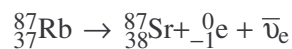


DATATION DES ROCHES ET DETERMINATION DE L'AGE DE LA TERRE PAR LA METHODE RUBIDIUM-STRONTIUM.

Rutherford, il y a un siècle, fut le premier à avoir l'intuition que la radioactivité, présente dans les roches, pouvait servir à déterminer l'âge de celles-ci.

Les roches provenant de l'intérieur de la Terre et métamorphiques (transformées sous l'effet des hautes températures et pressions internes) sont formées de minéraux. Ces minéraux sont composés de constituants majeurs non radioactifs (K, Al, Na, Ca, Si, O, etc.), mais des éléments plus rares susceptibles de présenter des désintégrations radioactives (le rubidium par exemple) peuvent s'insérer dans le réseau cristallin à la place des constituants majeurs (strontium et rubidium à la place du potassium par exemple). Une roche cristallise en une durée très courte à l'échelle géologique, et l'on peut donc considérer que ce processus est instantané.

La méthode rubidium-strontium de datation des roches repose sur la désintégration du rubidium-87 en strontium-87. Un neutron du noyau de rubidium se transforme spontanément en proton (le noyau de rubidium devient ainsi un noyau de strontium), avec éjection d'un électron (conservation de la charge) et d'un anti-neutrino :



On dit qu'il s'agit d'une **radioactivité de type β^-** . **La demi-vie est d'environ 50×10^9 ans**, valeur bien adaptée à la datation de roches cristallisées lors de la formation de la Terre car la demi-vie doit être longue compte tenu de l'âge de la Terre. (la datation par le carbone 14 ne convient donc pas)

Il s'agit d'une méthode de datation absolue, fondée sur la mesure de la variation du rapport isotopique entre le moment de la fermeture de l'échantillon daté et le présent.

Dans le cas général on ne connaît pas la quantité initiale d'isotope ; l'âge de la roche est obtenu par résolution d'un système simple d'équations linéaires. Dans le cas d'une roche, les équations sont obtenues en effectuant des mesures sur plusieurs minéraux de la même roche.

À partir de la date de cristallisation, date de « fermeture » des minéraux (instant t_0 que l'on prendra comme origine des temps) les éléments radioactifs subissent une évolution indépendante dans chacun des minéraux de la roche. Considérons différents minéraux d'une roche datant de la même époque géologique, contenant du **strontium-86 et 87, non radioactifs, et du rubidium-87, radioactif**.

À l'instant initial t_0 , le rapport isotopique $N({}^{87}\text{Sr})/N({}^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ est le même pour tous les minéraux de la roche, car les deux isotopes ont les mêmes propriétés chimiques. En revanche **la quantité de rubidium et le rapport d'abondance $N({}^{87}\text{Rb})/N({}^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ varient d'un minéral à l'autre. Ces valeurs initiales sont toutes deux inconnues.** Au cours du temps, le nombre d'atomes de strontium-87 augmente en raison de la désintégration des noyaux de rubidium.

Comment dater ces roches sans connaître les compositions initiales ?

Soient $N({}^{87}\text{Sr})$ et $N({}^{86}\text{Sr})$ les nombres d'atomes de strontium-87 et de strontium-86 présents dans un morceau de roche, et $N({}^{87}\text{Rb})$ le nombre d'atomes de rubidium-87. Conformément à la loi de désintégration, pour chaque morceau de roche, on aura à l'instant t (en prenant l'instant initial t_0 comme origine des temps) :

$$N({}^{87}\text{Rb}) = N({}^{87}\text{Rb})_{\text{initial}} \times \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

Le nombre d'atomes de strontium-87 formés est égal au nombre d'atomes de rubidium désintégrés soit :

$$N({}^{87}\text{Sr})_{\text{formés}} = N({}^{87}\text{Rb})_{\text{initial}} [1 - \exp(-\lambda t)],$$

ou encore, en utilisant la relation (1) : $N({}^{87}\text{Sr})_{\text{formés}} = N({}^{87}\text{Rb}) \times [\exp(\lambda t) - 1]$.

Le nombre total d'atomes de strontium-87, somme des atomes présents initialement et de ceux provenant de la désintégration du rubidium, est donné par :

$$N({}^{87}\text{Sr}) = N({}^{87}\text{Sr})_{\text{initial}} + N({}^{87}\text{Sr})_{\text{formés}} = N({}^{87}\text{Sr})_{\text{initial}} + N({}^{87}\text{Rb}) \times [\exp(\lambda t) - 1]$$

On a donc, en divisant par le nombre d'atomes de strontium-86 présents dans l'échantillon actuellement, la relation

$$\left(\frac{N({}^{87}\text{Sr})}{N({}^{86}\text{Sr})} \right)_{\text{mesuré}} = [\exp(\lambda t) - 1] \left(\frac{N({}^{87}\text{Rb})}{N({}^{86}\text{Sr})} \right)_{\text{mesuré}} + \left(\frac{N({}^{87}\text{Sr})}{N({}^{86}\text{Sr})} \right)_{\text{initial}} \quad (2)$$

On mesure à l'aide d'un spectrographe de masse les rapports $\frac{N_{38}^{87}Sr}{N_{38}^{86}Sr}$ et $\frac{N_{37}^{87}Rb}{N_{38}^{86}Sr}$

On reporte les valeurs mesurées à l'instant t (actuel) pour les rapports isotopiques dans différents minéraux dans un plan de coordonnées $\{ x = N(^{87}Rb)/N(^{86}Sr), y = N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr) \}$. L'équation ci-dessus est celle d'une droite, de pente $\exp(\lambda t) - 1$.

Pour pouvoir tracer la droite, et en déduire l'âge t de la cristallisation de la roche, **il est nécessaire d'avoir au moins deux échantillons**. Les abondances sont déterminées par spectrométrie de masse. Les points expérimentaux s'alignent sur une droite (cf. les étoiles dans la figure 2) dont l'extrapolation à l'origine donne le rapport isotopique $N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$ à l'instant initial de formation (fermeture) de la roche.

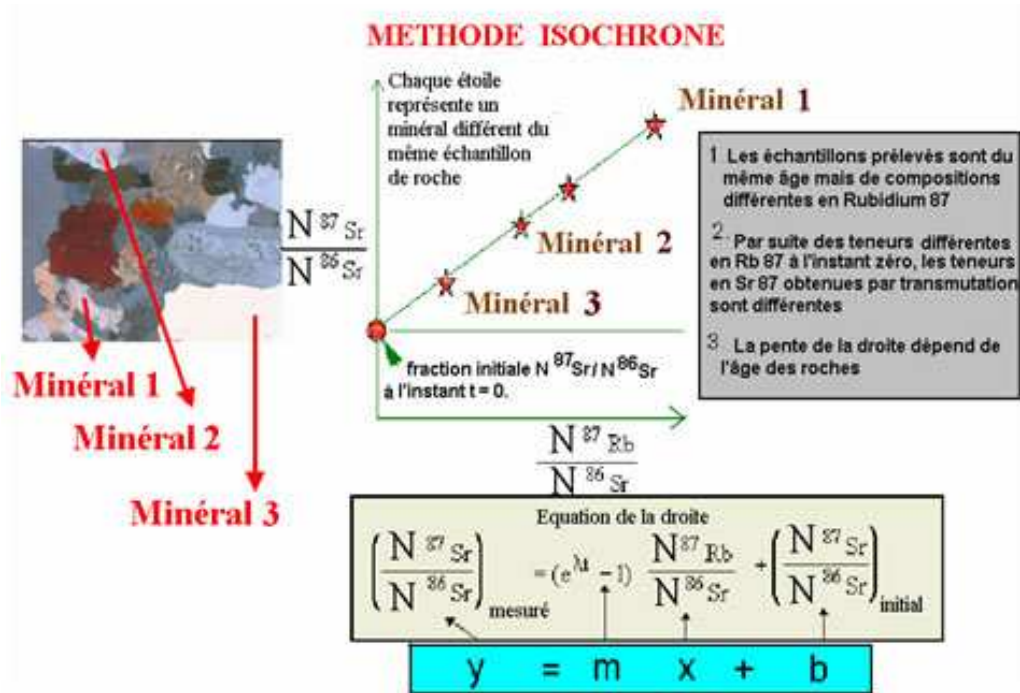


Figure 2

Remarque :

La pente de la droite, $\exp(\lambda t) - 1$, augmente au cours du temps. Elle est nulle à $t = 0$. Lorsque le temps s'écoule, la droite pivote autour de l'ordonnée à l'origine, qui demeure fixe. Ainsi plus un échantillon est vieux, plus la pente sera forte. Si l'on choisit les mêmes unités en abscisse et en ordonnée, les points représentatifs des différents échantillons décrivent des segments de droite à 45°, car à chaque fois qu'un noyau de rubidium-87 se désintègre, il apparaît un noyau de strontium-87 (cf. figure 3).

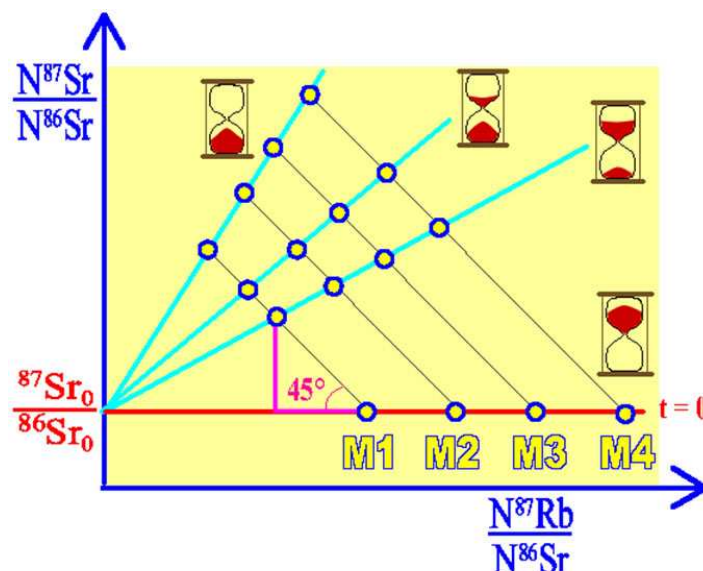


Figure 3

La formule (2) qui permet d'obtenir l'âge de la Terre, soit $4,56 \times 10^9$ ans, est d'une étonnante simplicité : quelques mesures de rapports isotopiques, le tracé d'une droite, et l'âge en découle. Cette simplicité remarquable est à mettre en regard de la somme de connaissances que la formule représente.

Il existe de nombreux autres couples d'isotopes utilisés pour la radio-chronologie.

Le choix du couple d'isotopes pour calculer un âge dépend de l'âge présumé et de la nature de la roche.

Suivant les couples d'isotopes choisis, il est possible de calculer un âge soit en mesurant les rapports isotopiques d'un isotope qui disparaît lors de la réaction et dont la quantité initiale est connue, soit en mesurant les rapports isotopiques d'un isotope qui apparaît lors de la réaction et dont la quantité initiale est nulle : c'est le cas pour le ^{40}K . On peut citer le potassium-40 (radioactif β^+) qui se désintègre en argon-40 avec une demi-vie de $1,2 \times 10^9$ ans. L'iode 129 (radioactif β^-) qui se désintègre en xénon-129 avec une demi-vie de $1,7 \times 10^7$ ans.

A l'exception du potassium, ces différents isotopes sont peu abondants dans la nature et la principale difficulté consiste à les extraire des morceaux de roche pour en mesurer l'abondance.

Pour des périodes plus récentes (jusqu'à 35000 ans environ) la datation archéologique au carbone-14 est une méthode de mise en œuvre plus facile.

A partir de la pente de la droite que l'on obtient, on détermine l'instant t présent, c'est-à-dire l'âge de la formation des roches (âge de la Terre) la constante radioactive $\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$ étant connue, ici $1,4 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

Pente = $\exp(\lambda t) - 1$ d'où $t = 1/\lambda \ln(\text{pente} + 1)$

Ce qui revient à utiliser la formule suivante

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\frac{N_{38}^{87}\text{Sr}}{N_{38}^{86}\text{Sr}} - \left(\frac{N_{38}^{87}\text{Sr}}{N_{38}^{86}\text{Sr}} \right)_0}{\frac{N_{37}^{87}\text{Rb}}{N_{38}^{86}\text{Sr}}} + 1 \right]$$

On utilise des radionucléides à longue demi-vie (méthodes rubidium Rb - strontium Sr ou potassium K - argon Ar) . Dans le monde vivant, les compositions isotopiques du strontium et du rubidium sont les suivantes :

Sr : $^{84}_{38}\text{Sr}$: 0,56% $^{86}_{38}\text{Sr}$: 9,06% $^{87}_{38}\text{Sr}$: 7,00% $^{88}_{38}\text{Sr}$: 82,58%

Tous ces isotopes sont stables.

Rb : $^{85}_{37}\text{Rb}$: 72,165% $^{87}_{37}\text{Rb}$: 27,835%

Le dernier isotope est radioactif.

La désintégration de l'isotope $^{87}_{37}\text{Rb}$ donne l'isotope $^{87}_{38}\text{Sr}$ avec une demi-vie de $4,7 \times 10^{10}$ ans.

Il s'agit d'une désintégration β^- que l'on peut écrire $^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{38}\text{Sr} + ^0_{-1}e^- + \overline{\nu}_0$

La loi de désintégration du $^{87}_{37}\text{Rb}$ s'écrit $N_{\text{Rb}} = N_{0\text{Rb}} e^{-\lambda t}$

Celle de formation du $^{87}_{38}\text{Sr}$, le nombre de ces noyaux de Sr apparus étant égal à celui de Rb disparus, s'écrit $N_{\text{Sr}} = N_{0\text{Rb}} - N_{\text{Rb}} = N_{0\text{Rb}} (1 - e^{-\lambda t}) = N_{\text{Rb}} (e^{\lambda t} - 1)$

On trouve au Groenland une roche siliceuse (gneiss) qui contient un peu de strontium et de rubidium. Le principe de la datation est le même que celui de la datation par le carbone 14.

Dans le monde vivant les rapports $\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}}$ et $\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}$ sont constants, on les note $\left(\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}}\right)_0$ et $\left(\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}\right)_0$

(ATTENTION : les notations signifient N de...)

Dans le monde non vivant, ${}^{87}_{37}\text{Rb}$ ne se renouvelle plus : le nombre d'atomes ${}^{87}_{37}\text{Rb}$ et donc le rapport $\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}}$

diminuent alors que ${}^{87}_{38}\text{Sr}$ et donc le rapport $\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}$ augmentent.

A la date $t = 0$ de formation du gneiss, le rapport $\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}}$ est égal à celui du monde vivant.

Il vaut $\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}} = \left(\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{85}_{37}\text{Rb}}\right)_0 = \frac{27,83}{72,17} = 0,386$, voir les % au début du document

De même $\left(\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}\right)_0 = \frac{7}{9,06} = 0,773$

A la date t on a $\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} = \frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}_0 + {}^{87}_{37}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}$ (au numérateur on a le nombre de noyaux initial + le nombre de noyaux formés)

$$\text{D'où } \frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} = \frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}_0}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} + \frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

(mesuré) (connu) (mesuré)

On mesure à l'aide d'un spectrographe de masse les rapports $\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}$ et $\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}$

$\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}_0}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}\right)_0$ est connu de même que $\lambda = \text{Ln}2 / T = 0,693 / 4,7 \times 10^{10} = 1,474 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

La seule inconnue est donc t qu'il est possible de calculer...

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left[\frac{\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}} - \left(\frac{{}^{87}_{38}\text{Sr}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}\right)_0}{\frac{{}^{87}_{37}\text{Rb}}{{}^{86}_{38}\text{Sr}}} + 1 \right]$$

Autre façon d'utiliser cette formule.**exemple :****un échantillon de roche contient 7,1691 g de $^{85}_{37}\text{Rb}$, 2,6559 g $^{87}_{37}\text{Rb}$ et 0,1738 g de $^{87}_{38}\text{Sr}$** Le nombre total de moles de noyaux $^{85}_{37}\text{Rb}$ est de $7,1691/85 = 8,434 \times 10^{-2} \text{ mol } ^{85}_{37}\text{Rb}$ De même celui de $^{87}_{37}\text{Rb}$ est de $2,6559/87 = 3,053 \times 10^{-2} \text{ mol } ^{87}_{37}\text{Rb}$ Le nombre total de moles de noyaux de rubidium est donc de $(8,434 + 3,053) \times 10^{-2} = 0,11487 \text{ mol}$ $^{87}_{37}\text{Rb}$ en représente $0,03053/0,11487 = 26,576\%$ (< à celui du monde vivant)Au moment de la formation de la roche il y avait N_0 moles de noyaux de $^{87}_{37}\text{Rb}$ tel que
 $N_0 / (8,434 \times 10^{-2} + N_0) = 0,27835$ On en déduit **$N_0 = 0,03253$ moles de noyaux, noté ici $(^{87}_{37}\text{Rb})_0$** Se sont donc désintégrées $0,03253 - 0,03053 = 0,002$ moles de noyaux de $^{87}_{37}\text{Rb}$ qui ont donné
autant de moles de $^{87}_{38}\text{Sr}$ soit **$0,002$ moles de noyaux de $^{87}_{38}\text{Sr}$ (= $^{87}_{38}\text{Sr}$ avec la notation adoptée)**Il y avait donc au départ $0,1738/87 - 0,002 = 2,3 \times 10^{-6} \approx 0$ moles de noyaux de $^{87}_{38}\text{Sr} =$
 $(^{87}_{38}\text{Sr})_0$.Dans la formule donnant t ci-dessus, on peut simplifier tous les $^{86}_{38}\text{Sr}$ des dénominateurs.Rem : en multipliant tous les nombres de noyaux par la masse molaire qui est la même pour tous (87) on pourrait
alors remplacer les nombres de noyaux par les masses...

$$t = \frac{1}{1,474 \times 10^{-11}} \text{Ln} \left[\frac{0,002 - 0}{0,03053} + 1 \right] = 4,3 \times 10^9 \text{ an}$$