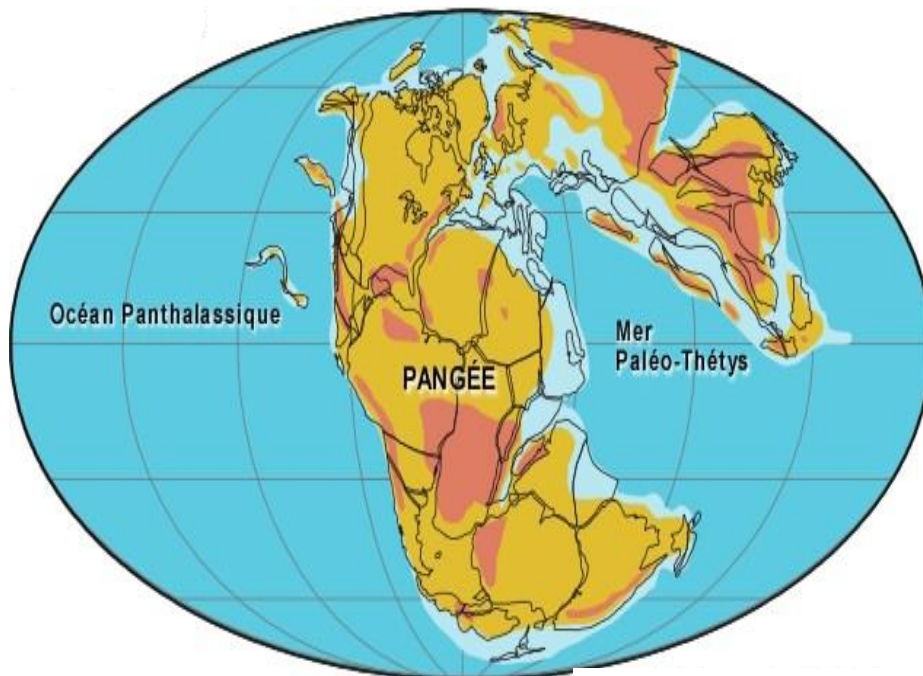


Département de Géologie
Semestre 4

Module de Stratigraphie
Partie : **Paléogéographie**



Responsable : Pr Hamid AMHOUD
Année universitaire: 2020-2021

Table des matières

Introduction	2
Chapitre 1. Rappel sur les différents milieux de dépôt	3
I. Milieux continentaux	3
II. Milieux intermédiaires	7
III. Milieux marins	12
Chapitre 2. Détermination de la profondeur des paléomilieux	16
I. Paramètres d'estimation de la profondeur des paléomilieux	16
II. Cartes d'isobathes et d'isopaques	22
Chapitre 3. Contexte tectonique stable et instable	23
I. Rappel sur la notion de tectonique des plaques	23
II. Contexte tectonique et bassins sédimentaires	25
Chapitre 4. Subsidence : origines et conséquences	29
I. Origine tectonique	29
II. Différents stades de la subsidence	29
III. Amincissement initial et subsidence initiale	31
IV. Conséquence de la subsidence	32
V. Conclusion	34
Chapitre 5. Eustatisme	35
I. Origine tectonique	35
II. Origine climatique	37
III. Conclusion	38
Chapitre 6. Paléoclimats	41
I. Changements climatiques récents	41
II. Changements climatiques anciens	48
Chapitre 7. Reconstitutions paléogéographiques et facteurs de contrôle	50
I. Temps précambrien	50
II. Temps paléozoïque	52
III. Temps mésozoïque-actuel	60
IV. Conclusion	64

Introduction

La paléogéographie est une discipline scientifique qui constitue une branche de la géologie. Elle vise à reconstruire la géographie de la terre à travers les ères géologiques, donc jusqu'à plusieurs milliards d'années en arrière.

L'objectif de la paléogéographie est la reconstruction théorique de la géographie passée de territoires, et de son évolution, dont les roches et les fossiles peuvent conserver la trace.

Elle s'intéresse en particulier à la formation des océans et des continents, c'est-à-dire à l'histoire des transgressions et des régressions marines, des continents disparus, des surrections de chaînes de montagnes, des grandes fractures et des migrations de faunes marines ou continentales.

En effet, à travers les âges géologiques, la disposition des masses (ou 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 se base donc sur les données de diverses disciplines : paléoclimatologie, paléotectonique, paléobiogéographie, paléogéodynamique, paléoeustatisme, paléontologie, ...

Dans ce cours et afin de bien élucider les facteurs de contrôle des reconstitutions paléogéographiques, nous allons adopter le schéma de travail suivant :

- dans un premier chapitre nous allons rappeler succinctement les principaux milieux de dépôt ;
- dans un second chapitre on essayera d'exposer les différentes méthodes de détermination de la profondeur des environnements de dépôt;
- ensuite successivement on traitera les contextes tectonique, géodynamique, eustatique et paléoclimatique ainsi que leurs influences sur l'évolution des bassins;
- nous achèverons ce cours par des reconstitutions paléogéographiques ou répartitions des continents et océans, de la surface du globe à travers les temps géologiques, depuis la formation de la terre jusqu'à nos jours.

Rappel sur les différents milieux de dépôt

Un milieu sédimentaire 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 des sédiments peuvent se former 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 : milieux continentaux, milieux intermédiaires et enfin milieux marins.

I. Milieux continentaux

Dans le domaine continental, la sédimentation peut se faire dans le milieu aquatique ou à l'air libre et est détritique (plus souvent) ou chimique et/ou biochimiques.

1. Dépôts glaciaires

La glace provient d'une transformation de la neige. La couche de neige, immédiatement après sa chute, contient beaucoup d'air et sa densité est faible et est de l'ordre de $0,1 \text{ g/cm}^3$. Sous l'influence du tassement et de phénomènes de regel, elle durcie et sa densité augmente beaucoup et atteint près de $0,6$ à $0,8 \text{ g/cm}^3$.

On peut distinguer trois types de glaciers :

- les **inlandsis** et **calottes glaciaires** sont de très vastes étendus glaciaires continentaux ($13 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour l'inlandsis antarctique et $1,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour l'inlandsis groenlandais). Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 2000m ;

- la **banquise** formée de glace de mer qui gèle vers -2°C ;

- les **glaciers de cirque** appelés aussi glaciers de vallée ou glaciers de montagne (fig. 1) : se forment dans les zones en creux des sommets qui dépassent la ligne des neiges permanentes.

Le domaine de plasticité de la glace étant particulièrement étendu, un glacier s'écoule lentement sous l'effet de la gravité le long d'une pente ou par fluage. Les processus d'érosion et d'accumulation donnent naissance aux formes glaciaires suivantes :

- le **cirque** : dépression semi-circulaire généralement fermée s'accumulent la glace avant de se déplacée vers les piedmonts;

- la **vallée glaciaire** : d'où est évacuée la glace, son profil transversal est en auge montre Les parois soumises à l'érosion glaciaires sont lisses et striées et les surfaces horizontales sont moutonnées;

- les **moraines glaciaires** : s'agit de dépôts hétérométriques et polygéniques laissés par l'activité glaciaire.

Les matériaux transportés par les glaciers sont sédimentés lorsque la glace fond. Ils s'accumulent donc à proximité du glacier et constituent les dépôts glaciaires (fig. 1).

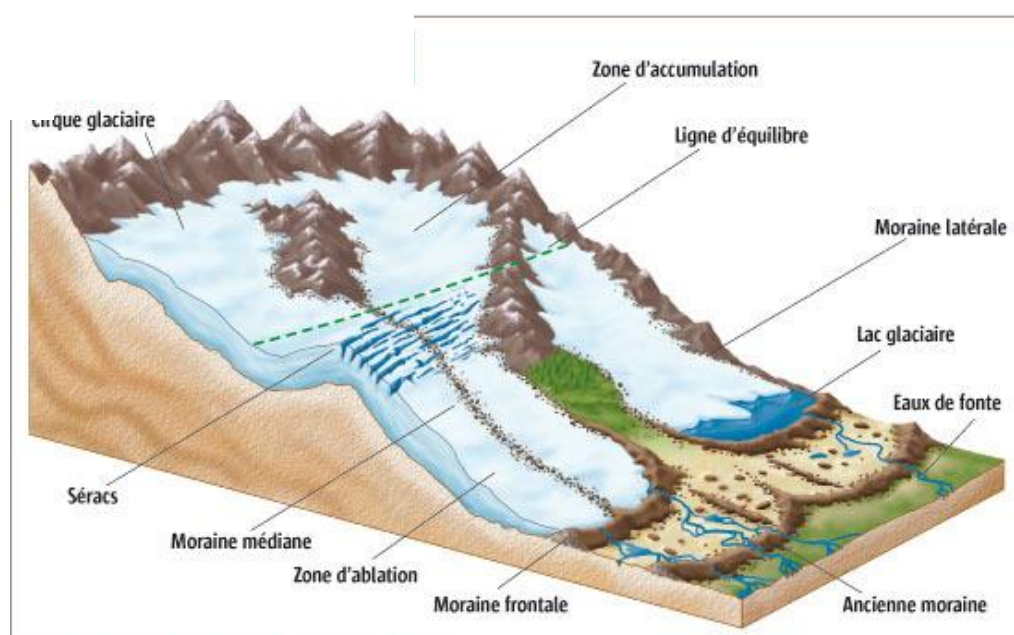


Fig. 1. Différentes composantes d'un glacier de vallée
(<http://www2.ulg.ac.be>)

En général, les glaciers de montagne fondent en descendant dans les vallées; les matériaux s'accumulent en une moraine frontale formée de dépôts hétérométriques, non classés et comportant beaucoup de matrice.

En aval des moraines, les torrents remanient les matériaux et les étalent sous forme de complexe fluvio-glaciaire montrant un certain classement des éléments qui conservent néanmoins quelques traces de l'action du glacier (cassures conchoïdales, galets striés).

Sous certaines latitudes les glaciers ne fondent pas et atteignent la mer. La glace se fragmente en icebergs qui transportent la charge solide. Ces radeaux de glace dérivent vers des zones plus chaudes et fondent en laissant tomber les matériaux sur les fonds marins (dépôts glacio-marins).

3. Dépôts fluviaux

Les rivières sont surtout des agents de transport. Elles déposent néanmoins aux endroits où la vitesse diminue, c'est à dire le long de leur cours et finalement à leur embouchure où peuvent s'ajouter des phénomènes de floculation des argiles et de précipitation de corps en solution.

3.1. Les cours fluviaux (fig. 2)

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 ou ses chenaux formant son lit mineur des amas de galets et sables appelés barres. 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

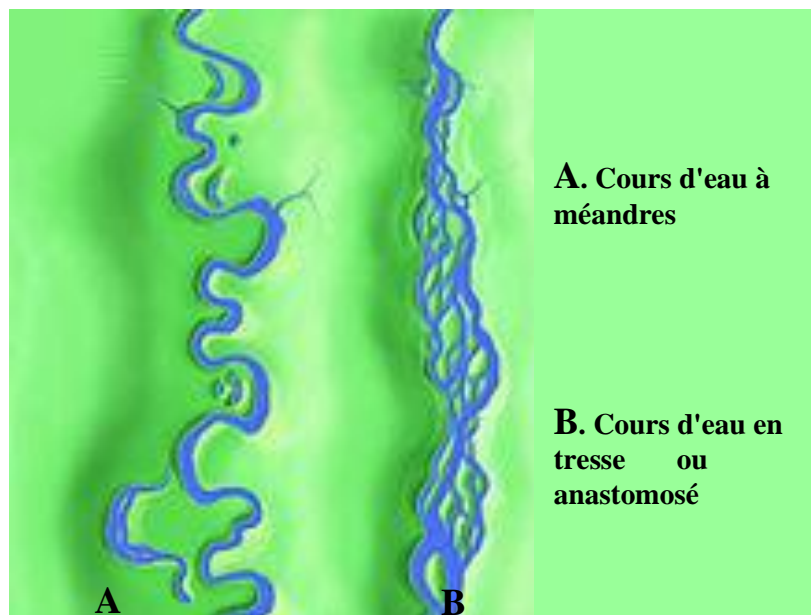


Fig. 2. Principaux types de fleuves
(<http://www2.ulg.ac.be>)

3.2. Sédimentation des cours d'eaux à méandres

La sédimentation se fait sur la rive convexe sous forme d'une barre de méandre. Elle est constituée de sable et le fond du chenal est tapissé de galets. Le chenal est bordé par des levées qui le séparent de la plaine d'inondation couverte de dépôts fins (limons et argiles).

3.3. Sédimentation des cours en tresses

Les rivières en tresse sont rapides et on les trouve dans les régions de montagne. La sédimentation se fait sous forme de barres longitudinales qui séparent les chenaux. Ces barres sont mobiles et s'accroissent dans le sens du courant, leur forme dépend de la charge et du débit. Elles sont constituées de galets, de graviers et/ou de sables à litage entrecroisé.

3. Dépôts éoliens

Ce type de dépôt est très commun aux zones désertiques dont le principal moteur est 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 rochet, ... (fig. 3). Ces dépôts peuvent être remis en mouvement s'ils ne sont pas fixés par la végétation.

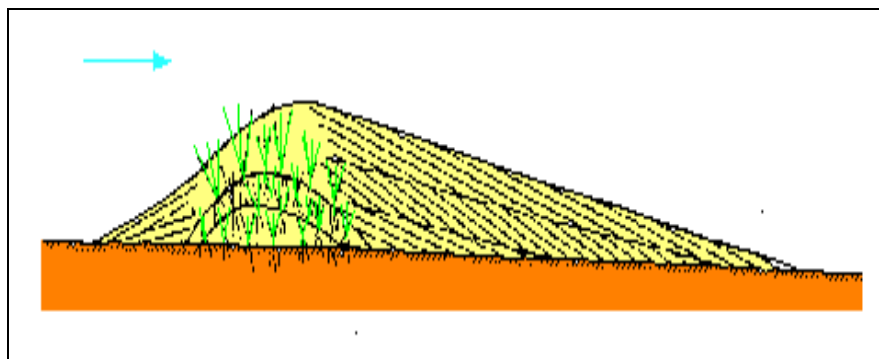


Fig. 3. Accumulation de sable en arrière d'un obstacle

(<http://www2.ulg.ac.be>)

On reconnaît deux principaux types de structures :

- les **dunes** : sont les corps sédimentaires les plus caractéristiques des dépôts éoliens. Leur hauteur est de 5 à 20m et leur largeur de 100m à 1km. Leur forme varie en fonction du régime des vents et de leur charge en sable.

- les **rides** : ce sont des ondulations centimétriques qui couvrent la surface des dunes. Leur crête est perpendiculaire à la direction du vent. Comme les dunes, elles sont asymétriques.

Les dunes sableuses sont évidemment de bons indicateurs de climat aride : la plupart des déserts sont confinés entre 20° et 30° de latitude ou derrière des chaînes montagneuses qui jouent un rôle d'écran pour les perturbations.

Comme l'air a une densité un millier de fois inférieure à l'eau, sa capacité de transport est beaucoup plus faible et les matériaux grossiers sont laissés sur place, formant un pavement ou **reg**. Le vent possède par contre un bon pouvoir de classement et le transport s'effectue essentiellement par saltation.

On peut considérer les critères suivants comme diagnostiques des dépôts éoliens :

- hauteur : de 5 à 20m et largeur : de 100m à 1km et inclinaison de 25 à 30°;
- faciès associés : graviers de déflation, fentes de dessiccation;
- pas de séquence type : comme c'est le cas des dépôts marins;
- pétrographie : sable quartzreuse très bien classée, avec un bon arrondi;
- fossiles : quelques terriers, traces de racines et empreintes de pattes.

II. Milieux intermédiaires

Les deltas, les estuaires et les lagunes représentent des milieux hydrodynamiques et sédimentaires de transition. Ces milieux constituent les zones d'influences à la fois fluviales et marines. 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. Lagunes

La lagune est une zone côtière en dépression 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. Les lagunes représentent environ 13% de la longueur des côtes du monde et peuvent correspondre principalement à des :

- d'anciennes vallées glaciaires ;
- dépressions d'origine tectonique ;
- dépression d'origine volcanique.

L'état d'une lagune est le résultat de divers paramètres, de structures et de fonctionnement. - le **climat** : influence beaucoup l'évolution d'une lagune. Le 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** : résulte des actions marines et fluviales (fig. 4).

- **apports sédimentaires** : sont d'origines continentales par le biais des fleuves et rivières mais aussi en provenance du domaine marin. Les produits élaborés au sein des lagunes (érosion des berges, débris de coquilles, carapaces, herbiers,...) sont non négligeables (fig. 5).

En guise de conclusion de ce paragraphe on peut dire que le destin d'une lagune est de disparaître, à plus ou moins brève échéance, par colmatage lorsque le niveau de la mer est relativement stable. Si celui-ci s'élève rapidement, la barrière peut être submergée et la lagune devenir une baie. S'il s'abaisse la lagune tend à s'assécher (fig. 6).

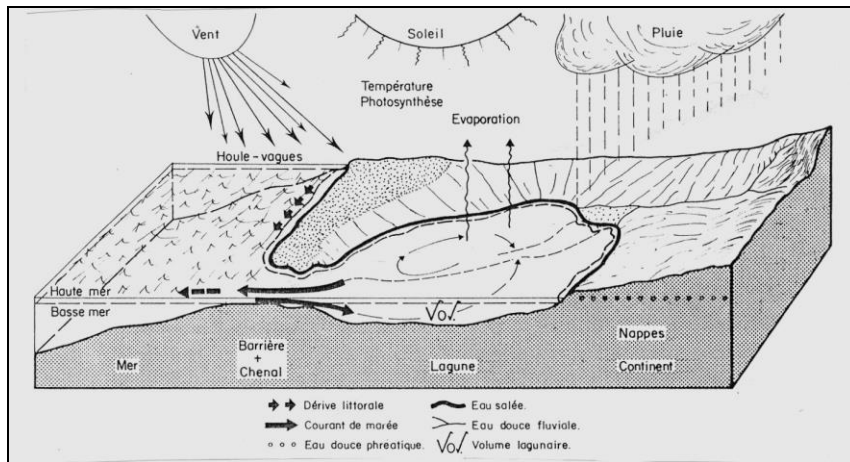


Fig. 4. Système hydrologique lagunaire
<http://www2.ulg.ac.be>

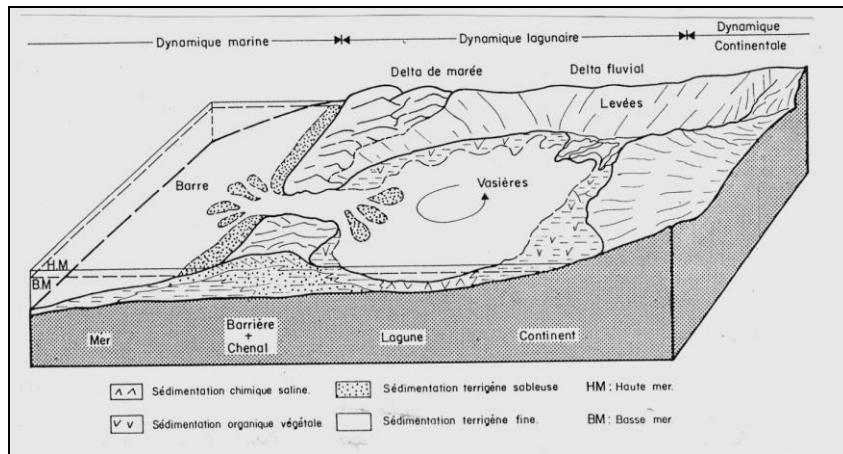


Fig. 5. Système sédimentaire lagunaire : les corps sédimentaires
<http://www2.ulg.ac.be>

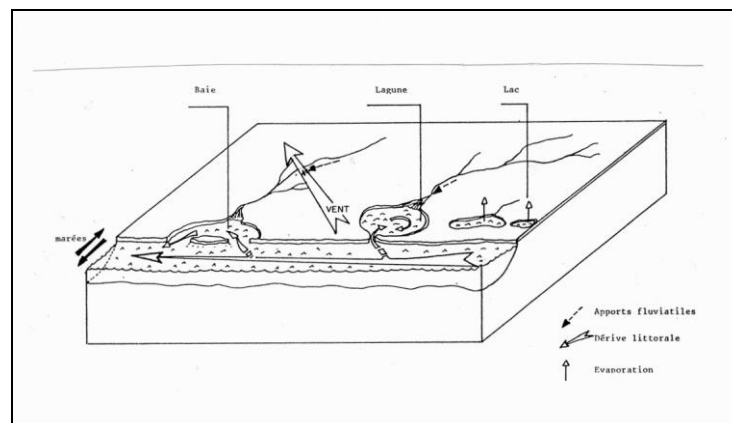


Fig. 6. Evolution des systèmes lagunaires
<http://www2.ulg.ac.be>

2. 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, on observe alors un biseau salé, l'eau douce coulant en surface et l'eau de mer, plus dense, s'infiltrant plus en profondeur.

L'estuaire, en fonction des données bathymétriques, est principalement divisé en trois parties (fig. 7) :

- **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 courants de marées très forts et par un important débit fluvial.

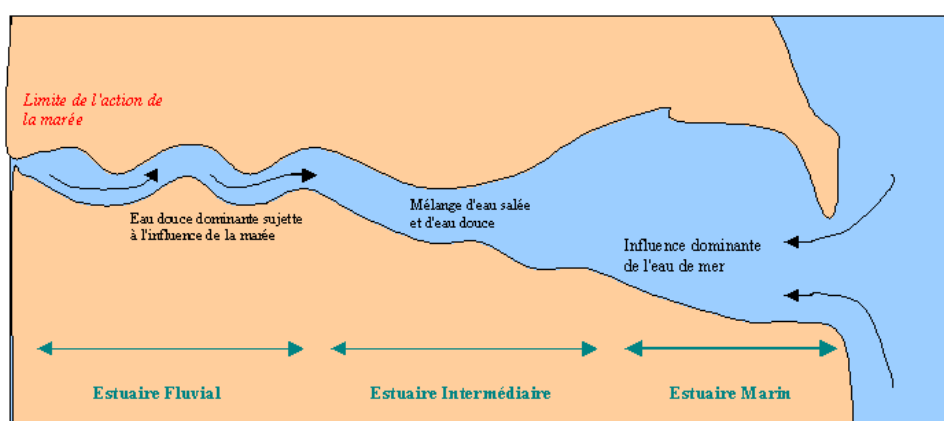


Fig. 7. Principales parties d'un estuaire
(<http://museclio.over-blog.com>)

Dans l'estuaire fluvial les dépôts du chenal sont des sables intercalés de niveaux vaseux et dans la zone intertidale on a surtout des dépôts vaseux riches en matière organique.

Dans l'estuaire intermédiaire, plus on s'approche du côté marin les sédiments deviennent plus grossiers dans les chenaux et plus vaseux à débris végétaux dans la zone intertidale.

Dans l'estuaire marin les sédiments sont des sables et graviers organisés en dunes :

- parallèles au sens du courant quand les courants de marées prédominent ;
- en demi-lune perpendiculaires au sens du courant quand c'est la houle qui prédomine.

Dans les systèmes estuariens, il existe une succession de types, de morphologies et de faciès sédimentaires. En amont, la sédimentation est contrôlée par les influences fluviales et les dépôts sont essentiellement sableux et en aval, on assiste à une sédimentation plus grossière sous contrôle du régime marin.

3. 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 par 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 (Δ), d'où son nom.

Un delta se décompose en 3 parties (fig. 8).

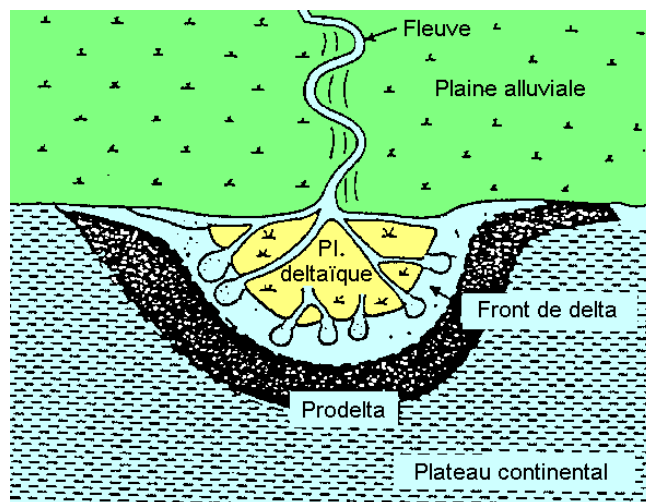


Fig. 8. Morphologie d'un delta
(<https://www.u-picardie.fr>)

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

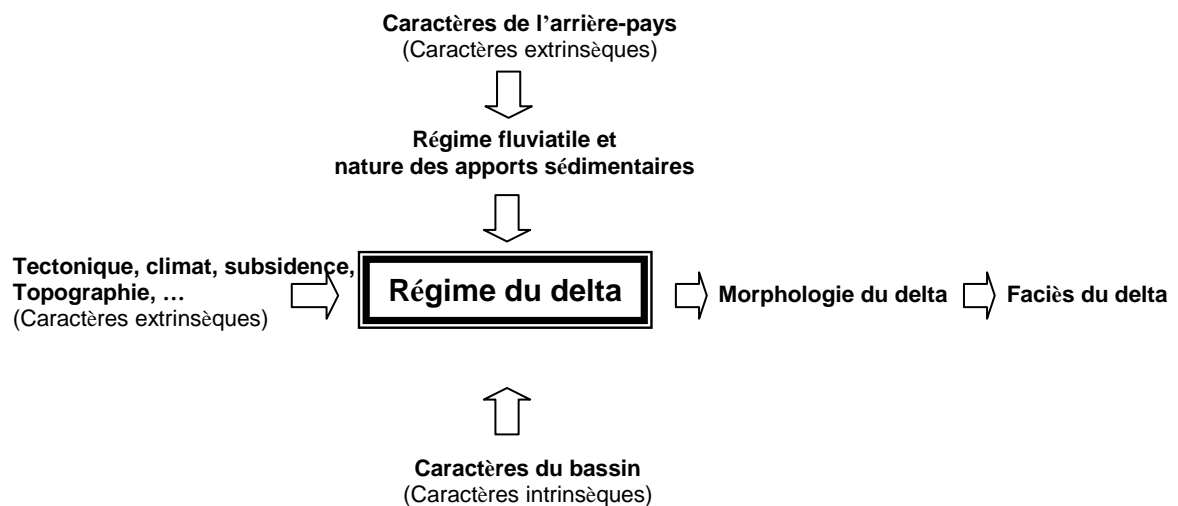
- le **front du delta** est le prolongement de la plaine deltaïque sous la mer. Elle est généralement immergée. La sédimentation y est dominée par des barres de sables et silts ;

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

Deux types de paramètres contrôlent les deltas :

- **paramètres externes** : climat, tectonique, subsidence, topographie; auxquels s'ajoutent les caractères d'arrière pays c'est-à-dire la nature des formations drainées par les cours d'eau et qui contrôlent la nature des apports sédimentaires qui arrivent sur le bassin ;

- **paramètres internes** : sont les caractères propres au bassin dont la forme, la morphologie, l'hydrodynamisme,...



La nature des apports deltaïques dépend des facteurs climatiques et tectoniques et de leur interaction avec les composantes de la dynamique littorale. L'importance économique des deltas vient de leur capacité de déterminer des roches réservoirs et de l'importance de la matière organique dans ces environnements (riches niches écologiques), susceptibles de se transformer en hydrocarbures (formation de pétrole).

III. Milieux marins

Le domaine marin est caractérisé par son étendue et par sa salinité voisine de 36‰. Il couvre les deux tiers de la surface du globe. La distance au continent et la profondeur de l'eau permettent de définir différentes zones caractérisées par leur hydrodynamisme et leur sédimentation. Cette dernière très intense, continue et très variée est régie par plusieurs facteurs : reliefs sous-marins, mouvement des masses d'eau, climat, sources terrigènes, productivité biologique, ...

L'analyse des séries sédimentaires marines anciennes montre la succession de sédiments fins chimiques et de dépôts détritiques. La sédimentation marine

oscille entre un pôle chimique et un autre détritique, correspondant chacun à des périodes de sédimentation caractéristique :

- une période calme favorable à des dépôts fins ;
- et une période orogénique accompagnée d'une érosion intense favorable à des dépôts grossiers.

Les fonds océaniques sont bien connus grâce aux progrès des techniques de sondage et les plongées à grandes profondeurs. D'un point de vue morphologique, on subdivise le milieu marin en trois unités (fig. 9) :

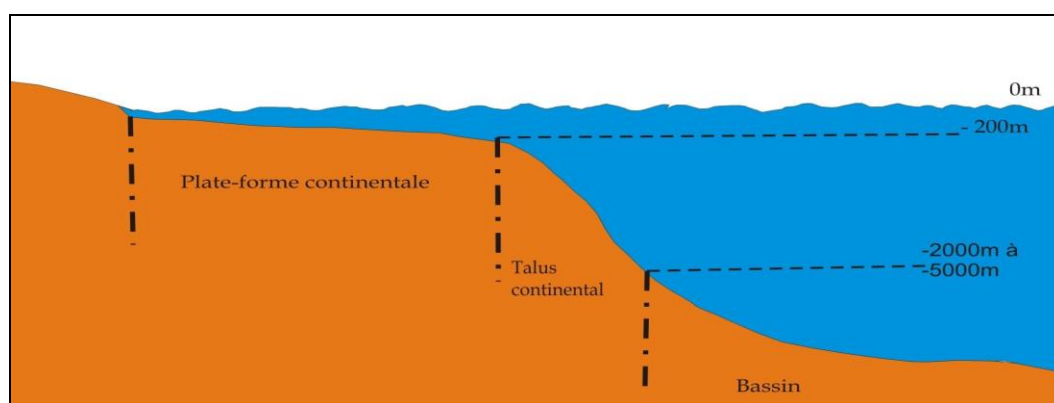


Fig. 9. Zonation du domaine marin

- **plate-forme continentale** : prolongement en mer des reliefs côtiers émergés. Sa profondeur s'étend entre 0 et 200m et sa pente est faible (0.07°) et sa largeur varie de 1 à 1000km) ;

- **talus continental** : se développe jusqu'à 2000 voire 4000m de profondeur. Débute au niveau d'une rupture de pente de la plate-forme ; sa déclivité, souvent comprise entre 3 et 5° et peut atteindre localement 30° ;

- **bassin** : au sens large, comprend le glacis, les plaines abyssales, les dorsales et les fosses océaniques.

1. Plate-forme continentale

La couverture sédimentaire actuelle des plates-formes comprend des matériaux très variés, allant des blocs aux argiles, du fait de la variabilité des facteurs de l'environnement littoral et côtier ainsi que des changements du niveau marin. La morphologie, l'hydrodynamisme, le chimisme et la pénétration de la lumière sont les principaux critères de subdivision de la plate-forme. L'interaction de ces facteurs explique en partie la diversité et la répartition des dépôts anciens et actuels de ces milieux.

De nombreux facteurs hydrodynamiques à énergie variable (vent, vague, houle, ...) influencent la forme et la répartition des dépôts. Dans les mers

épeiriques (sans marées) l'influence de la marée est nulle mais pour les mers où le marnage est élevé, on subdivise la plate-forme en (fig. 10) :

- **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, ... ;

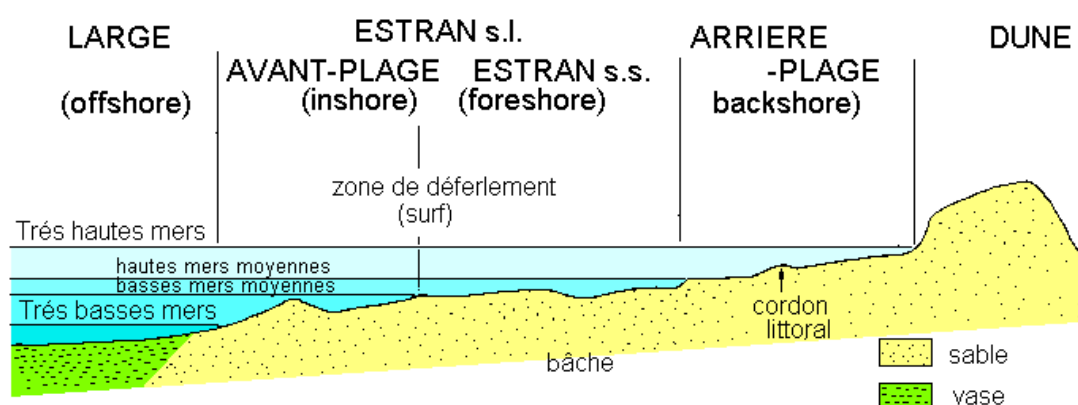


Fig. 10. Zonation de la plate-forme continentale
(<http://www4.ac-nancy-metz.fr>)

- **zone subtidale** : ou plate-forme interne au sens-strict. 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

2.1. Structure

Le talus continental (fig. 11) borde l'extrémité distale de la plate-forme. Il est généralement entaillé par des canyons sous-marins par où transitent les matériaux qui sont épandus sur le glacis et la plaine abyssale.

2.2. Origine et évolution des matériaux

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 glaciaire. 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).

Les turbidités sont des faciès engendrés par les courants de charge le long des pentes. Ces courants sont formés par un mélange d'eau et de sédiments caractérisé par une forte densité. Il s'agit d'un écoulement turbulent caractérisé par sa concentration, sa hauteur et sa vitesse. (Exemple de courant de turbidité de forte densité : C : 150 à 200g/l ; H : 10 à 500m ; V : 25m/s). Le courant de turbidités s'écoule plus facilement lorsqu'il est plus dense mais aussi lorsque la pente est raide. Quand celle-ci s'affaiblit, le courant perd de sa compétence et dépose progressivement sa charge.

Les courants de turbidités possèdent plusieurs origines : les tempêtes, les décharges de crues ou de glaciers, chocs sismiques, courants de fonds, ...

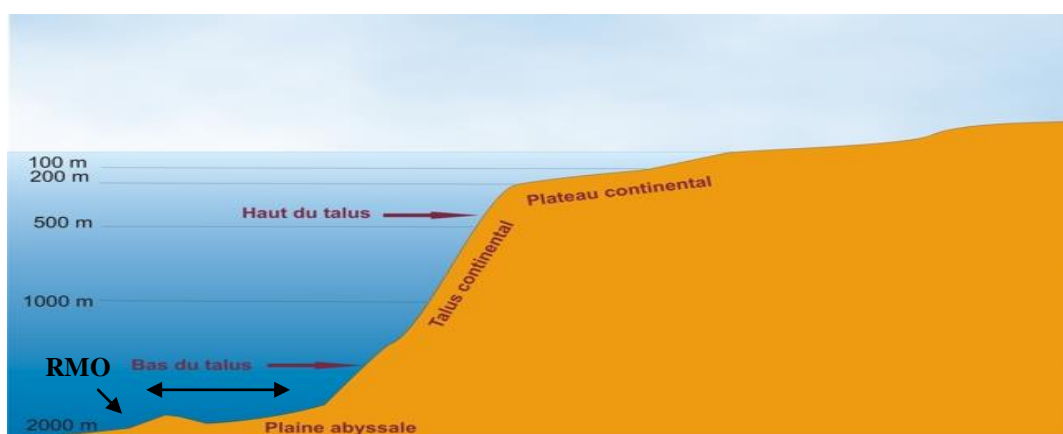


Fig. 11. Zonation du domaine marin profond (<http://wwz.ifremer.fr>)

3. Bassin

Les bassins océaniques comportent (fig. 11) :

- 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 faibles (presque 1mm/1000ans), une dissolution intense des carbonates et fréquences des dépôts pélagiques (boues siliceuses, boues argileuses,...).

Détermination de la profondeur des milieux de dépôt

Un paléoenvironnement ou un paléomilieu ou un ancien milieu de dépôt correspond à une aire de dépôt (biotope), ainsi que des êtres vivants qui y évoluent (biocénose). La reconstitution des paléomilieus et de leurs peuplements (microfossiles, flores et faunes marines, littorales, continentales, lacustres ...) trouve une utilisation pratique directe dans toute opération de prospection pétrolière et minière.

Cependant, chacune des composantes d'un paléoenvironnement doit souvent être étudiée séparément à partir d'éléments différents et faire ensuite l'objet d'une reconstitution.

Plusieurs disciplines (paléontologie, sédimentologie, palynologie, stratigraphie, ...) travaillent nécessairement en commun à la reconstitution des paléoenvironnements. Reconstitution qui se base sur la détermination des caractères physiques, chimiques et biologiques des anciens milieux de dépôts.

Dans ce chapitre il s'agit des différentes méthodes qui aident à apprécier la profondeur des milieux de dépôt.

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

- les phénomènes actuels se sont déroulés toujours du 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 : interprétation paléontologique.

I. Paramètres d'estimation de la profondeur des paléomilieus

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

- de l'énergie du milieu;
- de son potentiel redox (oxygénation);
- de la composition minéralogique du dépôt;
- de son contenu biologique lui-même fonction de l'oxygénation, de la lumière et de 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 règnent dans un milieu diminue quand la profondeur augmente. En surface, le mouvement des vagues et les courants créent une agitation constante de l'eau : l'énergie est forte. En profondeur, l'agitation est faible, les sédiments 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. Selon la théorie d'Airy, l'amplitude d'une vague est fonction de sa longueur d'onde. Néanmoins, l'hydrodynamisme peut être important à plus d'un millier de mètres de profondeur : le long des marges continentales, les courants marins de contour forment des rides de courant sur le fond; les courants de turbidité déplacent d'énormes volumes de sédiments en suspension au pied des talus continentaux.

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

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

- **énergie forte** : pas de dépôt; figures d'érosion sur le fond;
- **énergie moyenne** : accumulation de sédiments sous forme de corps sédimentaires irréguliers (dunes, rubans sableux), rides de courant; sédiments grossiers (galets, graviers, sables);
- **énergie faible** : accumulation sous forme de corps sédimentaires réguliers; sédiments fins laminés.

2. Utilité des fossiles et des traces fossiles

L'état de conservation des fossiles donne une indication sur l'hydrodynamisme du milieu de dépôt. Des fossiles fragiles délicatement conservés (fins tests de foraminifères, articles de crinoïdes en connexion,...) témoignent d'une énergie très faible. En revanche, des coquilles cassées et classées sont caractéristiques d'un milieu agité. Leur orientation indique l'intervention d'un courant tracteur. Les traces de locomotion laissées sur le fond par un organisme correspondent à un milieu calme; l'absence de traces d'activité biologiques indique souvent un milieu agité : les organismes non fixés ne peuvent pas s'installer généralement, les traces biologiques sont remplacées par des traces mécaniques produites par le courant.

La 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 latéral. La présence d'algues est liée à la photosynthèse, donc à la lumière de la zone photique, quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum. Les 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. Les courants de turbidité peuvent disperser les 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 vivant à faible profondeur (plage, plate-forme littorale), d'autres à des profondeurs plus grandes (bassin océanique).

Des assemblages de traces caractéristiques ont pu être corrélés avec la profondeur (fig. 12). Dans la zone tidale (A), les organismes fouisseurs 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 fouisseurs sont plus complexes.

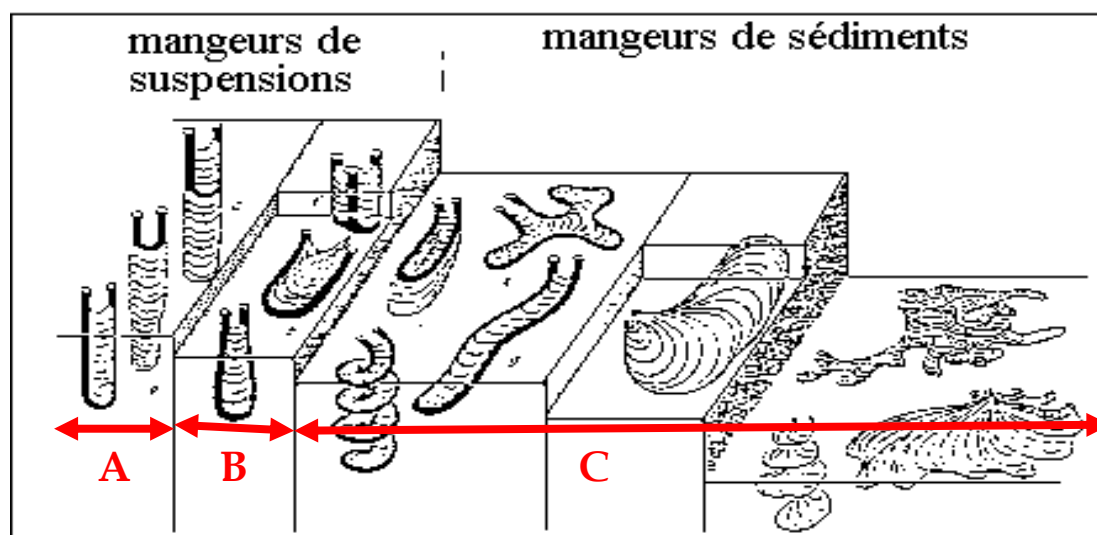


Fig. 12. Répartition des traces d'activité d'organismes en milieu marin selon Seilacher (<https://www.u-picardie.fr>)

3. Relation profondeur et teneur en gaz dissous

Le teneur en oxygène de l'eau diminue généralement avec la profondeur si le corps d'eau n'est pas intensément brassé (fig. 13).

La teneur en O_2 décroît avec la profondeur; elle est nulle au-delà de 200m; sa diminution à la surface est due au métabolisme du plancton. Le sulfure d'hydrogène et le méthane sont produits par la décomposition bactérienne de la matière organique des sédiments du fond (fig. 13).

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. 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.

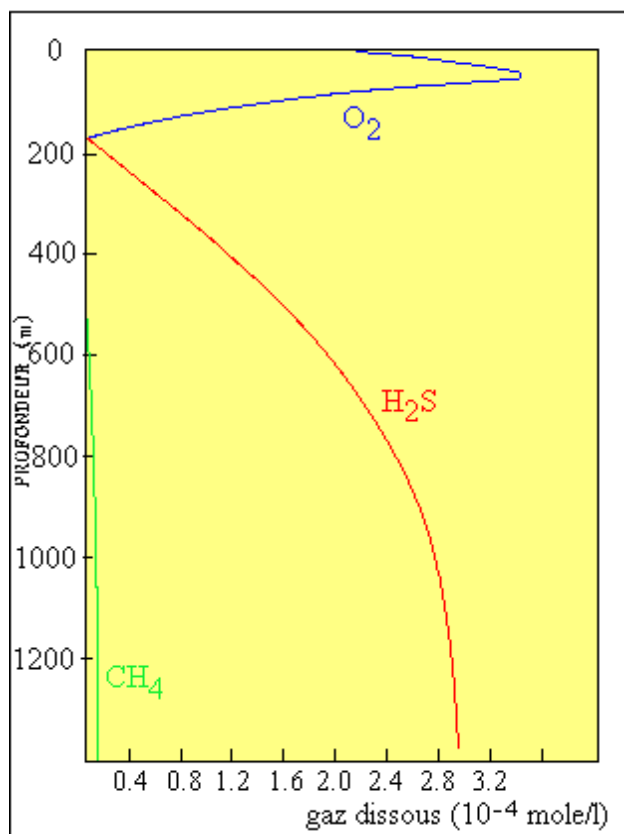


Fig. 13. Teneur en gaz dissous (cas de la Mer Noire)
(<https://www.u-picardie.fr>)

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 (fig. 14). 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 test calcaires de micro-organismes planctoniques.

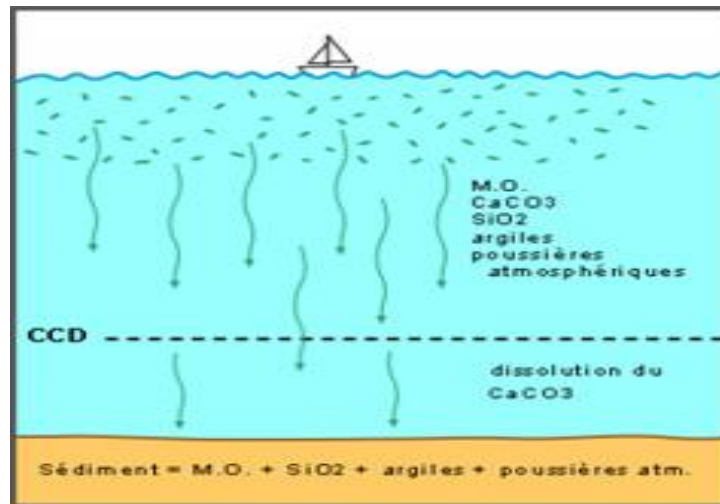


Fig. 14. Profondeur à partir de laquelle toute la calcite est dissoute (Profondeur de Compensation des Carbonates ou Carbonates Compensation Depth ou CCD). Actuellement dans l'océan Atlantique elle se situe vers 5000m et dans la Pacifique vers 4500m de profondeur (<https://www.u-picardie.fr>)

5. Structures de glissement

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 (fig. 15 et 16). 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.

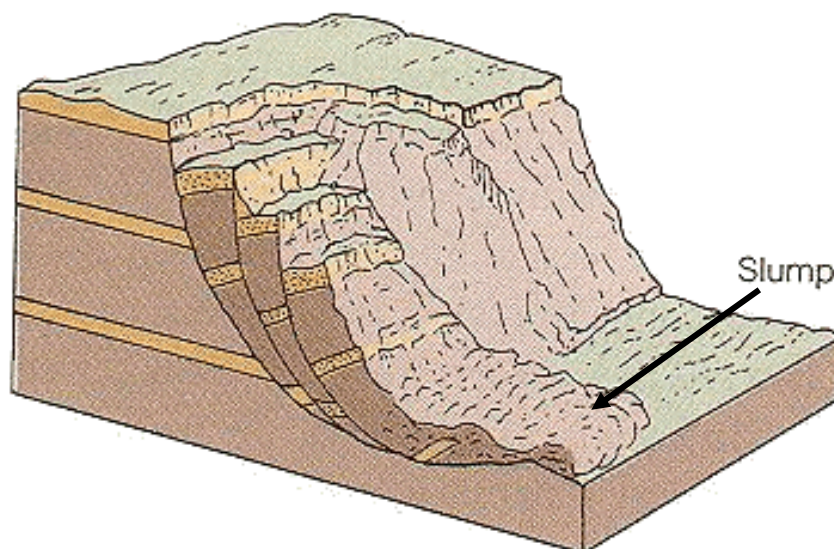


Fig. 15. Bloc diagramme d'une structure de glissement en slump (<http://people.uwec.edu>)



Fig. 16. 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 (fig. 17), les traces de gouttes de pluie, les 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 stromatolites, 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.



Fig. 17. Figures de dessiccation
(<http://people.uwec.edu>)

II. Cartes d'isobathes et d'isopaques

1. Cartes isobathes

Une isobathe est une ligne joignant des points d'égale profondeur (fig. 18) ; 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.

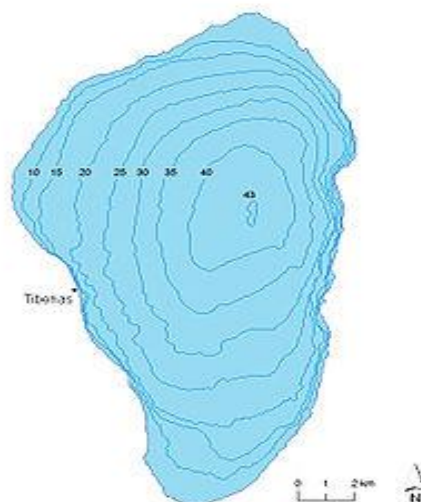


Fig. 18. Carte d'isobathes

2. Cartes isopaques

Ce sont des courbes, analogues aux courbes de niveau des cartes topographiques. Ce sont des 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. 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 sur 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.

Contexte tectonique stable et instable

I. Rappel sur la notion de tectonique des plaques

On dit souvent que la tectonique des plaques est une conséquence de la convection terrestre.

La terre évacue sa chaleur sur un mode principalement convectif, c'est-à-dire par des déplacements conjoints 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.

La terre est morcelée en vastes zones stables que sont les plaques et les limites (ou frontières) des plaques (dorsales, fosses ...) correspondent à des zones très actives ou instables (fig. 19).

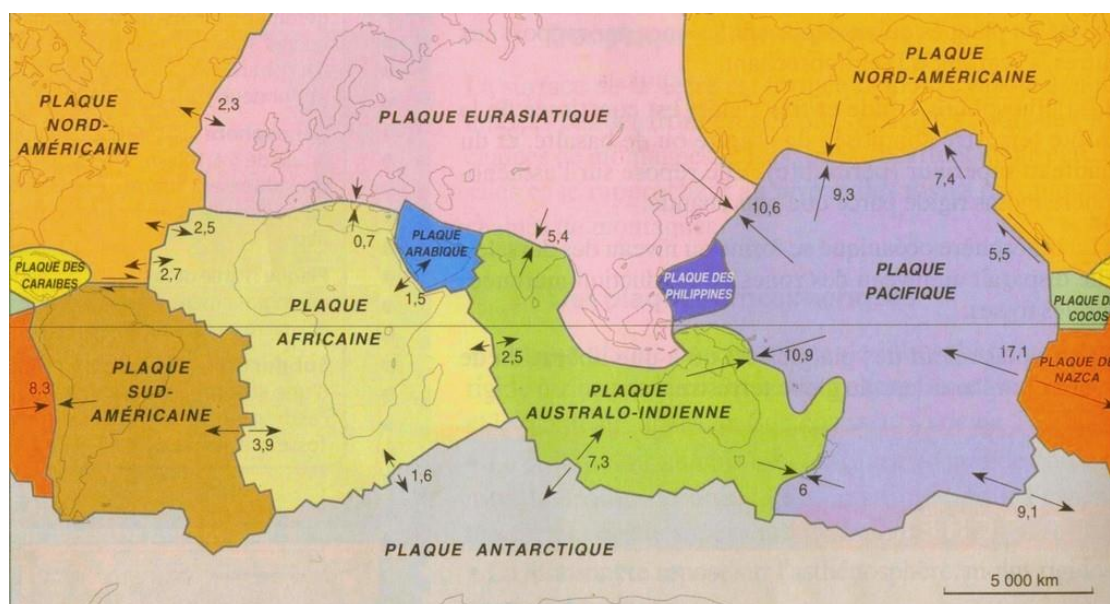


Fig. 19. Différentes plaques constituant de la surface de la terre
(<http://www2.ulg.ac.be>)

La structure en profondeur de la terre montre 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) et 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 (la vitesse de propagation des ondes sismiques est différente selon la densité de la matière).

La variation de la vitesse des ondes sismiques permet donc de distinguer les différentes couches terrestres, en particulier la lithosphère plus rigide (croûte continentale plus partie du manteau supérieur) et l'asthénosphère moins rigide (partie basse du manteau supérieur) (fig. 20).

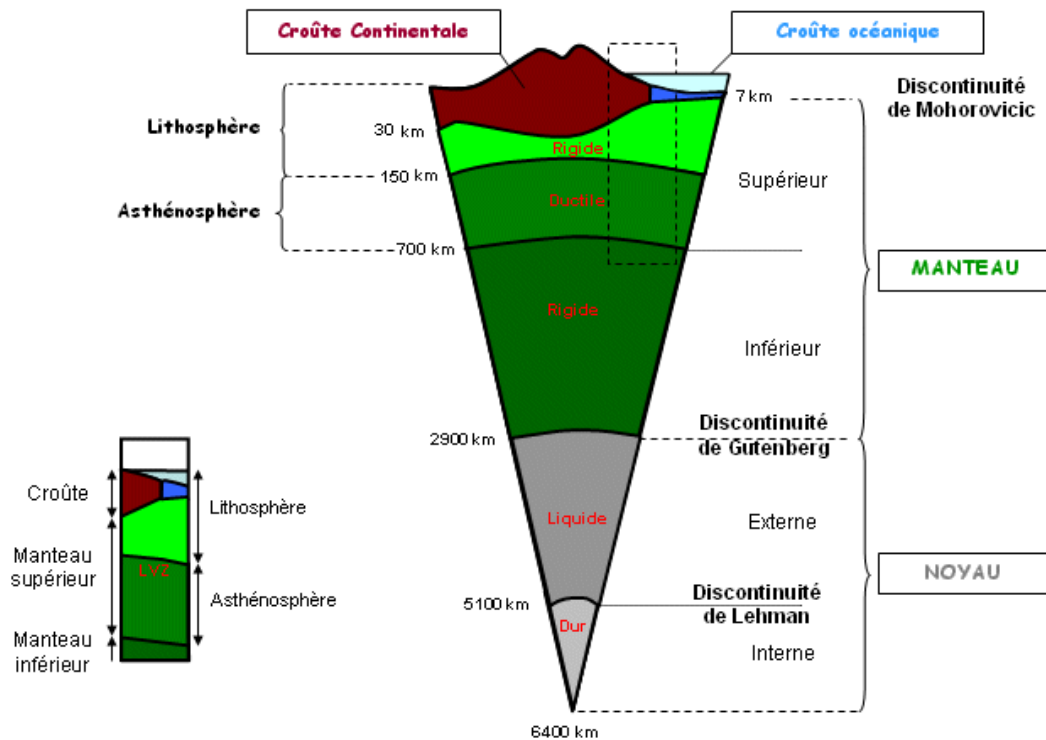


Fig. 20. Structure interne du globe terrestre

(<http://www2.ulg.ac.be>)

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

La croûte est constituée en grande partie de granite dans les aires continentales et de basalte dans les aires océaniques et le manteau est composé de péridotite.

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, de volcans, déformation de la croûte terrestre et de 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. Elles s'écartent au niveau des dorsales et se rapprochent et s'enfouissent au niveau des fosses; la plaque la plus dense plongeant sous l'autre : on parle alors de subduction (fig. 21).

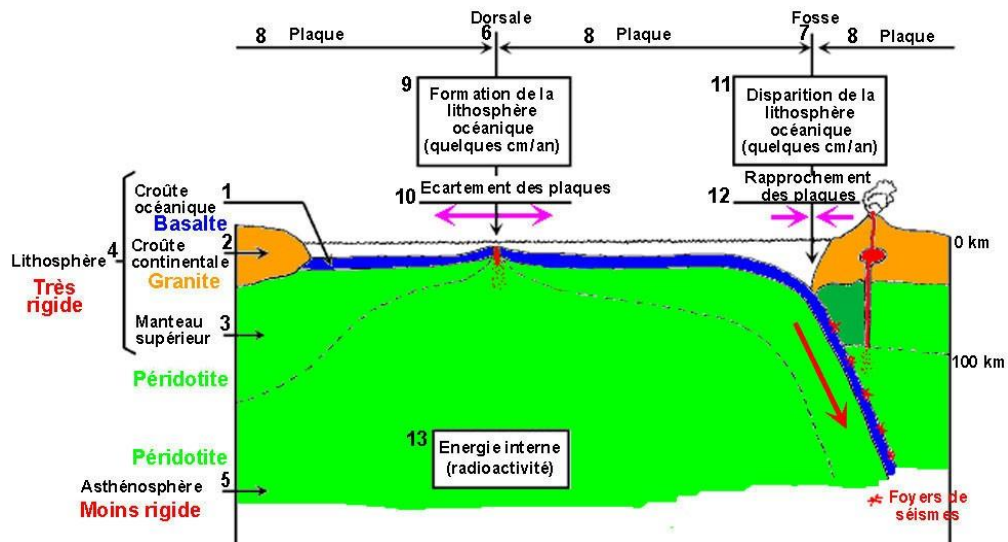


Fig. 21. Représentation d'une dorsale d'une fosse océanique
(<http://mon.univ-montp2.fr>)

La partie externe de la terre est formée de plaques lithosphériques rigides qui reposent sur l'asthénosphère moins rigide. Ces plaques se déplacent et :

- (1) s'écartent au niveau des dorsales océaniques (zone de **divergence**) ;
- (2) se rapprochent dans les zones de **convergence** : la plaque la plus lourde (portant l'océan) s'enfonce dans l'asthénosphère (**subduction**) au niveau des fosses océaniques. Lorsque deux plaques s'affrontent (**collision**) des chaînes de montagnes se forment.

II. Contexte tectonique et bassins sédimentaires

Même si des sédiments peuvent se déposer pratiquement dès leur érosion, leur devenir est en général de terminer leur voyage au sein d'un bassin sédimentaire. Cette évidence nécessite donc la formation d'un espace pour les dépôts ou bassin sédimentaire résultant soit d'un enfoncement de la base du bassin (subsidence), soit d'une hausse du niveau marin (eustatisme).

D'une manière générale, on peut distinguer les bassins sédimentaires en fonction de leur contexte tectonique et des mécanismes qui les génèrent ou plus simplement des mécanismes responsables de leur subsidence (Fig. 22).

La lithosphère est donc partagée 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 (**divergence**) ;
- le coulissage (**cisaillement**) ;
- ou le rapprochement (**convergence**).

Quand deux plaques se rapprochent, l'une d'elles (en général la plus dense, celle qui est revêtue de croûte océanique) passe sous l'autre et plonge dans l'asthénosphère : c'est le phénomène de subduction. Les marges actives sont localisées au-dessus des zones de subduction, les marges passives (ou stables) sur d'anciennes frontières de plaques coulissantes ou divergentes.

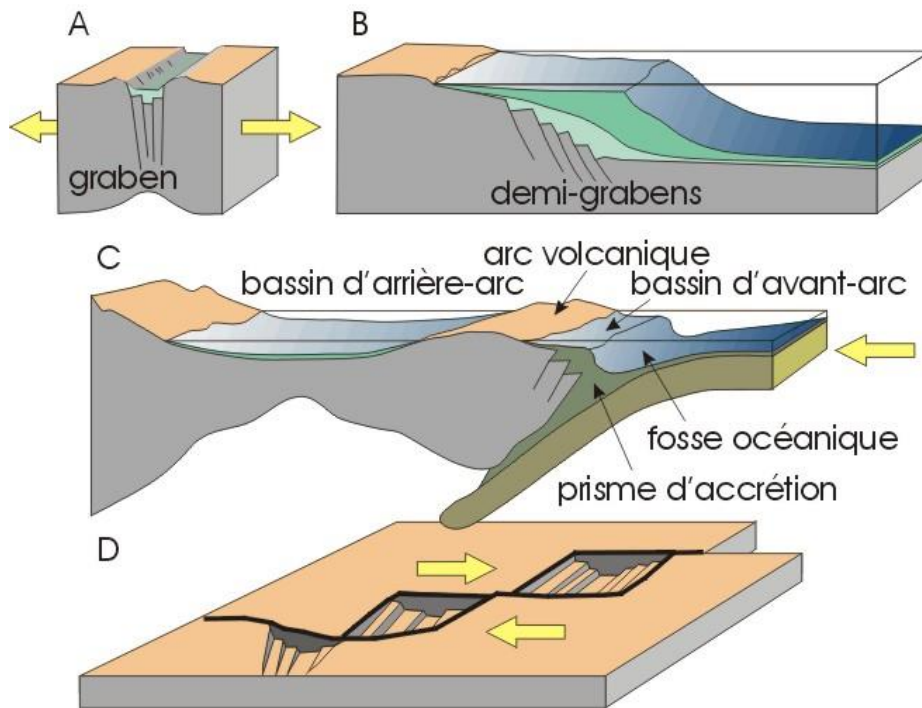


Fig. 22. Bassins sédimentaires en fonction du contexte tectonique.

(<http://www2.ulg.ac.be>)

A : rift continental.

B : marge passive avec structuration en demi-grabens et bassin océanique.

C : bassins d'arrière-arc, d'avant-arc et fosse océanique en zone de subduction.

D : bassins liés à une faille transformante (déchocement dextre).

1. Marge continentale passive (stable) ou de divergence

C'est une zone de transition entre une masse continentale et la croûte océanique, qui se crée au sein de la même plaque lithosphérique. Elle résulte d'une phase de **rifting** qui engendre des contraintes de distension perpendiculaires à l'axe du rift et qui conduit à un amincissement de la lithosphère.

Les bassins associés aux marges passives (fig. 23) se forment là où la croûte terrestre est étirée et amincie. Généralement les marges passives, dites aussi stables, sont des zones qui ne présentent pas d'activités sismique et/ou volcanique.

En général, les marges passives de divergence sont formées de trois grandes unités morphologiques (fig. 23) :

- la plate-forme continentale large de 70km en moyenne, peu profonde (de 0 à 200m) et doucement inclinée vers le large;

- ensuite, un peu plus au large, la pente continentale qui s'étage entre 200 et 4 000m de profondeur ; sa déclivité est de 7 % en moyenne. Elle est entamée, souvent et profondément, par des vallées ou des canyons sous-marins, par où transitent les sédiments;

- enfin, le glacis continental situé en eau profonde (de 3000 à 5000m), entre la croûte continentale amincie de la marge et la croûte océanique. Là viennent s'accumuler les sédiments transportés depuis le continent via les canyons.

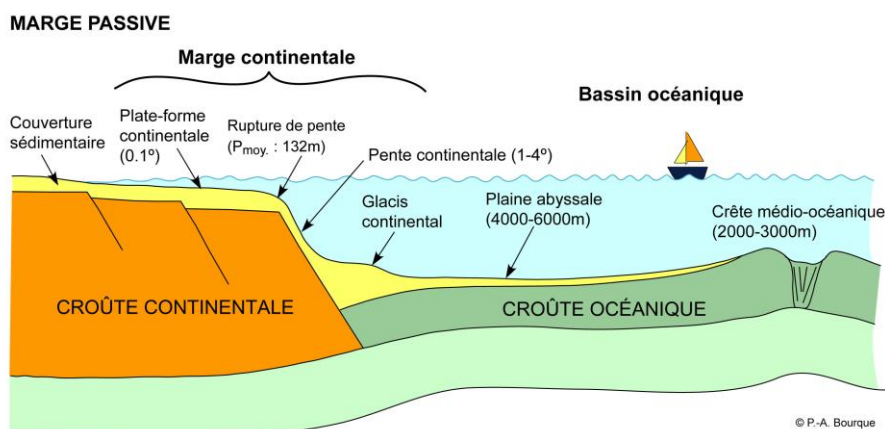


Fig. 23. Représentation d'une marge passive de divergence (<http://www2.ulg.ac.be>)

Au cours de l'épisode de **rifting**, des sédiments se déposent. Cette accumulation de sédiments, accompagnée de mouvements de la lithosphère, provoque un affaissement du fond océanique ou **subsidence**.

Selon leur période de dépôt, on peut distinguer trois types de sédiments dans une région de rifting :

- 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 continentale active (instable) ou de convergence

Les marges actives (fig. 24) sont ainsi nommées parce qu'elles sont le site de phénomènes géodynamiques intenses (volcanisme, sismicité, ...). La frontière entre deux plaques convergentes est 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. Les sédiments qui s'y accumulent sont des dépôts pélagiques, associés à des turbidités si le continent est proche;

- bassins d'avant-arc : comme leur nom l'indique ils 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. Les dépôts volcano-sédimentaires y sont cependant mieux représentés.

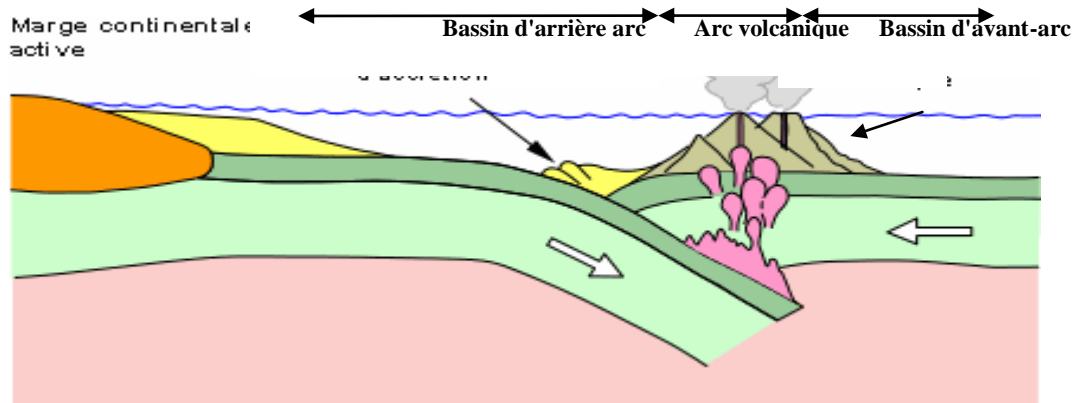


Fig. 24. Représentation d'une marge active de convergence
 (<http://www2.ulg.ac.be>)

D'autres types de bassins existent et résultent de conditions tectoniques et géodynamiques particulière, comme :

- les bassins associés à des zones où les plaques continentales coulissent le long de failles transformantes (fig. 22D). Les sédiments y sont continentaux et le volcanisme est rare;

- les bassins intramontagneux : se formant en contexte d'extension après collision. Ils sont remplis de sédiments continentaux (cônes alluviaux, évaporites, lacs, charbon, rivières,...);

- les bassins intracontinentaux : sont stables et à subsidence relativement faible résultant d'un amincissement modéré de la croûte (sans apparition de rift) ou d'un refroidissement du manteau. La subsidence peut être entretenue par la surcharge sédimentaire essentiellement continentaux (lacustres, désertiques, ...).

L'enregistrement géologique montre que certains bassins possèdent une histoire polyphasée et peuvent passer d'un type à l'autre.

Subsidence : origines et conséquences

La subsidence (du latin **subsidere** : s'enfoncer) est un affaissement de la surface de la croûte terrestre sous l'effet d'une charge qui vient s'ajouter soit au-dessus de la croûte (eau, sédiments, volcan, calotte glaciaire, chaîne de montagnes, plaque lithosphérique...), soit à l'intérieur de celle-ci (changement de phase par métamorphisme), soit au-dessous (matériel mantellique lourd).

De façon plus simple, une subsidence est un affaissement progressif, régulier ou saccadé, de l'écorce terrestre. Elle peut être liée aux mouvements des plaques tectoniques (faille, étirement de la lithosphère, etc.) ou à une 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 due aux processus de déformations de la lithosphère (amincissement crustal);
- thermique par refroidissement et l'augmentation de 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 de 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 (fig. 25) :

- un amincissement instantané de la lithosphère induisant la subsidence initiale ou tectonique (phase 2; figure 25) ;

- une évolution postérieure, liée au refroidissement et à l'épaississement de la lithosphère après l'extension et correspondant à la subsidence thermique (phase 3; fig. 25).

La subsidence finale totale est la somme de la subsidence initiale et de la subsidence thermique.

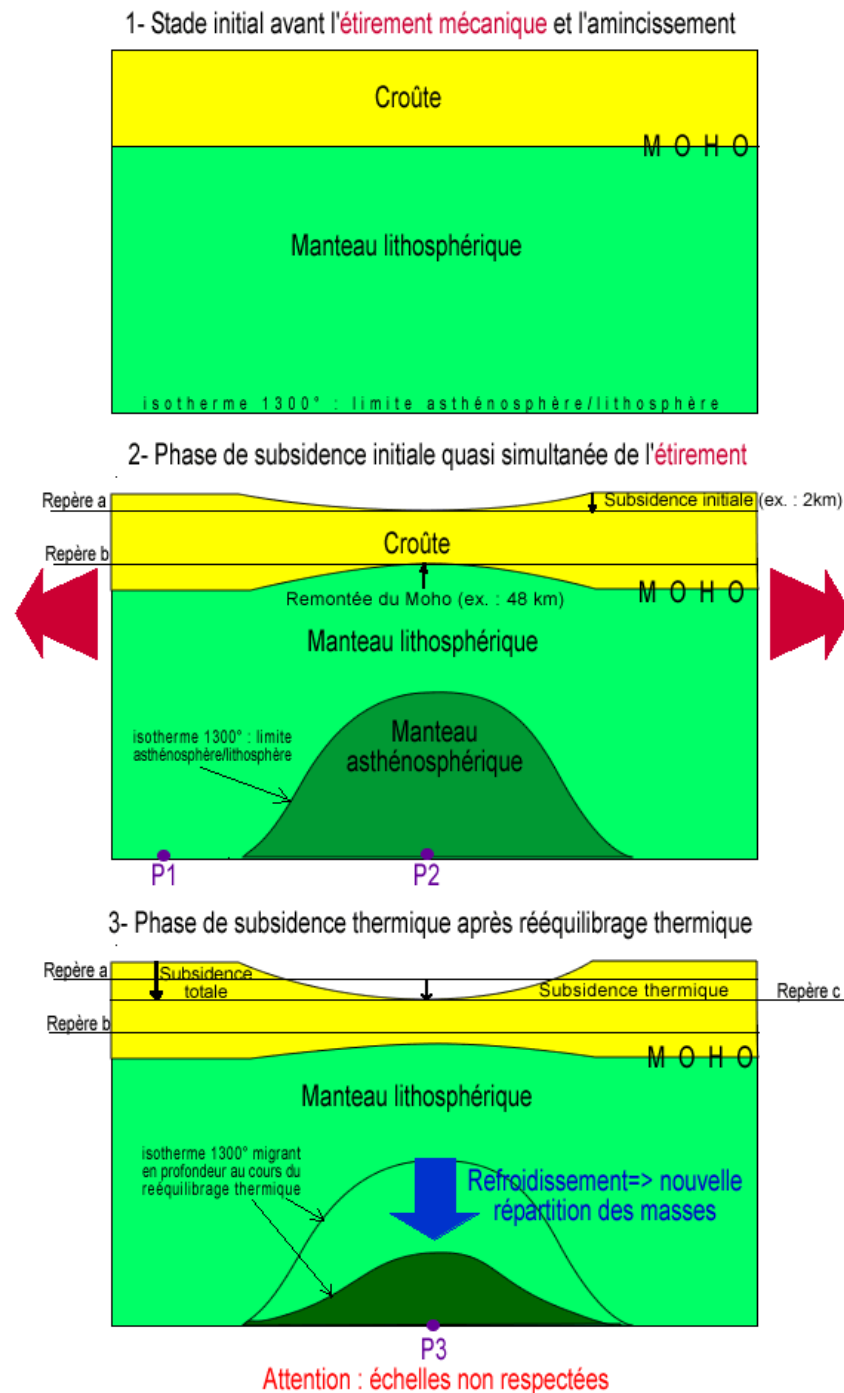


Fig. 25. Représentation schématique des différentes phases de subsidence faisant suite à un amincissement homogène de la lithosphère.

(<http://planet-terre.ens-lyon.fr>)

On y reconnaît :

- **phase initiale** : correspond au stade avant l'étirement mécanique et l'amincissement ;

- **phase (2) de subsidence initiale** : quasi simultanée de l'étirement.

La lithosphère est soumise à un étirement et s'amincit. Cette diminution d'épaisseur est instantanée à l'échelle des temps géologiques. L'asthénosphère remonte. Comme elle est plus dense que la lithosphère, le volume d'asthénosphère qui compense la perte de masse lithosphérique est plus faible que le volume disparu. Il en résulte une subsidence de la surface.

La subsidence initiale est donc une réaction isostatique à l'amincissement lithosphérique dû à la tectonique.

- **phase (3) de subsidence thermique**

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

La subsidence thermique est beaucoup plus lente que l'initiale. Elle est une réaction isostatique à l'augmentation de densité lithosphérique par refroidissement. Elle sert à maintenir de l'équilibre isostatique à la suite d'un amincissement lithosphérique.

III. Amincissement initial et subsidence initiale

Deux phénomènes, peuvent être à l'origine de l'amincissement initial et donc de la subsidence :

- d'une part un phénomène **dynamique** mettant en jeu des contraintes horizontales au sein de la lithosphère, qui trouvent leur origine aux limites de plaques : c'est le **rifting passif** ;

- d'autre part un phénomène **thermo-mécanique** mettant en jeu l'apparition d'une anomalie thermique ou anomalies de densité induisant des mouvements verticaux (le matériel chaud donc moins dense a tendance à remonter) et peuvent créer un bombement régional et étirer la lithosphère : c'est le **rifting actif**.

Lorsque l'épaisseur de la lithosphère diminue de façon instantanée à l'échelle des temps géologiques, l'équilibre isostatique (équilibre hydrostatique des physiciens) est rompu. La terre se comportant comme un fluide sur des échelles de temps géologiques, elle est en équilibre hydrostatique. Chaque colonne verticale

depuis la surface jusqu'à un niveau de compensation (généralement situé dans le manteau) doit avoir le même poids. La méthode consiste à comparer deux colonnes de section unité avant et après déformation. Maintenir l'équilibre isostatique revient donc à compenser la perte de masse (liée à l'amincissement) par des apports d'asthénosphère de masse équivalente. Comme l'asthénosphère (densité de 3,25) est plus dense que la lithosphère (densité "pondérée" prenant en compte les densités de 3,3 - densité du manteau lithosphérique - et de 2,7 - densité de la croûte continentale), le volume d'asthénosphère qui compense la perte de masse lithosphérique est plus faible que le volume de lithosphère disparu. Il en résulte une subsidence de la surface. La subsidence initiale est donc directement liée au maintien de l'équilibre isostatique à la suite d'un amincissement lithosphérique.

IV. Conséquences de la subsidence

Le modèle de McKenzie (fig. 26) insiste davantage sur l'évolution thermique d'une lithosphère soumise à une extension que sur les types de déformation engendrés. Faisons rapidement le point sur les conséquences d'un étirement sur l'évolution structurale de la lithosphère.

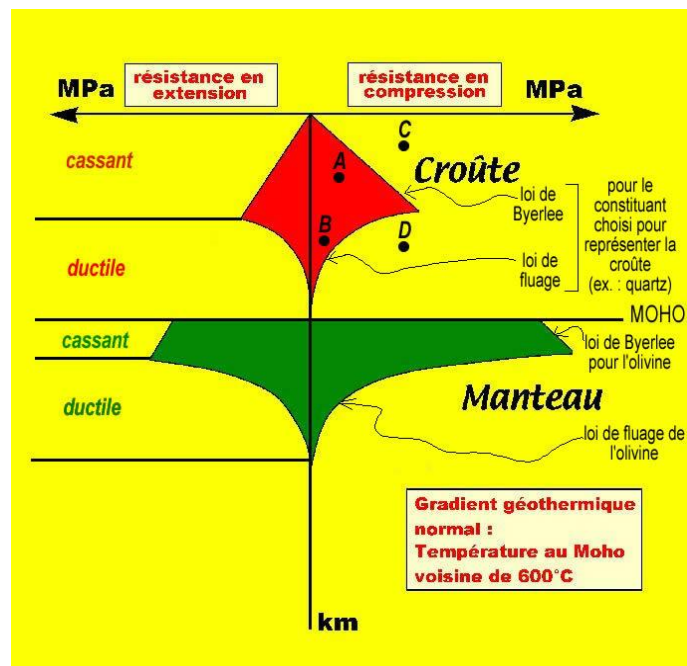


Figure 26. Profil rhéologique d'une lithosphère continentale
(<http://planet-terre.ens-lyon.fr>)

Au cours du rifting continental, la lithosphère est étirée et amincie. Cet étirement s'accompagne de déformations de la lithosphère. Le type de déformation dépend des propriétés rhéologiques de la roche. La roche peut se comporter de manière ductile (déformation continue) ou de manière 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.

L'axe des abscisses correspond à la contrainte déviatorique, 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 décrite par le point C, la croûte s'est déformée de façon cassante. Dans la situation du point D, la déformation de la croûte est ductile.

Comme il l'a été signalé au début, le modèle de McKenzie est un modèle simple basé sur un étirement symétrique et homogène dans la lithosphère. Certains modèles proches de celui de McKenzie font intervenir des déformations cassantes dans la croûte supérieure (avec apparition de failles et blocs basculés), la croûte inférieure s'étirant, elle, de manière ductile, tout comme le manteau lithosphérique.

D'autres modèles, comme ceux de Lister (fig. 27) et de Wernicke (fig. 28) font intervenir des failles de détachement (faille à pendage faible) traversant uniquement la croûte continentale supérieure ou également la lithosphère dans sa totalité. Ces modèles peuvent expliquer une asymétrie du rift et un décalage des zones d'amincissement maximal de la croûte et du manteau (fig. 4 où le manteau asthénosphérique ne remonte pas à l'aplomb de la zone d'amincissement maximal de la croûte).



Figure 27. Modèle de Lister (1989) avec une faille de détachement affectant la croûte supérieure (<http://planet-terre.ens-lyon.fr>)

La croûte inférieure et le manteau se déforment de manière ductile. L'amincissement de la croûte est asymétrique alors que celui du manteau est symétrique.

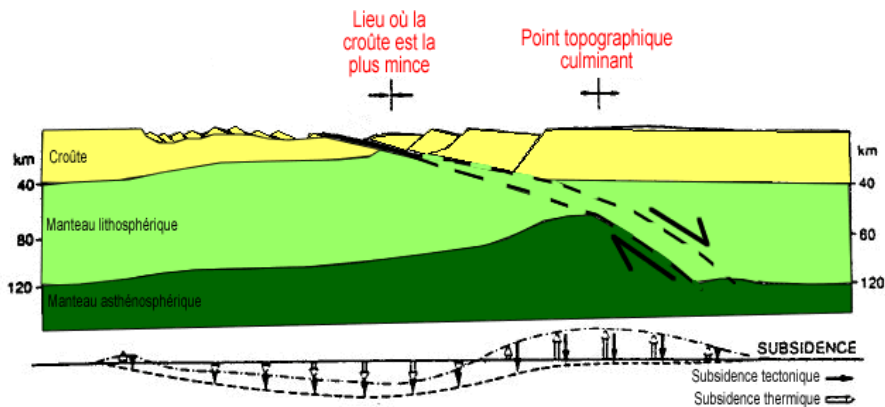


Fig. 28. Modèle de Wernicke (1985) avec une faille de détachement affectant la lithosphère (<http://planet-terre.ens-lyon.fr>)

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.

V. Conclusion

Pour reconstituer la formation d'un bassin, ainsi que son évolution, on ne dispose que de son état actuel (forages et image sismique de la pile 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,

Malgré tout, des incertitudes, dans les données et affectant en même temps les résultats, subsistent toujours. Car, eustatisme et 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 Eustatisme

L'eustatisme est la variation lente du niveau des océans et des mers. Ces fluctuations sont fonction d'influences cycliques diverses et traduisent des interactions entre des phénomènes multiples, essentiellement tectoniques et/ou climatiques.

I. Origine tectonique

On sait que le niveau absolu de la mer dépend de la quantité d'eau dans la bassin des océans. Mais si on déforme cette bassin, 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 (fig. 29). L'équivalent de la superficie ajoutée au jeune océan est donc soustrait de la superficie du vieil océan. Mais comme ce dernier a une profondeur moyenne plus grande, le volume global de la bassin océanique décroît et par conséquent, le niveau marin monte.

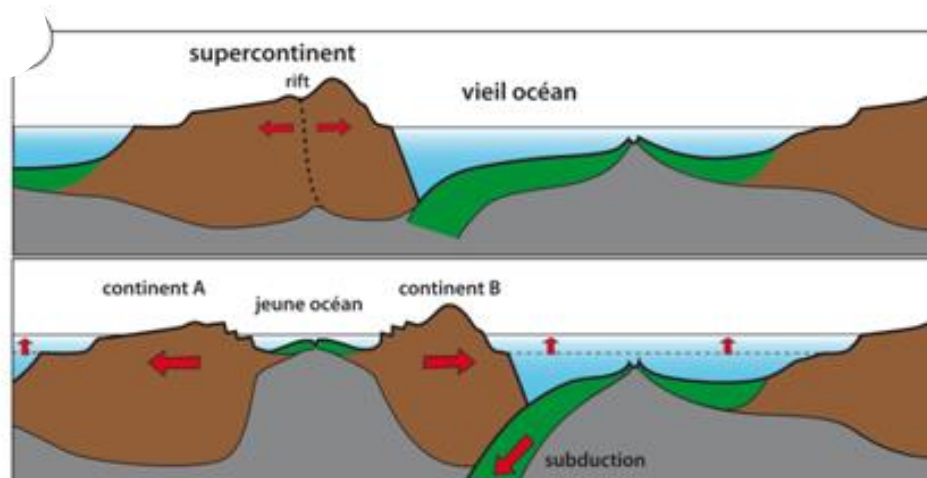


Fig. 29. Tectonique des plaques (rifting) et niveau marin.

(<http://www.futura-sciences.com>)

En première approximation, on peut considérer que la largeur de l'ensemble des fonds océaniques reste constante (puisque la production de croûte océanique est compensée par sa subduction). Mais c'est la morphologie des fonds océaniques qui va changer 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 : c'est chaud, c'est en relief; c'est froid, ça s'enfonce). Ainsi, lorsque l'activité d'une dorsale augmente, la morphologie du fond de l'océan en question change. La dorsale se bombe, occupe un plus grand

volume et le volume océanique disponible devient alors plus faible, impliquant donc un haut niveau (fig. 30).

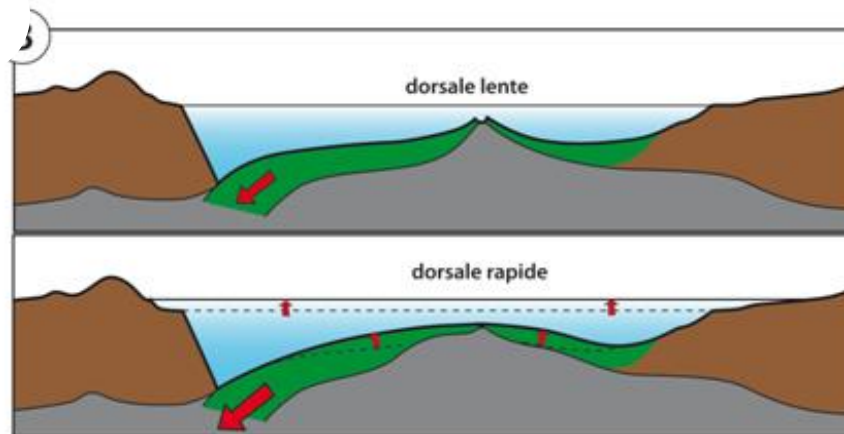


Fig. 30. Tectonique des plaques (bombement de dorsales) et niveau marin.
 (<http://www.futura-sciences.com>)

Comme le volume d'eau, lui, reste constant, l'eau va nécessairement envahir les plateaux continentaux traduisant une transgression marine associée à une forte activité des dorsales.

Les courbes ci-dessous (fig. 31) 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.

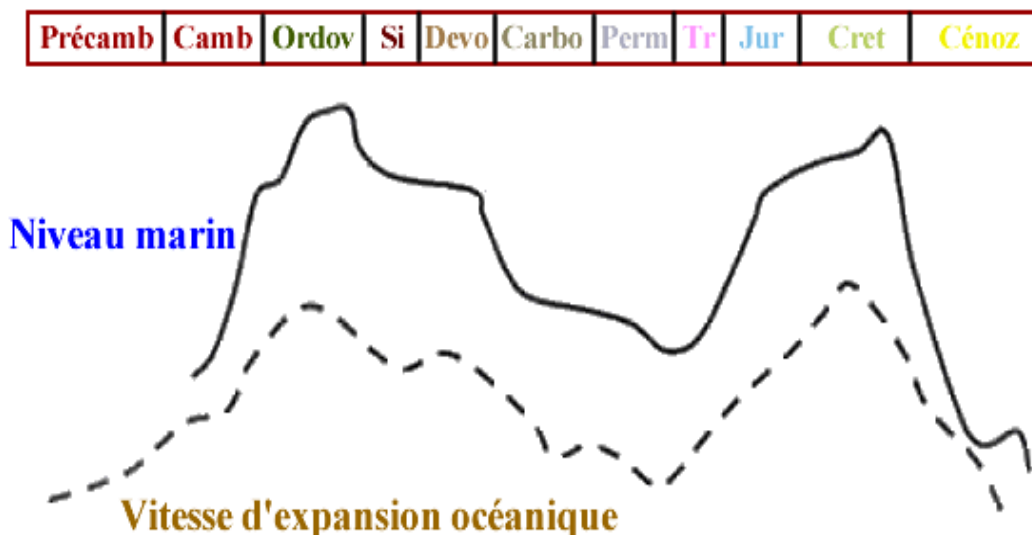


Fig. 31. Relation entre vitesse d'expansion océanique et niveau eustatique
 (<http://la.climatologie.free.fr>)

II. 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) et d'autre part, les changements du contenu en eau des océans causés par les échanges avec les autres réservoirs de surface (atmosphère, réservoirs d'eau continentale, glaciers et calottes polaires).

Le volume d'eau transformé en glace continentale diminue le volume d'eau des océans et entraîne des régressions marines sur les bordures continentales. A l'inverse, les périodes de réchauffement climatique sont à l'origine d'une fonte des calottes glaciaires et d'un recul des glaciers continentaux, qui se traduisent par une augmentation du volume des eaux océaniques. De plus la température des eaux de surface s'élève et entraîne la dilatation des océans sur 100 à 500m de profondeur. Ainsi, les successions de périodes glaciaires et interglaciaires s'accompagnent de successions de transgression et de régression du niveau eustatique. 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 ou expansion thermique serait la première cause de l'élévation du niveau de la mer. En effet, sous l'effet de la chaleur les molécules d'eau s'agitent et à s'éloignent les unes des autres, et par conséquent, le volume occupé par les eaux océaniques. Ainsi, si le niveau des océans s'est élevé d'une quinzaine de centimètres au cours du dernier siècle, c'est essentiellement dû à la dilation thermique de l'eau. En effet, dans le même temps la température moyenne de la terre s'est élevée de 0,6°C, augmentation qui a provoqué une dilation de la couche océanique des mille premiers mètres de 15,6cm.

- la fonte des glaciers continentaux : si l'élévation des températures provoque la fonte totale des glaces (environs $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) située sur les continents (calotte polaire antarctique, glaciers alpins, andins, etc.), 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 70m.

L'élévation est en partie due à la fonte des glaciers mais aussi et principalement 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, environ 12cm soit en moyenne à peu près 1,2 mm/an (fig. 32).

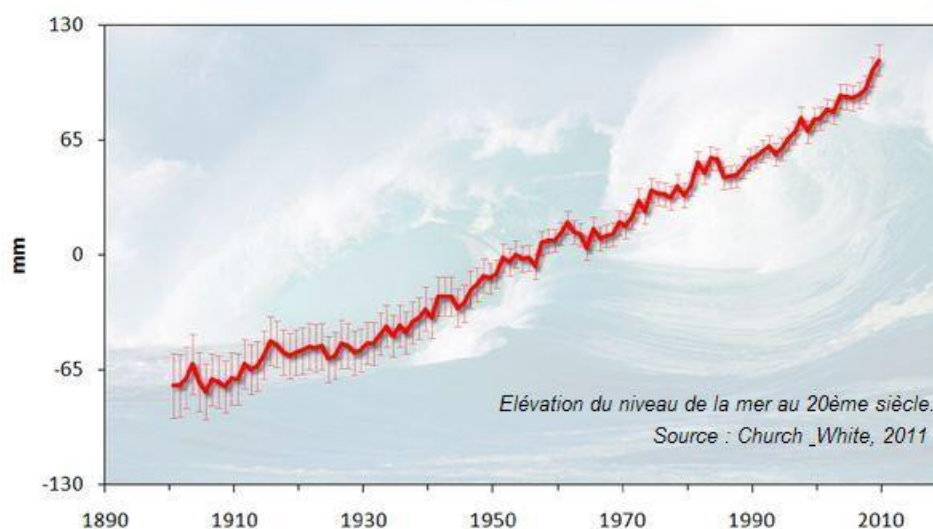


Fig.32. Elévation récente du niveau de la mer (en cm) selon les marégraphes.

(<http://www.clubdesargonautes.org>)

Depuis 1890, le niveau de la mer a augmenté de 12cm environ jusqu'en 2000 (5cm dû à la dilatation thermique et 7cm à la fonte des glaciers).

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.

A l'ère secondaire (fig. 33), une grande quantité d'énergie s'est accumulée sous le super continent (la Pangée) qui réunissait alors la totalité des terres émergées. 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. Ils ont contribué avec les dorsales à diminuer le volume disponible pour les eaux océaniques et celles-ci ont alors largement débordé sur les marges continentales. Les températures élevées caractérisant les températures du Crétacé, 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. Après le Crétacé, l'océan Atlantique récemment ouvert s'élargit. L'énergie accumulée étant

en partie dissipée, le rythme de fonctionnement des dorsales diminue, le profil des océans s'abaisse et se dirige vers une régression progressive du niveau eustatique.

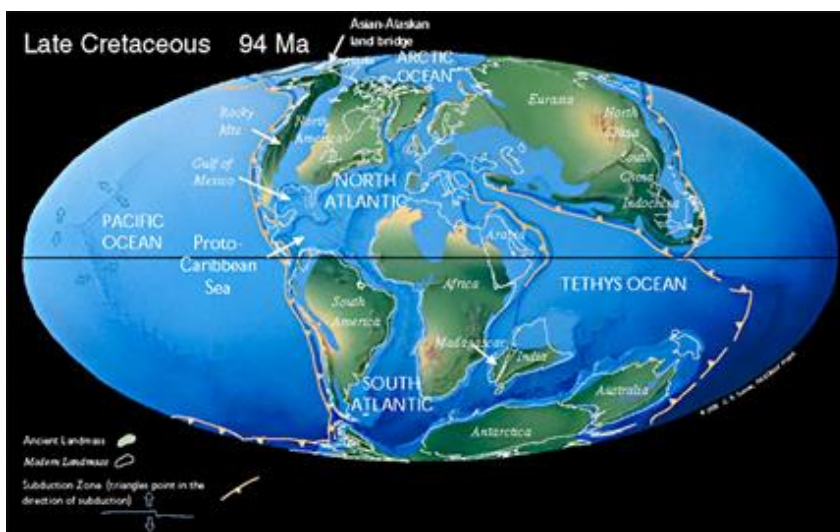


Fig. 33. Paléogéographie des continents au Crétacé supérieur
(<http://la.climatologie.free.fr>)

Au Crétacé supérieur, l'Atlantique et l'océan Indien étaient jeunes et peu profonds et le niveau marin atteignait +250m au-dessus du niveau actuel. C'est le moment où le niveau marin est le plus haut depuis 300 millions d'années et la mer déborde largement sur les continents. L'Afrique, l'Inde et l'Antarctique viennent de se séparer, formant l'océan Atlantique et l'Océan Indien. Depuis cette date, le vieillissement et donc l'approfondissement de ces océans ont contribué à faire baisser le niveau mondial des mers.

Dans l'histoire de la dérive des continents, des épisodes où tous les continents sont dispersés alternent avec d'autres épisodes où tous les continents sont regroupés en un seul supercontinent. Ces alternances suivent des cycles d'environ 200 millions d'années et sont connus sous le nom de **cycles de Wilson**. On est aujourd'hui capable de relier les mécanismes qui jouent dans ces cycles de la tectonique des plaques (fig. 34) comme :

- la production des granites, roches magmatiques caractéristiques de la croûte continentale qui se forment davantage quand les continents se fragmentent;

- la production de CO₂ principalement émis par les volcans des dorsales océaniques: son flux augmente lors de l'expansion des océans, sa solubilité dans l'océan diminue alors (davantage de calcaires se forment et s'accumulent), le CO₂ a un rôle majeur dans l'effet de serre et sa concentration dans l'océan et dans l'atmosphère diminue pendant les périodes glaciaires;

- les fluctuations du champ magnétique : la vitesse d'expansion des océans est plus grande pendant les périodes où le champ magnétique terrestre est calme (moins d'inversions de polarité).

Ainsi, l'activité interne du globe aurait des répercussions sur le niveau de la mer via la tectonique des plaques et la dynamique des climats.

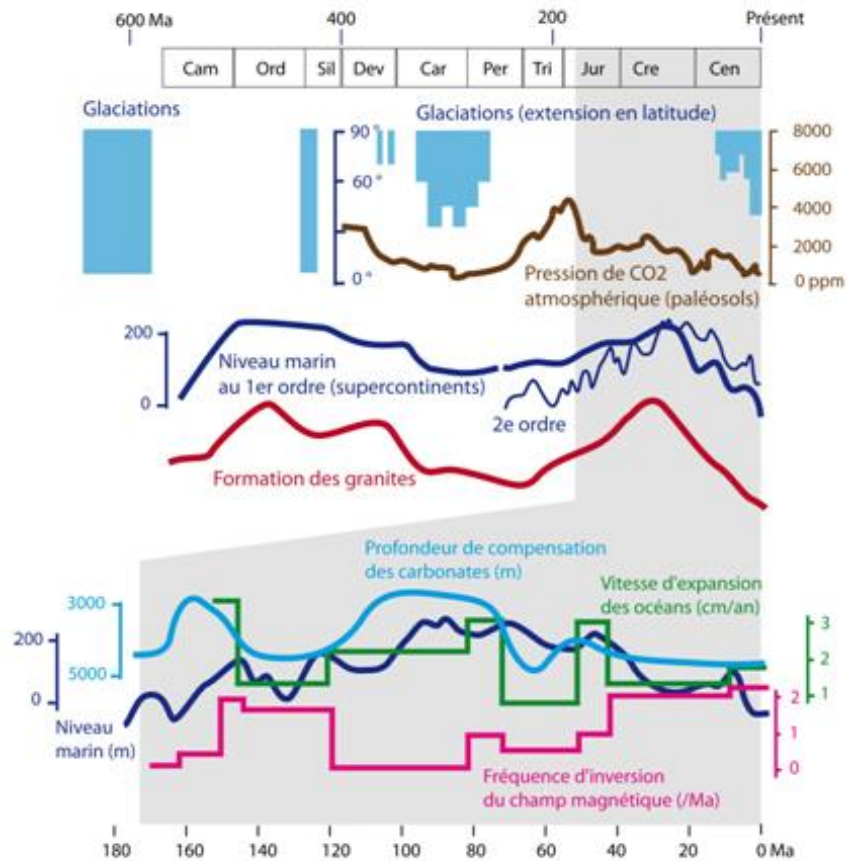


Fig. 34. Paramètres fluctuant au cours des cycles de Wilson (éclatement puis regroupement des continents en un supercontinent).
(<http://la.climatologie.free.fr>)

Chapitre 6 Paléoclimats

La paléoclimatologie est la science qui étudie le climat du passé, sur des milliers voire des millions d'années et tente de reconstituer les conditions climatiques qui régnaient à la surface de la terre et d'expliquer la variabilité climatique naturelle. Depuis les années soixante, la paléoclimatologie a connu une véritable révolution, notamment par l'introduction des méthodes géochimiques pour reconstituer quantitativement certains paramètres physiques des paléoclimats. Cela est vrai en particulier pour l'étude des variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les glaces polaires et du $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans les carbonates.

Cependant, la précision avec laquelle il est possible de reconstituer l'histoire climatique de la terre dépend de l'âge des sédiments et de leur conservation. Actuellement, le climat mondial global se situe dans une période interglaciaire, c'est-à-dire caractérisée par des calottes de glace peu développées, par opposition aux périodes glaciaires.

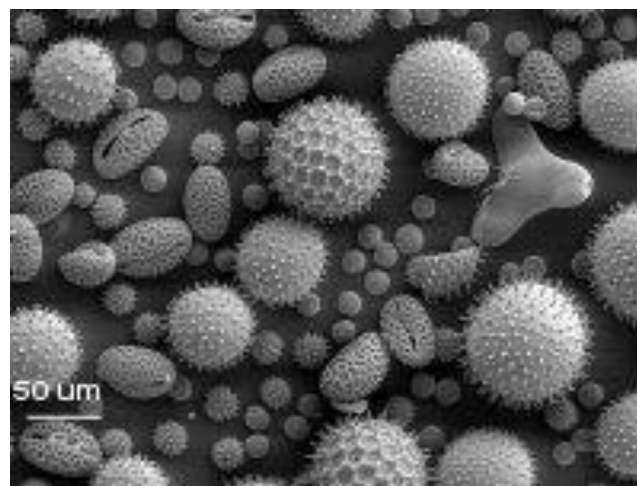
La paléoclimatologie relève de la géologie et de la géochimie, mais fait également appel à des disciplines aussi variées que la zoologie, la botanique, la biogéographie, la pédologie, l'analyse statistique et la météorologie dynamique. Les paléoclimatologues explorent ce qui, dans l'environnement, garde 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. Etude des pollens (fig. 35)

Fig. 35. Grains de pollens vus au microscope à balayage
(<http://fr.academic.ru>)



L'étude des pollens (palynologie) contenus dans les carottes sédimentaires de milieux humides permet de reconstituer les zones de végétation passées en fonction des exigences climatiques propres aux espèces. Chaque espèce végétale

est caractérisée par son 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.

Le dénombrement et l'identification des pollens permettent de reconstituer le spectre pollinique d'un biome. Celui-ci caractérise une population végétale et ainsi son environnement climatique à un moment donné dans un lieu donné (fig. 36). Les exigences écologiques strictes de certaines espèces permettent même parfois de reconstituer les températures et pluviométries moyennes annuelles.

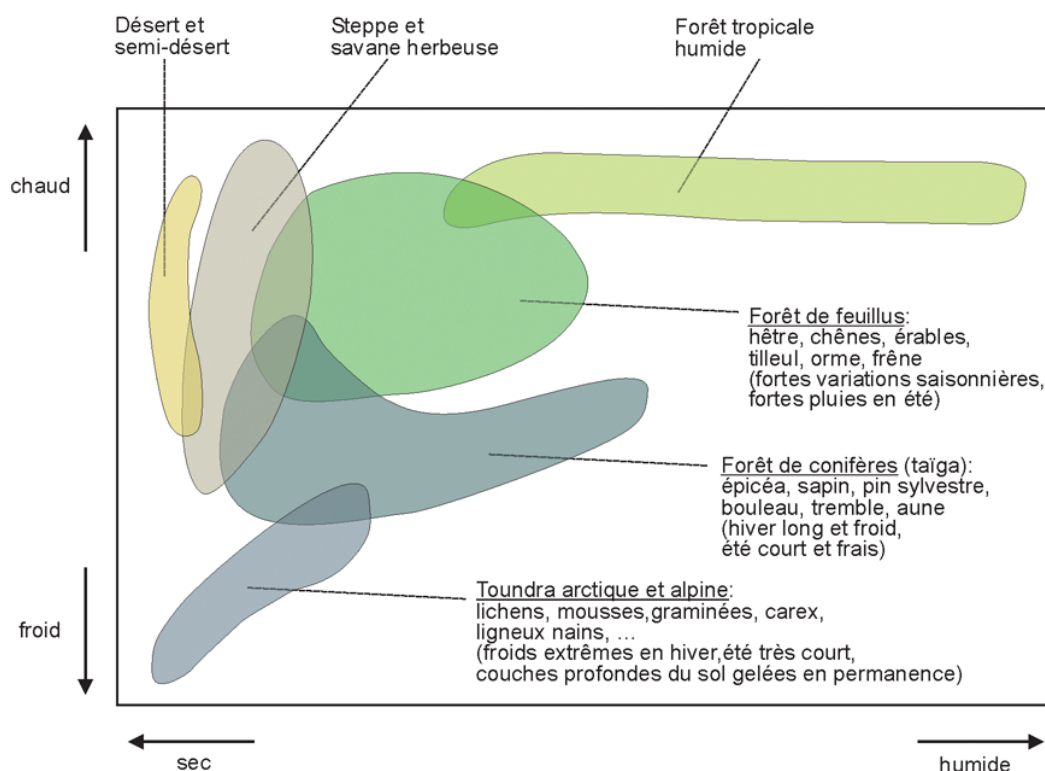


Fig. 36. Spectre pollinique : variations climatiques, paléoclimats et détermination des zones de végétations
(<http://pedagogie.ac-toulouse.fr>)

Ainsi, la palynologie appliquée à des échantillons (issus de carottages par exemple) permet de connaître les végétaux présents à des périodes données, permettant ainsi de déduire les climats correspondants.

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 relativement froides alors que les forêts de feuillus se développent plutôt dans les zones tempérées.

2. Etude 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, fig. 37).

Fig. 37. Isotopes stables de quelques éléments légers

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

En effet, dans les régions polaires, la neige s'accumule se transforme progressivement en glace en raison de la température en permanence négative et du poids croissant qui s'exerce sur elle. Lors de ce processus, elle emprisonne des bulles d'air et des poussières. Ainsi, sous forme de 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 analyser.

L'analyse de ses carottes permet entre autres :

- leur datation (fig. 38) en utilisant la méthode de comptage des couches annuelles distinctes, car le taux de poussières emprisonnées dans la glace est plus élevé en été;

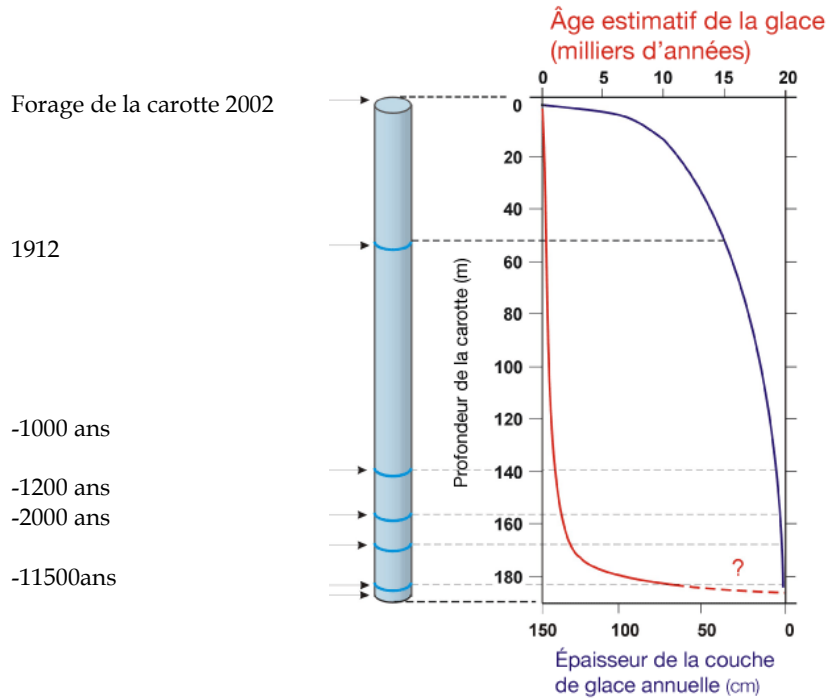


Fig. 38. Histoire d'une carotte de glace.

Exemple d'une carotte prévenant de la calotte glaciaire du Mont Logan,

- la détermination des variations climatiques au cours du temps (fig. 39), par mesure du rapport Deutérium/Hydrogène : plus le climat est froid, plus les glaces sont riches en isotopes lourds;

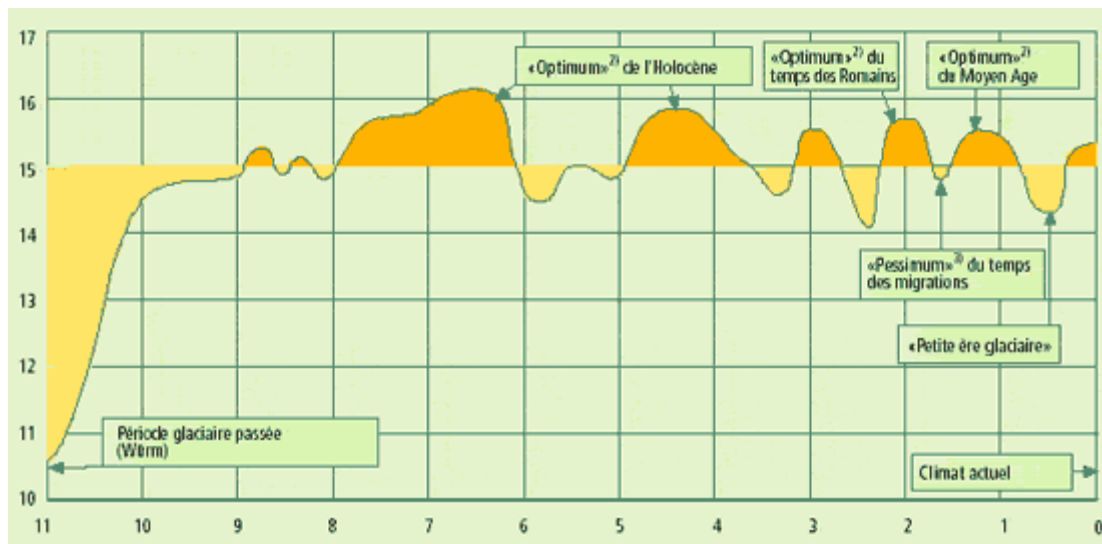


Fig. 39. Evolution de la température de la planète au cours des 10000 dernières années.

(<http://la.climatologie.free.fr>).

- la composition de l'atmosphère et la circulation atmosphérique, en analysant les bulles d'air emprisonnées par la glace. On peut connaître par exemple la teneur de l'atmosphère en CO₂ et en CH₄ (fig. 40). Les périodes glaciaires sont caractérisées par des teneurs en CO₂ et en CH₄ plutôt basses, alors que les périodes interglaciaires connaissent des teneurs élevées.

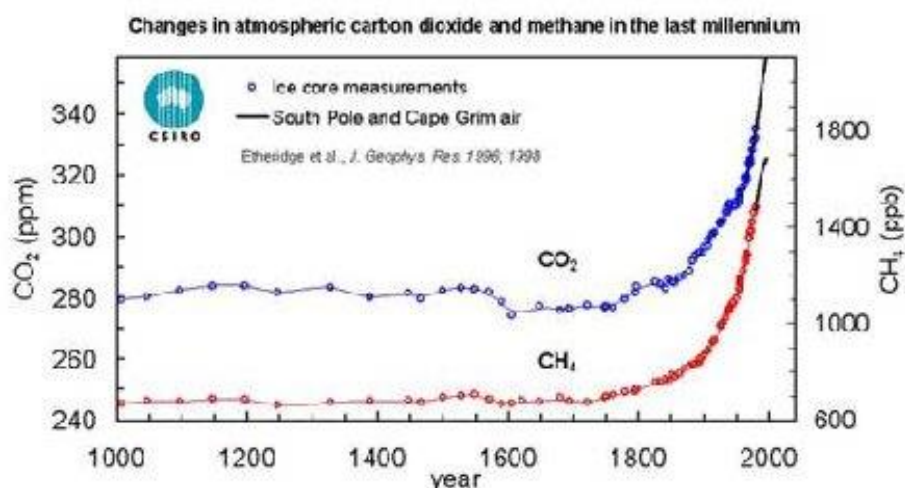


Fig. 40. Variation de la teneur en CO₂ et en CH₄ dans l'atmosphère durant le dernier millinium
(Australia's Science Future, 2000)

- le taux d'oxygène dans le cycle de l'eau. L'oxygène étant un mélange de trois isotopes naturels : ¹⁶O (99,76%), ¹⁷O (0,04%) et ¹⁸O (0,20%). Dans le cycle de l'eau, l'isotope lourd ¹⁸O se déplace plus difficilement que l'isotope léger ¹⁶O. Il s'évapore moins facilement à l'équateur et tombe fréquemment avec les précipitations qui rythment le voyage de l'eau jusqu'aux pôles. Les calottes polaires sont donc plus pauvres en isotope lourd que les océans, et ce d'autant plus que le climat est froid. Ainsi, pour les glaciologues, une glace pauvre en ¹⁸O provient d'une époque de climat froid alors qu'une glace moins pauvre en ¹⁸O provient d'une époque de climat chaud;

- la reconstitution des variations inter-saisonniers, par l'analyse de la salinité. En Antarctique, la salinité de la glace est divisée par 10 entre l'été et l'hiver, car la banquise double alors la surface totale de l'Antarctique et éloigne considérablement la calotte de la mer. La salinité permet une datation sur une centaine d'années. La glace est stratifiée entre couches d'hiver et couches d'été. L'été, les couches sont moins denses car les grains sont plus gros, en raison d'une température moins basse. La couche d'hiver est plus dense et parfois formée en croûte, en raison du vent.

En forant à grande profondeur la calotte glaciaire et en étudiant ainsi des glaces de plus en plus anciennes, il devient possible de reconstituer les climats du

passé. La datation de la glace se fait principalement par comptage des couches et identification d'événements bien datés.

3. Etude 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. Les carottes de sédiments marins peuvent être datées par carbone 14 pour les 20 à 30 derniers mille ans et par diverses autres méthodes pour les périodes plus anciennes. On peut y trouver des micro-organismes fossiles composés de carbonate de calcium, un minéral qui contient les isotopes ^{16}O et ^{18}O de l'oxygène et ^{13}C et ^{12}C du carbone. En étudiant le « rapport d'abondance » entre ces deux isotopes, les scientifiques peuvent reconstituer les climats du passé. Ces carottes permettent de remonter plusieurs millions d'années. Elles informent sur la manière dont les océans ont évolué au cours des différentes périodes climatiques (température, salinité, nutriments, ...). Grâce à elles, on peut connaître l'évolution des grands courants marins et reconstituer le lien qui unit les deux pôles et donc le fonctionnement de la machine climatique globale au nord et au sud.

Les organismes marins élaborent leurs coquilles à partir des éléments chimiques contenus dans l'eau de mer, dont l'oxygène. Le rapport isotopique de l'oxygène constituant ces coquilles retrouvées dans les sédiments marins permet de retracer l'histoire climatique de notre planète. En effet, l'évolution du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'eau évolue au rythme inverse de celui des calottes glaciaires. Donc, des sédiments océaniques, riches en ^{18}O impliquent des calottes glaciaires pauvres en ^{18}O et un climat froid.

Grâce à ces différents terrains d'études dont les résultats concordent parfaitement, les scientifiques ont démontré que les variations climatiques présentent des alternances de périodes glaciaires et interglaciaires selon un cycle d'environ 100000 ans. Ils ont également démontré que les concentrations atmosphériques de CO_2 ont évolué parallèlement aux températures, prouvant le lien qui existe entre ces deux facteurs.

Exemple : Les isotopes dans les carbonates

Ils sont mesurés à l'aide d'un spectromètre de masse dans le calcaire des tests des foraminifères. Le standard de référence (PDB) pour le calcul du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates est un rostre de Bélemnite du Crétacé.

L'eau (océan, vapeur, pluie, glace, etc.) est constituée essentiellement à partir de l'isotope 16 de l'oxygène qui est le plus répandu.

Le rapport $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ dans l'eau est de l'ordre de 1/500. Ce rapport est mesuré par spectrométrie de masse et a permis de montrer des variations extrêmement faibles de ce rapport dans les océans (de l'ordre de $\pm 0,1\%$)

et un peu plus importantes dans les précipitations pluie et neige (de l'ordre de $\pm 3\%$).

Le $d^{18}\text{O}$ est défini ainsi :

$$\delta^{18}\text{O en } \text{‰} = \left[\frac{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{échantillon}}}{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000$$

Ce $d^{18}\text{O}$ dépend non seulement de la composition isotopique de l'eau au sein de laquelle s'est effectuée la précipitation mais également de la température de cette eau. Ainsi :

- pour les périodes géologiques sans calottes glaciaires (exemple du Crétacé), les variations du $d^{18}\text{O}$ reflètent alors directement les changements de température de l'eau de mer car la composition isotopique de l'eau de mer est alors connue.

- pour les périodes géologiques avec calottes glaciaires (ce qui est le cas depuis le Miocène), il faut dans le même forage analyser le $d^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et celui des foraminifères planctoniques.

L'analyse du $d^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (vivant au fond) reflète en première approximation uniquement les variations de la composition isotopique de l'eau de mer. La température au fond est alors considérée comme constante. L'accumulation de glaces très pauvres en ^{18}O aux pôles a pour conséquence un enrichissement corrélatif de l'eau de mer en H_2^{18}O . Les variations du $d^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques informe alors des variations du volume des calottes glaciaires et permet de calculer les variations du niveau de la mer.

L'analyse du $d^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques permet de connaître la température (locale) de l'eau de surface après avoir établi grâce aux foraminifères benthiques la part des variations de composition isotopique de l'eau de mer.

En présence de calottes glaciaires le $d^{18}\text{O}$ des eaux douces et marines varie considérablement en fonction des conditions climatiques et dépend étroitement du volume des glaces aux pôles. Les fluctuations du volume des glaces influent considérablement sur la composition isotopique de l'océan. Enfin, l'analyse isotopique des carbonates des foraminifères benthiques permet de corréler à longue distance les carottes des sédiments provenant de divers bassins océaniques. En effet, les variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des eaux sont sensiblement

les mêmes en tout point de l'océan parce que celui-ci se mélange en un temps de l'ordre du millénaire (fig. 41).

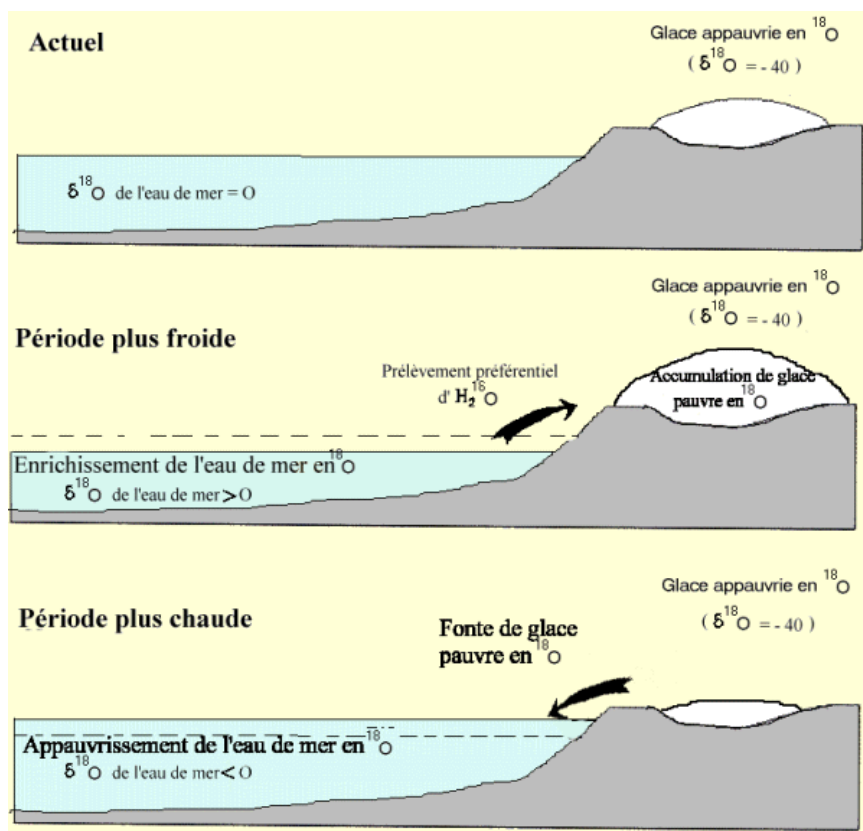


Fig. 41. Relation entre variation du δ¹⁸O, variation du niveau des océans et fonte des calottes glaciaires.

(Climats et paléoclimats, ens-lyon.fr)

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, ce n'est pas moins de trois refroidissements climatiques majeurs qui 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 et les coraux vivaient jusqu'aux latitudes 40° Nord (l'équivalent du nord de l'Espagne aujourd'hui).

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

- la nature de certaines roches sédimentaires est révélatrice de leurs conditions de formation. Exemples des tillites qui sont caractéristiques des climats froids alors que les évaporites sont typiques des climats chauds.

- 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 CO₂ atmosphérique a toujours évolué en parallèle avec la courbe historique des températures (fig. 42). Les périodes froides comme le Carbonifère correspondent à des niveaux bas de CO₂ atmosphérique, les périodes chaudes comme le Crétacé correspondent à des niveaux élevés de CO₂ atmosphérique.

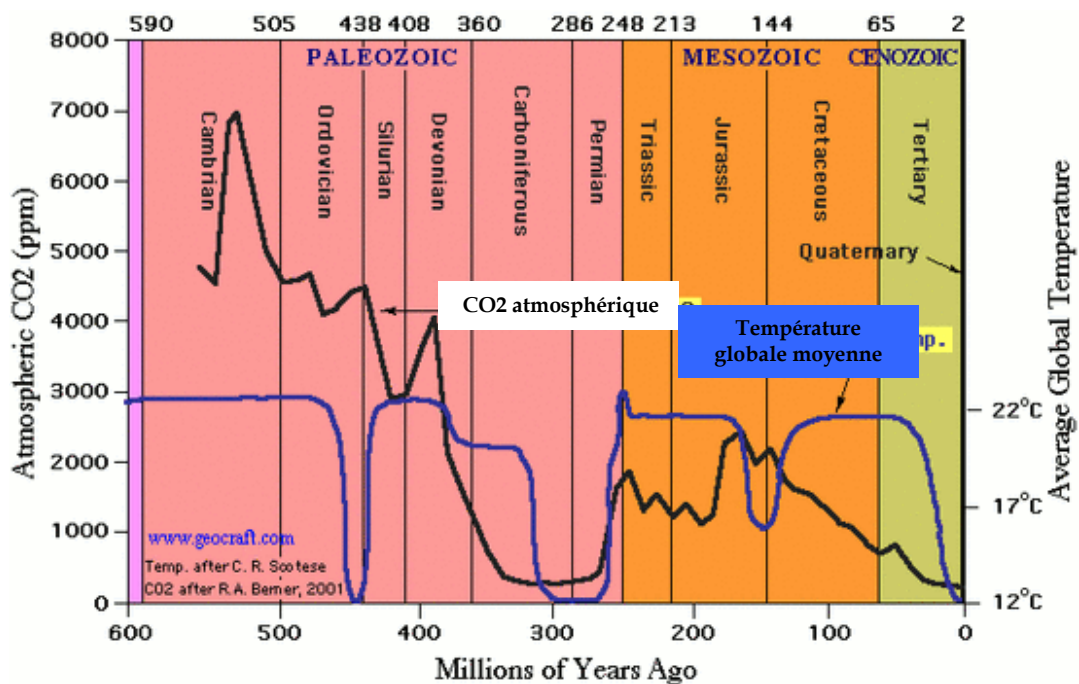


Fig. 42. Relation entre teneur en CO₂ atmosphérique et élévation de température globale moyenne.

([http:// danslredutemps.blogspot.com](http://danslredutemps.blogspot.com))

Reconstitutions paléogéographiques et facteurs de contrôle

Nous savons, d'après la dynamique interne de la terre, que les continents bougeaient les uns par rapport aux autres, que 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.

Alors depuis quand, dans l'histoire de la terre, cette tectonique des plaques fonctionne-t-elle ? Et comment a-t-elle évolué.

Pour mieux comprendre cette histoire les géologues utilisent les abréviations suivantes quand il s'agit de milliers (Ka), de millions (Ma) et de milliards d'années (Ga) et la divise en quatre périodes d'inégal temps.

I. Temps précambrien (fig. 43)

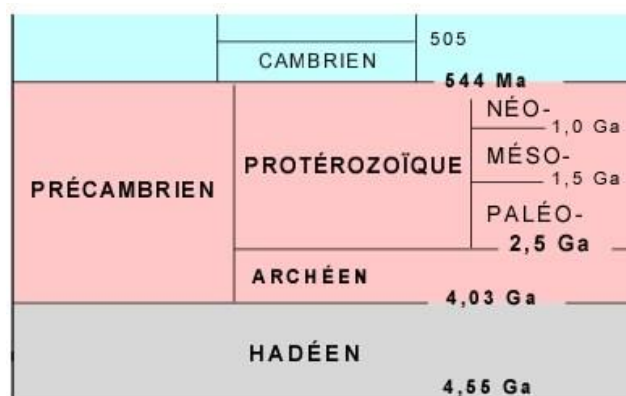


Fig. 43. Subdivisions du Précambrien

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. Cet âge de 4,55Ga pour la formation de la terre nous est donné par la datation des météorites.

Or, l'âge des plus vieilles roches terrestres a été établi à 4,03Ga par datation radiométrique. L'histoire des quelques 550Ma qui ont précédé l'Archéen, c'est-à-dire entre -4,55 et -4,03Ga, reste mal connue puisque nous ne possédons pas de roches représentant ce temps (**période hadéenne**). Les premiers noyaux de croûte continentale (Fig. 44) ont donné des âges radiométriques qui s'étendent entre -4,03 et -2,5Ga, soit correspondant à la **période archéenne**.

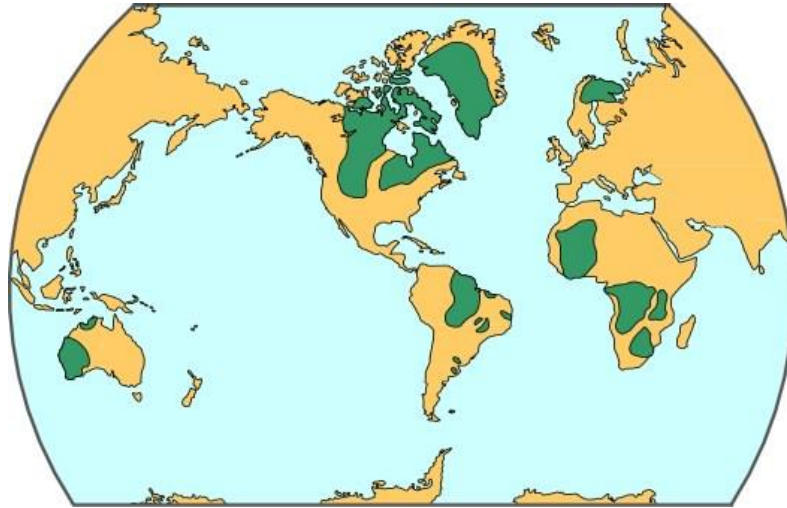


Fig. 44. Planisphère montrant la répartition actuelle des premiers noyaux continentaux (couleur foncée)
 (<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Ces premiers noyaux archéens se retrouvent au cœur des boucliers précambriens et occupent une surface bien inférieure à la surface actuelle des continents. Évidemment, c'est là leur répartition actuelle qui n'a rien à voir avec celle du Précambrien.

Si la période archéenne correspond à la formation des premiers noyaux continentaux à la surface de notre planète, la période suivante, le Protérozoïque, 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 qui a une durée de près de 2Ga. Cette croissance du volume des masses continentales est exprimée par la courbe ci-dessous (Fig. 45).

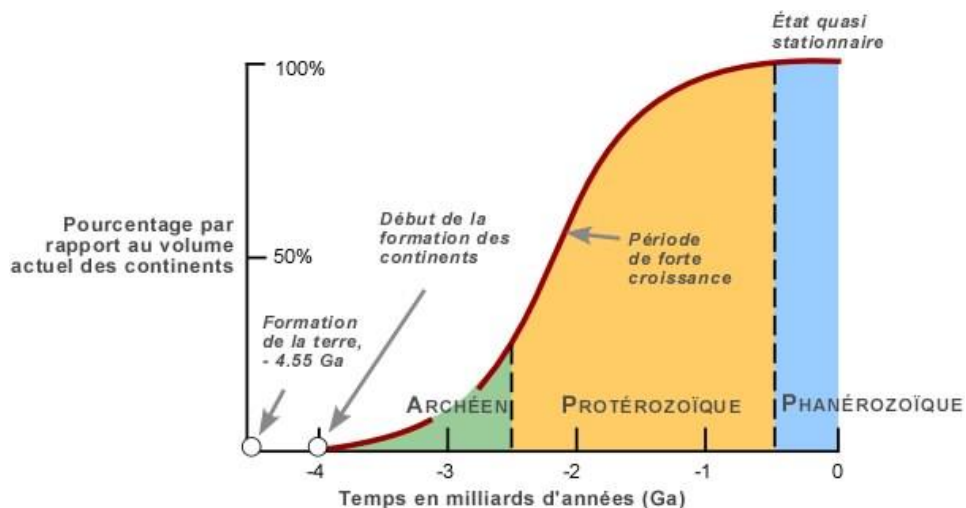


Fig. 45. Croissance du volume des masses continentales au cours du Précambrien
 (<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

On y voit que de - 4,03 à -2,5Ga, (période archéenne) le volume des noyaux continentaux est demeuré modeste, soit moins de 30% (par rapport au volume actuel des masses continentales) à la fin de l'Archéen. La croissance s'est faite surtout durant le Protérozoïque, entre -2,5Ga et -544Ma. À la fin du Protérozoïque, le volume des masses continentales avait atteint celui que nous connaissons aujourd'hui.

Il y a environ 700 Ma, les masses continentales de la planète étaient suffisamment rassemblées pour qu'on puisse parler d'un **mégacontinent** appelé **Rodinia** (fig. 46).

**Le mégacontinent de
la fin du Protérozoïque :
RODINIA**

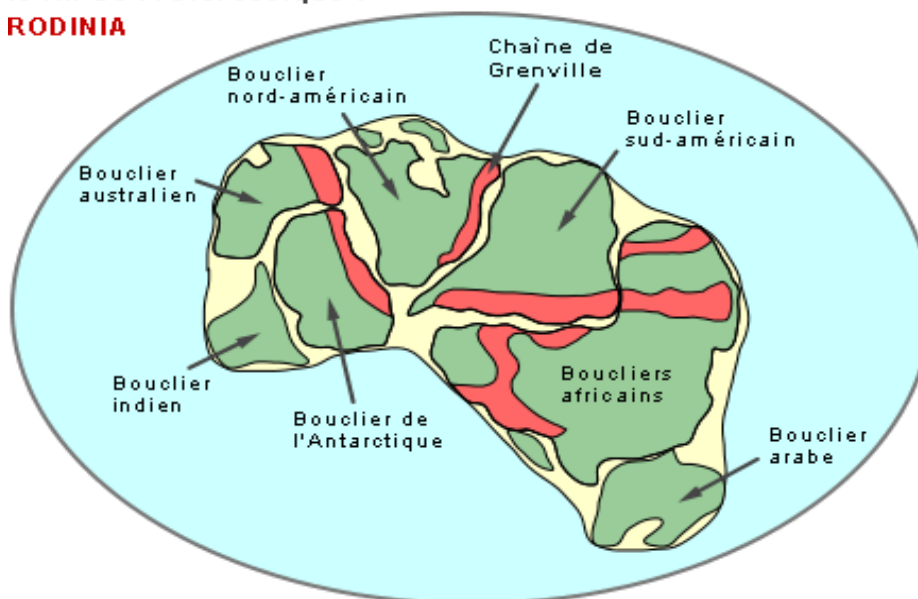


Fig. 46. Reconstitution du supercontinent Rodinia
(<http://tp-svt.pagesperso-orange.fr>)

En résumé, on peut dire que l'histoire des continents au Précambrien, une ère qui couvre près de 3 milliards et demi d'années d'histoire, soit près de 90% du temps géologique, se résume à l'établissement des premiers noyaux à l'Archéen et à leur croissance au Protérozoïque.

II. Temps paléozoïque : du Cambrien à la Pangée (250 Ma) (fig. 47)

Les terrains phanérozoïques sont bien connus car ils sont riches en fossiles diversifiés, permettant de faire de bonnes datations; ce qui a permis de reconstruire la paléogéographie globale pour divers intervalles de temps : Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque.

	TRIAS	245
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN	286
	CARBONIFÈRE	360
	DÉVONIEN	408
	SILURIEN	438
	ORDOVICIEN	505
	CAMBRIEN	544 Ma
PRÉCAMBRIEN	NÉOPROTÉROZOÏQUE	

Fig. 47. Subdivisions du Paléozoïque
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Les terrains phanérozoïques sont bien connus car ils sont riches en fossiles diversifiés, permettant de faire de bonnes datations; ce qui a permis de reconstruire la paléogéographie pour divers intervalles de temps : Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque.

De façon très succinct, nous allons présenter l'évolution des continents et des océans depuis le Cambrien jusqu'à la Pangée (de 544 à 250 Ma) 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.

On a vu, dans le sous-chapitre précédent, qu'il y a 700 Ma, un mégacontinent, **Rodinia**, rassemblait toutes les masses continentales. Par la suite, ce mégacontinent s'est fragmenté et des morceaux de croûte continentale ont commencé à "dériver" les uns par rapport aux autres, entraînés par le déplacement de plaques tectoniques.

À la fin du Précambrien, entre -650 et -600 Ma, 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**, s'est détaché de Rodinia au tout début du Cambrien, il y a 540 Ma (fig. 48). Baltica correspond aux terrains précambriens de la Scandinavie actuelle, la Russie, la Pologne et le nord de l'Allemagne.

Début Cambrien
(- 540 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Fig. 48. Paléogéographie au début du Cambrien (vers -540Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Ce qui restait de **Rodinia** était une grande masse continentale qu'on a appelé **Gondwana** englobant l'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 (**Lapetus**) où se déposaient des sédiments d'eau peu profonde sur le plateau continental et des sédiments provenant de l'érosion du continent sur le talus continental et le glacis.

Durant pratiquement tout le Cambrien, la marge de Laurentia correspondait au modèle de marge passive et la Gondwana demeurait relativement stationnaire (fig. 49).

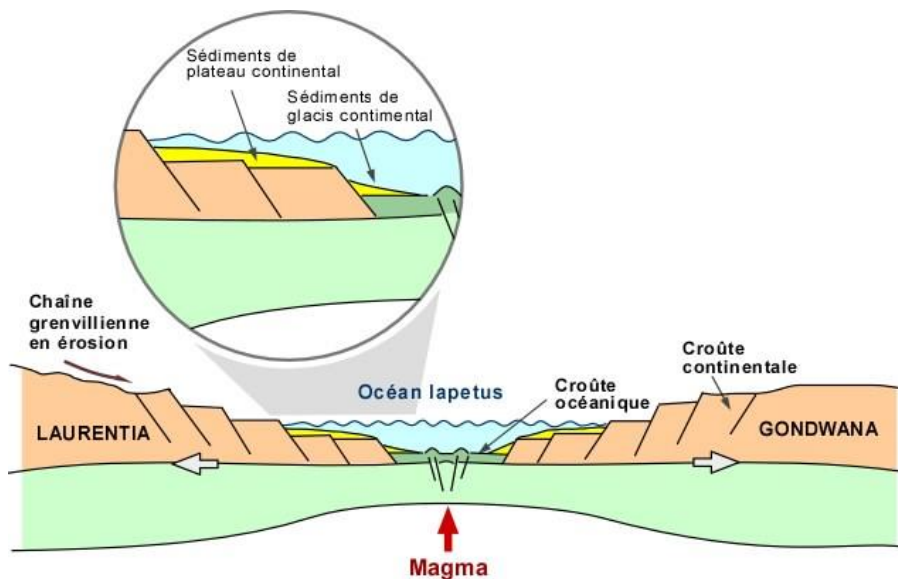


Fig. 49. Ouverture de l'océan Lapetus avec marges passives (vers -540Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Il y a 500Ma, à la toute fin du Cambrien, une cinquantaine de Ma après le début de l'ouverture de Lapetus, il s'est développé à la marge sud de 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 de type Atlantique, en ouverture avec marges passives, à un océan de type Pacifique, en fermeture avec marges actives (fig. 50 et 51).

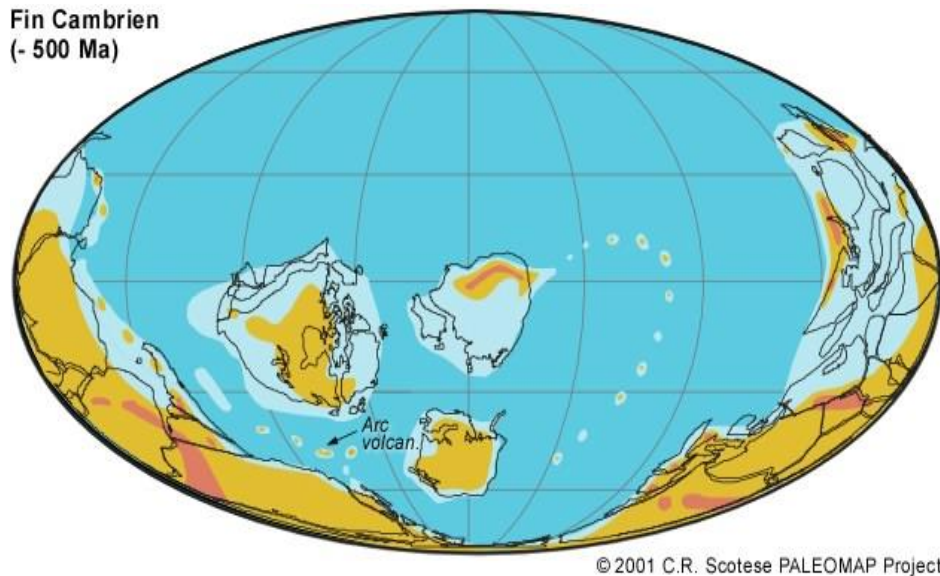


Fig. 50. Paléogéographie à la fin du Cambrien (vers -500Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Un enfoncement de la croûte océanique au large de Laurentia a formé une zone de subduction et induit un arc insulaire volcanique dont on retrouve aujourd'hui des vestiges dans les Appalaches du Québec. Des épanchements volcaniques venant de l'arc insulaire se mêlaient aux grandes épaisseurs de boues et de sables qui s'accumulaient entre la marge continentale et l'arc volcanique (fig. 45)

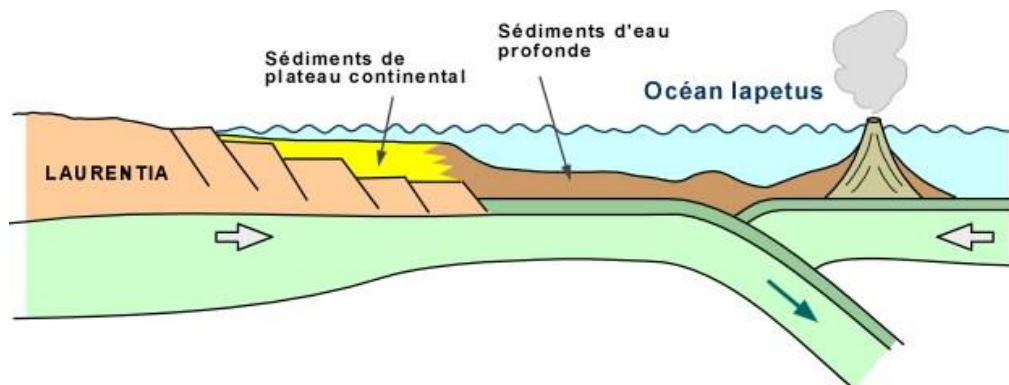
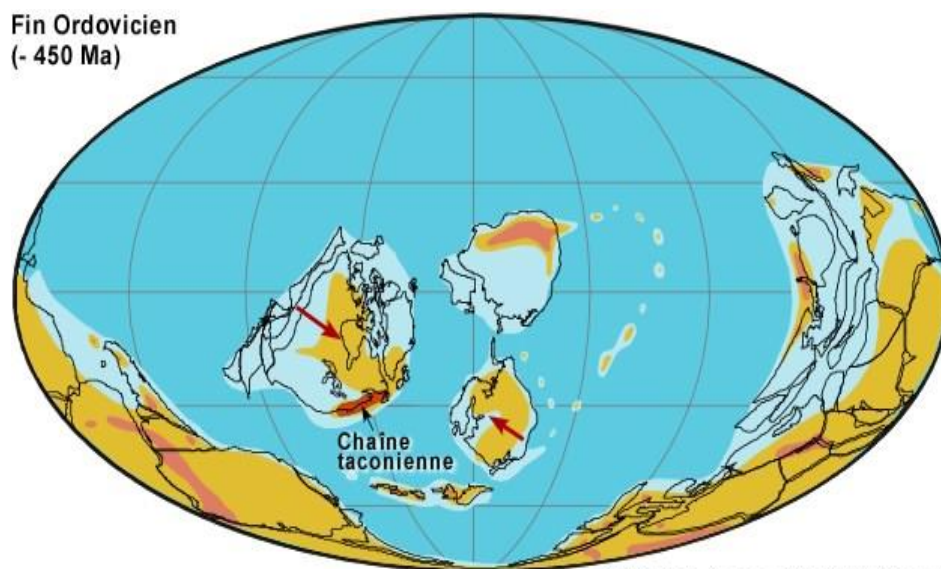


Fig. 51. Fermeture de l'océan Lapetus avec marges actives (vers -500Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

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

Vers la fin de l'Ordovicien, il y a 450Ma, Lapetus continuait à se refermer. L'arc volcanique insulaire qui se trouvait au large de Laurentia entra en collision avec la marge continentale de Laurentia : une chaîne de montagne s'est formée, la **chaîne taconienne** (fig.52 et 53).



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Fig. 52. Paléogéographie à la fin de l'Ordovicien (vers -450Ma)
<http://www2.ggl.ulaval.ca>

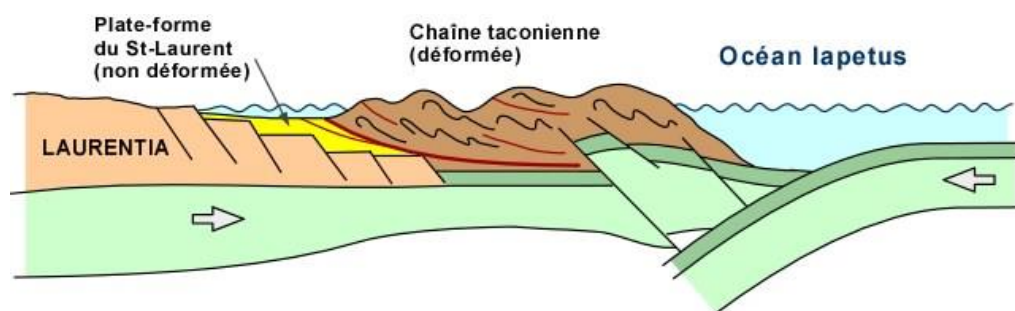


Fig. 53. Fermeture de l'océan Lapetus et formation de la chaîne taconienne (vers -450Ma)
<http://www2.ggl.ulaval.ca>

À la fin du Silurien voire début Dévonien, il y a quelque 420Ma, l'Océan Lapetus était presque refermé (fig. 54).

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 acadienne-calédonienne est venue souder Baltica à Laurentia pour former une plus grande masse continentale (fig. 55).

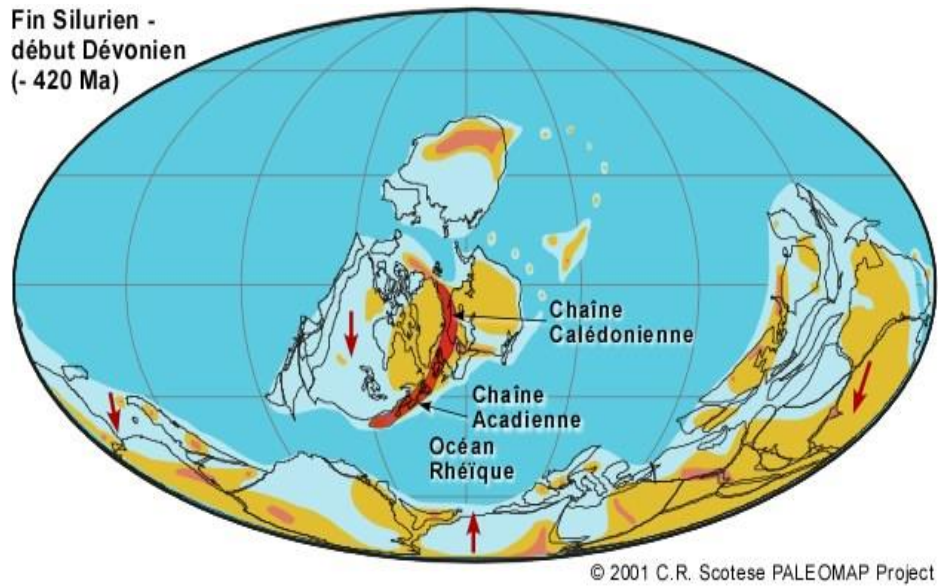


Fig. 54. Paléogéographie à la fin du Silurien (vers -420Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

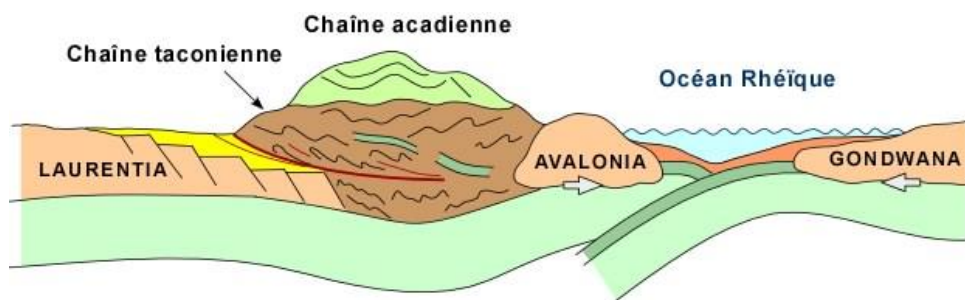
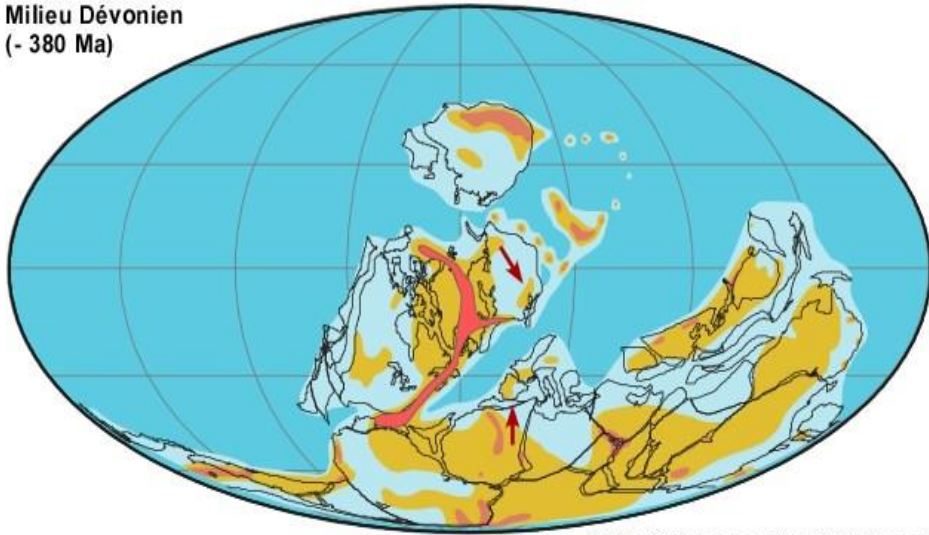


Fig. 55. Collision Baltica-Laurentia et formation de la chaîne acadienne-calédonienne
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Au sud, l'océan Rhéïque se refermait progressivement entre Gondwana et le nouveau continent Laurentia-Baltica (fig. 56).

Au milieu du Dévonien, il y a 380Ma, 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.

Milieu Dévonien
(- 380 Ma)

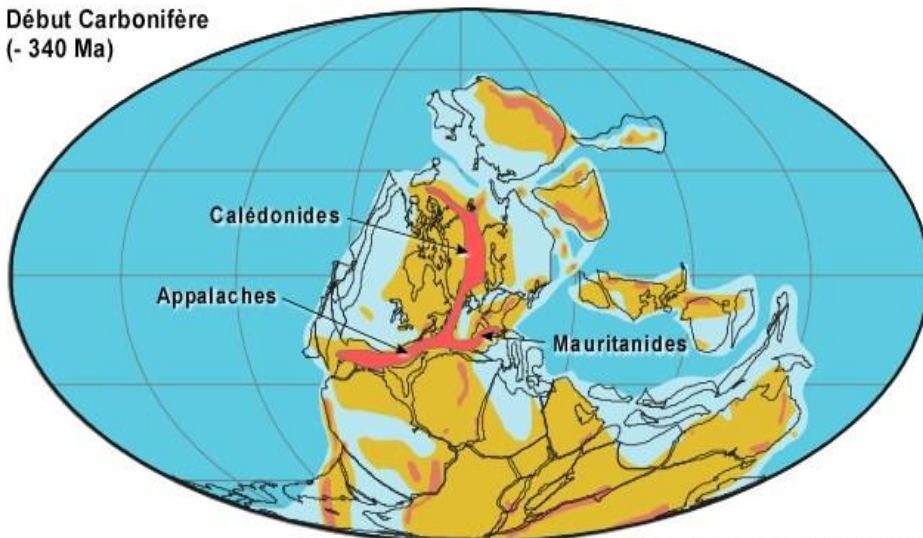


© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Fig. 56. Paléogéographie au Dévonien (vers -380Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

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 (Maroc), aussi appelée la chaîne hercynienne (fig. 57 et 58).

Début Carbonifère
(- 340 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Fig. 57. Paléogéographie au début du Carbonifère (vers -340Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

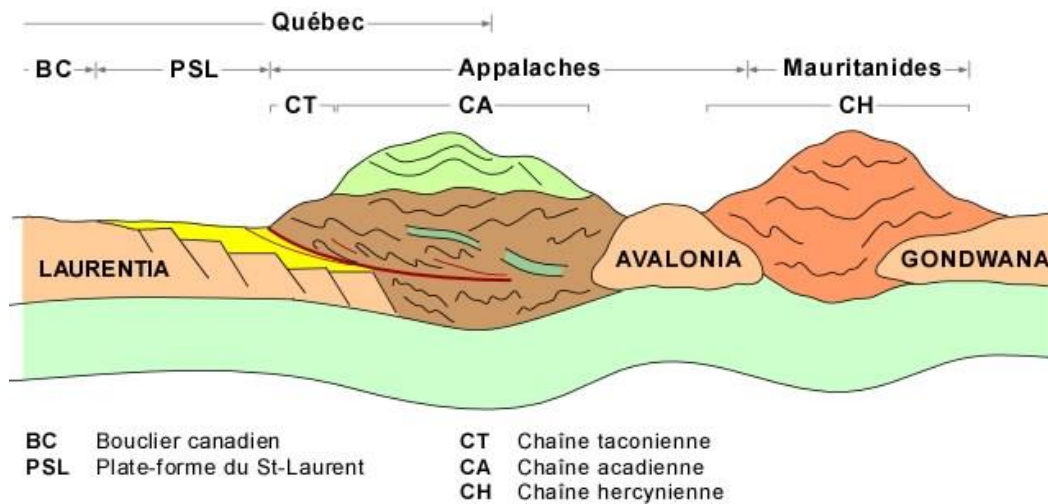


Fig. 58. Collision totale entre la Gondwanaa et la Laurentia-Baltica et formation de la chaîne des Mauritanides
<http://www2.ggl.ulaval.ca>

C'est finalement à la fin du Carbonifère (fig. 59), il y a 300Ma, que s'est terminé le regroupement des pièces continentales pour former ce mégacontinent de Wegener, la **Pangée**, une histoire de près de 300 Ma. 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 fragmenter pour donner naissance, entre autres, à l'Atlantique.

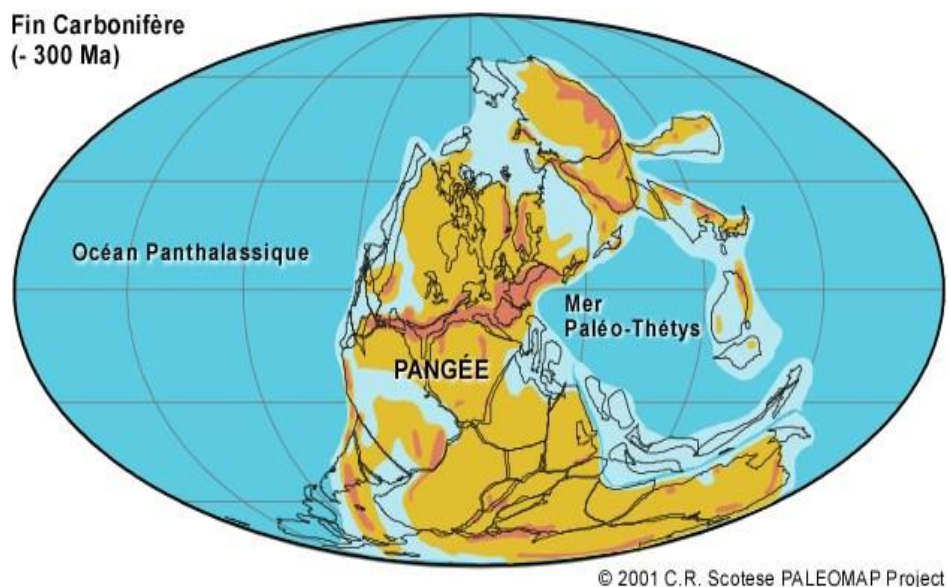


Fig. 59. Paléogéographie à la fin du Carbonifère (vers -340Ma)

III. Temps mésozoïque-actuel : (environ -200Ma 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 (fig. 60), 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
	TERTIAIRE	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	245

Fig. 60. Subdivisions du Mésozoïque et Cénozoïque
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Au Trias et au début du Jurassique, les principaux mouvements se sont faits du côté de la Téthys, un océan à l'est de la Pangée (fig. 61).

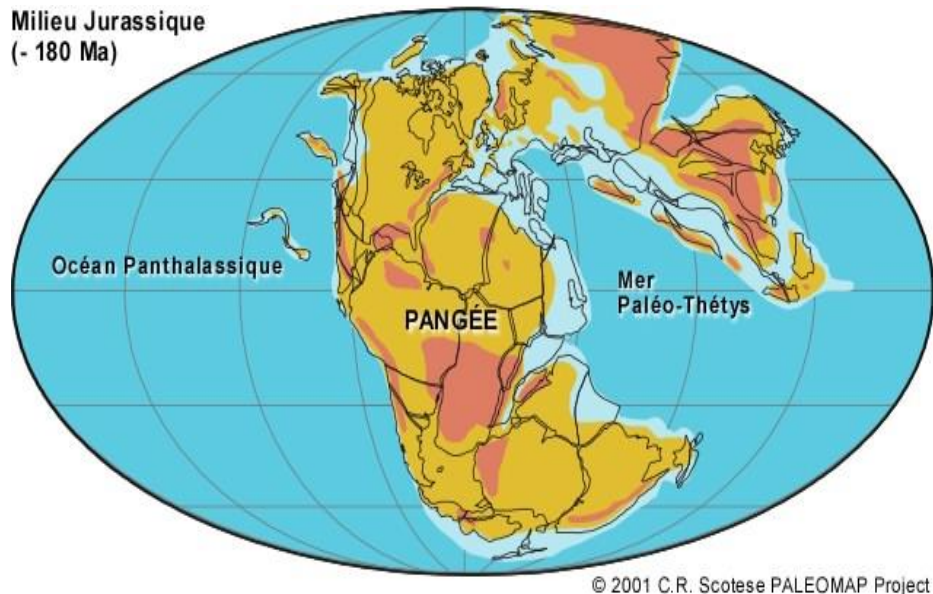


Fig. 61. Paléogéographie au Jurassique (vers -180Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

La fragmentation de la Pangée a commencé fin du Trias voire début du Jurassique, mais c'est vers la fin du Jurassique (fig. 62 et 63), 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.

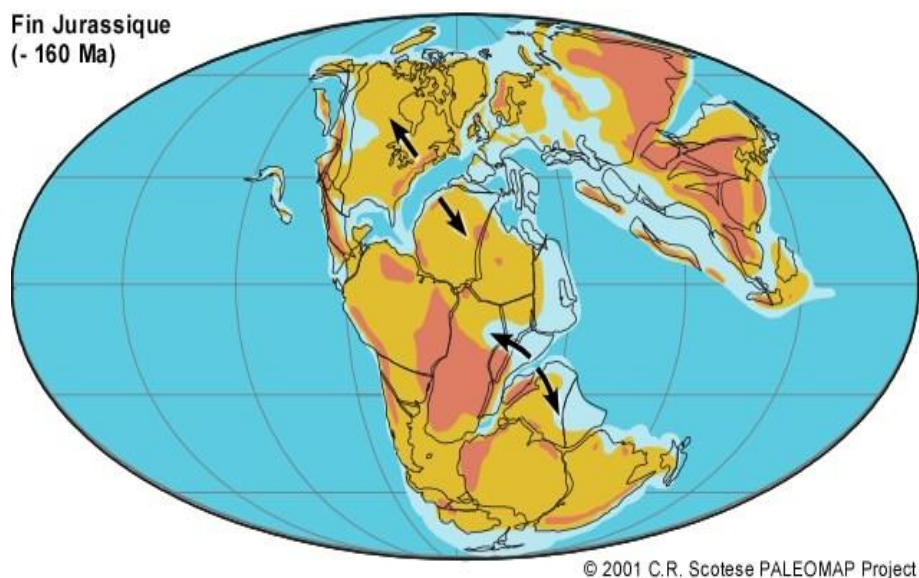


Fig. 62. Paléogéographie à la fin du Jurassique (vers -160Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

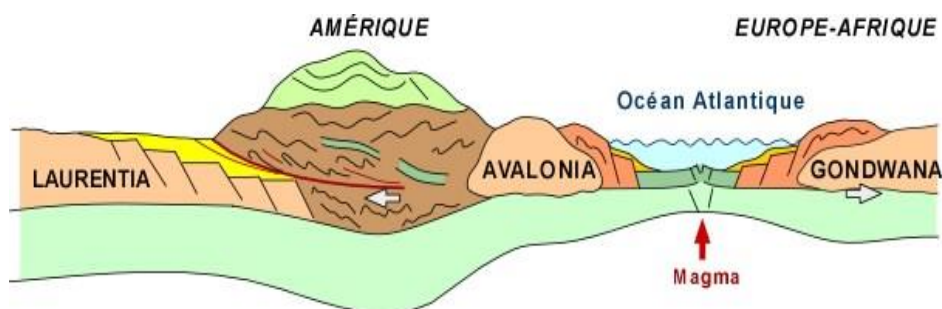


Fig. 63. Fragmentation des blocs hérités du Jurassique et naissance des océans Atlantique et Indien (vers -160Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Deux ruptures orientées est-ouest sont bien visibles sur la figure 19 :

- au nord, il y a ouverture d'une mer qui sépare d'une part la masse l'Amérique du Nord et d'autre part, un bloc formé des masses continentales de l'Amérique du Sud et de l'Afrique. Au début du Crétacé, il y a 120Ma, l'ouverture de la mer au nord s'accroît (fig. 64 et 65); c'est l'embryon de l'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. Au début du Crétacé les deux blocs continentaux sont séparés; c'est l'embryon de l'Océan Indien (fig. 64 et 65). Il est à noter que le bloc Antarctique-Inde-Australie commence à se disloquer.

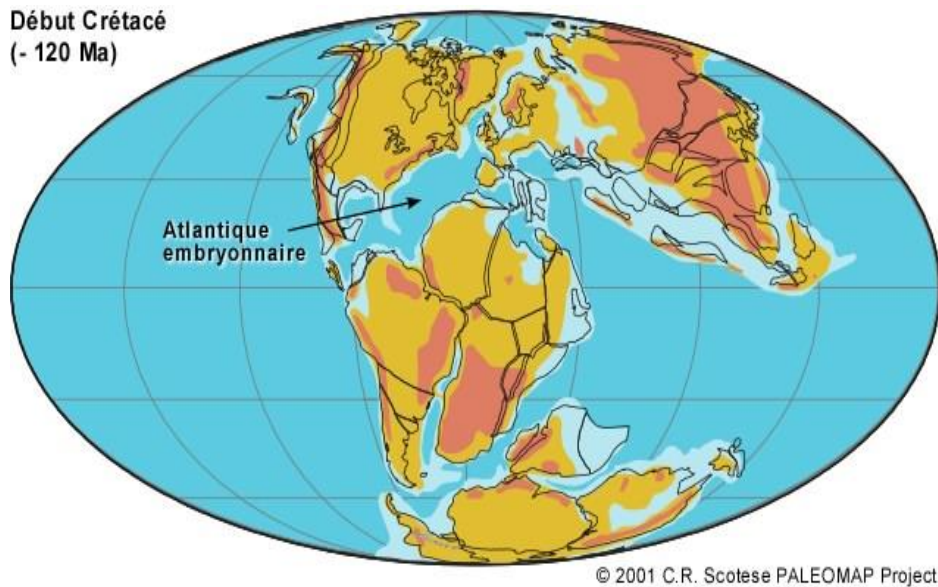


Fig. 64. Paléogéographie à début du Crétacé (vers -120Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

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, avec une dorsale médiane, divisait ces deux continents (fig.65).

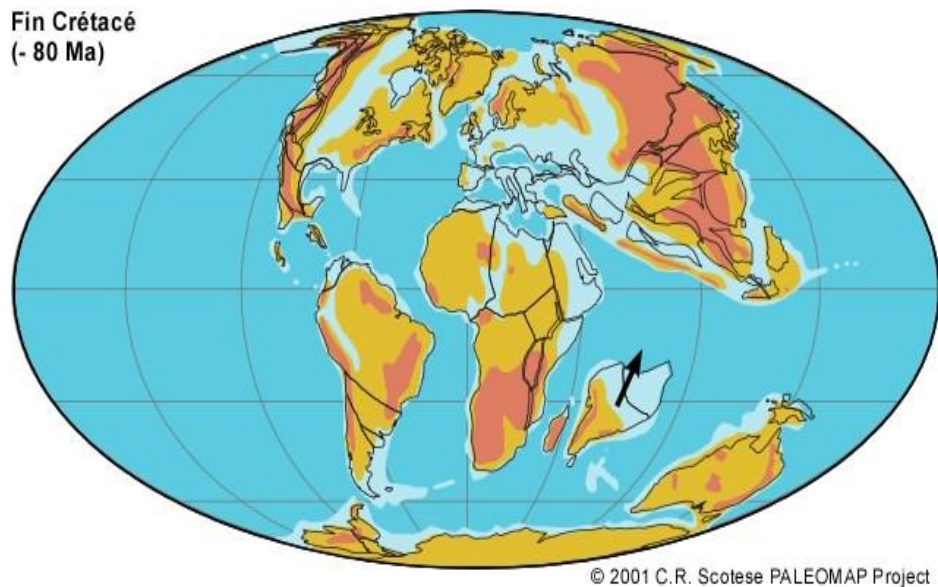


Fig. 65. Paléogéographie à la fin du Crétacé (vers -80Ma)
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

Le petit bloc continental qui deviendra l'Inde est détaché des autres masses continentales et est en pleine migration vers le nord. Cette migration va se faire. Au nord, la Téthys continuait à se refermer (fig. 65).

Au début du Tertiaire (Éocène), il y a 40Ma, l'océan Atlantique était véritablement individualisé. L'Inde a rejoint une série de microcontinents qui commencent à s'agglomérer.

La Téthys se refermait de plus en plus pour former progressivement le système alpin (au sens géologique du terme) en Afrique du Nord, et de l'Europe à l'Iran. C'est à ce moment qu'est née la Méditerranée (fig. 66).

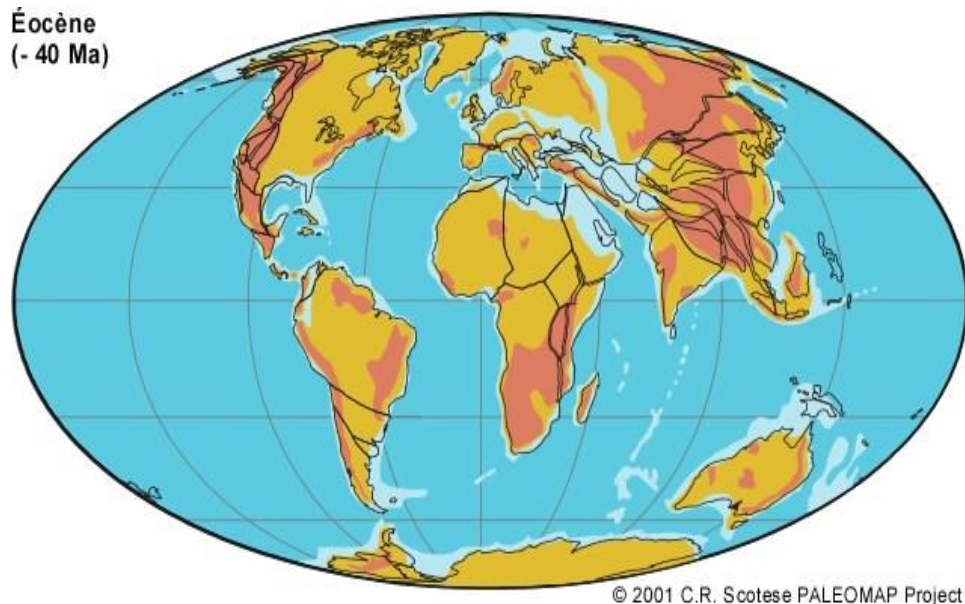


Fig. 66. Paléogéographie à l'Eocène (vers -40Ma) (<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

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 embouti tous ces microcontinents et les a comprimés vers la Chine pour former l'Himalaya (fig. 67).

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

Aujourd'hui

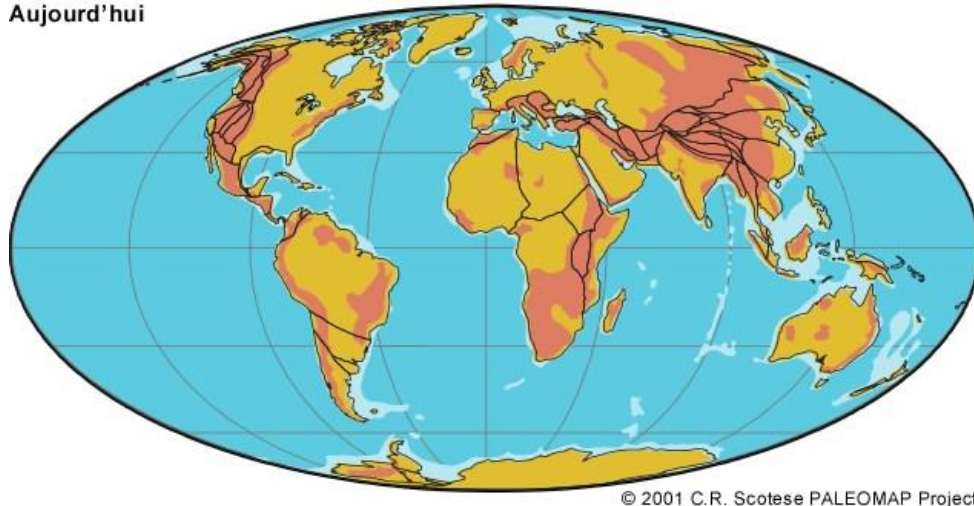


Fig. 67. Paléogéographie actuelle
(<http://www2.ggl.ulaval.ca>)

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, alors qu'au Protérozoïque, c'est l'augmentation du volume des masses continentales par leur accréation qui a dominé;

- le Paléozoïque se caractérise d'abord, par un premier mouvement, qui est le démembrement du mégacontinent Rodinia de la fin du Protérozoïque puis un deuxième mouvement, qui est le rassemblement qui conduit à la Pangée. Ce grand rassemblement cause des collisions entre les plaques, collisions qui produisent des chaînes de montagnes (chaîne taconienne, acadienne, cadomienne, calédonienne, hercynienne, ...);

- au cours du Mésozoïque-Cénozoïque, on assiste surtout à la formation de l'Atlantique, lié au démembrement de la Pangée. Aussi, les collisions des plaques ont produit des chaînes de montagnes, comme les Pyrénées, le système des Alpes et des Atlas, les cordillères des Amériques et, la petite dernière, 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, ils se sont fragmentés, démembrés et dispersés.

On leur a même donné des noms (fig. 68) :

- **Vaalbara** que d'autres ont appelé **Ur**, 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;

- puis **Rodinia**, entre 1Ga et 750Ma;

- et finalement la **Pangée** de Wegener, il y a 300 Ma. On commence à soupçonner l'existence d'un autre autour des 2,6 Ga. 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.

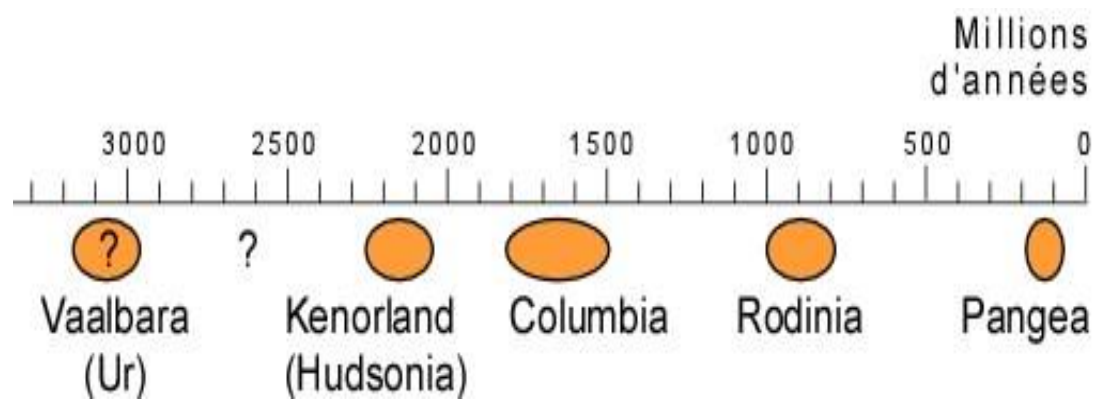


Fig. 68. Cyclicité des mégacontinents des temps anciens