

A la recherche du passé géologique de notre planète

Chapitre 1 - Datation relative et absolue

Introduction :

La Terre est une planète tellurique du système solaire dont la formation remonte à 4,6 milliards d'années (4,6 Ga). La **géologie** est la science qui étudie la Terre et les roches qui la composent. Une partie du travail du géologue consiste à **reconstituer l'histoire** de la Terre et des terrains, ce qui permet de déterminer **l'âge relatif** des événements qui ont affecté une région : c'est la **datation relative**. Cette démarche est complétée par **l'étude des fossiles (paléontologie)** mais aussi par la **datation absolue** des roches grâce à des **méthodes radiochronologiques** (basées sur la radioactivité de certains éléments chimiques contenus dans les roches). L'ensemble de ces méthodes permet de reconstituer l'histoire de la Terre et de construire **l'échelle des temps géologiques**. Celle-ci est enrichie régulièrement par les découvertes de nouveaux fossiles ou de nouveaux affleurements.

Problématique : Comment reconstituer le plus précisément possible les événements qui ont affecté la Terre.

I. La datation relative et ses principes

1- La datation relative et ses modalités

La datation relative se base sur l'étude des relations géométriques qui affectent les objets géologiques afin de reconstituer la chronologie relative des événements (avant/après). Cette méthode peut être appliquée à différentes échelles (lame mince, étude des roches, affleurement, carte géologique).

Par exemple, l'observation d'un affleurement : une zone où les roches sont en surface et nettement visibles permet de visualiser les strates (ou couches) de roches sédimentaires, les plis, failles et inclusions qui ont pu les affecter.

2- Les principes de la datation relative

La datation relative se base sur 3 principes généraux :

- Principe de superposition : les couches les plus récentes recouvrent les plus anciennes (récent en surface, âgé en profondeur).
- Principe de recoupement : un élément qui est recoupé par un autre est plus ancien. Ex : les failles, les plis, les cheminées volcaniques, plutons qui peuvent recouper des terrains plus anciens.
- Principe d'inclusion : un élément inclus dans un autre est plus ancien. On considère que les volcans et plutons (événements magmatiques) correspondent plutôt à des recoupements et non à des inclusions.

3- L'application de ces principes

[Activité : Défi de Lyell - Un exemple de chronologie relative](#)

II. Les fossiles et la construction de l'échelle stratigraphique

1- Les roches et les fossiles

Les roches sédimentaires sont formées de particules de petite taille qui se sont déposées et se sont compactées pour former une roche (ex : calcaire, grès, marnes ...). Connaissant ce mécanisme, les géologues ont défini un nouveau principe :

- Principe de continuité : une strate sédimentaire possède le même âge sur toute sa longueur. Ainsi, si on retrouve une roche sédimentaire d'une nature particulière (faciès), encadrée par une roche plus ancienne (le mur) et une roche plus récente (le toit) à 2 endroits différents, on pourra dire qu'elles ont le même âge.

2- Les fossiles stratigraphiques et la datation

Les roches sédimentaires peuvent également accumuler des fossiles : ce sont des restes d'êtres vivants tels que des coquilles, des squelettes qui ont été transformés en roche ou en moulage. Ex : Ammonites, Bélemnites, Foraminifères, Radiolaires ...

Les fossiles attestent de nombreuses informations : climat, nature de l'environnement (eau de mer, eau douce, présence de végétaux ...) et sont également un indice de l'âge relatif des roches sédimentaires. Les géologues ont donc défini un autre principe :

- Principe d'identité paléontologique : des roches sédimentaires de même nature et présentant exactement les mêmes associations de fossiles ont le même âge.

De plus, certains fossiles sont qualifiés de « **fossiles stratigraphiques** » car ils possèdent 3 caractéristiques qui les rendent « universels » :

- Ils étaient présents dans le monde entier
- Ils étaient présents en grande quantité
- Ils ont eu une courte durée de vie

Ceci permet donc d'utiliser les fossiles stratigraphiques partout dans le monde afin d'identifier une époque précise de l'histoire de la Terre associée à un âge assez précis.

3- L'échelle chronostratigraphique

Ainsi, l'étude des roches sédimentaires a permis [de découper l'histoire de la Terre en grandes ères](#) (Primaire, Secondaire, Tertiaire, Quaternaire) puis en période (Trias, Jurassique, Crétacé ...) puis en étage (Maastrichtien, Danien ...). Chaque période est définie par des roches particulières et des associations de fossiles spécifiques. On recherche alors des marqueurs de la séparation de ces périodes ou étages qui sont marquées par la disparition brutale de certains fossiles suivie d'une apparition très rapide d'autres fossiles.

III. La datation absolue

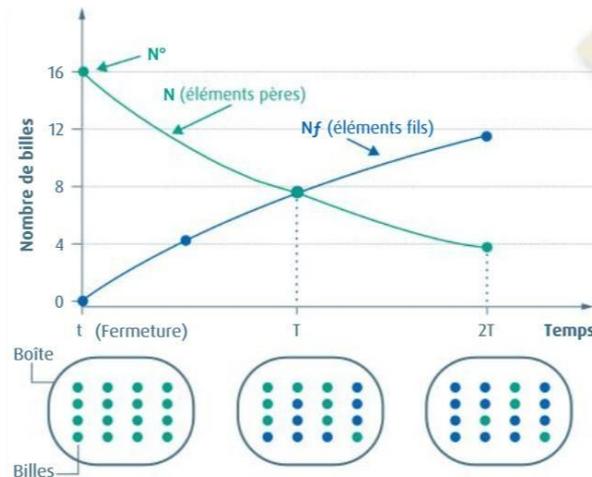
1- Le principe de la datation absolue

La radiochronologie permet de dater plus précisément les roches en se basant sur les propriétés de la désintégration radioactive. Un isotope radioactif (élément père) est instable et se désintègre en isotope radiogénique (élément fils) selon une loi exponentielle décroissante qui s'écrit sous la forme :

$$N = N_0 \times e^{-\lambda t}$$

N = nombre actuel d'atomes de l'élément père

N₀ = nombre initial d'atomes de l'élément père



Source : Doc3p147 (BELIN)

Cette réaction se déroule à une vitesse qui est propre à l'isotope considéré et correspond à sa constante de désintégration (λ). A partir de cette vitesse, on peut également définir la demi-vie (T) qui correspond à la dégradation de 50% des éléments père. Ces 2 paramètres sont reliés par la relation suivante :

$$T = \ln 2 / \lambda$$

Généralement, on ne peut pas appliquer la loi de décroissance radioactive directement car il y a 2 inconnues : on ne connaît pas le nombre d'atomes radioactifs de départ : N₀) et le nombre d'éléments radiogéniques n'est pas forcément nul dans l'échantillon. Pour ce faire, on va donc normaliser les concentrations avec un élément stable proche du couple étudié.

Ainsi, on assimile la désintégration des éléments père à un chronomètre (géochronomètre) qui permet de dater précisément les roches, les minéraux ou les fragments d'objets (êtres vivants ...). L'âge obtenu correspond à l'âge de fermeture du système : c'est l'âge de la mort d'un être vivant, de la cristallisation du magma, ou du métamorphisme d'une roche (qui ouvre à nouveau le système).

Enfin, le choix de la méthode appliquée dépend de l'âge estimé de l'échantillon (constante de désintégration adaptée) et sa nature chimique : présence de l'élément dans l'échantillon. Par exemple, les granites seront datés par la méthode Rb/Sr alors que les basaltes et gabbros seront datés par la méthode Sm/Nd (même principe mais Rb trop peu présent dans les gabbros).

2- La méthode Rb/Sr : la méthode des isochrones

Au moment de la cristallisation d'une roche, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont identiques (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du magma). Néanmoins, certains minéraux sont plus riches en ^{87}Rb (cas de la biotite, riche en K) et les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont donc différents selon le minéral. Dès que la roche est formée (fermeture du système), le ^{87}Rb se désintègre et le $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ rapport commence à diminuer. Comme ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr , le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ va, au contraire, augmenter.

Les points donnés par les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ restent alignés et forment une droite isochrone. Cette droite présente une pente (coefficient directeur a) d'autant plus importante que le temps est important.

Ainsi, en mesurant la quantité de ^{87}Rb et ^{87}Sr dans les différents minéraux de la roche, on peut reconstituer la droite isochrone et déterminer sa pente afin d'identifier l'âge de la roche en utilisant la formule suivante :

$$t = \ln(a+1) / \lambda$$

t = âge de l'échantillon

a = pente de l'isochrone

λ = constante de désintégration radioactive : $1,42 \cdot 10^{-11}$ pour Rb/Sr ln : logarithme népérien

Cette méthode donne un âge avec une précision de l'ordre de 10 Ma. Elle est particulièrement adaptée pour la datation des roches de la croûte continentale (granites). Pour la croûte océanique (basalte, gabbro), on utilise une variante basée sur le même principe : la méthode Sm/Nd.

3- La méthode U/Pb : la méthode Concordia (p152-153)

Il est également possible de déterminer l'âge d'objets plus anciens avec la méthode U/Pb. Dans ce cas, l'Uranium ^{238}U se désintègre en ^{206}Pb et ^{235}U se désintègre en ^{207}Pb . On construit alors un graphique présentant les variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Cela produit une courbe que l'on appelle concordia (concordance des rapports Pb/U). Sur cette courbe, on connaît des âges précis. Il suffit donc de déterminer les rapports Pb /U et de placer le point sur la concordia pour lire l'âge de l'échantillon.

Cette méthode est particulièrement adaptée pour des échantillons anciens (entre 0,5 à 5 Ga). Elle n'est donc pas utilisée pour la plupart des roches océaniques ou continentales (sauf roches les plus anciennes). Elle est souvent utilisée sur les météorites.

4- La méthode K/Ar (p150-151)

Enfin, dans certains cas, il est nécessaire d'utiliser la méthode K/Ar qui se base sur la désintégration radioactive de l'isotope radioactif : ^{40}K en isotope radiogénique (fils) : ^{40}Ar . La demi-vie étant de 1,26 Ga, elle s'applique aux roches continentales.

Dans ce cas, on mesure les concentrations des 2 éléments mais on ne rapporte pas ces concentrations à des standards. On obtient donc l'âge par le calcul suivant :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[10 \cdot \frac{[^{40}\text{Ar}]}{[^{40}\text{K}]} + 1 \right]$$

Source : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/datation-k-ar.xml>

