

# Thème 1 : La Terre, la vie et l'évolution du vivant

## A la recherche du passé géologique de notre planète

Nous avons vu l'an passé en spécialité les mouvements auxquels sont soumis les plaques tectoniques et en Enseignement Scientifique l'histoire de l'âge de la Terre.

Cette année nous allons préciser les méthodes de datation des objets géologiques et affiner la compréhension du fonctionnement de notre planète.

### Chapitre 1 : Le temps enregistré dans les roches

#### Introduction

Deux méthodes complémentaires sont utilisées pour mettre en place un "calendrier" du temps géologique : les datations relative et absolue. La datation relative date les événements les uns par rapport aux autres (*\*\*par exemple, l'évènement A est plus ancien que l'évènement B*). La datation absolue attribue une valeur chiffrée de l'âge en années/Ka/Ma/Ga (*\*\* par ex, la crise crétacé Tertiaire est datée de 65Ma*).

#### 1°) la chronologie relative

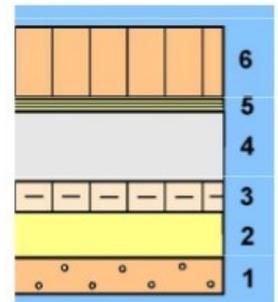
La datation relative permet d'établir l'âge de structures géologiques les unes par rapport aux autres (laquelle est la plus jeune ou la plus vieille, sans aucune connotation d'âge absolu qui serait exprimé en nombre d'années). Pour cela on part du principe que les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé : c'est le principe d'actualisme.

#### A°) les principe de la lithostratigraphie

##### 1°) Le principe de superposition

**- Lorsque deux couches sont superposées (et non renversées par des mouvements tectoniques) la plus basse est la plus ancienne.**

En effet, les roches sédimentaires (calcaires, argiles et sables ...) marines, lacustres ou lagunaires se déposent en couches successives, la plus récente étant déposée en dernier, elle est logiquement située en haut de la superposition. On dit que les strates sont concordantes lorsque cette succession chronologique est respectée.



Remarque : Dans les plis simples (= déformations souples), les roches restent concordantes. Ce principe n'est plus valable lorsque les couches ont subi des déformations intenses (plis intenses, chevauchements, failles, ...) pouvant conduire parfois même à un renversement de la succession des strates géologiques.

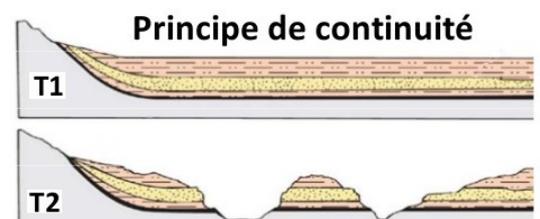
Rq Le principe de superposition peut également s'appliquer pour les coulées volcaniques et les produits d'explosion des volcans.

##### 2°) Le principe de continuité

**- Deux couches limitées par les mêmes couches à la base et au sommet sont de même âge et ce même si elles sont séparées dans l'espace par des discontinuités d'affleurement.**

Ces couches peuvent être observées de part et d'autres de vallées ou de buttes témoins.

Ces discontinuités d'affleurement ont deux origines, soit l'action de l'érosion soit l'absence localisée de sédimentation.

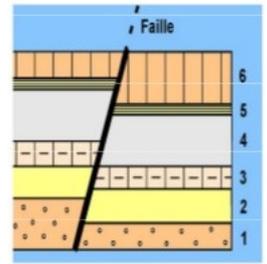


### 3°) Le principe de recoupement

**Toute structure (et donc l'événement l'ayant induite) est plus récente que celle qu'elle recoupe.**

Ce principe s'applique :

- aux déformations (plis, chevauchements, failles, ...) *\*\* par exemple un pli est forcément postérieur au dépôt des couches qui ont été plissées. Sur le schéma ci-contre, la faille est postérieure aux couches recoupées 1 à 6.*



- à l'action de l'érosion *\*\* par exemple, des couches érodées sont forcément antérieures à l'érosion !*

- à l'intrusion d'ensembles magmatiques (massifs ou filoniens) : c'est lorsque du magma s'infiltré dans des éléments géologiques existants soit massivement (cela forme un pluton) soit en filons. *\*\* Dans ce cas cette intrusion magmatique est forcément postérieure aux couches traversées.*

- à des minéraux néoformés dans des roches préexistantes : c'est lorsque des minéraux (souvent métamorphiques) se forment dans une roche déjà formée. Ces minéraux qui recoupent des minéraux existants sont postérieurs à la roche.

### 4°) Le principe d'inclusion

**Toute inclusion est plus ancienne que la structure qui l'entoure.**

Ce principe s'applique à l'inclusion de restes d'éléments géologiques anciens dans de nouvelles roches ou de nouveau minéraux.

## B°) les principes de la biostratigraphie

### 1°) Les fossiles stratigraphiques

- Fossilisation: la fossilisation est un phénomène exceptionnel, le plus souvent les êtres vivants disparaissent sans laisser de traces. Lors de la fossilisation les parties dures de l'animal (os, coquille, test ...) sont remplacées par d'autres minéraux. Des empreintes d'animaux vivants peuvent également être fossilisées.

- Fossile stratigraphique: un fossile est un bon **fossile stratigraphique** si :

1) l'espèce a une durée à vie brève (on parle d'évolution rapide). On dit que son extension chronologique verticale doit être aussi réduite que possible. *\*\* par exemple une espèce qui n'existe que pendant 10 Ma.*

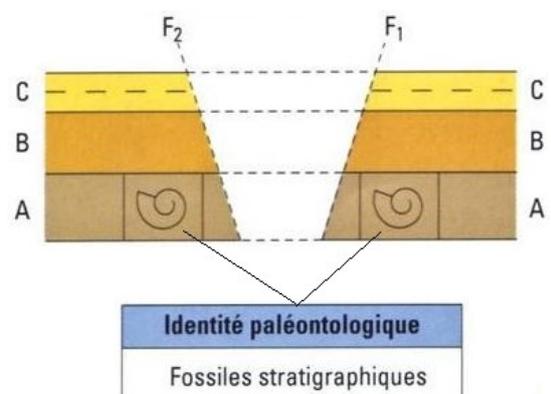
2) l'espèce doit avoir une grande extension géographique (extension horizontale la plus grande possible). Elle doit peupler une grande région du globe. On peut alors trouver l'espèce dans des terrains géologiques très éloignés et ainsi supposer que ces formations sont de même âge puisqu'elles contiennent le même fossile dont l'espèce n'a pas vécu très longtemps. On peut alors établir une échelle stratigraphique internationale (= calendrier paléontologique).

3) l'espèce doit être abondante pour pouvoir la trouver partout en quantité suffisante (le fossile ne doit pas être rare).

### 2°) Le principe d'identité paléontologique

- **Deux couches ayant le même contenu fossilifère sont de même âge.**

Ce principe s'applique aux **seuls fossiles stratigraphiques**, c'est à dire à des organismes ayant été prolifiques, et ayant eu une très grande extension géographique et une très faible extension dans le



temps. **\*\*Ce sont principalement des micro-organismes marins dont le mode de vie était relativement indépendant des conditions du milieu, par exemple : les globotruncana, une espèce de foraminifère.**

Ils permettent de mettre en relation temporelle des couches éventuellement très distantes, c'est à dire pour lesquelles le principe de continuité n'est pas applicable.

- L'étude d'associations caractéristiques de fossiles permet d'effectuer des datations relatives très fines du temps.

## **II°) la chronologie absolue**

### **A°) principe de la chronologie absolue**

Les roches sont des assemblages de minéraux qui contiennent des éléments chimiques essentiels. **\*\* par exemple le minéral Quartz est de formule  $SiO_2$ . On trouve le quartz dans le granite par ex, qui est une roche.**

Les minéraux contiennent d'autres éléments dits accessoires à l'état de traces. Certains de ces éléments possèdent des isotopes radioactifs : ils se désintègrent naturellement au cours du temps en un autre élément et émettent une radiation/particule.

Exemple :  $^{87}Rb \rightarrow ^{87}Sr + \text{électron}$ .

L'élément père instable ( $^{87}Rb$ ) se désintègre en élément fils, plus stable  $^{87}Sr$ .

Cette désintégration suit une loi mathématique :  $P_t = P_0 e^{-\lambda t}$ .

- $\lambda$  : constante radioactive, caractéristique de chaque couple père/fils (sera donnée pour les exercices),
- $P_0$  : quantité de l'élément P au tout début, lors de la fermeture du système : exemple quand P est intégré lors de la cristallisation d'un minéral,
- $P_t$  : quantité de l'élément P à l'instant t,
- t : temps écoulé depuis la fermeture du système.

On voit que la désintégration des éléments n'est fonction que du temps et que donc la mesure de certains des éléments constituant les roches permet de calculer le temps écoulé depuis la fermeture du système cristallin.

On définit la période T ou demi-vie ( $= t_{1/2}$ ) comme le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des éléments radioactifs pères présents. La période est caractéristique de chaque élément radioactif et ne varie pas quels que soient les paramètres. Le calcul montre que T et  $\lambda$  sont liés par l'équation :  $T = (\ln 2) / \lambda$ .

La fermeture des systèmes correspond à l'arrêt des échanges d'éléments radioactifs entre l'échantillon considéré (fragment de bois, d'os ou minéral) et le milieu extérieur. Cette fermeture du système fixe alors les valeurs initiales des éléments-père et éléments-fils (respectivement  $P_0$  et  $F_0$ ).

Dès lors la valeur de  $P_t$  permet la connaissance du temps écoulé entre la fermeture du système et le temps présent (= celui de l'analyse). Ce temps donnera l'âge de la roche, du minéral ou de l'élément étudié.

On nomme **géochronomètres** les couples (éléments-père / éléments fils).

Tous les minéraux d'une même roche ne cristallisant pas à la même température, différentes méthodes peuvent donc ne pas donner le même âge à un échantillon.

### **B°) faisabilité de la radiochronologie**

Il existe plusieurs types de radiochronomètres (couple d'atomes) à disposition des géologues, dont l'usage dépend des roches étudiées. La datation n'est valide que si l'on mesure des durées allant du centième à dix fois la période de l'isotope choisi. **\*\* le document ci-contre donne quelques couples d'isotopes utilisés ainsi que les périodes qu'ils peuvent permettre de dater.**

COUPLES D'ISOTOPES	PERIODES	AGES MESURES
238 U / 206 Pb	4,47 GA	> 25 MA
87 Rb / 87 Sr	48,8 GA	> 100 MA
40 K / 40 Ar	1,31 GA	1 à 300 MA
14 C / 14 N	5 730 années	100 à 50 000 années

L'âge que l'on obtient est celle qui correspond au temps écoulé depuis le moment où les isotopes de l'échantillon utilisé ont été confinés : depuis ce moment aucun constituant n'a pu quitter l'échantillon et aucun des constituants extérieurs n'a pu y entrer. On parle de **système fermé**. L'âge trouvé est donc celui de la fermeture du système.

*Remarque : en général, les roches sédimentaires ne sont jamais des systèmes fermés, la radiochronologie ne permet pas de dater les roches sédimentaires. On se limitera au cas des roches magmatiques et métamorphiques pour lesquelles, dans certaines conditions de pression données, la fermeture du système est due à l'abaissement de la température en deçà d'un certain seuil (dans le cas d'une roche magmatique, c'est le moment où le magma se solidifie pour donner une roche).*

## C°) quelques géochronomètres

### 1°) la méthode potassium/argon ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ )

Les roches volcaniques possèdent des minéraux riches en K.

Dans le cas du couple  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ , l'élément père est le  $^{40}\text{K}$  et l'élément fils est le  $^{40}\text{Ar}$ .

La quantité initiale d'Argon dans l'échantillon au moment de la fermeture du système est nulle car l'argon est un gaz et est donc éliminé dans l'environnement au fur et mesure de sa formation . Donc on mesure la quantité de  $^{40}\text{Ar}$  formé au cours du temps.

Formule utilisée pour déterminer l'âge :  $\text{Ln} (1 + ^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}) / \lambda$  avec  $\lambda = 5,81 \cdot 10^{-11}$

Limites de la méthode : L'argon est présent dans l'atmosphère et les fluides circulants, donc les risques de contamination existent et peuvent donner des dates erronées.

### 2°) La méthode Rubidium Strontium ( $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ )

Il est fréquemment utilisé pour dater les roches magmatiques ou métamorphiques les plus anciennes.

L'élément père est le Rubidium et l'élément fils est le strontium.

Contrairement à la méthode précédente, il y a déjà du strontium dans l'échantillon au moment de la fermeture du système. Pour contourner ce problème les géologues font une analyse sur plusieurs échantillons d'une même roche (plusieurs minéraux d'une roche par exemple).

Sur le graphique ci-contre les coordonnées d'un point ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) correspondent aux rapports mesurés dans un minéral de la roche. Pour un âge donné, on peut montrer que les points correspondant à différents minéraux d'une roche sont alignés sur une droite appelée isochrone.

Le Rb n'est pas incorporé dans les mêmes proportions dans tous les minéraux, le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  est donc différent dans les différentes espèces minérales au moment de la fermeture du système. Par contre le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est le même dans tous les minéraux au moment de la fermeture du système. Ainsi, à  $t_0$ , cette droite est horizontale

Au cours du temps  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \text{électron}$

Donc la quantité de  $^{87}\text{Rb}$  diminue au cours du temps et la quantité de  $^{87}\text{Sr}$  augmente. Globalement le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  diminue et le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  augmente.

Donc plus le temps s'écoule plus la pente (coefficient directeur) de cette droite augmente.

On peut démontrer que le coefficient directeur de cette droite est corrélé à l'âge de la roche selon la formule ci-dessous :

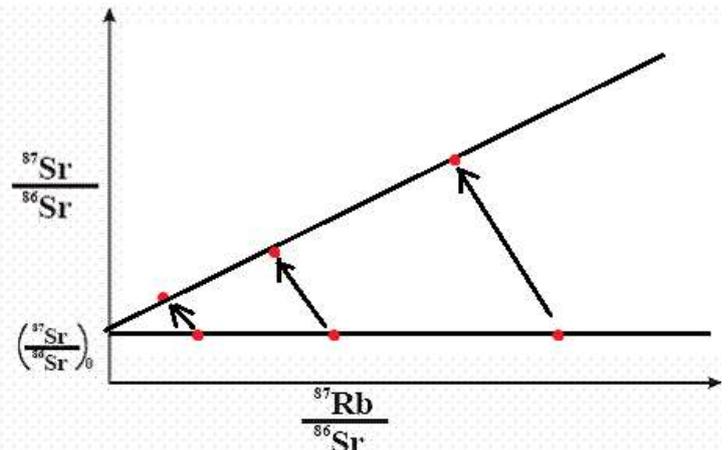
$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$t = \text{Ln}(a + 1) / \lambda$$

t : âge de la roche

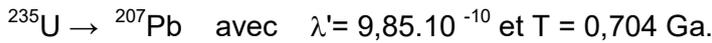
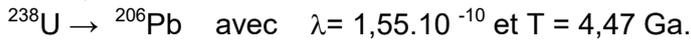
$\lambda$  : constante radioactive

Plus "a" est grand, plus l'âge augmente.



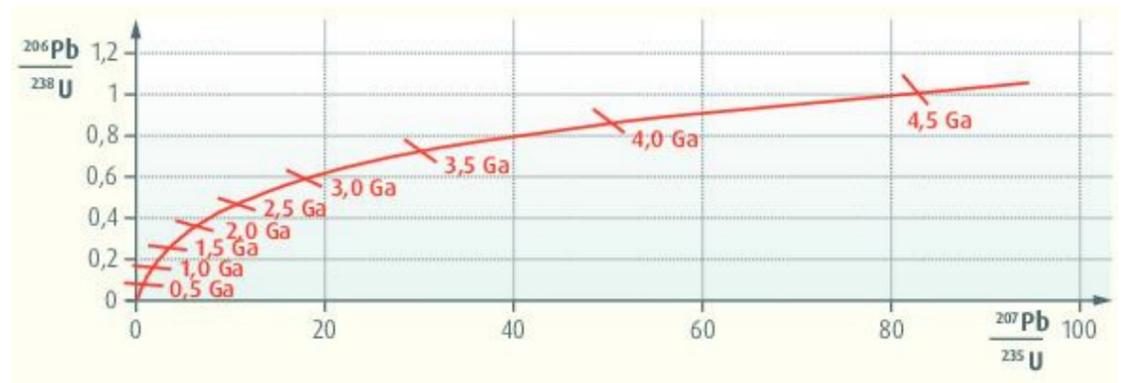
### 3°) La méthode Uranium Plomb

Il existe de nombreux isotopes stables du plomb comme le  $^{206}\text{Pb}$  ou le  $^{207}\text{Pb}$ . Ils proviennent de la désintégration de noyaux d'Uranium :



On utilise conjointement les deux géochronomètres :  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ .

Les géologues ont construit une courbe en calculant de façon théorique la valeur des rapports isotopiques des deux couples pour des âges donnés de valeurs croissantes (on calcule d'abord ces deux rapports pour une roche de 100 Ma puis pour une roche de 200Ma et ainsi de suite...).

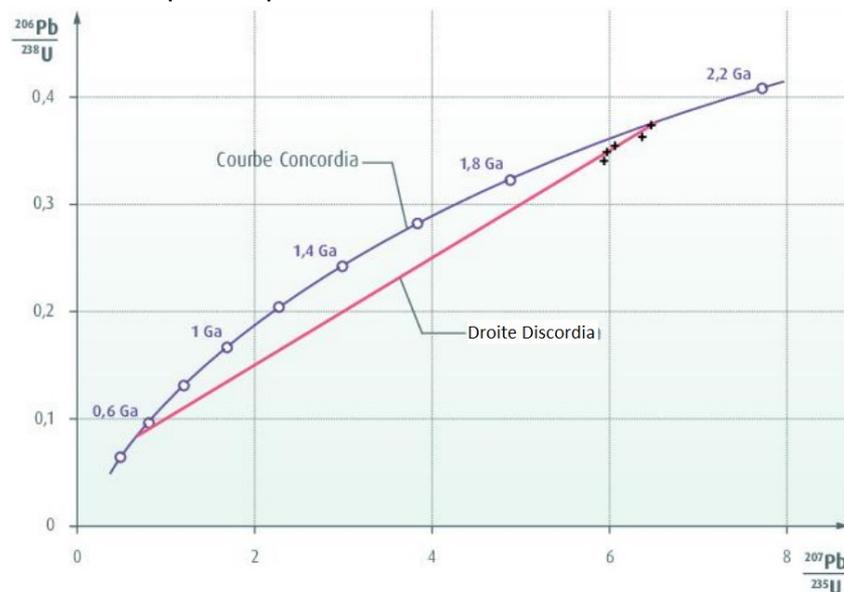


Cette courbe s'appelle **concordia**.

Pour déterminer l'âge d'une roche, on mesure dans un échantillon (ou dans plusieurs échantillons de la même roche) les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . On positionne le point correspondant dans le graphique ci-dessus. Dans le cas le plus simple, ce point se positionne sur la concordia et on lit alors directement l'âge de la roche sur la courbe.

Cependant, il peut arriver que des échantillons fournissent non pas un point sur cette courbe mais une droite hors de la concordia. Cette droite porte le nom de **discordia**. Elle témoigne d'une ouverture du système après sa fermeture ( *\*\*par exemple quand une roche magmatique subit un épisode métamorphique. Cet épisode peut conduire à l'ouverture du système et des éléments peuvent alors être échangés entre la roche et le milieu extérieur*).

Dans ce cas les dates correspondant aux deux intersections entre concordia et discordia fournissent la date de fermeture du système pour la plus ancienne et la date de réouverture pour la plus récente.



#### 4 Datation des gneiss de l'Anse du Culeron.

Les mesures des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$  dans les zircons du gneiss ne sont pas regroupées en un point sur la Concordia mais s'alignent sur une droite, nommée « Discordia ». Celle-ci recoupe la Concordia en deux points, nommés intercepts. L'intercept supérieur est donné par les zircons non perturbés. Il indique la durée écoulée depuis la première fermeture du système, correspondant à l'âge de cristallisation de la roche initiale. L'intercept inférieur est donné par les zircons qui se sont réouverts. Cet intercept indique donc le temps écoulé depuis la fermeture consécutive à la ré-ouverture des zircons, donc l'âge de perturbation, due à un métamorphisme par exemple.

### Conclusion : l'échelle des temps géologiques

Cette échelle est le fruit du travail des géologues du monde entier depuis un peu plus de 100 ans (Holmes, 1913).

Elle est la synthèse des travaux régionaux et mondiaux ainsi que de l'ensemble des méthodes vues dans ce cours. Elle est encore en perpétuelle évolution aujourd'hui.