

2. GEODYNAMIQUE EXTERNE

Introduction

Les sédiments sont produits par l'altération (dégradation physique et chimique) des roches préexistantes. Ils forment un placage de surface, ou «couverture», au-dessus du substrat rocheux. L'épaisseur de ce placage varie de inexistante à plusieurs kilomètres, dans les endroits où le substrat rocheux s'étale à la surface de la Terre. Certains sédiments se transforment en sol, essentiel à la vie. Dans cet interlude, nous examinons comment l'altération produit des sédiments et comment les sols se forment et évoluent à partir de sédiments ou de roches.

2.1 L'Altération et l'Erosion

2.1.1 L'Altération

Définition

Les intempéries se réfèrent à la combinaison de processus qui décomposent et corrodent les roches solides, pour les transformer en sédiments. Les géologues qualifient les roches non altérées ou «fraîches» (Fig. B.3). La roche exposée à la surface de la Terre finit par s'effondrer à cause de l'altération atmosphérique. Tout comme un plombier peut déboucher un drain en utilisant la force physique (avec un serpent de plombier) ou en provoquant une réaction chimique (avec une dose de produit d'ouverture de drain), la nature peut attaquer les roches via deux types d'altération: physique et chimique.

a- Désagrégation Physique

Due à la présence dans toute roche de discontinuités (zones de faiblesse) : joints sédimentaires, diaclases (ou failles), clivage et discontinuité entre les grains ou les feuillets ; elle nécessite aussi la présence d'eau mais surtout une variation de température conséquente.

-**Thermoclastie** c'est la dilatation et contraction différentielle des minéraux (desquamation ou exfoliation) détachement d'une croûte ou désagrégation granulaire (Granite). **Cryoclastie** ou **gélifraction** due à la variation de température ex : craies et marnes (roches gélives).

-**Prismation des coulées de lave** : refroidissement de la lave, se forme un réseau de fissures.

-**Circulation interstitielle** : dissolution intense dans les roches calcaires surtout si elle est riche en CO₂.

-**Holoclastie** : embruns riches en sel qui après dessiccation et puis réhydratation augmentent de volume et le résultat c'est la désagrégation de la roche.

-**Action des impacts** : traces fossilisée de gouttelettes de pluies sur certaines roches argileuses.

-**Activité animale** : La vie animale contribue également à l'altération physique: créatures fouisseuses, des vers de terre aux spermophiles, poussent les fissures et déplacent les fragments de roche. Et au cours du siècle dernier, les humains sont peut-être devenus l'agent de l'érosion physique le plus énergique de la planète. Lorsque nous creusons des carrières, des fondations, des mines ou des plates-bandes en creusant et en dynamitant, nous brisons et déplaçons des roches qui auraient autrement pu rester intactes pendant des millions d'années.

b- Altération chimique

Examinons à présent l'approche qui consiste à ouvrir un drain de liquide. L'altération chimique fait référence aux nombreuses réactions chimiques qui altèrent ou détruisent les minéraux lorsque la roche entre en contact avec des solutions aqueuses et / ou de l'air. Les réactions courantes liées à l'altération chimique sont les suivantes:

-Dissolution : L'altération chimique au cours de laquelle les minéraux se dissolvent dans l'eau s'appelle la dissolution. La dissolution affecte principalement les sels et les minéraux carbonatés (**Figure 2**), mais même le quartz se dissout légèrement.

-Hydrolyse : Au cours de l'hydrolyse, l'eau réagit chimiquement avec les minéraux et les décompose (lyse signifie relâcher en grec) pour former d'autres minéraux. Par exemple, les réactions d'hydrolyse dans le feldspath produisent de l'argile.

-Oxydation : Les réactions d'oxydation dans les roches transforment des minéraux porteurs de fer (tels que la biotite et la pyrite) en un mélange rouillé de divers minéraux d'oxyde de fer et d'hydroxyde de fer. En effet, les roches contenant du fer peuvent «rouiller».

-Hydratation : L'hydratation, l'absorption d'eau dans la structure cristalline des minéraux, provoque l'expansion de certains minéraux, tels que certains types d'argile. Une telle expansion affaiblit la roche.

Fig. 2 Dissolution des roches

(Stephen Marshak, 2013)



Tous les minéraux ne subissent pas les mêmes altérations chimiques. Certains mois ne durent que quelques mois ou quelques années, alors que d'autres restent intacts pendant des millions d'années. Par exemple, lorsqu'un granite (qui contient du quartz, du mica et du feldspath) est soumis à une altération chimique, la plupart de ses minéraux, à l'exception du quartz, se transforment en argile.

Jusqu'à récemment, les géoscientifiques avaient tendance à considérer le vieillissement chimique comme une réaction chimique strictement inorganique, se produisant

indépendamment des formes de vie. Mais les chercheurs réalisent maintenant que les organismes jouent un rôle majeur dans le processus de vieillissement chimique.

Par exemple, les racines des plantes, des champignons et des lichens sécrètent des acides organiques qui aident à dissoudre les minéraux dans les roches; ces organismes extraient les nutriments des minéraux. Les microbes, tels que les bactéries, sont étonnants dans la mesure où ils mangent littéralement des minéraux pour le déjeuner. Les bactéries extraient les molécules des minéraux et utilisent l'énergie de leurs liaisons chimiques pour fournir leur propre force de vie.

2.1.1.1 Altération physique et chimique travailler ensemble

Jusqu'ici, nous avons examiné les processus de l'altération chimique et physique séparément, mais dans le monde réel, ils se produisent ensemble, en s'aidant mutuellement à désintégrer la roche pour former des sédiments.

L'altération physique accélère l'altération chimique. Pour comprendre pourquoi, gardez à l'esprit que les réactions d'altération chimique se produisent à la surface d'un matériau. Ainsi, le taux global de l'altération chimique dépend du rapport surface / volume: plus la surface est grande, plus le volume dans son ensemble peut être altéré chimiquement rapidement. Lorsque la cryoclastie (altération physique) brise un gros bloc de roche en morceaux plus petits, la surface augmente, de sorte que l'altération chimique se produit plus rapidement (**Figure 3**).

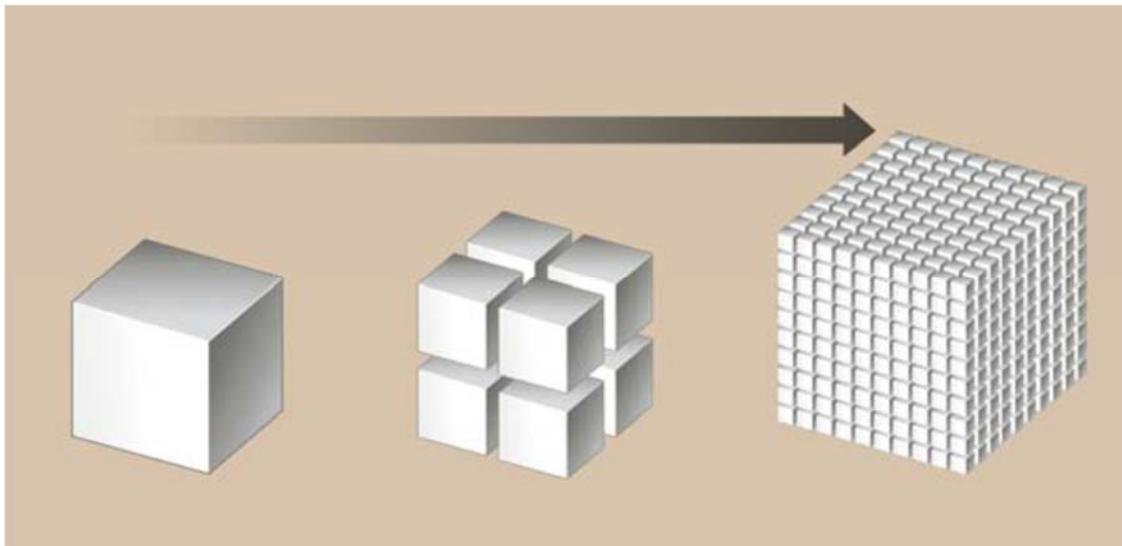


Fig. 3 Altération physique des roches (Stephen Marshak, 2013)

2.1.2 L'érosion

Définition

L'érosion est l'ensemble des phénomènes externes qui, à la surface du sol ou à faible profondeur enlèvent tout ou partie des terrains existants, modifiant ainsi le relief. Le stade ultime d'une érosion est la formation d'une pénéplaine.

2.1.2.1. l'action de l'eau généralités

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

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

a) Les eaux de ruissellement

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

○ *Terrains homogènes*

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

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

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

○ *Terrains hétérogènes*

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

- les « *cheminées de Fée* »
- les « *demoiselles coiffées* » (Figure 4).



Fig. 4 Demoiselles coiffées (cheminées de Fée)

b) Les écoulements en nappe

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

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

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

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

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

- des chenaux des torrents
- des gorges des rivières
- des parties concaves des méandres

D'où les notions de :

- bras mort
- phénomène de capture
- érosion régressive
- déplacement des lignes de crête et des lignes de partage des eaux.

c) La neige et les glaciers

2.1.2.2 L'action du vent

Le vent constitue un facteur important d'érosion et de transport des sédiments à la surface de la planète. Il est particulièrement actif dans les régions sèches où la végétation est quasi-absente, comme les déserts. Les régions désertiques, qu'on définit comme les régions qui reçoivent moins de 20 cm de précipitations/an, couvrent près du tiers de la surface terrestre. Les grands déserts du monde (Sahara, Kalahari, Gobi, les déserts d'Australie) (**Figure 5**) se trouvent entre les latitudes 10° et 30° de part et d'autre de l'équateur.

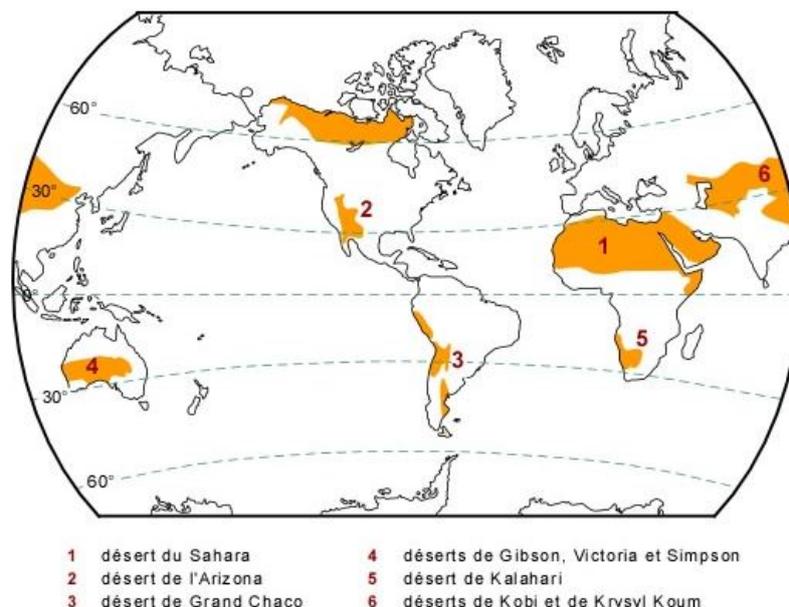


Fig. 5 Les grands déserts du monde

Ces régions sont constamment sous des conditions de haute pression atmosphérique où descend l'air sec, ce qui est aussi vrai pour les régions polaires qui sont aussi considérées comme désertiques

compte tenu qu'elles reçoivent moins de 20 cm/an de précipitations (en équivalent pluie). La répartition des déserts est déterminée par la circulation atmosphérique (**Figure 6**) qui, elle, dépend de la radiation solaire.

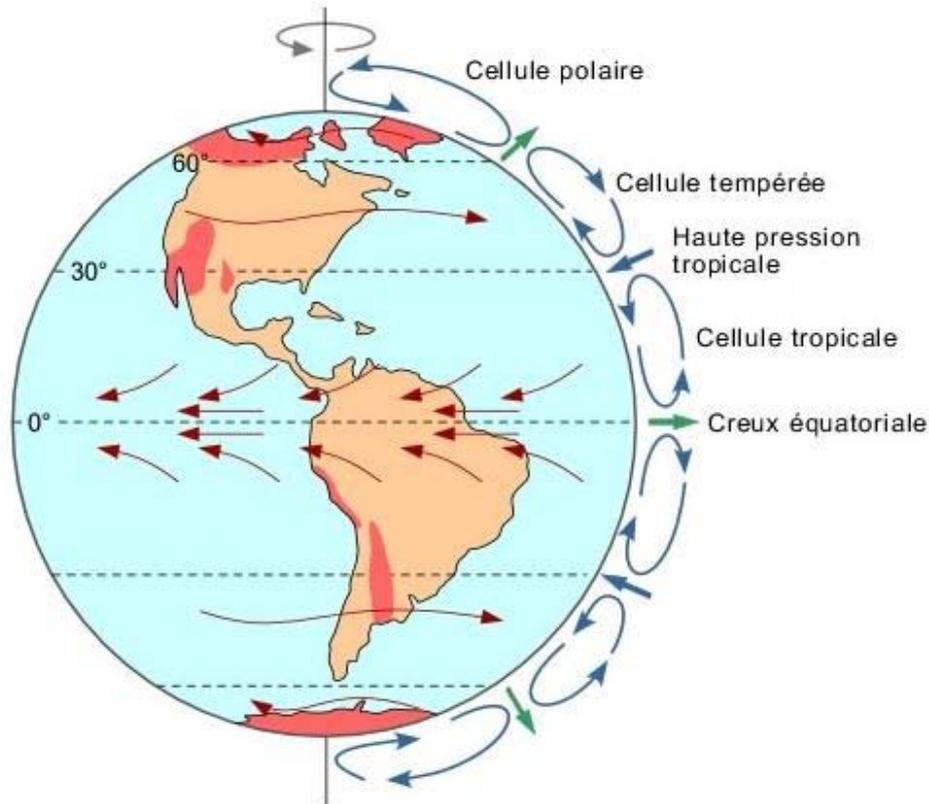


Fig. 6 La circulation atmosphérique

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

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

Dans les déserts, l'agent principal d'érosion et de transport des matériaux est le vent. Si le vent peut agir si efficacement pour éroder et transporter les particules, c'est qu'il n'y a ni humidité, ni végétation pour retenir celles-ci et les stabiliser. Le vent qui balaie la surface du sol entraîne donc facilement ces particules. Les particules sont transportées selon trois modes (**Figures 7**).

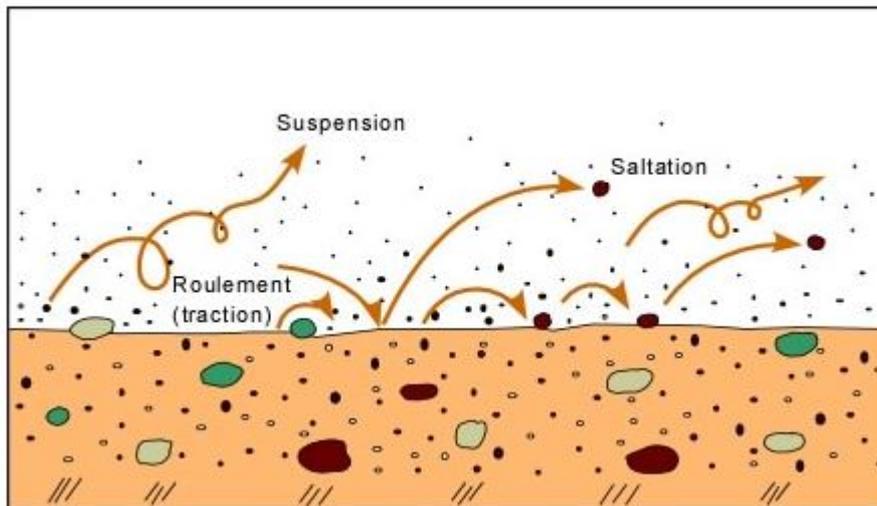


Fig. 7 Types de transport des particules

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

Il en résulte deux structures importantes des déserts : les pavements de désert (**Figure 8**) et les champs de dunes.



Fig. 8 les pavements de désert

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

Les sables transportés par le vent s'accumulent sous forme de dunes (**Figure 9**).



Fig. 9 les dunes

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

2.2. Dépôts

Le dépôt des sédiments a lieu lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue ou lorsque cet agent de transport disparaît (fonte de la glace). La granulométrie des particules, la texture des sédiments, la géométrie des dépôts sont d'importants indices sur l'agent de transport, sa vitesse au moment du dépôt, sa direction, etc.

Les grains se déposent avec leur face plane parallèle au lit sédimentaire. Ils montrent souvent un phénomène d'imbrication. Les grains allongés sont stables quand leur grand axe est parallèle à la direction du courant.

2.2.1. Méthodes d'études

La *granulométrie* d'un sédiment renseigne évidemment sur la nature et la vitesse de l'agent de transport, par l'intermédiaire de la loi de Stokes. Il faut cependant tenir compte d'un élément important: le stock sédimentaire disponible à la source. Pour prendre un exemple, on pourrait observer un dépôt de sable très bien trié, dû non pas aux caractéristiques de l'agent de transport, mais tout simplement au fait que c'était le seul matériau disponible dans le bassin de sédimentation. On peut donc dire que quelle que soit la compétence des courants (leur capacité de transport), ils ne pourront pas véhiculer de grains plus grossiers que ceux disponibles à la source. Un cas particulier est celui des carbonates. La taille des fossiles ne renseigne sur la compétence des agents de transport que s'ils ont été déplacés. De nombreux organismes sont incorporés dans le sédiment sans avoir subi aucun déplacement.

2.2.1.1 Analyses granulométriques

A l'origine, les analyses granulométriques étaient effectuées par tamisage à l'aide de tamis à mailles carrées dont les ouvertures croissent suivant une progression géométrique de raison $2^{1/2}$. Ces tamis étaient secoués manuellement ou à l'aide de dispositifs mécaniques, recommandé par les comités de normalisation. Lorsque l'on tamise, on classe les grains d'après leur largeur et les fréquences des grains d'une classe déterminée sont évaluées en pesant les fractions retenues sur les tamis successifs. Pour les fractions les plus fines, les méthodes de décantation ou de sédimentation sont utilisées: on disperse un sédiment dans un récipient rempli d'un liquide (en général de l'eau dont la température est connue) et l'on mesure, à des intervalles de temps bien déterminés, la quantité de matière restée en suspension (méthode de la pipette, laser,...) ou celle déjà sédimentée (principe de la balance de sédimentation). Actuellement, des appareils de plus en plus perfectionnés (granulomètre laser) facilitent les analyses.

Pour représenter les distributions granulométriques, on peut utiliser:

- des *histogrammes ou diagrammes à colonnes* (**Figure 10-a**), formés de rectangles jointifs dont les bases respectives représentent les intervalles de classes et dont les hauteurs correspondent aux fréquences des différentes classes (poids exprimés en % des fractions récoltées sur les différents tamis). Si l'on pouvait réduire l'intervalle de classe de manière à le faire tendre vers zéro, le contour en escalier limitant l'histogramme se rapprocherait d'une courbe continue, la courbe de fréquence. On se hasarde parfois à tracer une courbe de fréquence en joignant le milieu des gradins de l'histogramme;
- des *courbes cumulatives* (**Figure 10-b**): on cherche ici à connaître la proportion du sédiment qui est supérieure -ou inférieure- à une valeur donnée du diamètre granulométrique. Dans le cas d'un tamisage, on porte en abscisse les ouvertures linéaires des mailles des tamis et en ordonnée, le pourcentage en poids de sédiment traversant le tamis (% de passant) ou ne le traversant pas (% de refus). Les ingénieurs portent généralement les ouvertures des tamis dans un ordre croissant tandis que les sédimentologues adoptent presque toujours une disposition inverse. Lorsque l'intervalle de classe diminue, le diagramme cumulatif se transforme en courbe cumulative; on peut construire cette courbe en joignant les rentrants du diagramme cumulatif.

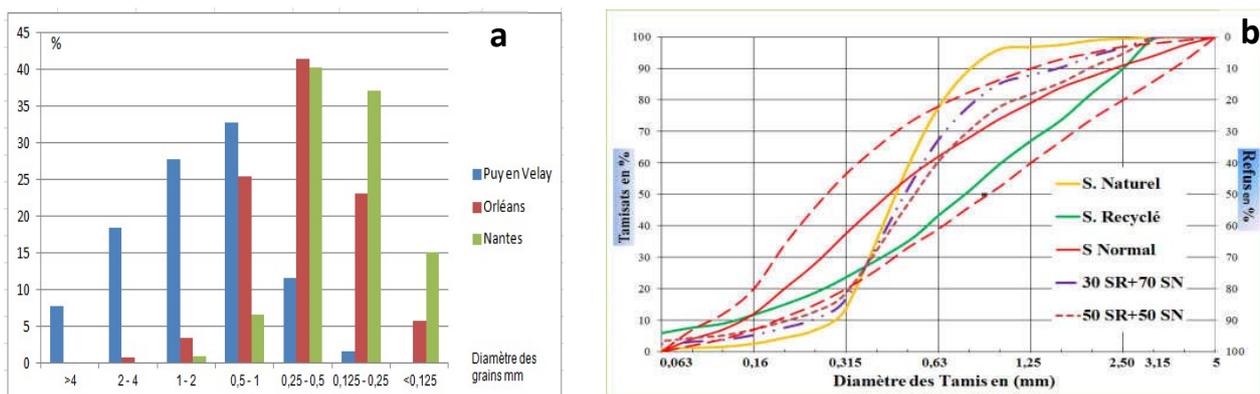


Fig. 10 Représentation des distributions granulométriques ; a- histogrammes, b- courbes cumulatives

2.2.1.2 Le granoclassement

Un caractère important (et facile à observer) des sédiments est la présence éventuelle de *granoclassement* ("*graded bedding*"). On distingue le *granoclassement normal* ("*fining upwards*") où les sédiments deviennent de plus en plus fins vers le haut et le *granoclassement inverse* ("*coarsening upwards*") où les sédiments sont de plus en plus grossiers vers le haut. Ces phénomènes sont évidemment liés à la diminution (l'augmentation) progressive de la compétence de l'agent de transport. Ils sont fréquents et bien développés dans les turbidites et dans les dépôts de fin de crue. A l'échelle millimétrique, on les observe aussi dans certains types de rythmites et de laminites.

2.2.2. Les roches sédimentaires

Si les roches ignées forment le gros du **volume** de la croûte terrestre, les roches sédimentaires forment le gros de la **surface** de la croûte. Quatre processus conduisent à la formation des

roches sédimentaires: l'altération superficielle des matériaux qui produit des particules, le transport de ces particules par les cours d'eau, le vent ou la glace qui amène ces particules dans le milieu de dépôt, la sédimentation qui fait que ces particules se déposent dans un milieu donné pour former un sédiment et, finalement, la diagenèse qui transforme le sédiment en roche sédimentaire (**Figure 11**).

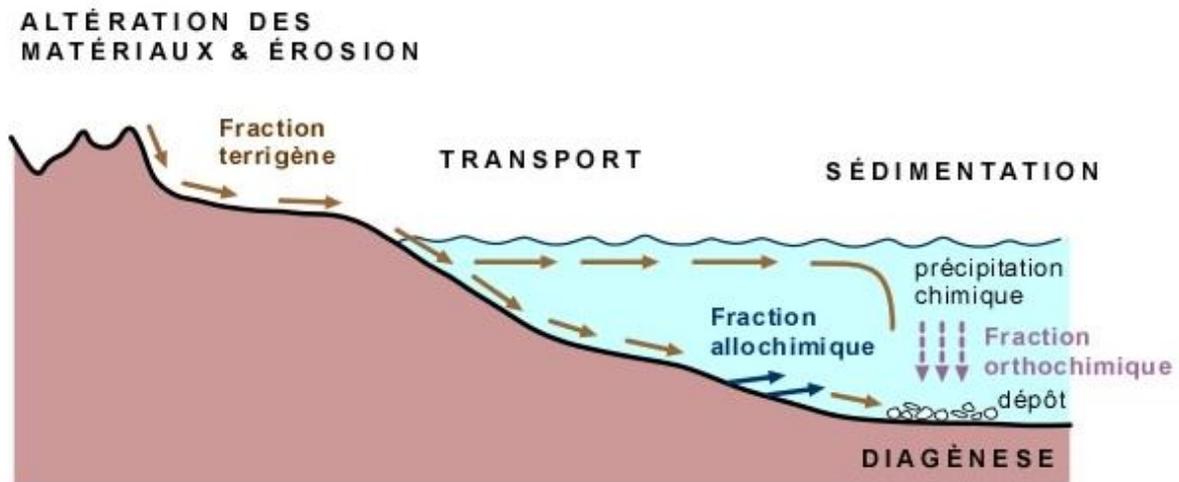


Fig. 11 Processus conduisent à la formation des roches sédimentaires

Le matériel sédimentaire peut provenir de trois sources : une source **terrigenne**, lorsque les particules proviennent de l'érosion du continent; une source **allochimique**, lorsque les particules proviennent du bassin de sédimentation, principalement des coquilles ou fragments de coquilles des organismes; une source **orthochimique** qui correspond aux précipités chimiques dans le bassin de sédimentation ou à l'intérieur du sédiment durant la diagenèse.

2.2.2.1 Formation des roches sédimentaires

Au début du cycle sédimentaire se trouve l'érosion (**Figure 12**). Les agents de l'érosion (vent, pluie, gel) arrachent de fines particules ou de fragments entiers de roche. Une fois détachés, ces éléments sont déplacés par des agents de transport (glacier, vent, et surtout l'eau). Lorsque ce transport s'effectue par l'eau, on parle de transport fluvial ou marin.

Plus la vitesse du cours d'eau est grande, plus sa capacité de transport est élevée. En parvenant en plaine puis dans les lacs et les océans, le débit ralentit et les sédiments s'immobilisent et s'accumulent.

Un fleuve transporte jusqu'à 10 millions de tonnes de sédiments par année.

Dans le monde entier, chaque année, les cours d'eau transportent autant de sédiment que l'ensemble de la terre/roche transportée par l'Homme sur la même période.

Ainsi, les plus grandes aires de sédimentation au monde sont les océans et les mers du globe, puis les lacs et enfin les cours d'eau eux-mêmes puisque leurs fonds sont recouverts de particules de différentes tailles. Sur la photo ci-dessous, on observe qu'au bords des mers et océans, on peut apercevoir des dépôts importants de roches sédimentaires empilées: les strates. Ces dépôts forment de nombreuses couches qui peuvent mesurer plusieurs kilomètres de hauteur parfois.



Fig. 12 Erosion des roches sédimentaires

La genèse des roches sédimentaires se fait selon les Processus suivant: altération, transport, sédimentation, diagenèse.

1. Altération

a. Mécanique : désagrégation mécanique (gel/dégel, racines des végétaux)

b. Chimique : les minéraux en déséquilibre avec les conditions atmosphériques sont facilement attaqués (Minéraux de haute température; exp: Feldspaths attaqués par les eaux de pluies et transformés en minéraux des argiles (phyllosilicates) pour former des boues)

c. **Biochimique** : des végétaux se nourrissent en puisant directement dans les minéraux des roches

Ces 3 mécanismes => **particules de toutes tailles.**

2. Transport

Agents de transport : vent, glace, eau

Suivant mode et énergie du transport => souvent stratifications planaires ou obliques avec granoclassement gravitaire fréquent.

3. Sédimentation

Tout le matériel transporté s'accumule dans un **bassin sédimentaire** sous forme de couches successives dont la composition, la taille des particules, la couleur, etc., varient dans le temps => **stratifications.**

4. Diagenèse

Ensemble des processus chimiques et mécaniques qui affectent un dépôt sédimentaire après sa formation (déshydratation, enfouissement, compaction, dissolutions, recristallisations, néoformations, **cimentation**)

2.2.2.2 Classification des roches sédimentaire

Les roches sédimentaires peuvent être divisées en trois catégories de base:

1. Les roches sédimentaires clastiques (détritiques) sont composées des produits solides de l'altération (gravier, sable, limon et argile) cimentés ensemble par les produits d'altération dissous.
2. Les roches sédimentaires biogéniques (biochimiques) sont celles composées de matériaux formés par l'activité d'organismes vivants tels que le charbon (matière végétale compactée et non décomposée) et de nombreux calcaires constitués de coquilles ou d'autres fragments de squelette provenant d'organismes marins.
3. Les roches sédimentaires (chimiques) précipitées chimiquement sont celles telles que l'halite et le gypse, ainsi que certains calcaires, qui forment une précipitation directe (cristallisation) des ions dissous dans l'eau.

a) *Roches Sédimentaires Clastiques*

Les roches sédimentaires clastiques peuvent d'abord être classées en fonction de la taille de leurs grains. Les particules d'argile sont trop petites pour être vues au microscope. Les roches formées à partir de particules argileuses sont appelées schistes. Les particules de taille de limon sont visibles au microscope. La roche formée à partir de ceux-ci s'appelle siltstone. Les grains de la taille d'un sable sont visibles à l'œil nu et vont de 1/16 mm à 2 mm. Le sable est ensuite subdivisé en très fin, fin, moyen, grossier et très grossier. La roche formée à partir de ceux-ci s'appelle le grès. Les grains de taille "Gravel" vont de granules > 2 mm à de très gros blocs. Les roches contenant ces particules de grande taille sont appelées conglomérats et sont généralement très mal triées (elles peuvent par exemple contenir du sable, du gravier et des rochers dans une seule roche). Si les particules de gravier sont peu altérées et encore angulaires (non arrondies), la roche est appelée brèche (F. Robaszynski, 1983).

b) Roches sédimentaires biogéniques

Roches carbonatées (à base de CO_3). Alors que certaines roches carbonatées forment de simples précipités chimiques, la plupart des roches carbonatées sont le produit d'organismes marins tels que les mollusques et les coraux. Ils précipitent de la calcite (carbonate de calcium, CaCO_3) ou d'autres minéraux carbonatés similaires directement à partir des produits chimiques dissous dans l'eau pour créer leurs coquilles. Le calcaire est le produit. À un moment ultérieur (par exemple après l'inhumation), la calcite peut être transformée en dolomite, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La calcite réagira vigoureusement avec l'acide chlorhydrique dilué (HCl). La dolomie en poudre réagit lentement avec le HCl.

Le charbon est également formé par l'activité biologique, mais dans ce cas, le matériau est de la matière organique de plantes en décomposition qui peut s'accumuler si la croissance de la plante est plus rapide que son taux de décomposition. La matière organique sera enterrée et compactée couche par couche de plantes partiellement en décomposition, pour finalement devenir du charbon.

c) Roches sédimentaires chimiquement précipitées

Lorsque les ions dissous rencontrent des conditions sursaturées, ils sortent de la solution et se combinent pour former un arrangement ordonné d'atomes (c'est vrai - des minéraux). On dit qu'ils précipitent - passent de l'état liquide dissous à l'état cristallin solide. Les roches ainsi formées incluent des halites, du gypse, de l'anhydrite et certains calcaires. Des couches de roches précipitées sont appelées dépôts d'évaporites car elles se forment généralement là où l'évaporation est élevée dans des régions arides telles que le désert au sud-ouest et l'est de la Méditerranée. Les salines du désert, dans le sud-ouest et ailleurs, contiennent de vastes dépôts de couches chimiquement précipitées qui se sont formées sous forme de ruissellement printanier provenant des montagnes environnantes qui ont entraîné les ions dissous sur les bas-fonds où les eaux se sont ensuite évaporées sous le soleil d'été, laissant derrière elles les sels.

2.2.2.3 Structure des roches sédimentaire

La plupart des roches sédimentaires contiennent des couches internes appelées stratification ou stratification. La stratification peut aller d'une épaisseur de lit de plusieurs mètres à de fines laminations millimétriques. La literie est généralement horizontale ou presque.

La stratification interne dans un lit plus grand peut être parallèle ou stratifiée croisée par les ondulations, les barres de sable et les structures de dunes. Les marques d'ondulation, de quelques millimètres à quelques centimètres, sont des caractéristiques communes dans les sédiments déposés par l'eau. Des couches croisées à grande échelle dans le grès, dans des couches horizontales de quelques pieds à plusieurs pieds d'épaisseur, indiquent un dépôt dans les dunes de sable.

Les marques d'ondulation indiquent le dépôt dans un courant. Les ondulations asymétriques (un côté plus raide que l'autre) indiquent une direction du courant constante comme dans les flux. Les ondulations symétriques indiquent des courants oscillants (ondes) ou faibles.

Les fissures de boue sont produites par séchage des boues humides. L'impression de gouttes de pluie peut également être préservée dans les sédiments. Ils indiquent un dépôt dans un cadre terrestre.

Les fossiles sont des indicateurs très importants de l'environnement de déposition. Les fossiles comprennent des fragments de squelette préservés, des racines de plantes, etc., ainsi que des traces de fossiles tels que des terriers, des empreintes de pieds, des empreintes de feuilles, etc.

Les coraux et de nombreux fossiles de coquillages indiquent des dépôts marins. Les feuilles indiquent les dépôts terrestres.

2.2.3. Notion de stratigraphie

La **stratigraphie** est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires, généralement disposés en couches ou strates. Elle permet d'établir une chronologie stratigraphique relative, grâce à l'utilisation de deux principes (M. Gignoux, 1936 ; Foucault et al, 1980) :

- **Le principe de continuité** selon lequel une même couche a le même âge sur toute son étendue.

- **Le principe de superposition** selon lequel, de deux couches superposées, non renversées par la tectonique, la plus basse est la plus ancienne.

De plus, le contenu en fossiles des couches permet d'effectuer des corrélations stratigraphiques à distance. C'est la **paléontologie stratigraphique**. On aboutit ainsi à des divisions différenciées par la nature des arguments qui servent à les définir :

- **Les divisions lithostratigraphiques** fondées sur la nature des terrains, indépendamment de leur contenu en fossiles. La plus petite division est la **couche** (ou **strate** ; on dit aussi banc, lit, niveau, assise, horizon) ; plusieurs couches constituent un **membre** (anciennement \equiv **assise**) ; plusieurs membres constituent une **formation**, plusieurs formations un **groupe**.

- Les **divisions biostratigraphiques** fondées sur le contenu en fossiles. La division de base est la **biozone** (Foucault et al, 1980).

- Les **divisions chronostratigraphiques** caractérisées par des ensembles de couches auxquelles on fait correspondre des intervalles de temps (**divisions géochronologiques**). Les techniques modernes de datation permettent de donner un âge absolu plus ou moins précis à ces divisions.

La division de base est l'**étage**, défini par rapport à un affleurement type, qui sert en quelque sorte d'étalon, et que l'on nomme **stratotype**. Le nom de l'étage est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique auquel on ajoute le suffixe **en** ou **ien** (en anglais **an** ou **ian**). Ce lieu est généralement, mais pas obligatoirement, celui où se trouve le **stratotype**.

Des divisions plus petites que l'**étage** peuvent être utilisées ; ce sont des **chronozones** ou des **biozones**, définies par un ou plusieurs fossiles caractéristiques ou **fossiles-guides**. Ces fossiles doivent avoir une très large répartition géographique (mondiale, de préférence) et une très courte durée d'existence. Ils étaient à l'origine pour le Paléozoïque les trilobites et les graptolites, pour le Mésozoïque les ammonites, bélemnites et oursins, et pour le Cénozoïque les gastéropodes et, plus rarement, les dents de squales. Actuellement on utilise plutôt des microfossiles (seulement observables au microscope) car ils peuvent être récupérés en masse même d'une petite quantité de sédiment. Les échantillons récupérés d'un forage ont très peu de chance de contenir un trilobite ou une ammonite complète et identifiable, mais peuvent renfermer des milliers de **microfossiles-guides**. Les microfossiles les plus utilisés sont les foraminifères (unicellulaires à coquille dure), les conodontes (dents microscopiques d'un animal primitif encore peu connu), les radiolaires (algues siliceuses), les acritarches et les spores des végétaux supérieurs. Certaines zones ont une durée inférieure au million d'années. Au plus les espèces-guides utilisées ont une existence brève, au plus la zone sera précise dans le temps.

L'équivalent géochronologique de l'étage est l'âge dont la durée, en moyenne, est de 5 à 6 millions d'années (Marc Jauniaux, 1983).

- ❖ Plusieurs **étages** forment une **série** (équivalent géochronologique : **époque**).
- ❖ Plusieurs **séries** forment un **système** (équivalent géochronologique : **période**).

- ❖ Plusieurs **systèmes** forment un **érathème** (équivalent géochronologique : **ère**).
- ❖ Plusieurs **érathèmes** forment un **éonothème** (équivalent géochronologique : **éon**).

Les temps géologiques ont été subdivisés en deux éons (Foucault et al, 1980):

- l'**éon Cryptozoïque** (du grec signifiant Vie cachée) qui est un synonyme du **Précambrien**,
- l'**éon Phanérozoïque** (du grec Evidence de vie).

L'**éon phanérozoïque** est lui-même divisé en trois **ères** :

- l'**ère Paléozoïque** (du grec Vie ancienne) ou **Primaire**,
- l'**ère Mésozoïque** (du grec Vie moyenne) ou **Secondaire**,
- l'**ère Cénozoïque** (du grec Vie récente) qui regroupe le **Tertiaire** et le **Quaternaire**.

Ces ères ont elles-mêmes été divisées en systèmes, par exemple l'**ère Secondaire** comprend les systèmes **Triasique** (ou **Trias**), **Jurassique** et **Crétacé**.

Tous les noms correspondant à ces divisions doivent commencer par une majuscule, sauf s'ils sont utilisés comme adjectifs (ex : le **Tournaisien**).

2.2.4. Notion de paléontologie

Le mot "Paléontologie" peut être découpé en trois termes : Paleo = palaios = ancien ; Ontos = vie, être ; Logie = logos = étude, science (Foucault et al, 1980).

Il s'agit donc, littéralement, de la science étudiant la vie ancienne, et plus précisément, de la discipline qui étudie les organismes disparus ayant laissé dans les terrains sédimentaires des traces de leur corps ou de leurs activités. Ces traces sont appelées fossiles (Marc Jauniaux, 1983).

- Paléontologue personne qui effectue des recherches, sur le terrain et en laboratoire, sur des organismes fossiles végétaux (semences, pollen, organismes unicellulaires, grands végétaux terrestres) ou animaux (coraux, mollusques, poissons, mammifères, reptiles) présents dans les formations rocheuses en vue de la collecte d'information sur les formes de vie et l'environnement des temps reculés et sur l'évolution des organismes vivants au cours de l'histoire terrestre, de la reconstitution et de la mise en valeur des fossiles pour les fins de la recherche, de l'enseignement et des musées. Elle peut également participer à la recherche de gisements de pétrole. Elle doit faire preuve d'un véritable esprit de recherche (rigueur, minutie, capacité d'analyse et de déduction, curiosité, etc.) afin que les résultats de ses recherches soient fiables.
- Paléontologue qui a trait à la paléontologie.

Il existe 4 lois majeures en paléontologie (C. Delattre et al, 1973 ; G. Waterlot et al, 1973) :

- 1^{ère} l'actualisme. Les lois physiques (gravité...) et biologiques (nutrition, reproduction..) actuelles sont applicables dans le passé.
- 2^{ème} l'anatomie comparée. Les fossiles retrouvés sont souvent fragmentaires ; l'organisme est rarement complet. Cette loi permet de reconnaître l'organisme à partir de fragments trouvés. Par exemple, nous pouvons savoir à quel organisme correspond un fémur trouvé.
- 3^{ème} la corrélation organique. Chaque partie d'un organisme a une morphologie compatible avec le reste de l'organisme (la morphologie est différente selon le mode de vie).

- 4^{ème} la chronologie relative. Il faut tenir compte de la stratigraphie des couches. La plus ancienne couche est la plus profonde, sauf événement géologique ayant inversé la série.

La paléontologie est largement pluridisciplinaire :

- la paléozoologie étudie les animaux fossiles;
- la paléobotanique étudie les végétaux fossiles;
- la paléoichnologie se consacre aux traces fossilisées, laissées par les animaux (pistes, terriers, excréments ...);

la paléocoprologie est axée sur l'étude des excréments (coprolithes) ;

- la paléoécologie ;
- la paléobiochimie ;
- la paléoclimatologie ;
- la paléogéographie ;
- la micropaléontologie étudie les microfossiles ;

la palynologie étudie, avec des techniques particulières, les microfossiles à paroi organique (spores, pollens...);

En conclusion La paléontologie est un ensemble de disciplines et un outil pour d'autres.

- C'est un assemblage de disciplines (paléoichnologie, biostratigraphie, systématique....) dont un bon paléontologue doit posséder les bases. Il faut savoir qu'un paléontologue professionnel est souvent spécialisé, dans une matière (comme celles citées précédemment), dans une 'tranche' de temps (Cambrien, Jurassique, ...) ou dans un groupe fossile (*Trilobites*, *Brachiopodes*, ...). Si vous vous lancez dans des études de paléontologie, il faut également savoir dans quelle branche vous souhaitez vous perfectionner. En effet, si vous voulez étudier les microfossiles.
- La paléontologie est un outil pour d'autres disciplines comme la tectonique, la sédimentologie, la paléogéographie.... Dans ces disciplines, les fossiles n'occupent pas une place centrale, mais constituent un élément pouvant apporter, conforter ou infirmer des hypothèses (L. Ebbo, 2000).