

ST-E poly 02
Texte du cours**Partie E : Le phénomène sédimentaire**

Toute roche affleurant à la surface de la Terre, qu'elle soit magmatique, métamorphique ou sédimentaire, est en **déséquilibre physico-chimique par rapport à son milieu de formation**. Ce déséquilibre est d'autant plus grand que les conditions régnant à la surface de la Terre sont éloignées de celles qui ont conduit à la genèse de la roche. La plupart des roches de la surface du globe se sont formées en profondeur, elles sont arrivées en surface par des phénomènes tectoniques, par disparition de roches qui les surmontaient... Dès qu'elles se retrouvent en surface, elles se transforment. On dit qu'elles sont des « roches mères » qui vont subir un certain nombre de transformations formant le cycle sédimentaire.

- Une roche (mère) subit donc en surface **l'altération**, c'est-à-dire l'ensemble des mécanismes physiques et chimiques qui transforment la roche mère en phases plus petites (particules) et libèrent les ions constitutifs de la roche. On distingue en général **altération (ou désagrégation) mécanique** et **altération chimique**.
- On définit aussi **l'érosion** : ensemble des phénomènes qui enlèvent tout au partie des terrains et modifient le relief.
- Les particules et les ions arrachés sont ensuite **transportés** par des fluides (atmosphère ou hydrosphère) puis les particules sont déposées (**sédimentation détritique**) ou les ions sont **précipités**.

I. Modélé des paysages et transfert de matériaux de surface**A. Des facteurs physiques fragmentent les roches**

Divers facteurs physiques (vent, gel, eau, passage de l'eau, passage d'un glacier...) contribuent à altérer une roche, en particulier en la désagréant.

1. Les variations de température : thermoclastie et cryoclastie

La **thermoclastie** est la désagrégation de la roche sous l'effet des variations de température. Elle a pour origine la dilatation et la contraction différentielles des minéraux. Il s'agit du principal agent de désagrégation physique.

Les variations de température (entre jour et nuit par exemple) provoquent alternativement **dilatation** et **contraction** des roches. Soumise à des variations de volume incessantes, une roche **se fissure puis éclate**. La fissuration est importante dans les roches composées de **minéraux différents n'ayant pas le même coefficient de dilatation**: des microfissures apparaissent à la limite entre les minéraux.

L'alternance gel/dégel (cryoclastie) est un cas particulier de thermoclastie : Lorsque l'eau passe alternativement de l'état liquide à l'état solide, elle augmente d'environ 10% de volume à chaque solidification. L'eau pénètre en particulier dans les fissures et les pores, où les cristaux de glace s'accroissent perpendiculairement à la surface de la fente et augmentent son ouverture : la roche éclate sous l'effet du gel (on parle de roche **gélive**).

La désagrégation mécanique est particulièrement importante sous les climats désertiques où les variations de température peuvent dépasser 50 °C entre le jour et la nuit. Elle est également grande sous les climats humides dont la température varie autour de 0 °C (action du gel et du dégel). Elle est responsable de l'accumulation des manteaux d'éboulis caractéristiques des zones désertiques et des montagnes.

2. L'haloclastie

La cristallisation du sel ajoute son action le long des littoraux et dans les zones désertiques. Près des côtes, les embruns salés pénètrent dans les pores des roches. Les cristaux de sels s'y développent et produisent des craquelures. Les sulfates de Na et Mg sont les plus efficaces.

3. Autres agents de désagrégation mécanique

Dans les zones glaciaires, le déplacement des masses des **glaciers** peut provoquer, par pression sur les roches, la transformation de cette dernière en fragments extrêmement fins, au point que l'on parle de farine glaciaire.

Les **racines** des végétaux, en se développant, favorisent l'élargissement des fissures et l'éclatement des roches.

Les eaux de ruissellement superficiel arrachent mécaniquement les particules des sols. Elles fournissent la quasi-totalité des matières en suspension exportées par les fleuves vers les océans. Enfin, le transport par l'eau, et accessoirement l'action du vent, use les matériaux et produit des éléments plus fins : limons, poussières...

B. L'altération chimique des roches

L'altération chimique résulte de l'interaction entre une solution (l'eau en général) et les phases constitutives de la roche mère (minéraux, phases mal cristallisées) qui, rappelons-le ne sont pas en équilibre thermodynamique à la surface du globe. Elle aboutit à la mise en solution, ou à la précipitation des ions qui appartenaient à la roche mère (cf. comportement des ions). L'altération chimique dépend de divers paramètres : la température (climat), le pH de la solution d'attaque (et la teneur en CO_2) et bien sûr de la composition de la roche (carbonates et calcaires, silicates et granite comme exemple).

1. Les phénomènes de dissolution

Il s'agit de la décomposition totale d'un minéral en ses ions constitutifs. Par exemple, dans la cas de la calcite (constituant en particulier les roches calcaires) :



La dissolution des minéraux est d'autant plus importante que leur solubilité est élevée. Si les roches salines (halite et gypse) sont particulièrement solubles, dans les phénomènes géologiques ce sont surtout des phénomènes de dissolution de calcite et de la silice qui interviennent.

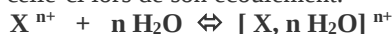
2. Les phénomènes d'hydrolyse

La principale réaction chimique est l'hydrolyse : une fracture d'origine quelconque met l'eau en contact avec les faces des cristaux ; des substitutions d'ions peuvent alors avoir lieu entre l'eau et le milieu cristallin.

L'eau se comportant comme un dipôle, elle exerce une force d'attraction vis-à-vis des ions constituant les minéraux. Cette force d'attraction dépend du potentiel ionique, rapport entre la charge (e) et le rayon ionique de l'ion. **Le diagramme de Goldschmidt** (établi dans les années 1930) **divise ainsi les cations en trois grandes catégories.**

★ **Le domaine des cations solubles** : $e/r \leq 3$ (faible potentiel ionique)

Ces cations développent un champ électrique faible, attirent les dipôles d'eau et forment des **ions solvatés**. Ils sont dits **migrateurs** car, intimement liés à l'eau, ils se déplacent avec celle-ci lors de son écoulement.



Avec $n = \text{valence de X}$

C'est notamment le cas de Na (eau de mer), de Ca et de Mg qui seront évacués vers les océans.

Donnant des **ions hydratés**, ils sont répartis très uniformément dans les milieux de sédimentation : Ca^{2+} et Mg^{2+} donnent des carbonates (CaCO_3 , principal composant des calcaires et $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ constituant des dolomies).

Remarque : Lorsque $e/r < 1$ (K^+ , Rb^+ , Cs^+), les ions n'ont aucune tendance à se solvater. Leur surface est trop grande et leur charge réduite : ils ne développent pas un champ électrostatique suffisant pour attirer l'eau bipolaire. Le comportement de ces cations dans l'eau se résume à l'effet de leur taille.

★ **Le domaine des hydrolysats (hydroxydes)** : $3 < e/r < 10$ (potentiel ionique moyen)

Ces cations sont **très attractifs vis-à-vis de l'eau** : ils provoquent ainsi l'**hydrolyse** de la molécule H_2O , **formant des hydroxydes** avec l'ion OH^- formé, comme $\text{Al}(\text{OH})_3$ ou $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Ces cations précipitent ainsi à l'état **d'hydroxydes insolubles** (dans les conditions naturelles, avec un pH compris entre 4 et 10) qui **restent dans les zones d'altération**. Ces réactions conduisent par exemple à la formation des gîtes métallifères résiduels (bauxite pour l'aluminium, par exemple).



★ **Le domaine des oxyanions solubles** : $e/r \geq 10$ (fort potentiel ionique)

L'attraction réalisée par le cation est tellement forte qu'elle conduit non seulement à la rupture de la molécule H_2O , mais aussi à la **formation de liaisons covalentes** entre le cation et l'ion OH^- libéré, formant des anions oxydés, ou oxyanions, comme HCO_3^- ou H_2PO_4^- par exemple.



Ces oxyanions sont dit **migrateurs**, car très mobiles dans l'eau.

3. L'altération des minéraux silicatés

a. L'altération de la maille cristalline

L'hydrolyse permet le **déchaussement des cations**, remplacés dans les édifices cristallins par des ions H^+ . Ceci a pour conséquence une **déstabilisation de la charpente silicatée**. La circulation de l'eau permet un **lessivage**, qui entraîne les cations arrachés à la structure et permet la poursuite de l'altération de la roche.

Les cations arrachés par hydrolyse sont alors soit transportés (cations migrants) soit déposés sur place, en fonction de leur potentiel ionique (*cf. diagramme de Goldschmidt*). Ce transport dépend aussi (en plus du potentiel ionique) des **conditions de pH**, qui jouent sur leur solubilité.

Tous les minéraux ne sont pas sensibles de la même manière à l'altération chimique : ils sont d'autant moins stables qu'ils sont éloignés des conditions (Pression, Température) de leur formation. Ainsi, les **olivines, pyroxènes et amphiboles**, qui cristallisent à haute température (*cf. cours magmatisme*) sont les moins stables. A l'inverse, les **feldspaths potassiques, la muscovite (micas blanc) et le quartz** sont les minéraux les moins altérables. Ceci explique, par exemple, que l'on retrouve de nombreux grains de quartz dans les roches détritiques, car ils sont les seuls à résister à une longue altération.

L'altération des roches dépend donc essentiellement de l'eau, mais pas seulement. Le dioxygène peut aussi intervenir (par des phénomènes d'oxydation), ainsi que le dioxyde de carbone (renforce l'action de l'eau de mer, permet le départ facilité des bases) ou les acides sécrétés par les bactéries ou les racines des végétaux.

b. L'altération des silicates aboutit à la formation d'argiles : exemple de l'altération de l'orthose

De manière générale, l'altération des silicates conduit à la formation d'argiles. Selon l'intensité de l'altération, on obtient des argiles différentes.

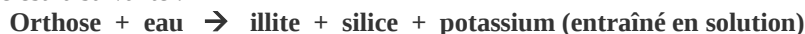
En prenant le cas de l'orthose, on peut ainsi distinguer plusieurs étapes d'altération croissante.

L'orthose est un **feldspath**. Les feldspaths sont les minéraux les plus abondants dans les roches magmatiques et métamorphiques. Ce sont des tectosilicates, de formule **KAlSi₃O₈** : charpente de tétraèdres à cœur de silice et d'aluminium soutenue par K⁺ qui compense le déficit en charge positive dû au remplacement de Si⁴⁺ par Al³⁺. **Chaque cation K⁺ placé à l'intérieur du réseau de tétraèdres n'est pas fortement retenu par le treillis et sa disparition fera s'effondrer l'édifice.**

La présence d'eau au contact du cristal permet l'expulsion des ions K^+ , d'où une expansion de la structure et une destruction progressive de la charpente silicatée, avec formation d'hydrolysats (tels que $Al(OH)_3$, qui précipite) et perte de SiO_2 par lessivage.

☆ Premier stade : la bisiallisation

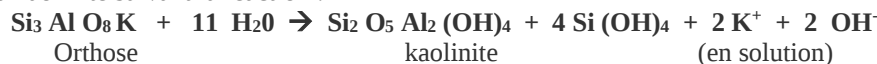
Les premiers stades d'altération de l'orthose aboutissent à la formation de minéraux argileux, **l'illite** ou, si le drainage est mauvais, les **smectites**. La réaction globale est la suivante :



Dans l'orthose, le rapport Si/Al = 3 et il devient égal à 2 dans l'illite (terme de **bisiallisation** appliqué à ce processus).

☆ Deuxième stade : la monosiallisation

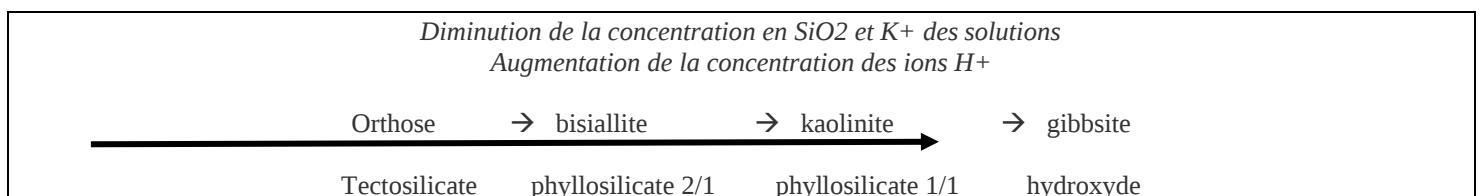
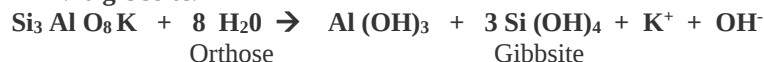
Un stade plus poussé d'altération s'accompagne d'un lessivage plus important de silice et d'une élimination complète des cations. On obtient généralement de la kaolinite suivant la réaction :



Ce processus est appelé processus de **kaolinisation**, ou **monosiallisation** (rapport Si/Al = 1).

☆ Troisième stade : l'allitisation ou latérisation

En climat tropical humide, l'**hydrolyse est totale** : la totalité de la silice et des cations échangeables sont entraînés par la solution. Il ne reste qu'un hydroxyde d'alumine : la **gibbsite**.



C. Altération et paysages : deux exemples

1. Dissolution des carbonates et relief karstique

L'altération des carbonates passe par leur dissolution :



La dissolution diffère de l'hydrolyse car tous les produits passent en solution, il ne reste aucune phase insoluble.

On voit que la dissolution dépend de la **teneur en CO₂ de l'eau** : si elle augmente, la dissolution augmente. De même, la dissolution dépend du **pH**, si celui-ci diminue, la dissolution augmente (c'est pour ça que les calcaires font effervescence à l'acide).

Globalement, toute condition « tirant » l'équilibre des carbonates vers la formation d'ions hydrogénocarbonate a pour conséquence la dissolution des roches calcaires.

Un calcaire est rarement pur, le plus souvent il est associé à des argiles formant ainsi des marnes (plus ou moins riche en calcaire). La dissolution de la partie calcaire entraîne le calcium et les hydrogénocarbonates. Seules les argiles restent sur places, on parle d'argiles de décalcification. Si les conditions sont favorables, elles peuvent être aussi altérées (plutôt climat tropical).

L'altération des carbonates aboutit à des formes géologiques caractéristiques, conduisant au **relief karstique** : la circulation de l'eau crée des vides importants (grottes...). Les cavités peuvent être dues au travail de rivières souterraines, elles-mêmes en relation avec les rivières aériennes (pertes et résurgences). De nombreuses concrétions de calcite (réaction inverse de la dissolution) se forment dans les grottes : **stalactites** et **stalagmites**... Mais on observe aussi en surface des **lapiaz** (rigoles creusées sur les plateaux calcaires, qui peuvent dépasser 1 mètre de profondeur), des trous, des cannelures... ainsi que des **dolines**, dépressions circulaires accumulant les argiles.

Le calcium est parfois remplacé par magnésium selon les conditions de formation, le minéral est la dolomite (Ca, Mg)(CO₃)₂. La roche constituée s'appelle la dolomie, elle est plus ou moins riche en magnésium. Elle ne fait pas effervescence à l'acide, elle est plus résistante à la dissolution que le calcaire vrai. Il en résulte des paysages où les parties calcaires ont été érodées alors que subsistent les parties dolomitiques, relief ruiniforme.

2. L'altération du granite en fonction du climat

Les granites et les roches voisines (granitoïdes et gneiss) couvrent approximativement 1/5 des terres émergées. Leur faciès d'altération varie suivant le type de climat. On distingue néanmoins deux types d'altération :

- **l'arénisation : mode d'altération du granite en zone tempérée;**
- **l'altération latéritique : mode d'altération sous climat tropical.**

a. En climat tempéré : l'arénisation

Au contact de l'hydrosphère, un granite est altéré sur une épaisseur de quelques mètres dans laquelle **des boules de granite plus sain peuvent avoir été épargnées**.

Le résultat de l'altération est la formation d'une roche meuble, **arène**, qui, dans le cas du granite, est formée essentiellement de minéraux restés inaltérés (quartz) empâtés dans une argile colorée par des oxydes de fer. Sur les boucliers stables, l'épaisseur de l'arène peut atteindre plusieurs dizaines de mètres lorsqu'elle est protégée de l'érosion par la couverture végétale. C'est l'entraînement de cette arène par l'érosion qui conduit au dégagement des boules. Après transport se sédimentent successivement des sables et des argiles.

L'altération des constituants du granite (quartz, orthose, micas blanc et noir, plagioclases) est faible.

- ⇒ La formation altérée a une composition chimique très proche de celle du granite sain.
- ⇒ Seuls les **plagioclases** subissent une **hydrolyse ménagée** suivie du départ de Na⁺ et Ca²⁺ qui se fixent dans les chaînes en feuillets du mica noir, par substitution avec K⁺. Il y a une légère perte en K⁺ mis en solution.

L'altération chimique, même modérée, a des conséquences importantes sur la dégradabilité mécanique des roches. Il y a rupture des liaisons intergranulaires : la roche perd sa cohésion naturelle et devient meuble.

L'altération est essentiellement mécanique (et peu chimique, qui ne dépasse pas le stade de la bisiallisation).

b. En climat chaud et humide : l'altération latéritique

Le même granite que précédemment mais sous un climat tropical montre une **altération beaucoup plus poussée** sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Grâce à la température constamment élevée (26,5°C de moyenne à 1,5 m de profondeur sous l'équateur, 60° à 80° relevés à la surface du sol pendant l'insolation diurne), la présence d'ions H⁺ est 6 fois plus élevée que sous nos latitudes.

L'altération chimique est très importante, allant jusqu'à une allitisation

La différence fondamentale avec le cas précédent est la formation, dans la frange altérée, d'**horizons différents** dont les constituants viennent du granite.

Une coupe verticale dans un tel massif en zone tropicale montre, de bas en haut :

- granite sain non altéré;
- granite dissocié, peu cohérent, proche du faciès arénitique (arène à bloc) défini dans les zones tempérées : l'hydrolyse des silicates est restreinte. **Seule la désagrégation mécanique est importante.**

- Des horizons à dominante argileuse (lithomarge) conservant l'architecture originelle du granite. Les feldspaths, moyennement altérés, ont donné des minéraux argileux tels que la kaolinite. Leur sommet argileux est tacheté par les oxydes.
- Une argile rouge caractérisée par l'absence complète de Na_2O , CaO et K_2O , par un peu de kaolinite et une augmentation importante en $\text{Al}(\text{OH})_3$ et $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Cet horizon est dit **cuirasse latéritique**. Au dessus de la cuirasse, le sol renferme des concrétions siliceuses.

Les phénomènes d'altération du granite, quelles que soient les conditions climatiques, conduisent ainsi à une fragmentation de la roche et à la disparition progressive des forces de liaisons intergranulaires. Les produits de l'altération vont varier considérablement en fonction de l'intensité de l'hydrolyse des silicates.

- En **pays tempéré**, on constate que seule la dégradation mécanique est efficace et conduit à un ameublissement du granite très vulnérable face aux agents mécaniques d'érosion et de transport.
- En **pays tropical**, une hydrolyse intense se superpose à cette dégradation mécanique : les cations solvatés disparaissent en solution, une partie de la silice est évacuée également : les hydrolysats (**$\text{Al}(\text{OH})_3$ et $\text{Fe}(\text{OH})_3$**) se concentrent.

Les conditions climatiques se révèlent donc déterminantes sur les formes d'altération des roches.

c. Des ressources géologiques liées à l'altération des silicates

Le processus de latéritisation entraîne la formation d'oxydes, précipitant sur place, alors que les ions silicium, potassium, sodium (en particulier) sont entraînés par les eaux de ruissellement. On observe ainsi une concentration importante en éléments recherchés par l'Homme.

La **bauxite**, exploitée en particulier en Provence, est ainsi un minerai d'**Aluminium**.

De même, la **Nouvelle-Calédonie** possède à elle seule un quart des réserves mondiales de **Nickel**. Les gisements y sont formés en particulier à partir d'ophiolites (ancienne croûte océanique) altérées en latérites riches en Nickel.

3. Bilan : facteurs d'évolution des paysages

Les paysages sont très divers et résultent de l'action de nombreux facteurs.

Facteurs intrinsèques :

- De facteurs **structuraux** : structures géologiques présentent, qui peuvent influencer sur les zones érodables, par exemple par la mise en relief.
- De facteurs **lithologiques** : roches résistantes (comme les calcaires, pouvant mener à la formation de falaises) ou facilement érodables (relief « mou » des argiles par exemple).

Facteurs externes :

- De facteurs **climatiques** : selon les précipitations, températures...
- De facteurs **biologiques** : la présence de végétaux facilite l'altération des minéraux, mais protège les formations rocheuses de l'érosion.

L'altération des roches conduit ainsi à leur évolution, tant au niveau des minéraux présents (avec en général formation d'argiles) qu'au niveau de la morphologie des formations rocheuses (ce qui produit des conséquences sur les paysages).

L'altération conduit à la disparition de certains minéraux et au lessivage de certains ions, alors que dans le même temps de nouveaux minéraux se forment et que des ions précipitent. L'altération des roches conduit ainsi à la mise en place de formations résiduelles.

D. Erosion et entraînement de matière

1. Erosion et dégradation des roches

L'altération des roches est complétée par l'érosion, qui correspond à l'entraînement de particules (ou de solutés) à partir de la roche-mère.

C'est ainsi la combinaison de l'altération et de l'érosion qui est, en réalité, responsable du devenir d'une roche et du paysage obtenu.

Par exemple, l'altération d'une roche peut conduire :

- à sa transformation en solutés, qui peuvent alors être lessivés ;
- à la formation de grains solides, qui peuvent être érodés ou pas ;
- à la néo-formation de minéraux, érodés ou pas
- etc.

2. Particules et solutés

L'érosion abouti au transport de particules et de solutés.

Une **particule** est un élément solide, transporté en suspension grâce au mouvement du fluide transporteur. La sédimentation sera due à une **force insuffisante** du fluide transporteur.

Un **soluté** est un élément soluble, établissant des liaisons faibles avec le fluide (eau) permettant sa dissolution dans ce fluide. Sa sédimentation sera due à sa **précipitation** (chimique ou biologique).

Le transport des particules peut être réalisé :

- Par le **vent** : Son action se manifeste souvent dans les régions dénudées désertiques où l'absence d'eau liquide rend les dépôts meubles et plus facilement mobilisables. En balayant la surface des plateaux, le vent décape la pellicule meuble et laisse apparaître la dalle rocheuse dure. Lorsque le sol comporte des matériaux de tailles différentes, le vent élimine les éléments les plus fins, laissant sur place un désert de cailloux (ou reg) qui occupe par exemple les $\frac{3}{4}$ de la surface du Sahara. On peut noter que le rôle géologique du vent ne se limite pas à un simple vent de sable : Ce sont en effet des millions de tonnes de poussières qui sont transportées chaque année par le vent. Cette mobilisation joue un rôle climatique, sédimentologique, pédologique non négligeable.
- Par l'**eau** : Le transport par l'eau met en jeu des forces horizontales (liées au courant) et verticales (liées aux turbulences). Ce transport induit un tri minéralogique et chimique.
- Plus rarement par la **glace**, dans le cas des glaciers : Absence quasi-totale de tri granulométrique.

3. Vitesse du courant et granulométrie des particules : diagramme de Hjulström

Hjulström a cherché le comportement des particules en faisant varier la **vitesse d'écoulement de l'eau et la taille des particules**. Il a fait varier le débit d'eau (cm/s) dans un chenal artificiel. Il a obtenu des particules calibrées en tamisant des matériaux meubles naturels. Il a testé ainsi différentes combinaisons (vitesse, taille) et observer le comportement des grains.

On distingue grâce à cette étude expérimentale **trois domaines : érosion + transport, transport, dépôt**.

⇒ Pour des vitesses fortes, les particules sont arrachées du fond (érosion) et transportées.

⇒ Pour des vitesses plus faibles, les petites particules déjà arrachées sont transportées, les plus grosses restent sur le fond. On remarque que les particules argileuses demandent une plus forte énergie d'arrachement que les sables car elles sont plus cohérentes entre elles (liaisons de faible énergie interne) et offrent à l'eau une surface plus lisse que les sables. Par contre, une fois qu'elles sont mises en transport, elles se déposent vraiment en milieu calme, lorsqu'il n'y a plus de courant.

4. Bilan : Erosion-transport et tri

L'érosion et le transport, tout comme l'altération de la roche-mère dépendent de la nature minéralogique et chimique de la roche, des particules et des solutés.

Le comportement différent des ions (voir diagramme de Goldschmidt) conduit ainsi à un **tri chimique**.

Lors du transport les particules sont triées :

- Il y a séparation selon la taille : les particules les plus petites, les plus facilement mobilisables sont celles qui vont le plus loin.
- Il y a aussi un tri minéralogique : l'altération chimique se poursuit (dans l'eau) selon les mêmes règles que pour la roche mère. Les minéraux les moins altérables (quartz) sont ceux qui vont le plus loin
- Il y a, enfin, un tri mécanique. Au cours de leur transport, les grains s'entrechoquent et s'usent par frottement : c'est l'abrasion. L'usure est nulle pour les particules fines ; elle est en revanche importante pour les graviers et les galets qui diminuent de taille par éclatement, broyage... deviennent arrondis. L'abrasion dépend de la nature et la taille des galets, l'énergie de la rivière, sa charge solide et la nature du fond de son lit. La dureté des particules a aussi son importance, le quartz fait aussi partie des minéraux les plus durs. *Voir la différence entre brèche et poudingue, comme exemple de conséquence de ce tri mécanique.*

L'ensemble des ces paramètres permet d'expliquer, par exemple, la forme des chenaux fluviaux et la formation des méandres : voir TP E1.

II. La sédimentation des particules et solutés

La sédimentation est le dépôt de sédiments. Dans le cas de la sédimentation détritique, les sédiments sont transportés avant d'être déposés : l'analyse des figures sédimentaires permet de reconstituer des éléments de leur mode de dépôt.

Dans d'autres cas, le sédiment peut être issu d'une précipitation : c'est le cas par exemple des évaporites.

A. Les bassins sédimentaires

Les bassins sédimentaires se développent dans des environnements géodynamiques subsidants ce qui entraîne l'enfouissement des sédiments.

1. Des bassins formés dans des contextes tectoniques variés

a. Bassins sédimentaires et zones de divergence

Certains de ces bassins se forment dans des contextes de **divergence** lithosphérique :

- Les **marges passives**, qui sont les bordures non sismiques des continents – par opposition aux marges actives où se déroule la subduction. Ce sont des lieux majeurs de sédimentation : on trouve jusqu'à 12 km d'épaisseur de sédiments au niveau des marges, alors qu'en domaine océanique profond les sédiments ne dépassent généralement pas 1 km ;
- Les **fossés d'effondrement** aussi appelés « grabens » comme le fossé Rhénan, la Bresse ou la Limagne et les petits fossés du Sud-Est. Nous avons évoqué au chapitre Va les mécanismes actifs ou passifs à l'origine de la formation des rifts. L'ouverture d'un rift peut se produire soit par **cisaillement pur** (la déchirure est alors symétrique) soit par **cisaillement simple** : une grande faille de décrochement génère une asymétrie dans l'ouverture du bassin.

b. Bassins sédimentaires et zones de convergence

D'autres bassins prennent naissance dans des contextes de **convergence** lithosphérique :

- Les **bassins arrière-arc** (mer du Japon) ou encore les **prismes d'accrétion** (île de la Barbade dans l'archipel Caraïbéen) au-dessus des zones de subduction. Les bassins arrière-arc se forment par amincissement d'un domaine continental situé à proximité d'une fosse de subduction. Quand leur altitude passe au-dessous du niveau de la mer, ces bassins peuvent être envahis par l'eau et constituent une « mer marginale ». Un prisme d'accrétion est un petit bassin sédimentaire qui se forme en retrait de la fosse, par écaillage d'une lithosphère en subduction : les sédiments portés par la plaque plongeante sont « rabotés » par la plaque sus-jacente ;
- Les **bassins molassiques d'avant-pays** en avant des chaînes des montagnes. Le bassin molassique Suisse et celui de la plaine du Pô bordent les Alpes. Ils se sont formés par flexuration de la lithosphère à la suite d'une surcharge importante. La surrection du massif alpin provoque un enfoncement du socle européen, la surrection des Apennins celle de la plaine du Pô. Les molasses sont des sédiments issus de l'érosion d'une chaîne de montagnes.

c. Bassins sédimentaires et zones de coulissage

Certains bassins de petites dimensions (quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres) présentent une forme caractéristique en parallélogramme, ce sont des bassins en « **pull-apart** », témoins de contraintes tectoniques à la fois en coulissement et en extension. Le bassin houiller de Chateaulin dans le Massif Armoricain est un exemple de bassin en *pull-apart*, de même que de nombreux petits bassins qui jalonnent le grand sillon houiller du Massif Central

d. Des bassins pour des domaines peu tectonisés

Les **bassins continentaux**, aussi appelés bassins **intracratoniques**, comme les bassins Parisien et Aquitain, apparaissent dans des environnements peu tectonisés.

Les **bassins océaniques** correspondent aux fonds abyssaux situés entre 4000 et 5000 mètres de profondeur. La sédimentation y est peu abondante car toute la matière est généralement recyclée avant d'atteindre le fond.

2. Des environnements de dépôts subsidants

L'espace disponible pour le dépôt des sédiments correspond à l'espace entre le fond du bassin et le niveau de la mer : C'est l'**accommodation**.

Cette accommodation dépend de la **subsidence** et de l'**eustatisme**.

La **subsidence** est l'enfoncement du fond d'un bassin sédimentaire sous l'effet de contraintes tectoniques ou thermiques. Généralement, un bassin se forme à la suite de l'apparition de contraintes tectoniques (flexuration viscoélastique de la lithosphère ou au contraire déchirure etc.) et provoque un enfoncement relativement brutal et rapide du fond du bassin. Progressivement, un rééquilibrage thermique se met en place, qui contribue à un enfoncement plus lent et graduel. La subsidence tectonique précède donc la subsidence thermique.

À cette subsidence s'ajoute l'**effet de charge** des sédiments qui s'accumulent. Subsidence et effet de charge augmentent l'**espace disponible** pour l'accumulation de nouveaux sédiments. Ceux-ci, meubles au moment de leur dépôt, subissent progressivement une induration et se transforment en roches sédimentaires : c'est la **diagenèse**.

L'**eustatisme** correspond aux variations absolues du niveau marin au cours du temps. Une montée du niveau marin est une **transgression**, une baisse du niveau marin est une **régression**. Ces variations sont dues à des causes climatiques. Ainsi, durant une glaciation, le niveau baisse car l'eau est emprisonnée dans les calottes glaciaires. Elles sont aussi sous contrôle tectonique quand les dorsales sont très actives, elles gonflent et font monter le niveau marin. Le **niveau marin absolu** est le même en tout point du globe. En revanche, le **niveau marin relatif** désigne l'espace disponible entre le dernier dépôt sédimentaire et la surface libre de l'eau. Il dépend donc du remplissage sédimentaire de la marge à l'endroit considéré.

Le remplissage d'un bassin sédimentaire dépend donc de l'**accommodation**, qui elle-même dépend de l'eustatisme et de la subsidence. Mais ce remplissage dépend aussi du **flux sédimentaire**. Ainsi, par exemple, si le flux sédimentaire est plus important que l'accommodation, le bassin a tendance à se remplir.

B. Sédimentation des particules en suspension et conditions hydrodynamiques du milieu

Les particules en suspension, issues de l'érosion des roches continentales, sédimentent en fonction des conditions hydrodynamiques du milieu (voir le diagramme de Hjulström).

Ces sédiments conduisent à la formation de **roches détritiques terrigènes** (conglomérats, grès et sables, marnes et argiles, etc.).

1. Le cas des sédimentations glaciaires et périglaciaires

L'érosion et le transport par les glaciers (voir TP E1) conduit à la formation de **moraines**, ou tillites. Ces dépôts rocheux sont mal triés (peu ou pas de granoclassement) et souvent mal consolidés.

L'érosion glaciaire participe aussi à la formation de terrasses étagées ou emboîtées au niveau des vallées fluviales. Cette érosion produit aussi des sédiments très fins (de la classe des lutites), emportés au-delà des glaciers :

- Par le vent : formation de **loess**.
- Par les rivières : formations de **varves**, dépôts lacustres très fins.

2. Des figures sédimentaires liées aux conditions de transport et de sédimentation

La sédimentation peut se réaliser dans divers environnements :

- Lacs (sédimentation lacustre)
- Fleuves et rivières (sédimentation fluviale)
- Océan (sédimentation marine)

Ces environnements possédant des caractéristiques différentes, ils conduisent à des formes sédimentaires différentes.

a. Sédimentation lacustre et fluviale

Ainsi, on observe :

- Stratifications entrecroisées marquant le déplacement du chenal de la rivière
- Stratification oblique des dépôts de face interne des méandres (cf. TP E1)
- Dépôts fins et horizontaux des plaines alluviales (débordements lors des crues)
- Granulométrie des dépôts lacustres diminuant avec la distance au rivage
- Etc.

b. Energie d'écoulement et formations de rides

L'**écoulement** du fluide induit la formation de **rides asymétriques**. Ces rides présentent des aspects différents, selon la vitesse d'écoulement, et selon la taille des grains entraînés.

On obtient ainsi des formes précises, qui peuvent être conservées au cours de la diagenèse et ainsi retrouvées dans les roches sédimentaires.

La présence de vagues de **houle**, sans déplacement orienté, conduisent à la formation de rides symétriques.

c. Le cas des courants gravitaires

Dans les zones présentant une **pente marquée** (comme le talus continental en particulier), des décrochements de sédiments non consolidés peuvent se réaliser : on observe alors un **courant gravitaire** (= dû à la seule gravité, sans courant marin supplémentaire propulsant les sédiments).

Ce courant gravitaire peut prendre la forme d'un déplacement turbulent des sédiments mélangés à l'eau : on parle alors de **courant de turbidité**. Le sédiment engendré est alors particulier, avec entre autres un granoclassement marqué : la roche formée est une **turbidite**.

3. La sédimentation deltaïque

L'embouchure des fleuves définit les environnements deltaïques au sens large. Ils sont le siège d'une compétition entre les phénomènes marins (marée et houle) et continentaux (apports fluviaux) qui détermine la diversité des morphologies deltaïques :

- Les **estuaires** sont typiques des deltas où les effets de marées sont dominants.
- Les **deltas** au sens strict montrent une dominance des effets fluviaux et de vagues.

La formation du delta résulte de la brusque diminution de la force vive de l'eau du chenal fluvial qui ne peut plus assurer le transport des particules. **Le sable s'accumule** à proximité de l'embouchure alors que les **particules fines sont transportées** beaucoup plus loin. Les conditions nécessaires à l'établissement d'un delta sont un apport en sédiments important associé à une subsidence. L'environnement deltaïque est d'un grand intérêt économique, car pétrole et gaz peuvent y être piégés.

4. La sédimentation pélagique

Le **pélagos** correspond aux organismes vivant dans l'intégralité de la colonne d'eau, par opposition au **benthos**, constitué des organismes vivants sur le fond océanique.

(en terme de sédimentation, le domaine pélagique recouvre donc tout le domaine océanique à l'exclusion des plateformes continentales)

Les sédiments pélagiques sont ainsi constitués des restes des organismes planctoniques plus ou moins dilués par une fraction non biogène.

Pour la fraction non biogène, seules les particules argileuses de petite taille (inférieure à 50µm) se déplacent dans le milieu océanique. Elles sont très largement distribuées par les courants océaniques et se sédimentent lentement.

Le sédiment est désigné sur la base du constituant majeur (>50%)

- ⇒ S'il est **biogène**, on utilise le terme de **boue** complété par un terme relatif à la nature du composant.
- ⇒ Si le constituant majeur est **non biogène**, la terminologie est relative à la **taille des grains**. (Argile, sable...)

Les **boues argileuses des grands fonds** ou **argiles pélagiques** (autrefois appelées "argiles rouges des grands fonds") se trouvent en regard des zones continentales de nature cristalline. Leur composition est complexe, il s'agit de :

- Grains de quartz très fins de l'ordre du micron (origine aérienne avec vraisemblablement un transport dans la haute atmosphère);
- Micas ;
- Minéraux argileux (origine continentale, provient de la dégradation de feldspaths);
- Chlorites, etc. (les chlorites, proches à la fois des micas et des argiles ont une origine double : marine et continentale)

La sédimentation pélagique biogène est intimement liée à la précipitation biologique des carbonates et de la silice.

C. Solutés (1) : La sédimentation carbonatée

Les milieux liquides comportent des particules en suspension, mais aussi des composés dissous. C'est le cas en particulier des sels minéraux, dont la précipitation est un préalable à diverses sédimentations :

- Ions carbonates CO_3^{2-} → sédimentation carbonatée
- Ions silicium Si^{4+} → sédimentation siliceuse
- Autres ions minéraux : Na^+ , K^+ , SO_3^{2-} , etc. → sédimentation évaporitique

Dans le cas des sédimentations carbonatées et siliceuse, la précipitation est essentiellement réalisée par les êtres vivants, sous forme d'intégration à des structures dures de leurs organismes : on parle de **bioprécipitation**.

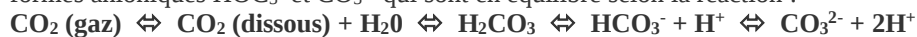
La précipitation chimique des carbonates est possible en milieu continental, en particulier au contact de végétaux, dans les grottes des reliefs karstiques...

1. Carbonates et êtres vivants

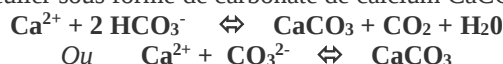
Le carbonate de calcium CaCO_3 sous ses différentes formes minéralogiques (calcite majoritairement, plus rarement aragonite) est le **principal constituant de la majorité des tests et des coquilles des organismes**. Son rôle dans la sédimentation est donc capital.

La presque totalité de la production carbonatée océanique est liée à la vie, directement (coquilles) ou indirectement (mécanismes biologiques modifiant la teneur en CO_2 du milieu, intervention des bactéries).

Au contraire de l'azote ou de l'oxygène, le CO_2 n'est pas inerte par rapport à l'eau. Il réagit en donnant de l'acide carbonique H_2CO_3 . L'eau de mer contient donc 4 formes de carbone inorganique en solution : deux formes neutres (CO_2 dissous et H_2CO_3) et deux formes anioniques HCO_3^- et CO_3^{2-} qui sont en équilibre selon la réaction :



Les carbonates peuvent précipiter, en particulier sous forme de carbonate de calcium CaCO_3 :



La sédimentation des débris d'organismes produit une boue carbonatée. D'un point de vue minéralogique, elle peut être constituée :

- De calcite CaCO_3
- D'aragonite CaCO_3 : maille cristalline différente de la calcite. L'aragonite est métastable, et se transforme en calcite dans les sédiments.
- De dolomite MgCaCO_3 , suite à la diagenèse

2. La sédimentation carbonatée de plate-forme

C'est là où la **productivité des océans est la plus élevée**. Les organismes qui en sont responsables sont extrêmement divers puisque pratiquement tous les types d'organismes invertébrés sont capables de produire des carbonates.

La production est aussi diversifiée : calcite, aragonite, calcite magnésienne.

Même si les plates-formes ont une productivité importante (on parle parfois « d'usines à carbonates »), elles occupent une faible surface et ne représentent donc que 20% de la production de carbonates environ.

Les types de sédiments présents au niveau de la plate-forme dépendent :

- De la distance au rivage (grains plus grossiers vers le rivage, sédiments fins vers le large)
- Des vagues et de leur puissance, ainsi que des marées
- De la morphologie générale de la plate-forme

En **milieux tempérés frais**, la sédimentation de plate-forme est caractérisée par l'association de **Mollusques** et de **Foraminifères benthiques** (*les Foraminifères sont des protozoaires à test calcaire ; les Foraminifères benthiques vivent sur le « benthos », c'est-à-dire le fond de l'océan*). Elle conduit à un assemblage de calcite et de dolomite.

3. La sédimentation carbonatée récifale

Les barrières récifales représentent un cas particulier de sédimentation de plate-forme.

La sédimentation récifale résulte de l'activité **d'organismes coloniaux constructeurs** dont les squelettes carbonatés forment la trame du sédiment. La forme des édifices construits est variable car les conditions écologiques sont strictes : les grandes masses récifales calcaires s'établissent dans une **eau chaude** (20°C minimum) et pure donc sans pollution terrigène. La profondeur maximum est faible, de l'ordre de 70 m. Les organismes constructeurs, vivant souvent en symbiose avec des algues vertes, ne se développent pas en dessous de 70m, profondeur à partir de laquelle le rayonnement solaire est absorbé.

La sédimentation récifale est ainsi caractérisée par une association **d'algues vertes** et de **coraux**. Elle conduit à un assemblage d'aragonite et de dolomite.

4. La sédimentation carbonatée pélagique

Quelques définitions à connaître :

Benthos = ensemble des organismes vivant au fond (ou à proximité) des océans. *Adjectif : benthique.*

Pélagos = ensemble des organismes vivant en pleine mer, sauf au fond de l'océan. *Adjectif : pélagique.*

Néritique = domaine océanique correspondant à la plate-forme continentale.

Intertidale = zone de balancement des marées, battue par les vagues.

a. L'origine des carbonates : le plancton

Le domaine pélagique est beaucoup plus homogène que le domaine néritique tant du point de vue des organismes (coccolithophoridés et foraminifères planctoniques) que minéralogique (calcite). Alors que la sédimentation de plate-forme est le fait d'organismes macroscopiques, la sédimentation pélagique est donc essentiellement le fait de **micro-organismes planctoniques**.

La productivité est faible mais elle est compensée par la grande surface du domaine pélagique. Au total, les plaines abyssales représentent 80% de la production des carbonates.

b. Lysocline et PCC : les dépôts carbonatés sont limités en profondeur

Les eaux océaniques profondes sont **sous-saturées par rapport au CaCO_3** . Cette sous-saturation se traduit par une dissolution, croissante en fonction de la profondeur, des particules carbonatées produites en surface au cours de leur lente chute dans les eaux océaniques profondes.

La réalité du phénomène peut être mise en évidence :

- ⇒ Soit en dosant le CaCO_3 présent dans les sédiments superficiels. La teneur en CaCO_3 , pratiquement constante jusqu'à 4000m environ chute brutalement et les carbonates sont quasiment absents à partir de 5000m environ de profondeur.
- ⇒ Soit expérimentalement, en mesurant la perte de poids de bille synthétiques de calcite.

Ces mesures permettent de mettre en évidence deux profondeurs importantes : la lysocline et la PCC.

La **lysocline** est la profondeur à laquelle on observe un brusque accroissement des phénomènes de dissolution (en moyenne vers 3500 – 4000m pour la calcite). Elle correspond au début de sous-saturation des eaux. → *début de la dissolution*.

La **PCC (profondeur de compensation des carbonates)** (ou **CCD : Calcite Compensation Depth**) est la profondeur à laquelle les processus de dissolution ont totalement compensé l'apport de calcaire provenant de la surface. (environ 5 000 m pour l'Atlantique). → *fin de la dissolution = complète*.

La lysocline et la PCC ne sont pas des niveaux fixes de l'océan mais présentent des niveaux d'équilibre entre les processus de production et de dissolution. Elles présentent des variations spatiales et temporelles.

La conséquence de l'existence de la PCC est que l'on estime que les carbonates ne peuvent se déposer qu'au niveau de 20% des fonds abyssaux, compte tenu des profondeurs de ces fonds.

D. Solutés (2) : La sédimentation siliceuse

1. Silice et organismes vivants

L'eau de mer contient du silicium sous forme particulaire (d'origine biogène, terrigène ou cosmique) et sous forme **dissoute**. Seule cette dernière forme est utilisable par les organismes.

Deux grands groupes de producteurs : les **diatomées** (phytoplancton marin ou lacustre) et les **radiolaires** (zooplancton marin) sont capables même lorsque la concentration est très faible (< à 1 ppm) d'extraire la silice de l'eau de mer pour constituer leur test.

2. La sédimentation des boues siliceuses

Les boues siliceuses sont inégalement distribuées.

Les dépôts siliceux sont caractéristiques des zones de haute productivité (hautes latitudes aux deux hémisphères, zone équatoriale pacifique et upwellings côtiers des bordures ouest des continents).

Les boues siliceuses sont donc préférentiellement présentes dans les zones abyssales à une profondeur supérieure à 5 km :

- Ceinture équatoriale à Radiolaires du Pacifique → radiolarites
- Ceintures à diatomées des hautes latitudes → diatomites.

La différence fondamentale entre les ceintures des hautes latitudes et la ceinture équatoriale est donc la suivante : les premières résultent d'une haute productivité et sont épaisses (plusieurs centaines de mètres) ; la seconde résulte d'une soustraction par dissolution des carbonates et a une épaisseur réduite à quelques dizaines de mètres.

On parle aussi de **chert** = roche siliceuse à grains fins d'origine chimique, biochimique ou biogène. On distingue classiquement les cherts en lits et les cherts nodulaires, tels les **silex** particulièrement fréquents dans les craies du Crétacé.

- **Cherts en lits** : recristallisation diagénétique de la silice ou taux très lent et continu de sédimentation de la silice.
- **Silex** : de forme irrégulière et de couleur brune ou noire, les silex sont formés surtout de calcédoine. Ils présentent souvent un cortex blanc de calcédoine microporeuse ils proviennent d'une remobilisation diagénétique de la silice déposée de façon diffuse dans les sédiments carbonatés.

3. Bilan (C + D) : répartition mondiale des sédiments pélagiques

La répartition de la sédimentation pélagique est commandée par plusieurs types de facteurs :

- Le climat, qui démarque trois ceintures latitudinales de haute productivité siliceuse : une ceinture équatoriale à radiolaires et deux ceintures péri-polaires à diatomées → **boues siliceuses**
- La profondeur de dépôt, qui empêche la sédimentation carbonatée au niveau des fonds plus profonds que la CCD → **boues carbonatées** au-dessus de la CCD, **boues d'argiles rouges des grands fonds** en-dessous de la CCD

E. Solutés (3) : La sédimentation évaporitique

La sédimentation évaporitique fait suite à une concentration des ions présents dans l'eau de mer soit à la faveur d'activités métaboliques d'organismes soit à la suite d'une sursaturation en ions du milieu par évaporation.

Les sédiments qui se forment dans un milieu marin hypersalin s'appellent des sédiments évaporitiques ou **évaporites** car ils sont le résultat de l'évaporation de l'eau de mer dans des conditions océaniques particulières.

Ils ne sont pas abondants quantitativement à la surface du globe mais mobilisent en cristallisant des ions qui ne sont pas impliqués dans les processus sédimentaires détritiques. Il s'agit des ions K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} .

Les évaporites se forment dans des zones peu étendues du domaine marin où le stock d'eau diminue régulièrement par évaporation. La précipitation de ces sels succède à des concentrations par évaporation intense, **généralement dans des lagunes** peu ou pas reliées à la mer, ou encore dans des lacs salés.

Par **ordre de cristallisation**, on a les principaux minéraux suivants :

- le **gypse** : $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Sa précipitation demande des saumures très concentrées à 19% du volume initial d'eau de mer
- le sel gemme, ou **halite** : NaCl . Il précipite quand le volume d'eau de mer est réduit à 9,5%
- les sels potassiques et magnésiens, comme la **sylvite** (KCl) : ils précipitent lorsqu'il ne reste plus que 4%.

Ils donnent soit des lits continus, soit des masses lenticulaires, soit des cristaux ou des amas isolés au sein d'argiles, de sables argileux, de dolomies.

III. La diagenèse

On appelle **diagenèse** l'ensemble des processus d'enfouissement, de compaction, de déshydratation et de cimentation qui mène d'un sédiment meuble à une roche cohérente.

Les modalités de la diagenèse ainsi que la nature du sédiment concerné déterminent le **faciès** de la roche.

A. Enfouissement des sédiments et diagenèse

L'accumulation des sédiments dans un bassin sédimentaire conduit à l'enfouissement de ces sédiments.

Au cours de cet enfouissement, les sédiments sont transformés en roches sédimentaires (**diagenèse**). Ces transformations diagénétiques sont marquées par des mécanismes physiques de compaction et par des mécanismes chimiques de précipitation, de dissolution ou de recristallisation de minéraux. La perméabilité et la porosité diminuent.

La **diagenèse** correspond à un ensemble de transformations graduelles, souvent très lentes et qui débutent dès le dépôt des sédiments. Le domaine de la diagenèse s'étend en profondeur jusqu'à des températures de l'ordre de 200 °C et des pressions de 4 à 5 kbar (soit 10 à 15 km), au-delà desquelles débute le métamorphisme.

L'évolution des sédiments meubles en roches cohérentes, ou **lithification**, peut être observée in situ, dans les forages marins qui montrent leur consolidation progressive.

La **diagenèse précoce** correspond aux modifications qui affectent les premiers mètres des sédiments, principalement sous l'effet d'actions biologiques et tant que le dépôt est susceptible d'établir des échanges avec les eaux de fond du bassin.

La **diagenèse tardive** débute au-delà à partir du moment où la compaction devient notable et comprend de nombreuses transformations physico-chimiques.

1. La diagenèse précoce

En surface du sédiment, l'activité des organismes benthiques (exemple des organismes fouisseurs) est à l'origine de bioturbations qui remanient les sédiments et modifient les circulations d'eau au sein de ceux-ci.

L'activité des bactéries s'exerce sur la matière organique avec des effets divers :

- Des oxydations dans la zone superficielle aérobie.
- Sous cette zone, les conditions anaérobies induisent d'autres types de transformations, avec par exemple, dans le cas des sédiments argileux riches en matière organique une réduction des sulfates générant des sulfures de fer de type pyrite ou marcassite (FeS_2). La réduction de la matière organique peut également générer la production de méthane.

Ces zones superficielles peuvent aussi être le siège de transformations minérales de natures diverses en fonction de la saturation ou de la sous-saturation des liquides qui les percolent, ce qui provoque selon les cas des phénomènes de précipitation ou de dissolution affectant les minéraux initiaux.

2. La diagenèse tardive

Ces transformations, plus lentes, se développent au cours de l'enfouissement du sédiment et sont de nature physique ou chimique.

a. Processus physiques

Les mécanismes physiques correspondent pour l'essentiel à la **compaction** qui résulte du tassement des sédiments sous l'effet du poids des sédiments sus-jacents.

Cette compaction est d'autant plus importante que les sédiments sont de faible granulométrie. Par exemple, la porosité des argiles passe de 80 % à 25 % sous une charge de 500m d'épaisseur, alors que les sables passent de 40 à 30 %.

b. Processus chimiques

Les mécanismes chimiques sont de différents types mais mettent tous en jeu des interactions entre les particules solides et les fluides interstitiels :

- **Précipitation** : Elle correspond à la cristallisation de solides à partir des solutions aqueuses. Provoquant une cimentation des pores, elle **réduit la porosité** des sédiments et soude les particules meubles en roches cohérentes.
- **Recristallisation** : Certaines formes minérales métastables sont transformées en formes stables ; c'est par exemple le cas de **l'aragonite** (carbonate de calcium) remplacée par la **calcite** ou encore de l'opale (forme de silice microcristalline) remplacée par du quartz. De même, un ensemble de petits cristaux tend à recristalliser en un cristal unique.
- **Dissolution** : Ce processus peut être considéré comme la réaction inverse de la précipitation. Elle peut s'exercer au niveau des points de contact entre particules soumises à des augmentations de pression. La dissolution alimente alors les fluides en éléments dissous ce qui favorise de nouvelles cristallisations.

Les processus de pression-dissolution peuvent ainsi conduire à la formation de **joints stylolithiques**.

B. Exemple : la cimentation dans les roches carbonatées

Les modifications chimiques réalisées au cours de la diagenèse permettent la **cimentation**, conduisant à la formation d'une roche cohérente.

Dans le cas d'une roche carbonatée, le ciment liant les tests et débris carbonatés peut avoir deux allures différentes, témoignant de conditions de formations différentes :

- Si le ciment forme de minuscules cristaux (dans la craie par exemple), on parle de **micrite**. La micrite se forme à partir d'une boue carbonatée et témoigne d'un **environnement hydrodynamique calme**, peu agité.
- Si le ciment est formé de grands cristaux, on parle de **sparite**. Celle-ci peut se former dans un **environnement de forte énergie**.

On peut aussi observer des **concrétions** particulières, comme les nodules de silex que l'on trouve fréquemment dans la craie.