

II- Des outils issus de mesures en laboratoire : la chronologie absolue

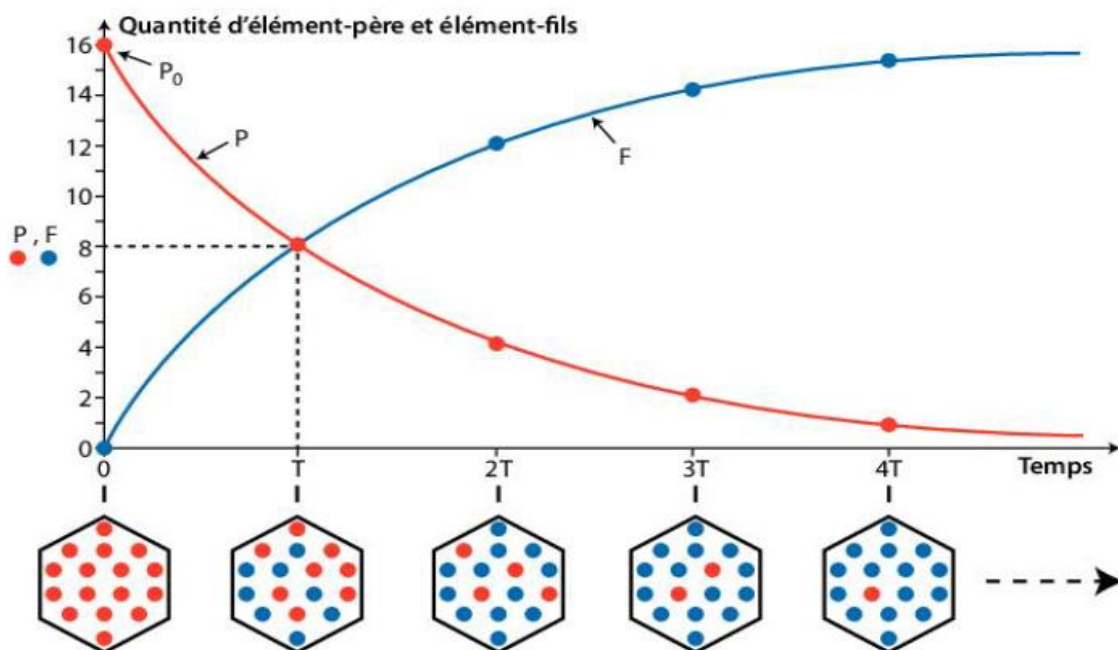
En donnant l'âge des roches et fossiles, la datation absolue permet de situer plus précisément dans le temps les événements étudiés par datation relative. Il n'est toutefois pas possible de tous les dater précisément.

1) Principes de la datation absolue

a) La désintégration radioactive

La datation absolue ou radiochronologie est basée sur la désintégration spontanée, continue et irréversible de certains isotopes instables, nommés « élément père P » ou « **élément radioactif** », en éléments plus stables nommés « élément fils F » ou « **élément radiogénique** ». Cette désintégration est fonction du temps. On parle de **décroissance radioactive** de l'isotope.

La loi de décroissance radioactive se traduit par une fonction mathématique représentée par la courbe suivante :



Avec

- P = élément-père radioactif
- P_0 = proportion initiale de l'élément père au moment de la fermeture du système (= P à t_0)
- P_t = proportion mesurée de l'élément père à l'instant t
- F_t = proportion mesurée de l'élément fils à l'instant t
- T = période radioactive ou demi-vie

b) L'isotope radioactif est un radiochronomètre

Lorsque le système est fermé (c'est-à-dire lorsque la roche est totalement solidifiée, soit sous la forme d'un ensemble de minéraux et/ou de verre), la proportion d'éléments radioactifs pères diminue progressivement au cours du temps, au profit des éléments fils. Or, il faut toujours le même temps pour que la quantité d'éléments pères soit réduite de moitié : on appelle ce temps, la **période** ou la **demi-vie** T. Elle est caractéristique de l'élément radioactif.

De même, la proportion d'atomes radioactifs qui se désintègrent par intervalle de temps est une constante propre à chaque couple d'éléments père/fils. Cette constante est appelée **constante de désintégration** et notée λ .

Toutes les roches magmatiques et métamorphiques renferment, en faible quantité, des éléments radioactifs « pères », piégés dans les minéraux lors de leur formation. Ceux-ci se désintègrent au cours du temps en éléments radiogéniques stables, dits éléments « fils ».

Le principe général est donc de mesurer (ou estimer) la quantité d'éléments « pères » et d'éléments « fils » présents dans les minéraux d'une roche (ou différents échantillons de cette roche).

La quantification de l'élément père radioactif et de l'élément fils radiogénique permet de déterminer l'âge des minéraux constitutifs d'une roche. Et de fait, de déterminer l'âge de fermeture du système correspondant à l'âge de la roche.

Différents chronomètres sont utilisés en géologie ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ et $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$) caractérisés par la période de l'élément père.

En considérant que l'élément à dater soit un système fermé, c'est à dire qu'il ne subit ni perte ni apports de l'extérieur, à l'instant t :

$$\Delta P_t = -\lambda \Delta P_0$$

$$\text{donc } P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

$$\Leftrightarrow P_t / P_0 = e^{-\lambda t} \Leftrightarrow -\lambda t = \text{Ln} (P_t / P_0) \Leftrightarrow t = (-1/\lambda) \cdot \text{Ln} (P_t / P_0) \Leftrightarrow t = (1/\lambda) \cdot \text{Ln} (P_0 / P_t)$$

$$\text{Donc } t = \frac{\text{Ln} \frac{P_0}{P_t}}{\lambda}$$

2) Les contraintes de la radiochronologie

→ Les datations sont effectuées sur des **roches magmatiques ou métamorphiques**, en utilisant les roches totales ou leurs minéraux isolés, ou sur des **restes d'organismes morts**.

→ **La datation de t** correspond au moment où l'isotope est intégré dans l'échantillon et qu'il n'existe plus d'échange avec l'extérieur : **on parle de la "fermeture du système"**. C'est le déclenchement du chronomètre.

- Pour les roches magmatiques, cela correspond au moment de leur cristallisation à partir d'un magma liquide : les isotopes sont piégés dans les cristaux ou le verre.

Remarques : Des mesures effectuées sur une même roche, avec différents chronomètres, peuvent être différentes car les températures de fermetures sont différentes pour différents minéraux.

Si ces roches subissent du métamorphisme, les mesures peuvent correspondre à la fin de la transformation des minéraux.

- Pour des restes d'êtres vivants, la fermeture du système intervient lorsque l'organisme n'effectue plus d'échange (de carbone) avec le milieu, c'est-à-dire à la mort de l'organisme ; (arrêt des échanges respiratoires ou nutritifs ou liés à la photosynthèse).

Le cas particulier des roches sédimentaires : ce sont en général des systèmes qui effectuent toujours des échanges avec le milieu et ne sont donc jamais fermés, car elles sont le résultat de l'érosion avec perte d'éléments chimiques et/ou contamination. La radiochronologie n'est donc pas applicable à la datation de roches sédimentaires dans la plupart des cas.

→ **Le choix du chronomètre** dépend de l'âge supposé de l'objet à dater, d'où l'intérêt d'estimer l'âge présumé de l'échantillon par la chronologie relative, ainsi que de sa nature.

La datation n'est significative que si la quantité d'isotopes radioactifs est suffisante. C'est pourquoi on considère que l'on ne peut plus dater un échantillon au-delà de 10 périodes (10 fois la $\frac{1}{2}$ vie).

Ex : $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ T = 1,25.10⁹ans donc permet de remonter jusqu'à la formation de la Terre (4T = 5 Ga).

→ **La datation n'est pas si absolue que cela !**

- o Des mesures effectuées sur une même roche, avec différents chronomètres, peuvent être différentes car les températures de fermetures sont différentes pour différents minéraux.
- o Il existe une incertitude (=écart-type). Par exemple, l'âge de la Terre est de 4,567 ± 1% Ga (incertitude de quelques dizaines de millions d'années).

3) Les différents radiochronomètres utilisés en géologie

En fonction des cas à étudier (type d'échantillon, âge, ...), différentes méthodes sont utilisables pour évaluer l'âge absolu d'un échantillon.

Les rapports d'abondance d'éléments pères et fils sont mesurés à l'aide d'un **spectromètre de masse**.

a) Datation par le géochronomètre $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$

^{40}Ar est un isotope stable provenant de la désintégration de ^{40}K .

La proportion de ^{40}K au moment de la formation de la roche/du minéral est inconnue, mais celle de ^{40}Ar à l'origine est nulle. En effet, comme ^{40}Ar est un gaz très volatile, on peut estimer sa concentration négligeable au moment de la fermeture du système car le gaz s'échappe du magma. L'âge peut alors être déduit des concentrations d'éléments père (^{40}K) et d'éléments fils (^{40}Ar) dans l'échantillon.

On peut donc écrire que $(^{40}\text{K})_0 = ^{40}\text{K} + ^{40}\text{Ar}$ mesurés à l'instant t .

En utilisant la fonction mathématique de la loi de désintégration radioactive de K et connaissant la quantité initiale de K, on peut déterminer le temps de fermeture du système et donc l'âge de la roche.

Limite : ^{40}Ar est un isotope abondant dans l'atmosphère (1%), il peut contaminer l'échantillon, donc nécessité de travailler sur des minéraux riches en K c.à.d les feldspaths et les micas.

Avantages : cette méthode permet de dater des roches anciennes car la $\frac{1}{2}$ vie du ^{40}K est de 1,31 Ga. L'abondance du potassium dans les roches confère à cette méthode une grande universalité.

b) Datation par le géochronomètre $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$

L'isotope ^{87}Rb donne par désintégration ^{87}Sr , cependant, cette transformation commence bien avant la fermeture du système. Cela induit donc qu'au moment de la formation de la roche (=fermeture du système), l'élément ^{87}Sr était présent en quantité plus ou moins importante.

Comment déterminer alors la concentration initiale en ^{87}Rb et en ^{87}Sr ?

Les quantités initiales d'éléments père et fils étant inconnues, la détermination de l'âge passe par une **résolution graphique**.

Pour cela, on fait des mesures **sur plusieurs minéraux du même échantillon** (ou **plusieurs échantillons de la roche** à dater) des rapports entre les isotopes ^{87}Rb et ^{87}Sr et un autre isotope stable du Strontium, le ^{86}Sr , incorporé lors de la formation des minéraux et dont la concentration est constante (il servira donc de référence).

Puis on calcule les rapports isotopiques des échantillons : $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t$ et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$.

$$\text{Or } P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \Leftrightarrow \quad \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Mesuré initial mesuré

On représente graphiquement $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ en fonction de $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t$, avec $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t$ sur l'axe des abscisses et $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ sur l'axe des ordonnées.

Placés dans un graphique, ces points permettent de tracer une **droite isochrone** dont l'équation est du type $y = ax + b$, de pente **a** (coefficient directeur) et d'ordonnée à l'origine $b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

On peut ainsi en déduire graphiquement la valeur de la pente, puis déterminer par le calcul la valeur de t car $t = \frac{\ln(a+1)}{\lambda}$.

\Rightarrow **Plus la pente est importante et plus l'échantillon est vieux.**

Cette méthode permet de dater les roches plus anciennes car la $\frac{1}{2}$ vie du ^{87}Rb est de 50 Ga. C'est l'une des plus utilisées en raison de sa fiabilité.

c) Datation par la méthode Uranium/Plomb

Elle est plus complexe puisque deux isotopes radioactifs de l'uranium (^{238}U et ^{235}U) donnent deux isotopes de plomb (^{206}Pb et ^{207}Pb) avec bien entendu des λ différents.

On mesure les rapports ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) et ($^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$) **dans des cristaux de zircons** (souvent présents en inclusion dans des micas). Autour de ces cristaux de zircons, le mica est noirci, il est entouré d'une **auréole de désintégration radioactive**. Ces auréoles se forment à cause du rayonnement radioactif émis par l'uranium piégé dans la maille cristalline du zircon.

L'intérêt de l'utilisation du radiochronomètre uranium-plomb réside notamment dans le fait que le plomb ne peut entrer dans la maille cristalline du zircon lors de sa formation, ce qui implique que le plomb contenu dans l'échantillon provient uniquement de la désintégration de l'uranium (autrement dit $^{206}\text{Pb}_0=0$ et $^{207}\text{Pb}_0=0$).

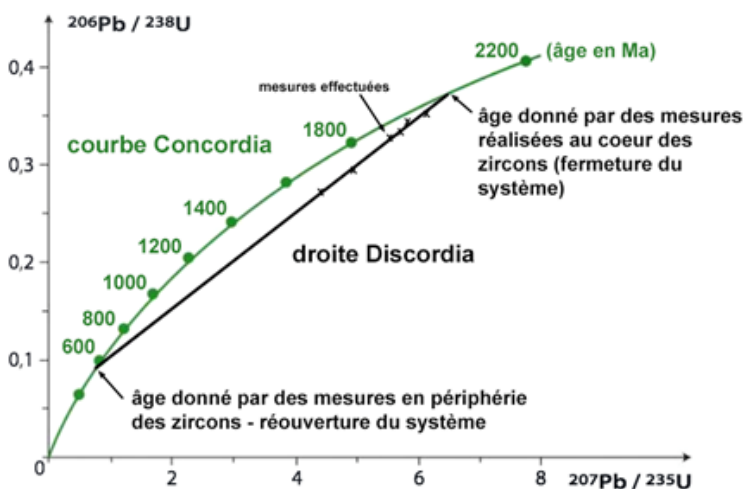
De ce fait, on obtient $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = (e^{\lambda t} - 1)$ et $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U} = (e^{\lambda t} - 1)$

Il est possible de représenter graphiquement ces données, en associant une équation à l'ordonnée et l'autre à l'abscisse.

On construit une courbe de référence à partir des points pour lesquels les deux méthodes de datation donnent des âges identiques ; on obtient une courbe dite « **Concordia** ».

Tout minéral situé sur cette courbe donne l'âge absolu de la roche, c'est-à-dire l'âge de cristallisation du magma.

Puis on place les points pour lesquels les deux méthodes de datation donnent des âges différents : on obtient souvent une droite appelée « **Discordia** ». Cela signifie qu'il y a eu ouverture du système avec perte de plomb.



L'intersection supérieure de la discordia avec la concordia permet d'obtenir l'**âge de la fermeture du système** (cristallisation du magma).

L'intersection inférieure de la discordia avec la concordia date la **réouverture du système** (suite par exemple à un événement thermique, telle une phase de métamorphisme).

CONCLUSION : Pour mesurer la durée des événements géologiques, on interprète les enregistrements naturels dans les paysages et dans les roches, ainsi que la présence de fossiles. Les méthodes très diversifiées de la chronologie relative sont en permanence complétées par les outils de la chronologie absolue.