<u>Principe des datations à l'aide de radioéléments</u>

<u>Datation au carbone 14 (^{14}C)</u>

<u>1/. Hypothèses</u>

❶ La répartition du carbone 14 est homogène dans l'atmosphère.
Ainsi, à une date donnée, tout organisme vivant a la même composition isotopique en carbone 14 que l'atmosphère. À cette date, le rapport $^{14}C/^{12}C$ est donc le même pour tous les organismes vivants et pour l'atmosphère.

❷ La composition isotopique en carbone 14 de l'atmosphère a une valeur qui n'a pas changée durant les 50 000 dernières années.
Ainsi, quel que soit l'âge de l'organisme vivant, sa composition isotopique en carbone 14 lors de sa mort était très proche de celle des matières carbonées actuelles.

<u>2/. Principe</u>

Lorsqu'un organisme vivant (plante, animal …) cesse de vivre, les échanges de carbone avec l'extérieur cessent. Ainsi, le rapport $^{14}C/^{12}C$ décroît au fur et à mesure que le ^{14}C se désintègre.

$$^{14}_{6}C \rightarrow \, ^{14}_{7}N + \, ^{0}_{-1}e$$

Puisque l'on connaît la valeur initiale de ce rapport à la mort de l'organisme (grâce aux deux hypothèses précédentes) et la demi-vie du ^{14}C (5730 ans), on peut en déduire l'âge de l'échantillon.

<u>3/. Validité</u>

- Elle permet donc de dater des évènements récents : de 100 ans à 50 000 ans.
- D'après des études récentes, les deux hypothèses ne sont pas totalement fondées et on a recours actuellement à un étalonnage.

<u>4/. Principe des mesures</u>

D'après la loi de décroissance radioactive : $^{14}C = {^{14}C_0} e^{-\lambda . t}$. En divisant chaque membre de cette équation par la quantité de ^{12}C présente dans l'échantillon, on a :

$$\left(\frac{^{14}C}{^{12}C}\right)_t = \left(\frac{^{14}C}{^{12}C}\right)_0 \cdot e^{-\lambda . t}$$

avec :

$\left(\frac{^{14}C}{^{12}C}\right)_t$: rapport isotopique mesuré dans l'échantillon

$\left(\frac{^{14}C}{^{12}C}\right)_0$: rapport isotopique initial à la mort de l'organisme

Les mesures des rapports isotopiques actuel et dans l'échantillon permettent donc d'accéder au temps t, durée écoulée depuis la mort de l'organisme. En effet :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left[\frac{\left(^{14}C/^{12}C\right)_0}{\left(^{14}C/^{12}C\right)_t}\right]$$

.

Principe des datations à l'aide de radioéléments

Datation par le couple potassium-agon (K-Ar)

1/. Principe

Le noyau de ${}^{40}_{19}K$ est instable. Il peut subir deux transformations nucléaires différentes. Dans un échantillon, environ 11 % des noyaux se transforment en argon par capture électronique.

$$ {}^{40}_{19}K + {}^{0}_{-1}e \rightarrow {}^{40}_{18}Ar $$

Lorsqu'une roche se solidifie, on considère qu'elle ne contient pas d'argon (il s'agit d'un gaz rare chimiquement inerte qui s'échappe des roches en fusion). C'est le temps t = 0 de fermeture du système.

Environ 11 % des noyaux de potassium contenus initialement dans la roche et qui se désintègrent forment de l'argon qui se trouve piégé dans la roche solide. Les 89% restant se désintègrent par radioactivité β^- inutile à la datation.

La roche ne contenant pas d'argon au départ, le dosage de l'argon accumulé permet d'estimer l'âge de l'échantillon.

2/. Validité

- Pour le granite, la fermeture du système pour le couple K-Ar est bien plus tardive que sa mise en place. L'âge est donc sous-estimé. Le système peut s'ouvrir, lors d'un métamorphisme par exemple.
- Les échantillons peuvent être contaminés par de l'argon que l'on trouve dans la nature.
- Cette méthode permet de dater des évènements anciens : de 10^4 ans à $4,5.10^9$ ans.

3/. Principe des mesures

La quantité de ${}^{40}K$ désintégrée au temps t est [${}^{40}K_0$ - ${}^{40}K(t)$]. Seuls 11% de ces désintégrations forment ${}^{40}Ar$.

La quantité de ${}^{40}Ar$ présente dans l'échantillon est : ${}^{40}Ar(t) = {}^{40}Ar_0 + 0,11\cdot[\,{}^{40}K_0 - {}^{40}K(t)\,] = 0,11\cdot{}^{40}K_0\cdot[\,1 - e^{-\lambda\cdot t}\,]$ puisque ${}^{40}Ar_0 = 0$ par hypothèse.

En divisant chaque membre de cette équation par la quantité ${}^{40}K(t) = K_0\cdot e^{-\lambda\cdot t}$, on a l'égalité suivante :

$$ \left(\frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K}\right)_t = \frac{0,11\cdot\,{}^{40}K_0\cdot\left[1-e^{-\lambda\cdot t}\right]}{{}^{40}K_0\cdot e^{-\lambda\cdot t}} = 0,11\cdot\left[e^{\lambda\cdot t}-1\right] $$

$$ \text{soit}\quad \left(\frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K}\right)_t = 0,11\cdot\left[e^{\lambda\cdot t}-1\right] $$

La mesure de la quantité relative de potassium ${}^{40}K$ et de son produit de décomposition ${}^{40}Ar$ permet donc de déterminer le temps t, durée écoulée depuis la fermeture du système. En effet :

$$ t = \frac{1}{\lambda}\cdot\ln\left[1+\frac{1}{0,11}\cdot\left(\frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K}\right)_t\right] $$

Principe des datations à l'aide de radioéléments

Datation par la méthode rubidium-strontium (Rb-Sr)

1/. Principe

Lors de leur formation, une roche ou des minéraux ont incorporé :

- du rubidium ^{87}Rb radioactif β^- en quantité $^{87}Rb_0$
- du strontium ^{87}Sr non radioactif en quantité $^{87}Sr_0$
- du strontium ^{86}Sr non radioactif en quantité $^{86}Sr_0$

Le rubidium ^{87}Rb se désintègre suivant la réaction suivante : $^{87}_{37}Rb \rightarrow {}^{87}_{38}Sr + {}^{0}_{-1}e$

La méthode permet de déterminer l'âge des roches sans connaître la composition isotopique à la fermeture du système.

2/. Validité

- Cette méthode permet de dater des évènements anciens : de 10^7 à $4{,}5 \cdot 10^9$ ans.

3/. Principe des mesures

Au temps t, la quantité de ^{87}Sr est la somme de la quantité initiale de ^{87}Sr et de la quantité de ^{87}Sr produite par les désintégrations du rubidium.

Quantité de ^{87}Sr apparue au temps t suite aux désintégrations du rubidium : $^{87}Rb_0 - {}^{87}Rb_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} = {}^{87}Rb_0 \cdot [\ 1 - e^{-\lambda \cdot t}\ ]$

Quantité totale de ^{87}Sr au temps t : $^{87}Sr(t) = {}^{87}Sr_0 + {}^{87}Rb_0 \cdot [\ 1 - e^{-\lambda \cdot t}\ ] = {}^{87}Sr_0 + {}^{87}Rb(t) \cdot [\ e^{\lambda \cdot t} - 1\ ]$

En divisant chaque membre de cette équation par la quantité ^{86}Sr (qui est constante donc $^{86}Sr = {}^{86}Sr_0$), on a :

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_t = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_t \cdot \left[e^{\lambda \cdot t} - 1\right]$$

Pour des roches d'une même formation ou plusieurs minéraux d'une même roche, le rapport $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0$ peut être considéré comme constant. D'une roche à l'autre, seules les quantités initiales de ^{87}Sr et ^{87}Rb changent.

Il suffit alors de mesurer les rapports $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_t$ et $\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_t$ au temps t pour différents échantillons d'une même formation. On obtient alors une droite d'équation $y = a \cdot x + b$ dont la pente est $[\ e^{\lambda \cdot t} - 1\ ]$ et dont l'ordonnée à l'origine correspond au rapport $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0$; cette droite est appelée isochrone.

4/. Exemple

Le tableau ci-dessous fournit les valeurs des rapports isotopiques du rubidium et du strontium d'échantillons de granite du Mayet de Montagne (Nord du Massif Central).

1/. Tracer le graphe $^{87}Sr\ /\ ^{86}Sr = f\ (\ ^{87}Rb\ /\ ^{86}Sr\ )$.

2/. En déduire l'âge de ce granite en millions d'années.

Remarque : on utilise parfois l'approximation $e^{\lambda \cdot t} - 1 \simeq \lambda \cdot t$

Donnée : $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11}$ an^{-1}

échantillons	$^{87}Rb\ /\ ^{86}Sr$	$^{87}Sr\ /\ ^{86}Sr$
1	0,209	0,70664
2	1,54	0,71290
3	2,47	0,71671
4	3,38	0,72289
5	4,52	0,72666
6	4,81	0,72782
7	5,60	0,73247
8	5,70	0,73247
9	6,18	0,73408
10	11,14	0,75932