

1 La datation relative

La datation relative permet de positionner dans le temps des événements géologiques (formation d'une chaîne de montagnes) ou des événements biologiques (crise Crétacé-Tertiaire) les uns par rapport aux autres. Le positionnement relatif de ces événements est fondé sur des principes de plusieurs ordres (géométriques, paléontologiques).

1. Le principe de superposition

- Le principe de superposition permet d'ordonner un ensemble de couches superposées supposées s'être déposées initialement à l'horizontale. Il s'applique à toutes les roches qui présentent des structures stratifiées (roches sédimentaires et roches volcaniques). Ce principe repose sur le fait qu'une couche sédimentaire (ou une coulée volcanique) plus récente recouvre toujours une couche sédimentaire (ou une coulée volcanique) plus ancienne.
- Il faut souligner que, dans le cas d'événements tectoniques qui conduisent à une disparition de la stratification initiale, l'application unique de ce principe ne permet pas de dater relativement des strates.

2. Le principe de recouplement

Une extension du principe précédent est celui de l'intersection entre structures (entre couches et formations). Ce principe repose sur le fait qu'une structure plus jeune recoupe toujours les structures plus anciennes. L'exemple le plus évident est celui de l'intrusion d'une roche plutonique dans une série sédimentaire. Mais ce principe peut s'appliquer à l'échelle du minéral dans le cas notamment des roches métamorphiques.

Les principes suivants sont destinés à corrélérer des strates qui ne sont pas jointives.

3. Le principe de continuité

- Le principe de continuité permet de donner un âge sur toute la surface où la couche est représentée quelle que soit la nature lithologique de la couche. Cela sous-entend que toutes les couches sédimentaires d'un âge donné ne sont pas les mêmes à la surface de la Terre.

- Ainsi, la formation de gypse de Montmartre se retrouve à Cormeilles et au nord de la Marne. En ces différents points de la région parisienne, on retrouve les mêmes formations, identifiables par leurs caractères lithologiques (gypse) et situées dans la même position les unes par rapport aux autres. On admet donc que l'âge de cette couche est le même aux différents endroits où l'on l'identifie : c'est le principe de continuité.

4. Le principe d'identité paléontologique

- Le principe d'identité paléontologique est basé sur le fait que deux strates contenant le même fossile sont de même âge. L'application de ce principe repose sur l'utilisation de fossiles « stratigraphiques ».
- Un fossile est considéré comme *stratigraphique* s'il a une extension faible dans le temps, s'il a une vaste répartition géographique (espèces marines essentiellement) et s'il est représenté par un grand nombre d'individus de manière à ce qu'il y ait une probabilité relativement élevée de le trouver dans une strate.
- L'ensemble de ces principes a permis d'établir une chronologie relative des strates à l'échelle mondiale : c'est l'*échelle stratigraphique des temps géologiques*.

Les erreurs classiques à éviter

- L'épaisseur d'une strate ne peut servir à estimer la durée qu'elle représente : en fonction du milieu de sédimentation considéré, l'épaisseur d'une strate est variable.
- Avant d'utiliser le principe d'identité paléontologique, il faut vérifier que le fossile utilisé est bien un fossile stratigraphique.

2 La datation absolue

Par opposition à la datation relative qui consiste à situer un événement par rapport à un autre, la datation absolue permet de chiffrer un événement en nombre d'années. Cela permet soit de situer dans le temps l'échelle stratigraphique des temps géologiques, soit d'estimer la durée d'une période géologique.

La datation absolue repose essentiellement sur des méthodes utilisant comme chronomètres les isotopes radioactifs de certains éléments. Ce sont des méthodes de radiochronologie.

1. Les caractéristiques des isotopes radioactifs

- Les isotopes d'un même élément ne diffèrent que par le nombre de neutrons. On distingue les *isotopes stables* dont le noyau ne subit aucune modification au cours du temps et les *isotopes radioactifs* dont le noyau (élément père) se transforme spontanément au cours du temps en un autre noyau (élément fils) :

Isotope stable : ^{12}C

Isotope instable : $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$

- La loi de la radioactivité indique que le nombre d'atomes radioactifs décroît au cours du temps de manière exponentielle suivant la formule :

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}$$

où N_0 est le nombre d'atomes de l'élément E présent au moment de la fermeture du système (cristallisation), N_t le nombre d'atomes restant au moment de la mesure, t le temps écoulé, et λ la *constante radioactive* (ou constante de désintégration) caractéristique de chaque isotope radioactif.

- Pour déterminer l'âge d'un échantillon, c'est-à-dire le temps t qui nous sépare de sa formation, on utilise cette *loi de décroissance radioactive* :

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \rightarrow t = 1/\lambda \ln N_t/N_0 \quad (1)$$

- L'âge t de l'échantillon peut être alors calculé si l'on peut mesurer N_t et si l'on connaît N_0 . En général, N_t et N_0 s'expriment sous forme d'un rapport isotopique (exemple $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$).

2. Les principales méthodes de datation

A. Cas où No reste connu à la fermeture du système

On peut appliquer directement la formule (1). Ce cas est celui de la méthode de datation par le ^{14}C .

B. Cas où l'élément fils est stable mais où No est inconnu à la fermeture du système (la formule 1 ne suffit plus)

- C'est le cas le plus fréquent et celui-ci s'applique à la méthode de datation rubidium/strontium. Le ^{87}Rb est radioactif. Sa transformation est la suivante :



- Dans l'échantillon, il faut doser ^{87}Rbt restant et $^{87}\text{Sr}_t$ apparu par rapport à un élément stable ^{86}Sr et appliquer l'équation suivante :

$$y = ax + b$$

avec $a = (e^{\lambda t} - 1)$ et $b = ^{87}\text{Sr}_{\text{initial}}/^{86}\text{Sr}$;

y ($^{87}\text{Sr}_t/^{86}\text{Sr}$) et x ($^{87}\text{Rbt}/^{86}\text{Sr}$) correspondent aux deux variables que l'on mesure dans différents minéraux d'une même roche.

- Cette équation est celle d'une droite dite isochrone dont la pente (a) donne l'âge de l'échantillon.

3. Le choix des isotopes utilisés

Plus λ est élevée, plus la désintégration de l'isotope radioactif est rapide. Le choix d'un isotope comme chronomètre dépendra donc de sa constante radioactive. Pour les échantillons anciens, on choisit des éléments radioactifs à constante faible comme le ^{87}Sr ou ^{40}K . Pour les échantillons plus récents, on utilise des éléments radioactifs à constante élevée comme ^{14}C .

L'erreur classique à éviter

Bien distinguer la méthode de datation utilisée. Dans un cas, on mesure la quantité restante d'éléments pères (^{14}C). Dans un autre cas, on mesure la quantité formée d'éléments fils ($^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$).