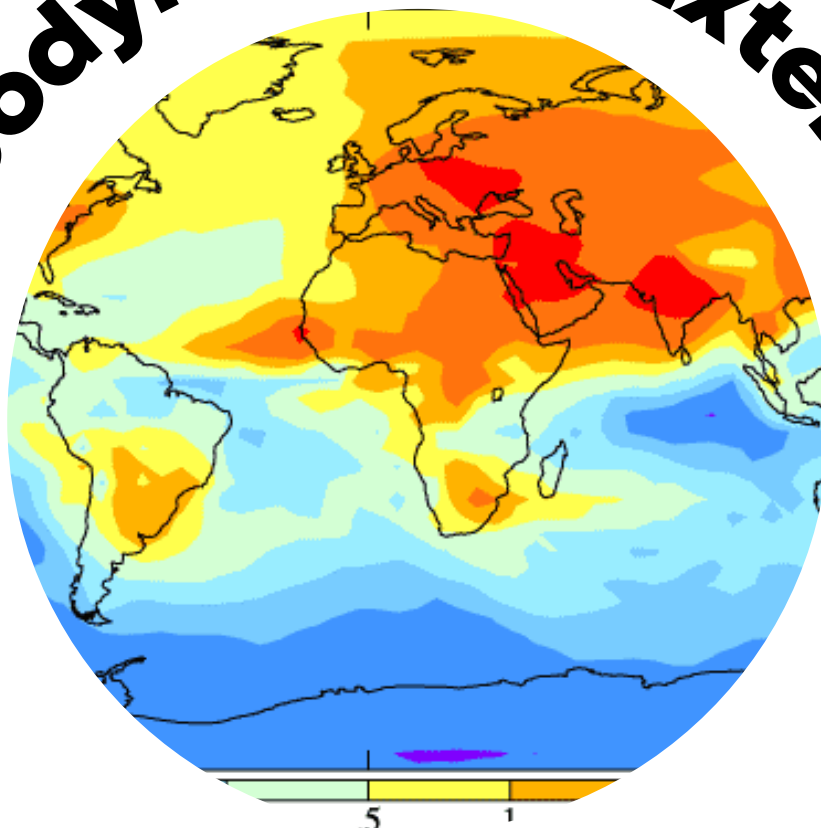


Géodynamique Externe



SCIENCES DE LA
VIE ET DE LA TERRE



Shop



- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier



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



Emploi



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

**UNIVERSITE ABDELMALEK ESSAADI
FACULTE des SCIENCES
DEPARTEMENT de GEOLOGIE**

Filières :

***Sciences de la Terre et de l'Univers
Sciences de la Vie***

MODULE

**Géologie II
Matière 2 : Géodynamique externe**

**Driss NACHITE
Jamal eddine STITOU EL MESSARI
TETOUAN
2010**

Matière 2. : Géodynamique externe

- Introduction
- Éléments de climatologie
- Formes principales de l'activité géologique exogène :
Introduction à la géomorphologie
- Glissement et mouvements en masse
- Glaciers et processus glaciaires
- L'action du vent et processus éoliens
- Les eaux de ruissellement
- Estuaire et deltas
- Le milieu marin
- Les eaux souterraines

Introduction

La **géodynamique externe** c'est l'évolution dynamique de la surface de la Planète.

A la surface la terre interagissent : eau, glace, vent et organismes vivants

c.à.d : ***lithosphère, hydrosphère, atmosphère, cryosphère et biosphère***

Résultat : **Changement du paysage**

Le phénomène le plus important : érosion dans les hauteurs et dépôts dans les zones basses.

Cette destruction des reliefs engendre un aplanissement

D'où le lien entre géodynamique interne et géodynamique externe

**Si la tectonique des plaques rajeunit souvent les reliefs des continents;
Alors les processus de la dynamique externe les détruisent.**

Notions de Cycle sédimentaire

L'érosion (sens large) sépare les constituants des roches en deux groupes :

- ***ions solubles et colloïdes***

- ***Débris des roches*** non suffisamment dégradés (argiles, sables, galets, ...)

La sédimentation est le processus de dépôt des produits de l'érosion.

3 grands types de sédiments :

- les sédiments ***détritiques***, les débris des roches préexistantes;

- les ***sédiments chimiques***, précipitations à partir des eaux saturées ;

- les ***sédiments biochimiques***, accumulation *post mortem* de squelettes d'organismes.

La Diagenèse : du sédiment à la roche sédimentaire

Ce sont les processus qui transforment les sédiments meubles en roches dures : la **compaction** et la **cimentation**

◆ **Compaction** ou **tassement** : sous le poids des sédiments plus récents (gravité), l'eau entre les grains est expulsée, l'espace entre les grains diminue, comme résultat on aura **diminution de la porosité** et **augmentation de la densité**.

◆ **Cimentation** et **recristallisation** : l'eau qui circule entre les grains favorise :

- la dissolution
- la précipitation d'un ciment
- les échanges d'ions

L'augmentation de la **pression** et de la **température** (l'enfouissement) favorise la diagenèse.

(Pour plus de détail voir TP)

Le cycle géologique

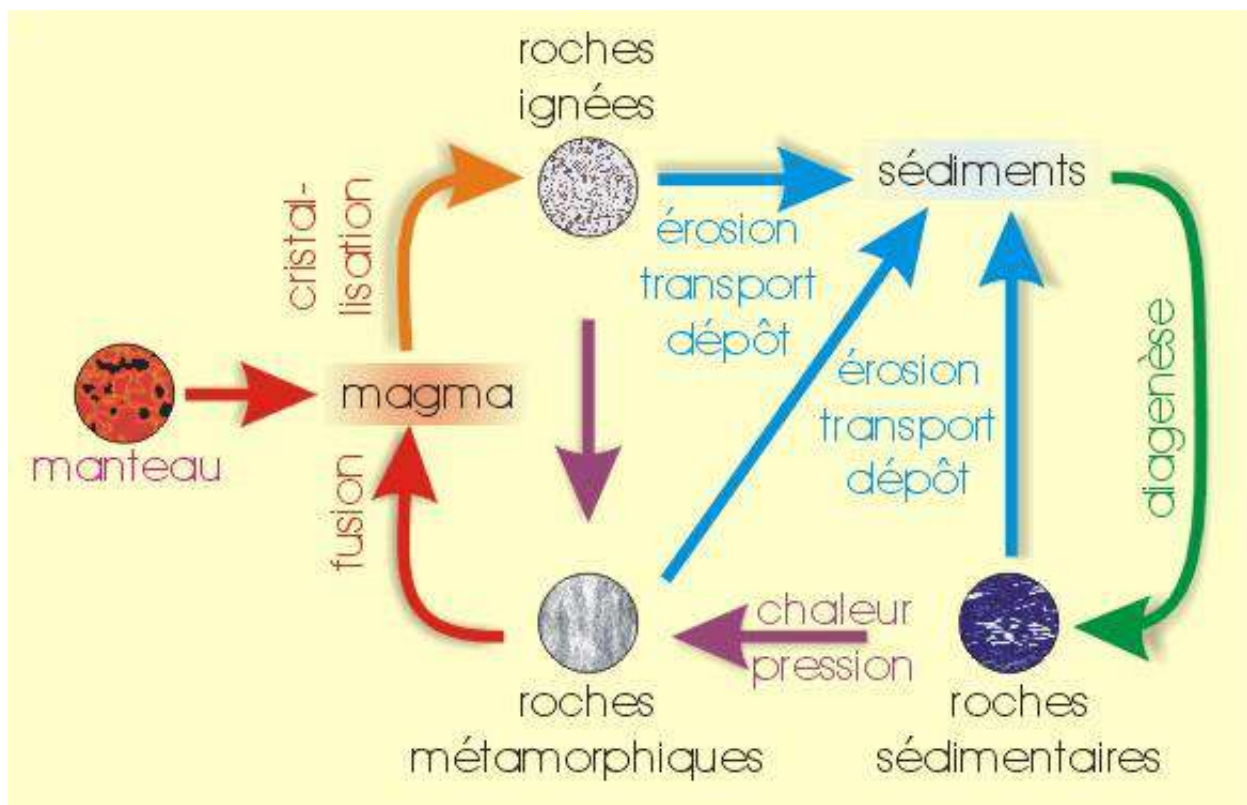
Si la température et la pression continuent d'augmenter on passera au stade du **métamorphisme**.

Trop de chaleur et pression vont conduire à la fusion des roches.

D'où trois grands groupes de roches :

- ◆ les roches sédimentaires ;
- ◆ les roches métamorphiques résultent de la modification, par l'action de la chaleur et de la pression, de roches ignées ou sédimentaires ;
- ◆ les roches ignées ou magmatiques, issues du refroidissement et de la cristallisation de magmas.

L'ensemble de ces phénomènes forme un cycle appelé "**cycle géologique**"



Le cycle géologique
(Boulvain, 2002)

1. Eléments de climatologie

La Terre : une machine thermique

1.1. Structure et caractéristiques de l'atmosphère

L'**Atmosphère** est la couche externe gazeuse de la Terre.

Sur une sphère de 1 m de rayon, l'atmosphère représente une couche de 4,7 mm.

Les couches atmosphériques : principalement **4** :

- **Troposphère** : 0 à 10/11 Km d'altitude

- Caractérisée par la diminution de la température avec l'altitude, 6°C/km
- Forme l'essentiel de la masse atmosphérique
- Concentre toute la vapeur d'eau : 98 %
C'est une zone de turbulences : Nuages, et donc détermine le temps

Tropopause

(6 km au pôle, 18 km à l'équateur)

- **Stratosphère** : 10/11 à 50 km d'altitude

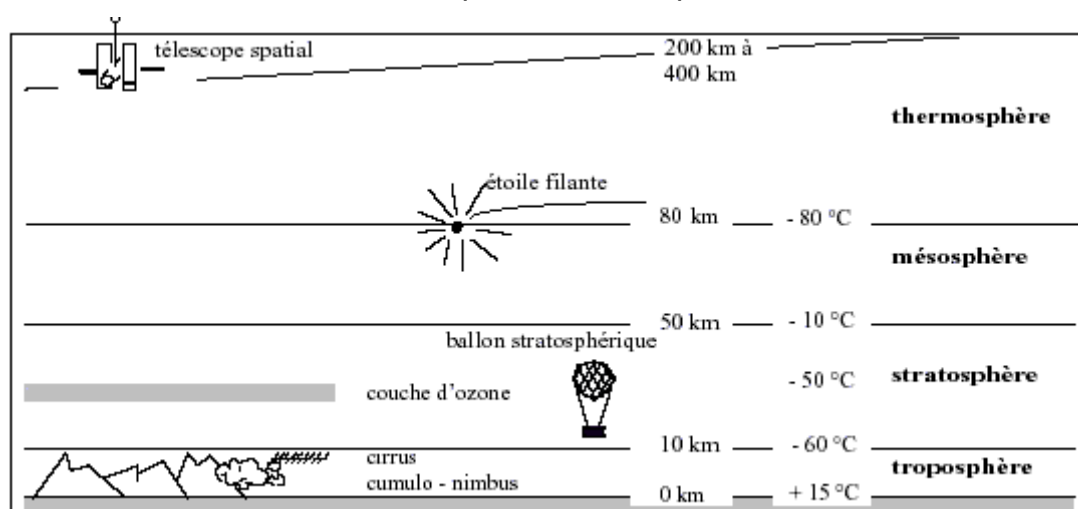
- Montre une température variable : -10°C à -60 °C
- Sans nuages, laminaire
- Renferme la couche d'ozone à 25 km d'altitude.

- **La mésosphère** : 80-50 km d'altitude.

- Température de -80°C à environ -10°C.

- **La thermosphère** : 200-80 km d'altitude

- Montre des températures variables, de – 80 °C au bas de la couche jusqu'à 400 à 1400°C dans la couche supérieure
- Elle fait la transition entre l'espace et l'atmosphère.



Stratification dans l'atmosphère

La troposphère : est la couche "**vivante**" de l'atmosphère.

Elle contient 90% de la masse totale de l'atmosphère terrestre.

Elle est le siège de nombreux échanges entre la terre et la troposphère (cycle de l'eau, présence des nuages,...).

Composition actuelle :

- ✓ Azote N₂ : 78 %
- ✓ Oxygène O₂ : 21 %
- ✓ Argon Ar : 0.9 %
- ✓ Gaz carbonique CO₂ : 0.034 %
- ✓ CO, O₃, CH₄, NO₂ : des traces

A l'origine notre atmosphère ne contenait pas d'oxygène, mais énormément de CO₂. C'est avec l'apparition de la photosynthèse qui a fixé le CO₂ et libéré de l'oxygène que l'air est devenu respirable à la surface de la terre.

1.2. Bilan Radiatif de la terre : Introduction au système climatique

LE SOLEIL est LA source d'énergie pour faire tourner le cycle externe.

L'**énergie solaire** est la partie entrante dans le système, qui va être:

- ◆ absorbée
- ◆ transformé en travail
- ◆ réfléchis
- ◆ renvoyée vers l'espace extérieur
- ◆ stocké

La balance entre l'entrée et sortie définit le climat de la planète:

- ◆ froid
- ◆ chaud
- ◆ reste constant

Flux d'Energie	Quantité	%
	W/m ²	
Energie solaire incidente	350	100
Energie arrivant au sol		
directement	17.5	5
diffusé par atmosphère et nuages	154	44
émise par atmosphère et nuages	353.5	101
Total	525	150
Energie perdue par le sol		
réfléchie	21	6
émise	402.5	115
chaleur sensible	21	6
chaleur latente de vaporisation	80.5	23
Total	525	150

Bilan d'énergie de la Terre

1.3. Les mécanismes de la circulation atmosphérique

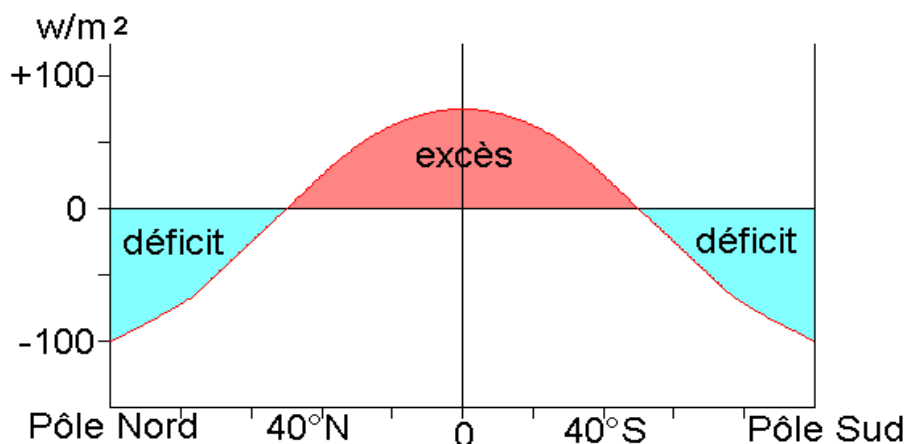
Les mouvements de l'air sont déterminés par les radiations solaires :

- ◆ Le bilan est positif à l'équateur mais négatif aux pôles
- ◆ l'ensoleillement varie selon les saisons.
- ◆ Enfin, l'eau, la terre, la glace et la végétation ont une réponse spécifique vis-à-vis des radiations solaires, elles les absorbent ou les réfléchissent d'une façon différente.

Principes :

- ◆ Les masses d'air portées à des températures différentes se déplacent pour chercher un équilibre.
- ◆ Un air froid et sec est dense, un air chaud et humide est léger.
- ◆ A température égale, l'air humide est plus léger que l'air sec.

A l'échelle de la planète, l'air chaud de l'équateur monte et tend à se superposer à l'air froid polaire qui lui tend à faire le mouvement inverse au niveau du sol.



Distribution de l'énergie solaire de l'équateur aux pôles

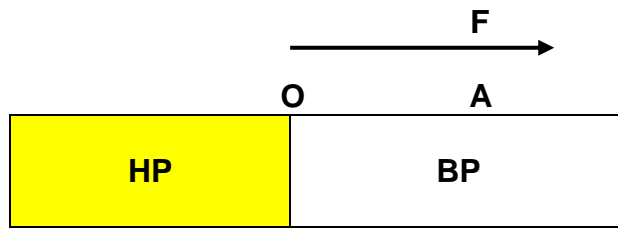
Gradient de pression :

La pression à une altitude donnée est plus faible dans une masse d'air froid que dans une masse d'air chaud.

Pour une même altitude, la pression est plus forte à l'équateur qu'au pôle : l'air chaud de l'équateur se dirige vers les pôles et surmonte l'air polaire.

En altitude devrait s'établir un courant chaud de l'équateur aux pôles et par compensation un courant froid au sol en sens opposé.

Soit une zone de haute pression contiguë à une zone de basse pression. Au point O situé à la limite des 2 zones apparaît une force OA dont l'intensité est proportionnelle au gradient de pression = **la force de gradient.**



Déplacement de l'air

Force géostrophique :

La rotation de la terre va dévier l'air qui se déplace selon OA.

- ◆ vers la droite dans l'hémisphère nord
- ◆ vers la gauche dans l'hémisphère sud

C'est la force **géostrophique** ou de **Coriolis**.

Force de Coriolis

$$F_c = k (v.m. w.\sin L)$$

V : vitesse de l'objet mobile

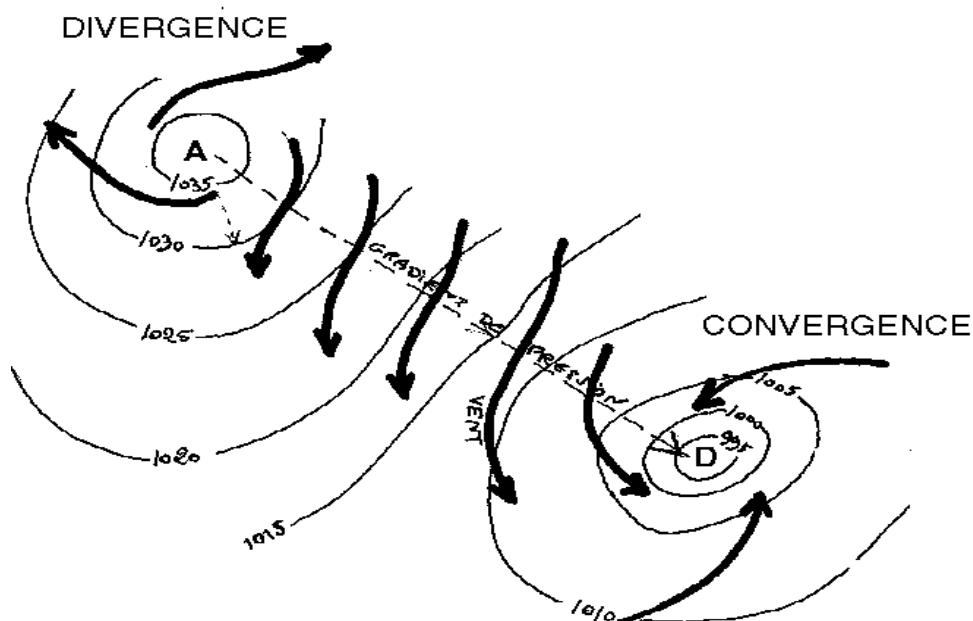
M : masse de l'objet mobile

W : vitesse angulaire de rotation de la terre

L : latitude

- ◆ La déviation de Coriolis croît avec la latitude; elle est nulle à l'équateur; elle change de sens dans l'hémisphère sud (déviation à gauche).
- ◆ La surface de la terre est hétérogène: Relief et donc frottement
Frottement faible à haute altitude et au-dessus de la surface des océans
Force de Coriolis est très supérieur au *frottement*.
L'inverse à basse altitude au dessus des continents

Le vent sera la résultante de la force de gradient modifiée par la force de Coriolis: sa direction est tangente à la limite des 2 zones.



Déviations des vents de surface dans l'hémisphère nord (loi de Buys-Ballot)

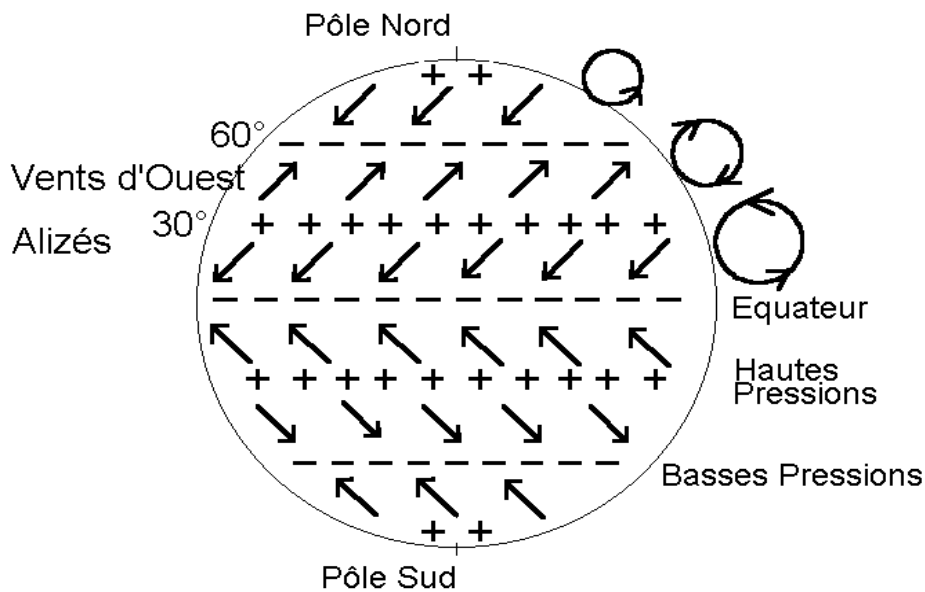
D'une façon générale, dans l'hémisphère **nord**, les vents sont *parallèles* aux lignes de mêmes pressions ou *isobares* avec les hautes pressions à droite: **c'est la loi de BUYS-BALLOT.**

La vitesse du vent varie en raison inverse de l'écartement des isobares

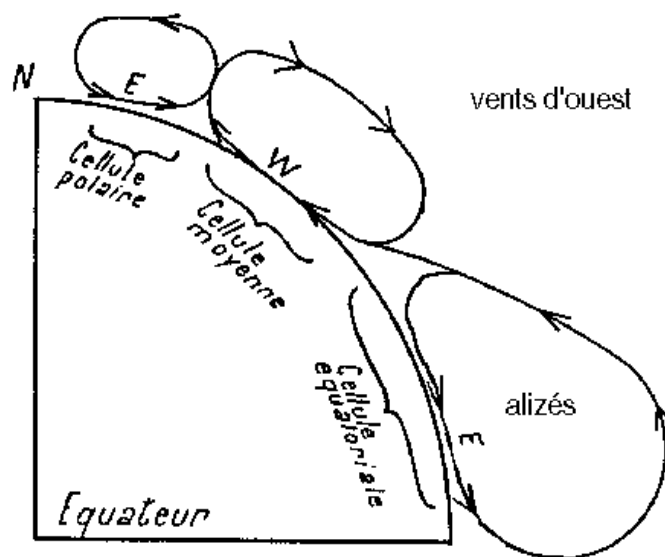
Vu le Gradient de pression entre de l'équateur (haute pression) au pôle (basse pression) : **Donc les vents, en altitude au moins, devraient souffler d'W en E parallèlement aux isobares.**

Mais : le frottement irrégulier de l'air en mouvement sur le sol, la répartition inégale continents / mers, etc., entraînent une **Perturbation** de cet arrangement théorique des masses d'air.

Les pressions au sol sont organisées en zones méridiennes et les vents sont distribués en fonction de ces zones



Distribution des pressions à la surface du globe et système des vents



Distribution des cellules zonales dans l'hémisphère nord.

La cellule équatoriale est la cellule de Hadley, la cellule moyenne celle de Walker.

Répartition des masses d'air et circulation générale

* *Comportement des masses d'air*

Masse d'air est caractérisée par : T^0 , humidité et donc par la densité.

Deux masses d'air contiguës sont séparées par un *front*.

La masse d'air léger tend à passer au-dessus de la masse d'air dense. L'air chaud et humide; en s'élevant, la vapeur se condense et des nuages se forment.

* *La circulation intertropicale*

Entre une zone de haute pression au niveau de chaque tropique et une zone de basse pression sous l'équateur se situe la *Convergence Inter-Tropicale* (CIT). Comme conséquences on aura :

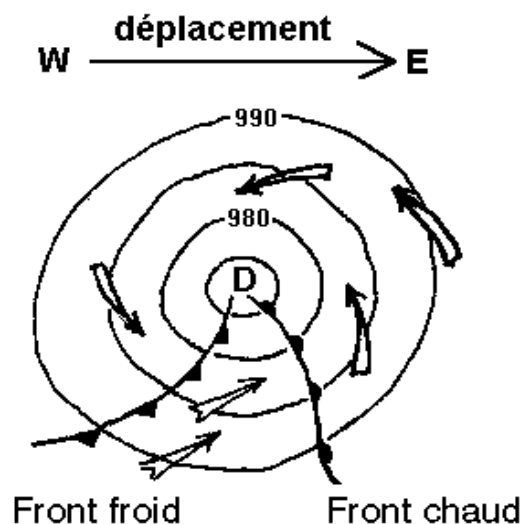
- ◆ Fortes pluies au niveau de la zone équatoriale (BP)
- ◆ Zone sèche (HP), désertique au niveau des tropiques
- ◆ Vents dirigés vers W (Alizés) entre HP (tropiques) et BP (équateur)

* *La circulation en zones tempérées et froides*

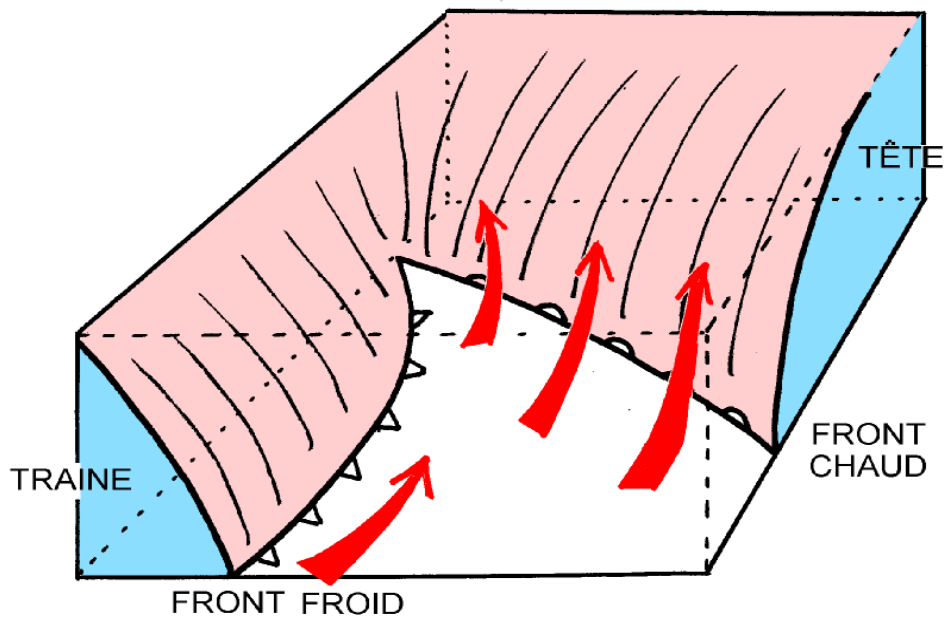
Zone située entre les HP polaires et subtropicales, qui vont déterminer la répartition et le mouvement des masses d'air.

Ces masses d'air chaud et d'air froid engendrent des différences de pression : **Systèmes dépressionnaires qui se déplacent d'W en E.**

Ce sont les **perturbations** (zones de *mauvais temps*). Elles sont formées d'un **front chaud** et d'un **front froid** isolant une masse d'air chaud et accompagnés de **nuages** et de **vents**.



Disposition des isobares et trajet des vents dans une perturbation sur l'Atlantique Nord (vue cartographique)



Structure de la même perturbation atmosphérique en 3D. (Jacques.beauchamp)

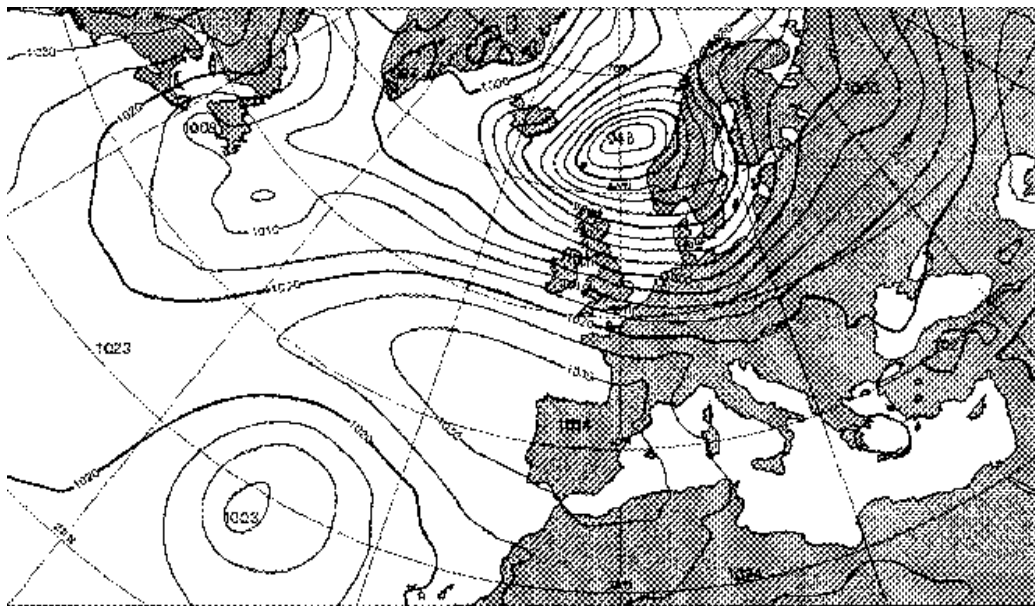
Les cartes météorologiques

Ce sont des cartes qui décrivent les principaux phénomènes atmosphériques actuels ou à venir. Il ya plusieurs types.

Les plus communes sont les cartes figurant les pressions au sol et les fronts des perturbations.

On peut y ajouter les courbes de **température**, la **hauteur de précipitation**, le **sens** et la **force des vents**....

On utilise également la distribution des pressions en à **différentes altitudes**. (Surtout l'altitude de la surface où règne une pression de **500 hPa**).



Distribution des pressions au sol sur l'Atlantique Nord le 29 janvier 2000. Une forte dépression installée sur la Mer du Nord se déplace vers la Scandinavie. Une nouvelle dépression se creuse au large de Terre Neuve. Une zone anticyclonique, prolongement de l'Anticyclone des Açores, est centrée sur la Péninsule Ibérique

1.4. Climat: Classification et principales régions climatiques du monde

Le climat d'un endroit représente un "composite" du **temps** dominant à long terme qui se produit à cet emplacement.

Le **climat** peut être défini comme étant les conditions moyennes qu'il fait dans un endroit donné (température, précipitations, ...) calculées d'après les observations d'au moins 30 ans.

Il est donc caractérisé par des valeurs moyennes, mais également par des variations et des extrêmes.

La **météo** est l'évaluation momentanée du temps qu'il fait ou qu'il va faire.

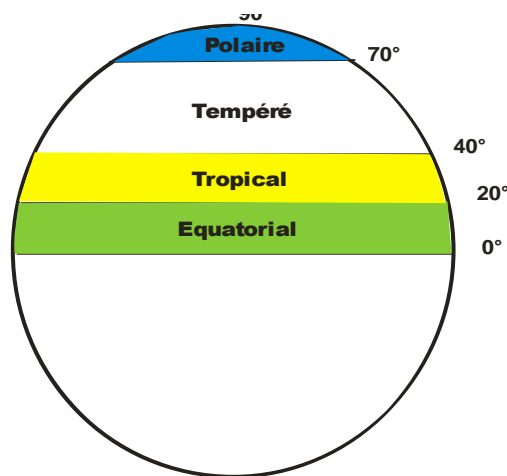
Les zones climatiques principales:

1. **Equatoriale**
2. **Tropicale**
3. **Tempérée**
4. **Polaire**

Plusieurs types de climat :

Exemple : Zone tempérée :

- **Climat méditerranéen**
- **Climat océanique**
- **Climat continental**



Climats terrestres

1.5. Changements climatiques et Histoire climatique de la terre

Le système climatique de la terre comprend :

- Atmosphère,
- Hydrosphère (surtout les océans),
- Cryosphère (glace et neige),
- Lithosphère (couche minérale)
- Biosphère.

La radiation solaire, principale source d'énergie, est à répartition **inégale** :

- Entraîne des circulations globales dans l'atmosphère et les océans,
- influence la formation des différents climats.

La température moyenne de surface d'environ 15°C est le résultat de l'effet de serre naturel, conséquence de la forte absorption du rayonnement terrestre par la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et d'autres gaz de l'atmosphère.

Le long de l'histoire de la terre il y a eu des changements très importants dans :

- composition de l'atmosphère (CO₂, O₂, CH₄)
- soleil variable (puissance croissante)
- répartition des terres et mer très variables
- couverture végétale très variable
- etc.

Donc le climat a subi des changements tout le long de l'histoire de la terre.

Mais : depuis plus de 3 milliards d'années la terre a su maintenir sa température dans une gamme très étroite entre 0 et 100°C, plus probablement entre 0 et 30°C, permettant la présence d'eau liquide!

Variation au cours de l'histoire géologique

- Le climat est suffisamment stable pour entretenir la vie pendant des millions d'années,
- Mais : le **climat** est **dynamique** et **change**.
Beaucoup donnés et indicateurs témoignent de cette variation du climat

Le climat de la Terre a été caractérisé par :

- Périodes **chaudes**
- Périodes **froides**

Exemple :

- Fin du Paléozoïque (230 millions d'années), les glaciers recouvraient plus grande partie des tropiques actuels.
- Mésozoïque, au temps des dinosaures (180 à 65 millions d'années), le climat était beaucoup plus chaud qu'actuellement.

Au cours du dernier million d'années,

Le climat de la Terre a été caractérisé par :

- **Longues périodes** de temps froid durant lesquelles les glaciers continentaux couvraient de vastes surfaces.
- Les périodes **Glaciaires**, d'une durée de 80 000 à 100 000 ans.
- Entrecoupées par des périodes plus brèves de temps plus chaud (10000 à 15000 ans) : périodes **Interglaciaires**.

Les périodes glaciaires :

- **Grande extension des glaciers.**
- **Diminution du niveau des océans.**

Au dernier maximum glaciaire, environ 18 000 ans, le niveau des océans était inférieur de 130 m à celui d'aujourd'hui.

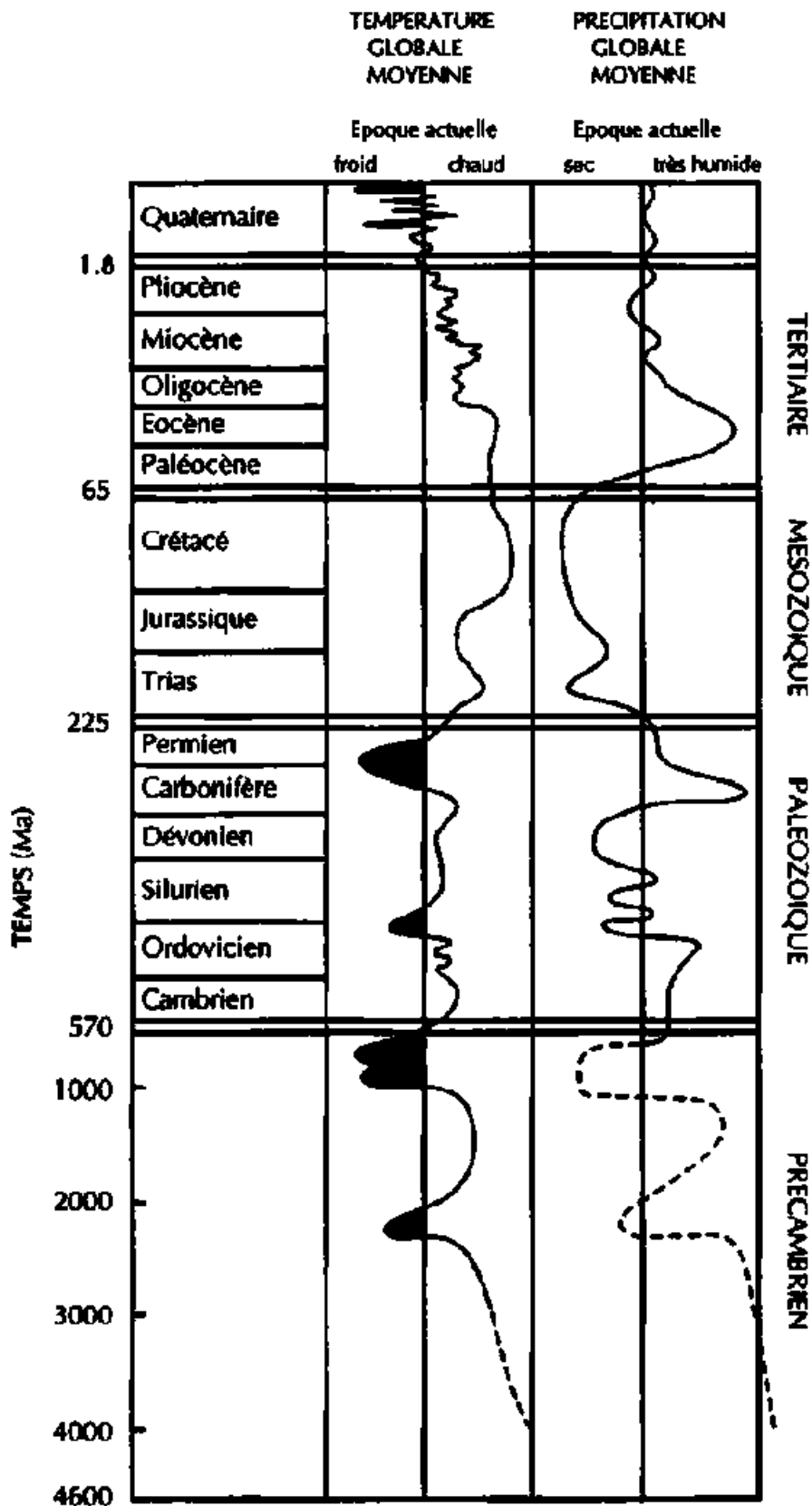


Tableau général des variations de températures et de précipitations au cours de l'histoire géologique. Les courbes indiquent les écarts aux moyennes globales actuelles. En noir, périodes plus froides que la période actuelle. Les tirets indiquent des données fragmentaires (Goodess et al, 1992)

Variations au cours de l'histoire humaine

D'après les données historiques, au cours des 1100 dernières années, la terre a connu des variations climatiques.

- ✓ 900 - 1200 : climat chaud «*Optimum médiéval*»
- ✓ Fin XIII : climat froid (600 ans) : «*Petit âge glaciaire*»

Après, au milieu du XIX siècle, on avait commencé à enregistrer systématiquement divers paramètres climatiques comme les températures et les précipitations.

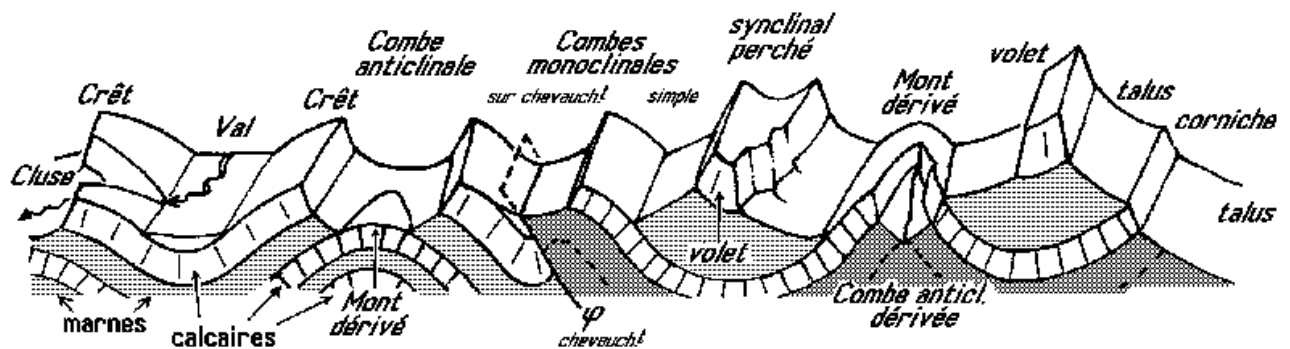
2. Formes principales de l'activité géologique exogène : Introduction à la géomorphologie

2.1 Le relief de la Terre : structure et mise en place.

La science qui a pour objet la description et l'explication du relief terrestre continental et sous-marin est la **géomorphologie**.

On distingue :

- la **géomorphologie structurale** qui étudie le relief dans ses rapports avec la structure géologique, c'est à dire avec la nature des roches (structure lithologique) et leurs dispositions (structure tectonique).
- la **géomorphologie dynamique** qui a pour objet l'étude de tous les phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre qui concourent à l'élaboration du relief.



Les formes de relief des chaînes plissées (M.Gidon)

2.2. Notions géomorphologiques fondamentales

Description du relief

Relief : un assemblage de portions de surfaces topographiques plus ou moins étendues appelées versant.

Un versant est une portion de surface topographique plane ou ondulée, plus ou moins vaste, joignant un interfluve à un talweg, d'une inclinaison d'ensemble faite d'éléments de pente de valeur variable.

Un versant est donc un système de pente.

Les combinaisons des différents versants constituent des formes de terrain d'extension très variable : vallée, colline, crête, vallon etc... Les groupements de formes simples ont été définis sous les noms de montagne, plaine, plateau.

Montagne : un volume saillant avec son corollaire la pente. Ce sont donc des régions élevées et présentant de grandes dénivellations, des pentes longues et raides reliant des crêtes élevées à des vallées profondes.

Plaine : une surface plane ou légèrement ondulée sur laquelle les rivières coulent à fleur de sol. Les dénivellations sont très faibles et les pentes infimes.

Plateau : une surface plane ou légèrement ondulée dans laquelle les cours d'eau sont encaissés.

Vallée : sillon incliné, plus ou moins régulièrement, mais toujours dans le même sens, de l'amont vers l'aval, résultant du recoupement vers le bas de deux pentes en sens contraire, dites versants, le long d'une ligne de points bas dite talweg.

Interfluve : c'est le relief séparant deux vallées voisines. Il peut être plus ou moins large et présenter des formes diverses :

- une **croupe** est un interfluve de forme convexe ;
- une **crête** est un interfluve caractérisé par le recoupement, suivant un angle plus ou moins aigu, de deux versants. Si l'angle est particulièrement vif on parle d'arête.

Enfin, la ligne joignant les points hauts d'un interfluve est la ligne de faite ou **ligne de crête**. Celle-ci peut présenter une succession de **sommets** (points hauts de la ligne de crête) et **cols** (points bas de la ligne de crête).

Le relief est un élément fondamental de l'écosphère car il conditionne largement les climats, la biogéographie et par conséquent toute l'écologie de la planète.

Son étude passe par celle des **roches** qui le composent et des **déformations** de ces roches qui lui ont donné sa physionomie :

c.à.d. pétrologie ou lithologie et la tectonique

Lithologie :

On appelle roche tout constituant minéral de l'écorce terrestre. ex. : granite, basalte, calcaire...

Un minéral est un corps solide de composition chimique définie et stable. ex. : quartz, SiO₂. Un minéral peut se présenter sous deux formes : cristallin, état amorphe.

Tectonique :

Les mouvements de l'écorce terrestre entraînent, sous l'effet de forces qui compriment les masses rocheuses ou les soulèvent, des **déformations souples** ou **cassantes** des roches.

Ces déformations varient selon la nature des roches, la force et le rythme des mouvements de l'écorce, l'étendue des espaces affectés.

Elles donnent naissance à des formes de relief qui sont plus ou moins remaniées par l'érosion. Ces formes de relief sont qualifiées de formes structurales élémentaires.

Les déformations qui génèrent ces formes de reliefs appartiennent à 2 groupes :

- les déformations intenses, rapides, localisées relèvent de la **tectogenèse** ; elles donnent des accidents nets dits tectoniques (plis, failles, flexure, fracture) ;

- les déformations modérées, lentes, affectent de vastes étendues continentales et relèvent de l'**épirogenèse** (épeirogenèse) ; elles génèrent d'amples ondulations à grands rayons de courbure (des milliers voire des millions de km² sont concernés), qui, lorsqu'elles affectent des terrains sédimentaires donnent des structures acinales et monoclinales.

L'érosion différentielle exploite ensuite les différences de dureté des roches et participe de ce fait au modelage des reliefs ainsi élaborés.

1. Les structures plissées.

Un pli est un accident d'échelle généralement hectométrique, de style souple, et développé dans un matériau sédimentaire par une tectonique de compression.

Un pli correspond à une ondulation des strates associant une partie convexe vers le haut (anticlinal) et une partie concave (synclinal).

2. Les structures faillées.

Une faille est un accident de style cassant développé dans des roches de toute nature mais en tout état de cause peu ou pas plastiques. Elles consistent en des cassures profondes affectant toute la masse rocheuse et elles s'accompagnent d'un déplacement des compartiments qu'elles déterminent.

Les déplacements peuvent être latéraux, on parle alors de décrochement, ou verticaux qui définissent des escarpements de faille, des fossés (ou grabens) et des horsts.

S'il n'y a pas de déplacement on parle de fractures.

Une flexure se définit comme une brusque accentuation de la pente des strates (à propos de la pente des strates on parle de pendage), accentuation qui se fait sans rupture.

Enfin, les roches sont encore parcourues par d'autres lignes de fractures qui fonctionnent à plus grande échelle : les diaclases. Elles constituent des réseaux qui découpent les masses rocheuses en blocs quadrangulaires ou en minces lames courbes de dimensions très variables. Les diaclases sont liées à la structure de la roche et non à la tectonique. Ceci-dit ces diaclases fragilisent la masse rocheuse et sont exploitées par l'érosion.

2.3. Les formes structurales élémentaires

Tous les types de roches peuvent être affectés par le plissement ou les mouvements épirogéniques. Toutes les formes de terrain sont en même temps attaquées par l'érosion. C'est la combinaison lithologie/tectonique/érosion qui façonne les différentes catégories de formes structurales élémentaires.

Exemples :

Terrains sédimentaires

1. Lorsque les terrains sont affectés par le plissement:

Il existe une grande variété de plis, et une grande variété de formes de relief associées. Certains plis se traduisent directement dans le paysage par des formes structurales : ce sont le mont et le val.

D'autres plis subissent l'attaque de l'érosion différentielle qui exploite les différences de dureté des roches. Les formes de relief qui en découlent sont souvent très différentes de la forme originelle du pli et cela va jusqu'à l'inversion de relief : c'est le cas de la combe et du val perché.

2. Lorsque les terrains sont affectés par les mouvements épirogéniques:

Les ondulations générées par l'épirogenèse déterminent des bombements qui du fait de leur mise en relief sont affectés par l'érosion et des zones en creux dites de subsidence qui sont le siège d'une importante sédimentation puisqu'elles recueillent les sédiments issus de l'ablation des zones surélevées.

Dans de tels contextes tectoniques les couches sédimentaires ne sont pas dérangées, et demeurent horizontales c'est la structure acinale ou peu dérangées, peu inclinées, c'est la structure monoclinale.

Dans la structure acinale la stratification joue un rôle fondamental dans la physionomie du relief. On a ainsi des plaines ou des plateaux structuraux, c'est à dire des plaines et des plateaux dont la surface correspond à l'affleurement du plan stratigraphique supérieur.

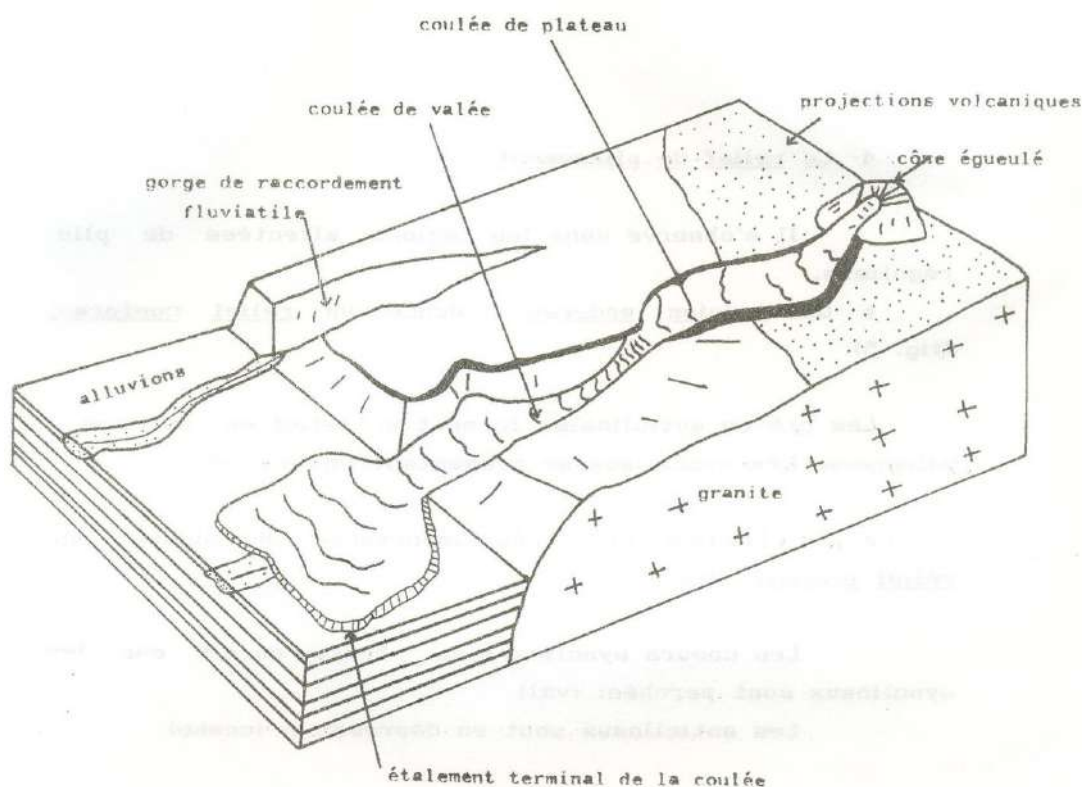
Dans la structure monoclinale on peut aussi avoir des plateaux structuraux. Mais l'inclinaison des couches et l'attaque de l'érosion dans du matériel caractérisé généralement par l'alternance de couches dures et de couches tendres génèrent un relief dissymétrique appelé cuesta. Une cuesta comporte un front et un revers.

Les structures volcaniques

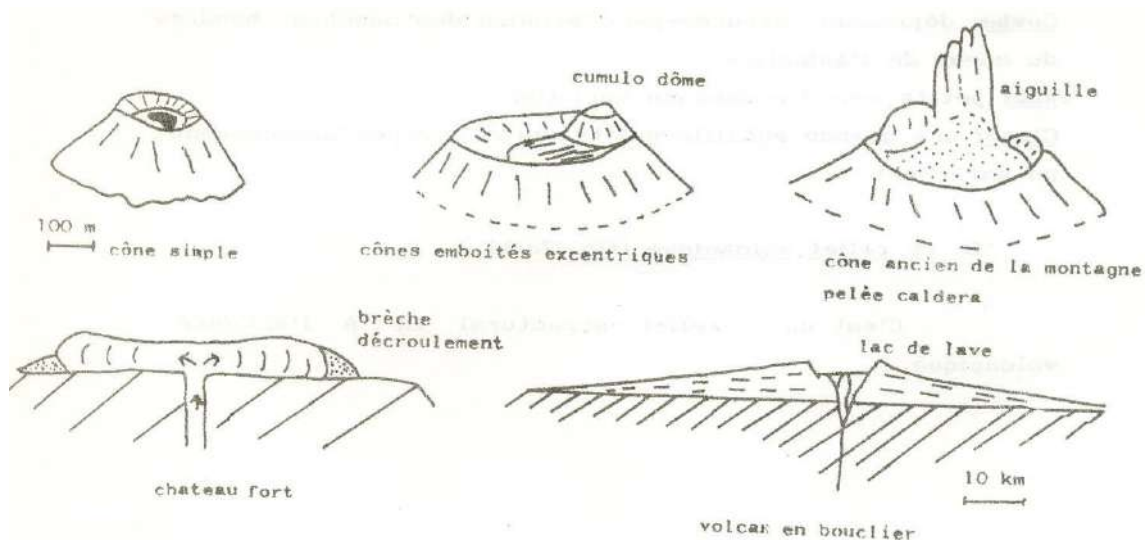
Elles sont liées à la tectonique cassante qui permet la fracturation de l'écorce terrestre et la montée de la lave jusqu'à la surface. Un cône volcanique simple est créé par une accumulation de scories, c'est à dire de matériaux rejetés à faible distance par une cheminée volcanique.

D'autres volcans sont constitués de dôme de lave.

A partir des cheminées sont émises des coulées de laves plus ou moins liquides qui s'élargissent à partir du point d'émission et peuvent couvrir de vastes étendues. Une fois solidifiées elles forment des surfaces dont la morphologie varie selon le type de lave.



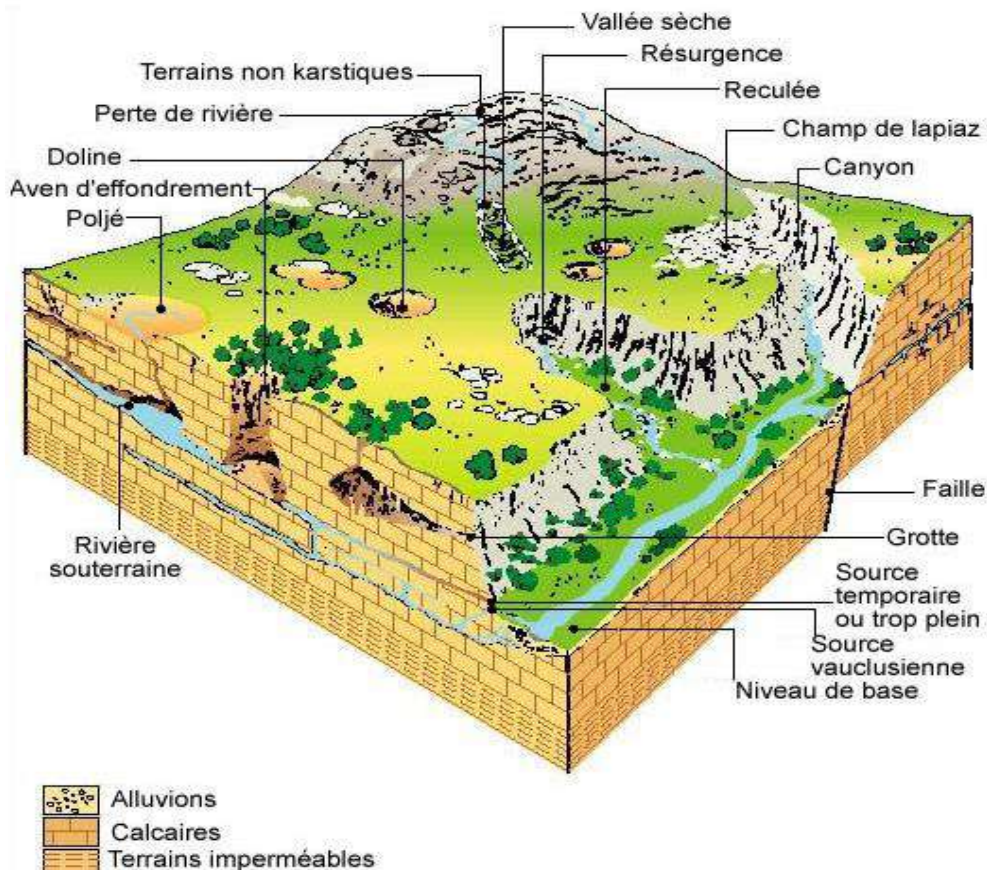
Relief volcanique



Différents types de formes volcaniques

Les structures karstiques (voir chapitre 9)

La sensibilité particulière de certaines roches sédimentaires à la dissolution se traduit par l'existence de formes originales constituant un karst. Ces formes karstiques s'épanouissent surtout dans les calcaires massifs mais aussi dans les évaporites c'est à dire le gypse et le sel gemme.



Bloc diagramme représentant un paysage karstique synthétique (extrait de M. Bakalovic)

Conclusion

La combinaison des données lithologiques et tectoniques mais également l'action de l'érosion à l'échelle des temps géologiques, déterminent des formes structurales élémentaires que l'on peut regrouper en grands ensembles de relief, les unités morphostructurales.

3. Glissement et mouvement en masse

3.1. Principe :

C'est l'ensemble des déformations qui affectent les fractions superficielles de l'écorce terrestre sous l'action de leur propre poids.

- *Nécessitent l'existence d'une pente.*
- *Se produisent dans le domaine aérien et sous-marin.*

3.2. Différents types de structures de glissement :

3.2.1. Eboulements rocheux et éboulis :

Eboulements : chute et accumulation de blocs de roches de taille variable de façon chaotique et sans classement à la base des falaises.

Eboulis : les blocs et fragments de roches glissent par gravité le long des pentes des reliefs et constituent à leur base des talus, des cônes d'éboulis ou de nappes.

Les éboulis sont souvent plu ou moins stratifiés et cimentés lorsqu'ils sont le siège de circulation d'eau.

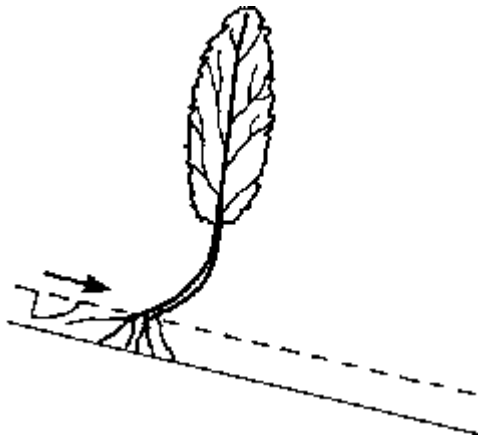
3.2.2. Les mouvements en masse :

Les phénomènes de mouvement de masse sont très nombreux mais on peut les regrouper en 5 groupes principaux:

Glissements lents et glissements rapides :

Les glissements lents ou *creeps*

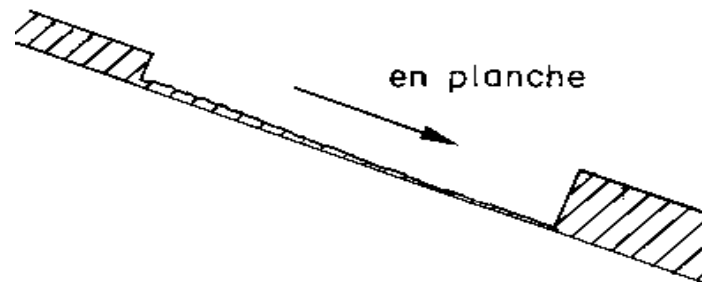
C'est un glissement plus ou moins lent des couches superficielles de la couverture pédologique, généralement sans décollement, qui s'observe assez généralement sur les pentes fortes grâce à la forme couchée des arbres.



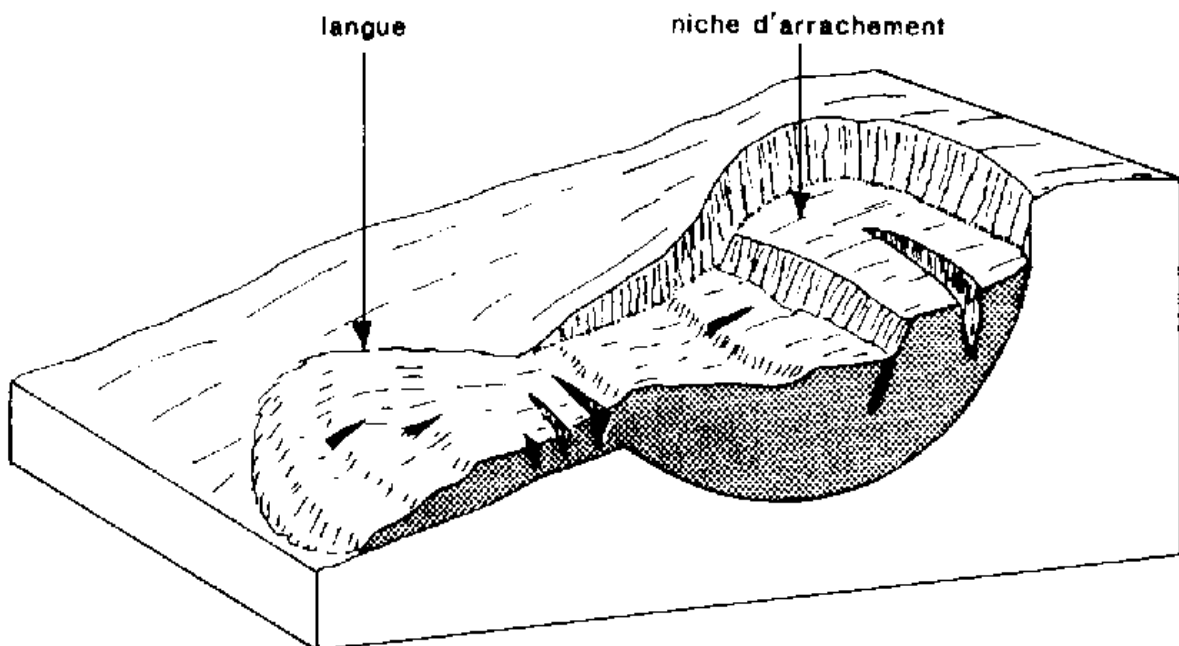
Creep (Glissement lent des particules a la surface du sol sur pentes fortes)

Les glissements rapides

- Les glissements de terrain **en planches** sont des décollements d'une couche plus ou moins épaisse de sol, glissant sur un horizon plus compact (souvent de la roche altérée), servant de plan de glissement. Ce phénomène est très courant sur les schistes dont le pendage est parallèle à la topographie (pendage conforme) sur les gneiss et sur les marnes en voie d'altération.

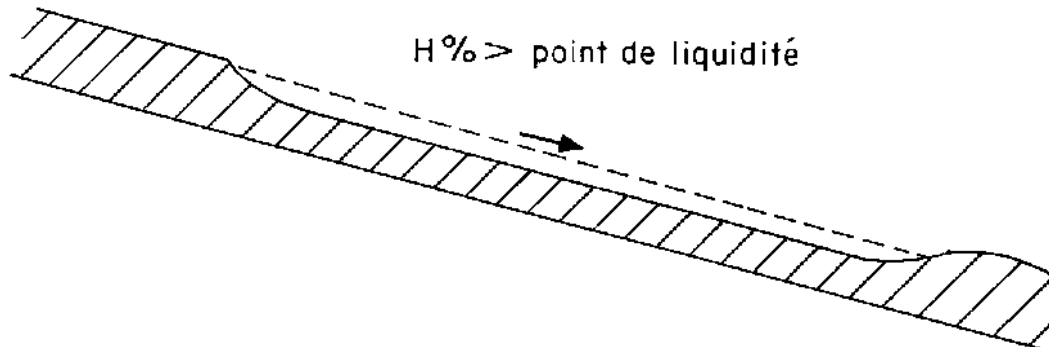


- Les glissements **rotationnels** en "coups de cuillère" : Ce sont des glissements où la surface du sol et une partie de la masse glissent en faisant une rotation, de telle sorte qu'il apparaît une contre pente sur le versant. Il s'agit souvent de toute une série de coups de cuillère, laissant au paysage un aspect moutonné. Au creux du coup de cuillère, on observe généralement une zone humide où croît une végétation adaptée à l'hydromorphie (Carex). Il arrive couramment qu'après des périodes très humides, il s'installe un ruissellement sur les bords de la contre pente et ce ravinement fait progressivement disparaître la contre pente, ne laissant qu'un creux dans le versant qu'il est difficile de dissocier d'un ravinement ordinaire.



Glissement rotationnel en coups de cuillère (Neboit, 1991)

- **Les coulées boueuses** (lave torrentielle). Ce sont des mélanges d'eau et de terre à haute densité ayant dépassé le point de liquidité et qui emportent à grande vitesse des masses considérables de boue et de blocs de roches de taille imposante. Lorsqu'elles viennent de se produire, elles se présentent sous forme d'un canal terminé par une langue de matériaux de texture très hétérogène (cône de déjection). Les matériaux fins sont repris ultérieurement par l'érosion hydrique en nappe ou en rigole, laissant en place une masse de cailloux et de blocs de taille très hétérogène.



Coulées boueuses

3.3. Les causes et les processus des mouvements de masse

La cause des mouvements de masse (lents ou rapides) est à lier au déséquilibre :

- entre la masse de la couverture pédologique, de l'eau qui s'y trouve stockée et des végétaux qui la couvrent,
- entre les forces de frottement de ces matériaux sur le socle de roche altérée en pente sur lequel ils reposent (pente limites de 30 à 40 degrés = 65 %).

Ce déséquilibre peut se manifester progressivement sur un ou plusieurs plans de glissement suite :

- à l'humectation de ce(s) plan(s) ou
- par dépassement dans la couverture pédologique du point d'élasticité (*creeping* avec déformations sans rupture)
- ou de liquidité (coulées boueuses).

Les facteurs qui favorisent ce déséquilibre sont les secousses sismiques, les fissurations suite à l'alternance gel/dégel ou à la dessiccation des argiles gonflantes, l'altération de la roche, l'humectation jusqu'à saturation de la couverture pédologique, l'humectation du plan de glissement qui devient savonneux (présence de limons issus de l'altération des micas), des roches présentant des plans de clivage ou de fracture préférentiels (argilites, marnes, schistes, roches micacées, gneiss).

L'homme peut accélérer la fréquence de ces mouvements de masse en modifiant la géométrie externe du versant (par terrassement, creusement d'un talus pour installer une route ou des habitations, surcharge d'un versant par des remblais, modification des écoulements naturels, érosion au pied d'un versant par une rivière dont le cours est modifié, etc).

La végétation intervient également. Temple et Rapp (1972) ont montré dans leur étude sur un milieu de glissements de terrain (*debris-slide* et *mudflow*) que 47 % des entailles sont situées sur des champs cultivés (maïs + mil + haricots), 47 % sur des jachères et des pâturages et moins de 1 % dans les zones forestières les plus humides.

4. Glaciers et processus glaciaires

4.1. Introduction :

Glacier : On appelle glacier toute masse de glace formée par l'accumulation de la neige

Les glaciers couvrent 16 millions de Km², c.à.d ; 11 % de la surface de la Terre. Elles se forment à partir des précipitations de la neige dans les régions froides : régions dont la moyenne des températures annuelles varie autour de 0°C

Les glaciers apparaissent donc :

- en climat froid polaire
- en altitude (sommets des montagnes) dans les zones tempérées et chaudes.

4.2. Les différents types d'appareils glaciaires

4.2.1. Les glaciers :

On distingue :

- les *glaciers de cirque* : occupent des dépressions perchées en haute montagne
- Les *glaciers de vallée* : où à partir d'un cirque se détache une langue glaciaire plus ou moins longue.
- Les *glaciers de piémont* : des glaciers de plaine issus des glaciers de vallée.

4.2.2. Les inlandsis

Calottes de glace qui recouvrent les reliefs des continents polaires de plusieurs milliers de Km² de surface et de 2 à 3 Km d'épaisseur.

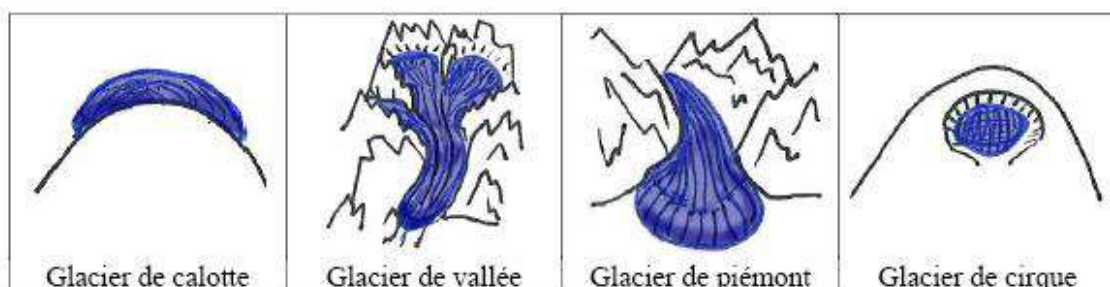
Exemples :

Le Groenland dans le pôle nord
L'Antarctique dans le pôle sud.

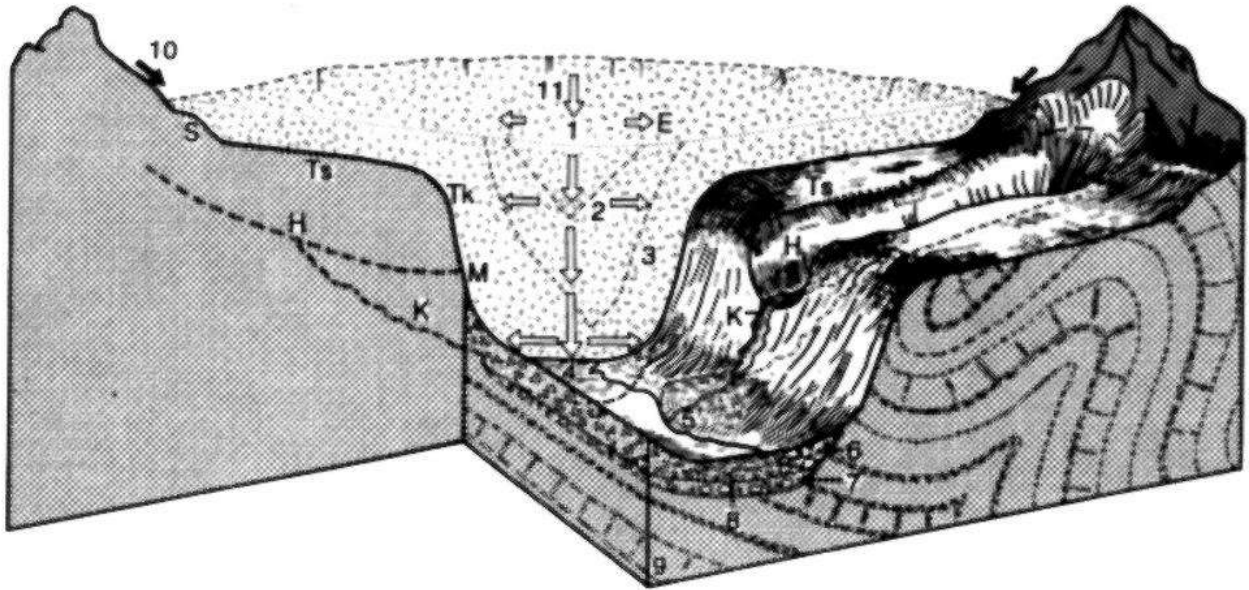
Au bord des inlandsis avec la mer, les inlandsis peuvent se casser et donner des îles de glace nommées : **icebergs**.

Les banquises :

Les banquises proviennent de la congélation de l'eau de mer et ne sont pas considérées comme des glaciers. L'eau d mer gèle vers -2°C.



4.3. Morphologie glaciaire.



Morphologie glaciaire après le retrait d'un glacier de vallée

1) fond de vallée avant le passage du glacier. 2) Vallée en V (érosion fluviatile). 3) vallée en V élargie (première action du glacier). 4) fond de la vallée en U, creusé par le glacier. 5) cône de déjections (fluviatile). 6) éboulis de pente. 7) moraine de fond. 8) graviers fluviatiles. 9) roche en place. 10) éboulis, fournis par l'altération. 11) direction des forces / de l'action du glacier.

Ts épaulement, Tk rupture de pente (le haut de la falaise). E glace/glacier, S encoche de polis glaciaires. H, M vallée suspendue "pisse vache". K, gorge (sous-glaciaire)

(In : Burkhard, 2002)

4.4. Erosion et transport par les glaciers :

L'érosion glaciaire est très active, elle creuse le cirque glaciaire, la vallée glaciaire :

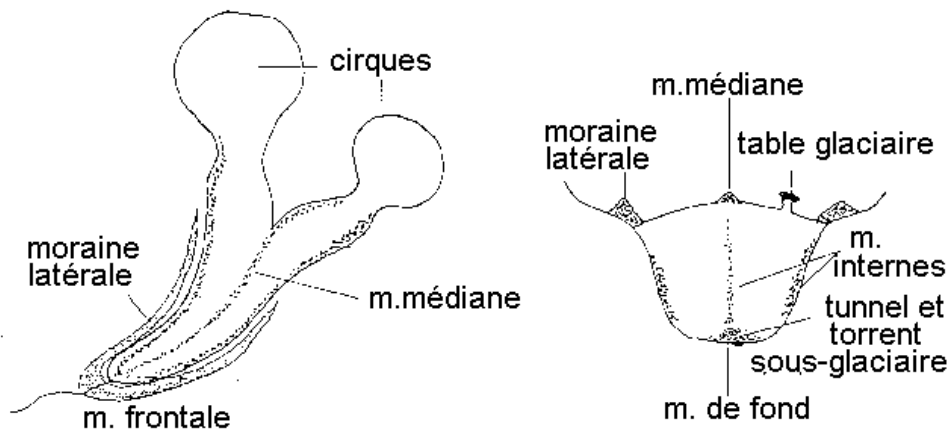
L'érosion glaciaire se fait principalement par 2 processus :

- **L'arrachement** : le gel et le dégel débite les roches en blocs qui vont être arrachés et transportés par le glacier.
- **L'abrasion** : les débris en mouvement sur le fond et/ou sur les bords des vallées frottent, concassent et polissent la surface des roches.

Les produits d'érosion s'organisent en sédiments glaciaires qu'on appelle moraine ou Till.

Le transport se fait :

- A la **surface ou près de la surface** : le long des marges du glacier sous forme d'une *moraine latérale ou marginale*. Si deux glaciers se rejoignent et la moraine latérale peut occuper une moraine médiane. Les sédiments de surface sont transportés sous formes de moraines latérales et une ou plusieurs moraines médianes.
- **Sur ou près du fond** sous forme d'une *moraine de fond*.
- Dans la partie terminale du glacier apparaît la *moraine frontale*, c'est un mélange de tous les types de moraines qui sont déposées après la fonte du glacier.



**Moraines d'un glacier de montagne: (A) organisation générale;
(B) coupe transversale dans un glacier.**

4.5. Les dépôts glaciaires :

Les dépôts deviennent importants lors du retrait des glaciers (lorsque la glace fond). Ils s'accumulent donc à proximité du glacier et constituent les dépôts glaciaires.

On peut distinguer deux types de dépôts glaciaires :

4.5.1. Les dépôts non stratifiés :

Ces sont des dépôts mal classés, allant des blocs aux argiles, non stratifiés et massifs. Ils forment une *mixtite* et correspondent en général à la moraine de fond

4.5.2. Les dépôts stratifiés :

Ils sont liés à la fonte des glaces et se présentent sous forme de dépôts mieux classés et mieux stratifiés en bancs d'épaisseur variable. On peut trouver ces dépôts soit :

- **au contact du glacier** : déposés par les eaux de fonte au contact du glacier et forment ce qu'on appelle les *Eskers* et les *kames*.
- **Au-delà des limites du glacier** sous forme de dépôts de *plaine d'épandage* lorsque le glacier se termine en terre ferme ; de dépôts *glacio-lacustres* lorsque le glacier se termine dans un lac et en fin sous forme de dépôts *glacio-marins* lorsque le glacier se termine en mer.

Ces dépôts qui se forment au-delà des limites du glacier sont appelés aussi des dépôts **proglaciaires**.

5. L'action du vent et processus éoliens

La circulation atmosphérique entre les différentes zones climatiques crée ce qu'on appelle communément : le vent. (voir chapitre 1).

Le vent est un agent d'érosion très efficace particulièrement dans les régions désertiques et où les roches sont meubles. Les débris arrachés peuvent être transportés sur des dizaines de milliers de kilomètres. Les poussières du désert africain arrivent jusqu'en France et même en Amérique.

Le vent dépose sa charge quand sa vitesse diminue. Tout type d'obstacle peut produire une sédimentation dans la zone protégée qu'il délimite. Ces dépôts peuvent être remis en mouvement s'ils ne sont pas fixés par la végétation. Les dépôts sont des sables et des poussières.

5.1. L'érosion éolienne :

5.1.1. La déflation

La déflation est le balayage des particules par le vent. La taille des débris transportés dépend de la force du vent. Le transport sera ainsi sélectif : les particules fines seront balayées, laissant en place les cailloux trop lourds.

Par déflation on formation de : Regs, sebkhas et *jardangs*.

- **Regs** : C'est un champ de cailloux anguleux. Après balayage des surfaces désertiques par le vent il y a départ des poussières et sables fins.
- **Hamadas** : Ce sont des surfaces structurales horizontales, des plateaux formés de roches dures. Ces plateaux sont balayés et mis à nu par le vent.
- **Sebkhas et Chotts** : La déflation continue d'arracher les débris jusqu'à ce que soit atteint le niveau des eaux souterraines. L'évaporation rapide des eaux laisse un sédiment dur incrusté de sel.
- **Jardang** : C'est la formation de longues rigoles à surfaces ciselée et irrégulière (à l'échelle métrique) des déserts asiatiques.

5.1.2. La corrasion :

C'est l'érosion due au choc des grains de sable contre les roches. Le vent chargé de sable use les roches de toutes sortes. Les parties les plus tendres sont emportées les premières, par contre les parties les plus dures apparaissent en relief.

Les résultats de l'érosion par corrasion sont :

- Les *roches en champignons* :
- *Alvéoles et taffonies*

Ce sont des cavités creusées dans les roches par suite du choc des grains de sable emportés par le vent contre ces roches.

- petites cavités de taille mm à cm : alvéoles
- grandes cavités de taille dm à m : taffonis. Ces derniers se forment par jonction de plusieurs alvéoles.

- *Galets à facettes* (galets éolisés ou *dreikenter*) : Dans les déserts, les vents chargés de sable usent et polissent les cailloux à la surface du sol. Si ces galets sont déplacés par rapport à la direction des vents, ils sont usés sur plusieurs faces qui se sourent par des arêtes (angle). On les désigne du nom de galets à facettes.
- Aspect microscopique d'un grain de sable : L'étude de cet aspect s'appelle : morphoscopie ou exoscopie. Les grains de quartz d'origine éolienne se reconnaissent par leur aspect. Ils sont *mats* (non brillant) et *ronds* (de forme sphérique), ils présentent en plus une surface piquetée de formes en V qui marquent les points de choc du grain avec un obstacle.

5.2. Les dépôts éoliens :

Le vent transporte des masses considérables de sables et de poussières, qui vent se déposer soit sous forme de dunes pour les sables ou de loess pour les poussières.

5.2.1. Les dépôts de sables ou édifices éoliens :

Les édifices éoliens se trouvent à toutes les échelles :

- à l'échelle du cm : les rides ou *ripples marks*.

Ce sont des ondulations centimétriques qui couvrent la surface des dunes.

Elles sont asymétriques et leur crête est perpendiculaire à la direction du vent, le vent souffle du côté à faible pente vers le côté à forte pente. Leur longueur d'onde est de l'ordre de la dizaine de cm pour un sable moyen.

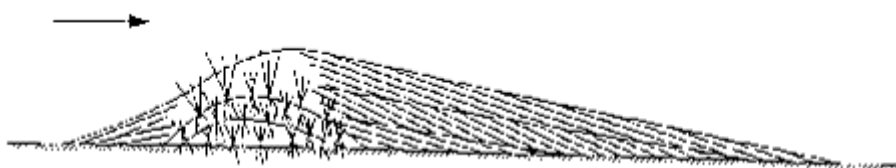
- à l'échelle du m au km : les dunes

Les corps sédimentaires les plus caractéristiques des milieux désertiques sont les dunes éoliennes. Leur hauteur est de 5 à 10 m pour une longueur d'onde de quelques centaines de mètres au maximum.

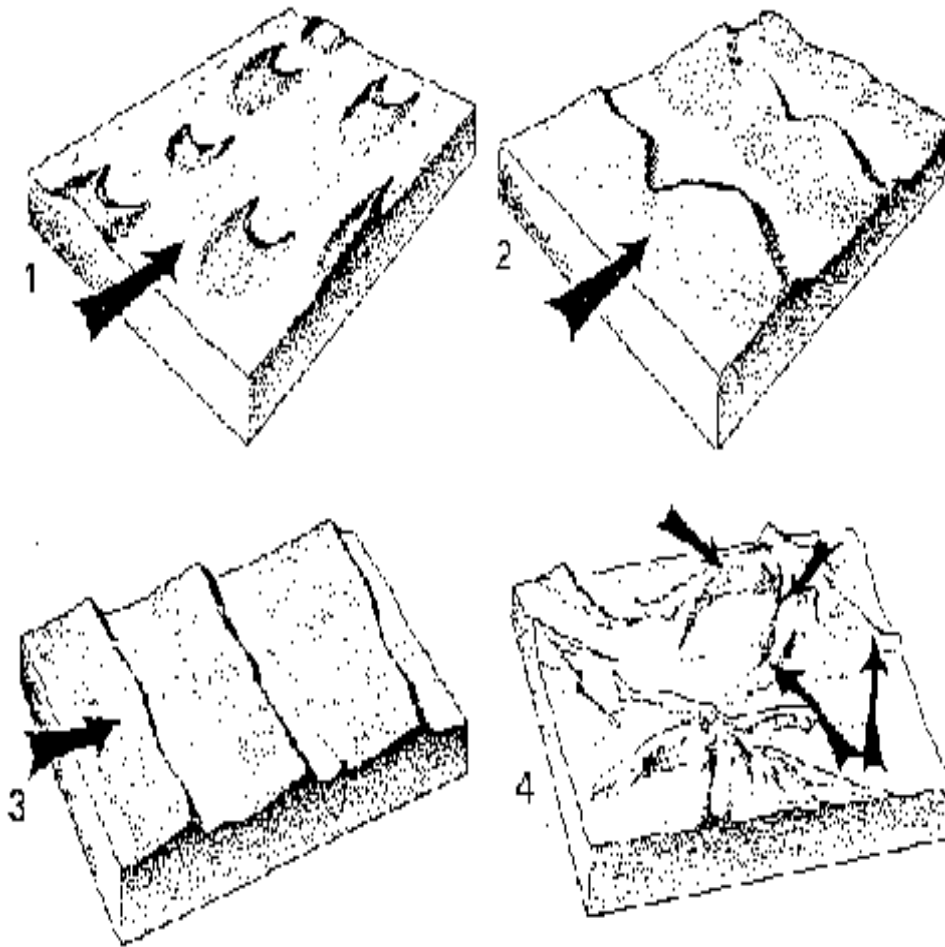
Les dunes montrent une structure interne en litages entrecroisés. L'orientation des litages obliques et leur taille sont généralement variables; leur inclinaison peut atteindre un angle de 34°.

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

- les *barkhanes*, dunes en croissant avec concavité abrupte sous le vent
- les dunes *paraboliques* en forme de langue (forme *linguioïde*) dont la convexité abrupte est sous le vent;
- les dunes *transversales*, rubans perpendiculaires à la direction du vent; comme précédemment, la pente sous le vent est la plus forte;
- les dunes *longitudinales* ou *seif*, parallèles au sens du vent;
- les dunes *d'interférence* ou *en étoiles* dont la structure complexe reflète le régime changeant des vents.



Accumulation de sable en arrière d'un obstacle (ici, une touffe d'herbe).



Principaux types de dunes éoliennes. (1) barchanes; (2) dunes linguoides; (3) dunes transversales à crêtes rectilignes; (4) dunes d'interférence.

Les accumulations sableuses de très grande taille, des dizaines de mètres de hauteur pour des longueurs d'onde de l'ordre du kilomètre, s'appellent des *draas*.

Un champ de dunes ou draas constitue un erg; le Grand Erg Oriental du Sahara couvre des milliers de km².

5.2.2. Les dépôts de poussière ou Loess :

La quantité de poussière transportée, sur de longues distances, puis déposée par le vent peut être très grande. Chaque année le Sahara perd plus de 100 millions de tonnes de poussière dont une grande partie tombe dans l'océan Atlantique, contribuant ainsi à la sédimentation océanique.

Les dépôts anciens de poussières éoliennes constituent les loess, ils sont formés de particules d'argiles, de silice et de calcaire. En Chine, la couche de loess atteint 600 mètres d'épaisseur. Elle provient de la déflation dans les déserts d'Asie centrale.

6. Les eaux de ruissellement

6.1 Introduction

L'érosion de la surface de la lithosphère est favorisée en grande mesure par les eaux courantes superficielles. Leur activité se fait en 3 stades :

- Désagrégation et érosion
- Transport
- Dépôt

Le rôle érosif des eaux courantes superficielles est très grand, les fleuves de tous les continents déversent dans les mers 7 milliards de m³ de sédiment par an.

L'intensité de l'érosion est différente selon les zones de la surface terrestre :

- Une différence selon l'altitude :
 - o Grande vitesse d'érosion dans les montagnes
 - o Faible vitesse d'érosion dans les plaines.
- Une différence selon le type de terrain (tendre, dure, homogène,) et la présence ou non de la végétation.

6.2. Le ruissellement

Le ruissellement est l'écoulement superficiel des eaux pluviales (ou de la fonte rapide de la neige), se rendant directement aux thalwegs sans passer par l'intermédiaire des sources

6.2.1. Processus de genèse du ruissellement

On distingue deux processus :

- le ruissellement par refus d'infiltration d'un sol non saturé ("infiltration par dépassement d'un seuil d'infiltration"),
- et le refus d'infiltration d'un sol saturé ("infiltration par dépassement d'un seuil de saturation").

6.2.2 Différents types de ruissellement

- *Ruissellement diffus* dont l'épaisseur est faible,
- *Ruissellement anastomosé*,
- *Ruissellement concentré* organisé en rigoles parallèles le long de la plus grande pente. Il peut commencer à éroder, et marquer temporairement sa trace sur le versant,
- *Ruissellement en nappe*, plutôt fréquent sur les pentes faibles, occupe toute la surface du versant.

6.2.3. Erosion par les eaux de ruissellement

On parle d'érosion en nappe ou aréolaire parce que l'énergie des gouttes de pluie s'applique à toute la surface du sol et le transport des matériaux détachés s'effectue

par le ruissellement en nappe. C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion.

L'intensité de l'érosion et le type morphologique résultant dépendent des terrains traversés :

- Terrains homogènes tendres : argiles, marnes cendres volcaniques ...

L'action du ruissellement, sur les terrains tendres, se manifeste par le creusement de chenaux ou ravinement de la surface topographique

En même temps, les têtes des chenaux reculent vers l'amont (érosion régressive).

Le produit de transport par ruissellement est déposé au bas de pente sous forme de *Déluvion*

Ce processus est responsable de la formation des "*bad lands*". L'absence de végétation accentue ce phénomène.

- Terrains homogènes dures : granite par exemple.

L'altération dans un granite par l'apparition de fissures et l'élargissement de ces fissures. Les eaux de ruissellement entraînent les produits d'altération (mobilisation de l'arène) et laissent sur place un ensemble de boules granitiques : *chaos rocheux* ou *chaos granitiques*

- Terrains solubles : calcaire par exemple

Le ruissellement en terrain calcaire entraîne une dissolution de ces terrains de ces terrains, cette dissolution donne à ce type de terrain un aspect morphologique particulier : *lapiez, dolines, ouvalas, relief ruiniforme*.....(voir chapitre 9)

- Terrains hétérogènes : moraine par exemple.

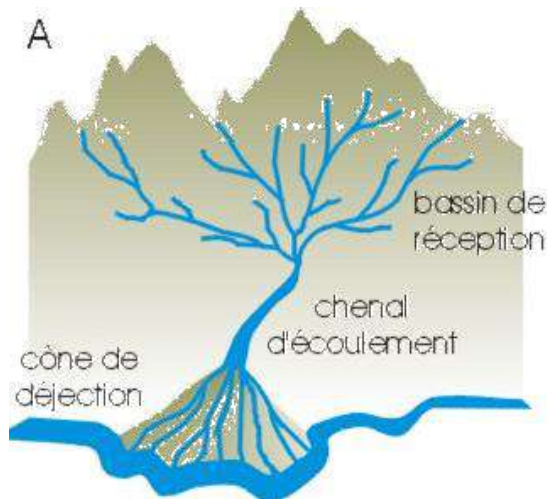
Dans des dépôts très hétérogènes (moraines), la présence de blocs très lourds rend l'argile sur laquelle ils reposent plus compacte et la protège du ruissellement. La partie protégée reste en relief par rapport au reste du terrain, qui est érodé et transporté. C'est de cette façon que naissent les *cheminées de fées* ou colonnes coiffées.

6.3. Torrents

Les torrents forment la partie amont des systèmes fluviaux, localisés dans des régions abruptes. Un torrent comprend trois parties: le *bassin de réception*, sorte de cirque où se rassemblent les eaux de ruissellement et où dominent les processus d'érosion; le *chenal d'écoulement*, souvent étroit et à pente forte; le *cône de déjection* où sont déposés les matériaux mobilisés.

Le torrent est à écoulement temporaire, le débit est très variable et dépend des précipitations ou des fontes de neige.

A un moment déterminé et en un point donné de son cours, tout écoulement d'eau possède une certaine énergie. Cette énergie dépend du débit et de la vitesse. La vitesse est elle-même fonction de la pente longitudinale du lit.



Les différentes composantes d'un torrent

Une partie de l'énergie du cours d'eau est utilisée par le **transport** de la charge (sable, galets,...); une autre partie est consommée par les **frottements** internes entre les filets d'eau, surtout si le régime est turbulent. Le surplus est disponible pour **éroder**.

On parlera d'énergie brute pour l'énergie totale du cours d'eau et d'énergie nette pour celle qui est utilisée à éroder. On comprend donc par exemple que si l'énergie brute n'est pas suffisante pour le transport et les frottements, le cours d'eau non seulement ne peut éroder, mais dépose une partie de sa charge.

6.4. Rivières et fleuves

Ce sont des cours d'eau permanents, ils sont alimentés par les torrents, les nappes et les sources.

6.4.1. Profils des rivières et fleuves

Les cours d'eau comprennent deux profils, un longitudinal (c'est la courbe dessinée par le cours d'eau de la source à l'embouchure) et le profil transversal qui est en quelque sorte perpendiculaire au premier.

- *Profil longitudinal :*

De l'amont (source) vers l'aval (l'embouchure) on distingue généralement 3 parties dans un profil longitudinal :

- Lit supérieur ou cours supérieur : l'écoulement peut être torrentiel et l'érosion très active
- Lit moyen ou cours moyen : partie médiane du cours d'eau où le transport prédomine
- Lit inférieur ou cours inférieur : qui se situe généralement dans la plaine alluviale, avec surtout transport et sédimentation, l'érosion y est faible.

- *Profil transversal :*

En s'enfonçant par érosion, les cours d'eau creusent des vallées qui possèdent un profil caractéristique qui dépend surtout de la nature des terrains traversés et leur dureté :

- Roches tendres : le profil transversal ou la vallée est en forme de "V". Ces vallées en V peuvent être étroites, si elles sont situées dans le cours supérieur

= *haute vallée*, ou large si elles sont situées dans le cours inférieur = *basse vallée*.

- En terrain massif et dur (granite, grès), la tendance est à l'enfoncement vertical, le profil transversal est en forme de U = *canyon* ou *gorges*.
- Les deux types d'érosion peuvent jouer ensemble : profil transversal *conjugué*.

6.4.2. Régime hydrique

Le régime hydrique d'un fleuve est défini par 3 facteurs :

- Le débit liquide : volume d'eau traversant la section d'un cours d'eau pendant l'unité de temps (m^3/sc).

- La hauteur d'eau : c'est le niveau des eaux dans une section d'un cours d'eau, elle est fonction des crues et étiages :

- o Lors des crues ou hautes eaux : le niveau le plus élevé s'établit, l'eau peut déborder et s'étaler pendant les inondations
- o Lors des étiages ou basses eaux : le niveau le plus bas s'établit, le débit du fleuve atteint son minimum.

La hauteur d'eau définit la section mouillée ou le lit d'un cours d'eau. La section mouillée est une coupe verticale et transversale du cours d'eau :

- o Le lit majeur correspond à la section mouillée lors des hautes eaux.
- o Le lit mineur correspond à la section mouillée durant l'étiage ou basses eaux.

- La vitesse du courant ou découlement, dépend de la pente, la masse d'eau dans le fleuve et elle est variable selon la position dans la section mouillée.

6.4.3. Le phénomène de transport

L'ensemble des débris solides que peut transporter un fleuve s'appelle le *débit solide*. La capacité d'un fleuve est le débit solide maximum ou la charge solide maximale.

Les modalités du transport des débris solides dépendent en général, de la taille des débris et de la vitesse du courant.

On peut distinguer 4 modes de transport :

- Flottaison : transport à la surface ou près de la surface, les particules sont de très petite taille ou d'une densité inférieure à celle de l'eau.

- Suspension : les débris solides, qui sont généralement de petite taille, sont transportés à l'intérieur de la masse d'eau.

- Roulement : les débris d'une assez grande taille, sables et graviers, sont poussés sur le fond et roulent sur eux même.

- Saltation : les débris d'une taille moyenne, sont transportés en partie à l'intérieure de la masse d'eau et en partie sur le fond du cours d'eau.

Les débris que le cours ne peut transporter, à cause de leur grande taille, restent sur place et forme le *dépôt résiduel*. Le dépôt résiduel est formé surtout de galets, orientés et inclinés, d'une manière à offrir moins de résistance aux écoulements : c'est *l'imbrication des galets*.

6.4.4. Tracé d'un cours d'eau et méandres.

Le profil longitudinal des systèmes fluviaux matures est également caractéristique et résulte d'un équilibre à long terme entre la charge transportée et la pente (la pente d'équilibre n'est pas celle qui permet juste au cours d'eau de couler, mais bien celle qui lui permet de couler et de transporter). On y relève les caractères suivants:

- le creusement se fait en remontant à partir du *niveau de base* (érosion régressive);
- Le niveau de base correspond au niveau de la mer dans le cas des fleuves. Dans le cas des rivières, il correspond à la confluence avec une rivière plus grande;
- l'équilibre vers lequel tend le profil longitudinal du cours d'eau se fait par creusement des sections à pente trop prononcée et remblaiement des sections à pente trop faible;
- le profil d'équilibre est concave, tangent vers le bas au niveau de base. Lorsque cette situation est atteinte, l'érosion s'arrête; une chute du niveau de base amène une reprise d'érosion; une remontée du niveau de base provoque un alluvionnement (dépôt de sédiments).



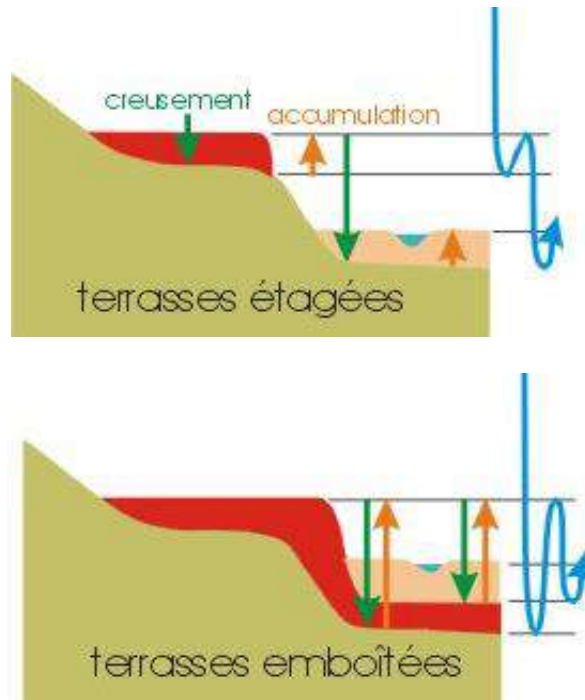
Lorsque les cours d'eau s'enfoncent dans leur substrat, deux mécanismes sont possibles:

- La *surimposition* correspond au déblaiement progressif des matériaux par érosion
- L'*antécédence* est le résultat de l'encaissement d'un réseau déjà formé par remontée progressive du substrat.

Une terrasse alluviale se forme chaque fois que le cours d'eau s'encaisse dans ses propres alluvions (reprise d'érosion). La surface du lit majeur est alors suspendue au-dessus du cours d'eau. Si le phénomène se reproduit à plusieurs reprises, on a formation de *terrasses étagées* ou *emboîtées*.

- Terrasses étagées : dans ce cas l'érosion est toujours plus importante que le dépôt. Les terrasses sont étagées les unes par rapport aux autres et séparées par des zones où le substrat peu affleurer.
- Terrasses emboîtées : l'érosion qui succède au dépôt est moins importante que celui-ci. Ainsi le cours d'eau lors de la période d'érosion ne déblaye pas la totalité des sédiments déposés antérieurement. Les terrasses vont être déposées les unes sur les autres.

La terrasse la plus basse est toujours la plus récente.



Terrasses étagées et terrasses emboîtées. Les courbes à droite des schémas figurent l'évolution du lit de la rivière au cours du temps.

Les méandres :

Généralement le lit supérieur et le lit moyen d'un cours d'eau sont à pente relativement forte et présentant un tracé plus ou moins rectiligne. Alors que le lit inférieur, se situant dans la plaine alluviale, est à pente faible. Son tracé n'est pas rectiligne et présentant des sinuosités arrondies et régulières. Ces sinuosités sont appelées *Méandres*.

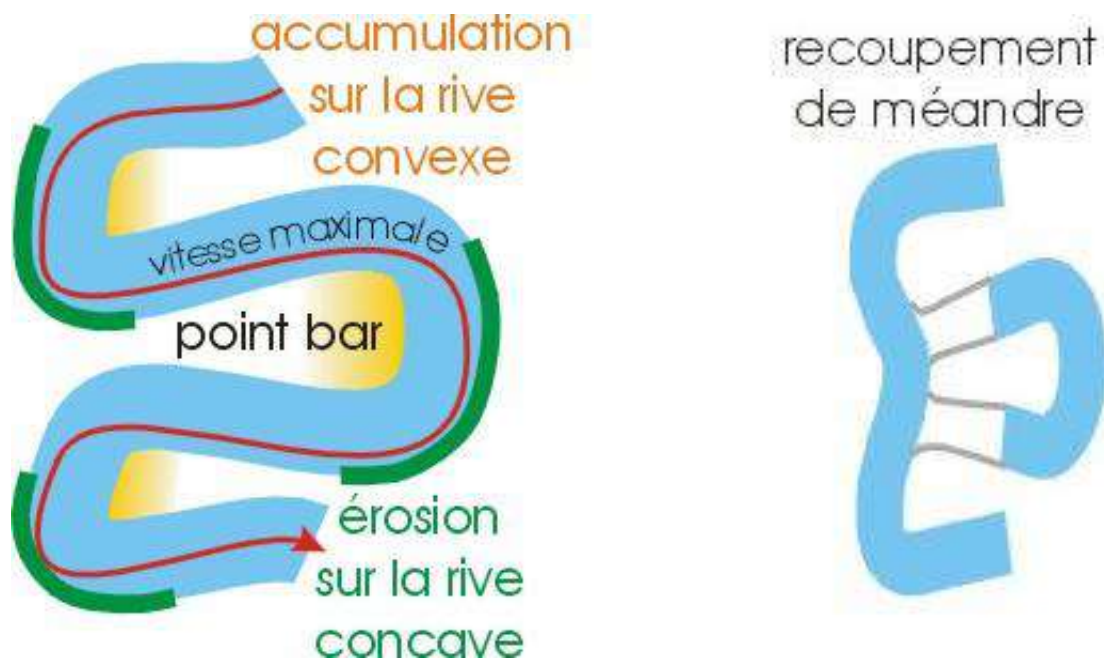
L'érosion fluviale est responsable de la formation des méandres.

Morphologie des méandres :

Un méandre comprend 2 parties :

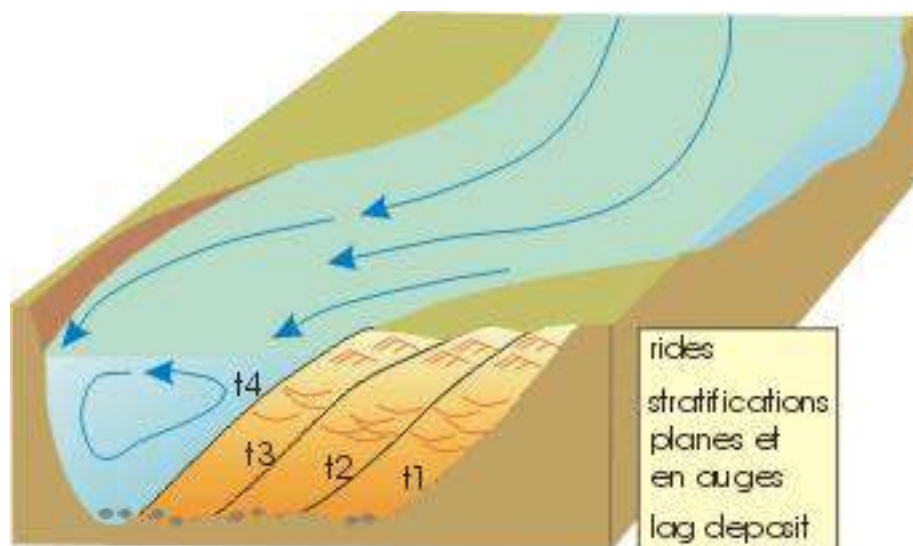
- La rive concave, abrupte dont la vitesse du courant est grande. C'est une zone d'érosion et par conséquent cette rive recule.
- La rive convexe, basse dont le courant y circule lentement. Le fleuve dépose en cette zone une partie de sa charge solide et par conséquent cette rive avance.

Ces mouvements des rives sont la cause de la migration latérale du chenal.



Ces méandres ont tendance à se déplacer vers l'extérieur et vers l'aval du cours d'eau par érosion sur la rive concave et dépôt sur la rive convexe (sous la forme de *point bars* ou lobes de méandre).

Le recoupement des méandres génère des méandres abandonnés ou bras mort.



Remplissage d'un chenal

7. Deltas et Estuaires

Les fleuves en fin de leur parcours se jettent dans un bassin ; lac, mer ou océan. L'embouchure d'un cours d'eau dans la mer représente un domaine intermédiaire où s'affrontent les influences marines et fluviales, les conditions physico-chimiques et dynamiques sont bien différentes, surtout entre un bassin marin et un cours d'eau fluviale.

- Du point de vue *dynamique*, la brusque diminution de vitesse du courant fluvial, à la rencontre de la mer, entraîne la déposition et la sédimentation des matériaux transportés par le fleuve.
- D'autre part, et du point de vue *physico-chimique*, l'arrivée des solutions colloïdales transportées par les eaux douces fluviales, dans un milieu marin salé entraîne leur coagulation ou floculation. Ainsi leur taille augmente ce qui facilite leur dépôt.

Il en résulte donc, qu'au niveau des embouchures, les dépôts vont être rapides et importants. Mais l'action des vagues et des marées peut évacuer et transporter au large les matériaux qui viennent d'être déposés en ces zones.

Les relations entre les processus de dépôt et d'érosion (influence fluviale ou marine) déterminent la formation de deux types d'embouchures : les *deltas* et les *estuaires*, mais il existe en fait des intermédiaires entre ces deux types.

7.1. Les deltas :

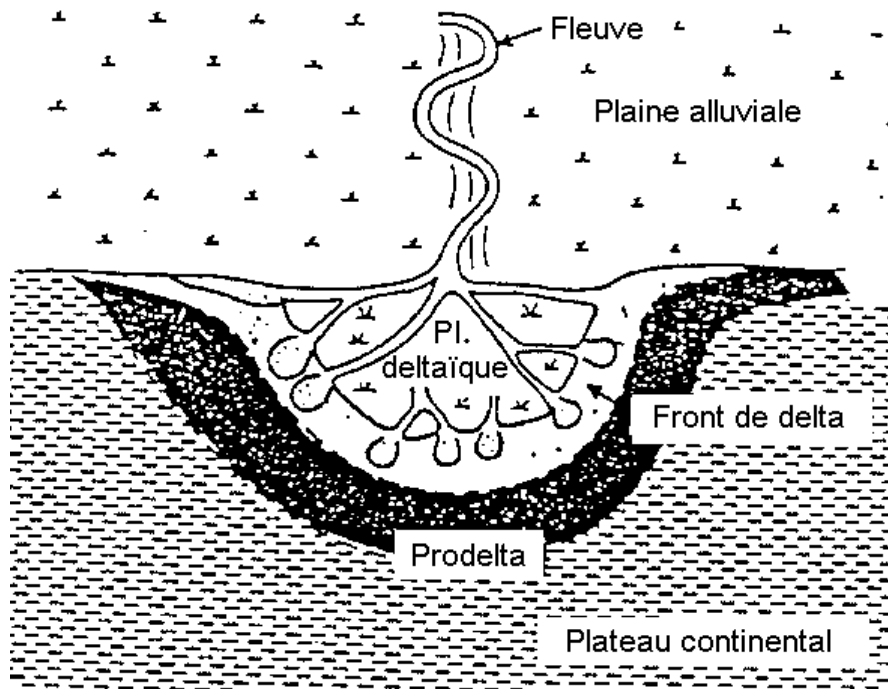
Dans le cas des deltas la sédimentation est plus importante que l'érosion et donc le continent s'avance et pénètre dans la mer. Cette partie gagnée sur la mer est composée de dépôts alluviaux, qui se présente sous-forme d'une plaine, à pente douce dirigée vers la mer, et taillée par des chenaux du fleuve appelés bars.

7.1.1. Morphologie

La partie distale du bassin versant d'un fleuve est généralement une large plaine alluviale où s'accumule une grande partie des matériaux transportés. Arrivé en mer, le courant décélère et le reste de la charge se dépose et forme le delta. L'apport continu des sédiments dans le delta fait avancer ce dernier dans le domaine marin: c'est la progradation deltaïque.

Un delta se décompose en 3 parties.

- La *plaine deltaïque* est le prolongement de la plaine alluviale. Elle est parcourue par un réseau de chenaux ramifiés, les distributaires. Entre les chenaux s'étendent des zones marécageuses et garnies de végétation sous climat humide.
- Le *front du delta* est le prolongement de la plaine deltaïque sous la mer.
- Le *prodelta* est la partie la plus externe et la plus profonde du delta; il repose sur les sédiments marins de la plate-forme littorale.

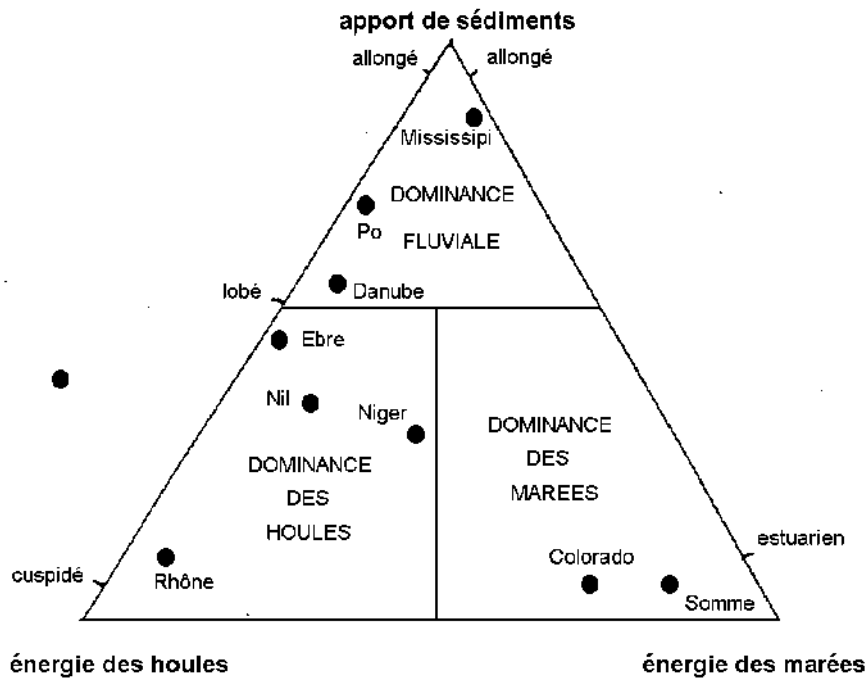


Morphologie d'un delta

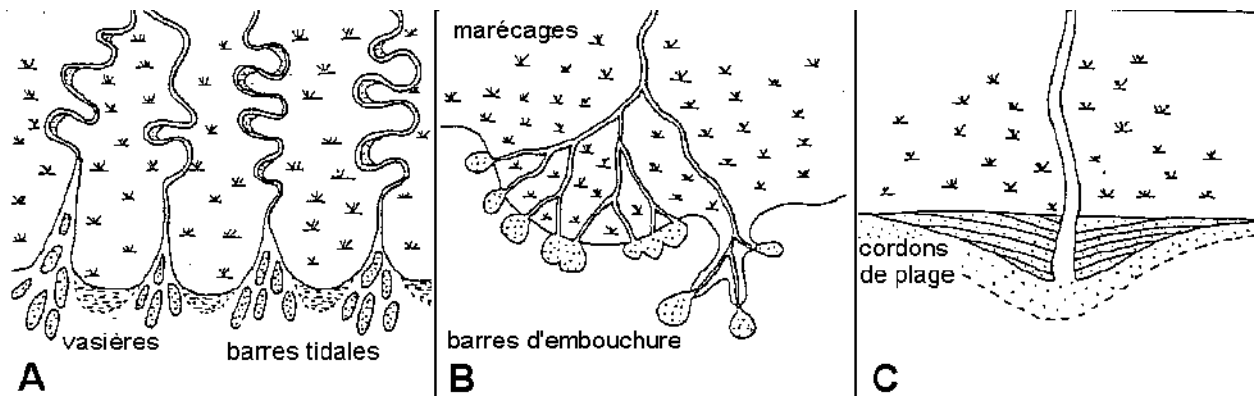
7.1.2. Principaux types de deltas

La morphologie des deltas dépend de l'importance relative de 3 facteurs qui sont le volume des apports sédimentaires du fleuve, l'énergie de la houle et l'énergie de la marée.

- Deltas à *dominance fluviale*: ils sont lobés ou allongés (ou en "patte d'oiseau", comme le delta du Mississippi). Dans la plaine deltaïque, les distributaires sont nombreux et rectilignes; il s'y dépose des barres sableuses. Les distributaires sont bordés par des levées qui les isolent des zones interdistributaires plus basses et marécageuses. A l'embouchure des distributaires (front du delta) se déposent des barres sableuses qui progradent sur les sédiments fins du prodelta.
- Deltas à *dominance de marée*: les chenaux sont méandriformes et évasés à leur embouchure; le sable s'accumule en barres de méandre et en barres tidales à l'embouchure. Les chenaux sont bordés de slikke intertidale. Les zones interdistributaires sont garnies de schorre. Exemple: l'embouchure de la Gironde, le delta du Gange.
- Deltas à *dominance de vagues*: l'action des vagues se fait sentir sur le front du delta; les sables sont remaniés et forment des cordons littoraux et des plages; les particules fines sont dispersées vers le large. Les distributaires sont peu nombreux. Exemple: le Rhône, le fleuve Sénégal.



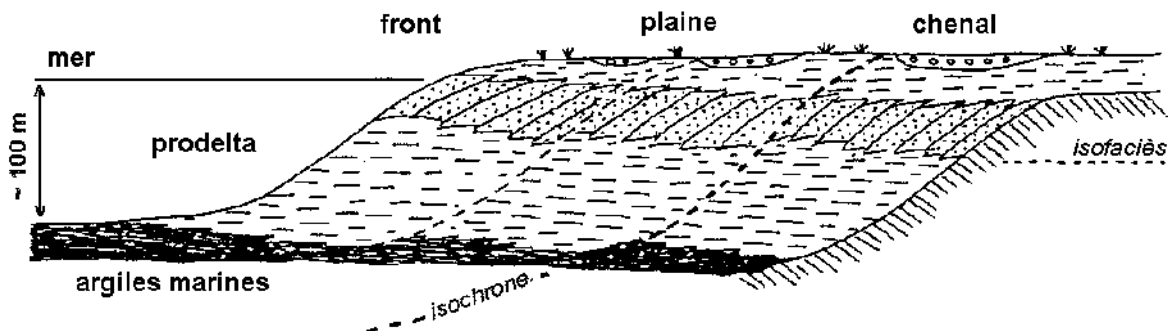
Classification des deltas.



Les 3 types de deltas (A) dominance de marée; (B) dominance fluviale; (C) dominance de vagues.

Dans son profile, le delta présente 3 types de couches ou de dépôts :

- Série basale : se sont des dépôts formant la base initiale du delta, et donc antérieure à l'établissement de celui-ci.
- Série frontale : les sédiments deltaïques sont déposés en stratification oblique ou entrecroisées. Ce sont des talus inclinés et instables.
- Série sommitale : c'est la partie émergée où les dépôts sont disposés horizontalement et donc discordant sur la série frontale. Cette série marque la plaine alluviale très basse où les ras du fleuve s'étalent en méandres.



Progradation des faciès deltaïques sur une plate-forme

7.2. Les estuaires :

Les estuaires apparaissent une fois le fleuve apporte peu de matériaux grossiers, surtout des suspensions fines et des matières en solution, et quand l'hydrodynamisme marin est fort: fortes marées, forte houle, courants littoraux.

Au niveau des estuaires donc, c'est la mer qui s'avance dans le continent, et les eaux, salées marines pénètrent profondément dans la vallée fluviale.

La circulation de l'eau salée et de l'eau douce suit un trajet complexe qui dépend du cycle des marées. La marée montante refoule l'eau douce en amont sur une distance qui peut être importante (jusqu'à 100 Km). La vitesse du courant fluvial diminue et les matériaux en suspension se sédimentent; les argiles s'agglomèrent en flocons (floculation) sous l'action des ions de l'eau de mer et forment un "bouchon vaseux". Le sédiment caractéristique est *la vase*.

La vase est formée de particules fines de la classe des lutites (limons, argiles), de sulfures et d'hydroxydes de fer et de colloïdes organiques.

Comme dans les vasières littorales, qui sont souvent des dépendances d'estuaires, la marée délimite le *schorre*, zone supratidale couverte de végétation, et la *slikke*, vase non fixée de la zone intertidale.

Dans les régions équatoriales, les estuaires sont colonisés par la mangrove.

Dans le chenal fluvial peuvent se déposer des barres sableuses; quand celles-ci deviennent importantes au point de prograder vers la mer, l'estuaire se transforme en delta.

8. Le milieu marin

Le volume des eaux marines mondiales atteint presque 1.5 milliards de km³, et ces eaux couvrent les 2/3 de la surface de la terre, soit 361 millions de km².

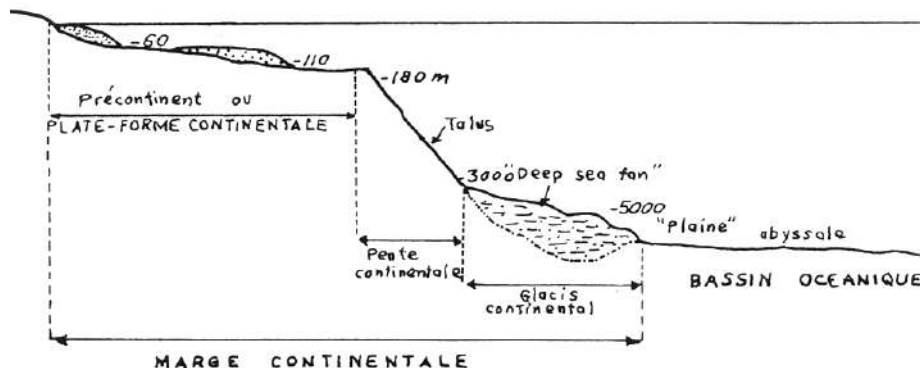
La répartition des terres et des eaux sur le globe est irrégulière. La plus grande partie des terres se trouve dans l'hémisphère nord, appelé aussi hémisphère continental avec 39 % de terre et 61 % des eaux. Alors que l'hémisphère sud ou océanique est constitué de 19 % de terres et de 81 % des eaux.

8.1. Morphologie des fonds océaniques :

La subdivision des fonds océaniques est fonction de la composition, la morphologie et de caractéristiques biologiques des fonds marins.

D'après la composition on distingue une division principale :

- La *marge continentale* : Composée de **SiAl** et qui n'est en fait qu'un prolongement des continents sous une partie des mers. Ce prolongement se fait tout autour des océans et va jusqu'à une profondeur de 4000 à 5000 m.
- Le *bassin océanique* ou *lit océanique* : Au-delà de 4000 à 5000 m. Les fonds océaniques sont entièrement formés de **SiMa** et il ne reste aucune trace des structures sialiques continentales.



Morphologie de fonds océaniques

8.1.1. La marge continentale :

La marge continentale correspond à une zone située entre le continent et la croûte océanique, elle comprend :

8.1.1.1. *Le plateau continentale* : de à environ 200 m de profondeur, à pente très faible (0°-0.7°). D'un point de vue biologique il est subdivisée en :

- **étage supralittoral** ou **supratidal** : au dessus des maximums des marées hautes.
- **étage médiolittoral** ou **intertidal** : qui correspond à la zone de balancement des marées.

- étage **infralittoral** ou **infratidal** : avec une immersion constante et qui va jusqu'à 40 m de profondeur.
- étage **circalittoral** : de 40 à 200 m environ, jusqu'à la rupture de pente.

8.1.1.2. Le talus ou pente continentale :

Il est plus abrupt avec une pente de 3° à 5° et qui va de la rupture de pente (environ 200 m) à 2500 – 3000 m de profondeur. Il correspond à l'**étage bathyal**.

8.1.1.3. Le Glacis continental :

Il est en fait la partie inférieure de la pente continentale, avec une pente plus faible de 1° à 1.5°. La profondeur de cette zone peut aller jusqu'à 5000 m.

8.1.2. Les plaines abyssales ou lits océaniques.

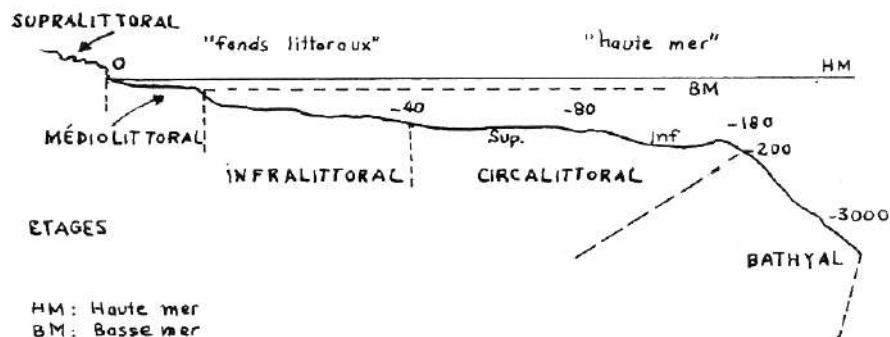
Elles couvrent la plus grande partie des océans (76.2 %), à pente très douce et avec des profondeurs moyennes de 5000 à 6000 m.

Les formes les plus caractéristiques du relief des fonds océaniques sont des dépressions ou *cuvettes* et les *dorsales médio-océaniques*.

Les glacis continental et la plaine abyssale correspondent, généralement, à l'**étage abyssal**.

Les zones les plus profondes (fosses océaniques) correspondent à l'**étage hadal**.

Composition	Morphologie	Etages bionomiques
LA MARGE CONTINENTALE :	Plateau continental	Supralittoral
		Médiolittoral
		Infralittoral
		Circalittoral
LIT OCEANIQUE	Talus continental	Bathyal
	Glacis continental	Abyssal
	Plaines abyssales	
	Les dorsales océaniques	
	Les fossés océaniques	Hadal



Classification bionomique de Pères et Picard

8.2. Caractéristiques physico-chimiques et mouvements des eaux marines.

8.2.1. Caractéristiques physico-chimiques

Température : La température de l'eau de la couche superficielle des mers et des océans dépend des conditions climatiques. Elle est plus élevée dans les régions tropicales que dans les régions polaires.

La température moyenne des eaux marines superficielles est de 17.4 °C. Cette température diminue avec la profondeur et atteint dans les couches près du fond 3 °C. Dans les zones les plus profondes elle est encore plus basse et peut être inférieure à 0 °C.

La température des eaux marines est influencée sensiblement par les courants marins. La différence de température entre les eaux tropicales et les eaux polaires des hautes latitudes est à l'origine des courants marins.

La salinité : L'eau marine contient en solution une quantité importante de différents sels. Le poids en matière solide contenue dans 1 kg d'eau de mer = salinité, exprimée en gr/kg ou ‰.

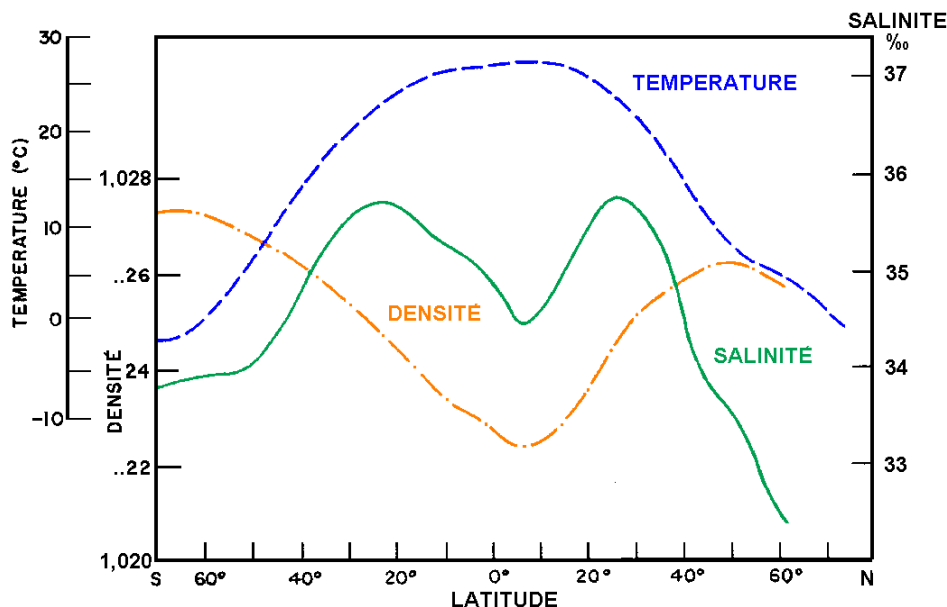
La salinité moyenne est de 35 ‰ et elle est dite normale.

Dans les eaux à salinité normale, la plus grande partie des matériaux dissous revient au chlorure de sodium (NaCl, 78.32 %), de magnésium (MgCl, 9.44 %). Les sulfures représentés par MgSO₄, CaSO₄, H₂SO₄ ne font que 11.94 %, les autres sels ne dépassent pas les 0.4%.

Dans certains bassins isolés, la salinité de l'eau diffère sensiblement de la normale. Plus l'isolement est fort, plus cette différence est grande.

La densité : La densité est fonction de la température et la salinité :

- En général la densité suit l'évolution de la température
- Dans quelques cas particuliers, lorsque les variations de salinité sont très importantes, la température peut évoluer différemment de la température.



Variation de la température, la salinité et la densité des eaux océaniques de surface en fonction de la latitude

8.3. Les mouvements des eaux marines :

Les vents, l'attraction lunaire et solaire, les variations de température et de salinité agissent profondément sur les masses d'eaux marines et océaniques. Les actions de ces facteurs sont la cause des mouvements d'eau marine. Des mouvements sous-forme de courant, de vagues et des marées. Ces déplacements des eaux marines transportent avec eux des masses énormes de matières sous la forme de solutions, suspensions ou de gros débris.

8.3.1. Les courants marins :

Ce sont des déplacements horizontaux d'énormes masses d'eau. Ils sont provoqués par des différences de température et de salinité et la force des vents permanents ou périodiques.

Il existe plusieurs types de courants : permanents et périodiques, superficiels et profonds, chauds et froids, etc.

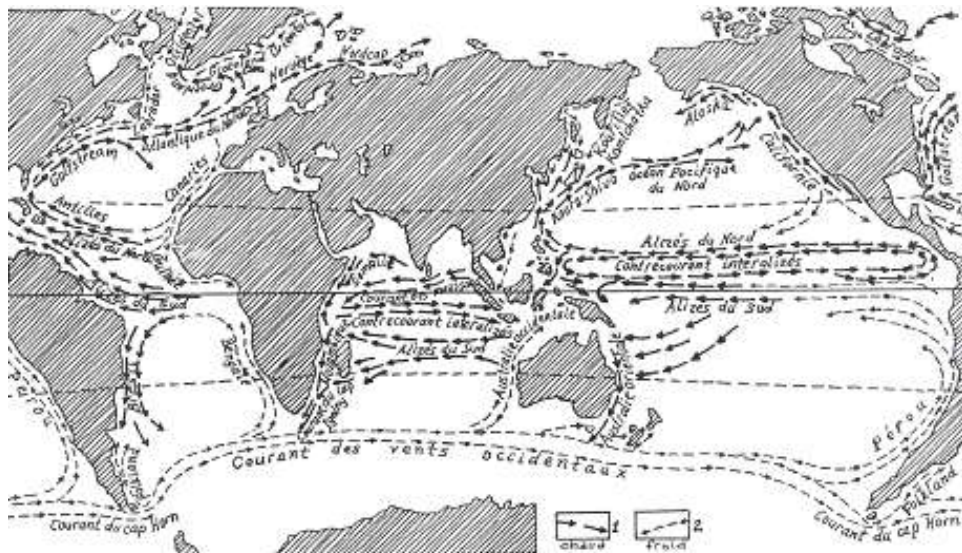


Schéma des principaux courants de l'Océan mondial (hiver dans l'hémisphère Nord)

8.3.2. Les marées :

Ce sont des élévations et des abaissements périodiques du niveau de l'eau marine, dus à l'attraction différente de la Lune et du soleil.

8. 3.2.1. Formations des marées :

Newton a démontré que ces phénomènes sont dus à l'attraction de la lune et du soleil.

Les eaux en face de la lune (point A de la figure) sont attirés plus fort que l'enveloppe solide de la Terre, donc elles devancent la terre.

Au point B, la Terre solide est attirée plus fortement vers la lune que l'eau qui, dans ces conditions, retarde par rapport à la Terre.

Si au niveau des points A et B on a donc une marée haute, dans les points C et D on aura une marée basse.

L'action du soleil sur les marées est analogue à celle de la lune, sauf qu'elle beaucoup plus faible à cause de son grand éloignement.

Deux fois par mois, aux périodes de pleine lune et de nouvelle lune, la Terre, la lune et le soleil se trouvent alignés. L'action du soleil s'ajoute, dans ce cas, à celle de la lune et l'amplitude des marées est plus grande, les marées sont dites de *vive-eau* (partie b de la figure)

Aux quadratures (lorsque la terre, la lune et le soleil ne sont pas alignés). L'amplitude des marées est minimale et on dit que ce sont des marées de *morte-eau* (partie c de la figure).

Les courants engendrés par les marées sont dits de *flot* lors des marées hautes et de *jusant* pendant les marées basses.

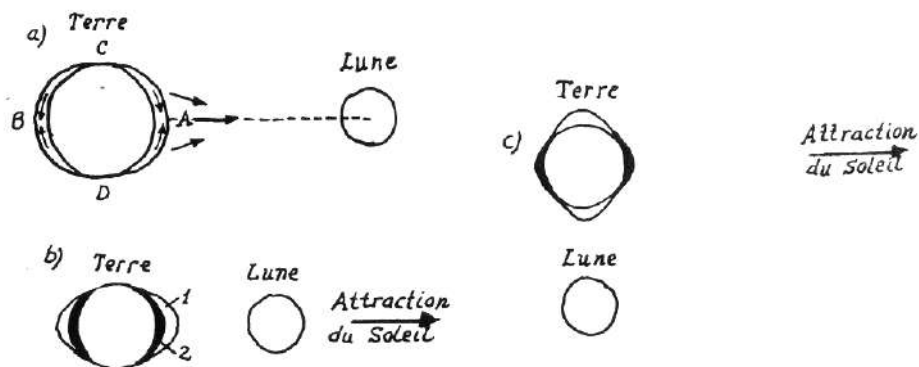
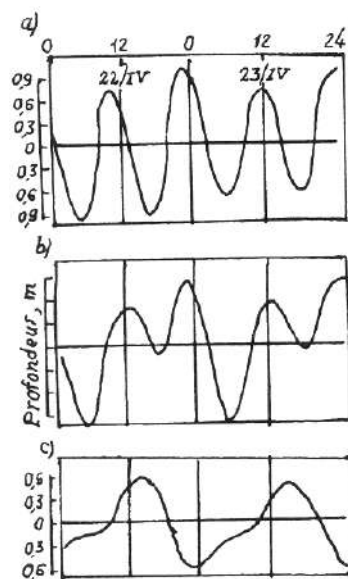


Schéma de la formation des marées lunaires
a – naissance de l'onde de marée haute lunaire, b- vive-eau
c - morte –eau. 1- marée lunaire, 2- marée solaire

8.3.2.2. Types et amplitude des marées

Les marées peuvent être *semi-diurne* (2 marées hautes et 2 marées basses par 24 h), *diurnes* (1 marée haute et 1 marée basse par 24 h) ou *mixtes*.



Types des marées. a- semi-diurne (New York) ; mixte (San Francisco) ; diurne (Manille).

Au Maroc les marées sont semi-diurnes comme dans tout l'océan Atlantique. Les marées diurnes et mixtes sont caractéristiques du Pacifique.

Sur le littoral des mers ouvertes, l'amplitude des marées peut atteindre plus de 10 m. alors que dans les bassins des mers intérieures (Méditerranée, mer Noire), les amplitudes sont peu grandes et ne dépassent pas quelques dizaines de cm.

Au Maroc et sur l'Atlantique l'amplitude des hautes mers est d'environ 3 m, alors qu'en Méditerranée, cette amplitude est assez faible ne dépassant pas 1 m à l'Ouest et diminue vers l'Est.

8.3.3. Houle et vagues

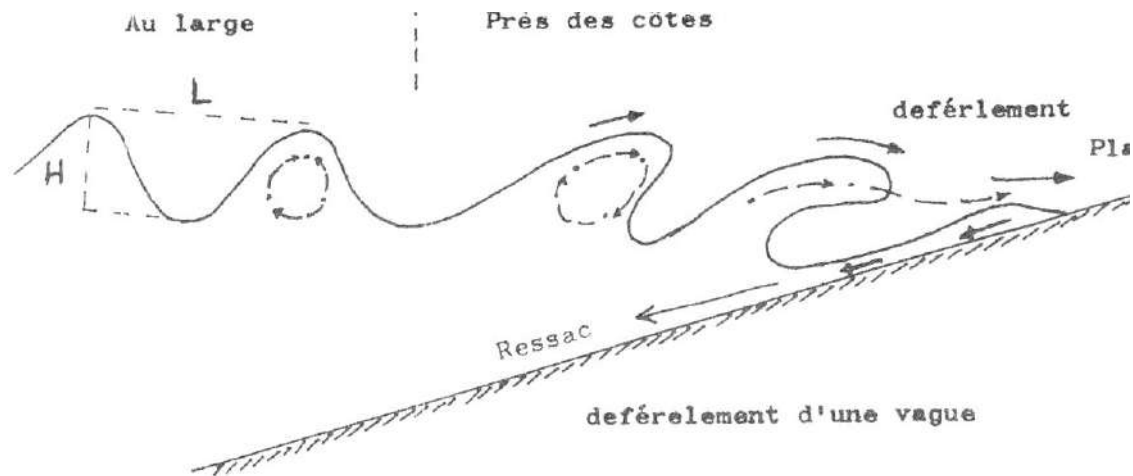
La houle est le mouvement ondulatoire que subit la surface de la mer sous l'influence du vent, et elle se traduit par les vagues.

Les caractéristiques des vagues (longueur d'onde, hauteur, période) dépendent de la vitesse du vent et la durée pendant laquelle il souffle.

Au large, dans les zones profondes, chaque particule d'eau se déplace suivant une orbite circulaire.

En s'approchant de la côte (lorsque la profondeur est inférieure à $\frac{1}{2}$ longueur d'onde), le frottement de la vague contre le fond fait diminuer la vitesse et la longueur de la vague. Le mouvement ralenti fait tourner les vagues qui deviennent plus ou moins parallèles au rivage.

Quant la profondeur devient égale ou inférieure à la hauteur de la vague, celle-ci se renverse ou déferle et se transforme en ressac.



- L= longueur de la vague
- H= hauteur de la vague
- - - - -> mouvements des particules
- - - - -> mouvements d'eau

Comportement des vagues au large et près des côtes

8.4. La sédimentation marine :

Les continents, à travers les fleuves, fournissent une quantité énorme de débris, qui vont se déposer dans différentes zones de la mer (en fonction des conditions hydrodynamiques du milieu de dépôt). En plus les matériaux apportés par les fleuves, une partie des sédiments marins est due aux restes squelettiques des organismes qui peuplent les mers.

Les dépôts marins sont très variés, et se répartissent en plusieurs zones : zones littorales, de plate-forme continentale, bathyale et zone abyssale.

Les dépôts littoraux et de plate-forme sont dits *néritiques* alors que les dépôts profonds (bathyaux et abyssaux) sont dits *pélagiques*.

8.4.1. Les dépôts néritiques :

Les dépôts néritiques sont très variés : terrigènes, chimiques et organogènes.

Généralement, les dépôts terrigènes sont très abondants près des côtes surtout dans les plages. Et à mesure qu'on s'éloigne du rivage la taille des débris diminue. Dans les zones côtières abritées (baie, golfes) s'accumulent souvent des sédiments très fins (vases).

Pour les plates-formes continentales on distingue principalement deux types, en fonction des caractères des sédiments :

- **Plates-formes silico-clastiques** : la majorité des dépôts sont détritiques et de différentes tailles (gravier, sables, argiles). Les sédiments carbonatés sont généralement peu représentés. Ce type de plate-forme se rencontre surtout dans les mers froides.
- **Plates-formes carbonatées** : se présentent surtout dans les mers chaudes. La plus grande partie des dépôts est formée par les carbonates.

8.4.2. Les dépôts pélagiques :

Les grandes profondeurs et l'éloignement du continent confèrent aux sédiments pélagiques des caractéristiques bien particulières :

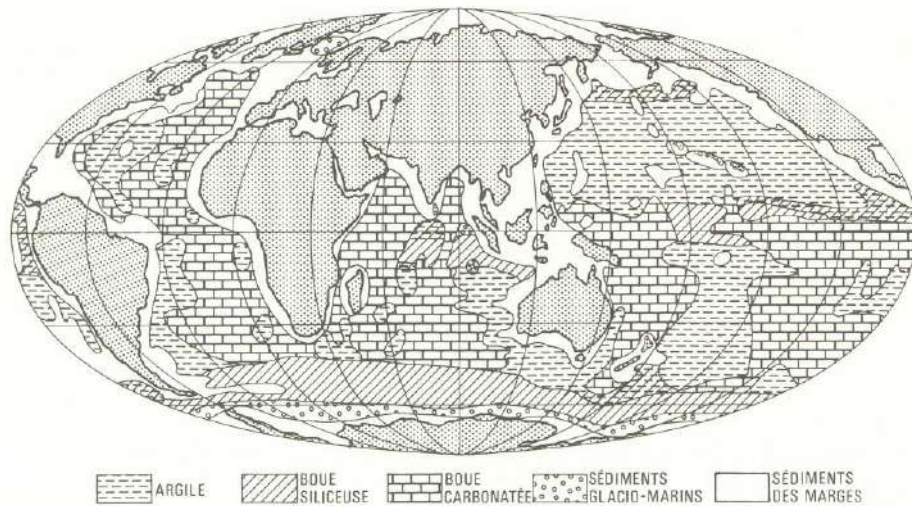
- Les matériaux terrigènes sont faiblement représentés, et se présentent sous forme de très fines particules en suspension dans l'eau.
- Les organismes benthiques sont peu abondants, vu les basses températures et l'absence de lumière.
- Les faibles agitations favorisent des dépôts par décantation.

Aux sédiments terrigènes se rapportent les boues ou les *vases des grands fonds*. Elles sont vertes à bleues dans les zones moins profondes (Talus), et rouges dans les zones plus profondes.

Les sédiments organogènes de la zone du talus sont riches en foraminifères planctoniques et algues calcaires. Ces sédiments vont jusqu'à une profondeur de 3000 à 4000 m.

Au-delà de 4000 m environ, les boues calcaires disparaissent, du fait que, les carbonates commencent à se dissoudre. Elles sont remplacées par des boues siliceuses à Radiolaires et Diatomées.

En général, l'épaisseur de la couche des dépôts pélagiques dépasse rarement les 500 m.



Répartition des grands types de sédiments récents (Berger, in Chamley, 1988)

9. Les eaux souterraines

9.1. Notion de perméabilité des roches.

Le sable, le grès et beaucoup de roches calcaires sont des roches perméables, car elles sont poreuses ou fissurées.

On appelle porosité d'une roche, le rapport :

$$P = \text{Volume des vides} / \text{Volume totale de la roche}, \quad 1 \geq p \geq 0$$

Les roches perméables présentent des espaces vides (interstices) qui laissent passer l'eau.

Les argiles et les marnes sont imperméables ($P = 0$), car leur particules sont très fines et ne laissent pas entre elles des vides pour le passage de l'eau.

9.2. Types de circulation des eaux souterraines

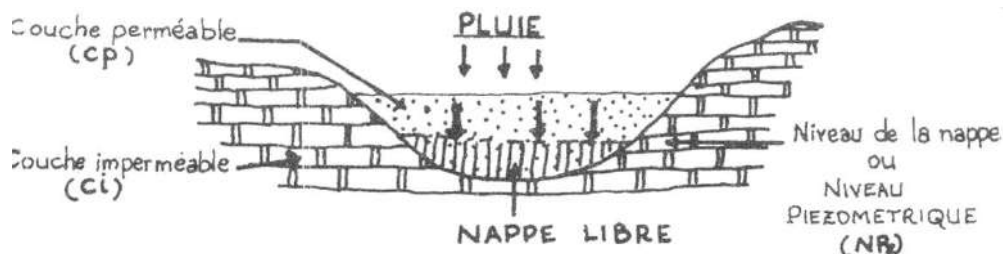
2.1. La circulation capillaire :

Les eaux 'infiltrent et circulent lentement dans les vides des roches poreuses, perméables.

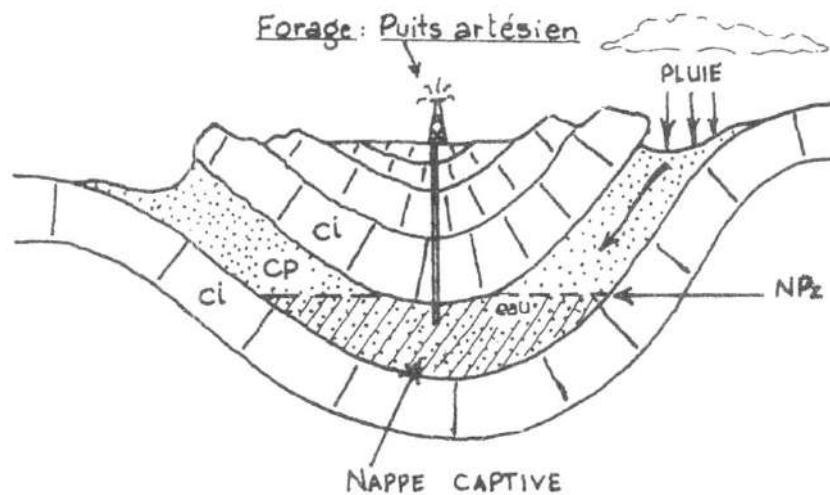
Ces roches constituent ainsi des réservoirs d'eau, qu'on appelle nappes d'eau.

On distingue deux types de nappes :

- **Nappes libres** : Quand les eaux s'infiltrent dans des couches perméables reposant sur des couches imperméables ;



- **Nappes captives** : Quand les eaux sont emprisonnées entre deux couches imperméables. Si on réalise un forage qui atteint la nappe captive, l'eau monte vers la surface par pression et jaillit à la surface du sol. Ce forage est dit puit artésien.

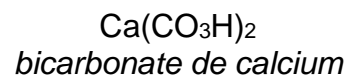
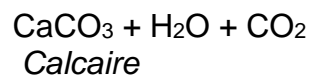


9.2.2. La circulation fissurale :

L'eau circule beaucoup plus rapidement dans les roches fissurées

9. 2.3. La circulation dans les roches solubles :

Les calcaires sont des roches solubles. Leur solubilité augmente quand les eaux qui les traversent sont riches en CO₂ ; gaz carbonique acide :



9.3. L'action dissolvante des eaux souterraines.

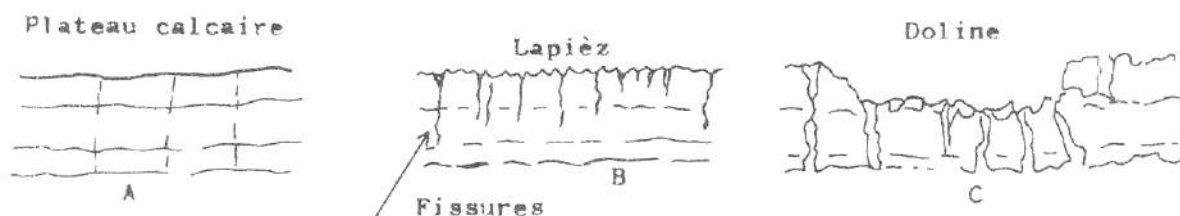
Quand les eaux souterraines attaquent, par dissolution, un plateau calcaire elles forment des cavernes et des grottes qu'on appelle un *Karst*.

Les grottes karstiques sont tapissées de *stalactites* (vers le haut) et *stalagmites* (vers le bas). Des rivières souterraines peuvent traverser ces grottes.

En surface : A la surface du plateau calcaire il y'a formation de structures qui témoignent de la dissolution des calcaires

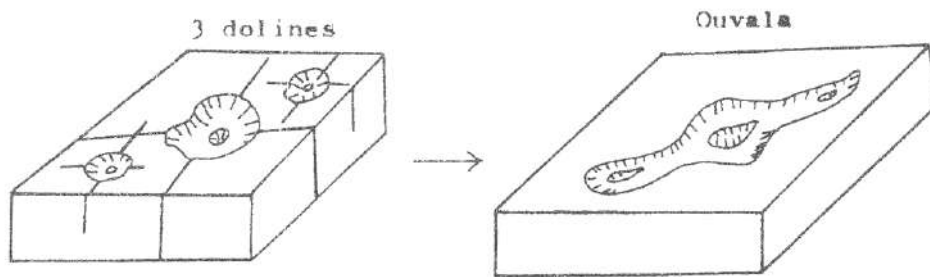
Lapiez : surface rugueuse de dissolution.

Doline : dépression circulaire avec dissolution du calcaire sur place par élargissement des fissures.



Formation d'une doline

Ouvala : résultat de la communication de 2 ou plusieurs dolines ;

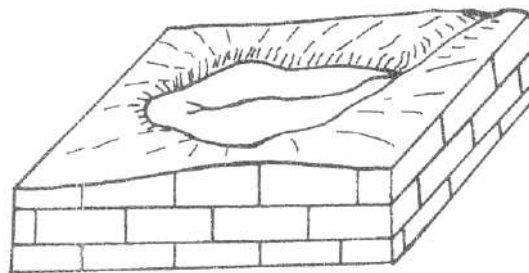


Formation d'une ouvala

Relief ruiniforme : paysage "en ruines" dû à la dissolution.

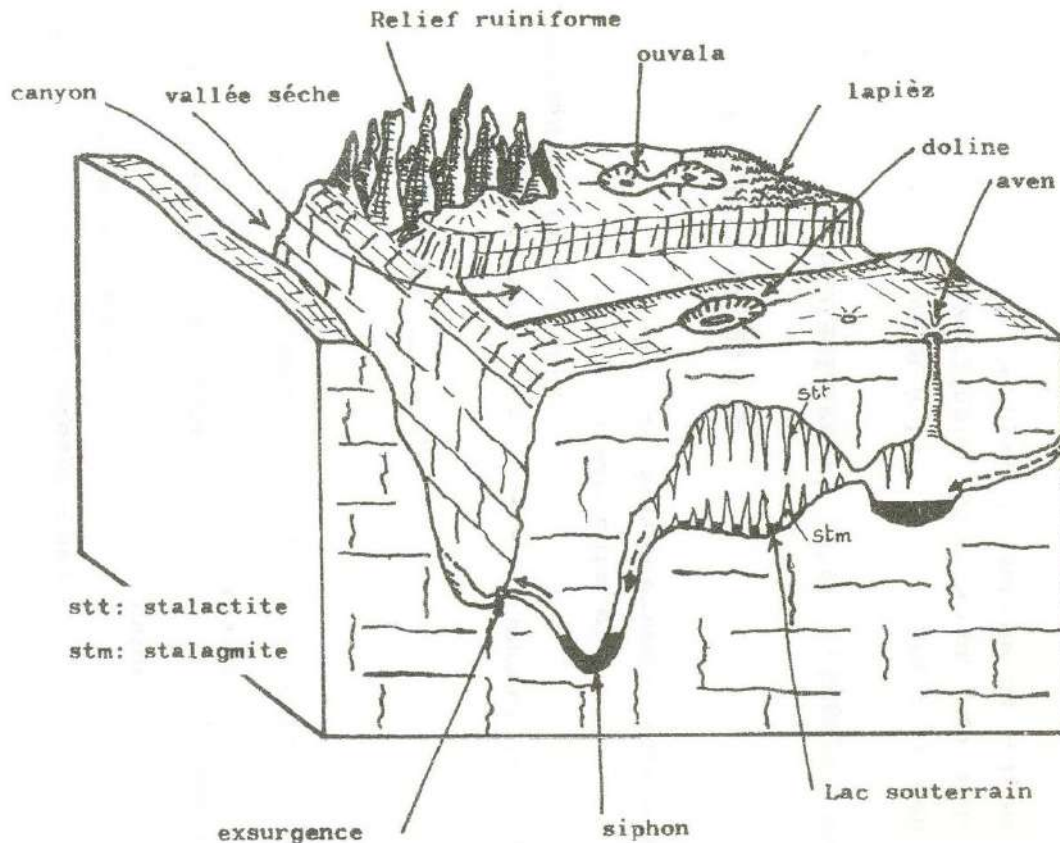
Aven : trou vertical faisant communiquer la grotte avec la surface du plateau.

Poljé : plaine en dépression allongée en vallée.



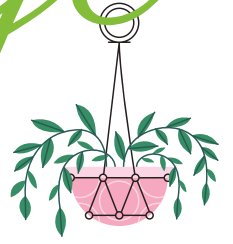
Un poljé

Exsurgence : apparition des eaux souterraines en source.



Modelé karstique

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

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

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

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

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

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

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

