

**Licence 1<sup>ère</sup> année, semestre 2**

**Cours de l'UE Sédiments Sols et Evolution**

**Attention, ce document correspond à des notes de cours. Il ne suffit pas pour comprendre celui-ci. De plus, il est incomplet et ne traite que de la partie Sols et Evolution (sauf la partie concernant l'Océan) telle qu'elle est enseignée par Alain Trentesaux.**

**Ce document doit être accompagné du poly distribué en cours. Celui-ci ne peut pas être disponible sur Internet car les figures ne sont pas toutes libres de droits.**

**Bon travail.**

**Alain T.**

<b>1- GENERALITES</b>	<b>4</b>
<b>2- ALTERATION, PROCESSUS ET PRODUITS</b>	<b>4</b>
2.1- Les facteurs de l'altération	4
2.2- L'altération physique	4
2.3- L'altération chimique	5
2.3.1- Le sol. Premiers éléments de pédologie	5
2.3.1.1- Profil type d'un sol	5
2.3.1.2- Constituants du sol	6
2.3.1.3- Texture et structure du sol	6
2.3.2- Processus d'altération chimique	7
2.3.3- Classification des éléments chimiques en fonction de leur potentiel ionique	7
2.3.4- Réactions chimiques	8
2.3.5- Les minéraux argileux, principaux minéraux issus de l'altération des minéraux silicatés	9
2.3.5.1- Structure des minéraux argileux	9
2.3.5.2- Les différents types de minéraux argileux	9
2.3.5.3- Formation des minéraux argileux	10
2.4- Quelques exemples de sols courants	10
2.4.1- Sols peu évolués	11
2.4.2- Sols brunifiés	11
2.4.3- Sols podzolisés	11
2.4.4- Sols à altération géochimique dominante	11
2.5- Distribution mondiale des minéraux argileux formés par altération	11
<b>3- L'EROSION ET LE TRANSPORT</b>	<b>12</b>
3.1- En solution	12
3.2- Sous forme de particules	12
3.3- Bilans d'érosion mondiaux	13
<b>4- LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES CONTINENTAUX</b>	<b>13</b>
4.1- Déserts froids, environnements glaciaires	13
4.1.1- Dépôts glaciaires :	14
4.1.2- Dépôts glacio-lacustres	14
4.1.3- Dépôts glacio-marins	14
4.1.4- Milieux glaciaires anciens	15
4.2- Déserts chauds	15
4.2.1- Introduction	15
4.2.2- Milieux désertiques actuels	15
4.2.3- Milieux désertiques anciens	16
4.3- Environnements lacustres	16
4.3.1- Généralités	16
4.3.2- Sédimentation lacustre	17

<b>4.4- Environnements alluviaux</b>	<b>17</b>
4.4.1 Généralités	17
4.4.2- Un exemple actuel et récent	18
4.4.3- Exemples anciens	18
<b>4.5- Environnements fluviaux</b>	<b>18</b>
4.5.1- Introduction	18
4.5.2- Caractères descriptifs	19
4.5.3- Mécanismes de sédimentation	19
4.5.4- Séquences sédimentaires fluviales	20
4.5.5- Exemple ancien	20
<b>5- LE MILIEU OCEANIQUE</b>	<b>21</b>
<b>5.1- Introduction</b>	<b>21</b>
<b>5.2- Les constituants des sédiments hémipélagiques</b>	<b>21</b>
5.2.1– Constituants biogènes	21
5.2.2- Constituants terrigènes	21
5.2.3- Constituants authigènes	21
5.2.4- Constituants cosmiques	22
5.2.5- Taux de sédimentation	22
<b>5.3- Apports terrigènes</b>	<b>22</b>
<b>5.4- Production biogène</b>	<b>23</b>
5.4.1- La productivité primaire	23
5.4.2- Les biolimitations	23
5.4.3- Le mécanisme de la CCD	24
5.4.4- Distribution mondiale des sédiments océaniques	26
5.4.5- Evolution de la CCD au cours des temps	26
5.4.6- Préservation de la silice biogène	27
<b>5.5- L’authigenèse</b>	<b>27</b>
5.5.1- Les argiles rouges dites des grands fonds	27
5.5.2- La glauconite	28
5.5.3- Les nodules polymétalliques	28
<b>5.6- Les sédiments océaniques, témoins de la mobilité lithosphérique</b>	<b>29</b>

# 1- Généralités

Le cycle des roches sédimentaires

## 2- Altération, processus et produits

Les roches peuvent se désagréger et ceci pas uniquement là où elles apparaissent à la surface mais également quand elles sont recouvertes par des formations superficielles meubles (sols...) provenant souvent de l'altération de ces mêmes roches. On distingue deux types d'altération : l'altération physique et l'altération chimique.

La première fragmente la roche facilitant la seconde par la suite

L'altération chimique quant à elle est une série de transformations des roches par la mise en solution et/ou précipitation d'éléments chimiques. L'agent dominant de cette altération est, bien évidemment, l'eau.

### 2.1- Les facteurs de l'altération

L'état de surface des continents joue un grand rôle, en effet les sols vont offrir une certaine protection des roches sous-jacentes. La végétation participe à la mise en place des sols.

**La pente** va donc être un facteur important. A certaines pentes, la stabilité des sols n'est plus assurée mais surtout, la pente va être associée à l'altitude et la montée en altitude, par la baisse des températures associée, entraîne une raréfaction de la végétation et une plus grande mise à nu des formations rocheuses.

Les formations végétales vont protéger les roches avec une efficacité variable vis-à-vis de l'altération physique.

Forêt-Taïga	Prairie	Savane-forêts sèches	Steppes	Toundra
Grande protection à l'altération physique			->	Faible protection

Il va donc y avoir une concurrence des actions chimiques sur l'altération physique des roches quand les précipitations vont augmenter.

**Le climat** (Température, précipitations..) va donc avoir une grande influence et en particulier sur l'altération chimique.

Les cinétiques des réactions suivent la loi d'Arrhénius, il s'agit de lois exponentielles en fonction de la température. Les réactions d'hydrolyse sont quatre fois plus importantes dans une région où la température moyenne est de 30°C en comparaison avec une région aux températures moyennes de 20°C pour la même quantité d'eau disponible. De même, l'intensité des précipitations par l'intermédiaire des fissures va accélérer la désagrégation des roches. L'eau a un coefficient de dilatation bien supérieur à celui des roches. Et elle va faciliter son éclatement. C'est l'eau, qui permet l'essentiel des réactions chimiques en apportant ou retirant les éléments chimiques en véhiculant en particulier les ions H<sup>+</sup> (hydrolyse).

Enfin, les **eaux de ruissellement** vont arracher mécaniquement les particules des sols et les autres. Elles fournissent la quasi totalité des matières solides exportées vers la mer. Au contraire, les **eaux de drainage** règlent la dynamique et l'intensité de l'altération chimique.

### 2.2- L'altération physique

Elle s'opère via plusieurs facteurs qui résultent de la variation de volume de certains produits.

**La cryoclastie** : L'alternance de phases de gel et de dégel va entraîner la croissance de cristaux de glace ce qui augmente de l'ordre de 10% le volume occupé par l'eau infiltrée dans

des fissures. Ceci conduit à augmenter progressivement la taille de fissures. Il faut noter que ce n'est pas dans les zones polaires que ce phénomène sera le plus important car c'est plus le nombre de phases de gel/dégel qui est importante que l'intensité du gel.

**L'haloclastie** : cristallisation de sels

Halite (sel de table ou de mer) apportée par les embruns

Gypse (sulfate de calcium  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) issu de l'oxydation de la pyrite (sulfure de fer :  $\text{FeS}_2$ )

Cette action d'haloclastie dissocie surtout les roches poreuses ou fissurées

**La thermoclastie** : Alternance de périodes chaudes et froides (jour/nuit ou face au soleil/face à l'ombre). Elle a sans doute une action très importante dans les déserts chauds.

**Alternance de phases d'humidification/sécheresse** : C'est un facteur qui sera important en particulier pour les roches argileuses qui peuvent emmagasiner une grande quantité d'eau et se craquelent en séchant.

**Actions biologiques** : Elles peuvent être importantes et sont dues à des végétaux (racines...) ou des animaux (terriers des animaux fouisseurs...).

## 2.3- L'altération chimique

Elle correspond à la mise en équilibre des roches formées en profondeur avec les conditions du milieu dans lequel elles se trouvent portées (par la tectonique, l'érosion des couches supérieures...). L'adaptation de la roche se fait par la formation d'un nouveau matériaux : le **complexe d'altération** qui pourra évoluer vers un **sol** constitué d'horizons différents.

### 2.3.1- Le sol. Premiers éléments de pédologie

La pédologie est la science du sol. Le sol est un milieu complexe caractérisé par une atmosphère interne, de l'eau, une flore et une faune spécifique, et des éléments minéraux. Il évolue au cours du temps sous les effets d'évolution du climat de la roche mère, de la végétation...

#### 2.3.1.1- Profil type d'un sol

Un sol est constitué d'une série de niveaux appelés horizons. Ces horizons sont caractérisés par une texture, une structure et une couleur différentes. Les éléments constitutifs du sol proviennent de la roche mère et de sa dégradation tandis que les éléments organiques sont issus de la végétation.

En ce qui concerne les éléments minéraux, ceux-ci sont issus de l'altération chimique et physique de la roche mère. Le lessivage de tout ou partie des éléments chimiques donne naissance selon le climat ( $T^\circ$  et humidité) à des complexes différents.

Plus le sol est évolué plus les horizons sont différenciés. Leur désignation se fait par les lettres A, B, et C.

A : Horizon de surface qui contient de la matière organique.

B : Horizon minéral différent de A et de C par son altération et/ou sa composition

C : Matériaux d'origine (roche mère) encore peu transformé.

Cf Figure Poly

Ces trois divisions majeures peuvent éventuellement être subdivisées, en particulier pour l'horizon A. Ainsi, on peut avoir

$A_{00}$ , la litière végétale ne comprenant que des débris végétaux

$A_0$  (parfois appelé O), la litière organique à structure originelle modifiée ou détruite et qui contient plus de 30% de MO,

$A_1$ , horizon mixte contenant un mélange de MO (moins de 30%) et de matière minérale.

A<sub>2</sub> (parfois appelé E), horizon pauvre en MO, éventuellement lessivé en argiles, généralement de couleur claire.

L'horizon B peut être caractérisé par des lettres indiquant s'ils sont enrichis en argile, en matières humiques ou en oxydes.

Parfois, la roche saine est affectée de la lettre R. Cet horizon ne fait pas partie du sol au sens strict.

### 2.3.1.2- Constituants du sol

Le sol est constitué essentiellement de deux familles de composants : les éléments organiques (ou humus au sens large) et les éléments minéraux.

Les éléments organiques comprennent une fraction qui peut être fibreuse comme l'est la matière végétale peu dégradée ou sans structure apparente, très fine ou colloïdale. Cette seconde fraction constitue la phase humique. Elle est fabriquée par des micro-organismes, aux dépens des débris végétaux, à la suite d'une lente décomposition.

Les éléments minéraux comprennent les minéraux non altérés que l'on va trouver essentiellement dans les fractions grossières et le complexe d'altération qui jouit de propriétés particulières liées à leur petite taille.

Ces propriétés sont les propriétés colloïdales. Elles affectent des particules dont la taille est inférieure à 2 microns. Les colloïdes donnent au sol ses propriétés physico-chimiques ils vont jouer le rôle d'absorbants d'ions, réaliser le ciment des agrégats et confèrent au sol sa structure. C'est dans les colloïdes que les plantes vont aller puiser les ressources minérales (et organiques) dont elles ont besoin. Au contraire, la phase grossière, non altérée est une phase que l'on peut considérer comme inerte vis-à-vis des plantes. Elle constitue tout au plus une réserve non disponible immédiatement.

### 2.3.1.3- Texture et structure du sol

La texture d'un sol correspond à la composition en classes de taille de l'ensemble des éléments constitutifs du sol lorsque tous les agrégats ont été détruits.

La structure correspond à la manière dont les divers constituants du sol sont groupés en agrégats.

Ces deux facteurs ont des conséquences très importantes sur le comportement de l'air et de l'eau dans le sol.

La texture s'étudie par une analyse granulométrique. Grâce à cette analyse, les trois classes des sables, silts et argiles sont séparées. On utilise ensuite un diagramme triangulaire pour donner un nom à la texture composée du mélange des 3 pôles. Il existe ensuite de nombreuses classifications. Une utilisée en France vous est proposée sur le poly.

Cf. figure poly
-----------------

On notera l'utilisation fréquente du terme de limon qui a pourtant un sens génétique. La définition de limon comporte une information de taille (classe des lutites) ainsi qu'une information d'origine ('continentale et d'origine fluviatile, lagunaire ou encore éolienne'. Foucault et Raoult, Dictionnaire de géologie, 1988).

La structure est liée à l'état des colloïdes du sol qui peuvent être, soit **foculés** sous forme d'**agrégats élémentaires** soit **dispersés** ce qui donne la structure **particulaire**.

Quand les colloïdes sont foculés, la structure se présente sous forme de grumeaux de taille nettement supérieure à celle des grains (of course !) qui les composent, qu'il ne faut pas confondre avec des grains individuels et qui laisse des espaces occupés par des fluides (air ou eau).

Quand les colloïdes sont dispersés selon la texture du sol, on aura une structure massive (texture fine) ou plus meuble (si la texture est grossière). C'est le cas des sables (qui ne contient que très peu de colloïdes quand il est assez pur) mais aussi d'autres sols plus fins.

Dans le détail, il existe de nombreux autres types de textures.

### 2.3.2- Processus d'altération chimique

Le principe de l'altération chimique peut être schématisé ainsi :

Matériel primaire + Roche mère +	Solution d'attaque -> eau +/- ionisée	Minéral secondaire + -> Complexe d'altération /	Solution de lessivage Sol + Eau de drainage
-------------------------------------	------------------------------------------	----------------------------------------------------	------------------------------------------------

Ceci se fait selon quatre processus en fonction de la nature de la solution d'attaque :

PH	5	9,6	
Solutions diluées +/- N/1 000	Acidolyse  Eaux chargées en acides organiques solubles  (va donner, typiquement, les tourbes)	Hydrolyse  Eaux pures avec ou sans CO2	
Solutions concentrées Na, Ca, K...		Salinolyse  Eaux chargées en sels d'acides forts (Chlorures, sulfates...)	Alcalinolyse  Eaux chargées en sels d'acides faibles  (carbonates, bicarbonates...)

### 2.3.3- Classification des éléments chimiques en fonction de leur potentiel ionique

En 1934, Goldschmidt a montré que les éléments chimiques sont attirés par les molécules d'eau en fonction de leur potentiel ionique défini comme le rapport entre la charge [Z] et le rayon ionique [r]. Potentiel ionique =  $[Z]/[r]$ .

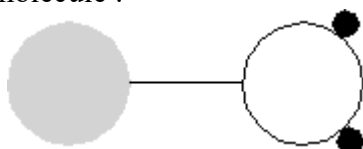
Cf. Figure du poly

#### 1) Les ions à potentiel ionique faible $[Z]/[r] < 3$

Il s'agit des cations solubles en tant que cations hydratés (sauf  $< 1$  car les ions sont trop gros et sont appelés des cations antistokes tels que le K+).

Ils forment des solutions alcalines et sont facilement adsorbés sur les argiles

Forme de la molécule :

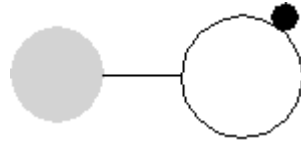
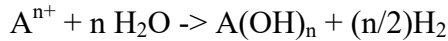


H<sub>2</sub>O : Molécule facilement adsorbée

A : élément.  $A^{n+} + n H_2O \rightarrow (A, nH_2O)^{n+}$

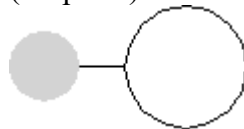
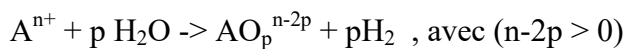
### 2) Ions à potentiel ionique moyen $3 < [Z]/[r] < 10$

C'est le domaine des hydroxydes insolubles tels que  $Al(OH)_3$  ou  $Fe(OH)_3$   
La stabilité en solution est faible



### 3) Ions à potentiel ionique élevé $[Z]/[r] > 10$

C'est le domaine de oxy-anions solubles. Les ions ont une petite taille et une grande charge et dégagent donc un champ considérable.



Ces molécules vont précipiter avec les éléments alcalins dans des conditions arides.

L'altération va donc conduire à une ségrégation des éléments

- Cations et oxy-anions vont constituer la phase migratrice
- les hydrolysats peu solubles vont constituer la phase résiduelle

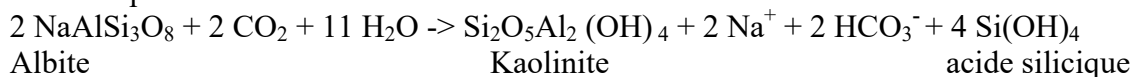
Cations et oxy-anions se combinent et donnent les principales roches sédimentaires des lignées chimiques et biochimiques ( $CaCO_3$ ,  $CaSO_4 \cdot 2H_2O \dots$ )

## 2.3.4- Réactions chimiques

Il en existe quatre grands types :

### 1) L'hydrolyse, action de l'acide carbonique

Par exemple



Albite

Kaolinite

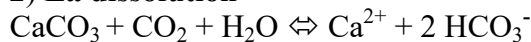
acide silicique

L'arrivée de  $H^+$  se matérialise dans la forme (OH) de la kaolinite.

Le  $CO_2$  est utilisé et va aider à fournir le  $H^+$  selon la réaction suivante :



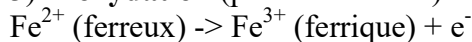
### 2) La dissolution



Tout est soluble et plus ou moins hydrosoluble

Le  $HCO_3^-$  va, éventuellement, se combiner en  $CO_2$  gazeux.

### 3) L'oxydation (perte d'électron)



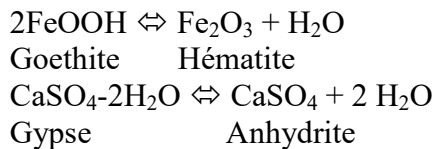
L'oxydant le plus abondant est l' $O_2$

Les éléments les plus oxydables sont Fe et Mn.

### 4) Hydratation/deshydratation

Attention, il s'agit cette fois du départ d'eau structurale et non de l'eau qui peut se trouver entre les différents minéraux et responsable d'un des processus d'altération physique chez les argiles par exemple.





### 2.3.5- Les minéraux argileux, principaux minéraux issus de l'altération des minéraux silicatés

Les minéraux silicatés sont les plus abondants dans les roches à la surface de la Terre. Leur altération va donc être très importante. Les ions  $\text{H}^+$  qui se trouvent dans les eaux interstitielles sont plus électronégatifs que la majorité des ions des structures des silicates ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ...). Dans ce cas, les ions  $\text{O}^{2-}$  vont se lier préférentiellement aux  $\text{H}^+$  et libérer les ions ce qui va fragiliser la structure des silicates, en particulier avec Al qui va finir par être libéré.

#### 2.3.5.1- Structure des minéraux argileux

Elle est donnée par l'agencement des ions oxygène groupés autour

- De Si sous forme de tétraèdres  $[\text{SiO}_4]^{4-}$
- De Al sous forme d'octaèdres et de tétraèdres.

On va avoir une organisation en couches qui est caractéristique des phyllosilicates.

- Des couches d'octaèdres avec  $\text{Al}^{3+}$  : dioctaédrique car 2 atomes de cations trivalents équilibrent les charges des 6 sommets de l'octaèdre.  
avec  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  : trioctaédrique car 3 atomes de cations bivalents sont nécessaires pour équilibrer les charges des 6 sommets de l'octaèdre.
- et  $\text{OH}^-$
- Des couches de tétraèdres  $\text{Si}^{4+}$  et  $\text{OH}^{2-}$

Les couches s'accolent les unes aux autres selon des plans, par mise en commun des ions oxygène ou hydroxyle au sommet des polyèdres.

Structure en feuillets séparés par des inter-foliaires.

Cf. Figure du poly

#### 2.3.5.2- Les différents types de minéraux argileux

Cf. Figure du poly

Type 1/1 ou TO (Tétraèdre-Octaèdre) : famille de la kaolinite  $[\text{Si}_2\text{O}_5]\text{Al}_2(\text{OH})_4$

L'espace entre les feuillets est de 7 Angströms

Ils cristallisent sous forme de plaquettes pseudo-hexagonales.

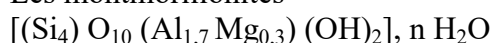
Type 2/1 ou TOT (Tétraèdre-Octaèdre-Tétraèdre) 14 angströms

Les smectites, 14 Angströms

Il en existe deux types les di- et les tri-octaédriques

En fonction de la substitution de Si par Al compensée par des cations hydratés échangeables

Les montmorillonites



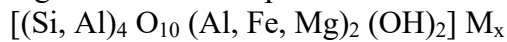
Substitutions octaédriques ( $\text{Mg}^{2+}$  par du  $\text{Al}^{3+}$ ) entraînent une charge négative et donc l'incorporation fréquente de deux couches d'eau => 14 Angströms.

Les vermiculites

Sans entrer dans les détails, leur espace interfoliaire est également de 14 Angströms.

L'illite

Structure très proche de la muscovite. Elle est souvent considérée dans les assemblages argileux comme un petit mica.



avec  $1,4 < x < 1,8$

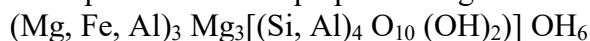
Substitution de Si par Al dans les tétraèdres

Et substitution dans les octaèdres d'Al par  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{2+}$

Ces substitutions sont compensées par de l'eau et des cations dans l'interfoliaire. D=10 Angströms.

Type TOTO ou 2/1/1

Exemple : la chlorite qui possède également une forme proche de celle des micas.



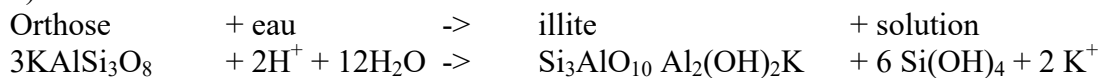
Il y a un feuillet à trois couches avec, dans l'interfoliaire, une couche de Brucite [ $\text{Mg}(\text{OH})_6$ ]

### 2.3.5.3- Formation des minéraux argileux

L'altération chimique par hydrolyse aboutit, selon son intensité à des minéraux argileux primaires puis à des minéraux secondaires en cas de transformation ou des minéraux secondaires néoformés issus des éléments extraits des solutions de lessivage.

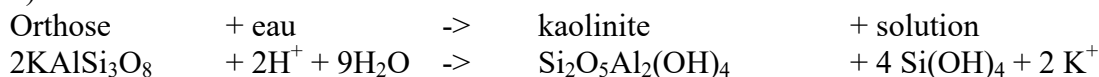
Les degrés d'hydrolyse ont principalement été étudiés sur l'orthose. La comparaison des réactions suivantes permettra de juger de l'importance de l'hydrolyse dans chaque cas.

#### 1) La bisiallisation



Il y a un départ restreint de silice. Cela va donner aussi des minéraux de type TOT (2/1) tels que la montmorillonite, les smectites ou les vermiculites.

#### 2) La monosiallisation



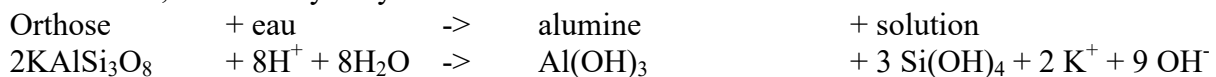
Les cations basiques (tels que  $\text{K}^+$ ) sont totalement éliminés

Une partie plus importante de la silice est enlevée du minéral principal (Cf rapports Si/Al dans la kaolinite en comparaison avec ce rapport dans l'illite) -> autant d'Al que de Si.

Formations de silicates de type TO (1/1) tels que la kaolinite.

#### 3) L'allitisation

Dans ce cas, on a une hydrolyse totale



Le  $\text{K}^+$  est totalement parti en solution

La silice également

Les produits de cette altération ne sont pas des argiles. Souvent ces produits restent sur place sous forme d'alumine très peu soluble.

## 2.4- Quelques exemples de sols courants

Les différentes réactions chimiques qui ont lieu dans les couches les plus superficielles vont donner naissance à différents types de sols. En fonction de leur texture, structure et nature il est possible de distinguer un peu plus d'une dizaine de grands types. Nous n'en détaillerons que quelques-uns.

### **2.4.1- Sols peu évolués**

Il s'agit de sols ne contenant que peu de matière organique. Le profil est peu coloré car il n'y a que peu de fer libre. Cette classe comprend des sols jeunes qui n'ont encore que peu évolués ou des sols plus anciens mais pour lesquels les conditions d'évolution ne sont pas favorables : climat trop sec ou trop froid (souvent également sec).

### **2.4.2- Sols brunifiés**

Il s'agit de sols se développant préférentiellement sous climat tempéré ou froid mais pas uniquement. L'altération biochimique est dominante. La matière organique joue un rôle majeur dans leur évolution. Le plus connu de ces sols est le sol brun forestier.

Il est caractéristique des régions tempérées humides avec une altération de type hydrolyse acide, voire acidolyse légère (Cf. 2.3.2). La brunification est associée à des phénomènes de lessivage. Ces sols sont en équilibre avec la forêt feuillue en plaine et la forêt mixte en basse montagne. Ces sols sont suffisamment bien drainés pour qu'une partie du fer puisse être lessivé.

En général, l'horizon A est peu épais

### **2.4.3- Sols podzolisés**

Ces sols se développent préférentiellement sous climat froid. Le terme podzol vient du russe (sol cendreuse). L'altération biochimique est dominante. Ils sont caractérisés par un épais horizon A<sub>0</sub>, un horizon A<sub>2</sub> cendreuse décoloré et un horizon B enrichi en éléments amorphes organiques. Il existe également des podzols se développant sous climat plus tempéré mais ceci ne s'observe qu'en raison du type de roche mère (cas des podzols développés sur les grès des Vosges ou sables des Landes).

### **2.4.4- Sols à altération géochimique dominante**

Ils sont surtout localisés dans les régions chaudes. Il s'agit de sols ayant une évolution poussée. Ils sont riches en oxydes de fer ce qui leur donne une couleur rouge caractéristique. On les trouve essentiellement dans les zones tropicales et intertropicales. Selon le type d'altération :

- fersiallisation (apparition des montmorillonites 2/1 majoritaires sous climat de type méditerranéen)
- ferruginisation (apparition de la kaolinite qui supplante les minéraux de type 2/1)
- ferrallitisation (apparition de la gibbsite, phase terminale de l'évolution. Seul minéral argileux, la kaolinite) (voire allitisation), ils donneront naissance à différents types de sols.

## **2.5- Distribution mondiale des minéraux argileux formés par altération**

Les sols, résultant de l'altération physique, mais surtout chimique, peuvent être caractérisés par des minéraux argileux différents. Le climat va être un facteur prépondérant dans leur évolution.

Cf. Figure du poly distinguant les minéraux issus de roches acides et basiques

Ceci va contribuer à la formation de sols différents en fonction du climat mais pas seulement. En effet, le climat a pu changer de façon importante, surtout au cours du Quaternaire, et si le sol est saturé en eau (mal drainé) il ne va pas bien refléter les conditions locales. La distribution va donc être un peu plus complexe.

Cf. Figure du poly (D'après Pedro, 1968)

Rappeler ce qu'est un podzol. En général se développe sous un climat froid et humide mais aussi sur des roches poreuses acides en région tempérée comme les dunes quartzieuses dans les landes.

Cf. Figure du poly (D'après Pedro, 1975)

Si la coupe ne passe pas au travers de la zone de thermoclastie, on aura pas le niveau classique de thermoclastie (précipitations nulles et T° élevée) au milieu du profil.

Cette répartition est toute théorique. De nombreux facteurs vont perturber ou modifier la formation des différents minéraux. Par exemple, avec un climat chaud et humide favorable à la kaolinite, là où les sols sont bien drainés en altitude, on peut avoir libération d'ions qui vont être transportés dans les zones basses éventuellement moins bien drainées et vont participer à la formation de smectites.

De même, une instabilité tectonique pourra, en ne permettant au sol de se développer, amener des minéraux primaires indépendamment du climat.

Les argiles deviennent ainsi des minéraux marqueurs de nombreuses conditions environnementales et leur étude apporte beaucoup en ce sens.

### 3- L'érosion et le transport

Assez rapide

Les résidus de l'altération vont se présenter sous 3 formes :

- Les solutions qui vont être transportées par l'eau,
- Les particules solides également transportées mais éventuellement par d'autres agents,
- Les roches et minéraux résiduels.

Le transport particulaire va donner naissance aux roches détritiques. Les modalités de ce transport seront développées en licence 3<sup>ème</sup> année.

#### 3.1- En solution

Les éléments en solution proviennent de l'altération chimique des continents, celle-ci est variable en fonction du type de roches que l'on trouve en surface.

Cf. Figure Poly (D'après Cojan et Renard, 1997)

**Attention** à l'échelle verticale. Taux de dénudation en mm/an

Le climat va, lui aussi, avoir une très grande influence sur cette altération. Comparer les calcaires sous différents climats.

Les solutions vont se retrouver dans les bassins et précipiter sous la forme des roches des lignées chimiques et biochimiques. Ceci sera vu essentiellement en licence 3<sup>ème</sup> année et partiellement en TD/TP.

#### 3.2- Sous forme de particules

L'altération physique désagrège les roches. L'érosion et le transport vont déplacer les résidus de cette fragmentation. Les agents de transport sont essentiellement l'eau liquide ou sous forme de glace mais aussi le vent.

Il existe une relation entre la vitesse du courant d'eau et la taille des particules. Ceci se matérialise par le diagramme de Hjulstrom

Cf. Figure Poly

L'autre facteur important du transport particulaire est la gravité. Elle agit, bien évidemment dans les lieux où la pente est importante (flancs de montagne, versants abrupts des collines, falaises marines et sous-marines...) mais aussi sous l'eau pour des pentes beaucoup plus faibles. Cas des avalanches sous-marines pouvant se déclencher pour des pentes de quelques fractions de degrés.

Le détail de la mécanique du transport sous forme de particules sera évoqué plus tard (3<sup>ème</sup> année selon l'option choisie).

### 3.3- Bilans d'érosion mondiaux

L'essentiel des apports sédimentaires à l'océan se fait par l'intermédiaire des fleuves. Il existe cependant d'énormes variations entre les différents fleuves. Environ 70% de la charge solide (sous forme de particules) est apporté par 10% de la surface terrestre et 3 fleuves : le Gange, le Brahmapoutre et le Huang He (fleuve Jaune) apportent à eux seuls 20% de la charge solide totale. En comparaison, les fleuves européens sont très modestes.

Cf. Figure poly. (Summerfield, 1991)

Charge solide et en solution des 30 fleuves majeurs. Cette figure prend comme densité des roches la valeur moyenne de  $2700 \text{ kg.m}^{-3}$ .

On peut voir que 3 rivières à elles seules contribuent pour 20% du total. Il s'agit du Gange, du Brahmapoutre et du Huang He (Fleuve Jaune) et environ 70% des apports totaux sont apportés par seulement 10% de la surface de la Terre.

Chaque année, les apports à l'océan mondial sont évalués à  $22,5.10^9$  tonnes dont  $13,5.10^9$  tonnes sous forme solide.

Au cours des heures suivantes, nous allons voir comment, depuis les zones d'érosion les sédiments vont :

- se déplacer,
- donner naissance à des environnements sédimentaires influencés par le climat, la tectonique ou d'autres facteurs,
- créer des formes et figures sédimentaires propres
- s'enregistrer au cours du temps.

## 4- Les environnements sédimentaires continentaux

### 4.1- Déserts froids, environnements glaciaires

Actuellement, les glaces recouvrent 10% de la surface terrestre et 80% des eaux douces. Il faut y ajouter 20% de surface gelée en permanence : le permafrost. Le tout est appelé cryosphère.

Au cours des stades glaciaires du Pléistocène, la surface couverte de glace s'élevait à 30% de la terre.

Les causes des glaciations ne sont pas claires. Si la position de la Terre par rapport au soleil peut expliquer des cycles courts (mécanismes de type Milankovitch), elle ne peut pas déclencher à elle seule une ère glaciaire.

Il semble qu'il faut qu'il y ait

- des continents au niveau des régions polaires (pas d'océan)
- une circulation océanique profonde méridionale (c'est à dire Nord-Sud). Au Crétacé, océan équatorial.

Les glaces sont présentes sous trois formes

- les calottes glaciaires (86% de la glace en antarctique, 11% au Groenland) actuellement
- Banquise : eau de mer congelée
- glaciers de montagne (glaciers alpins)

Sur les calottes glaciaires, la température est toujours inférieure à la température de fusion de la glace. Celle-ci va donc se déplacer par gravité et son action sera essentiellement un rabotage des couches sous-jacentes.

Au contraire, dans les glaciers de type tempéré, la température approche la température de fusion sous le glacier. Il va donc y avoir aussi une érosion par l'eau. Ce sont ces glaciers qui sont responsables de la plupart des dépôts.

Les sédiments sont le plus souvent très mal classés avec des tailles très diverses des blocs erratiques de plus de 100 m (exemple à Central Park à New York) aux argiles.

Action importante : érosion à la base du glacier -> vallées en U (fjords...)

Ensuite, on va distinguer différents dépôts

#### 4.1.1- Dépôts glaciaires :

Cf Figure Poly du Ohio Geological Survey

Les **moraines**. Au front, au milieu ou sur les bords des glaciers. Mélange très hétérogranulaire. Elles peuvent s'orienter dans le sens de l'écoulement glaciaire et former des collines de grande taille : les **drumlins**

On a aussi les **kames** : blocs transportés par les eaux de fonte et forment des accumulations. Quand ces accumulations sont longitudinales on les appelle des **eskers**. Le classement est souvent médiocre.

Les **tills** : ce sont des sédiments déposés directement par l'action d'un glacier et qui peut constituer les moraines, les drumlins... Le classement est également mauvais.

Attention à bien faire la différence entre le sédiment et la forme sédimentaire.

Cf Figure avec les 3 types de glaciers et les dépôts associés

#### 4.1.2- Dépôts glacio-lacustres

Les plus connus sont les varves. Il s'agit de dépôts de fines particules, éventuellement perturbées par des lithoclastes de plus grande taille apportés par les blocs de glace flottante : les dropstones. Les varves présentent une rythmicité annuelle : lit clair en été, lit sombre en hiver (plus argileux).

#### 4.1.3- Dépôts glacio-marins

Ils ne présentent pas, ou très rarement, de varves comme les dépôts lacustres. Les laminations sont frustrées et le sédiment est assez homogène si l'on excepte la présence de blocs lâchés : dropstones, IRD, Ice Rafted Debris. Ils peuvent être très petits mais sont bien plus gros que les sédiments environnants.

Souvent, au large de la zone des icebergs, le sédiment est riche en diatomées car ces organismes au test siliceux profitent de ce que de la silice est apportée par les glaciers et des conditions de température particulières.

#### **4.1.4- Milieux glaciaires anciens**

Au cours de l'histoire de la Terre différentes époques glaciaires se sont succédées. Les principales périodes précédant le Pléistocène sont plus ou moins bien documentées dans les sédiments :

Protérozoïque inférieur, vers 2,05 et 2,3 milliards,

Protérozoïque supérieur, à 5 reprises,

A l'Ordovicien supérieur, vers 440 millions d'années,

Du Carbonifère au Permien,

Et, depuis 40 millions d'années mais avec une hausse sensible depuis 20 millions d'années (Miocène).

### **4.2- Déserts chauds**

#### **4.2.1- Introduction**

Les déserts sont définis comme des zones en déficit de précipitation qui est inférieure à l'évaporation. Il n'y a pas de limite nette mais plutôt une gradation vers de l'aride en passant par du semi-aride. La valeur moyenne est inférieure à 25 cm par an de pluie.

La majorité des déserts est concentrée aux basses latitudes, entre 10° et 30° de latitude. Ces déserts tropicaux ne représentent que 20% de la surface du globe. Il existe aussi des déserts non tropicaux soit à cause d'une barrière montagneuse bloquant les apports humides (Ouest américain : 35-40° Nord, Patagonie : 50° Sud), soit à cause d'une trop grande distance entre ces zones et les bassins océaniques pourvoyeurs d'humidité (Gobi : 40° Nord).

Contrairement à la vue que nous en avons, seuls 20% des déserts sont recouverts de sable, le reste étant généralement dépourvu de sol et constitué de roches mises à nu ou de gros blocs.

On note également la présence de cours d'eau et de lacs temporaires à infiltration rapide. Ces cours d'eau ont un régime de type torrentiel et charrient des matériaux de tailles très diverses, ce sont les oueds ou les wadis.

Au niveau du Sahara, le principal moteur du déplacement des grains est le vent. On note donc des bassins de drainage, à l'image des bassins de drainage fluviaux mais cette fois la topographie a une moindre importance car le sable peut passer au-dessus des montagnes. Globalement le système est centrifuge et le Sahara est un important pourvoyeur de sable (le plus fin) aux zones océaniques périphériques. Par exemple, il fournit annuellement  $2,6 \cdot 10^8$  tonnes de poussières à l'océan Atlantique.

#### **4.2.2- Milieux désertiques actuels**

##### **- Zones d'ablation**

L'origine des sables est souvent constituée par les zones de haute pression barométriques desquels souffle le vent. Les zones vont être caractérisées par de la roche mise à nu et/ou de blocs.

Fabrication d'Inselbergs (tours, ...) constitués des roches les plus résistantes

##### **- Zones de transport en déficit sédimentaire**

Ce sont typiquement les regs : vastes étendues caillouteuses avec une proportion pouvant être élevée de sable. Celui-ci est soufflé par le vent et ne subsistent que les particules de plus grosses tailles.

### **- Zones de transport riches en sédiment**

Ces zones vont constituer les très grandes accumulations de sable. On appelle ces mers de sable des ergs.

Au fur et à mesure que le transport s'allonge, la maturité des sédiments s'améliore

- la maturité texturale car le sédiment est de mieux en mieux trié (indice de tri qui diminue)
- la maturité minérale car le minéral le plus résistant, le quartz, va finir par devenir exclusif. Les grains de quartz, s'entrechoquant, vont avoir tendance à s'arrondir et à être picotés. Ce sont les ronds mats. Les dépôts classiques vont être des quartz-arénites.

Les dépôts vont se produire là où il y a une perte de vitesse ou un obstacle.

Cf. figure Poly avec les ombres, défections et blocage

Les dunes vont avoir des formes différentes, en fonction du type de vent.

Cf. figure Poly avec les barkhanes, dunes transverses, seifs (longitudinales) en étoile

- 1) correspond à une zone relativement pauvre en sable. Les formes dépassent rarement la dizaine de m.
- 2) sont plus grandes et peuvent être pluri-décamétriques.
- 3) vents hélicoïdaux
- 4) peuvent créer des accumulations gigantesques et peuvent faire plusieurs centaines de m de haut.

### **- Zones de lacs et de sebkhas**

Il existe souvent des lacs plus ou moins temporaires dans lesquels, si les conditions le permettent vont se mettre en place des faciès originaux tels que :

- des carbonates lacustres
- des diatomites
- des sebkhas si les eaux salines remontent par capillarité et s'évaporent en surface.

Ces dernières zones sont appelées parfois aussi des chotts (Chott el Arab au sud de l'Iran et de l'Irak). Dans les sebkhas, on va trouver du gypse (roses de sable) et parfois du sel si l'on est à proximité des côtes avec infiltration d'eaux marine.

Les boues de ces lacs temporaires vont se dessécher à la saison sèche et donner naissance à des copeaux d'argile (mudcracks) qui seront transportés par le vent.

## **4.2.3- Milieux désertiques anciens**

Il y a des périodes géologiques bien plus favorables aux déserts que celles que nous connaissons aujourd'hui. Par exemple les périodes glaciaires du Pléistocène (l'eau piégée dans les glaces des pôles n'est plus disponible pour créer de l'humidité et donc des pluies). Un des critères de reconnaissance est l'enduit ferrugineux qui peut exister à la surface des grains de quartz.

Exemple du Permien d'Europe du Nord

A cette époque se déposent sur l'Europe du Nord des dépôts d'épaisseur considérable (jusque 500 m d'erg + des faciès de sebkhas et de wadis). Des cycles de phases arides et plus humides se succèdent et induisent dans les sédiments des alternances de sédiments de natures diverses.

## **4.3- Environnements lacustres**

### **4.3.1- Généralités**

Un lac est un puits pour l'eau et pour le sédiment. Ils se forment quand le flux d'eau est interrompu par une dépression conduisant le niveau de l'eau à s'élever.



Leurs contextes de formation peuvent être très divers. Les plus grands se forment dans des zones en extension (grands lacs africains, dans les grabens pré-rifts, Baïkal : demi graben...) et les plus petits un peu partout (lacs de montagne, lacs côtiers, lacs salés...).

Une des principales caractéristiques des lacs est la stratification de leurs eaux en fonction de leur densité.

La densité maximale de l'eau est atteinte vers 4°C

Cf figure avec les différentes couches d'eaux d'un lac et la courbe de T°

L'alternance des saisons, dans les pays tempérés va entraîner des mélanges saisonniers des masses d'eau.

En automne, le refroidissement des eaux de surface va entraîner un mélange de l'épilimnion avec l'hypolimnion. Au printemps, la fonte des glaces superficielles entraîne une plongée de la totalité des eaux de surface vers le fond. Puis la surface va se réchauffer et les eaux vont 'flotter' au-dessus des eaux froides.

### 4.3.2- Sédimentation lacustre

La sédimentation lacustre est influencée par deux processus

- Les arrivées en masse (turbidites, coulées de débris... Dépôts gravitaires)
- La production locale fonction des éléments chimiques libérés par le bassin versant calcaire ou non...

Cette seconde source, dans les zones éloignées des arrivées gravitaires va souvent être laminée à cause des inversions thermiques du lac. On pourra avoir des varves (par définition : alternance de sédiment de nature différentes selon la saison) visibles par des changements de couleurs.

Les dépôts gravitaires peuvent être prépondérants, surtout dans les zones tectoniques actives.

## 4.4- Environnements alluviaux

### 4.4.1 Généralités

On parle en général d'éventail (vue cartographique) ou de cône alluvial (vue tridimensionnelle). Le plus souvent, ils sont adossés à une zone montagneuse ou une zone tectoniquement active. Il y a ou non des chenaux distributaires actifs selon que le bassin versant amène ou non beaucoup d'eau.

Cf. figure Poly cônes alluviaux

En général, il s'agit de dépôts grossiers, mal triés. Les pentes sont plus fortes (jusque 30°) pour les petits bassins de drainage (quelques km<sup>2</sup>) que pour les grands (quelques dixièmes de degrés pour des surfaces pouvant dépasser 10 000 km<sup>2</sup>). Les changements climatiques peuvent être également à l'origine de ces éventails

Le niveau marin baisse et entraîne une reprise de l'érosion,

Destruction de la végétation -> même conséquences

Fonte des glaciers d'altitude,

Développement important dans les zones à subsidence accélérée.

On aura plutôt des écoulements de type torrentiels dans les zones humides et des écoulements de type flots de débris dans les zones plus sèches.

En général, les éléments sont grossiers mais les particules plus fines vont s'infiltrer entre les blocs. Elles sont apportées par le vent ou le ruissellement et s'insèrent entre les blocs avec le

battement des nappes. Quand ils atteignent la mer, leur forme va être modelée par les agents marins tels que la houle ou la marée.

Ces cônes alluviaux sont à la fois des zones de danger pour l'homme (avalanches...) et des zones intéressantes d'exploitation de granulats utiles, après tri, pour les routes et constructions.

#### **4.4.2- Un exemple actuel et récent**

Les cônes se développent en particulier sur des zones tectoniquement actives. C'est le cas dans les Himalayas. La grande chaîne, située au sud des hauts plateaux du Tibet est drainée par de nombreuses rivières se jetant dans le Gange.

Au pied du front de chevauchement principal (MFT), se développe une série de cônes alluviaux délimitant ce que l'on appelle une zone de piémont (Cf. Italie du nord). Il y a trois méga-éventails dont le méga-éventail de Gandak et celui de Kosi. Ils sont séparés par des inter-éventails.

Cf. figure poly avec les Himalayas

Il est intéressant de noter qu'à l'heure actuelle, seules trois rivières traversent la MFT alors que juste avant la MBT (ligne de chevauchement principal) les tributaires font un angle droit avant de la traverser. On estime qu'avant que cette MBT se mette en place, cette douzaine de tributaires ont créé une douzaine d'éventails alluviaux séparés.

#### **4.4.3- Exemples anciens**

Il n'est pas toujours facile de reconnaître les éventails anciens car ceux-ci se sont développés à des fronts de chevauchement ou sur d'autres types de zones actives.

On peut citer l'exemple du bassin d'Hornelen en Norvège dans lequel se sont développés des chenaux en tresse, témoins d'un éventail mis en place en zone humide. On peut distinguer l'éventail proximal, médian et distal.

Un second exemple est illustré par le bassin houiller de Saint Etienne. Il s'agit d'un bassin houiller limnique, c'est à dire lacustre (au contraire du bassin du Nord Pas-de-Calais qui est paralique, avec des influences marines récurrentes).

Cf. figure poly bassin houiller de Saint Etienne

Bassin d'âge stéphano-permien (Carbonifère). Dans un premier temps, seule la moitié Est subsiste. Il y a création de 2 cônes torrentiels à matériaux anguleux. Dans un second temps, la partie Ouest (St-Etienne) se met à subsider. Le jeu de la faille du Pilat s'amplifie et elle avale les sédiments. Il y a localement inversion des pentes et une puissante rivière venant du nord apporte des éléments arrondis (poudingue) d'un bassin versant de grande taille. La suite de la série est représentée par des dépôts fluviaux et lacustres dans lesquels s'intercalent les dépôts qui donneront le charbon de ce bassin.

### **4.5- Environnements fluviaux**

#### **4.5.1- Introduction**

Les fleuves et rivières sont les vecteurs principaux de matériaux entre les continents et les océans. La fourniture de matériaux aux autres milieux de sédimentation est liée à l'action des rivières, elle-même fortement dépendante de l'évolution géomorphologique, tectonique ou climatique des continents.

Cependant, les fleuves ne sont pas uniquement des agents d'érosion et de transport, ils sont également des lieux d'accumulations sédimentaires.

Malgré leur distribution peu importante, leur étude est justifiée par les ressources piégées dans des roches déposées dans ce type d'environnement (eau, charbon, pétrole, or et uranium tel qu'en Afrique du Sud, gisement du Witwatersrand). L'alternance de roches perméables et imperméables est particulièrement favorable à certains pièges.

#### 4.5.2- Caractères descriptifs

En coupe amont-aval, la forme des profils de rivière est concave, c'est à dire que la pente diminue avec l'augmentation de la distance à la source. Toute partie convexe du profil va avoir tendance à disparaître même si cela peut prendre des millions d'années si une activité tectonique ayant créé cette convexité continue de modifier le relief.

La baisse de la pente générale, si l'on excepte l'effet des tributaires, va faire que le courant va diminuer et va entraîner une diminution progressive de la taille des sédiments. Cette diminution s'explique également par une abrasion des particules lors du transport.

Si l'on regarde les rivières en plan, on peut caractériser les rivières comme la combinaison de :

La **sinuosité** (déviation à partir d'une ligne droite)

Le **degré de tressage** 'braiding' : subdivision du chenal par des corps sédimentaires de grande taille et d'îles autour desquelles le chenal diverge et converge.

**Degré d'anastomose** : subdivision plus permanente du chenal en plus petits chenaux contenant chacun les caractéristiques d'un chenal principal.

Cf. figure poly degré de sinuosité...

Il est difficile d'établir une classification stricte des rivières en attribuant à telle ou telle forme des chenaux une pente ou une taille de sédiment particulière. Les rivières en tresse ne sont pas nécessairement trouvées en contexte de forte pente. Il existe également des rivières à méandres avec des sédiments graveleux. Il semble cependant que la taille des grains influence fortement la forme de rivières.

En se basant sur l'observation des exemples actuels, il est possible de proposer un schéma général d'organisation des différents types de réseaux fluviaux en fonction de différents paramètres physiques.

Cf. figure poly avec différents noms de fleuves pour des conditions différentes

Un variable importante telle que l'érodabilité de berges va bien sur également jouer un rôle dans la forme du réseau fluvial.

#### 4.5.3- Mécanismes de sédimentation

Les dépôts se regroupent en trois catégories correspondant à des milieux de sédimentation bien identifiés :

Cf. figure poly petit schéma d'un fleuve et de ses formes sédimentaires associées

##### 1) Les dépôts à l'intérieur des chenaux

Il s'agit des **dépôts** grossiers (les plus grossiers en fait, ce peut être du sable ou du silt dans les parties basses des fleuves) **du fond des chenaux** mais aussi des bancs sableux et des dunes hydrauliques (**barres**) ainsi que des dépôts de rive convexe (**point bars**).

## **2) Les dépôts de berge**

Il s'agit des dépôts des levées qui sont les sédiments mis en place sur les berges lors de crues. Ces dépôts ont tendance à surélever les bords des chenaux et à permettre à la rivière de se trouver en hauteur par rapport à la plaine environnante.

Il s'agit également des dépôts de crevasse. Ces dépôts se mettent en place lors des épisodes de rupture des levées.

Ils vont constituer des deltas de crevasse, souvent sableux.

## **3) Les dépôts de plaine d'inondation**

Il s'agit des dépôts fins déposés lors des crues exceptionnelles. Lors de ces épisodes (comme chaque hiver en France), les rivières débordent de leurs levées. La charge solide des rivières, majoritairement en suspension (argiles et silts fins) va se déposer sur la plaine et contribuer à la surélever.

Il est difficile de distinguer ce type de dépôt des dépôts de berge quand l'accrétion latérale des rivières est importante.

### **4.5.4- Séquences sédimentaires fluviales**

Les séquences classiques fluviales sont des séquences grano-classées de comblement de chenaux.

Cf. figure poly : séquence de comblement

Au sommet, on a les dépôts de plaine d'inondation. C'est sur ces dépôts que peut se développer un sol pouvant, dans certaines conditions, donner naissance à du charbon. Si le chenal est abandonné brutalement (rupture et abandon d'un méandre au profit d'une chute), l'épaisseur de sédiment fin sera plus grande (partie droite).

Les autres dépôts seront ceux des plaines d'inondation, interrompus parfois par les dépôts sableux des deltas de crevasse.

### **4.5.5- Exemple ancien**

Exemple du bassin Miocène (Tertiaire) de la Durance. Il s'agit à cette époque d'un fleuve assez important qui draine les reliefs des Alpes en surrection vers la Méditerranée. Les apports détritiques sont considérables et la situation géodynamique entraîne une asymétrie entre les deux bords du bassin d'effondrement dans lequel coule la rivière.

Cf. 3 figures poly concernant la Durance

## 5- Le milieu océanique

### 5.1- Introduction

Les sédiments déposés dans les environnements océaniques profonds sont appelés sédiments hémipélagiques. Ils sont constitués de restes d'organismes planctoniques et benthiques plus ou moins 'dilués' à une fraction non biogène, détritique ou authigène.

Rappel-le détritique est ce qui est arraché aux continents ou à d'autres dépôts intermédiaires venant de se déposer.

- l'authigénèse correspond à la fabrication in situ de nouveaux minéraux, le plus souvent à l'interface eau/sédiment.

Plusieurs facteurs vont contrôler les flux de ces divers constituants :

- la diagenèse précoce pourrait faire disparaître, par dissolution, une partie des organismes qui sédimentent (par exemple carbonatés).

- l'âge des dépôts. En effet, les organismes ont évolué au cours des temps géologiques. La plupart du plancton carbonaté tel que nous le connaissons aujourd'hui n'est apparu qu'au cours du Mésozoïque.

- Le contexte géodynamique : importance plus ou moins grande des apports par les continents (fosses de subduction...)

- le contexte climatique qui détermine, au moins partiellement, la productivité de surface et donc l'abondance de plancton.

La plupart du temps, la sédimentation est dite HEMIPÉLAGIQUE car elle constitue un mélange entre une fraction pélagique (qui vient de la surface de l'océan) et des autres fractions citées.

### 5.2- Les constituants des sédiments hémipélagiques

#### 5.2.1- Constituants biogènes

Il en existe de deux sortes

Les organismes calcaires

Mollusques planctoniques (ptéropodes, par exemple, en aragonite)

Foraminifères planctoniques et benthiques (animaux unicellulaires)

Coccolites (végétaux unicellulaires)

Les organismes siliceux

Eponges planctoniques et benthiques

Radiolaires (animaux unicellulaires)

Diatomées (végétaux unicellulaires)

#### 5.2.2- Constituants terrigènes

- Terrigènes issus des continents : quartz, feldspaths, micas, argiles issues de sols et de l'érosion...

- terrigènes carbonatés inorganiques : oolithes re-sédimentées depuis les plate-formes...

- volcaniques : cendres éoliennes, verres altérés...

#### 5.2.3- Constituants authigènes (chimiques)

- Silicates : zéolites, argiles, glauconite (Cf. TP)

- Concrétions : FeMn, phosphates, sulfates, sulfures...

## 5.2.4- Constituants cosmiques

- Micrométéorites
- Tectites : verres formés lors de l'impact d'une météorite sur des roches en place qui entrent en fusion et refroidissent très vite donnant ce verre sous forme de petites sphères.

## 5.2.5- Taux de sédimentation

Les taux de sédimentation des sédiments pélagiques sont considérablement moindres que ceux des sédiments des plates-formes (sédimentation néritique).

Dans des endroits où la productivité est exceptionnelle, ils peuvent atteindre et dépasser 1cm/1000 ans mais les argiles rouges, dites des grands fonds, du Pacifique central ne se déposent qu'à une vitesse de l'ordre de 0,001 à 0,002 cm/1000 ans.

Figure : Taux de sédimentation typiques pour différents environnements océaniques et néritiques.

## 5.3- Apports terrigènes

Les apports détritiques, plus l'on s'éloigne des marges continentales, vont diminuer sauf dans des cas particuliers où les apports par d'autres vecteurs que les fleuves apparaissent. Quelques exemples.

Figure. Illustration de l'importance que peuvent avoir les édifices turbiditiques dans la livraison de matériel détritique à des profondeurs habituellement recouvertes de sédiments hémipélagiques.

- Les coulées de débris. Mécanismes gravitaires qui entraînent la descente de matériel détritique vers les grands fonds. Ces coulées peuvent, ou non, être canalisées dans des canyons sous-marins.
- Les apports éoliens. Ils amènent jusqu'à de très grandes distances du sédiment de plus en plus fin. cf. le panache saharien allant jusqu'aux caraïbes ou chinois passant au-dessus du Pacifique.
- Les apports volcaniques. Si une zone se trouve sous le vent d'un volcan ou d'une chaîne de volcans (surtout s'ils sont explosifs), elle va recevoir des quantités très importantes de sédiment transporté dans les airs : cendres, verres, minéraux...
- Les apports par les glaces. On en a déjà parlé un peu dans le cadre de la sédimentation des déserts froids. Les icebergs peuvent apporter des sédiments de tailles diverses là où ils fondent. Ce sont les IRD (Ice Rafted Debris) et les dropstones. Ces apports peuvent être de très bons indicateurs des courants océaniques de surface.

Figure. Carte de l'Atlantique Nord montrant la répartition de la nature des IRD.

On note que la zone où les IDR sont carbonatés sont surtout au sud et à l'ouest (ronds pleins) alors qu'au nord et à l'est il y a un mélange (ronds noirs et blancs) avec des éléments de natures diverses. On peut en déduire le trajet des glaces depuis le continent américain.

Figure. Colonne lithologique montrant la succession d'épisodes riches en débris provenant du largage par des icebergs. Ce sont les niveaux dits de Heinrich.

Sur la colonne lithologique, il est possible de noter qu'il existe des périodes d'arrivées maximales de ces débris. Ces périodes se répètent au cours des temps et en particulier au

cours du Pléistocène (Quaternaire). Certains niveaux très riches sont appelés les niveaux de Heinrich. Ils correspondent à des périodes d'intense fonte des glaces et sont corrélables mondialement.

Remarque (pour aller plus loin)

La répartition des grains peut ensuite être modifiée au cours de leur chute. En effet, pour descendre de 4km, un gravier peut mettre quelques heures. Tandis qu'un sable mettra 2 jours, un silt 6 mois et une argile 50 ans (mais seulement si elle descendait comme un grain individuel, ce qui n'est jamais le cas à cause de phénomènes de floculation et aussi à l'ingestion de ces particules par des organismes de tailles diverse qui les rejettent dans des pellets). Il est donc possible que le lieu du dépôt ne soit pas tout à fait identique au lieu de largage.

## 5.4- Apports biogènes

La contribution biogène va être fonction de 2 paramètres :

- Ce qui est produit en surface : productivité primaire
- Ce qui va réellement pouvoir être sédimenté n fonction de mécanismes de dissolution.

### 5.4.1- La productivité primaire

La productivité est maximale dans les zones où des courants froids arrivent des profondeurs vers la surface, apportant avec eux des éléments nutritifs indispensables au développement des organismes. Il s'agit des courants dits d'upwelling.

On note une bande de 900 à 2000 km vers le large qui existe autour de l'Antarctique et constitue une zone très intense de productivité. Mais cette zone ne correspond pas à une zone d'upwelling. Les upwellings existent sur les bordures est des océans de l'hémisphère nord (ex. Mauritanie, Sénégal...) et ouest des océans de l'hémisphère sud (Brésil...).

On obtient ainsi une répartition en ceintures

Figure. Types de sédiments pélagiques en fonction de la profondeur du dépôt et de la productivité de surface.

### 5.4.2- Les biolimitations

La productivité ne va pas seulement être liée à la température des eaux de surface. La chimie des eaux va en effet pouvoir réduire fortement ou, au contraire, accélérer fortement le développement des organismes planctoniques. Pour se développer, les organismes ont besoin de nutriments mais également de certains éléments nécessaires à la réalisation de leurs cycles vitaux.

Le phosphore pour le cycle de l'ATP : transport de l'énergie cellulaire

Le fer, élément indispensable dans de nombreux cycles vitaux.

Cet élément est abondant dans l'eau de mer mais il n'est utilisable que s'il se trouve sous la forme  $2+$ . Or le fer  $2+$  se transforme très rapidement dans l'eau en fer  $3+$  par oxydation. Tout le fer en provenance des continents et qui arrive avec l'eau se trouve dans les océans sous forme  $3+$ . Dons à grande distance des côtes, les seuls sources de fer  $2+$  sont les grains éoliens souvent recouverts d'une fine pellicule d'oxyde ( $2+$ ) de fer. Il faut donc qu'il y ait des apports éoliens.

Le phosphore, quant à lui, a pour origine l'altération des croûtes continentales. C'est un des derniers éléments (hygromagmatophile) à être associé dans les phases solides au cours de la cristallisation fractionnée. Il est donc quasiment absent des croûtes océaniques, au moins dans leurs couches supérieures.

Le phosphore va donc se trouver à proximité des continents et des dorsales océaniques, là où des fluides chauds, passant à travers des sédiments contenant du P vont le transporter dans l'océan.

Si l'un de ces éléments (et d'autres) n'est pas assez présent, on aura une zone de diminution de la productivité. C'est le cas dans le Pacifique, très riche en nutriments mais à faible productivité : la HNLP (High Nutrients, Low Productivity) zone. C'est une zone de haute pression au milieu du pacifique. On a donc pas ou peu d'apports éoliens et le fer devient élément limitant.

Les éléments chimiques biolimitants vont avoir un profil vertical de concentration typique.

Figure. Courbes de concentration en phosphate, nitrate et silice dans l'océan.

Regarder le  $\text{PO}_4^{3-}$

- En surface, tout est consommé (dans la zone photique)
- Puis, les organismes plongeant, ils se dissolvent et libèrent leur phosphore
- En profondeur, c'est le mélange avec des eaux profondes appauvries en P qui explique la diminution des concentrations en  $\text{PO}_4^{3-}$ .

### 5.4.3- Le mécanisme de la CCD

CCD : Carbonate Compensation Depth

En français : Limite de Compensation des Carbonates (LCC)

Le mécanisme de la CCD est l'ensemble des réactions qui va permettre ou non la présence sur le fond de carbonates formés en surface.

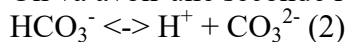
Le  $\text{CO}_2$  est plus soluble

- dans de l'eau froide que dans de l'eau chaude (exemple de la bouteille de coca)
- à forte pression qu'à basse pression

En fait, le  $\text{CO}_2$  est très peu abondant sous forme gazeuse dans l'océan (<0,5%) il va se dissocier.



On va avoir une seconde réaction :



Dans l'eau de mer, le carbone est essentiellement sous forme de carbonate  $\text{HCO}_3^-$  et bicarbonate  $\text{CO}_3^{2-}$ . Les autres sont très peu abondants. C'est la même chose pour le carbone associé à des molécules organiques (de l'ordre du ppm). La quantité totale de carbone inorganique dissous ( $\Sigma\text{CO}_2$ ) varie avec la profondeur.

Figure. Distribution verticale des valeurs de  $\Sigma\text{CO}_2$  dans l'Atlantique et le Pacifique.

Q. Pourquoi de faibles valeurs en surface ?

Q. Pourquoi ça augmente vers le fond ?

Q. Pourquoi Pacifique > Atlantique ?

La réaction (2) est rapide. Elle est caractérisée par une constante d'équilibre appelée k. Ainsi, on a la réaction :



En surface, l'essentiel du carbone se trouve sous forme de bicarbonate ( $\text{CO}_3^{2-}$ ), diminuant ainsi la valeur de  $[\text{H}^+]$  donc augmentant le Ph.

Le Ph habituel de l'eau de mer est de 7,5 à 8,5.



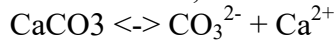
Donc plus  $\Sigma\text{CO}_2$  augmente, plus  $[\text{H}^+]$  augmente et l'eau est plus acide et le  $\text{CaCO}_3$  risque de se dissoudre (cf. chapitre sur l'altération).

Q. Dans quel océan le  $\text{CaCO}_3$  a-t-il plus de risque de se dissoudre rapidement ?

Plusieurs paramètres vont ensuite changer avec la profondeur.

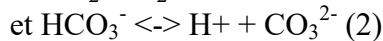
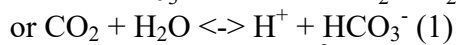
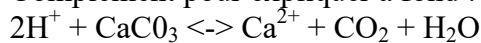
- Augmentation de  $\Sigma\text{CO}_2$  avec la profondeur
- Augmentation de la pression qui augmente la solubilité du  $\text{CO}_2$  et donc déplace l'équation (1) vers la droite : production de  $\text{H}^+$ .

En conclusion, la solubilité des carbonates va augmenter avec la profondeur.



Le Ph acide déplace cette réaction vers la droite.

Complément pour expliquer à fond :



Donc, avec la profondeur, la dissolution du carbonate de calcium va augmenter jusqu'à une valeur appelée le degré de saturation.

Figure. Localisation des courbes de saturation de la calcite et de l'aragonite dans un diagramme  $[\text{CO}_3^{2-}]/\text{Profondeur}$ . Les points correspondent à des mesures effectuées en Atlantique Sud.

Sous la courbe pleine, la solution est sous-saturée en présence de  $\text{CaCO}_3$ , celui-ci est dissous.

Au-dessus, la solution est sursaturée et pourrait précipiter du  $\text{CaCO}_3$ .

En fait, le second cas est un cas métastable. En effet, il semble rarissime que le  $\text{CaCO}_3$  puisse précipiter spontanément dans l'eau de mer. Ça peut quand même arriver.

On remarque également que la solubilité de l'aragonite ( $\text{CaCO}_3$  orthorhombique) est supérieure à celle de la calcite ( $\text{CaCO}_3$  aussi mais rhomboédrique). Elle sera donc plus facilement dissoute.

Les points à côté de la courbe correspondent à des mesures des teneurs en  $[\text{CO}_3^{2-}]$  en fonction de la profondeur. Ainsi, l'aragonite va-t-elle à cet endroit précis être dissoute un peu en dessous de 3 km tandis que la calcite le sera vers 4,5 km. Pour mémoire les tests des ptéropodes sont en aragonite.

Pour conclure. Toutes les eaux de surface sont sursaturées en  $\text{CaCO}_3$  et ceci est d'autant plus vrai que l'on se rapproche des hautes latitudes car la température influence la dissolution du  $\text{CO}_2$ . Les eaux intertropicales de surface vont donc être très favorables au développement d'organismes à test carbonaté (coraux par exemple sur les plates-formes, foraminifères et coccolites plus au large).

Figure. Valeurs mesurées de la solubilité de la calcite et de l'aragonite en fonction de la profondeur dans l'océan Atlantique et Pacifique.

En profondeur, les conditions de température et de pression changent et les eaux deviennent sous-saturées. Ainsi les eaux atlantiques sont-elles sursaturées jusqu'à environ 4000 m et très sous-saturées après 5 000 m. Pour l'aragonite, c'est plus rapide : 2 500-3 000 m. Pour le Pacifique tout est plus rapide : aragonite dès 300 m de profondeur.

La profondeur à laquelle débute la dissolution s'appelle la lysocline. En dessous de cette limite, la dissolution augmente jusqu'à une profondeur à laquelle il ne reste qu'environ 20% du  $\text{CaCO}_3$  produit. Cette profondeur s'appelle la CCD. L'essentiel de la dissolution se faisant sur le fond (le temps de chute est petit comparé au temps de résidence sur le fond), seule une forte productivité de surface, accélérant l'enfouissement pourrait être susceptible de faire descendre cette limite. C'est le cas des zones intertropicales -> km.

La CCD ne peut donc pas être simplement prédite par la chimie mais demande des observations *in-situ* des sédiments du fond et des différentes profondeurs.

Figure. Profondeur moyenne de la CCD sur l'océan mondial. Valeurs en Km.

#### 5.4.4- Distribution mondiale des sédiments océaniques

Le résultat de ces phénomènes chimique explique la répartition mondiale des sédiments.

Figure. Répartition mondiale des sédiments océaniques.

On note deux zonations.

- Une zonation méridienne surtout visible dans l'Atlantique liée à la profondeur des fonds océaniques depuis les continents et jusqu'à la dorsale.

Terrigène puis boues carbonatées à globigérines, puis argiles rouges des grands fonds (sous la CCD) puis boues carbonatées à globigérines puis, éventuellement au niveau de la dorsale, boues carbonatées à ptéropodes (au-dessus de l'ACD, Aragonite Compensation Depth).

- Une zonation latitudinale (climatique). Ceinture de radiolaires au niveau de l'Equateur. Deux ceintures à diatomées autour des pôles Nord et Sud.

Il y a néanmoins de nombreuses modifications, par exemple :

- Au large de l'Alaska, Brésil Sud, Canada, Europe, Inde : vastes édifices terrigènes profonds liés à l'arrivée de sédiments turbiditiques. Au nord de l'océan Indien : démantèlement des chaînes himalayennes. Comparez cette répartition des sédiments avec une carte mondiale des bathymétries et vous noterez les multiples similitudes.

#### 5.4.5- Evolution de la CCD au cours des temps

Depuis les années 1970, des dizaines de forages ont été effectués sous toutes les latitudes et dans tous les océans, permettant de prélever des sédiments océaniques d'âges variés.

En reportant la répartition des sédiments carbonatés pélagiques et en reportant les données sur les courbes de subsidence de la croûte océanique (qui s'enfonce depuis les dorsales en refroidissant) établie par les géophysiciens, il est possible d'étudier la position de la CCD au cours des temps jusqu'au Jurassique.

Figure. Variation de la CCD mesurée dans l'océan Indien, Atlantique et Pacifique depuis 150 Ma.

Creux vers 25 Ma : Oligocène

Vers 50 Ma : Paléocène-Eocène

100 Ma, limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur

140 MA, limite Jurassique – Crétacé

Q. Pourquoi n'a-t-on pas de données antérieures au Jurassique ?

Q. Pourquoi n'a-t-on pas de données antérieures à 60 Ma dans l'Atlantique Nord ?

Q. Si l'on compare les différentes courbes, qu'observe-t-on ?

La cause principale de ces variations semble être la hauteur du niveau marin.

(Lors des périodes de haut niveau marin, les transgressions sur les plates-formes entraînent un développement important de la sédimentation carbonatée dans cette zone. C'est un peu comme si les plates-formes épuisaient (pompaient) le Ca disponible. Du coup, la production biologique du large diminue ce qui fait remonter la CCD.

- En périodes de bas niveau marin, au contraire, la sédimentation carbonatée des plates-formes diminue donc celle des organismes pélagiques augmente. La CCD s'approfondit.

Exemples : période de très haut niveau marin global au Crétacé supérieur : très haute CCD.

+ bas à l'Oligocène (25Ma) ou actuel -> CCD plus basse.

De plus, au Crétacé, il n'y a pas de glace aux pôles donc pas de grande circulation océanique comme aujourd'hui. Ceci va avoir tendance à appauvrir en oxygène les eaux océaniques et d'augmenter la productivité à cause des températures plus élevées ce qui entraîne des apports très importants en  $C_{organique}$  vers les océans ce qui enrichit (pas assez d' $O_2$ ) l'eau en  $CO_2$  donc fait diminuer le Ph et par voie de conséquence fait remonter la CCD.

#### 5.4.6- Préservation de la silice biogène

Et les organismes siliceux ? Ont-ils également des problèmes de dissolution ?

Oui, mais il existe une différence fondamentale : l'eau de mer est partout sous-saturée en  $SiO_2$  alors que pour le  $CaCO_3$ , c'est uniquement les eaux de fond.

Pour qu'il y ait préservation de tests d'organismes siliceux, il faut qu'il y ait une très forte productivité et qu'ils traversent rapidement la colonne d'eau, par exemple en étant mélangés dans des pelotes fécales de poissons ou d'invertébrés des zones superficielles de l'océan. Mais même dans ces conditions, seulement 1 à 10% du matériel siliceux échappe à la dissolution, soit dans la colonne d'eau, soit sur le fond.

Il faut qu'il y ait assez de matériel atteignant le fond afin que, dans les sédiments superficiels, la dissolution d'une partie de la silice rende le milieu sursaturé par la silice et permet donc à ces tests de ne pas être tous dissous.

### 5.5- L'authigenèse

L'authigenèse est la fabrication ou la transformation de minéraux au niveau de l'interface eau/sédiment. Pour que cette interaction puisse se faire de la façon la plus efficace possible, il faut que le contact eau de mer/sédiment existe le plus longtemps possible. Il faut donc des conditions de sédimentation très lentes, des composants sédimentaires particulièrement instables, ou des concentrations en éléments chimiques importants dans les eaux du fond et/ou dans les eaux interstitielles des sédiments sous-jacents. Voici quelques exemples.

#### 5.5.1- Les argiles rouges, dites des grands fonds

Il s'agit de smectites (TOT ou 2/1) ferrifères que l'on observe en particulier dans certains bassins profonds du Pacifique, loin des influences continentales. Il s'agit de boues brunes, riches en éléments métalliques (Fe, Mn...) elles se mettent en place avec des taux de sédimentation particulièrement faibles (<1mm/ 1000 ans) ce qui rend possible des échanges prolongés avec l'eau de mer. Ces minéraux sont souvent en association avec des argiles fibreuses et des zéolites (phillipsite, palagonite...).

Figure. Contexte de formation des argiles rouges des grands fonds.

## 5.5.2- La glauconite

Il s'agit d'un minéral de la série de la glauconie : glauconite, berthiérine et verdine. Il se génère sous forme de granules phylliteux riches en fer à proximité immédiate de l'interface eau-sédiment sous des faibles taux de sédimentation.

Elle caractérise le plus souvent de micro milieux relativement confinés tels que des tests de foraminifères ou des micas altérés à des profondeurs modérées (de 50 à 300 m le plus souvent), sur les marges continentales baignées par des eaux tempérées à chaudes. (Pour info, on en trouve aussi dans d'autres milieux : estuaires, grands fonds...).

Les granules détritiques se transforment progressivement en granules authigènes brunâtres à vert foncé en incorporant progressivement du  $K_2O$ .

Figure. Evolution des granules détritiques vers des granules de glauconite.

Ce minéral, dans les roches, traduit à coup sûr un milieu de sédimentation marin. En effet, s'il était remanié de roches anciennes en milieu continental, sa stabilité serait trop faible pour qu'il en subsiste des quantités importantes.

## 5.5.3- Les nodules polymétalliques

Ces nodules sont des objets arrondis qui ont des tailles allant de quelques microns à plus de 10 cm de diamètre et pouvant peser jusqu'à 1 kg ou plus. Ils peuvent représenter des concentrations de 25 kg/m<sup>2</sup>. On en a trouvé partout sauf sous l'océan arctique. Les plus abondants sont les nodules de Mn que l'on trouve dans les environnements des boues rouges dites des grands fonds (Cf. supra).

Figure : carte de répartition des nodules.

Q. Pourquoi leur teneur diminue en s'approchant des continents ?

Q. Pourquoi leur teneur diminue en s'approchant de l'Equateur ?

La coupe d'un nodule montre des lamines de niveaux plus ou moins riches en Fe et Mn la plupart du temps autour d'un noyau tel qu'un fragment volcanique ou organique comme une dent de poisson ou de requin.

La vitesse de croissance des nodules est de quelques millimètres par million d'années. Ceci est à comparer avec des taux de sédimentation d'environ 1 mm/ 1000 ans. Etrange, non ?

Composition moyenne

Elément	Atlantique	Pacifique
Mn	16,18	19,75
Fe	21,20	14,29
Ni	0,297	0,722
Co	0,309	0,381
Cu	0,109	0,366

C'est essentiellement le Ni le Co et le Cu qui sont intéressants et font de ces nodules des minerais potentiels quand la somme de ces 3 éléments atteint 3%. C'est ce qui a motivé les recherches sur ces nodules.

Optionnel (pour info.)

Il est difficile de comprendre comment des nodules peuvent se former avec des taux de croissance inférieurs au taux de sédimentation. De même, on ne sait pas très bien comment ils

croissent et en particulier si des organismes microbiens ou des protozoaires participent à leur formation. En effet, les nodules sont observés quasi exclusivement en surface des sédiments. On peut noter sur leur surface des foraminifères et des éponges qui peuvent participer à la fixation des éléments chimiques. Cette activité pourrait éventuellement attirer des prédateurs qui viennent 'lécher' la surface des nodules et, éventuellement, les maintenir en surface et les rouler pour conserver leur potentiel attractif. Cependant, il y a très peu d'organisme de grande taille à ces profondeurs. De nombreux mystères restent en suspens.

Actuellement, les recherches sur les nodules sont quasi toutes arrêtées sauf par les sud-coréens et les chinois. Les fonds ont été partagés entre les pays découvreurs (France, USA, Angleterre, Japon et Corée essentiellement) mais il a été décidé de conserver de vastes zones pour les autres pays, dont ceux du tiers monde.

Il reste cependant de nombreux problèmes concernant leur possible exploitation. Technologiques : il faut les faire remonter d'une profondeur de l'ordre de 5 km, Environnementaux : imaginez le panache de boue sur des fonds aussi calmes et les dégâts sur le milieu si profond, législatifs : à qui appartient la haute mer malgré les divisions faites entre les grands pays ?

## 5.6- Les sédiments océaniques, témoins de la mobilité lithosphérique

Puisque, en fonction de leur latitude et de leur profondeur les sédiments sont différents, des coupes verticales en un point donné peuvent permettre de reconstituer le mouvement des plaques sur lesquelles se déposent ces sédiments. Nous prendrons l'exemple du Pacifique.

Les deux mécanismes sont les suivants :

- En se refroidissant, la plaque océanique voit sa densité augmenter et donc s'enfoncer pouvant ainsi passer sous différents états de saturation de la calcite. (Cf. le paragraphe sur la CCD).
- En se déplaçant horizontalement, le point d'une plaque océanique passe dans des zones climatiques différentes, donc des zones de productivités différentes.

Figure. Colonnes lithologiques réalisées sur des forages répartis au large du Japon. La hauteur des forages correspond au fond de la mer, pas à une même valeur de profondeur.

- Au niveau du guyot Ita Matai, on est toujours au-dessus de la CCD, au moins depuis l'Eocène (base des sondages).
- Forage 199. Au-dessus de la CCD mais dans la partie supérieure, ce forage reçoit des sédiments détritiques (turbidites) en provenance des îles Carolines.
- Forages 195 à 198. La base est carbonatée (au-dessus de la CCD) puis l'on observe de l'argile rouge. On est alors en dessous de la CCD à cause de l'enfoncement de la plaque qui refroidit. On retrouve de la craie (boue à coccolites) à nouveau à des âges différents. Ceci correspond à une baisse de la CCD liée au passage de la zone de haute productivité équatoriale. Cela permet également de localiser la paléo-position de l'Equateur et son intersection avec la dorsale au cours du temps. Le retour à des argiles rouges correspond à la sortie de la zone équatoriale : la CCD remonte.
- Quand on s'approche du Japon (arc volcanique), on note la présence importante de sédiments volcanogènes d'épaisseurs variables. Réfléchissez à la signification de cette épaisseur en fonction de la distance au Japon.

Figure synthétique.

**THE END**