

# Stratigraphie

STU S3



## Shop

- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



## Etudier

Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



## Emploi

- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

# PALEOGEOGRAPHIE

## La paléogéographie:

- une branche de la **géologie**;
- vise à reconstruire la **géographie de la terre** à travers les **ères géologiques**;
- reconstitution et évolution basées sur les enregistrements des roches et fossiles.

## Au fil des temps géologiques, elle s'intéresse en particulier:

- à la formation des océans et des continents;
- à l'histoire des transgressions et des régressions marines;
- à l'apparition et/ou la disparition des continents;
- à la surrection de chaînes de montagnes;
- à l'évolution tectonique des formations géologiques;
- à la migration de faunes marine et/ou continentale.

## En effet, à travers les ères géologiques:

- la disposition des plaques continentales et océaniques a changé;
- entraînant des bouleversements paléotectoniques importants;

## dont on peut voir la trace, en particulier:

- en suivant le déplacement des lignes de rivages au cours du temps;
- ou encore les relations géométriques entre les formations considérées.

**Une reconstruction paléogéographique est basée sur les données de diverses disciplines :**

- paléoclimatologie;**
- paléotectonique;**
- paléobiogéographie;**
- paléogéodynamique;**
- paléoeustatisme;**
- paléontologie; ...**

**Dans ce cours et afin de bien élucider le rôle de chacune de ses disciplines sur les reconstitutions paléogéographiques, nous allons adopté le schéma de travail suivant :**

- (1) Rappel sur les différents milieux de dépôt;**
- (2) Détermination de la profondeur des paléomilieux;**
- (3) Contexte tectonique stable et instable;**
- (4) Subsidence : origines et conséquences;**
- (5) Contexte eustatique;**
- (6) Contexte paléoclimatique;**
- (7) Reconstitution paléogéographiques et facteurs de contrôle.**

Un milieu de dépôt est:

- une **unité spatiale** ou unité géomorphologique;
- dans laquelle les **facteurs** et les **mécanismes** qui **contrôlent la sédimentation** sont suffisamment **constants** pour former un **dépôt caractéristique**.

Le principal milieu de sédimentation est:

- le milieu aquatique et plus particulièrement l'océan;
- mais la sédimentation peut avoir lieu aussi sur le continent.

Dans ce chapitre l'étude sera focalisée sur certains de ces milieux, très divers, et dont la classification tient compte de:

- la géomorphologie du bassin;
- et des processus sédimentaires qui caractérisent chacun de ces milieux.

Le plan adopté ici s'efforce de suivre l'ordre des milieux de sédimentation successivement rencontrés de l'amont en aval, à la surface du globe terrestre :

- (I) milieux continentaux;
- (II) milieux intermédiaires;
- (III) et enfin milieux marins.

## 1. Dépôts glaciaires

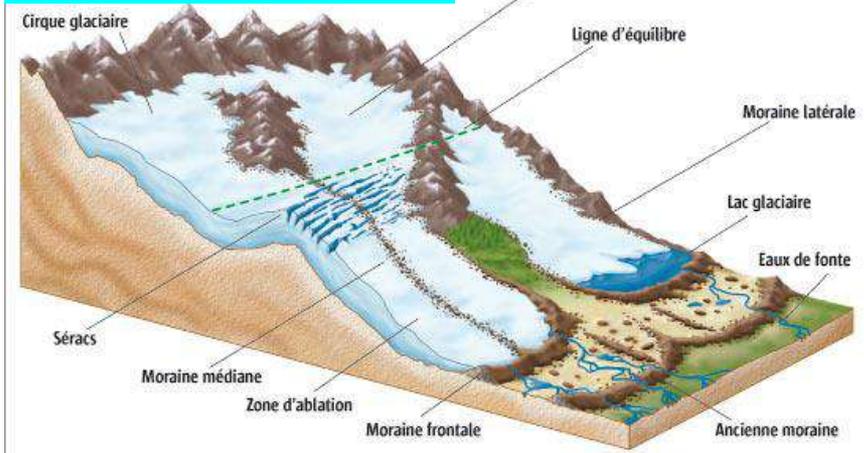


Fig. 1. Différentes composantes d'un glacier de vallée  
(<http://www2.ulg.ac.be>)

La glace provient de la transformation de la neige, qui sous l'influence du tassement et de phénomènes de regel, elle durcie et sa densité augmente et atteint près de  $0,6$  à  $0,8 \text{ g/cm}^3$ .

On peut distinguer 3 types de glaciers :

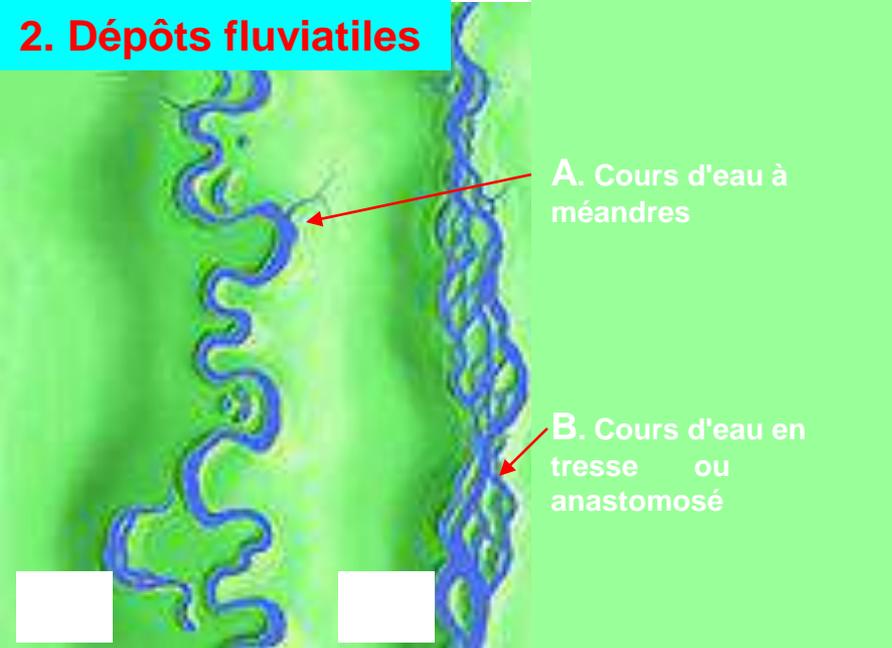
- **inlandsis** et **calottes glaciaires**: très vastes glaciers continentaux ( $13,106 \text{ km}^2$  pour l'inlandsis antarctique et  $1,6106 \text{ km}^2$  pour l'inlandsis groenlandais). Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de  $2000 \text{ m}$  ;
- **banquise** formée de glace de mer qui gèle vers  $-2^\circ\text{C}$  ;
- **glaciers de cirque** ou **glaciers de montagne** (fig. 1).

Dans les montagnes où les sommets dépassent la ligne des neiges permanentes, des glaciers se forment dans des cirques.

Sous l'effet de la gravité un glacier s'écoule lentement le long d'une pente. Les processus d'érosion et d'accumulation donnent naissance aux formes glaciaires suivantes :

- le **cirque** : dépression où s'accumule la glace avant de s'écouler;
- la **vallée glaciaire** : d'où est évacuée la glace vers les piémonts;
- les **moraines glaciaires** : s'agit de dépôts hétérométriques et polygéniques transportés par les glaciers et déposés lorsque la glace fond.

## 2. Dépôts fluviaux



Les rivières sont surtout des agents de transport. Elles peuvent déposer les éléments qu'elles transportent aux endroits où leur vitesse diminue, c'est-à-dire :

- le long de leur cours;
- et finalement à leur embouchure.

Les formes d'accumulation dépendent des caractères du réseau fluvial lui-même fonction de la pente, de la charge transportée et de la stabilité des rives. Une même rivière change de type de sa source à son embouchure. Le réseau est généralement en tresse en amont et à méandres en aval. Les réseaux droits sont rares.

Une rivière dépose dans son chenal ou ses chenaux des amas de **galets** et de **sables** formant des **barres** situées :

- à l'intérieur du lit pour le type en tresses;
- sur les rives convexes du lit pour le type à méandres.

Lors des crues, elle envahit sa plaine d'inondation et y dépose des matériaux généralement plus fins, les limons, contenant une forte proportion d'argile.

### 3. Dépôts éoliens



Fig. 3. Mode d'accumulation de sable en dune  
(<http://www2.ulg.ac.be>)

Ce type de dépôt est très commun aux zones **désertiques** et le principal acteur étant le **vent**. Le vent dépose sa charge sédimentaire (sable, poussières, ...) quand sa vitesse diminue. Tout type d'obstacle peut produire une sédimentation dans la zone protégée qu'il délimite: une touffe d'herbe, un mur ...  
Ces dépôts peuvent être remis en mouvement s'ils ne sont pas fixés par la végétation.

On reconnaît deux principaux types de structures :



les **rides** : ondulations centimétriques qui couvrent la surface des dunes. Leur crête est perpendiculaire à la direction du vent et sont asymétriques comme les dunes.



les **dunes** : corps sédimentaires des plus caractéristiques des dépôts éoliens:

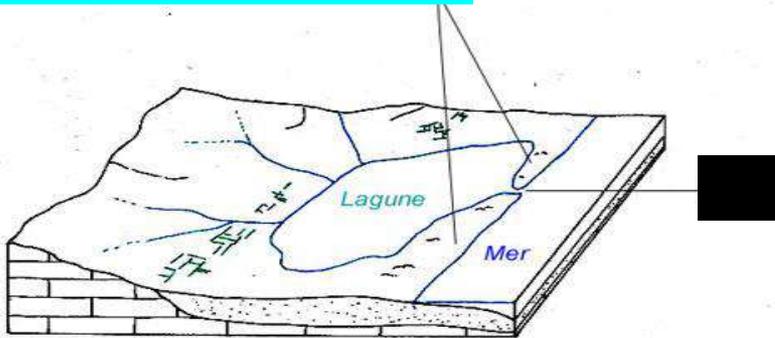
- **hauteur** est de **5 à 20m**;
- **largeur** de **100m à 1km**.

Leur forme varie en fonction du régime des vents et de leur charge en sable.

## II. Milieux intermédiaires

Les **deltas**, les **estuaires** et les **lagunes** représentent des milieux hydrodynamiques et sédimentaires de transition. Dans ces zones, les eaux continentales douces se mélangent avec les eaux marines. La sédimentation détritique très active est alimentée à la fois par les apports continentaux et marins.

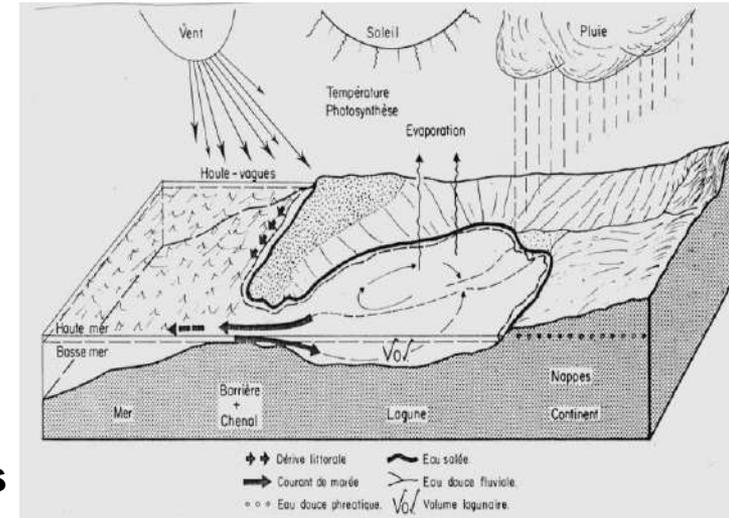
### 1. Les lagunes



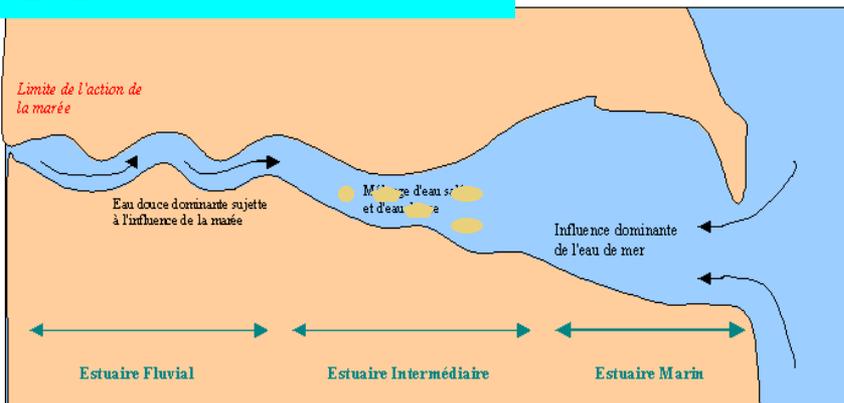
La **lagune** est une zone côtière en dépression, à diverses origines, au dessous du niveau des basses mers, ayant une communication temporaire ou permanente avec la mer, mais protégée de celle-ci par un type quelconque de barrière.

Le fonctionnement d'une lagune est influencé par:

- **climat** : exemple du facteur saisonnier, par les phénomènes d'évaporation et de précipitation, agit non seulement sur la salinité mais aussi sur la nature des apports sédimentaires externes et/ou internes.
- **cadre hydrodynamique** : est la résultante des actions marines et fluviales.
- **apports sédimentaires** : sont d'origines continentales par le biais des fleuves mais aussi marines. Les produits élaborés au sein des lagunes (érosion des berges, débris de coquilles, carapaces, herbiers,...) sont non aussi importants.



## 2. Les estuaires



Un **estuaire** est la partie d'un fleuve envahie par la marée dynamique. Un estuaire est caractérisé par une forme rectiligne et large à son embouchure. L'eau coulant dans l'estuaire est douce en amont, puis elle devient saumâtre et enfin salée.

En effet, l'eau douce et l'eau salée ont beaucoup de difficulté à se mélanger du fait de leur densité très différentes, l'eau douce coulant en surface et l'eau de mer, plus dense, coule en profondeur.

D'un point de vue bathymétrique, un estuaire est divisé en trois parties :

- **estuaire fluvial** correspondant à une rivière à méandres à caractère monochenal, où la marée dynamique est omniprésente et est caractérisée par la réduction voir l'absence de la zone intertidale ;
- **estuaire intermédiaire** à morphologie complexe, marquée par la présence de chenaux anastomosés et par une zone intertidale développée ;
- **estuaire marin** caractérisé par des fort courants de marées et par un grand débit fluvial.

Dans les systèmes estuariens, il existe une succession de types, de morphologies et de faciès sédimentaires. La sédimentation est:

- en **amont** : **sableuse** et est sous **influence fluviale**;
- en **aval**: **plus grossière** et est sous **influence marine**.

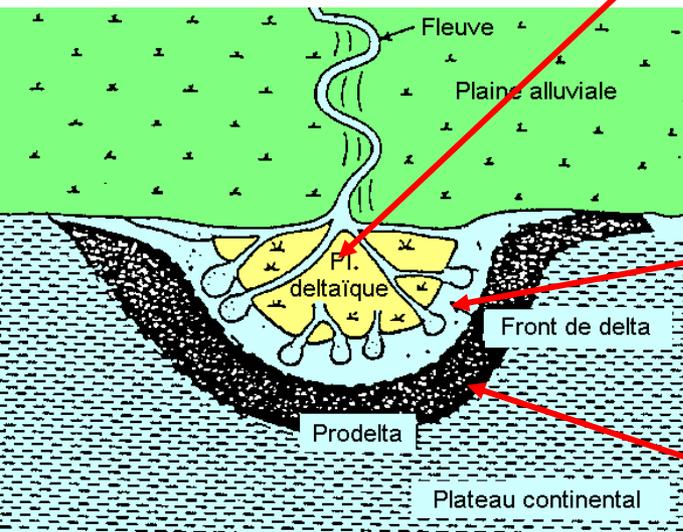
## 2. Les Deltas



Un **delta** représente l'embouchure d'un cours d'eau à l'endroit où il se jette dans un océan, une mer ou un lac.

Dans certaines conditions liées à la turbulence de la mer et à la quantité d'alluvions charriées, le cours d'eau principal peut se scinder en plusieurs bras dont le tracé avec la côte est souvent **triangulaire**, ressemblant à la lettre grecque delta ( $\Delta$ ), d'où son nom.

Un delta est souvent composé par trois parties:

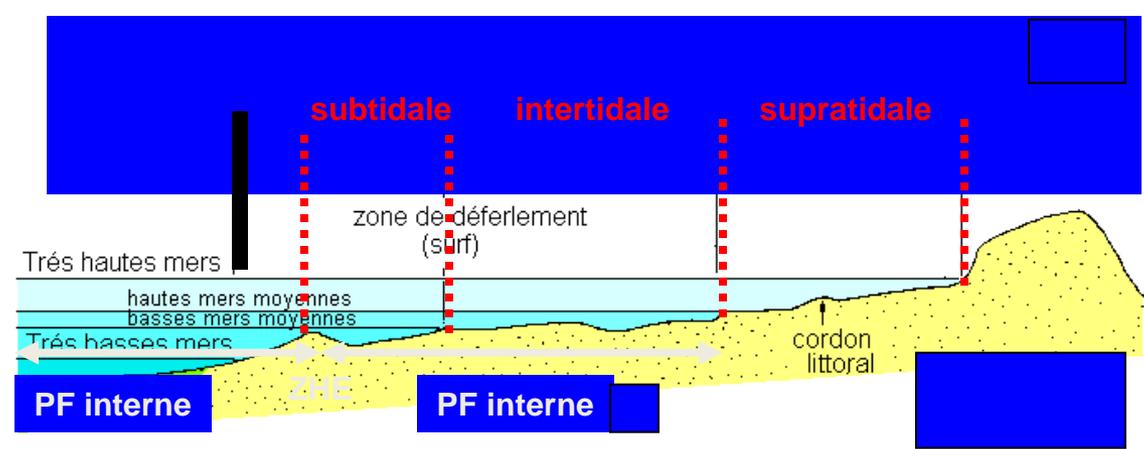


- la **plaine deltaïque**, prolongement de la plaine alluviale, parcourue par un réseau de chenaux ramifiés, entre lesquels s'étendent des zones marécageuses où les sédiments sont des sables et des galets dans les chenaux et de limons et argiles, riches en matière organique dans les zones interdistributaires.

- le **front du delta**, prolongement de la plaine deltaïque et est en général immergée. La sédimentation y est dominée par des sables et silts ;

- le **prodelta** est la partie la plus profonde du delta. Ils s'y déposent des dépôts argilo-silteux généralement bioturbés car très riches en matière organique.

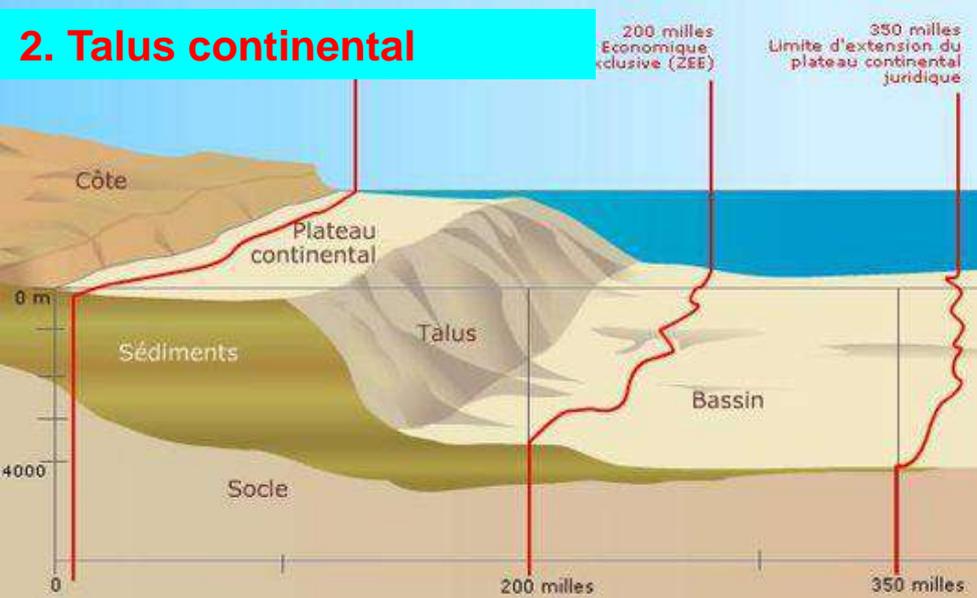
# 1. Plate-forme continentale



La morphologie, l'hydrodynamisme, le chimisme et la pénétration de la lumière sont les principaux critères de subdivision de la plate-forme :

- **zone supratidale** : située au dessus de la zone à haute marée et se termine vers le continent quand les influences marines disparaissent ;
- **zone intertidale** : ou zone de balancement des marées. Elle s'étend sur toute l'aire découverte quotidiennement par les mouvements du flot et du jusant. La zone intertidale est un milieu où les conditions écologiques sont extrêmement difficiles du faite de l'alternance de périodes d'émersions et d'immersions et des variations de température, de pH, du chimisme, ... ;
- **zone subtidale** : ou plate-forme interne ss. Dans ce milieu l'énergie est généralement plus basse car située sous les niveaux des basses marées ;
- **zone à haute énergie** : à hydrodynamisme fort et salinité normale ;
- **plate-forme externe** : toujours immergée et à salinité des océans.

## 2. Talus continental

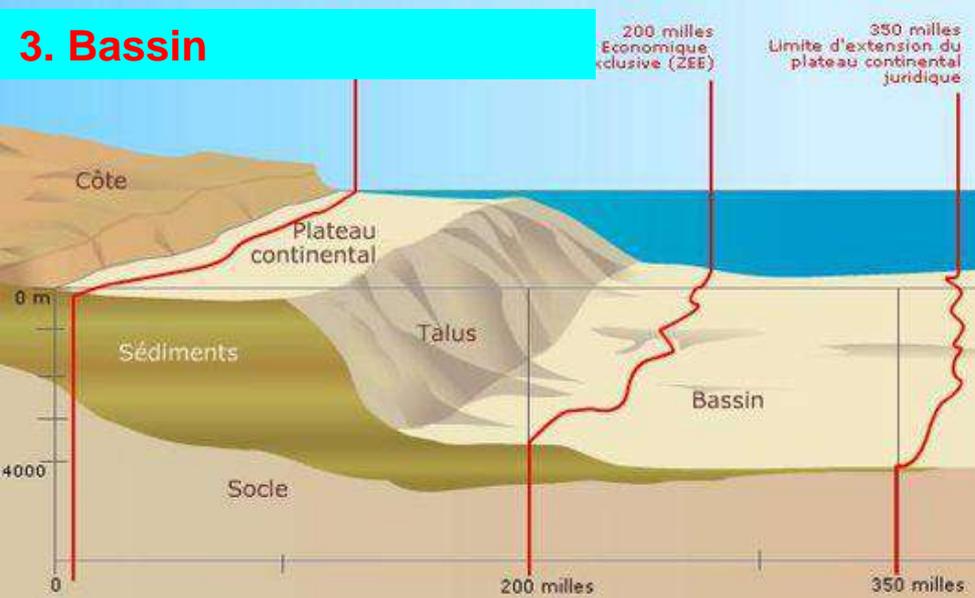


Le **talus continental** borde l'extrémité distale de la plate-forme. Il est généralement entaillé par des canyons sous-marins par où transitent les matériaux qui sont épanchés sur le glacis et la plaine abyssale.

D'une manière générale les dépôts de talus sont fins. Ces matériaux proviennent de la plate-forme et correspondent à des dépôts détritiques hérités du continent ou à des carbonatés issus de la production biologique.

Tout déséquilibre déclenche un déplacement gravitaire vers le glacis. Ces déplacements de matériaux produisent une érosion plus ou moins notable du talus. On citera comme exemple les courants de turbidités (détail voir chapitre 1 ; paragraphe transport ; cours de Géodynamique externe S2).

### 3. Bassin



Les bassins océaniques comportent :

- les **plaines abyssales** : qui prennent naissance au pied du talus continental (4000 à 5000m de profondeur). La sédimentation dans ces plaines est active (supérieure à 1m/1000ans). Les sédiments sont formés de boues hémipélagiques à fraction biogène abondante ;
- les **rides médio-océaniques** : situées entre 5000 et 6000m de profondeur en moyenne. Ce sont des zones très lointaines des côtes et donc protégées des apports continentaux. Elles sont caractérisées par un taux de sédimentation très faible (presque 1mm/1000ans), une dissolution intense des carbonates et fréquences des dépôts pélagiques (boues siliceuses, boues argileuses,...).

Un **paléoenvironnement** ou un **ancien milieu de dépôt** correspond:

- à une **aire de dépôt**;
- ainsi que les **êtres vivants** qui y évoluent (biocénose).

Plusieurs disciplines:

- paléontologie;
- sédimentologie;
- palynologie;
- stratigraphie, ... travaillent en commun à la reconstitution des paléoenvironnements, en apportant leur contribution dans la détermination des
  - **caractères physiques**;
  - **caractères chimiques**;
  - **caractères biologiques**.

La reconstitution des paléomilieux et de leurs peuplements (microfossiles, flores et faunes marines, littorales, continentales, lacustres ...) facilite d'autres objectifs géologiques de pratique directe, comme pour le cas des prospections pétrolières et/ou minières.

Cependant, chacune des composantes d'un paléoenvironnement doit être étudiée séparément à partir d'éléments différents et faire ensuite l'objet d'une reconstitution, pour participer à la reconstitution du paléomilieu en question.

**L'objectif** de ce chapitre est d'énumérer certaines des méthodes de détermination des caractères physiques, chimiques, .... d'un paléoenvironnement, comme exemple des:

## **méthodes d'appréciation de la profondeur des milieux de dépôt.**

Retenir que pour reconstituer un paléoenvironnement, on admet certains principes et postulats :

- les phénomènes actuels se sont déroulés toujours selon le même processus : **principe de l'actualisme**;
- chaque roche sédimentaire correspond à un même environnement de dépôt : **interprétation sédimentaire**;
- chaque assemblage de fossiles en place révèle un milieu de vie ancien : **interprétation paléontologique**.

## I. Paramètres d'estimation de la profondeur des paléomilieux

Dans les milieux de dépôts actuels, la profondeur de l'eau est accompagnée des variations de certains paramètres, comme :

- l'énergie du milieu;
- le potentiel redox (oxygénation);
- la composition minéralogique du dépôt;
- le contenu biologique;
- le taux l'oxygénation;
- la luminosité;
- la salinité; ...

Dans un milieu ancien on ne pourra estimer la profondeur du dépôt que d'une façon indirecte, à partir des caractères physiques, chimiques et biologiques des sédiments.

## 1. Estimation de l'énergie

En général, l'énergie hydrodynamique (agitation de l'eau) qui règne dans un milieu diminue quand la profondeur augmente:

- **en surface**, agitation forte (vagues, courants, ...) et les dépôts sont grossiers;
- **en profondeur**, agitation faible, les sédiments sont fins et décantent lentement.

On admet qu'en mer, les vagues font sentir leur effet jusqu'à une profondeur d'une centaine de mètres, peut-être plus, pendant les tempêtes. Néanmoins, l'hydrodynamisme peut être important à plus d'un millier de mètres de profondeur : courants de fond et les courants de turbidité déplacent et redistribuent d'énormes volumes de sédiments en profondeur.

Ils existent certaines exceptions, mais en général, dans un milieu de dépôt, quand on a une :

- **énergie forte** : pas de dépôt et présence de figures d'érosion sur le fond;
- **énergie moyenne** : sédiments plus ou moins grossiers sous forme de corps sédimentaires dunes, rubans sableux, rides de courant , ...;
- **énergie faible** : sédiments fins laminés sous forme de corps sédimentaires en fines lamines.

**Donc, on peut remarquer que la texture et les structures sédimentaires sont plus des indicateurs d'énergie que des indicateurs de profondeur.**

## 2. Utilité des fossiles et des traces fossiles

L'état de conservation des fossiles donne une indication sur l'hydrodynamisme du milieu de dépôt:

- **fossiles fragiles délicatement conservés** (fins tests de foraminifères, articles de crinoïdes en connexion,...) témoignent d'une **énergie très faible**;
- **coquilles cassées et classées** caractérisent un **milieu agité**;
- **orientation de coquille** ou bioclastes indique l'intervention d'un **courant tracteur**;
- **traces de locomotion** d'organismes sur le fond correspondent à un **milieu calme**;
- **absence de traces d'activités biologiques** indique souvent un **milieu agité**;
- **traces biologiques d'organismes non fixés** sont remplacées par des **traces mécaniques** produites par le courant, soulignent un **milieu agité**;
- **nature des fossiles** peut être également un bon indicateur du milieu où les organismes ont vécu, et donc de celui où leurs restes se sont déposés s'il n'y a pas eu transport post-mortem;
- **présence d'algues** est liée à la **photosynthèse**, donc à la lumière de la **zone photique**, c'est à dire quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum;
- **coraux**, contenant pour la plupart des algues symbiotiques, ne se développent généralement que dans la **zone photique**;
- certaines espèces de foraminifères benthiques actuels ne se rencontrent qu'à des profondeurs déterminées : on peut généraliser les conclusions aux espèces voisines fossiles.

**Le problème principal reste néanmoins de savoir si les restes trouvés correspondent à des organismes ayant vécu sur place: par exemple, les courants peuvent ramener des coquilles de la plate-forme littorale dans les plaines bathyales océaniques.**

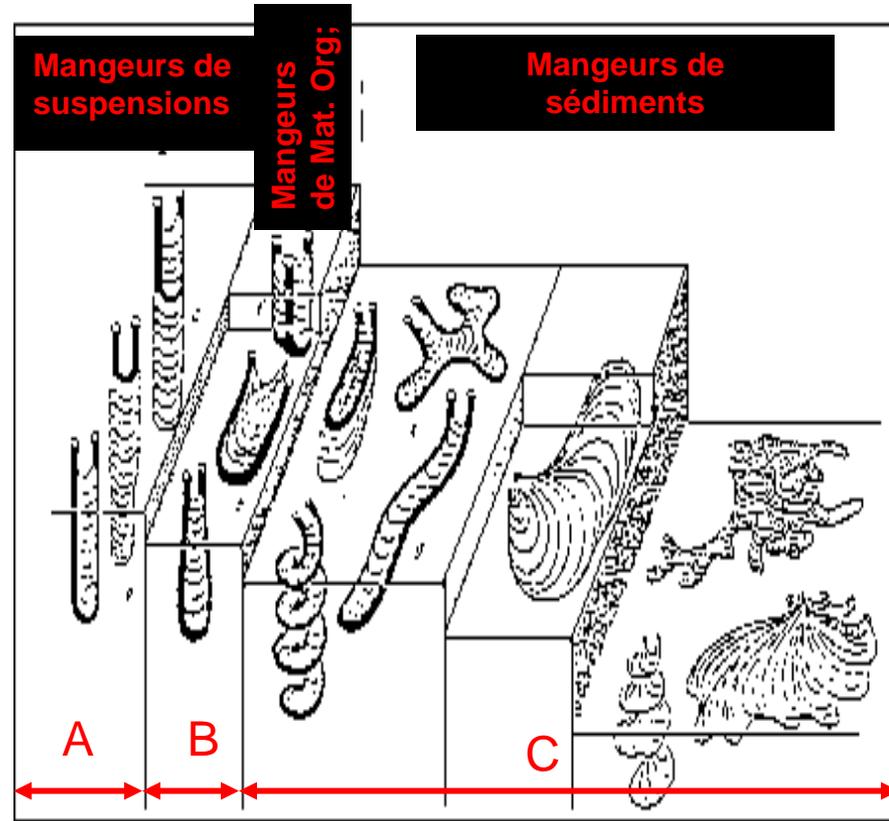
En l'absence de restes organiques, les traces d'activité peuvent se montrer très utiles. Des traces sont laissées par des organismes vivants à faible profondeur (plage, plate-forme littorale), d'autres à des profondeurs plus grandes (bassin océanique).

Des assemblages de traces caractéristiques ont pu être corrélées avec la profondeur:

- dans la zone tidale (A), les organismes fousseurs creusent des terriers en U (comme celui de l'annélide actuel) et se nourrissent de suspension;

- sur la plate-forme (B), on trouve les terriers également en U mais d'animaux se nourrissant de la matière organique du sédiment;

- plus profondément (C), les terriers des animaux fousseurs sont plus complexes.



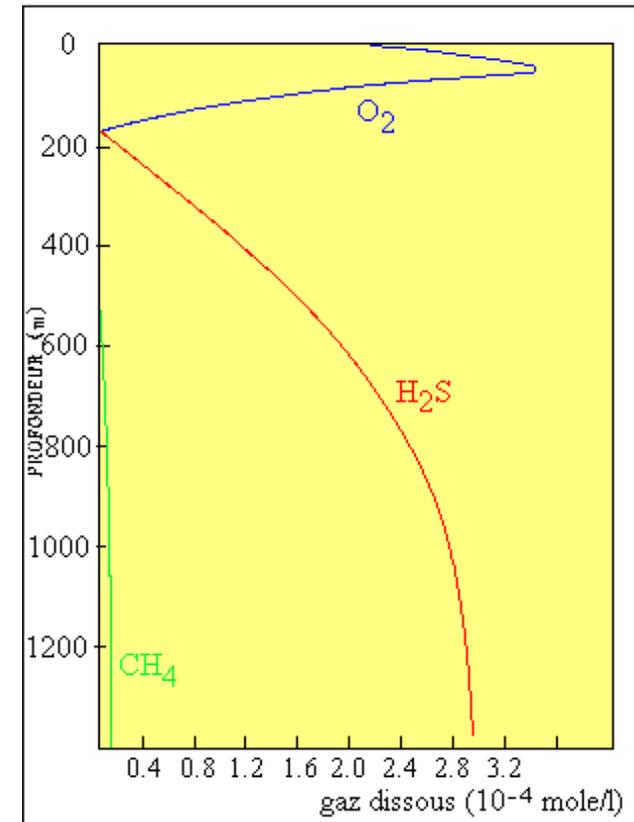
### 3. Relation profondeur et teneur en gaz dissous

Le teneur en oxygène de l'eau diminue avec la profondeur si la stratification de l'eau n'est pas intensément brassée.

La teneur en  $O_2$  décroît avec la profondeur; elle est nulle au-delà de 200m. Les zones profondes et calmes sont pauvres en oxygène (anoxie). Cependant, une agitation, même temporaire, de l'eau apporte de l'oxygène de la surface : c'est le cas des tempêtes, des courants profonds, des courants de turbidité.

Le **sulfure d'hydrogène** ( $H_2S$ ) et le **méthane** ( $CH_4$ ) sont produits par la décomposition bactérienne de la matière organique des sédiments du fond.

Certains corps ne peuvent se former ou s'accumuler qu'en milieu anoxique : la matière organique est fermentée par les micro-organismes et produit des sulfures et du méthane.



Teneur en gaz dissous (cas de la mer Noire)

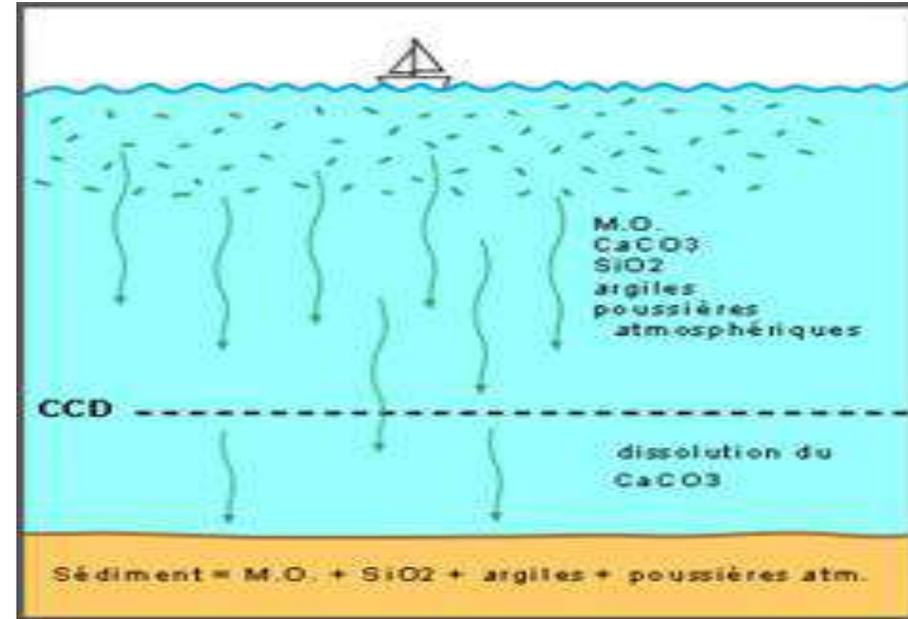
(<https://www.u-picardie.fr>)

## 4. Profondeur de compensation des carbonates

Le carbonate de calcium est dissous en profondeur; il n'y a plus de carbonate dans les mers actuelles au delà de 5400m de profondeur. Les tests calcaires de foraminifères issus du plancton sont dissous et ne laissent plus de trace dans le sédiment.

La profondeur de compensation des carbonates (Carbonate Compensation Depth ou **CCD**) varie selon les mers.

Néanmoins on peut toujours affirmer qu'un sédiment carbonaté ne s'est pas formé à grande profondeur : c'est le cas de la craie constituée de tests calcaires de micro-organismes planctoniques.



Profondeur à partir de laquelle toute la calcite est dissoute :  
Profondeur de Compensation des Carbonates

(<https://www.u-picardie.fr>)

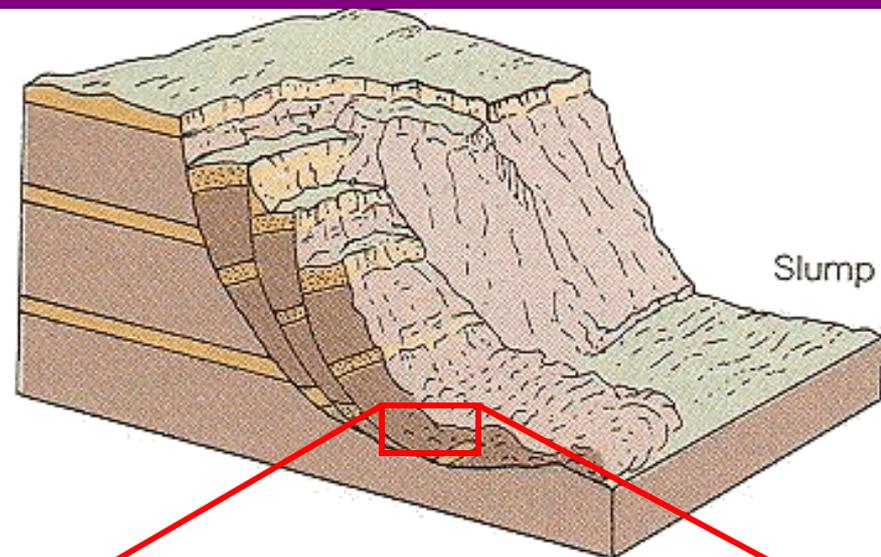
**Remarque:** actuellement dans l'océan Atlantique cette profondeur se situe vers 5000m et dans la Pacifique vers 4500m

## 5. Structures de glissement

### Bloc diagramme d'une structure de glissement en slump

(<http://people.uwec.edu>)

Un sédiment qui glisse sur une pente se déforme et acquiert des structures particulières, les structures de glissement, dont les slumps sont les plus représentatifs .



Ces structures sont préservées ensuite dans la roche. On estime qu'une pente minimale de  $1^{\circ}30$  est nécessaire pour permettre un glissement.

La présence de slumps dans une couche permettra d'estimer grossièrement la pente ancienne (paléopente) et indirectement la profondeur minimale d'un bassin d'accumulation.



### Coupe longitudinale montrant des plis issus de slump

(<http://people.uwec.edu>)

## 6. Figures indicatrices de mise à l'air libre

- \* Les: - **fentes de dessiccation**;
- **traces de gouttes de pluie**;
- **traces de locomotion de vertébrés**

**terrestres** (comme les traces de pas de dinosaures, au Secondaire, et celle d'Australopithèques au Quaternaire);  
témoignent d'une **mise à l'air** du sédiment meuble.

\* Les **traces d'activité algale**, ou **stromatolithes**, sont assez caractéristiques des **zones intertidales**.

\* De nombreuses **formes d'érosion** ne se produisent qu'en **milieu aérien** (fragmentation des roches par variations de température, galets éolisés par exemple).

\* Les **altérations donnant naissance aux sols** et aux **croûtes calcaires** ne peuvent se produire qu'en **milieu continental**.



Figures de dessiccation

(<http://people.uwec.edu>)

## II. Cartes des isobathes et des isopaques

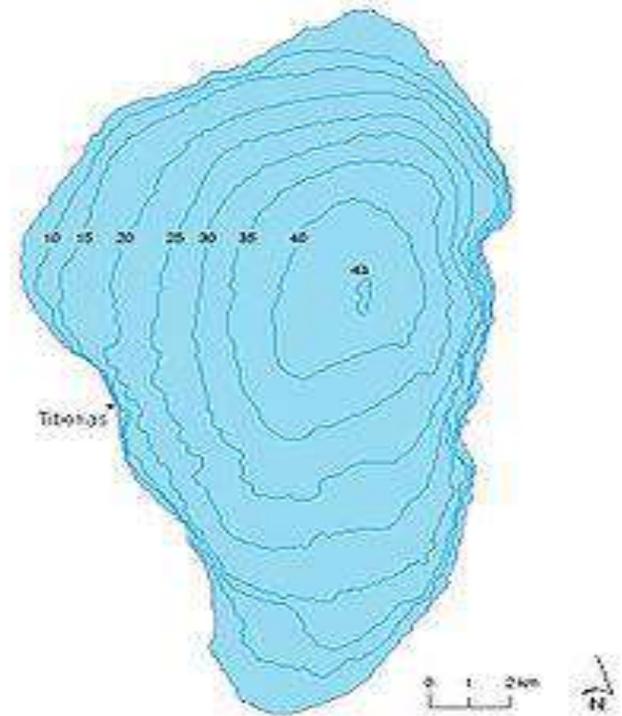
A partir des données des méthodes précédentes et appuyé par des études géophysiques on peut établir pour un paléo-bassin des cartes qui permettent **d'évaluer les épaisseurs et les volumes des roches réservoirs ou des nappes phréatiques.**

### \* Cartes des isobathes

Une **isobathe** est une **ligne joignant des points d'égale profondeur**; c'est donc une courbe de niveau, indiquant la profondeur d'une surface.

Ce peut être la profondeur de différents types de surface, selon le domaine :

- en océanographie les isobathes dessinent le relief d'un fond marin;
- en hydrographie les isobathes indiquent la surface d'une nappe d'eau;
- en géologie les isobathes dessinent la surface d'une couche souterraine.

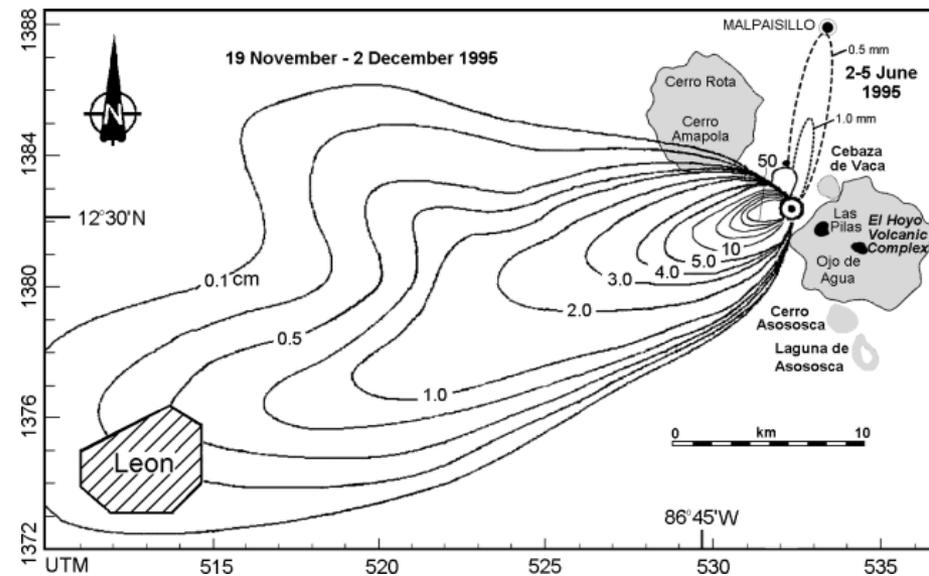


Carte d'isobathes

## \*\* Cartes des isopaques

Ce sont des **courbes**, analogues aux courbes de niveau des cartes topographiques formées de lignes stratigraphiques correspondant à des courbes **d'égales épaisseurs** des formations géologiques.

Une carte en isopaques est, en fait, une « carte topographique », en courbe de niveaux, des structures du sous-sol.



Carte des isopaques

On les utilise, en particulier, dans les **calculs d'évaluation du volume d'une roche réservoir** dans un gisement minier ou pétrolier.

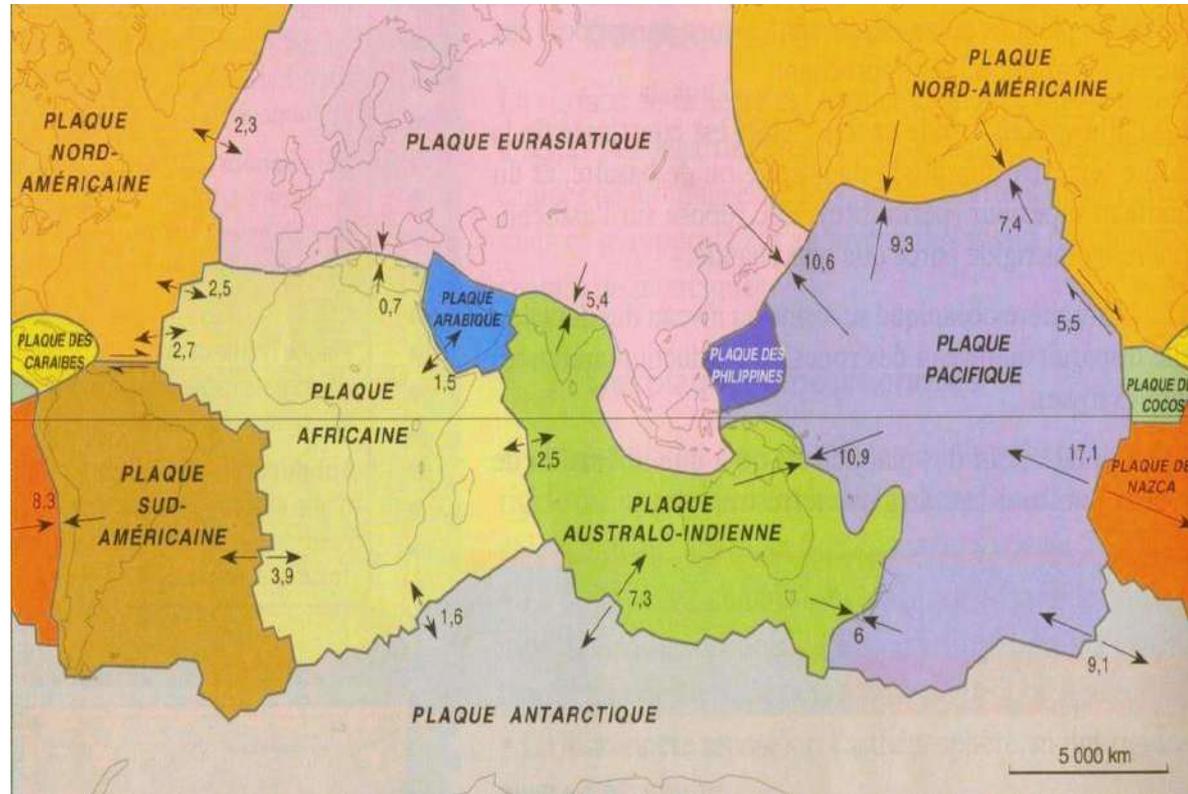
L'élaboration de telles cartes permet de **visualiser la géométrie tridimensionnelle des corps sédimentaires**, en particulier les corps gréseux constituant la roche réservoir.

**La réalisation de ces deux types de cartes est basée essentiellement sur les résultats des études géophysiques.**

**Elles servent surtout dans les domaines des gisements pétroliers et les recherches des nappes phréatiques où elles permettent d'évaluer les épaisseurs et les volumes des roches réservoirs.**

## 3. Contexte tectonique stable et instable

### I. Rappel sur la notion de tectonique des plaques



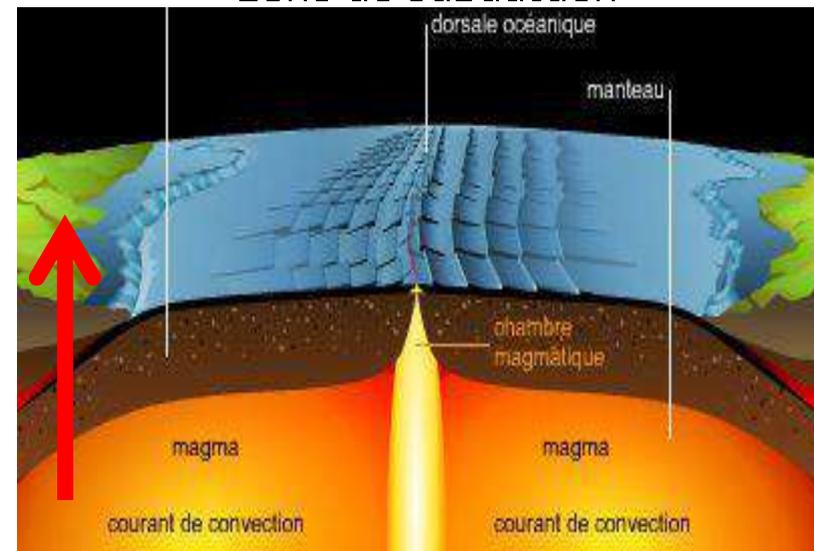
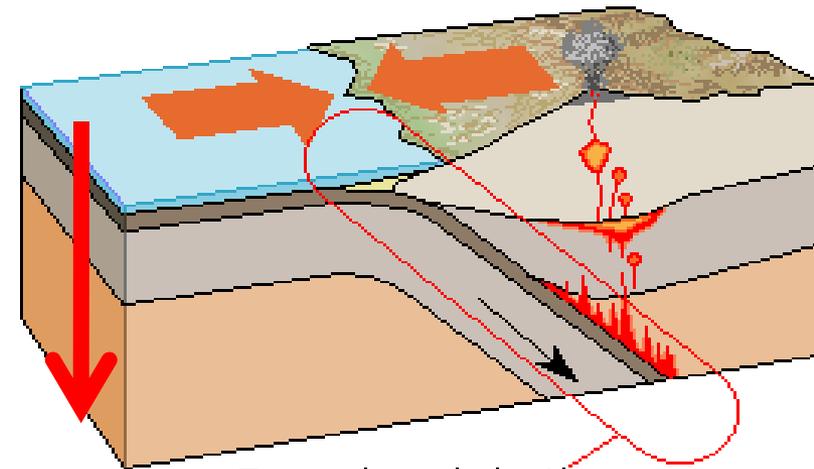
La terre est morcelée en vastes zones stables que sont les plaques et les limites des plaques (dorsales, fosses ...) correspondent à des zones très actives ou instables.

**Pourquoi la terre est fragmentée en de plusieurs morceaux ?**

La terre évacue sa chaleur par des déplacements de matière chaude vers le haut et de matière froide vers le bas:

- les **déplacements de matière froide**, à l'échelle du manteau, sont principalement représentés par les **subductions** et par **l'enfoncement des plaques lithosphériques froides** dans le manteau;

- les **déplacements de matière chaude** dans la partie supérieure du manteau, sont les **remontées sous les dorsales**.



## Structure interne du globe terrestre ?

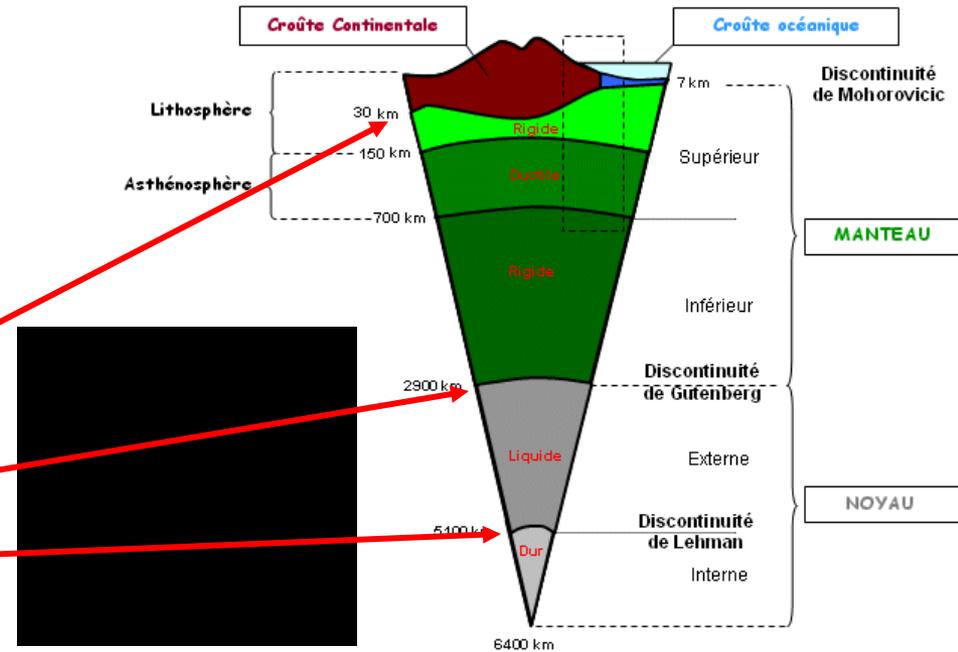
La structure en profondeur de la terre est constituée de couches superposées, qui se distinguent par leur état solide, liquide...

### Comment le savons-nous ?

En effet, les sismologues

- **Mohorovicic (1909)**
- **Gutenberg (1912)**
- **Lehmann (1936)**

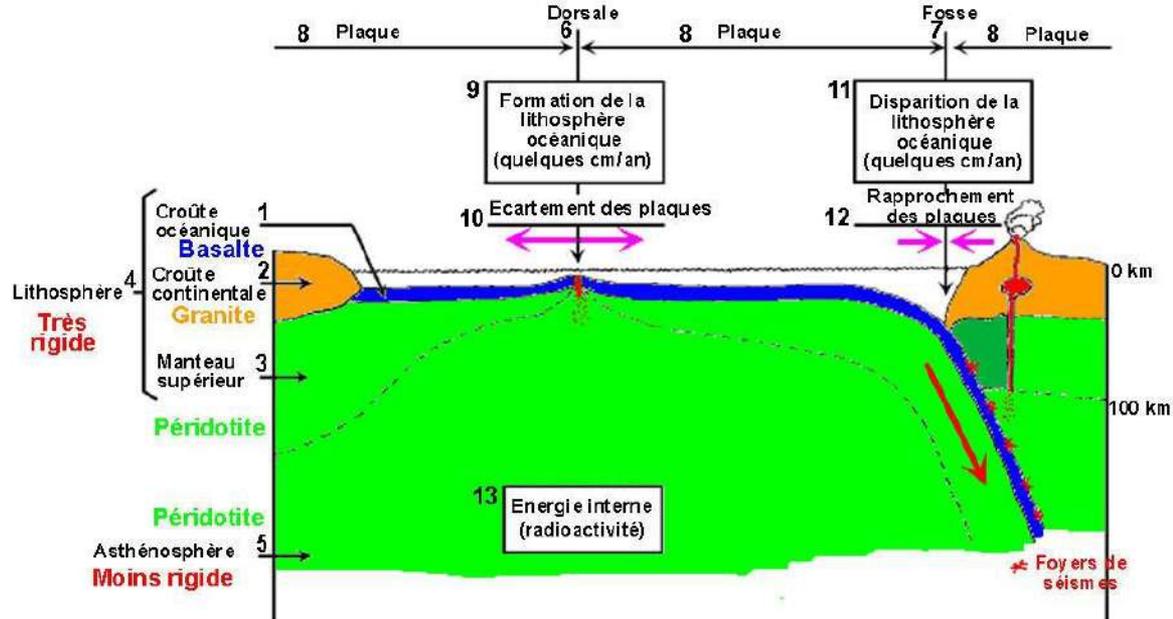
ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches par l'étude du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.



Structure interne du globe terrestre  
(<http://www2.ulg.ac.be>)

La variation de la vitesse des ondes sismiques permet donc de distinguer les différentes couches terrestres, en particulier :

- la **croûte** et le **manteau supérieur** forment la **lithosphère rigide** (plaque tectonique) ;
- et en dessous, la **partie du manteau moins rigide** (l'**asthénosphère**) sur laquelle glisse la lithosphère.



Depuis les travaux de Wegener (1912) et sa théorie sur la dérive des continents on sait que les plaques sont animées de mouvements qui transforment la lithosphère.

Cette théorie a permis d'expliquer les phénomènes de:

- tremblements de terre;
- volcans;
- déformation de la croûte terrestre;
- la formation des grandes chaînes de montagnes.

Les études ultérieures ont démontré que les plaques:

- s'écartent ou se rapprochent à des vitesses de l'ordre du cm/an;
- s'écartent au niveau des dorsales ;
- et se rapprochent et s'enfouissent au niveau des fosses.

## II. Contexte tectonique et bassins sédimentaires

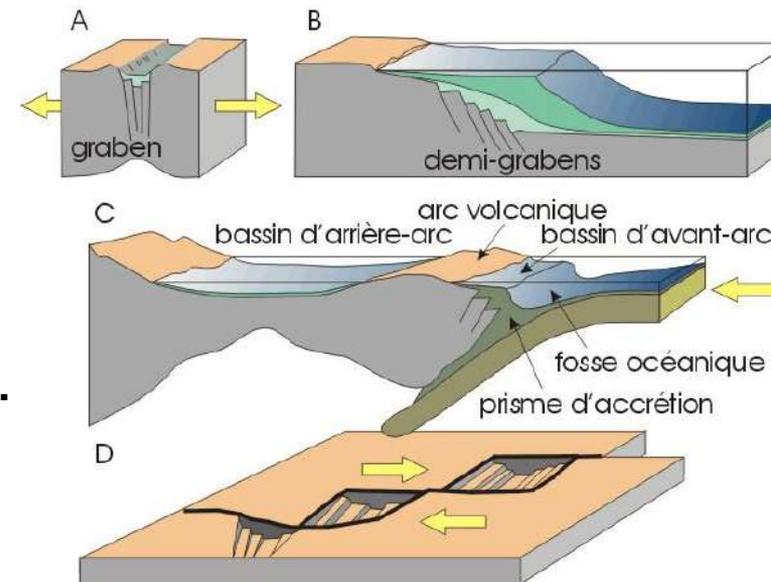
Après l'érosion et le transport le devenir d'un sédiment est de finir son voyage dans un bassin sédimentaire.

Cette évidence nécessite donc la formation d'un espace pour les dépôts ou bassin sédimentaire résultant :

- d'un enfoncement de la base du bassin (**subsidence**);
- d'une hausse du niveau marin (**eustatisme**).

Les bassins sédimentaires sont donc fonction de:

- leur contexte tectonique ;
- mécanismes responsables de leur subsidence.

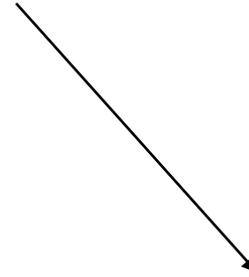
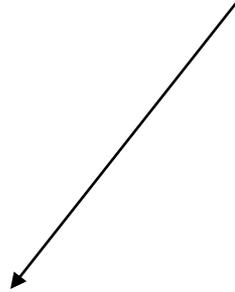


La lithosphère est donc fragmentée en un certain nombre de plaques, qui sont mobiles les unes par rapport aux autres. Entre deux plaques, trois mouvements relatifs sont possibles :

- l'**écartement** ou **divergence**,
- le **rapprochement** ou **convergence**,
- le **coulissage** ou **cisaillement**.

-.

Ainsi selon la dynamique de la région, on reconnaît deux cas:



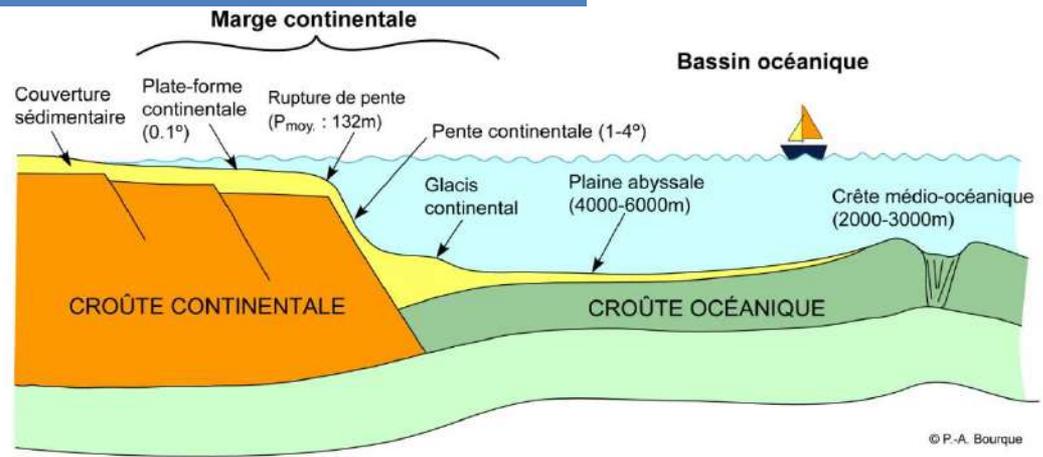
**Marges passives**  
**(stables)**

se situent sur d'anciennes  
frontières de plaques coulissantes  
ou divergentes.

**Marges actives**  
**(instables)**

se localisent au dessus de zones  
où une plaque plonge sous l'autre  
ou zone de subduction.

# 1. Marges passives



## Une **marge passive** :

- zone de transition entre une masse continentale et la croûte océanique;
- qui se crée au sein de la même plaque lithosphérique;
- résulte d'une phase de **rifting** qui engendre un amincissement de la lithosphère;
- se forment là où la croûte terrestre est étirée et amincie;
- sont des zones qui ne présentent pas d'activités sismiques et/ou volcaniques;

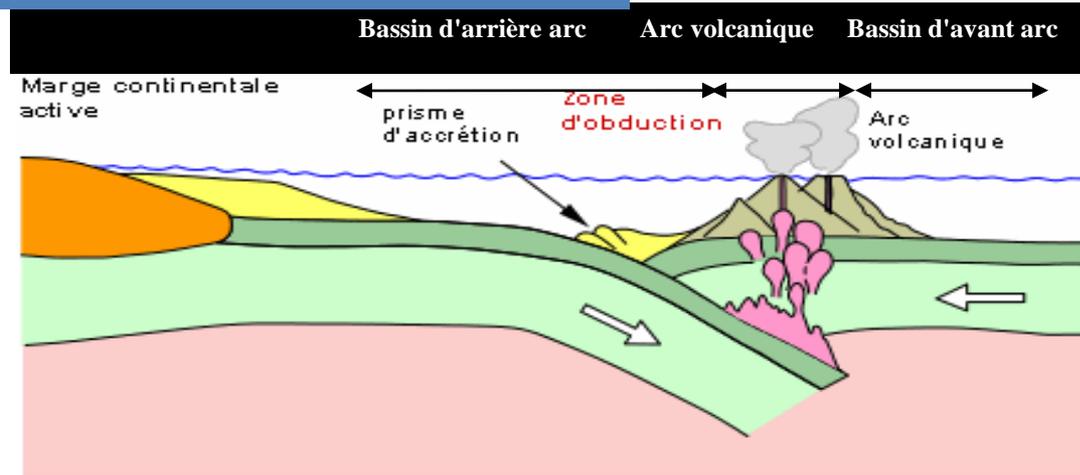
## En général, les marges passives sont formées de trois grandes unités morphologiques :

- la plate-forme continentale;
- la pente continentale;
- enfin, le glacis.

Au cours du rifting, des sédiments se déposent et provoquent un affaissement du fond océanique ou subsidence. Selon leur période de dépôt, on peut distinguer:

- **sédiments pré-rift**, affectés par les failles normales post-dépôt;
- **sédiments syn-rift**, déposés en éventail, au sommet des blocs basculés;
- **sédiments post-rift**, issus de l'érosion des continents.

## 2. Marges actives



Une **marge active** est :

- le site de phénomènes géodynamiques intenses (volcanisme, sismicité, ...);
- situées à la frontière entre deux plaques convergentes ;
- marquée par une fosse profonde qui borde la marge du côté océanique.

En fait, la morphologie des **marges actives** dépend directement des phénomènes géodynamiques associés à la subduction, en particulier de l'accrétion tectonique et du volcanisme.

Les bassins associés à ces zones de convergence de plaques sont :

- **fosses océaniques**, s'agit de dépressions océaniques profondes localisées au niveau des zones de subduction, à sédimentation pélagique;
- **bassins d'avant-arc** : sont en avant des arcs volcaniques. La sédimentation y est à caractère moins profond et plus riche en dépôts volcano-sédimentaires;
- **bassins d'arrière-arc** : ces bassins ressemblent par leur mécanisme de subsidence et par leur remplissage aux bassins liés à la divergence de deux plaques.

# Subsidence : origines et conséquences

La **subsidence** : du latin subsidere : s'enfoncer , est un **affaissement progressif** de l'écorce terrestre sous l'effet d'une charge qui vient s'ajouter :

- **au-dessus** de la croûte (eau, sédiments, volcan, calotte glaciaire, chaîne de montagnes, plaque lithosphérique...);
- **à l'intérieur** de de la croûte (changement de phase par métamorphisme);
- **au-dessous** de de la croûte (matériel mantellique lourd).

La subsidence peut être liée à :

- **mouvements des plaques tectoniques** (faille, étirement de la lithosphère, ...) ;
- **accumulation d'épaisses séries sédimentaires** dans des bassins peu profonds.

**Ce terme s'applique également à l'augmentation de profondeur que subit une croûte océanique lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale où elle s'est formée.**

# I. Origines de la subsidence

La subsidence en géologie est alors un lent processus de l'affaissement de la lithosphère entraînant un dépôt progressif de sédiments sous une profondeur d'eau constante.

La subsidence peut avoir une **origine** :

- **tectonique** ou **initiale** due aux processus de déformation de la lithosphère (amincissement crustal);
- **thermique** par refroidissement et l'augmentation de la profondeur de la croûte océanique quand elle s'éloigne de la dorsale où elle s'est formée;
- ou **gravitaire**, en fonction du remplissage des bassins sédimentaires par la production terrigène ou biogénique in situ (carbonatée ou siliceuse).

**Dans tous les cas, la sédimentation est la conséquence et non la cause de la subsidence, même si le poids des sédiments intervient dans un second temps.**

# II. Différents stades de la subsidence

La notion de :

**subsidence initiale** ou (subsidence tectonique) suivie d'une **subsidence secondaire** ou (subsidence thermique)

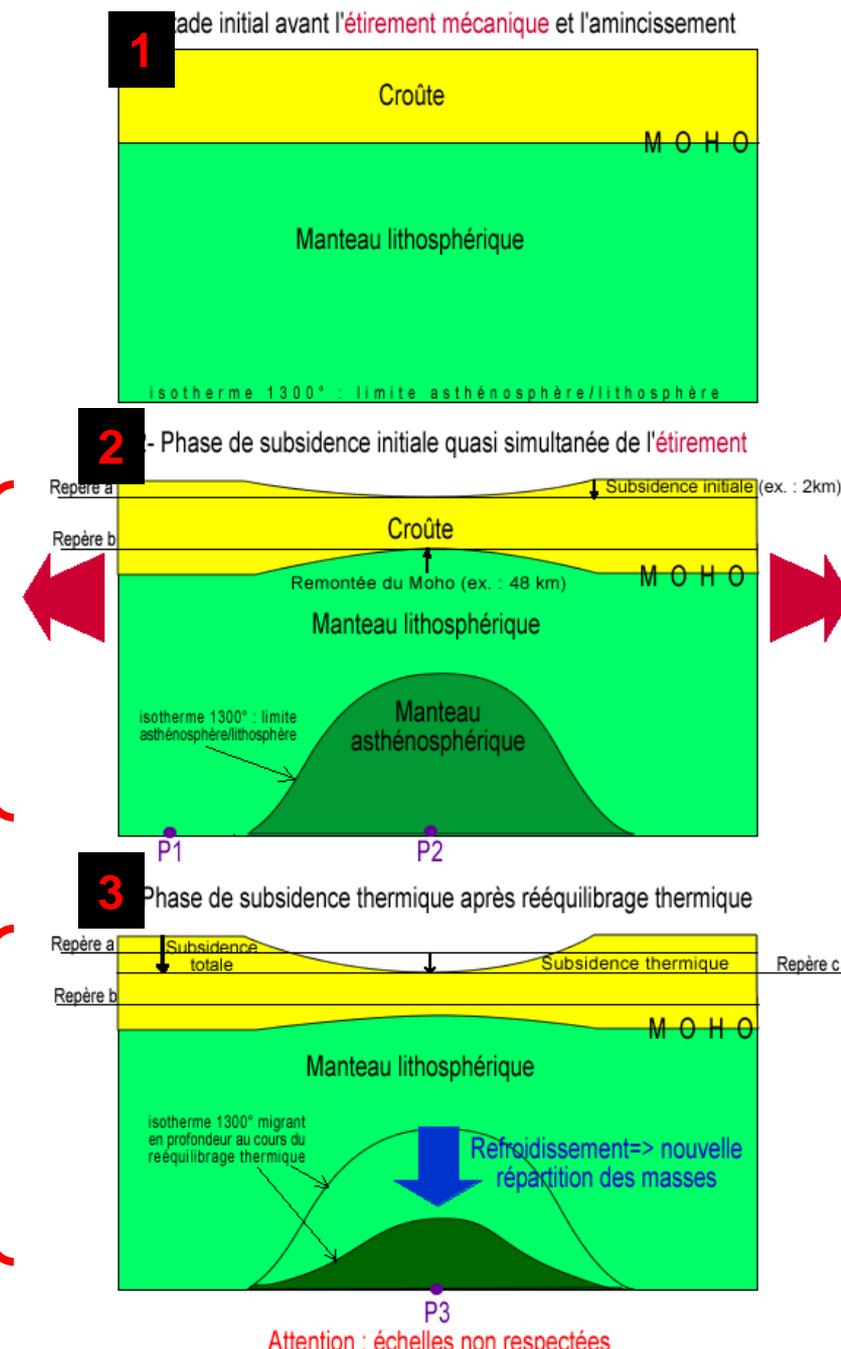
dérive des idées de Mc Kenzie (1978), qui a proposé un modèle thermique d'amincissement uniforme de la lithosphère.

Ce modèle repose sur deux phases successives:

- un amincissement instantané de la lithosphère induisant la subsidence initiale ou tectonique (2) ;

- une évolution postérieure, liée au refroidissement et à l'épaississement de la lithosphère après l'extension suite à la subsidence thermique (3).

**La subsidence totale est la résultat de la: subsidence tectonique + subsidence thermique.**

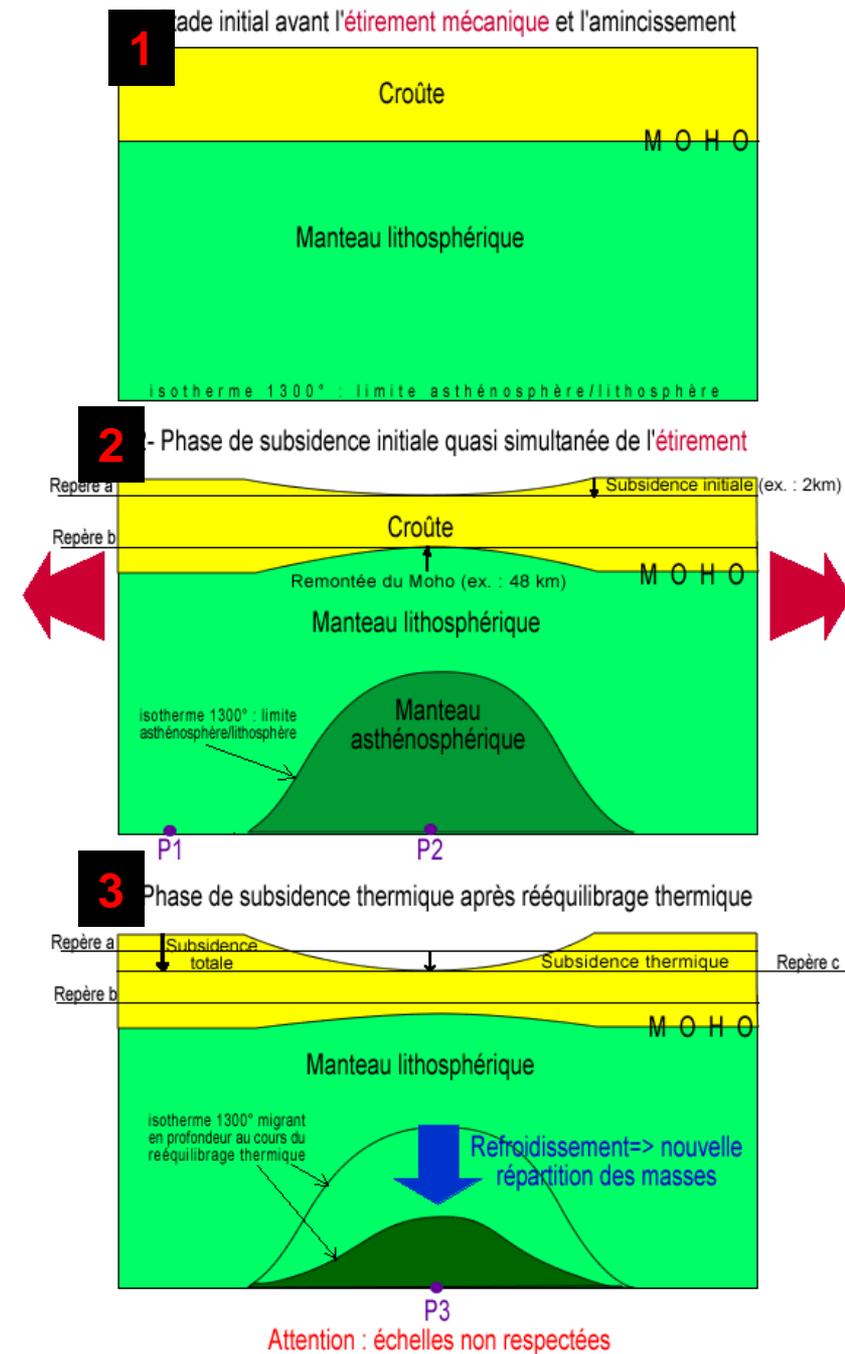


# Trois principales phases y sont reconnues:

- **phase initiale (1)** : stade avant l'étirement mécanique et l'amincissement.

- **phase de subsidence initiale (2)** :  
 . la lithosphère est soumise à un étirement et s'amincit;  
 . et l'asthénosphère remonte.

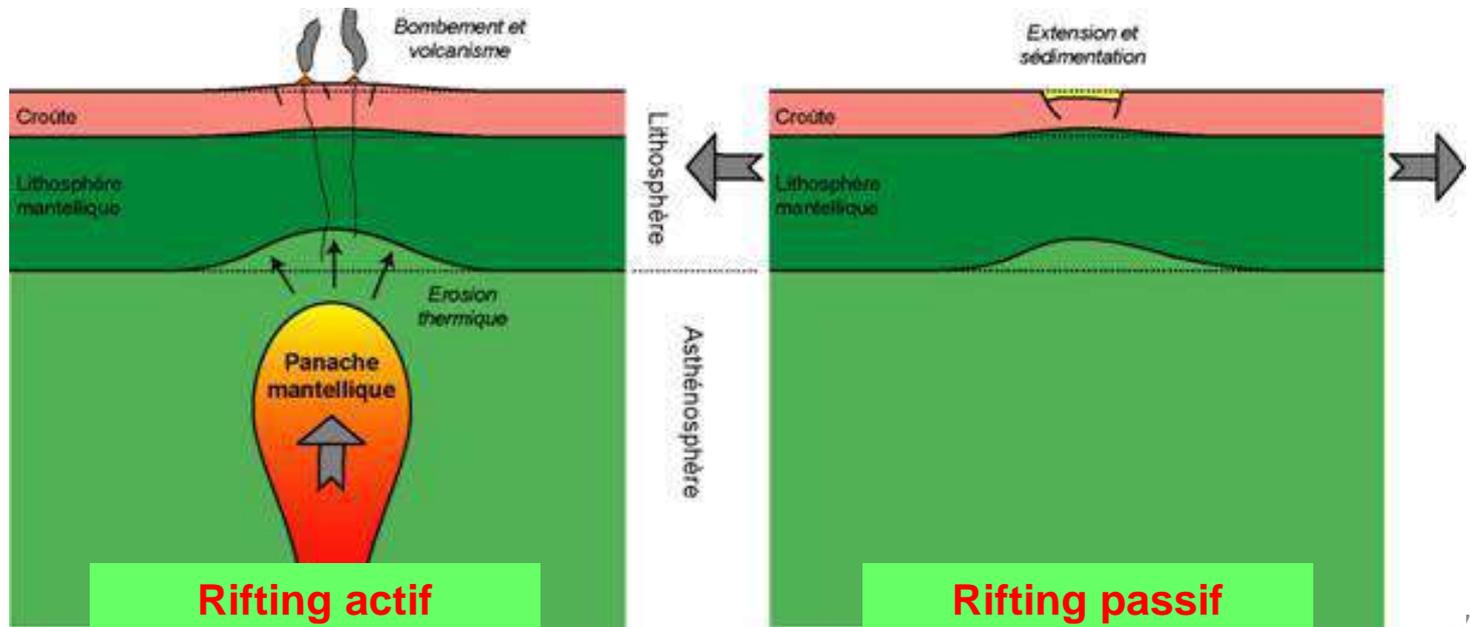
- **phase de subsidence thermique (3)**  
 . au fil du temps, l'asthénosphère qui est remontée se refroidit et devient de la lithosphère mais plus dense. Elle occupe donc un volume inférieur pour une même masse.  
 . la nouvelle répartition des masses provoque là encore une subsidence dite thermique.



# III. Amincissement initial et subsidence initiale

L'amincissement initial (est donc la subsidence) est le résultat de deux phénomènes :

- d'une part un **phénomène dynamique** :
  - sous forme de **contraintes horizontales** au sein de la lithosphère;
  - qui provoque d'abord en surface des fossés d'effondrement (grabens);
  - ensuite ils se comblent de sédiments et où le volcanisme est absent;
  - ➔ c'est le **rifting passif**.
- d'autre part un **phénomène thermo-mécanique** :
  - induisant des **mouvements verticaux**;
  - matérialisés par la remontée de matériel mantellique ou **volcanisme**;
  - et peuvent créer un bombement régional et étirer la lithosphère;
  - ➔ c'est le **rifting actif**.



Au cours du rifting continental:

- la lithosphère est étirée et amincie;
- la lithosphère est donc déformée;
- le type de déformation dépend des propriétés rhéologiques de la roche;
- la roche peut se comporter de manière:
  - ductile (déformation continue);
  - cassante (déformation discontinue).

Pour une roche donnée, ses propriétés rhéologiques dépendent de la:

- température;
- et de la pression, donc de la profondeur.

**Si on considère une colonne de lithosphère, la profondeur limite entre le comportement ductile et le comportement cassant dépend du type de roche et du profil de température.**

Plusieurs modèles théoriques sont avancés pour expliquer ces phénomènes. Nous avons choisi deux simples:

- modèle de Mckenzie;
- modèles de Lister et de Wernicke.

## Modèle de McKenzie :

Insiste davantage sur l'évolution thermique d'une lithosphère soumise à une extension.

L'axe des abscisses correspond à la contrainte déviatorique ou différence entre contrainte maximale et contrainte minimale.

L'axe des ordonnées correspond à la profondeur.

La courbe indique l'intensité de la contrainte à partir de laquelle il y a déformation : En même temps, il permet de déterminer les types de déformation rencontrés dans une colonne de lithosphère.

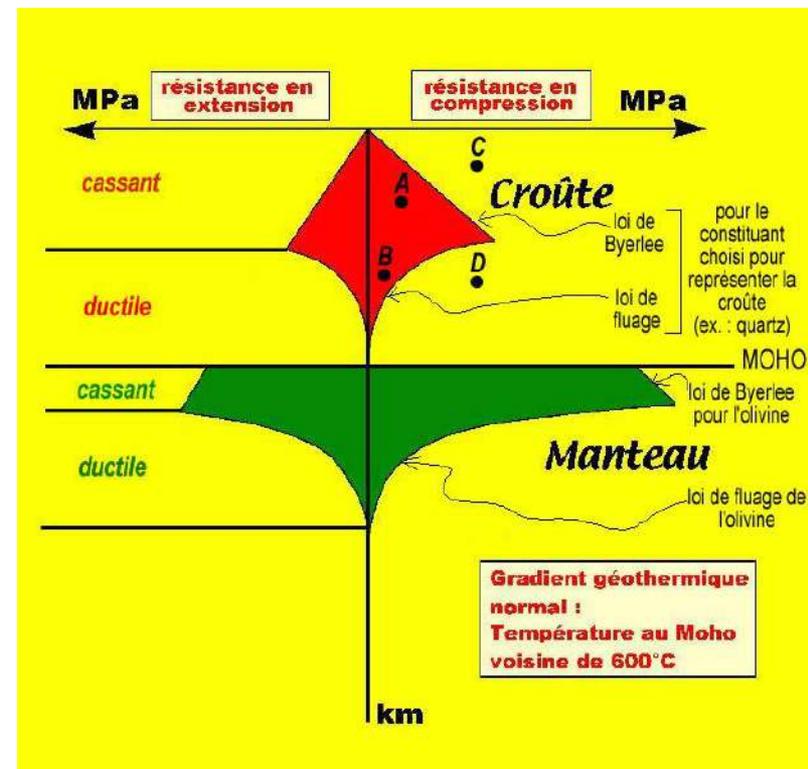
Pour un état de contrainte et une profondeur donnés:

- le matériel ne se déforme pas ou le fait de manière élastique (réversible) tant que l'on reste à l'intérieur de la zone limitée par les droites de Byerlee et les courbes de ductilité (zone de résistance = zones rouges ou vertes) : cas des points **A** ou **B**;

- dans la situation du point **C**, la croûte s'est déformée de façon cassante;

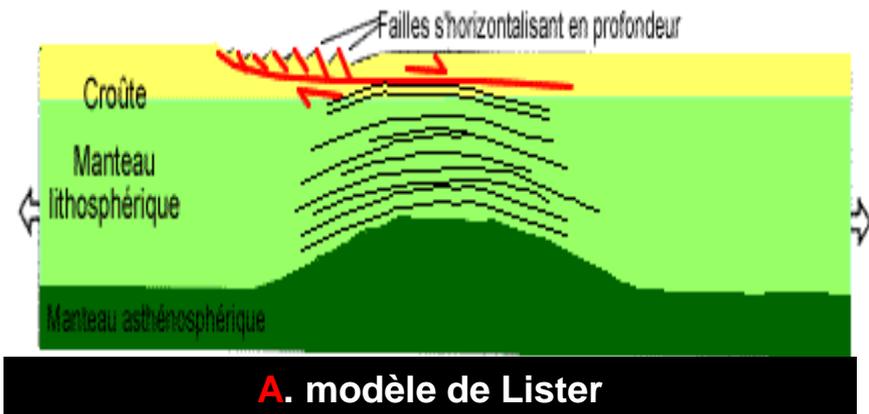
- dans la situation du point **D**, la déformation de la croûte est ductile.

**Toutefois, le modèle de McKenzie est un modèle simple basé sur un étirement symétrique et homogène dans la lithosphère.**

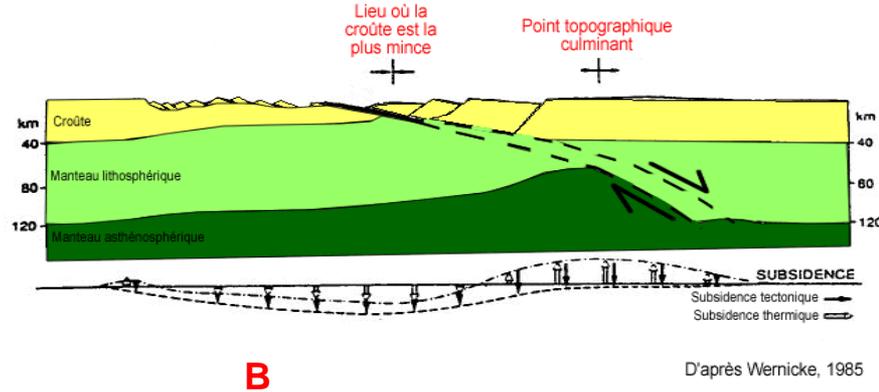


Les deux autres modèles, de Lister (A) et de Wernicke (B) font intervenir des failles de détachement (faille à pendage faible) traversant uniquement la croûte continentale supérieure ou également la lithosphère.

(A) La croûte inférieure et le manteau lithosphérique se déforiment de manière ductile. L'amincissement de la croûte est asymétrique alors que celui du manteau lithosphérique est symétrique.



(B) L'amincissement de la lithosphère est asymétrique. La remontée maximale du manteau lithosphérique n'a pas lieu à l'aplomb de la zone d'amincissement maximal de la croûte. Les effets de la subsidence tectonique et thermique sont figurés sous le schéma par des flèches descendantes ou ascendantes.



Pour reconstituer la formation d'un bassin, ainsi que son évolution, on ne dispose que de son état actuel (forages et images sismiques de la succession sédimentaire, épaisseurs de croûte, données géophysiques, ...).

L'histoire du bassin en tant que **contenant** ne peut être approchée que par son contenu (sédiments). Cet enregistrement discontinu de l'enfoncement du socle a pu être perturbé par différents facteurs (variations eustatiques, fluctuations des apports sédimentaires, érosion, diagenèse, histoire tectonique polyphasée).

Pour étudier la subsidence d'un bassin certaines caractéristiques doivent être analysées :

- courbe des variations eustatiques;
- épaisseurs sédimentaires suivant les âges;
- profondeurs de dépôt des sédiments;
- état de compaction des sédiments résultant de la diagenèse par enfouissement;
- évolution isostatique, ...

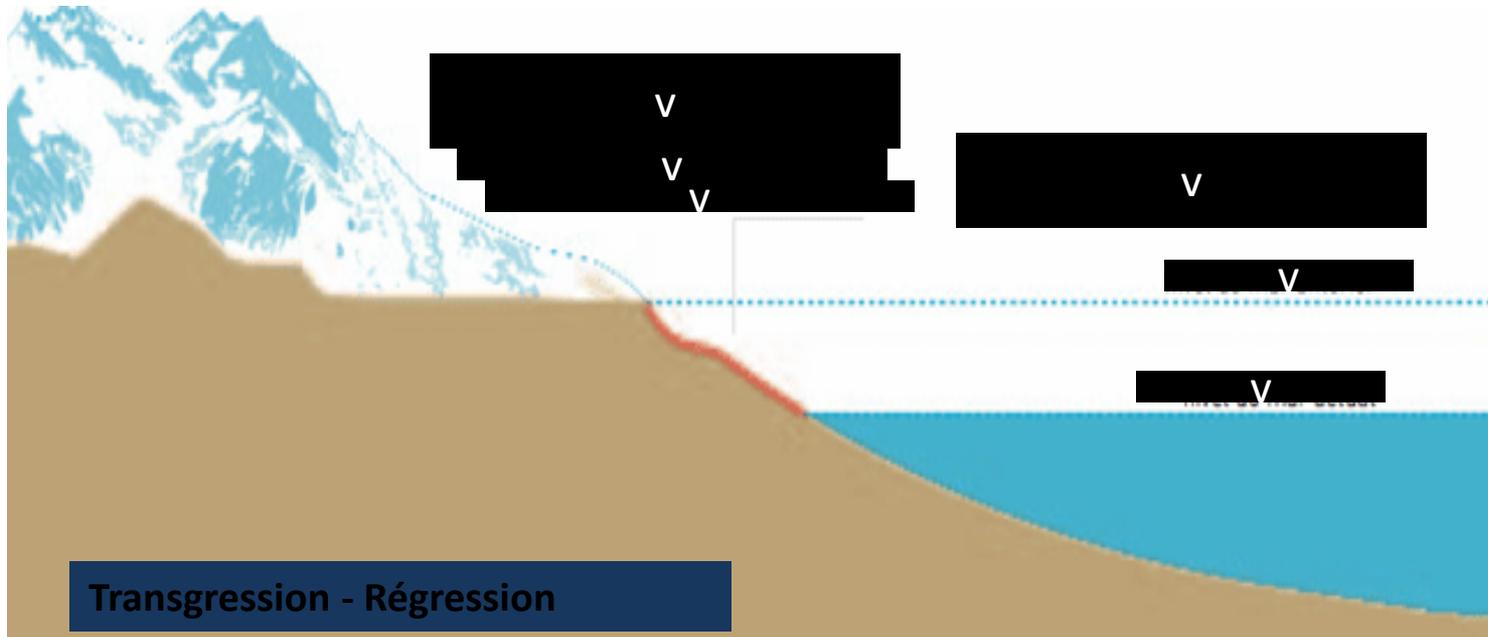
Il faut aussi savoir que l'eustatisme et la subsidence sont étroitement liés. Le niveau marin global ayant varié au cours du temps faisant varier naturellement :

- le volume d'eau des océans;
- le volume des bassins océaniques;
- la position des lignes de rivage;
- la subsidence tectonique;
- le comportement rhéologique des roches.

## Chapitre 5

### Contexte eustatique

L'eustatisme est la variation lente du niveau des océans et des mers.

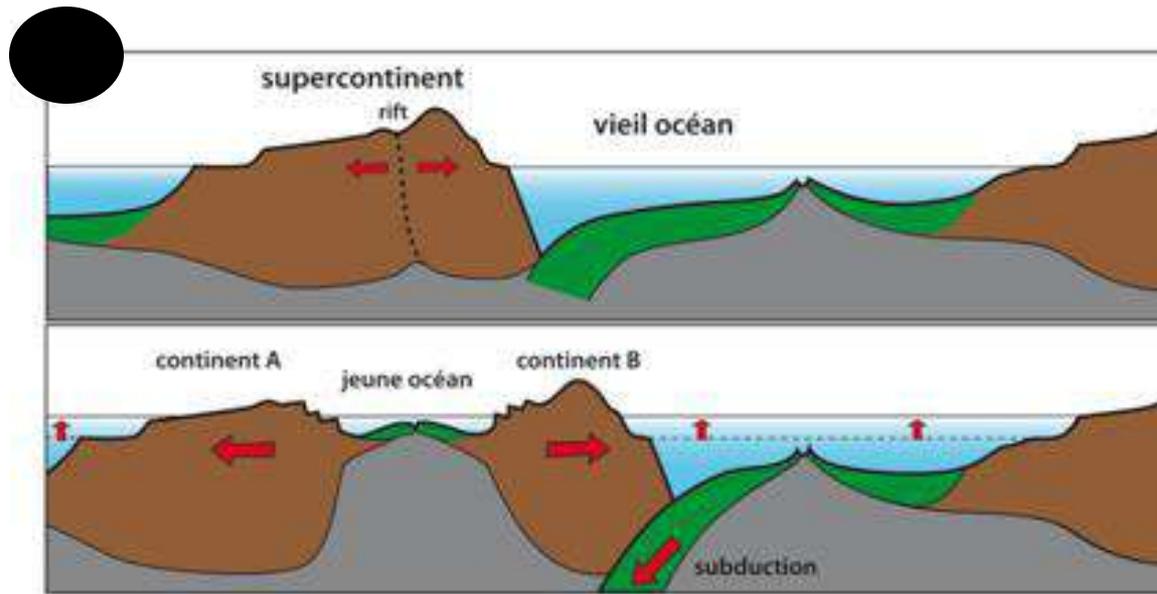


Ces fluctuations sont fonction d'influences diverses et traduisent des interactions entre des phénomènes multiples, essentiellement **tectoniques** et/ou **climatiques**.

## I. Variations d'origine tectonique

Le niveau absolu de la mer dépend de la quantité d'eau dans la bassine des océans.

Mais si on déforme cette bassine, le niveau change aussi sur ses bords, et cela sans qu'on intervienne sur le volume d'eau. C'est ce qui se passe à l'échelle de plusieurs millions d'années avec la tectonique des plaques.

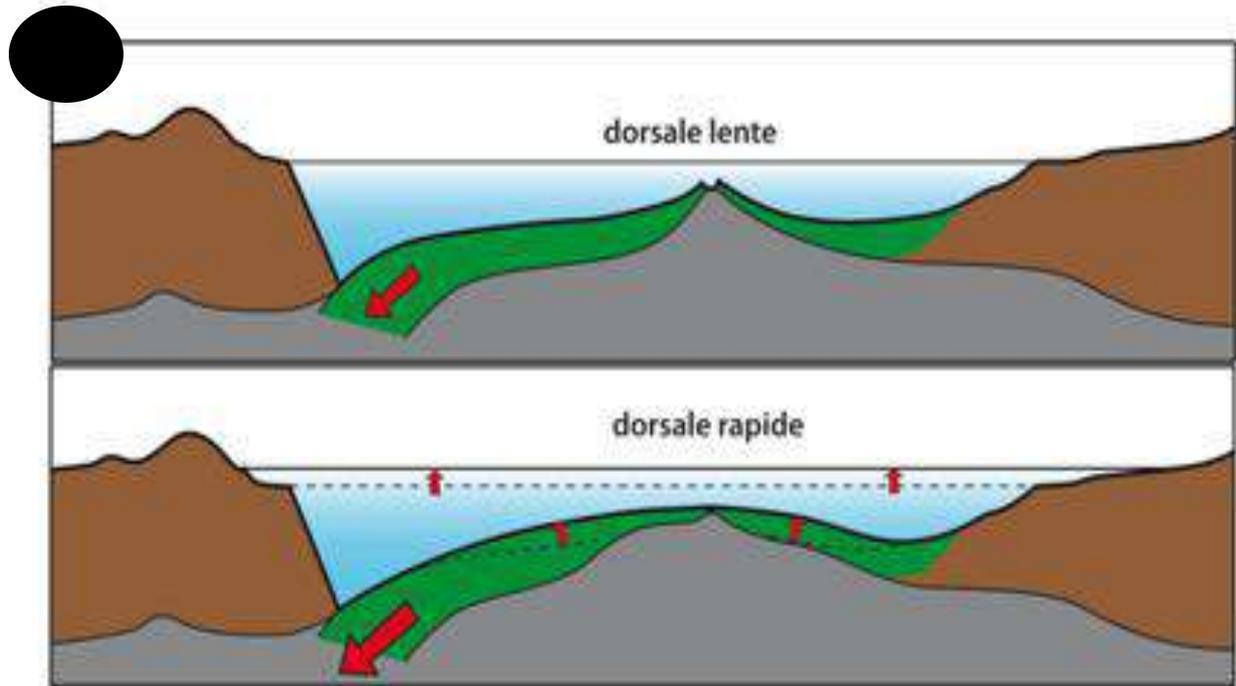


Le volume de la terre étant constant, quand un jeune océan s'ouvre, c'est en général au détriment d'un vieil océan, dont le plancher plonge sous le manteau terrestre par subduction.

L'équivalent de la superficie ajoutée au jeune océan est donc soustrait de la superficie du vieil océan par conséquence, le niveau marin monte.

La morphologie des fonds océaniques influence aussi la hauteur du niveau marin:

- en effet, des variations du volume de la dorsale se produisent lors du refroidissement de la croûte océanique (phénomène de subsidence thermique) ;
- la dorsale se bombe, occupe un plus grand volume et le volume océanique disponible devient alors plus faible, impliquant donc un haut niveau marin.



**Dans tous les cas, et comme le volume d'eau, lui, reste constant, l'eau déborde sur les plateaux continentaux traduisant une transgression marine liée à une activité des dorsales.**

Les courbes ci-après mettent en évidence une relation entre la vitesse de l'expansion océanique et les variations du niveau marin.

La vitesse moyenne de l'expansion océanique varie au cours du temps et lorsqu'elle est importante, le niveau de la mer est élevé.

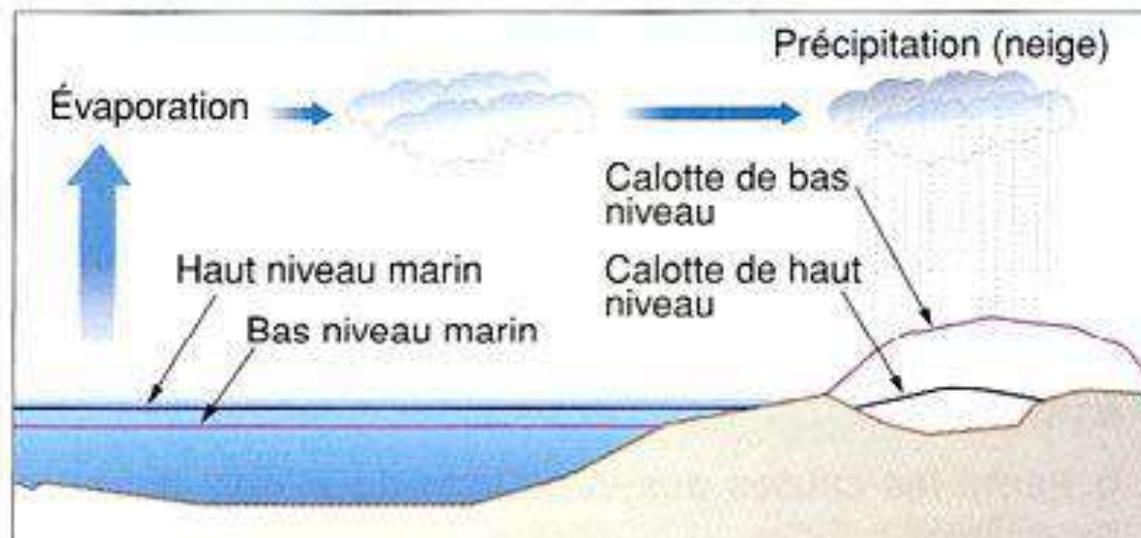


## II. Variations d'origine climatique

Les phénomènes responsables des **variations du niveau de la mer** et par conséquence des changements de volume des océans sont:

- d'une part, les **variations de température** (une eau chaude est plus volumineuse qu'une eau froide). Quand la température des eaux de surface s'élève elle entraîne la dilatation des océans sur 100 à 500m de profondeur.

- et d'autre part, le volume **d'eau transformé en glace** entraîne des **régressions marines**. A l'inverse, les périodes de **réchauffement climatique** sont à l'origine d'une **fonte des calottes glaciaires continentales** ce qui se traduit par une **augmentation du volume des eaux océaniques**.



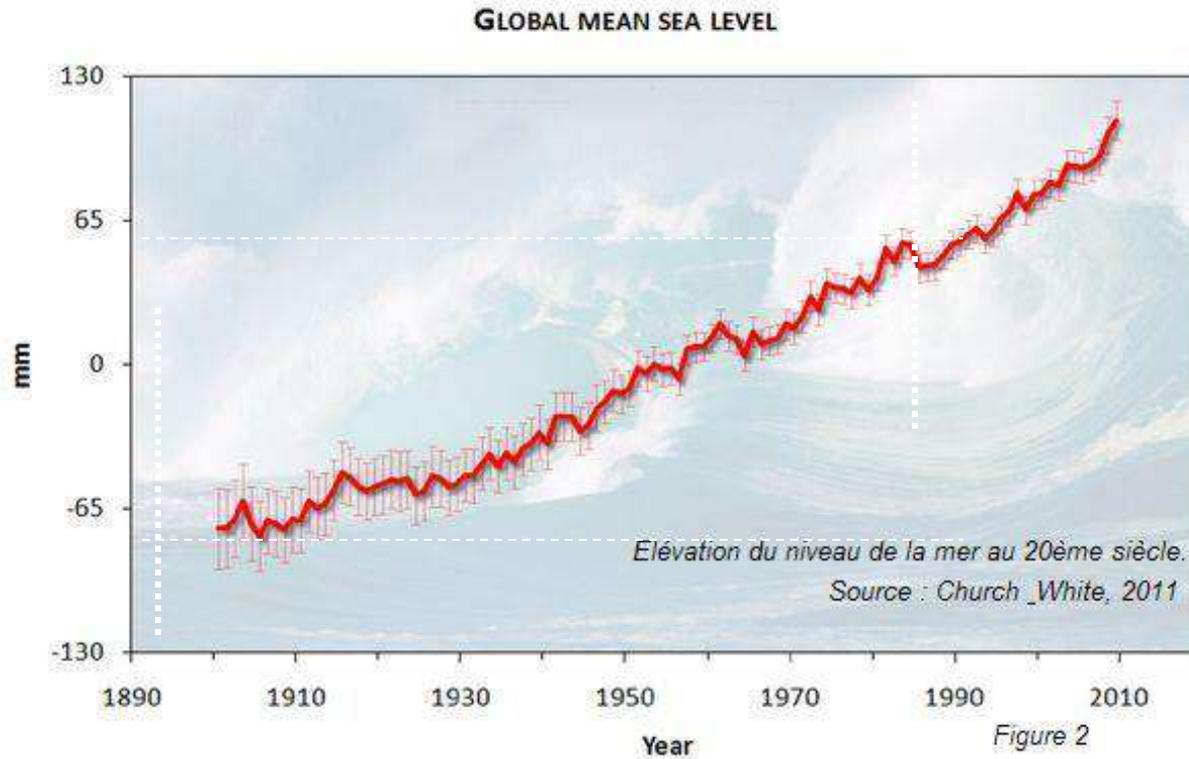
**Les variations climatiques entraînent donc des variations eustatiques.**

## **Les scientifiques annoncent que le niveau des océans devrait s'élever de 18 à 59cm d'ici 2100 du fait du réchauffement climatique.**

Il y a deux raisons à cela :

- la **dilatation thermique** des océans. En effet, sous l'effet de la chaleur les molécules d'eau s'agitent et s'éloignent les unes des autres, et par conséquent, le volume des eaux océaniques augmente;
- la **fonte des glaciers continentaux**, si l'élévation des températures provoque la fonte totale des glaces (environ  $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ ) située sur les continents (calotte polaire antarctique, glaciers de montagnes, ...), l'eau piégée dans cette glace va se retrouver dans les océans. L'augmentation du volume d'eau entraînera mécaniquement une hausse du niveau de la mer. A titre d'exemple, si toute la glace de l'Antarctique et du Groenland fondait, le niveau des océans augmenterait de plus 70m.

**L'élévation du niveau des océans est en partie due à la fonte des glaciers mais aussi à la dilatation de l'océan par réchauffement, puisque la masse volumique de l'eau diminue avec l'augmentation de la température.**



**C'est à partir de ces mesures marégraphiques à travers le monde que l'on a pu faire une première évaluation de l'élévation du niveau de la mer au cours du 20ème siècle jusqu'à l'avènement des mesures satellitaires en 1992.**

**soit environ 12cm ce qui correspond à peu près à 1,2 mm/an .**

### III. Conclusion

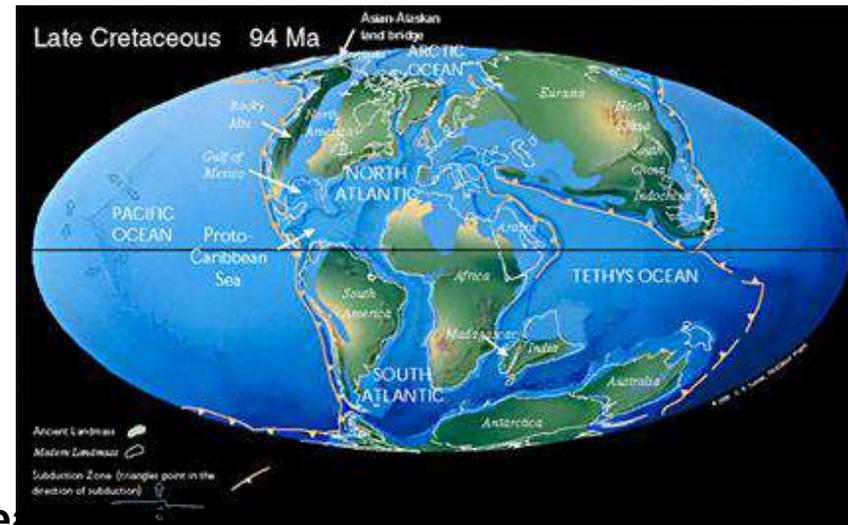
Pour comprendre ce processus, il faut s'inspirer de la plus importante transgression connue à ce jour, celle qui s'est produite au cours du Secondaire jusqu'au Crétacé dont on retrouve la trace partout dans le monde.

Au Secondaire, une grande quantité d'énergie s'est accumulée sous la Pangée.

Pendant le Crétacé, des dorsales se sont formées et ont fracturé ce super continent.

Au même moment, de nombreux points chauds sont apparus et ont libéré de grands volumes de magmas dans les océans naissants.

L'élévation des températures réchauffent alors les eaux océaniques qui, par dilatation thermique, voient leur volume augmenter, alimentant davantage la transgression en cours.



**Cet ensemble de phénomènes tectoniques puis climatiques est à l'origine de cette transgression majeure d'une amplitude de 300 à 350m de hauteur.**

# Chapitre 6

## Contexte paléoclimatique

La **paléoclimatologie** est une science qui a pour mission:

- étude des climat du passé, sur des milliers voire des millions d'années;
- reconstitution des conditions climatiques qui régnaient à la surface de la terre;
- trouver une explication aux variabilités climatiques naturelles successives.

La paléoclimatologie relève de la géologie mais fait également appel à des disciplines:

- la géochimie
- la zoologie;
- la botanique;
- la biogéographie;
- la pédologie;
- l'analyse statistique;
- et la météorologie dynamique.

Les paléoclimatologues explorent ceux qui, dans l'environnement, gardent en mémoire des indices climatiques :

- les **récifs coralliens**;
- les **calottes glaciaires**;
- les **sédiments marins**,
- les **spéléothèmes**, ...

# I. Changements climatiques récents (-700 000 ans)



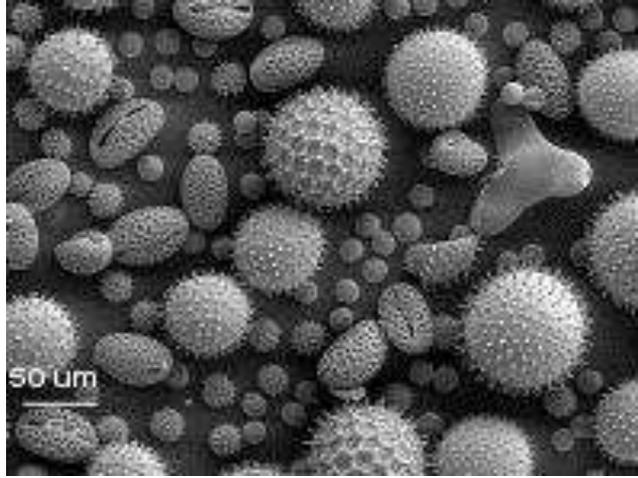
Plusieurs méthodes sont utilisées et sont fonction:

- des **régions**;
- des **époques**;
- et des **climats**.

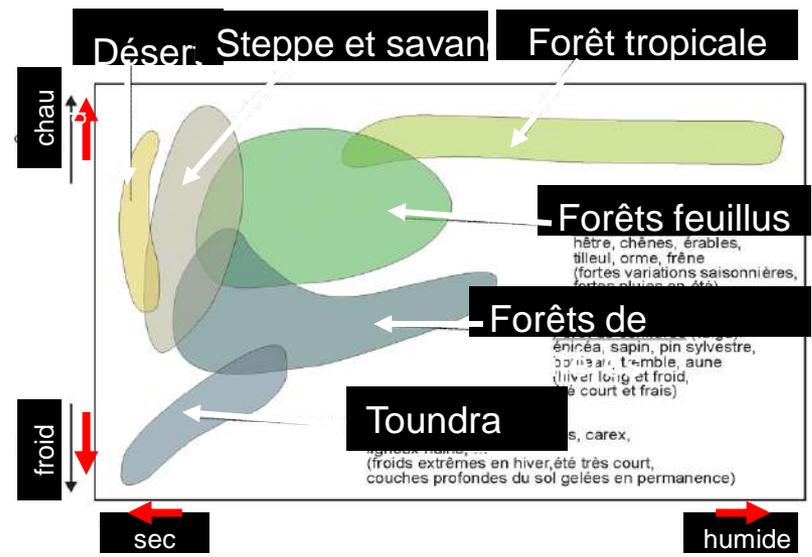
# 1. Étude des grains de pollen

La **palynologie** ou l'**étude des grains de pollens** permet de reconstituer les zones de végétation passées.

Chaque espèce végétale a ses caractéristiques et son propre pollen (taille, forme, aspect...). La paroi résistante du grain de pollen peut le protéger durant des milliers d'années s'il est enfoui dans des sédiments de milieux humides.



La palynologie permet de reconstituer le **spectre pollinique** d'un **biome** (: population végétale et son environnement climatique à un moment donné dans un lieu donné).



A l'échelle du globe, les grandes zones de végétation tendent à se disposer parallèlement aux grandes zones climatiques dans de vastes écosystèmes appelés biomes:

- les **forêts de conifères** se situent plutôt dans des **zones froides**;
- les **forêts de feuillus** se développent plutôt dans les **zones tempérées**.

## 2. Étude des glaces

On peut reconstituer les paléotempératures en étudiant la **composition isotopique** des glaces (deux atomes sont des isotopes lorsqu'ils ont le même nombre de protons, mais un nombre de neutrons différent).

En effet, dans les régions polaires:

- la neige s'accumule et se transforme progressivement en glace;
- lors de ce processus, elle emprisonne des bulles d'air et des poussières;
- ainsi, dans les couches successives, se trouvent scellées des informations précieuses sur le climat.

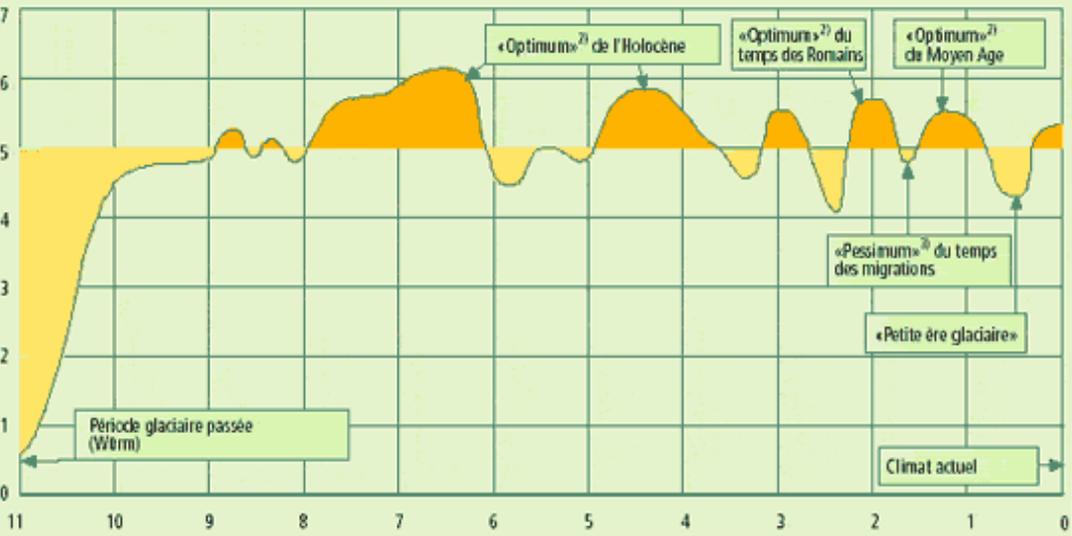
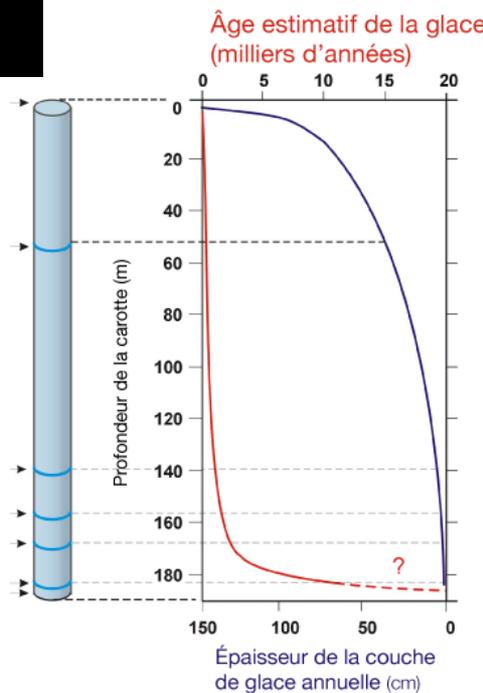
Aujourd'hui, on peut forer cette glace et en retirer les fameuses carottes qui seront découpées et analysées.

Élément	Z	N	A	Abondance %	Symbole
Hydrogène	1	0	1	99.95	<sup>1</sup> H
	1	1	2	0.0155	<sup>2</sup> H
Carbone	6	6	12	98.892	<sup>12</sup> C
	6	7	13	1.108	<sup>13</sup> C
Azote	7	7	14	99.635	<sup>14</sup> N
	7	7	15	0.365	<sup>15</sup> N
Oxygène	8	8	16	99.759	<sup>16</sup> O
	8	9	17	0.037	<sup>17</sup> O
	8	10	18	0.204	<sup>18</sup> O
Soufre	16	16	32	95	<sup>32</sup> S
	16	17	33	0.75	<sup>33</sup> S
	16	18	34	4.21	<sup>34</sup> S
	16	20	36	0.02	<sup>36</sup> S
Chlore	17	18	35	75.7	<sup>35</sup> Cl
	17	20	37	24.3	<sup>37</sup> Cl

Isotopes stables de quelques éléments légers

L'analyse de ses carottes permet entre autres :

- leur **datation** en utilisant la méthode de comptage des couches annuelles distinctes, car le taux de poussières emprisonnées dans la glace est plus élevé en été;



Évolution de la température de la planète au cours des 10000 dernières années

-la **détermination des variations climatiques** au cours du temps, par mesure du rapport

**Deutérium/Hydrogène**

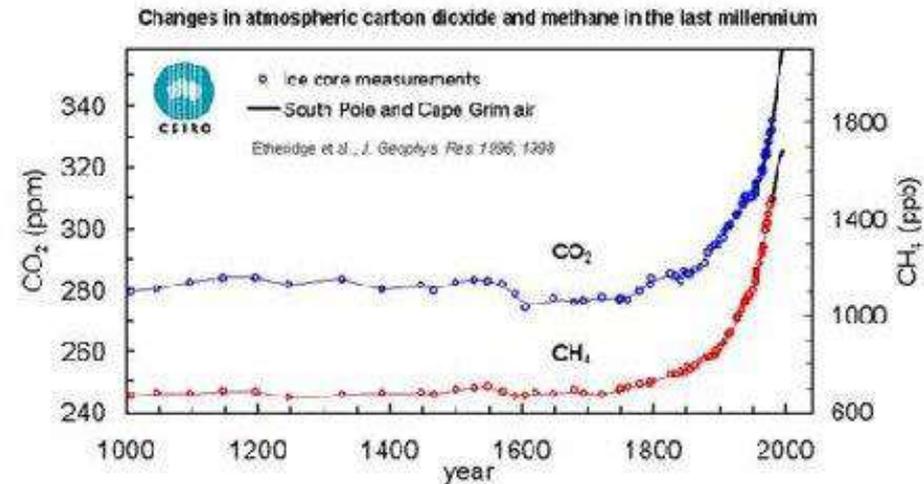
plus le climat est froid, plus les glaces sont riches en isotopes lourds;

- la **composition de l'atmosphère**, en analysant les bulles d'air emprisonnées par la glace.

On peut connaître par exemple la teneur de l'atmosphère en **CO<sub>2</sub>** et en **CH<sub>4</sub>**.

Les périodes:

- glaciaires sont caractérisées par des teneurs en **CO<sub>2</sub>** et en **CH<sub>4</sub>** basses;
- alors que les périodes interglaciaires connaissent des teneurs élevées.



Variation de la teneur en CO<sub>2</sub> et en CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère durant le dernier millinium

- le **taux d'oxygène dans le cycle de l'eau**. L'oxygène étant un mélange de trois isotopes naturels : <sup>16</sup>O (99,76%), <sup>17</sup>O (0.04%) et <sup>18</sup>O (0.20%). Pour les glaciologues:

- une **glace pauvre en <sup>18</sup>O** provient d'une époque de **climat froid**;
- alors qu'une **glace plus riche en <sup>18</sup>O** provient d'une époque de **climat chaud**.

- la **reconstitution des variations intersaisonniers** ,:

- par **l'analyse du taux de la salinité**, en Antarctique, la salinité de la glace est divisée par 10 entre l'été et l'hiver et permet une datation sur une centaine d'années;
- par mesure de **densité de la glace**, la glace est stratifiée entre couches d'hiver plus denses et couches d'été moins denses .

### 3. Étude des carottages dans sédiments

Les carottes de sédiments permettent l'étude de la composition des différentes couches de sédiments accumulées au fil du temps au fond des océans.

On peut y trouver des microfossiles dont les coquilles sont composés de carbonate de calcium, un minéral qui contient les isotopes  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$  de l'oxygène et  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  du carbone.

En étudiant le « rapport d'abondance » entre ces deux isotopes, les scientifiques peuvent :

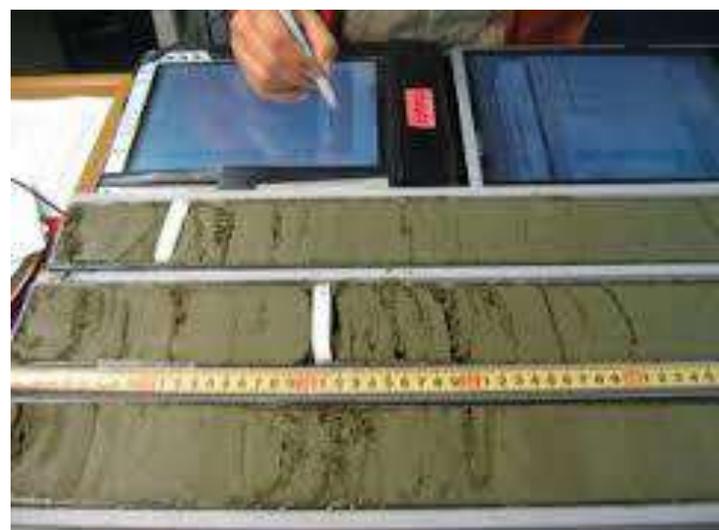
- reconstituer les climats du passé;
- se renseigner sur la température, la salinité, ...
- connaître l'évolution des courants marins;
- retracer l'histoire climatique de notre planète.

Ils concluent qu'un sédiment riche en  $^{18}\text{O}$  indique:

- des calottes glaciaires pauvres en  $^{18}\text{O}$ ;
- et un climat froid.

Grâce à ces données les scientifiques démontrent que les variations climatiques présentent des alternances, sur environ 100000 ans:

- de **périodes glaciaires**;
- et de **périodes interglaciaires**



## II. Changements climatiques anciens (jusqu'à 600 MA)

La terre a connu de nombreux changements climatiques durant son histoire:

- certaines périodes ont été beaucoup plus froides;
- d'autres beaucoup plus chaudes qu'aujourd'hui.

Au cours des **600 derniers millions d'années**, au moins **trois périodes de refroidissements** climatiques majeurs se sont produits, formant à chaque fois une calotte glaciaire.

Le dernier, **il y a 20 millions d'années**, est à l'origine de la **formation de l'Antarctique**.

D'autres **périodes** ont, au contraire, été **très chaudes**, comme il y a **65 millions d'années**, juste avant la disparition des Dinosaures. Il faisait 25°C de moyenne sur la terre contre 15°C aujourd'hui. Les calottes glaciaires avaient alors disparu.

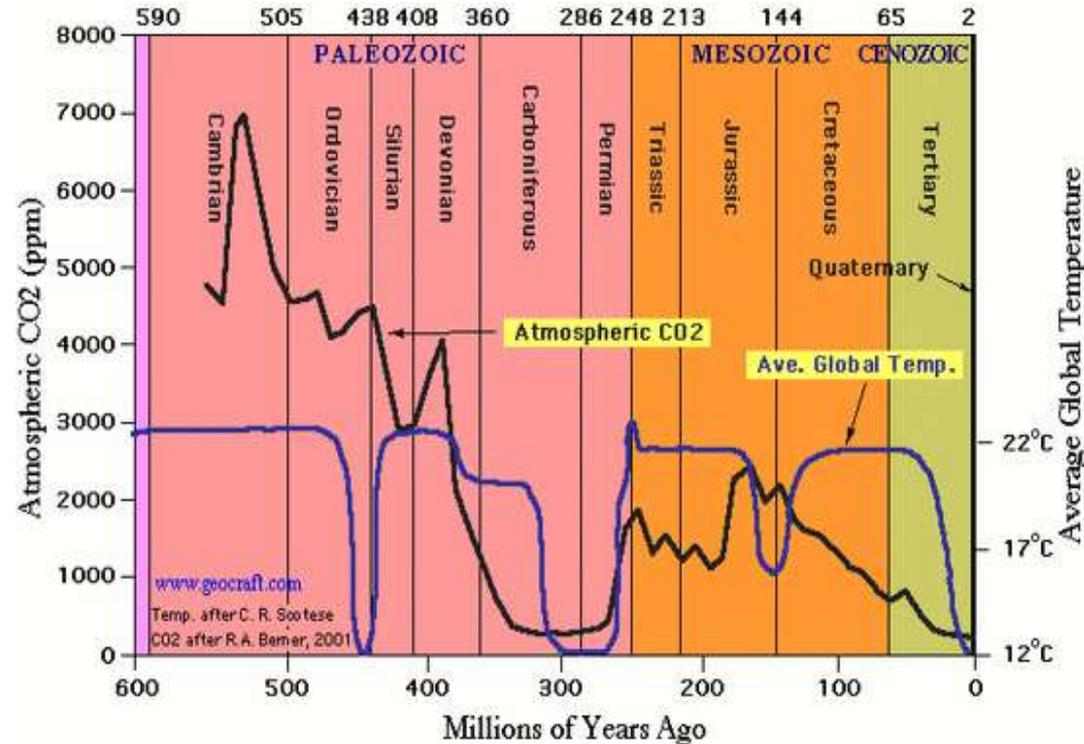
Pour reconstituer les climats terrestres sur plusieurs millions d'années, il faut s'appuyer sur des indicateurs paléoclimatiques :

- les **données sédimentologiques** : exemples des tillites qui caractérisent des climats froids alors que les évaporites sont typiques des climats chauds;

- les **données paléontologiques** le contenu fossilifère des roches sédimentaires permet également de reconstituer le climat sur de grandes échelles de temps. L'extension latitudinale des coraux par exemple permet d'évaluer l'extension de la zone intertropicale.

Une fois ces données collectées et datées, on peut les replacer dans leur contexte latitudinal grâce à la théorie de la tectonique des plaques et ainsi reconstituer le climat de la terre à une époque donnée.

Les données sédimentaires, et notamment la composition isotopique des fossiles marins, démontrent qu'en 600 millions d'années, la courbe historique du CO<sub>2</sub> atmosphérique a toujours évolué en parallèle avec la courbe historique des températures:



- les **périodes froides** (Carbonifère) correspondent à des **niveaux bas de CO<sub>2</sub> atmosphérique**,
- les **périodes chaudes** (Crétacé) correspondent à des **niveaux élevés de CO<sub>2</sub> atmosphérique**.



# Reconstitution paléogéographique et facteurs de contrôle

Nous savons, d'après la dynamique interne de la terre, que:

- les continents bougeaient les uns par rapport aux autres;
- des océans se formaient et s'ouvraient, alors que d'autres se refermaient.

Cette dynamique est décrite par la théorie de la **tectonique des plaques** ou **théorie de Wegener** ou **théorie de la dérive des continents**.

**Depuis quand, dans l'histoire de la terre, cette tectonique des plaques fonctionne-t-elle ?**

**Comment cette tectonique des plaques a-t-elle évolué ?**

**Quels sont les paramètres qui contrôlent cette dynamique ?**

**Quelles étaient les conséquences de cette dynamique sur les continents et les océans ?**

Pour mieux comprendre cette histoire et répondre à ces questions les géologues l'ont subdivisé en quatre périodes d'inégal temps et ont utilisé les abréviations suivantes:

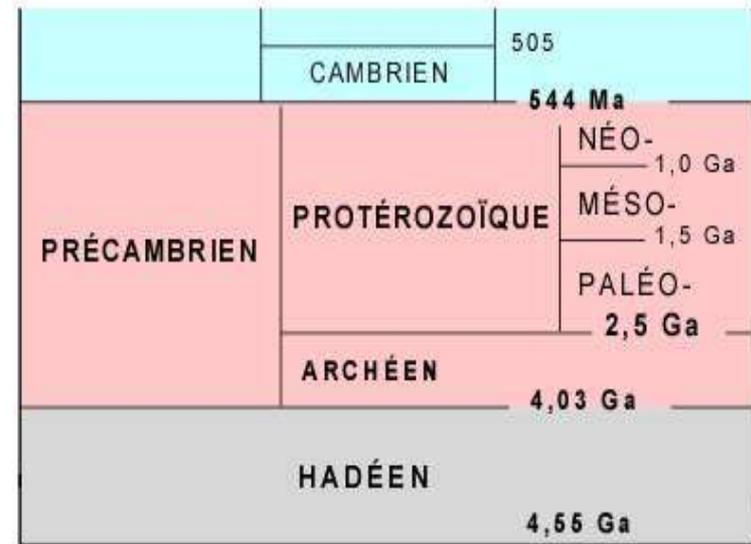
- **milliers** d'années (**Ka**);
- **millions** d'années (**Ma**);
- **milliards** d'années (**Ga**).

## I. Temps précambrien (4.55Ga à 544Ma)

On considère que le système solaire s'est formé par la condensation d'un gigantesque nuage de gaz et de poussières et que les planètes, dont la terre, se sont formées par accrétion de matières il y a 4,55Ga.

La différenciation chimique a amené vers:

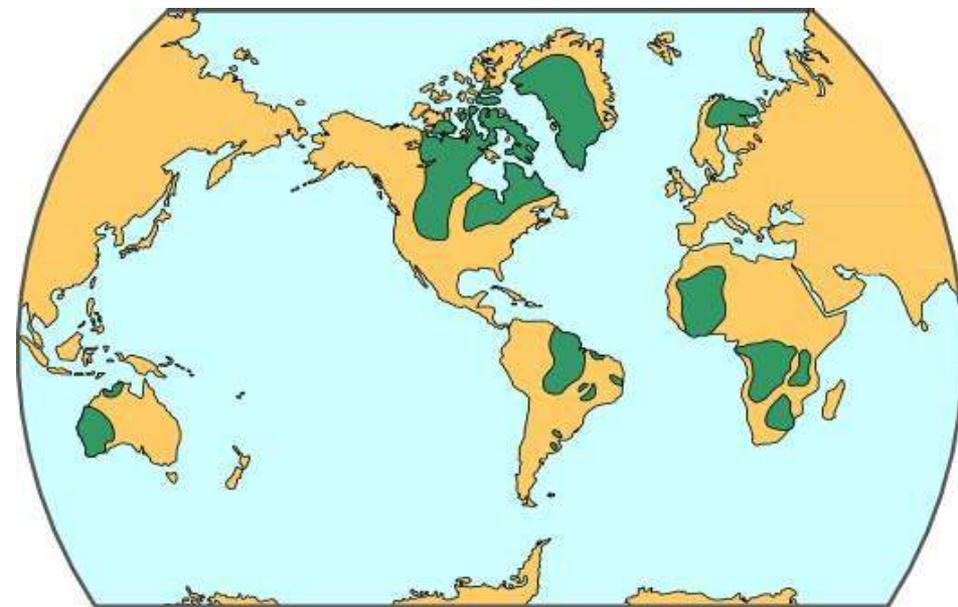
- le **centre de la terre** les **éléments lourds**, comme le **fer** et le **nickel**;
- et a concentré dans le **manteau**, puis finalement dans la **croûte**, des **éléments de moins en moins lourds**.



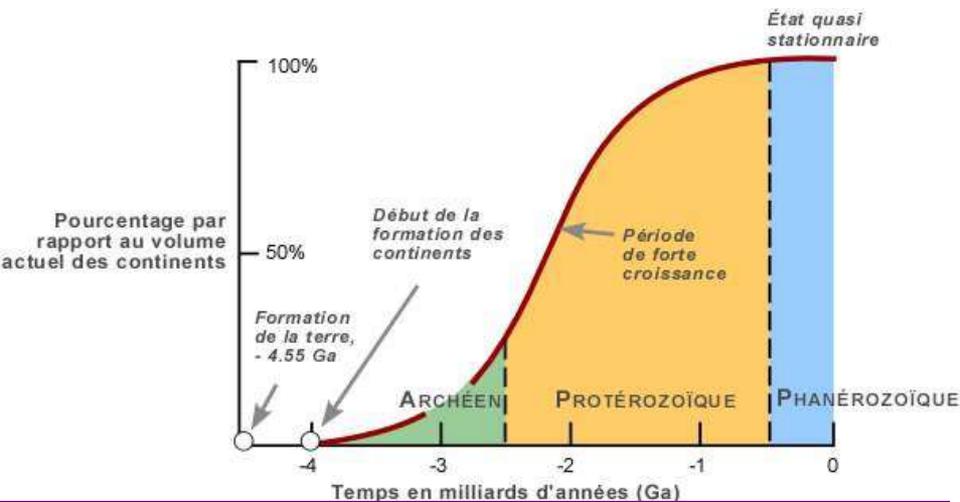
L'âge de **4,55Ga** pour la formation de la terre nous est donné par la datation des météorites car l'âge des plus vieilles roches terrestres a été établi à **4,03Ga** par datation radiométrique.

L'histoire de la **période hadéenne** (de 4.55 à 4.03Ga) reste mal connue puisque nous ne possédons pas de roches représentant ce temps.

Les premiers noyaux de croûte continentale (en vert sur la figure) ont donné des âges radiométriques qui s'étendent entre - 4,03 et - 2,5Ga, soit correspondant à la **période archéenne**.



Planisphère montrant la répartition actuelle des premiers noyaux continentaux (couleur verte)



Croissance du volume des masses continentales au cours du Précambrien

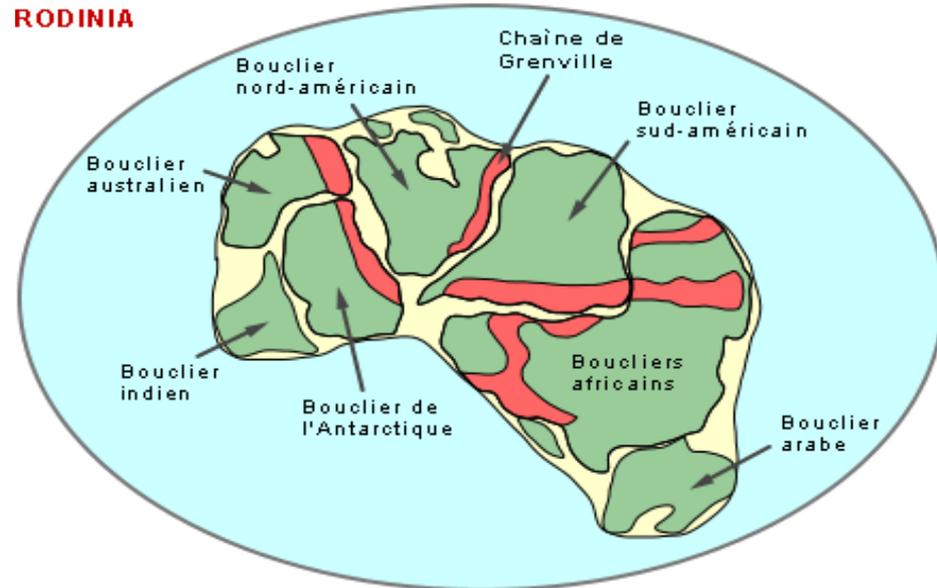
La période suivante c'est-à-dire le **Protérozoïque (2.5 à 0.54Ga)**, correspond à la croissance des masses continentales.

En effet, après l'établissement des premiers noyaux continentaux à l'Archéen, le volume de la croûte continentale a augmenté tout au long du Protérozoïque.

**À la fin du Protérozoïque, le volume des masses continentales avait atteint celui que nous connaissons aujourd'hui.**

Le mégacontinent de  
la fin du Protérozoïque :

**RODINIA**



Reconstitution du supercontinent Rodinia

Il y a environ **700Ma**, les masses continentales de la planète étaient suffisamment rassemblées pour qu'on puisse parler d'un mégacontinent appelé **Rodinia**.

En **résumé**, on peut dire que l'histoire des continents au Précambrien, une ère qui couvre près de 4 milliards d'années d'histoire, soit près de 85% du temps géologique, se résume:

- à l'établissement des premiers noyaux à l'Archéen ;
- et à leur croissance au cours du Protérozoïque.

Les terrains phanérozoïques sont bien connus car sont riches en fossiles diversifiés et permettent de faire des :

- datations;
- reconstitutions paléogéographiques globales pour divers intervalles de temps :
  - Paléozoïque;
  - Mésozoïque;
  - Cénozoïque.

**I. Temps paléozoïque: du Cambrien au Permien (250 Ma)**

De façon succincte, nous allons présenter l'évolution des continents et des océans depuis le Cambrien jusqu'au Permien à travers une suite de cartes paléogéographiques qui montrent comment les masses continentales se sont déplacées et les océans ont évolué durant cet intervalle de temps, selon la dynamique décrite par la théorie de la tectonique des plaques.

	TRIAS	
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN	245
	CARBONIFÈRE	286
	DÉVONIEN	360
	SILURIEN	408
	ORDOVICIEN	438
	CAMBRIEN	505
PRÉCAMBRIEN	NÉOPROTÉROZOÏQUE	

On a vu, précédemment qu'il y a 700 Ma, un mégacontinent, **Rodinia**, rassemblait toutes les masses continentales.

À la fin du Précambrien (650 et -600Ma),

Une accumulation de **chaleur** sous le grand continent Rodinia a soulevé celui-ci et créé des **forces de tension** qui ont progressivement développé des **rifts continentaux**.

Vers -560 Ma, deux continents ont commencé à se détacher de Rodinia et à s'individualiser :

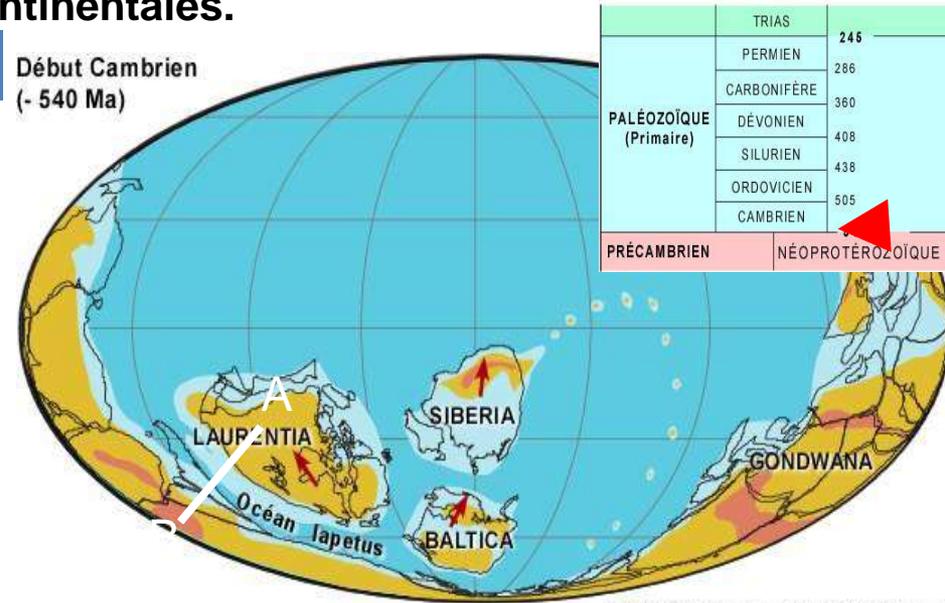
- la **Laurentia** (Amérique du Nord actuelle, plus le Groenland);
- et la **Siberia**;

20 Ma plus tard, un troisième continent, **Baltica** (Scandinavie actuelle, la Russie, la Pologne et le nord de l'Allemagne), s'est détaché de Rodinia au tout début du Cambrien.

Ce qui restait de Rodinia était une grande masse continentale qu'on a appelé **Gondwana** (Amérique du sud, l'Afrique, l'Australie, l'Antarctique, le sud de l'Europe et la Chine).

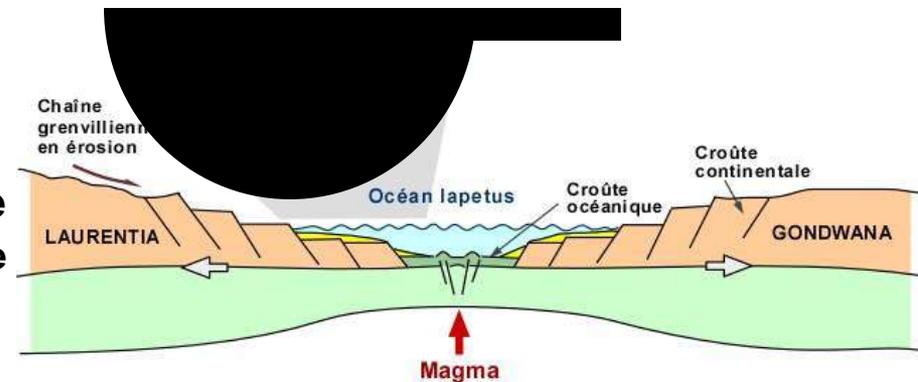
Entre la Gondwana et la Laurentia s'ouvrait un océan appelé **Lapetus**.

Début Cambrien  
(- 540 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Paléogéographie au début du Cambrien (vers -540Ma)



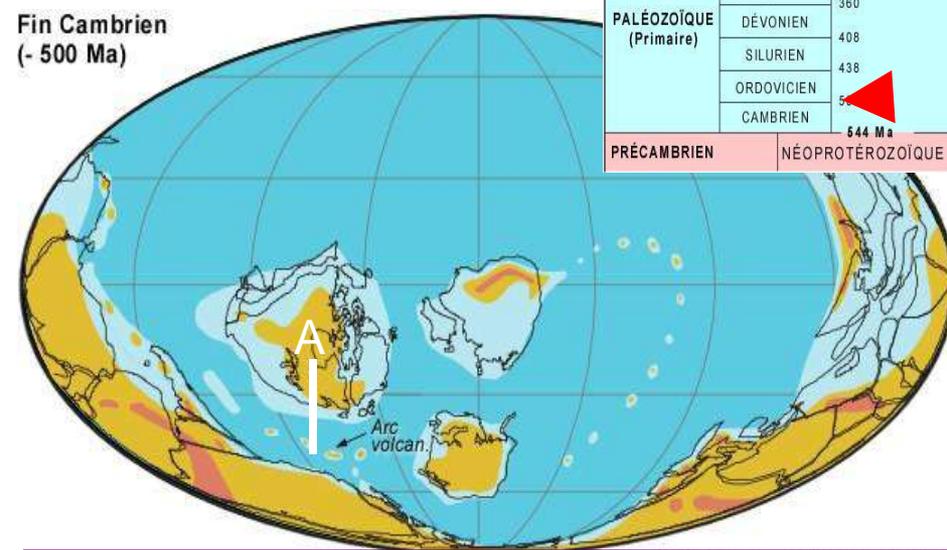
# Il y a 500Ma, à la fin du Cambrien

Environ **50Ma** après le début de l'ouverture de l'océan Lapetus, il s'est développé à la marge sud de la Laurentia, une zone de **subduction**, créant du même coup un **arc volcanique insulaire**. Le mouvement s'était renversé et on est:

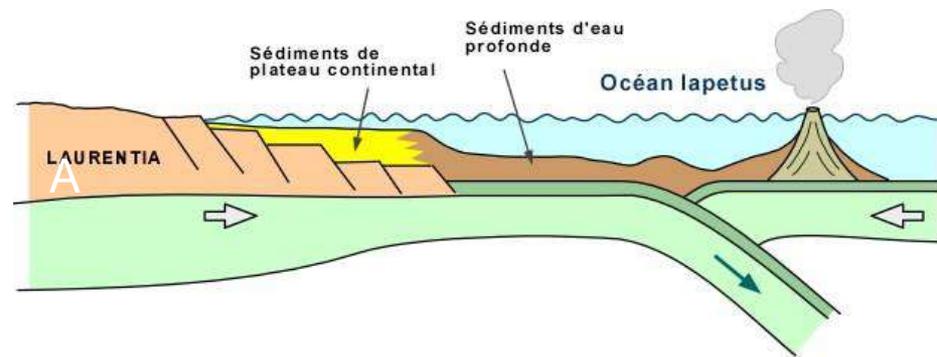
- passé d'un océan en ouverture avec marges passives (de type Atlantique);
- à un océan en fermeture avec marges actives (de type Pacifique).

**Cette situation correspond au modèle de transformation d'une marge continentale passive en une marge active.**

Fin Cambrien (- 500 Ma)



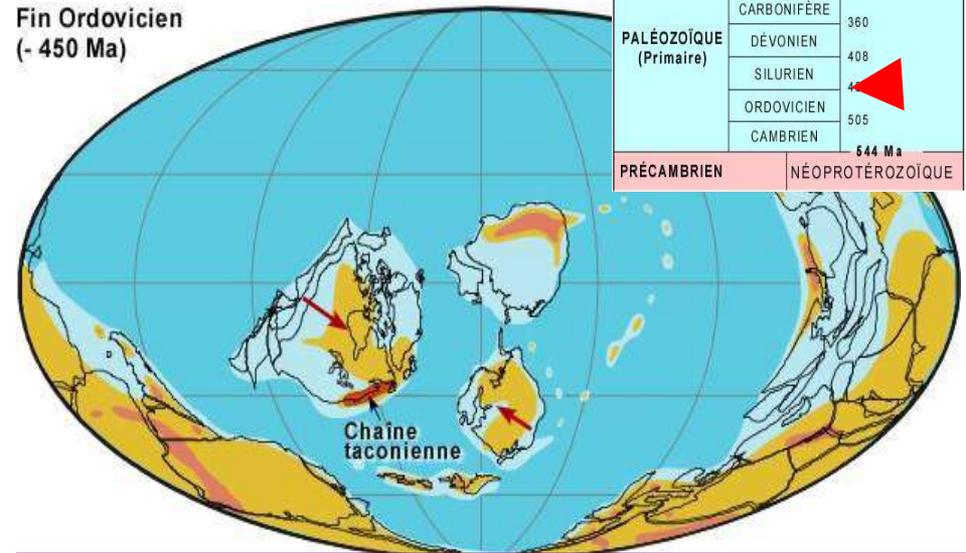
Paléogéographie à la fin du Cambrien (vers -500Ma)



# Il y a 450Ma, à la fin de l'Ordovicien

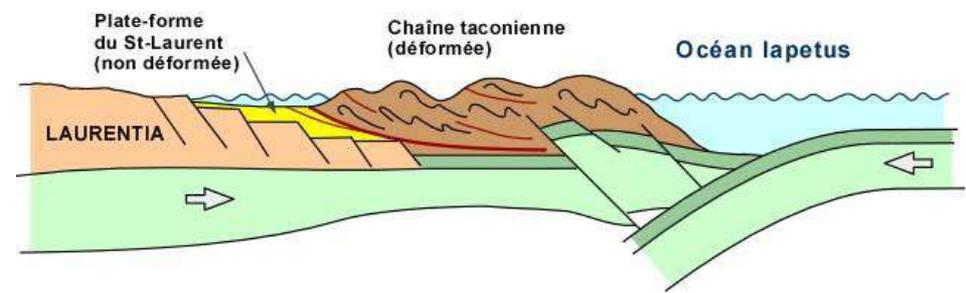
Fin Ordovicien (- 450 Ma)

PALÉOZOÏQUE (Primaire)	TRIAS	246
	PERMIEN	286
	CARBONIFÈRE	360
	DÉVONIEN	408
	SILURIEN	444
	ORDOVICIEN	505
644 Ma		
PRÉCAMBRIEN	NÉOPROTÉROZOÏQUE	



Fermeture de l'océan Iapetus et formation de la chaîne taconienne (vers -450Ma)

L'océan Iapetus continuait à se refermer.  
L'arc volcanique insulaire qui se trouvait au large de la Laurentia entra en collision avec la marge continentale de Laurentia :  
une chaîne de montagne s'est formée, c'est la **chaîne taconienne**.



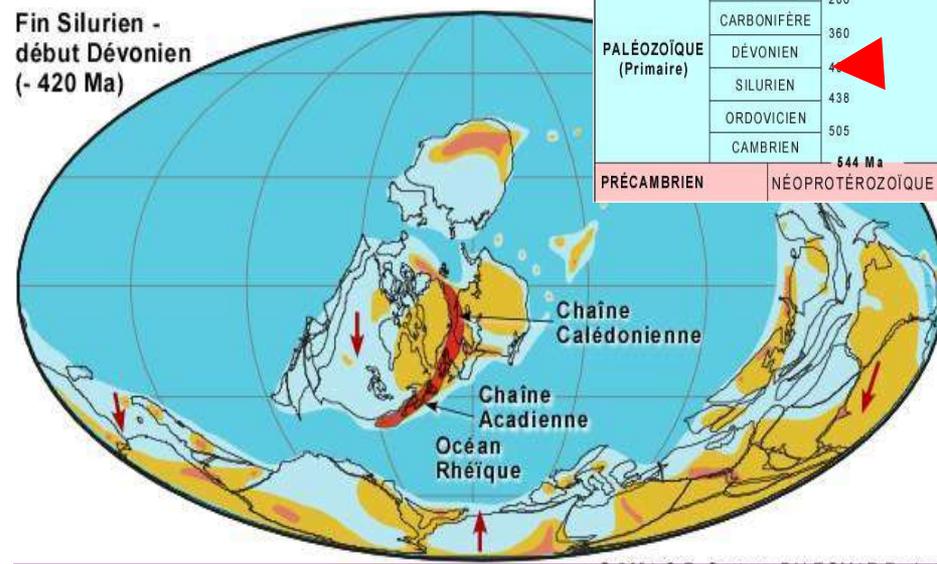
# Il y a 420Ma, à la fin du Silurien

L'Océan Lapetus était presque refermé.  
Durant la période allant de -420 à -380Ma la collision se fera progressivement du sud vers le nord pour former la **chaîne acadienne** au **sud** et la **chaîne calédonienne** au **nord** entre le Groenland et la Scandinavie.

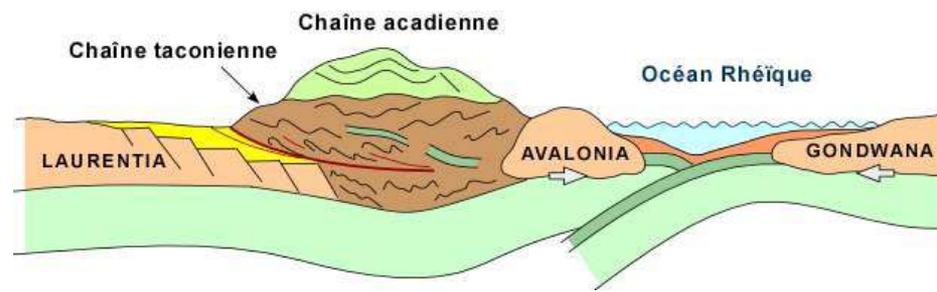
Cette grande chaîne **acado-calédonienne** est venue souder la Baltica à la Laurentia pour former une plus grande masse continentale.

Au sud, entre la Gondwana et le nouveau continent Laurentia-Baltica ou **océan Rhéique**, se refermait progressivement,

Fin Silurien -  
début Dévonien  
(- 420 Ma)



Paléogéographie à la fin du Silurien (vers -420Ma)

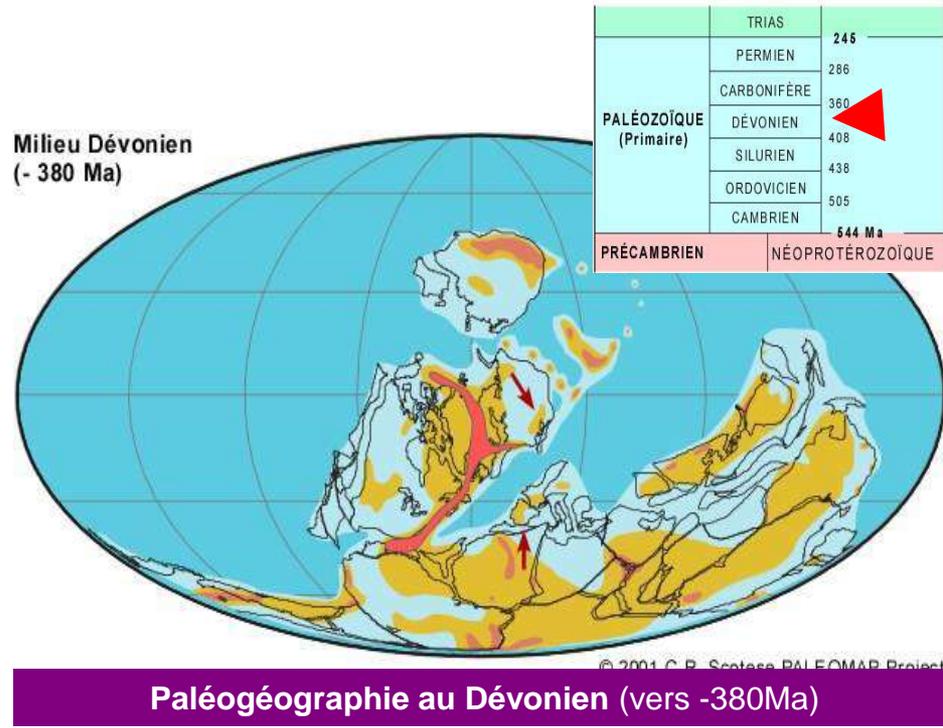


# Il y a 380Ma, au milieu du Dévonien

L'ensemble des masses continentales se regroupait.

L'océan Rhéïque était presque fermé.

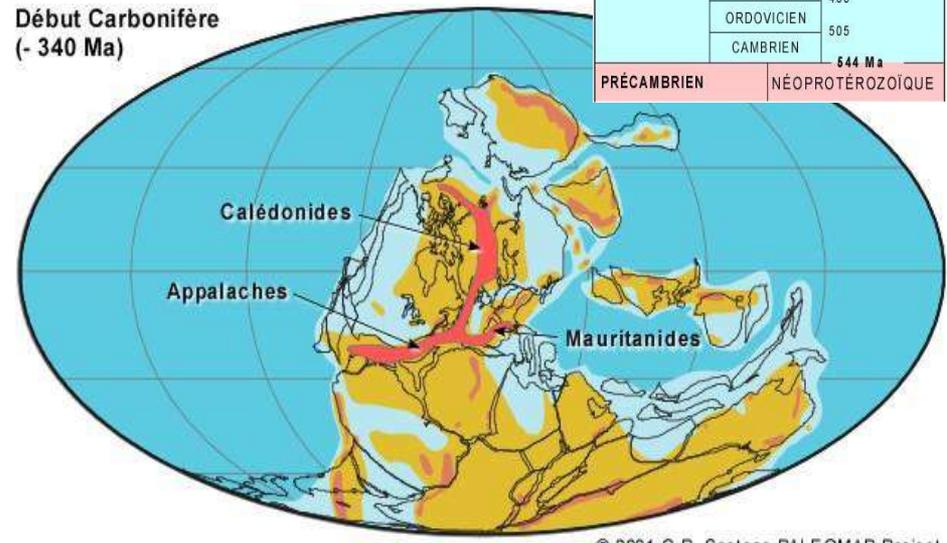
C'était le début de la collision entre deux grandes masses continentales : **Gondwana** et **Laurentia-Baltica**.



# Autour de 340Ma, au milieu du Carbonifère

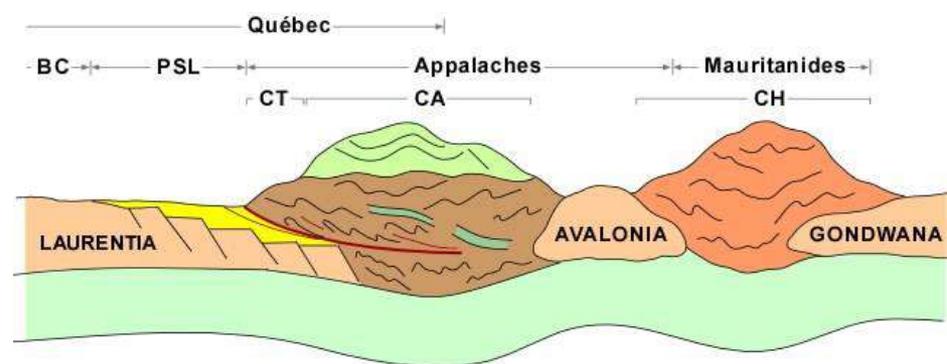
	TRIAS	246
	PERMIEN	286
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	CARBONIFÈRE	360
	DÉVONIEN	408
	SILURIEN	438
	ORDOVICIEN	505
	CAMBRIEN	544 Ma
PRÉCAMBRIEN	NÉOPROTÉROZOÏQUE	

Début Carbonifère  
(- 340 Ma)



La collision se terminera 20 à 40 Ma plus tard, autour de -340 Ma, avec la fermeture du bras de mer entre les deux masses continentales et la formation de la chaîne des **Mauritanides**, aussi appelée la **chaîne hercynienne**.

## Paléogéographie au début du Carbonifère (vers -340Ma)

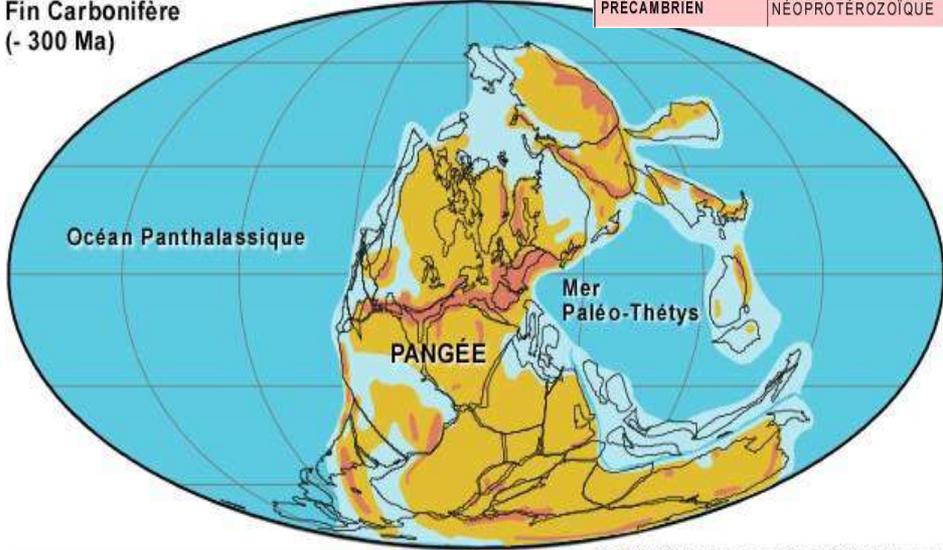


- BC Bouclier canadien
- PSL Plate-forme du St-Laurent
- CT Chaîne taconienne
- CA Chaîne acadienne
- CH Chaîne hercynienne

# Il y a 300Ma, à la fin du Carbonifère

	TRIAS	245
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN	252
	CARBONIFÈRE	360
	DÉVONIEN	408
	SILURIEN	438
	ORDOVICIEN	505
	CAMBRIEN	544 Ma
PRÉCAMBRIEN	NÉOPROTÉROZOÏQUE	

Fin Carbonifère  
(- 300 Ma)



Paléogéographie à la fin du Carbonifère (vers -300Ma)

Se termine le regroupement des pièces continentales pour former ce **mégacontinent de Wegener** ou la **Pangée**.

Ce mégacontinent de la Pangée va demeurer stable jusqu'à la fin du Trias, soit pour une période d'environ 100Ma, où il commencera à se refragmenter pour donner naissance, entre autres, à l'Atlantique.

### III. Temps mésozoïque-actuel : (il y a 245Ma à l'actuel)

Il aura fallu plus de 200Ma pour rassembler tous les morceaux de la Pangée, soit de l'Ordovicien au Permien.

Il en faudra 200 autres, soit de la fin du Trias à aujourd'hui, pour disperser les morceaux de la Pangée, une dispersion qui se poursuit toujours (**démembrement de la Pangée**).

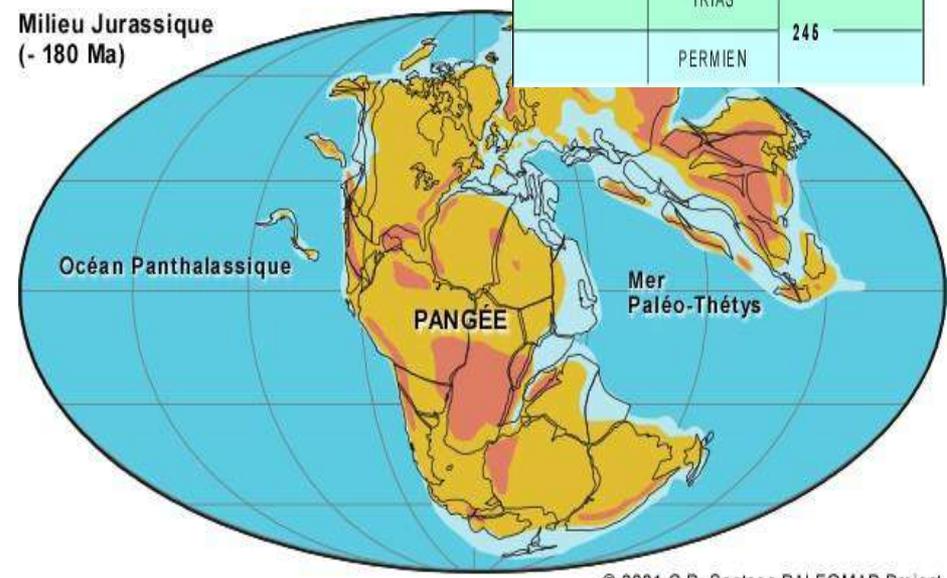
Puisque ces événements sont les plus près de nous, en temps, nous avons des détails plus précis.

CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent) Pléistocène 1,6
	TERTIAIRE	5,3 — Pliocène 23,7 — Miocène 36,8 — Oligocène 57,8 — Éocène Paléocène 66,4
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	144
	JURASSIQUE	208
	TRIAS	245
	PERMIEN	

# Au Trias – début Jurassique (245 à 180Ma)

Les principaux mouvements se sont faits à l'Est de la Pangée: un océan se forme c'est la **Téthys**.

Milieu Jurassique (- 180 Ma)



CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent)
	TERTIAIRE	Pliocène
Miocène		
Oligocène		
Éocène		
Paléocène		
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	66,4
	JURASSIQUE	144
	TRIAS	208
	PERMIEN	246

© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project  
Paléogéographie au Jurassique (vers -180Ma)

# Il y a 160Ma à A la fin Jurassique

La fragmentation de la Pangée a commencé fin du Trias voire début du Jurassique, mais c'est vers la fin du Jurassique, il y a 160Ma, que la fragmentation est devenue plus évidente et qu'elle a commencé à individualiser les masses continentales que nous connaissons aujourd'hui.

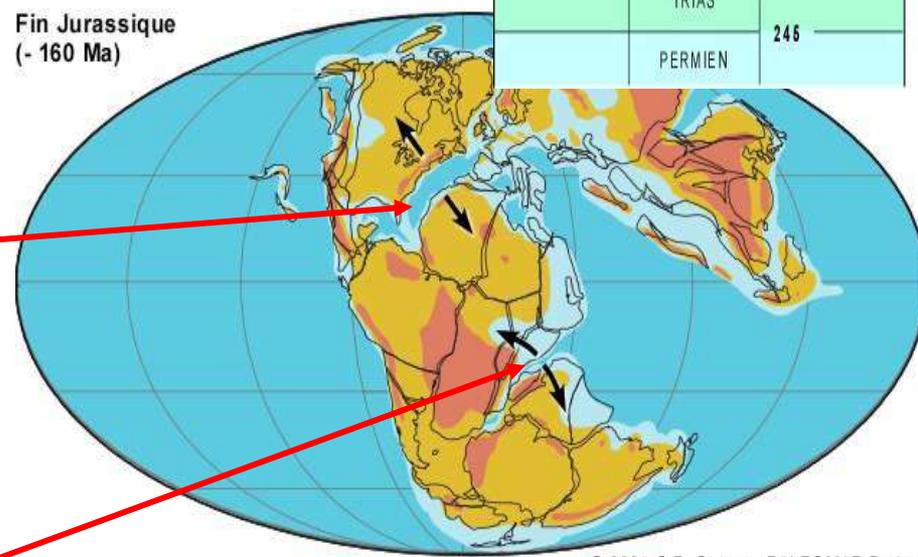
Deux ruptures sont bien visibles :

- **au Nord**, il y a ouverture d'une mer qui sépare d'une part l'Amérique du Nord et d'autre part, un bloc formé des masses continentales de l'Amérique du Sud et de l'Afrique ( c'est le futur **océan Atlantique**);

- **au Sud**, l'ouverture d'une mer entre d'une part, le bloc Amérique du Sud et Afrique, et d'autre part, un bloc formé des masses continentales rassemblées de l'Antarctique, l'Inde et l'Australie (c'est l'embryon de **l'Océan Indien**).

CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent)
	TERTIAIRE	Pléistocène
1,6		Pliocène
5,3		Miocène
23,7		Oligocène
36,8		Éocène
57,8	Paléocène	
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	66,4
	JURASSIQUE	144
	TRIAS	208
	PERMIEN	246

Fin Jurassique (- 160 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

## Paléogéographie à la fin du Jurassique (vers -160Ma)



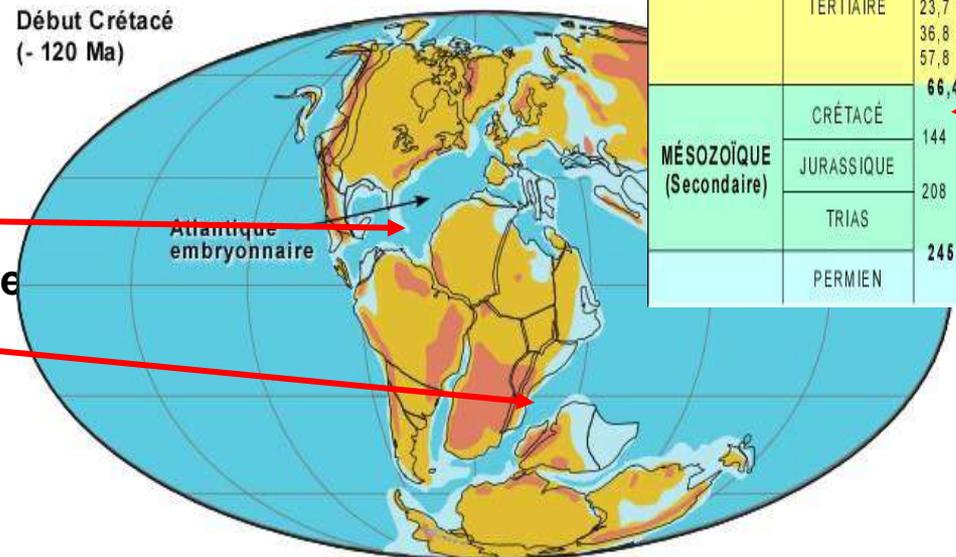
# Au cours du Crétacé

**Au début du Crétacé, il y a 120Ma:**

- l'ouverture de la mer au Nord s'accroît: c'est l'embryon de l'océan **Atlantique**;

- l'ouverture d'une mer au Sud continue c'est l'embryon de l'Océan **Indien**

Début Crétacé (- 120 Ma)



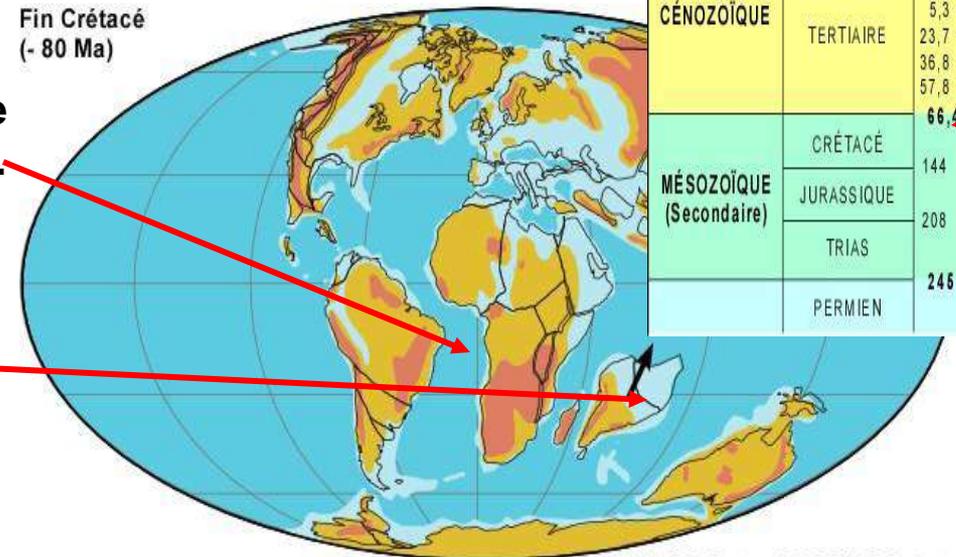
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent)
	TERTIAIRE	Pliocène
		Miocène
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	66,4
	JURASSIQUE	144
	TRIAS	208
	PERMIEN	246

Paléogéographie à début du Crétacé (vers -120Ma)

**Un peu plus tard au Crétacé, soit il y a 80Ma, la séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique fut définitive; une longue mer linéaire divisait ces deux continents.**

**Le bloc continental qui deviendra l'Inde est détaché des autres masses continentales et est en pleine migration vers le Nord. Au nord, la Téthys continuait à se refermer.**

Fin Crétacé (- 80 Ma)



CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent)
	TERTIAIRE	Pliocène
		Miocène
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	66,4
	JURASSIQUE	144
	TRIAS	208
	PERMIEN	246

Paléogéographie à la fin du Crétacé (vers -80Ma)

# Au cours du Tertiaire (65 à 2Ma)

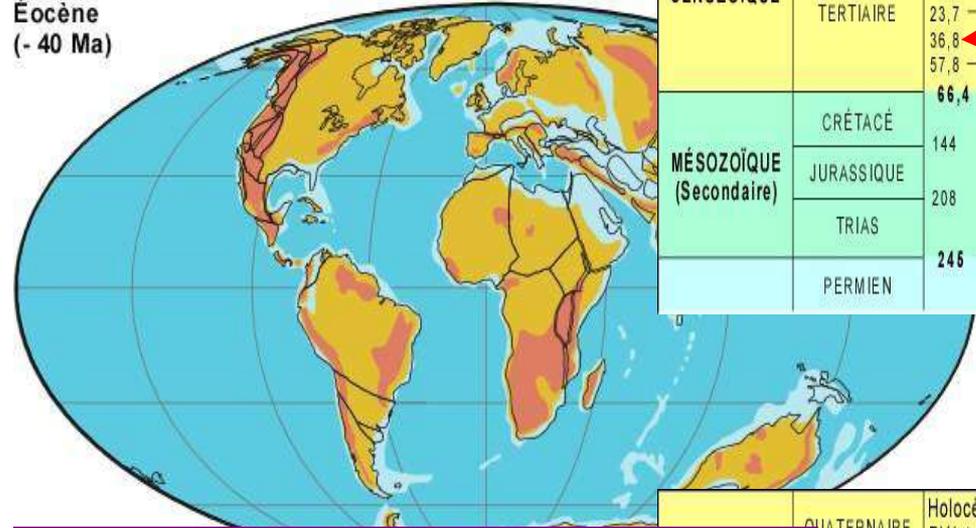
Au début du Tertiaire (**Éocène**), l'océan Atlantique était véritablement formé.

L'Inde a rejoint une série de petits continents qui commencent à fusionner.

La Téthys se refermait de plus en plus.

C'est à ce moment qu'est née la **Méditerranée**.

Éocène (- 40 Ma)



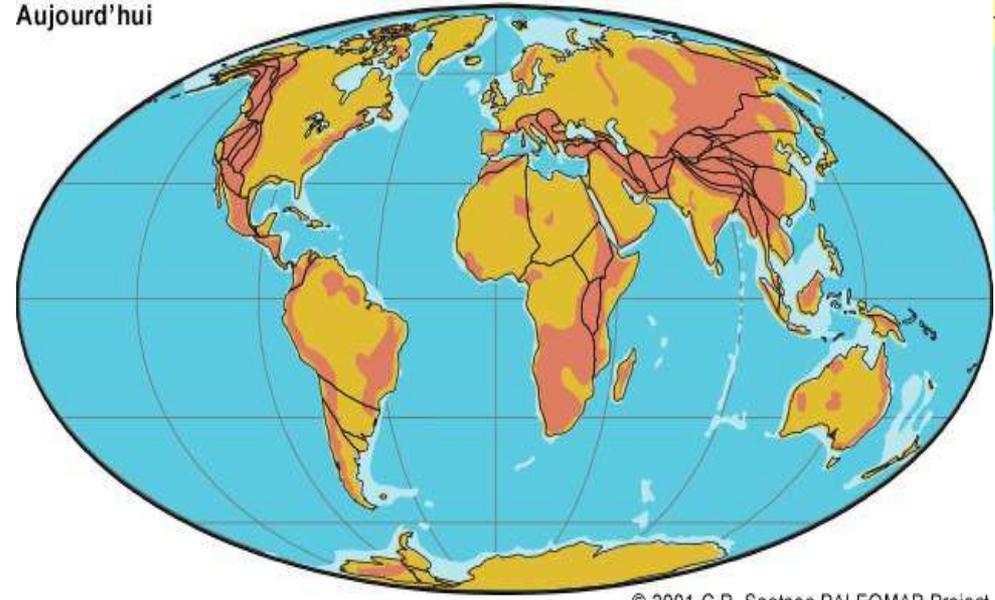
Paléogéographie à l'Éocène (vers -40Ma)

Au **Miocène**, il y a à peine **10Ma**, la configuration des continents et des océans ressemblent passablement à ce que nous avons aujourd'hui.

L'Inde a martelé tous ces microcontinents et les a comprimés vers la Chine pour former **l'Himalaya**.

Finalement la poursuite de tous ces mouvements a conduit à la **configuration actuelle** des continents et des plaques lithosphériques.

Aujourd'hui



## IV. Conclusion

L'histoire des continents et des océans à travers les temps géologiques peut être résumée, par les quelques points suivants :

- **l'Archéen**, la période la plus vieille du Précambrien, a vu la formation des premiers noyaux continentaux;
- le **Protérozoïque**, voit l'augmentation du volume des masses continentales;
- le **Paléozoïque** se caractérise par deux mouvements:
  - le démembrement du mégacontinent Rodinia de la fin du Protérozoïque;
  - le rassemblement qui conduit à la formation de la Pangée.  
Ce grand rassemblement cause des collisions entre les plaques, collisions qui produisent des chaînes de montagnes (chaînes taconienne, acadienne, cadomienne, calédonienne, hercynienne, ...);
- au cours du **Mésozoïque-Cénozoïque**, on assiste:
  - au démembrement de la Pangée;
  - qui entraînera entre autres la formation de l'Atlantique.  
Aussi, les collisions des plaques ont produit des chaînes de montagnes (les Pyrénées, les Alpes, les Atlas, les Cordillères, et l'Himalaya).

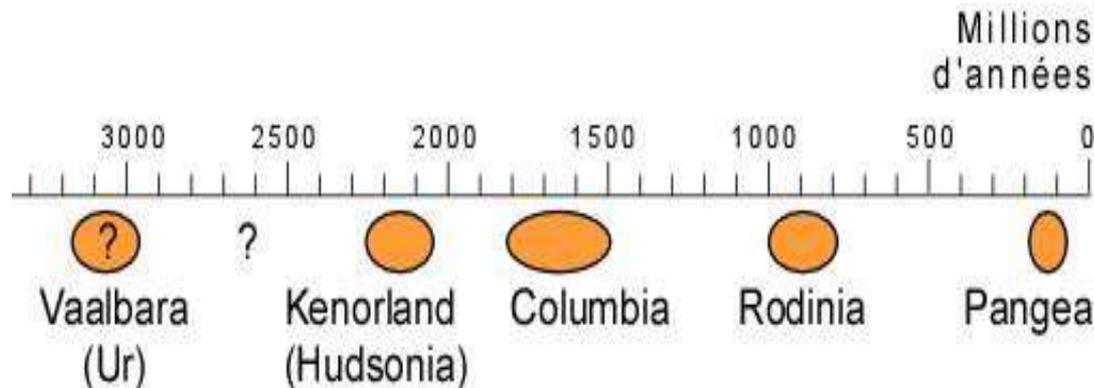
Durant les temps géologiques, il y aurait eu donc:

- des rassemblements de continents pour former des mégacontinents;
- et des périodes où ces mégacontinents ont été fragmentés et dispersés.

Des travaux plus récents sur la géologie du Précambrien ont permis d'identifier au moins quatre, peut-être même cinq de ces mégacontinents des temps anciens et qu'il y a eu une certaine cyclicité dans leur formation et leur démembrement. Chaque fois, qu'ils se sont formés, ils se sont ensuite fragmentés, démembrés et dispersés.

On leur a même donné des noms (fig. 62) :

- **Vaalbara** le plus ancien, qui aurait existé entre **3,2** et **2,9Ga**;
- **Kenorland**, aussi appelé **Hudsonia**, qui aurait existé entre **2,2** et **2,1Ga**;
- **Columbia**, qui est assez bien défini aujourd'hui et qui s'est étendu de **1,8** et **1,5Ga**;
- **Rodinia**, entre **1Ga** et **750Ma**;
- et finalement la **Pangée** de Wegener, il y a **300 Ma**.



Cyclicité des mégacontinents  
des temps anciens

On commence à soupçonner l'existence d'un autre autour des 2,6Ga. Ces continents ont eu des durées de vie se situant entre 100 et 300 Ma. On voit donc une périodicité de 300 à 500 Ma dans la formation de tels mégacontinents.

# Bon courage



## LIENS UTILES 🙌

### Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

