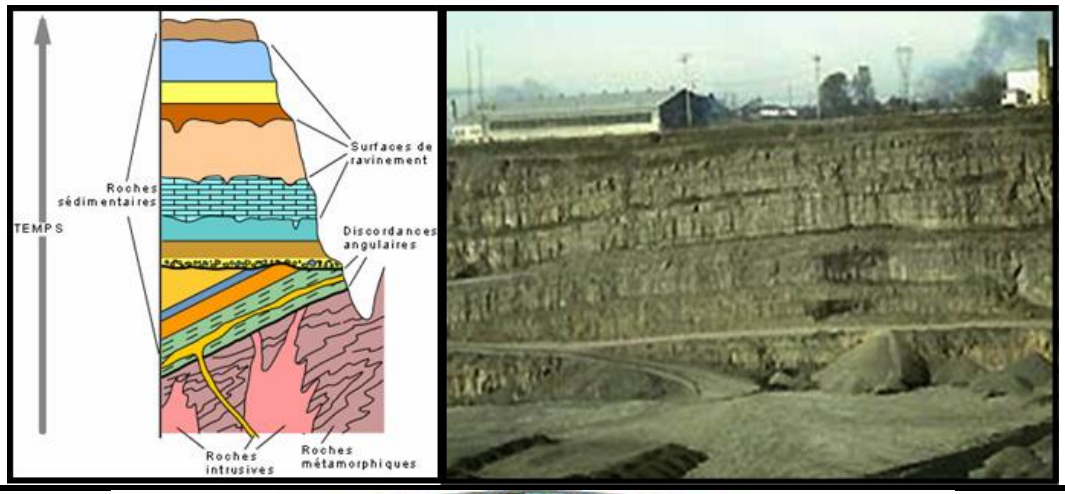
Filière
Sciences de la vie (SVI)
Semestre 1

Module M3 : Géologie générale

Polycopié de cours
Stratigraphie et Chronologie relative
Histoire de la terre



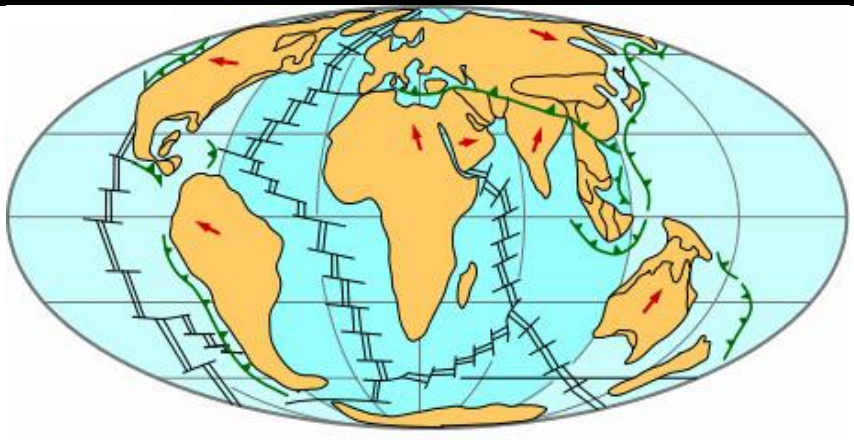


Table des matières

Stratigraphie et Chronologie relative

1. Définitions
2 Les objectifs de la stratigraphie
3 Les changements sédimentaires:
    3.1. Concordance:
    3.2. Discordance
        a - Discordance de ravinement
        b - Discordance angulaire
4. Les principes de la stratigraphie
    4.1. Le principe d'horizontalité
    4.2 – Principe de superposition
    4.3. Principe de continuité
    4.4. Principe d'identité paléontologique
    4.5. Le principe de recoupement
    4.6. Le principe d'inclusion

5. Méthodes paléontologiques de datation relative
    1. Méthode des fossiles pilotes
    2. La méthode des assemblages fossilifères.
    3. La méthode des lignées évolutives

Exercices de chronologie relative

Histoire de la terre

1. Les temps précambriens
    1.1 La période archéenne
    1.2 La période protérozoïque
2. Du Cambrien à la Pangée
3. Le démembrement de la Pangée : du Jurassique à nos jours

Bibliographie
Uca.ma/

STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE RELATIVE

Pour nous, le temps, notion abstraite, se matérialise le plus souvent par la trotteuse de l'horloge qui marque les secondes, les minutes ou les heures, le calendrier qui indique les jours, les mois les années. En géologie, le temps est le plus souvent matérialisé par une séquence de roches, comme celle montré schématiquement par la ***figure 1***. Les roches sédimentaires témoignent du temps qu'ont pris les sédiments à se déposer. Les roches intrusives représentent des événements plus ponctuels, du temps plus court. Les surfaces de ravinement ou discordances représentent aussi du temps, mais du temps où les dépôts ont été érodés. Une telle succession constitue les archives de l'historien de la terre qu'est le géologue. La séquence du grand canyon représente ici 2,5 millions d'années d'histoire. Les méthodes de datation relatives (recoupements, discordances, fossiles) permet d établir une chronologie des événements géologiques et sont basées surtout sur la stratigraphie.

1. Définitions

La stratigraphie est la science qui concerne l'étude des couches géologiques et met l'ordre des successions des couches (donc de la géologie historique).

D'ou la stratigraphie étudie l'ensemble des relations spatiotemporelles (dans Le temps et dans l'espace) entre les strates.

Strate = Couche

Série stratigraphique = ensemble de couches

Stratification = Disposition en couches des roches sédimentaires.

2. Les objectifs de la stratigraphie

a - Permet de retracer l'histoire des couches géologiques donc d'enregistrer le temps géologique

b - Retrouver les conditions des milieux, dont les roches sédimentaires ont pris naissance;

c - définir la nature **lithologique** et **minéralogique**, ainsi que le **contenu paléontologique** (fossile) ce qui revient à définir **le faciès** de chaque couche.

d - établir des **corrélations** = synchronisme entre les séries stratigraphiques locales en se basant sur des corrélations à distance.***(Figure 2).***

e - établissement d'une **chronologie géologique**: c a d la succession des phases et des événements géologiques.***(Figure 3)***

3. Les changements sédimentaires:

3.1. Concordance: Quand les couches sont disposées d'une façon **régulière.**La série est **continue.*****(Figure 4)***

3.2. Discordance: se traduit par une lacune de sédimentation (arrêt de sédimentation + érosion). La série est **discontinue.**

On distingue :

a - Discordance de ravinement : Arrêt de sédimentation + érosion. ***(Figure 5)***

b - Discordance angulaire : Arrêt de sédimentation + **mouvement tectonique** (exemple plissement) + **érosion.*****(Figure 6)***

4. Les principes de la stratigraphie

4.1. Le principe d'horizontalité

Les couches sédimentaires sont déposées à l'origine horizontalement. Une séquence sédimentaire qui n'est pas en position horizontale aurait subi des déformations ultérieurement à son dépôt

4.2 – Principe de superposition

Une couche géologique est plus récente que celle qu'elle recouvre. Chaque couche est encadrée par une couche sous-jacente plus ancienne et une couche supérieure plus récente.

L'application de ce principe suppose :

- que les couches se sont déposées horizontalement à 'origine;

- qu'aucune déformation Tectonique notable n'est venue perturber l'ordre original des couches.

Limite d'application (cas où ce principe n'est pas appliqué):

a. Dans les terrasses alluviales ; ***(Figure 7)***

b. Le recoupement des unités ;***(Figure 8)***

c. La déformation tectonique.***(Figure 9)***

Parfois, il est difficile de savoir si la couche est **normale** (disposition à l'origine) ou **renversée**. On doit utiliser des données permettant de déceler la position normale ou renversée;ces données s'appellent les **critères de polarités.**

Quelques critères de polarités:

a. Granoclassement vertical : ***(Figure 10)***

Le granoclassement verticale est un critère de polarité d'ordre **sédimentologique.** Il estbasé sur l'observation de la **taille des grains** qui constituent la roche. On note le

sens de diminution de la taille, c.-à-d. le classement. Les particules grossières indiquent le bas de la couche.

b. Fossiles en position de vie (bioturbation) : ***(Figure 11)***

Les fossiles qui ont gardé, dans la couche qui les contient, leur position de vie sont d'excellents critères de polarité. L'orientation des individus permet de distinguer le haut et le bas d'une couche. Ce critère est d'ordre **paléoécologique**. (Bonne connaissance morphologique et écologique des individus observés.

4.3. Principe de continuité

Une couche sédimentaire limitée par un mûr et un toit, et défini par un faciès donné **est de même âge en tout ses points.** Ainsi quand celle ci n'apparaît plus sur le terrain en ensemble continu, en l'absence des **marqueurs chronologiques** (fossiles); si celle-ci reste encadrée en tous les endroits où elle affleurepar les mêmes couches, on peut présumer qu'il s'agit de la même strate. Ce principe indique donc qu'à l'origine d'une couche, les mêmes phénomènes sédimentaires se sont produits en même temps,en de nombreux points de milieu de sédimentation.

Une définition plus simple : une même couche a le même âge sur toute son étendue.

Limites d'application

Ce principe n'est pas appliqué :

- Dans le cas de répétition de faciès
- Dans le cas où on a un changement latéral de faciès***(Figure 12)***

4.4. Principe d'identité paléontologique

Deux couches ou deux série de couches de même **contenu paléontologique** ont le **même âge** ou appartiennent à un même intervalle d'âge.

Contenu paléontologique (fossilifère) = **fossiles stratigraphiques**

Fossiles stratigraphiques = fossiles **marqueurs** caractérisés par :

- une grande répartition géographique
- une faible extension verticale (dans le temps)
- une présence abondante

Lorsque le principe d'identité paléontologique s'applique à deux couches, elles sont dites synchrones.

Exemple des bons fossiles stratigraphiques:

Les Trilobites	au Cambrien -Ordovicien
Les Graptolites	à l'Ordovicien – Silurien
Les Brachiopodes	Silurien – Permien
Les Cératites ou Goniatites	Dévonien – Permien
Les Fusilines	Carbonifères
Les Ammonites	Trias – Jurassique- Crétacé
Les Foraminifères	Crétacé - Tertiaire

4.5. Le principe de recoupement

Les couches sont plus anciennes que les roches ou les failles qui les recoupent

4.6. Le principe d'inclusion

Les morceaux de roches inclus dans une autre couche sont plus anciens que leur contenant

5. Méthodes paléontologiques de datation relative

Les fossiles peuvent être très abondants dans certaines couches. Ils ont constitué la méthode par excellence de datation des couches géologiques. Depuis le temps qu'on

les étudie, on a constitué des archives importantes, des sortes de catalogues qui répertorient les divers genres et espèces, avec les localités où ils ont été récoltés, ainsi que leurs âges respectifs selon l'échelle relative des temps géologiques. On utilise trois façons de dater les couches par les fossiles: par les fossiles pilotes, par assemblages fossilifères et par lignées évolutives.

5. 1. Méthode des fossiles pilotes

Cette méthode utilise les fossiles à courte durée de vie qui indiquent des âges bien précis. Une couche contenant un de ces fossiles pourra donc être datée avec assez de précision. Cependant, on ne trouve pas toujours de tels fossiles.

5.2. La méthode des assemblages fossilifères.

Cette méthode se fonde sur la somme des fossiles trouvés dans une couche donnée. Tous les fossiles trouvés ensemble sur une couche sédimentaire représentent des organismes qui ont tous vécu au même temps. Les deux schémas de la ***figure 13***expliquent la méthode.

5. 3. La méthode des lignées évolutives

La recherche paléontologique sur l'évolution des groupes biologiques a mis en évidence plusieurs lignées évolutives. La durée de vie d'une espèce marque un temps bien précis. La présence d'une de ces espèces dans une couche, fixe donc une limite d'âge précise à cette couche. Dans l'exemple de la ***figure 14***, si on trouvait l'espèce **C**, on saurait que la couche doit avoir un âge **Dévonien moyen**.

C'est grâce aux méthodes de datation relative, que les géologues et surtout les paléontologues ont construit, au siècle passé, une échelle relative des temps géologiques. **(*Figure 15).***

HISTOIRE DE LA TERRE

L'histoire de la terre peut être subdivisée en trois parties:

Les temps Précambriens

Du Précambrien à la Pangée

De la Pangée à nos jours

1. Les temps précambriens *(figure 1)*

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

1.1 La période archéenne

La période archéenne qui couvre en temps, un milliard et demi d'années, demeure la moins bien connue. Elle correspond à la formation des premiers noyaux continentaux à la surface de notre planète qui ont des âges radiométriques qui s'étendent entre -4,016 et -2,5 Ga. **La *figure 2*** montre la répartition actuelle de ces premiers noyaux continentaux.

1.2 La période protérozoïque

La période 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 2 Ga. Cette croissance du volume des masses continentales est exprimée par la courbe de **la *figure 3***.

Plusieurs chercheurs croient qu'à la fin du **Protérozoïque**, il y a environ **650 Ma**, les masses continentales de la Planète étaient toutes rassemblées en un seul méga-continent, nommé **Rodinia**. Le schéma de la ***figure 4***est une des reconstitutions

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.

2. Du Cambrien à la Pangée (de 544 à 250 Ma): la période Paléozoïque

-En 600 Ma, (*Figure 5*) le méga-continent Rodinia s'est fragmenté et des morceaux de croûte continentale ont commencé à dériver les uns par rapport aux autres. Cette première carte montre la position des continents il y a **600 Ma**, soit à la toute fin du Précambrien, alors que ceux-ci dérivaient les uns par rapport aux autres

Les flèches rouges, sur la carte, indiquent le déplacement relatif des masses continentales. Les géologues ont nommé ces anciens continents. Il y avait **Laurentia** qui, en gros, correspond aux masses continentales précambriennes qui forment une bonne partie de l'Amérique du Nord actuelle, moins la Floride, plus le Groenland et l'écosse. Il y avait aussi **Baltica** qui correspond aux terrains précambriens de la Scandinavie actuelle, la Russie, la Pologne et le nord de l'Allemagne; **Sibéria** qui correspond au bouclier sibérien; **Kazakhstania**, au bouclier du Kasachstan; **China**, aux boucliers chinois et indonésien. Puis, il y avait cette grande masse continentale qu'on a appelée **Gondwana** englobant le Précambrien de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Australie, de l'Antarctique et du sud de l'Europe. Progressivement

s'ouvrait un océan entre Laurentia et Baltica, un océan que les géologues ont nommé **Iapétus**

-Vers la fin du Cambrien, il y a 510 Ma, (*Figure. 6*) l'océan Iapetus avait atteint son ouverture maximale (flèche rouge à double pointe). Cet océan durait déjà depuis pratiquement 140 Ma d'années et avait atteint sa maturité.

- **Il y a 500 Ma**, **(*Figure 7*)** au tout début de l'Ordovicien, soit 150 Ma après le début de l'ouverture de Iapetus, il s'est développé à la marge de Laurentia une **zone de subduction**,. Le mouvement s'était renversé. L'océan Iapetus commençait à se refermer; Laurentia et Baltica convergaient. Durant tout ce temps, Gondwana migrait toujours vers le sud. Le rapprochement des masses continentales ne se faisait pas uniquement entre Laurentia et Baltica, mais aussi entre Laurentia et Siberia. Au sud, une petite masse continentale s'était détachée de Gondwana et migrait vers le nord.

- De l'ordovicien à la fin du Permien (460 à 250 Ma) (*Figure 8*)

Ces mouvements de rapprochement entre ces continents continuent jusqu'à ce qu'il y a formation d'un seul grand continent (la Pangée). Ce grand rassemblement cause des collisions entre les plaques, collisions qui produisent des chaînes de montagnes, comme le système Appalaches-Calédonides, le système Mauritanides-Hercynides et la chaîne des Ourals. La Pangée va demeurer stable jusqu'à la fin du Trias, soit pour une période d'environ 50 Ma, où il commencera à se fragmenter pour donner naissance entre autre à l'Atlantique.

On peut résumer l'histoire de la terre au Paléozoïque par deux mouvements:

1. Premier mouvement, c'est le démembrement (découpage) du méga-continent Rodina de la fin du Protérozoïque.

2. Deuxième mouvement,c'est le rassemblement qui conduit à la Pangée. Ce grand rassemblement cause des collisions entre les plaques, collisions qui produisent des chaînes de montagnes, comme le système Appalaches-Calédonides, le système Mauritanides-Hercynides et la chaîne des

3. Le démembrement de la Pangée : du Jurassique à nos jours

Il aura fallu plus de 200 Ma pour rassembler tous les morceaux de la Pangée, soit de l'Ordovicien au Permien. Il en faudra 200 autres, soit de la fin du Trias à aujourd'hui, pour disperser les morceaux de la Pangée, une dispersion qui se poursuit toujours.

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.

La fragmentation de la Pangée a commencé fin-Trias/début-Jurassique, mais c'est vers **la fin du Jurassique, il y a 160 Ma**, **(*Figure. 9*)** que la fragmentation est devenue plus évidente et qu'elle a commencé à individualiser les masses continentales que nous connaissons aujourd'hui.

Signalons deux éléments en particulier: la position d'un morceau de la Pangée qui deviendra **l'Inde**, coincé entre l'Afrique et l'Antarctique, et l'existence **de la Téthys**, entre l'Afrique et l'Eurasie. La première rupture s'est d'abord faite dans un axe est-ouest et a donné lieu à un océan qui s'ouvrait en ciseaux, le pivot se situant au niveau de l'actuel Gibraltar. L'ouverture s'est faite à la faveur d'une dorsale médiane. Ce mouvement en ciseaux a entraîné, à l'est, le début de fermeture de la Téthys et la création d'une zone de subduction. Au sud, il y eut un début d'ouverture entre le bloc formé de l'Amérique du Sud et de l'Afrique et le bloc formé de l'Antarctique, de l'Inde et de l'Australie.

- Au début du Crétacé, il y a 130 Ma, **(*Figure 10*)** une accentuation de l'ouverture en ciseaux à l'ouest a entraîné une accentuation de la fermeture de la Téthys à l'est. Il y eut un début de rupture entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. Une dorsale ouvrit un océan entre le bloc de l'Afrique-Amérique du Sud et le bloc de l'Antarctique-Inde-Australie; c'était l'embryon de l'Océan Indien.

Un peu plus tard au Crétacé, soit il y a 100 Ma, (*Figure 11*) la séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique fut définitive; une longue mer linéaire, avec une dorsale médiane, divisait ces deux continents. Au sud, une dorsale en « **Y** » s'établissait; une branche séparait l'Inde de l'Afrique, une autre séparait le bloc Antarctique-Australie de l'Inde. C'est à la faveur de cette dernière branche que l'Inde a commencé sa longue migration vers le nord. Cette migration va se faire entre deux longues failles transformantes. Au nord, la Téthys continuait à se refermer.

Au début du Tertiaire (éocène), il y a 50 Ma, **(*Figure. 12*)** l'océan Atlantique était véritablement individualisé. 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 ici qu'est née la Méditerranée.

Il y a à peine 10 Ma, **(*Figure. 13*),** la plaque indienne emboutissait la Chine, créant ainsi l'Himalaya

Finalement (*Figure. 14*) la poursuite de tous ces mouvements a conduit à la configuration actuelle des continents et des plaques lithosphériques.