fossiles de taille microscopique, qui doivent être observés avec un instrument, comme une loupe ou un microscope.

Il peut s'agir d'organismes végétaux ou animaux, unicellulaires ou pluricellulaires. Ils peuvent être très abondants dans les sédiments (parfois plusieurs milliers pour 1 g de sédiment).

Certains sont d'une grande utilité pour les datations, notamment dans les forages, car même une petite quantité de sédiment peut contenir une grande proportion de microfossiles.

Les microfossiles les plus étudiés sont par exemple :

- les **foraminifères** : ce sont des animaux marins unicellulaires qui possèdent une coquille, le plus souvent en calcaire. Ils existent depuis le début du Paléozoïque jusqu'à aujourd'hui, et ils sont très utiles, à la fois pour les datations et pour les études paléoenvironnementales.
- Les **radiolaires** : ce sont des animaux marins unicellulaires qui possèdent une coquille en silice. Comme les foraminifères, ils peuvent être très abondants et ils existent depuis le début du Paléozoïque.
- Les **diatomées** : ce sont des algues unicellulaires, qui vivent dans les eaux douces ou dans la mer et qui possèdent une coquille en silice. Elles sont connues depuis le Crétacé. Il en existe actuellement plus de 100 000 espèces : les diatomées forment le groupe le plus important du phytoplancton marin.
- Les **ostracodes** : ce sont des animaux pluricellulaires, de la famille des arthropodes, qui existent depuis le début du Paléozoïque. Ils possèdent une carapace en calcaire. Ils vivent dans tous les milieux aquatiques (mer, rivière, lac).

III- Géodynamique interne

La géodynamique interne concerne la dynamique du globe terrestre solide, de sa surface à son centre. On s'intéresse donc aux profondeurs de la Terre.

1- Sismologie

1.1. Introduction

La **sismologie** est la science qui étudie les séismes ou tremblements de terre (le mot sismologie vient du grec 'seismos').

La sismique quant à elle est la science qui étudie la structure de la lithosphère à l'aide d'ébranlements artificiels (elle est utilisée dans le domaine de la prospection pétrolière).

Il se produit de très nombreux séismes tous les jours mais la plupart ne sont pas ressentis par les humains. **Environ 100 000 séismes sont enregistrés chaque année sur la planète.** Les plus puissants d'entre eux comptent parmi les catastrophes naturelles les plus destructrices : le séisme le plus meurtrier de l'histoire récente, qui a eu lieu en Chine en 1976, a fait plus de 600 000 morts. En Algérie, les séismes ont également fait de nombreuses victimes, notamment à El Asnam en 1980 (3000 morts) ou à Boumerdès en 2003 (plus de 2000 morts).

1.2. Caractères généraux des séismes

a) Définition d'un séisme

Un séisme est un ébranlement brutal du sol provoqué par l'arrivée d'ondes créées en profondeur à la suite d'une rupture et d'un mouvement brusque de deux compartiments lithosphériques. La conséquence est une libération instantanée d'énergie.

Le **foyer** du séisme (= hypocentre) est le point où débute le mouvement, **l'épicentre** est sa projection sur la surface terrestre et correspond au lieu où la secousse est maximale.

Un tremblement de terre peut être **superficiel** (foyer à moins de 60 km de profondeur), **intermédiaire** (de 60 à 300 km) ou **profond** (> 300 km). Ce sont les tremblements de terre superficiels qui sont les plus dangereux.

La rupture se fait par **formation d'une faille** ou réactivation d'une faille ancienne.

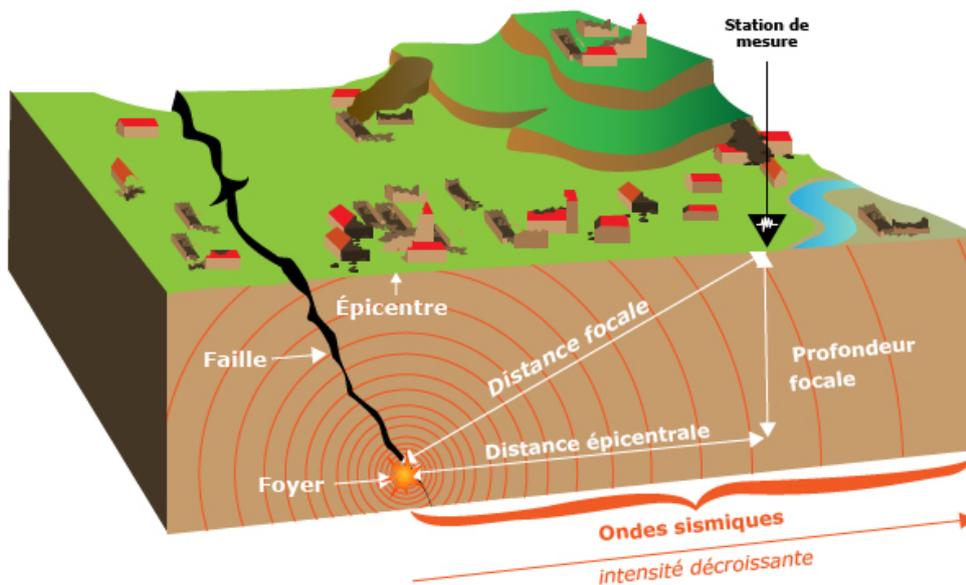


Figure 23 : Caractéristiques d'un séisme (maxicours.com).

b) Intensité et magnitude

Depuis longtemps, les scientifiques ont essayé de classer les tremblements de terre, ils ont donc défini plusieurs échelles afin de caractériser les séismes :

- **Les échelles d'intensité :**

Elles se fondent sur l'observation des effets et des conséquences du séisme sur des indicateurs communs en un lieu donné (effets sur les personnes, les objets, les mobiliers, les constructions, l'environnement). L'intensité d'un séisme n'est pas une mesure fiable, car elle dépend non seulement de la distance à l'épicentre, mais également du type de sol, des constructions, de l'heure du séisme...

Les échelles d'intensité les plus connues sont celles de **Mercalli** (abandonnée en 1964) et l'échelle **MSK** (à partir de 1964). Ces deux échelles comprennent 12 degrés d'intensité, notés de I (intensité la plus faible) à XII (intensité la plus forte).

- **La magnitude :**

La puissance d'un tremblement de terre peut être quantifiée par sa magnitude, notion introduite en 1935 par le sismologue Charles Francis **Richter**. La magnitude se calcule à partir des différents types d'ondes sismiques en tenant compte de divers paramètres comme la distance à l'épicentre ou la profondeur du foyer, etc. La magnitude est une fonction logarithmique : quand l'amplitude des ondes sismiques est multipliée par 10, la magnitude augmente d'une unité. Ainsi, un séisme de magnitude 7 provoquera une amplitude 10 fois plus importante qu'un séisme de magnitude 6, 100 fois plus importante qu'un de magnitude 5.

A

Comparaison entre l'intensité et la magnitude		
Échelle d'intensité de Mercalli		Magnitude (Richter)
Intensité	Effets ressentis	
I	Perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté uniquement par des instruments très sensibles.	2
II	Perçu par quelques personnes au repos ou se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III	Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	4
IV	Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur. Suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruit de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V	Perçu par presque tout le monde, plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres, les objets instables sont renversés.	5
VI	Perçu par tout le monde, plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur, quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	5
VII	La plupart des gens paniques et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII	Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX	Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Édifices déplacés sur leurs fondations.	7
X	Fissuration du sol. Bris de canalisations souterraines. Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI	Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	9
XII	Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface	9

B

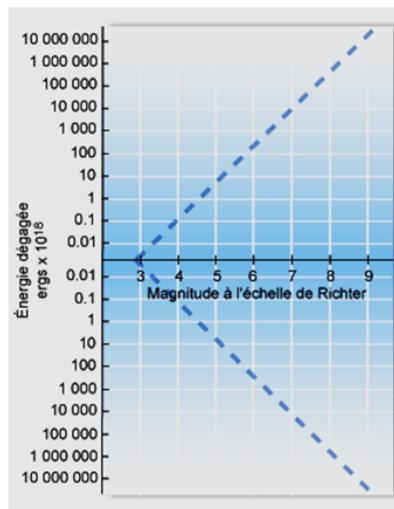


Figure 24 : A. Comparaison entre les échelles de Mercalli (intensité) et de Richter (magnitude), et B. Variation logarithmique de la magnitude (un séisme de magnitude 5 est 1000 fois plus puissant qu'un séisme de magnitude 3).

1.3. La répartition géographique des séismes

Les séismes ne se répartissent pas au hasard à la surface du globe, il existe **trois zones principales d'activité sismique** (voir figure suivante):

- **Les dorsales médio-océaniques :** on les trouve au milieu des océans, elles correspondent à la zone de création de croûte océanique. Les séismes y sont très superficiels (foyer < 20 km) et d'une magnitude généralement faible. Ils correspondent à des mouvements de distension et de coulissement.
- **La ceinture périalpine,** qui englobe tout le système orogénique alpin, depuis le nord de l'Afrique (y compris le Maghreb) jusqu'aux chaînes montagneuses d'Asie centrale

(Himalaya, Indonésie). Les séismes peuvent y être plus profonds (jusqu'à 70 km) et ils traduisent des mouvements de rapprochement (= convergence).

- **La zone située tout autour de l'Océan Pacifique** : la localisation des séismes correspond aux grandes fosses océaniques. C'est dans cette zone que se libère 80 % de l'énergie sismique totale. La profondeur des foyers sismiques est très variable, jusqu'à 300 à 700 km.

Nous verrons dans le chapitre suivant que la répartition des séismes est la même que celle du volcanisme. Elle souligne les limites de plaques lithosphériques.

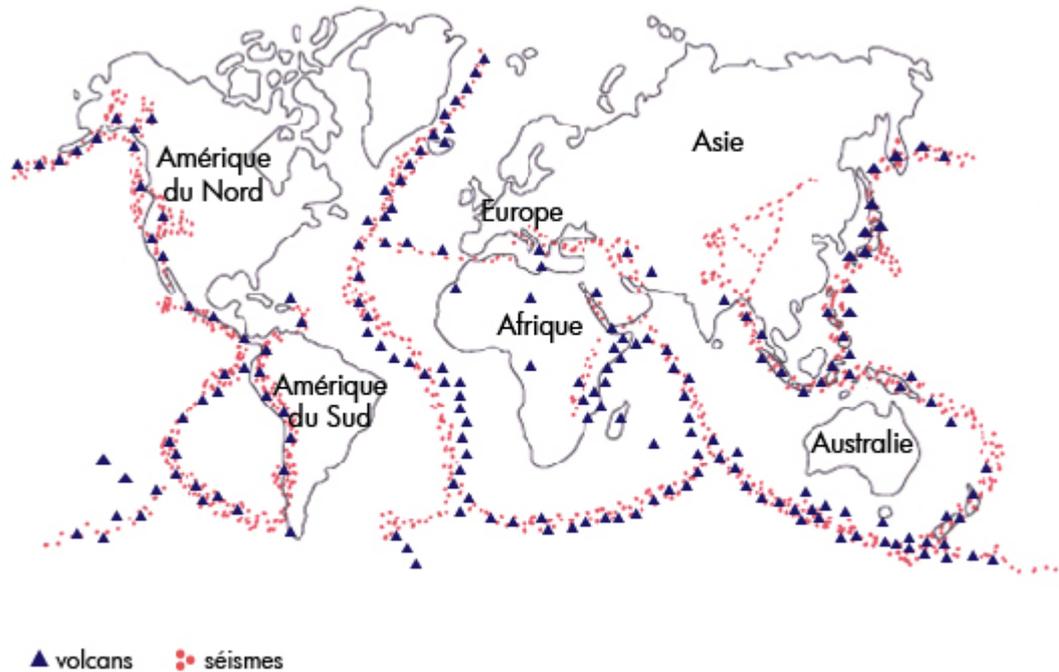


Figure 25 : Carte de la répartition mondiale des séismes et des volcans (maxicours.com).

1.4. Les ondes sismiques

a) Sismographes et sismogrammes

Le sismographe est un appareil servant à enregistrer les tremblements de terre. Le principe est le suivant : le socle de l'appareil et le cylindre enregistreur (fixés au sol) vibrent, alors que la masse suspendue tend à rester immobile (principe de l'inertie). Il existe différents types de sismographe afin d'enregistrer tous les types d'ondes sismiques.

L'enregistrement du séisme est appelé sismogramme.

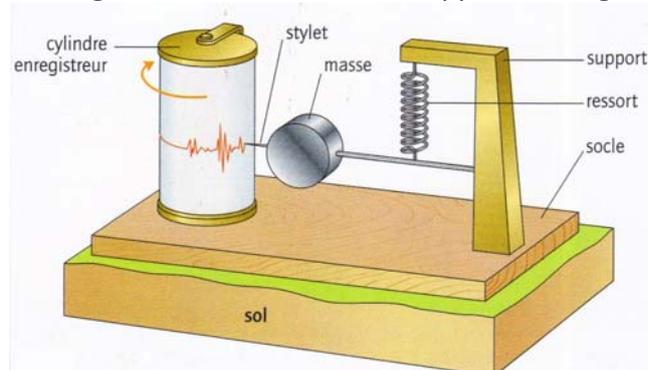


Figure 26 : Principe du sismographe (svt.constant.free.fr).

b) Les différents types d'ondes

Les tremblements de terre génèrent des ondes qui se propagent à partir du foyer à des vitesses variables selon les milieux. On distingue les ondes de volume (P et S) qui se propagent dans toutes les directions et traversent la planète, et les ondes de surface (L) qui circulent parallèlement à la surface terrestre (elles ne provoquent des ébranlements que jusqu'à une certaine profondeur) :

- **Les ondes de volume :**
 - **Les ondes P (= ondes premières) :** ce sont des ondes longitudinales ou de compression. Les particules se déplacent dans la direction de propagation (Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives). Elles se propagent dans tous les milieux et ce sont les ondes les plus rapides (6 km/s près de la surface).
 - **Les ondes S (= ondes secondes) :** ce sont des ondes transversales ou de cisaillement. Les particules se déplacent dans la direction perpendiculaire à la propagation. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre. Elles se déplacent moins rapidement et elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

- **Les ondes de surface :** on distingue deux types d'ondes, les ondes de Love (L) et les ondes de Rayleigh (R). Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac.
 - **Les ondes de Love** provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s.
 - **Les ondes de Rayleigh** se caractérisent par un déplacement complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, constituant un mouvement à la fois horizontal et vertical.

L'étude de la propagation des ondes sismiques a permis de connaître avec précision la structure interne de la Terre et donc l'existence de couches concentriques différentes, dont la densité augmente en profondeur. On observe par exemple une augmentation de la vitesse de propagation des ondes de volume, en rapport avec une augmentation de densité du milieu traversé en profondeur.

L'étude des ondes a également permis de mettre en évidence des discontinuités qui séparent des milieux de densité différente, ainsi que la présence d'un noyau liquide (qui empêche la propagation des ondes S).

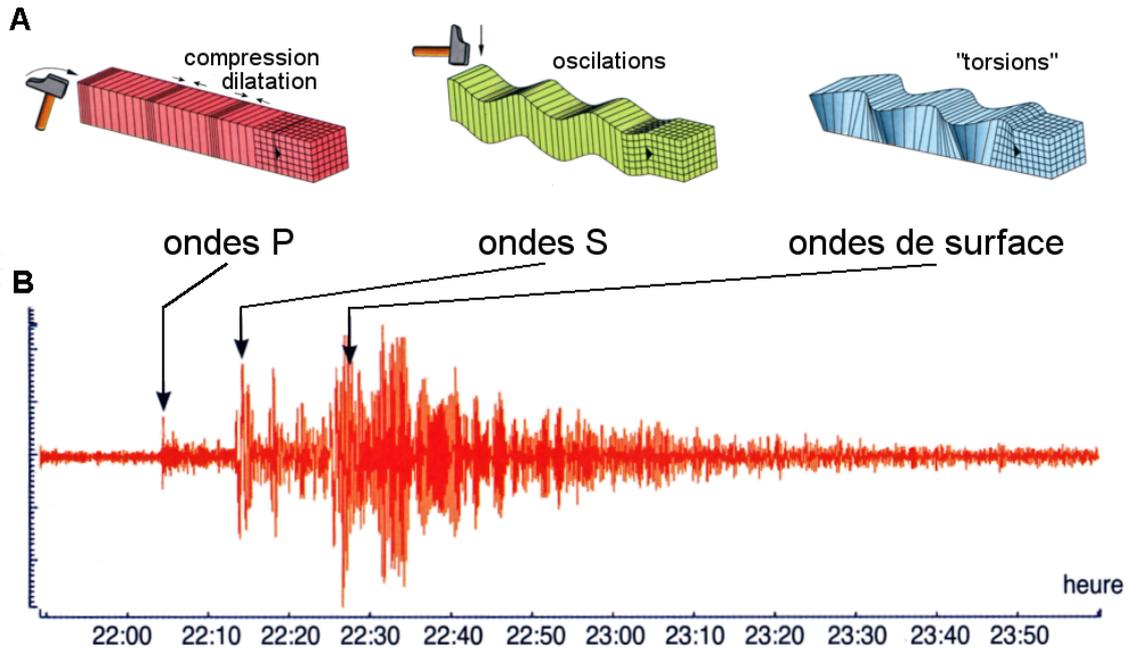


Figure 27 : Les ondes sismiques. Enregistrement réalisé en Allemagne lors du séisme survenu en Haïti le 12 janvier 2010 à 21 h 53 (heure GMT).

(image A : d'après SVT 1S, Bordas 1993 p. 306 Claude Allègre, Les fureurs de la Terre - B : SVT 1eS, Bordas 2011 p. 92).

2- Notion de tectonique (souple et cassante)

2.1. Introduction

La tectonique a pour objet l'étude des déformations ayant affecté les terrains géologiques après leur dépôt. Suivant leur intensité et la nature des roches, les forces tectoniques (responsables de la modification de la disposition originelle des couches) peuvent produire des plissements ou des cassures, appelées failles.

2.2. La tectonique cassante (les failles)

Une faille est un accident qui sépare deux parties d'une même couche et les déplace l'une par rapport à l'autre. Elle apparaît en cas de déformation fragile des couches, on parle de tectonique cassante.

Les failles actives sont responsables de la majorité des tremblements de terre.

a) Description d'une faille

Une faille est caractérisée par plusieurs éléments :

- La surface de séparation est appelée **surface ou plan de faille**.
- Le **miroir de faille** représente la surface de contact, polie et striée, le long de laquelle les deux compartiments ont glissé
- Les **lèvres** représentent les extrémités de chacun des deux blocs séparés par la faille : de chacun des deux côtés, on distingue un compartiment abaissé et un compartiment soulevé (ou surélevé).

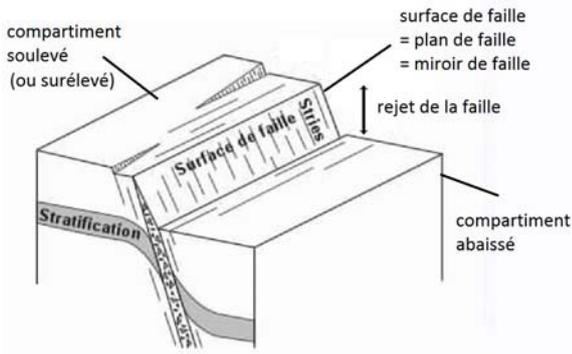


Figure 28 : Structure d'une faille.

- Le **rejet** exprime le mouvement relatif des deux compartiments : il peut être vertical ou horizontal

La surface de cassure correspond à un plan de **contact anormal**, qui est représenté par un trait épais sur une carte géologique. Ce plan est défini par sa **direction** et son **pendage**, qui sont mesurés avec une boussole (voir les explications pendant les TD).

b) Les types de failles

Suivant le type de mouvement relatif, on définit trois types de failles : faille normale, faille inverse, décrochement.

- **les failles normales**

Une faille normale accompagne une **extension** ; le compartiment au-dessus de la faille ("toit") descend par rapport au compartiment situé en dessous de la faille ("mur"). Le plan de la faille est incliné vers le compartiment abaissé.

Un ensemble de failles normales peut former des structures appelées horsts et grabens.

- **les failles inverses**

Une faille inverse, ou chevauchement, accompagne une **compression** ; le compartiment au-dessus de la faille ("toit") monte par rapport au compartiment situé en dessous de la faille ("mur"). Le plan de faille est alors incliné vers le compartiment surélevé et semble plonger en-dessous.

- **les décrochements**

Un décrochement accompagne un mouvement de **coulissage** essentiellement horizontal. Les décrochements peuvent être dextre ou sénestre, suivant que le compartiment opposé à l'observateur se déplace vers la droite ou la gauche (respectivement).

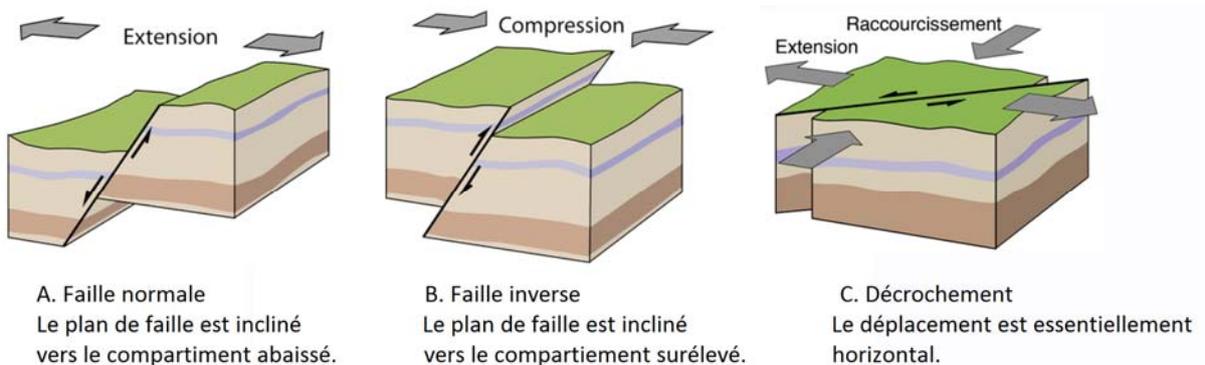


Figure 29 : Les trois types de failles (Wikipédia).

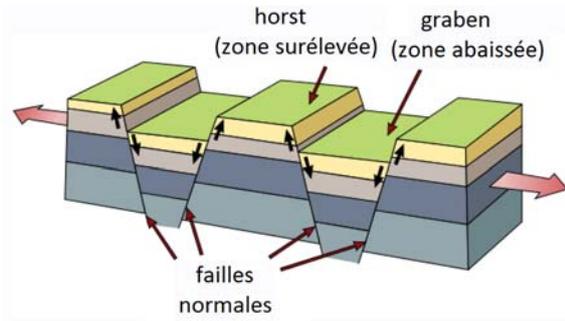


Figure 30 : Schéma d'une structure de type horst / graben (Wikipédia).

En géologie, un graben (terme d'origine allemande signifiant « fossé ») est un fossé tectonique d'effondrement entre des failles normales. Le compartiment surélevé par rapport au graben est appelé « horst ». Un long graben ou une série de grabens peuvent produire une vallée de Rift.

2.3. La tectonique souple (les plis)

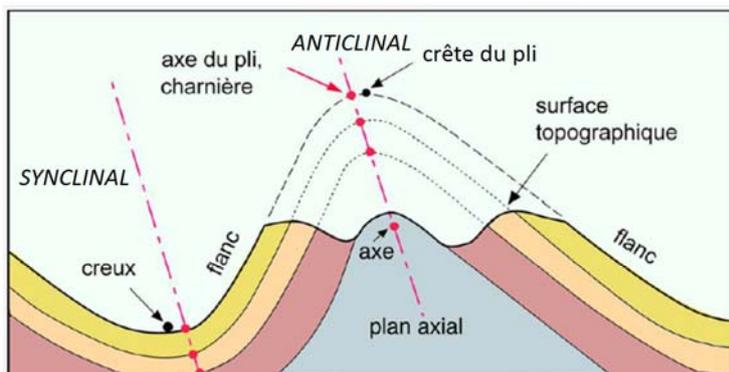
Les **plis** sont des ondulations plus ou moins accentuées des couches. Ils se forment en cas de **déformation ductile ou plastique**, on parle de **tectonique souple**.

On appelle **anticlinal** un pli en forme de bosse (anticlinal = forme de 'A') et **synclinal** un pli en forme de creux.

a) Description d'un pli

Les éléments constitutifs d'un pli sont :

- la **charnière** : elle correspond à la zone de courbure maximale du pli,
- la **crête** : c'est le point topographique le plus élevé du pli (qui passe par le sommet),
- les **flancs** : il s'agit des parties situées entre les charnières, ce sont les zones où la courbure est minimale,
- **l'axe du pli** est la ligne passant par le milieu de la charnière. La direction d'un pli est celle de l'axe du pli.



La région du pli où la courbure est maximale est la charnière ou axe du pli.
Le plan axial contient les axes des plis affectant les couches successives.
L'érosion a entraîné la destruction de la partie supérieure du pli, la surface restante est la surface topographique.

Figure 31 : Principaux éléments constituant un pli (geocaching.com).

b) Les principaux types de plis

Il existe différents types de plis, selon l'inclinaison des flancs, la forme, le type de déformation, le mode de formation...

En fonction de l'inclinaison de leurs flancs, on peut distinguer :

- **les plis droits** : les deux flancs ont des pendages égaux et opposés, le plan axial est vertical,
- **les plis déjetés** : l'un des flancs se redresse sans atteindre la verticale,
- **les plis déversés** : l'un des flancs a dépassé la verticale, c'est le flanc inverse (quand l'un des flancs est vertical, c'est le pli en genoux)
- **les plis renversés** et les **plis couchés** : les deux flancs se rapprochent de l'horizontale

Les **plis-faille** sont le résultat d'une déformation intense du pli, avec rupture et apparition d'une faille.

Si l'épaisseur des couches restent constante, on parle de pli **isopaque**, dans le cas contraire, il s'agit d'un pli anisopaque (cas du pli laminé dans la figure suivante).

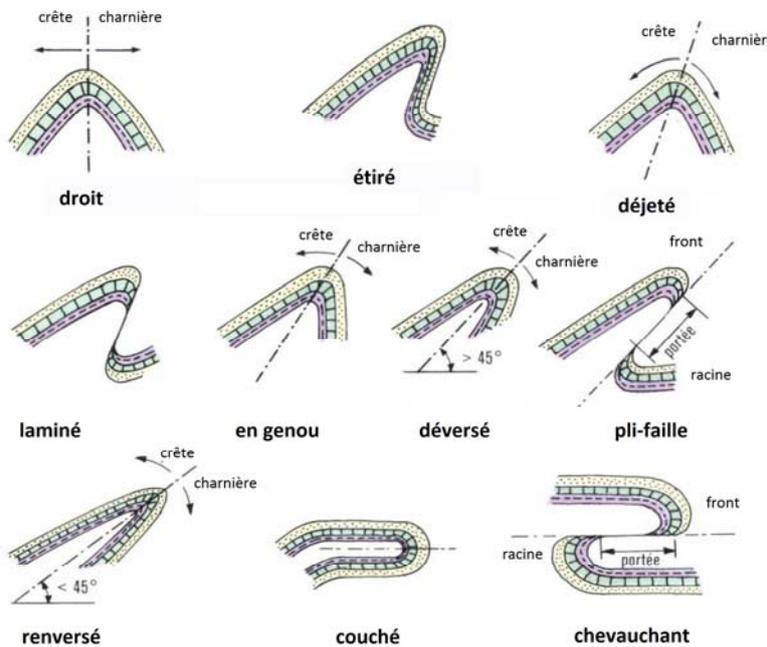


Figure 32 : Les différents types de plis (larousse.fr).

c) Relief caractéristique

Du point de vue morphologique, les plis peuvent donner dans le paysage une succession de formes caractéristiques du relief des zones plissées : mont, val, cluse, combe...

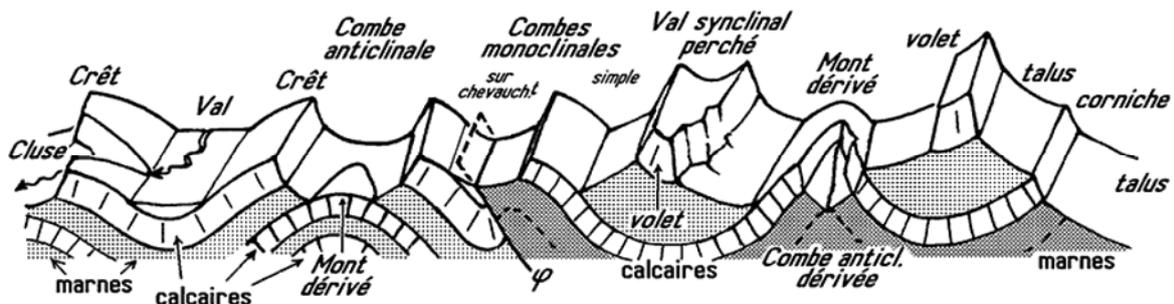


Figure 33 : Noms désignant les formes de relief des chaînes plissées (geol-alp.com).

3- Volcanologie

3.1. Introduction

La **volcanologie** (ou vulcanologie) est la **science qui étudie le volcanisme** (volcans, geysers, fumerolles, éruptions volcaniques, magmas, laves...). Le mot volcan vient du latin 'Vulcanus', Vulcain (Dieu du feu chez les romains).

Un **volcanologue** (ou vulcanologue) est le scientifique spécialiste de cette branche de la géologie liée à la géodynamique et à la géomorphologie.

Un volcan est un ensemble géologique qui résulte de la montée d'un magma puis de l'éruption d'une partie de ce magma. Il peut être terrestre ou sous-marin.

Le magma provient de la fusion partielle du manteau et exceptionnellement de la croûte terrestre. L'éruption peut se manifester, de manière plus ou moins combinée, par des émissions de lave, de gaz ou des projections (de cendre par exemple).

On compte actuellement environ 1 500 volcans terrestres actifs dont une quarantaine en éruption par an. Près de 800 volcans sont entrés en éruption depuis le derniers 10 000 ans. Les volcans sous-marins sont bien plus nombreux.

Depuis l'année 1600, les volcans ont fait environ 300 000 morts dans le monde, essentiellement à cause des nuées ardentes (35 %) ou des famines dues aux éruptions (23 %). Les coulées de lave font des dégâts matériels, mais en général peu de victimes (0,3 %).

3.2. Description d'un volcan

Il existe de nombreux volcans d'aspect différent, selon la nature des produits émis ou la dynamique des éruptions.

Un volcan est formé de différentes structures que l'on retrouve en général chez chacun d'eux :

- **une chambre magmatique** : elle est alimentée par du magma venant du manteau et joue le rôle de réservoir et de lieu de différenciation du magma. Lorsque celle-ci se vide à la suite d'une éruption, le volcan peut s'affaisser et donner naissance à une caldeira. Les chambres magmatiques se trouvent entre dix et cinquante kilomètres de profondeur dans la lithosphère,
- **une ou plusieurs cheminées volcaniques** : elles permettent la circulation du magma de la chambre magmatique vers la surface, au sommet et/ou sur les flancs du volcan,
- **un cratère** ou une **caldeira** sommitale où débouche la cheminée volcanique ;
- **des fissures latérales** : elles apparaissent sur les côtés du volcan suite à son gonflement ou son dégonflement, elles peuvent permettre l'émission de lave sous la forme d'une éruption fissurale.

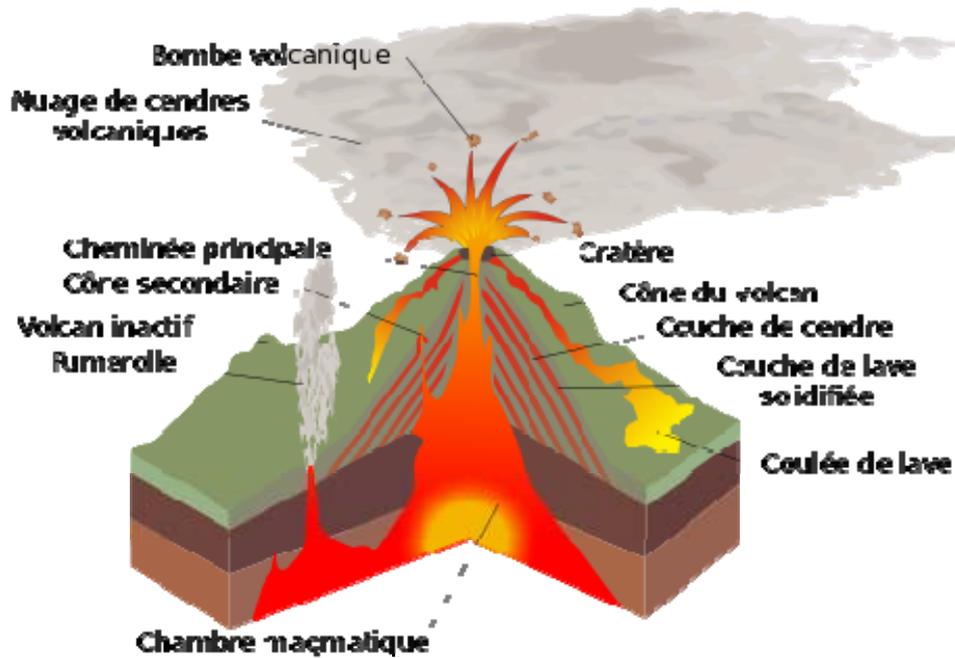


Figure 34 : Structure typique d'un volcan (Wikipédia).

3.3. Les principaux types d'éruptions

On distingue :

- **les éruptions laviques fissurales** : il s'agit de l'émission de laves très fluides qui se déversent par des fissures de l'écorce.
Exemple : c'est le cas de trapps du Dekkan, en Inde, qui sont à des structures volcaniques de plusieurs milliers de km² qui correspondent à des 'crises' volcaniques exceptionnelles dans l'histoire de la Terre (datées de la limite Crétacé/Tertiaire).
- **Les éruptions associées à des édifices volcaniques** : elles correspondent aux 'vrais' volcans tel qu'on l'imagine, les éruptions peuvent être permanentes (quasi-constantes) ou paroxysmales (une éruption séparée de longues périodes de 'repos').
*Exemple : cas du Stromboli en Italie et du Kilauea à Hawaï (éruptions permanentes)
cas du Mont St Helens aux USA, du Vésuve en Italie (éruptions paroxysmales)*

3.4. Produits rejetés par les volcans

Ce sont les produits des magmas et leurs dérivés : gaz, laves, projections.

Qu'est-ce qu'un magma ?

Il s'agit d'un liquide à haute température (au moins 600 °C) qui donne des roches après solidification, suite à un refroidissement rapide pendant les éruptions (roches volcaniques) ou suite à un refroidissement lent en profondeur (roches plutoniques). Il tire son origine de niveaux plus ou moins profonds du manteau (magma primaire) ou de la fusion de roches préexistantes (magma d'anatexie). Selon sa composition chimique, on peut distinguer les magmas granitiques (acide car riche en SiO₂) et les magmas basaltiques (basique car pauvre en SiO₂).

a) Les gaz

Les gaz sont émis par le cratère et par des orifices répartis sur l'édifice volcanique, ce sont des fumerolles, dont la température peut atteindre **900 °C**. Ils sont composés :

- De **vapeur d'eau** en majorité (90 %)
- De **dioxyde de carbone** (CO₂)
- D'acide sulfurique (H₂S), qui est relativement rare. Le soufre est courant sous forme de vapeur de soufre ou de gaz sulfureux (SO₂).

La présence de gaz dissous favorise l'écoulement de la lave.

Les émissions annuelles de CO₂ seraient de 60 millions de tonnes et celles de SO₂ de 4 millions de tonnes (source majeure de soufre dans l'atmosphère).

Certains de ces gaz (ainsi que les poussières) absorbent le rayonnement solaire et interviennent dans **l'effet de serre** : les conséquences des éruptions volcaniques sur le climat peuvent donc être sensibles.

b) Les coulées de lave

La lave est la roche en fusion qui est émise par les volcans, à l'état liquide ou pâteux, à des températures variant entre **700 et 1200 °C**. Elles donnent des coulées d'extension très variable (quelques centaines de m² à plusieurs milliers de km²).

Leur aspect dépend de nombreux facteurs : pente topographique, présence d'eau liquide (océan), vitesse de progression, viscosité... On distingue donc plusieurs types de laves : les laves **lisses** (à surface régulière), les laves **cordées** (montrant des bourrelets superposés), les laves **prismées** (avec des prismes verticaux réguliers), les laves **en 'coussins'** (mises en place sous l'eau)...

c) Les projections ou tephra

Ce sont des **fragments entraînés par les gaz et éjectés lors des éruptions volcaniques** : leur taille va de quelques dixièmes de mm à plusieurs m³. On distingue :

- Les **blocs** et les **bombes** volcaniques : leur taille est variable (> 64 mm). Les blocs sont anguleux, projetés à l'état solide, alors que les bombes sont plus arrondies et projetées à l'état pâteux. La dimension peut atteindre plusieurs mètres de long (record de 8,5 m de long).
- Les **lapillis** et les **cedres** : les lapillis ont une taille < 64 mm, les cendres < 2 mm et les poussières < 0,2 mm. Les fragments sont de forme irrégulière, souvent très poreux et de faible densité. Les cendres peuvent se disperser dans la haute atmosphère sur l'ensemble de la Terre.

d) Les nuées ardentes

Une nuée ardente correspond à une **émission brutale d'un mélange de gaz, de solides et de liquides, à haute température** (200 à 500 °C) et **se déplaçant à très grande vitesse** (50 à 500 km/h). Une nuée ardente ne dure qu'environ 1 min, mais elle peut déposer plusieurs mètres d'épaisseur d'un mélange de blocs et de cendres.

Ce sont des événements redoutables pour l'homme et responsables de nombreuses victimes.

<i>Volcan</i>	<i>Année</i>	<i>Volume éjecté (km³)</i>	<i>Volume d'aérosol dans la stratosphère (km³)</i>	<i>Refroidissement dans l'hémisphère nord</i>
Tambora (8°S)	1815	50	300	-0,5 à -0,7 °C
Krakatau (6°N)	1883	10	90	-0,3 °C
Santa Maria (15°N)	1902	9	40	-0,4 °C
Katmaï (58°N)	1912	15	<30	-0,2 °C
Agung (8°S)	1963	0,6	50	-0,3 °C
St Helens (46°N)	1980	0,35	0	-0,1 °C
El Chichon (17°N)	1982	0,35	<20	-0,2 °C
Pinatubo (15°N)	1991	5	30	-0,5 °C

Tableau 4 : Conséquences climatiques de quelques grandes éruptions historiques (Pomerol et al., 2002).

3.5. Répartition du volcanisme

La répartition du volcanisme est très voisine de celle des séismes, ce qui traduit le fait qu'une grande partie de l'énergie libérée par la Terre est évacuée au niveau des frontières des plaques lithosphériques. La très grande majorité des volcans est concentrée :

- **Dans les zones d'extension** (ou d'accrétion : éloignement de deux plaques lithosphériques) : ce sont les **rifts**. Dans les océans, ces zones sont appelées dorsales ou rides médio-océaniques : c'est là qu'est créée la nouvelle croûte océanique. Le volcanisme est de type fissural relativement calme et permanent, avec de l'hydrothermalisme.
- **Dans les zones de subduction** (rapprochement de deux plaques lithosphériques) : c'est un volcanisme beaucoup plus brutal, qui est associé à une forte sismicité.

Il existe aussi un volcanisme **intraplaque**, lié à l'existence de '**points chauds**'. Il est plus rare (ex : L'Etna en Italie, les îles Hawaï, l'île de la Réunion).

4- Roches magmatiques et roches métamorphiques

Il existe trois types de roches, les roches sédimentaires (vues au chapitre II-5), les roches magmatiques et les roches métamorphiques.

4.1. Les roches magmatiques

a) Introduction

Les roches magmatiques se forment suite à la solidification d'un magma, avec ou sans cristallisation complète des minéraux qui le composent. On les appelle aussi les roches endogènes ou ignées⁶. Il existe deux principaux types de roches magmatiques :

- **Les roches plutoniques** (comme le **granite**)

Dans ce cas, la solidification du magma se fait lentement, à l'intérieur de la Terre. Ces roches apparaissent à la surface de la Terre suite à l'érosion des chaînes de montagne. 95 % des roches plutoniques sont des granitoïdes (roches apparentées au granite).

- **Les roches volcaniques** (comme le **basalte**)

Elles se forment quand la solidification du magma est rapide, pendant les éruptions volcaniques. 90 % des roches volcaniques sont des basaltes.

⁶ En anglais : '*igneous rocks*'

Dans tous les cas, les roches magmatiques sont qualifiées **d'endogènes** car elles sont formées en profondeur, par opposition aux roches exogènes (comme les roches sédimentaires et les roches métamorphiques).

Elles constituent la **majeure partie des roches des croûtes continentales et océaniques**. Les magmas à l'origine de ces différentes roches peuvent provenir du manteau terrestre, de la croûte ou même d'une roche déjà existante refondue.

b) Classification

Les roches magmatiques sont classées en fonction de leur mode de mise en place, de leur texture pétrographique, de leur composition chimique et bien sûr selon les minéraux présents, que ce soit sous la forme de cristaux ou de verre amorphe :

- Les roches magmatiques présentent des minéraux très variés, mais les classifications ne s'intéressent qu'aux principaux minéraux. Pour étudier la composition minéralogique des roches, il faut faire des lames minces et utiliser un microscope polarisant.
- La texture des roches varie surtout en fonction de la rapidité de leur refroidissement : les roches volcaniques ont une texture microlithique (les cristaux n'ont pas le temps de se former, donc il n'y a pas de cristaux de grande taille, présence de 'verre' volcanique), contrairement aux roches plutoniques qui ont une texture grenue (présence de nombreux cristaux de grande taille appelés phénocristaux).

Quelques exemples de roches magmatiques :

- *Roches plutoniques : granite, syénite, gabbros*
- *Roches volcaniques : basalte, rhyolite, dacite, andésite*

4.2. Les roches métamorphiques

a) Introduction

Le métamorphisme correspond à l'ensemble des phénomènes qui conduisent à la transformation d'une roche à l'état solide du fait d'une augmentation de température et/ou de pression, avec cristallisation de nouveaux minéraux et apparition d'une structure particulière. Les phénomènes métamorphiques sont multiples et complexes, et les roches métamorphiques très variées.

Les roches métamorphiques sont **issues de la transformation d'une roche préexistante**, qui peut être de type sédimentaire, magmatique ou métamorphique.

Il existe deux grands types de métamorphisme : le **métamorphisme régional** (il s'effectue à grande échelle et correspond à d'importantes modifications des conditions de pression et de température) et le **métamorphisme de contact** (qui est généré par une très forte hausse de la température dans la roche encaissante au contact d'une intrusion plutonique).

b) Nomenclature et principaux types de roches

Le nom d'une roche métamorphique dépend de ses principales caractéristiques (structure, composition minéralogique ou roche d'origine, appelée protolithe). Dans certains cas où l'identification de la roche est difficile, le nom qui lui est attribué est celui de son protolithe affecté du préfixe « méta- » (*ex : métagranite*).

Dans le cas où l'origine de la roche métamorphique est connue, son nom est affecté d'un préfixe :

- Si la roche est issue d'une roche magmatique, on utilise le préfixe « ortho- »,
- Si elle est issue d'une roche sédimentaire, on utilise le « para- ».

Exemple : un paragneiss provient d'une roche sédimentaire / un orthogneiss d'une roche magmatique.

Les grands groupes de roches métamorphiques sont les schistes, les gneiss et les marbres.

5- Tectonique des plaques

5.1. Un peu d'histoire

Alors qu'au début du XX^{ème} siècle on pensait que la position des continents était restée fixe depuis la formation de la Terre, on estime aujourd'hui que la partie externe de la Terre est formée de plaques qui se déplacent horizontalement, et en permanence, les unes par rapport aux autres.

En effet, au début du XX^{ème} siècle, la plupart des géologues pensent que les océans se sont formés suite à l'affaissement de la surface continentale et que les chaînes de montagnes résultent, elles aussi, de mouvements principalement verticaux. C'est une théorie fixiste, basée sur l'observation du milieu continental (les océans étant inaccessibles à l'observation).

Dans les années 1910, des scientifiques évoquent l'idée que les continents se déplacent, et notamment un scientifique du nom d'Alfred Wegener (astronome et climatologue allemand 1880 - 1930). Il n'est pas le premier à supposer un déplacement horizontal des continents, mais c'est le premier à accumuler des observations pour élaborer une théorie de la dérive des continents. **Il présente son idée en 1912** puis la développe jusqu'en 1929 au cours d'éditions successives de son livre '*La genèse des continents et des océans*'.

Son hypothèse sera finalement rejetée par la communauté scientifique dans les années 1920, et ce n'est que dans les années 1960 (soit 30 ans après sa mort), que la théorie sera enfin confirmée, notamment grâce aux données acquises par les géophysiciens (sismique, magnétisme) et par les océanographes.

La théorie de Wegener, appelée **théorie de la tectonique des plaques**, est basée sur plusieurs arguments, notamment :

- La **concordance du tracé des côtes** (de part et d'autre de l'océan Atlantique notamment) suggère qu'elles proviennent de la fragmentation d'un bloc continental unique.
- La **distribution géographique des structures géologiques** (chaînes de montagnes), des **paléoclimats** et de **certaines fossiles** montre une continuité si on rassemble les continents comme le suggère le tracé des côtes.

« C'est comme si nous devions reconstituer une page de journal déchirée, en mettant les morceaux bord à bord, puis en vérifiant si les lignes imprimées correspondent. Si oui, on doit conclure que les morceaux étaient bien placés de cette façon à l'origine »

Alfred Wegener, '*La genèse des continents et des océans*', 1912

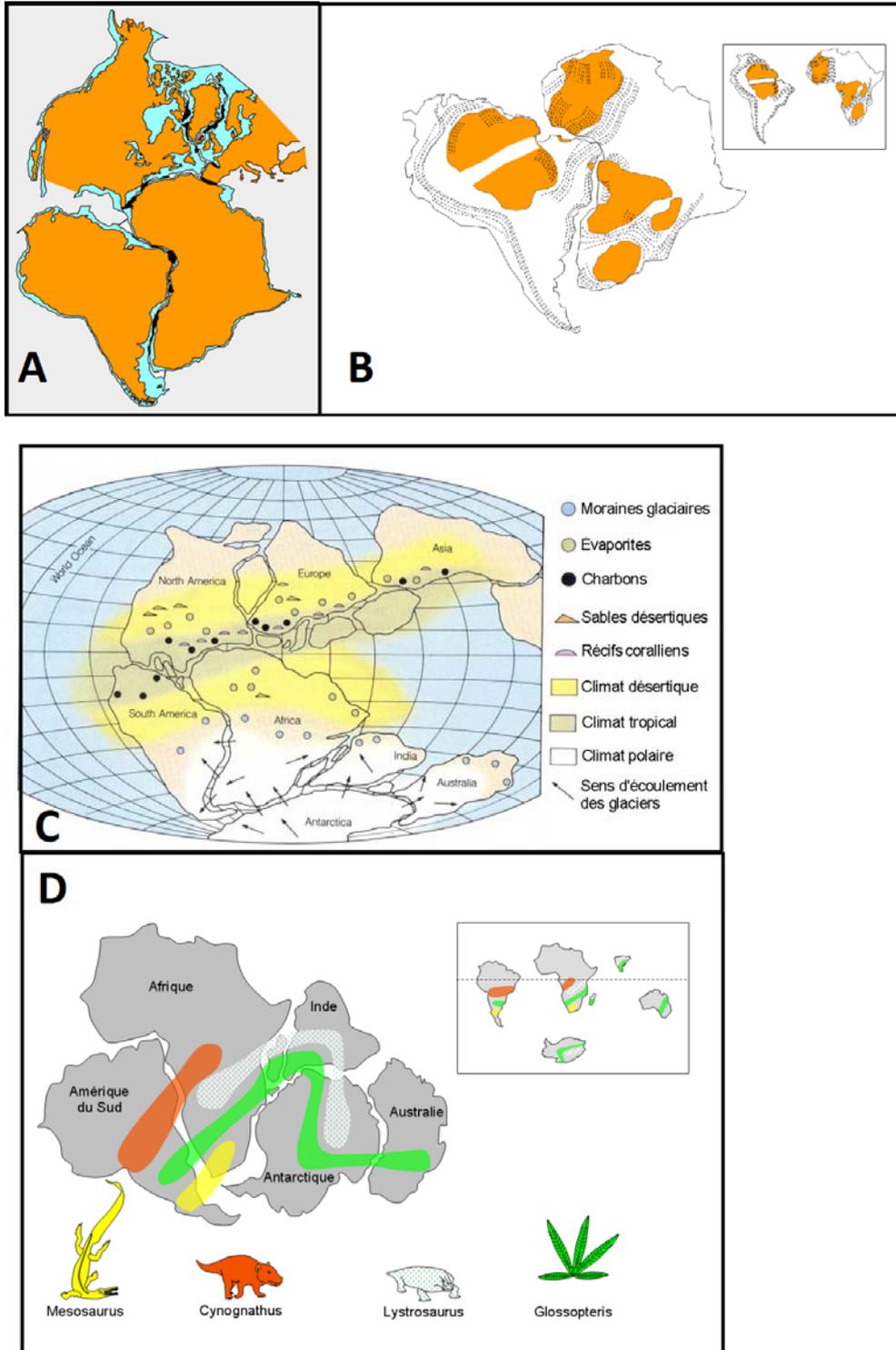


Figure 35 : Les arguments de Wegener en faveur d'une mobilité des continents.

A. concordance du tracé des côtes (www2.ggl.ulaval.ca),

B. concordance des structures géologiques (svt.ac-dijon.fr),

C. concordance des paléoclimats (www.ages.ulg.ac.be),

D. concordance paléontologique (distribution de certains fossiles) (svt.ac-dijon.fr).

5.2. La théorie de la tectonique des plaques

La prise en compte de l'ensemble des données exposées précédemment a permis aux scientifiques, à la fin des années 1960, de mettre au point une hypothèse connue sous le nom de tectonique des plaques. Cette hypothèse repose sur plusieurs propositions :

- L'extérieur du globe terrestre est composé de deux couches, une couche rigide et superficielle, la **lithosphère** (épaisse d'environ 100 km) et une couche ductile plus profonde, l'**asthénosphère**,
- **La lithosphère, rigide, peut se déplacer sur l'asthénosphère. Elle est composée de plusieurs morceaux, les plaques lithosphériques.** Les séismes se produisent en bordure de ces plaques et traduisent leur mouvement les unes par rapport aux autres,
- **Les plaques prennent naissance au niveau des dorsales océaniques** (zones d'accrétion) et **disparaissent au niveau des zones de subduction.** Elles se déplacent donc horizontalement (du fait des courants de convection dans le manteau). Leur déplacement est très lent (de l'ordre de quelques cm/an).

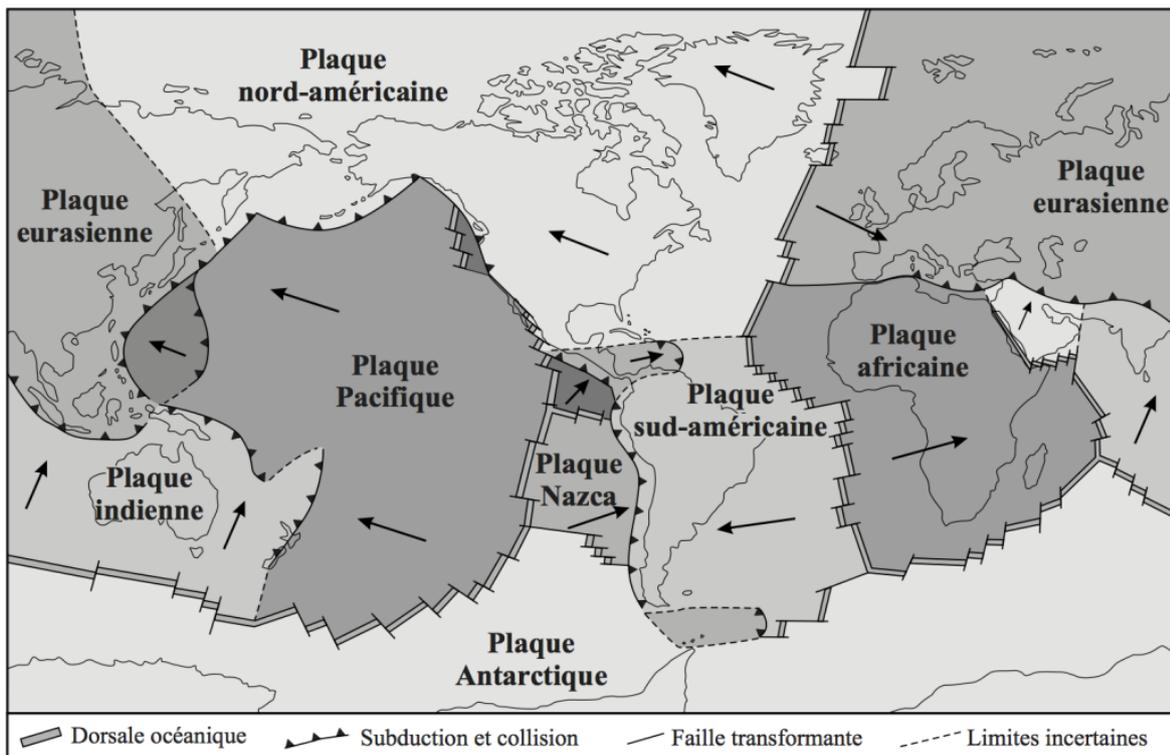


Figure 36 : Les différentes plaques lithosphériques (vivrenature.ch).

5.3. Les frontières des plaques

Les frontières des plaques sont de différents types :

- Les dorsales : c'est le lieu de création de matière lithosphérique,
- Les failles transformantes : il y a déplacement latéral de deux plaques,
- Les zones de subduction : il y a disparition de matière lithosphérique.

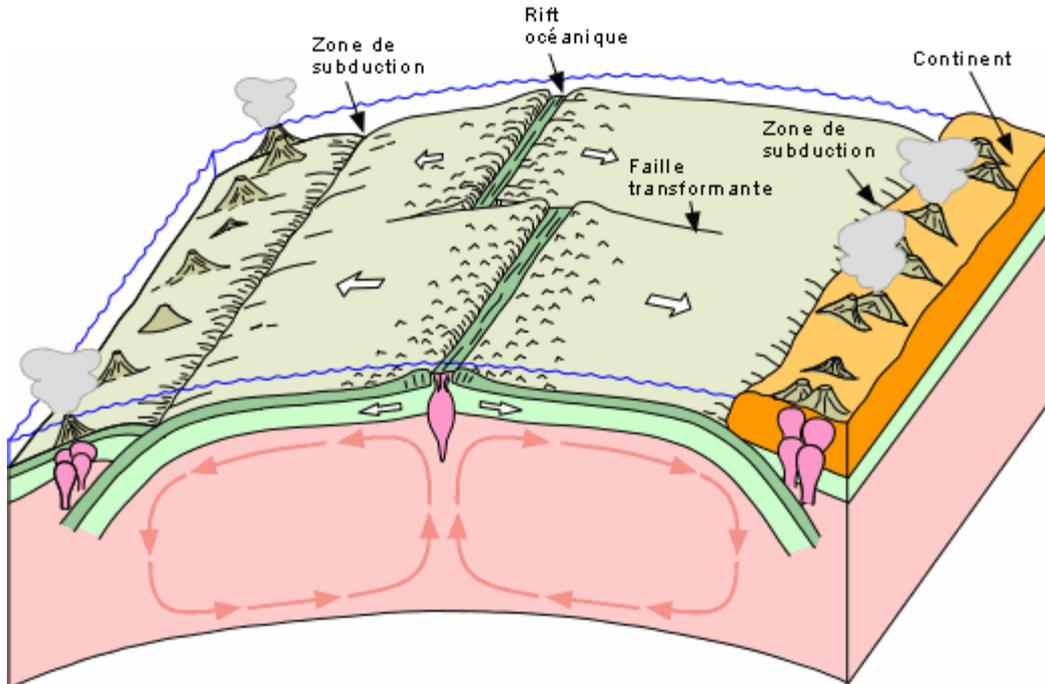


Figure 37 : Les trois types de limites de plaques : les dorsales océaniques, les failles transformantes et les zones de subduction (<http://www2.ggl.ulaval.ca>).

a) Les dorsales médio-océaniques = rift océanique

Elles se trouvent au **fond des océans**. Leur longueur totale atteint **20 000 km** et elles forment **d'importants reliefs** (plusieurs milliers de mètres d'altitude, largeur d'environ 1 000 km pour la dorsale atlantique).

Elles se caractérisent par une **importante activité sismique** et par un **volcanisme intense**.

C'est **dans cette zone qu'est créée la nouvelle croûte océanique**, la vitesse d'ouverture varie d'environ 2cm/an dans le nord de l'Atlantique à 16 cm/an dans le Pacifique.

Les dorsales ont notamment été caractérisées grâce à l'étude des anomalies magnétiques (voir ci-dessous).

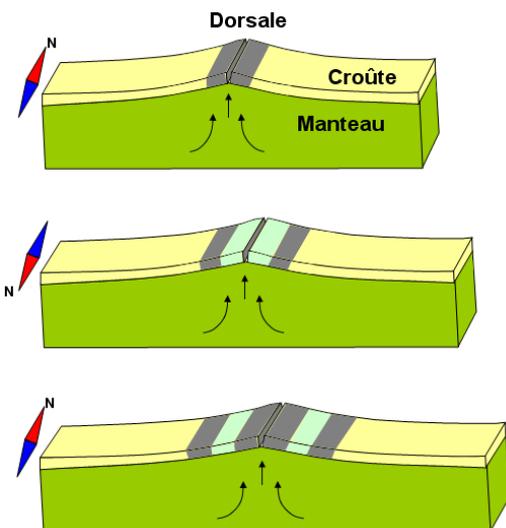
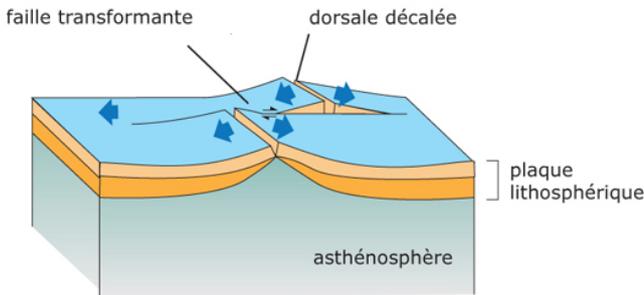


Figure 38 : Anomalies magnétiques et expansion océanique (Vines et Matthews, 1966).

Durant les années 1950, des magnétomètres embarqués à bord de navires ont permis de mesurer l'intensité du champ magnétique de la croûte océanique. On observe alors une alternance d'anomalies positives et négatives en "peau de zèbre", de part et d'autre de la dorsale. En effet l'aimantation des roches induit localement un champ magnétique, très faible mais mesurable, qui s'ajoute (anomalie normale) ou se retranche (anomalie inverse) au champ magnétique terrestre actuel. Vine, Matthews et Molely émettent l'hypothèse que les fonds océaniques se forment en permanence au niveau des dorsales, s'écartent symétriquement de part et d'autre de cette dorsale et disparaissent au niveau des fosses océaniques. C'est l'expansion des fonds océaniques déjà proposée par Hess. Il reste toutefois à vérifier que les roches sont plus âgées au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale.

b) Les failles transformantes

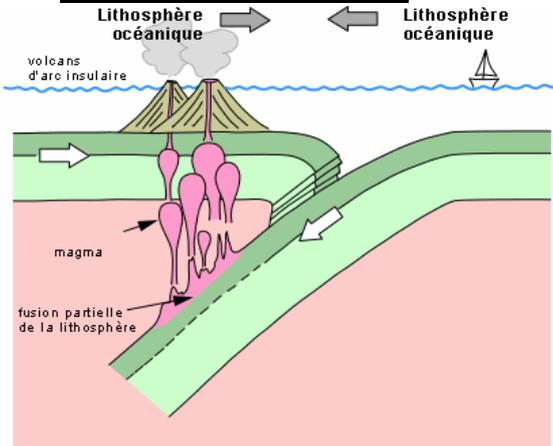
Elles sont très visibles sur les cartes montrant la topographie du globe. Certaines font plusieurs milliers de km de long.



Les failles transformantes sont des **frontières entre deux plaques tectoniques**, où il n'y a ni création, ni destruction de croûte, mais **coulissement**. On peut les trouver en **domaine marin ou continental** (ex : faille de San Andreas, USA), on les observe le long de toutes les dorsales. Dans l'Atlantique, elles sont spectaculaires dans la région équatoriale.

Figure 39 : Schéma simplifié d'une faille transformante (maxicours.com).

c) les zones de subduction



Elles sont connues depuis les années 1930. Il s'agit des **zones où il y a destruction d'une plaque lithosphérique** : la plaque plongeante, dense et froide, s'enfonce sous la plaque supérieure, plus chaude.

Les zones de subduction sont caractérisées par un **volcanisme et une sismicité très importante**.

Le rapprochement peut concerner deux plaques océaniques (voir schéma ci-dessous) ou une plaque océanique + une plaque continentale.

Figure 40 : Une zone de subduction = zone de convergence de deux plaques tectoniques (<http://www2.ggl.ulaval.ca>).

5.4. Reconstitution du mouvement des plaques dans le passé

Nous avons vu que la lithosphère est découpée en plusieurs plaques, qui bougent les unes par rapport aux autres en permanence, à des vitesses de l'ordre de quelques cm/an.

Par conséquent, la **position des continents change**.

Diverses études (géophysiques et paléontologiques notamment) permettent de reconstituer la position des continents dans le passé.

On apprend ainsi que **pendant le Paléozoïque, il y a près de 300 Ma, il existait un seul continent unique, la Pangée**. Ce continent unique a commencé à se séparer en plusieurs morceaux pendant le Mésozoïque, il y a 200 Ma, avec, au sud, le **Gondwana** (Amérique du Sud, Afrique, Madagascar, Inde, Australie) et, au nord, la **Laurasie** (Amérique du N, Europe, Asie).

Les différentes parties ont ensuite continué à bouger pour atteindre les positions actuelles. De nos jours, les plaques bougent encore, donc la position des continents se modifie en permanence.

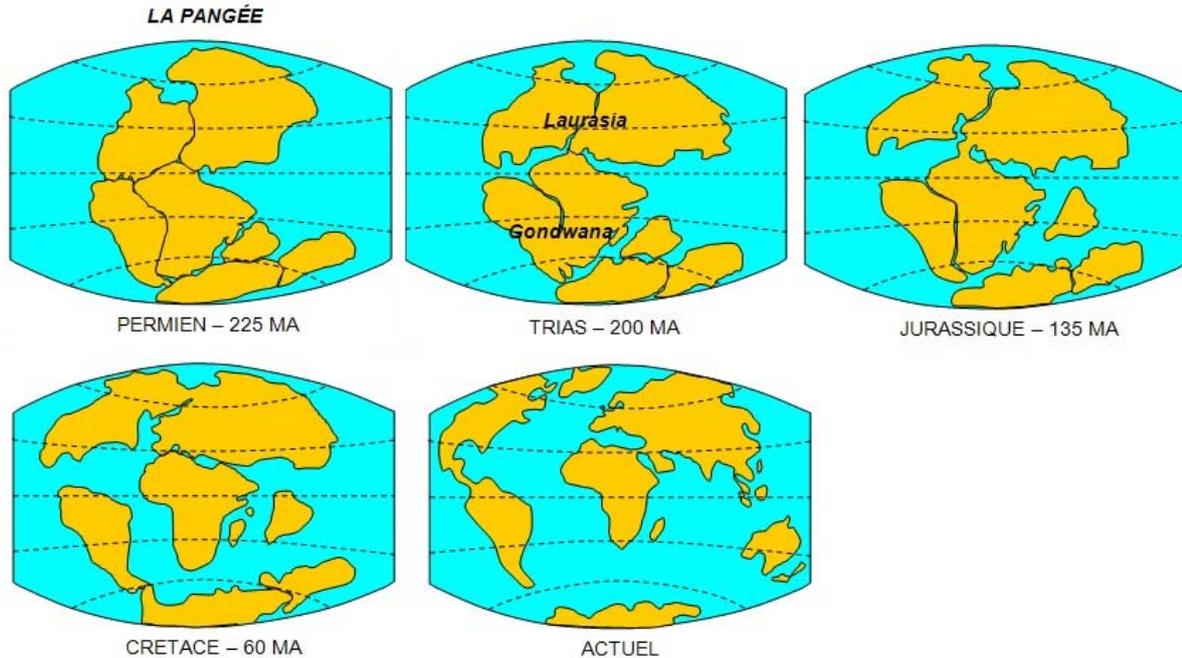


Figure 41 : La Pangée et l'évolution des continents (www.svt-biologie-premiere.bacdefrancais.ne).

Fin du cours de Géologie

BIBLIOGRAPHIE

Des livres :

AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. : Précis de Géologie, 3 tomes (Tome 1 : Pétrologie, Tome 2 : Paléontologie-stratigraphie, Tome 3 : Tectonique, Morphologie, Le globe terrestre), éditions Dunod, 1^{ère} édition en 1968.

FOUCAULT A. et RAOULT J.-F., 2001 : Dictionnaire de Géologie, éditions Dunod, 5^{ème} édition, 374 p.

POMEROL Ch., LAGABRIELLE Y. et RENARD M., 2002 : Eléments de géologie, éditions Dunod, 12^{ème} édition, 744 p.

Et des sites internet :

Un dictionnaire de géologie :

<http://www.geologues-prospecteurs.fr/dictionnaire-geologie/index.php>

Concernant la géodynamique externe :

BOULVAIN F. : Eléments de Sédimentologie et de Pétrologie sédimentaire, Université de Liège (Belgique), 2015, 100 p.

<http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/sedimentologie.htm>

BOULVAIN F. : Une introduction aux processus sédimentaires, Univ.de Liège (Belgique), 2015, 113 p.

<http://www2.ulg.ac.be/geosed/processus/processus.htm>

Cours de sédimentologie de Jacques Beauchamp de l'Université de Picardie (France) :

<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>

Un site généraliste :

http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html

A propos de la tectonique des plaques :

<http://raymond.rodriquez1.free.fr/Textes/1s21.htm>

...