Les méthodes de datation radiochronologiques

1. Principes et équations fondamentales de la géochronologie

1.1. Principes de base

Soit un isotope radioactif Père (P) qui se désintègre en élément radiogénique fils (F). La quantité d'atomes de l'élément père (P) désintégré durant un intervalle de temps dt est directement proportionnelle à (P). On peut donc écrire :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda .\mathrm{P} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

où λ est un coefficient de proportionnalité (λ > 0) appelé : **constante de désintégration radioactive** qui s'exprime en a-1 (inverse du temps). Le signe moins a été introduit dans cette équation car la quantité de l'élément père (P) décroit quand le temps croît :

$$\frac{dP}{dt} < 0.$$

L'expression .P s'appelle l'activité : c'est le nombre de désintégrations par unité de temps. L'unité de mesure internationale de l'activité est le **becquerel,** qui correspond à une désintégration par seconde. Une autre unité est utilisée : **curie.** 1 Ci = 3,7 x 1010 désintégrations par seconde **= 37 gigabecquerels.**

L'équation (1) peut s'écrire : $$\frac{dP}{P} = -\lambda \, \mathrm{dt} \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

En intégrant l'équation (2) on obtient :$\mathrm{Ln}\,(P) = -\lambda.t + C$ ………………………………….. (3)

Soit P_0 la quantité d'atomes pères à l'instant t = 0 (t_0) , d'où :
$\mathrm{Ln}\,(P_0) = C$
L'équation (3) s'écrit alors : $\mathrm{Ln}\,(P) = -\lambda.t + \mathrm{Ln}\,(P_0)$ …………………….(4)

D'où : $Ln\frac{P}{P_0} = -\lambda.t$ ………………. (5)

L'équation (5) s'écrit :

$\frac{P}{P_0} = e^{-\lambda.t}$, ...(6)

d'où : $P = P_0\ e^{-\lambda.t}$ .... (7)

La constante de désintégration radioactive λ caractérise chaque isotope radioactif. On définit également **la période** d'un élément radioactif (T) comme étant le laps de temps pendant lequel se désintègre la moitié de l'isotope radioactif.

Substituant dans la formule (7) $\frac{P_0}{2}$ au lieu de P.

$$\frac{P_0}{2} = P_0\, e^{-\lambda T} \text{.......................} \quad (8)$$

D'où : $-Ln\,(2) = -\,\lambda.T$

$$T = \frac{Ln2}{\lambda} = \frac{0{,}693}{\lambda} \quad \text{.....................} \quad (9)$$

La période est exprimée en unité de temps, en milliers, en millions ou en milliards d'années.
Elle permet d'évaluer d'une manière simple la vitesse avec laquelle tel ou tel isotope radioactif se désintègre .
Exemple : ^{14}C T = 5730 ans ; ^{40}K T = 11,9 milliards d'années ; ^{238}U T = 4,47 milliards d'années

1.2. L'équation fondamentale de la géochronologie

Dans l'équation (7), le nombre d'atomes pères P_0 à l'instant initial t_0 est inconnu. On suppose donc qu'au cours du temps, un certain nombre d'atomes P_0 radioactifs se sont transformés en éléments fils radiogéniques F. Le nombre d'atomes père à un temps t est égal au nombre d'atomes pères initiaux moins le nombre d'atomes fils radiogéniques produits au cours du temps t.

Soit : $P_0 = P + F$

En remplaçant P_0 par sa valeur (P + F) dans l'équation (7) on obtient :

$$P = (P+F).\, e^{-\lambda.t} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(10)}$$

$$\text{D'où : } \frac{1}{P} = \frac{1}{P+F}\, e^{\lambda.t} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(11)}$$

$$\text{D'où : } e^{\lambda.t} = 1 + \frac{F}{P} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(12)}$$

$$\text{D'où : } \lambda.t = \text{Ln}\,(1 + \frac{F}{P}) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(13)}$$

$$\text{et finalement : } \quad t = \frac{1}{\lambda}\,\text{Ln}\left(1+\frac{F}{P}\right) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(14)}$$

La quantité d'atomes F mesurés aujourd'hui peut correspondre en fait à la quantité d'atomes fils radiogéniques provenant de la désintégration de l'élément père (P) radioactif, mais aussi à la quantité d'atomes fils (F_0) qui étaient présents dès le départ dans le système. C'est à dire que :

F total mesuré = F radiogénique + F_0 existant au départ ……………… (15)

L'équation (10) peut s'écrire : $F = P.(e^{\lambda t} - 1)$ ………………… (16)

En considérant F dans cette équation comme étant le F total mesuré de l'équation 15, on peut écrire :

$$\mathbf{F = P.(e^{\lambda t}-1) + F_0} \text{ ………………… } \mathbf{(17)}$$

Cette équation (17) est l'équation fondamentale de la géochronologie. Elle permet d'obtenir l'âge d'une formation (ou d'un minéral) selon l'équation (18) :

$$\boxed{t = \frac{1}{\lambda} \, \mathrm{Ln} \left(1 + \frac{F}{P} \right)} \text{ ……………(18)}$$

Pour que cet âge soit valide, il faut que les conditions suivantes soient vérifiées :

1. la constante de désintégration λ soit connue avec précision ;
2. que l'on connaisse P et F avec une bonne précision ;
3. que l'on connaisse F_0; ce qui est souvent délicat, voir impossible ;
4. que le système soit resté clos (Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme).

2. Définition de l'isochrone

Dans l'équation (17) la quantité initiale de l'isotope fils $\mathbf{F_0}$ est inconnue. Pour trouver l'âge t, on divise les membres de l'équation (17) par la quantité d'atomes d'un isotope stable de l'élément fils F : F_{st}. L'équation (17) s'écrit alors :

$$\frac{F}{F_{st}} = \frac{P}{F_{st}}.(e^{\lambda t}-1) + \frac{F_0}{F_{st}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(19)$$

Le rapport $\frac{F_0}{F_{st}}$ est le même pour tous les échantillons d'une roche à dater, quelque soit la quantité d'atomes F_0 de ces échantillons.

L'équation (19) est l'équation d'une droite de la forme : y = a + bx

$$\text{Avec } y = \frac{F}{F_{st}}\ ;\ x = \frac{P}{F_{st}}\ ;\ b = (e^{\lambda t}-1) \text{ et } a = \frac{F_0}{F_{st}}$$

Dans un diagramme $\frac{F}{F_{st}}$ en fonction de $\frac{P}{F_{st}}$, les points de mesure s'alignent sur une droite de pente ($e^{\lambda t}$ -1) avec l'ordonnée à l'origine egale à $\frac{F_0}{F_{st}}$. La droite est appelée **isochrone** du système (figure 1).

En géochronologie, une isochrone est une droite dont la pente dépend uniquement de t.

Donc il suffit de faire des mesures sur plusieurs échantillons de la roche et de mesurer les rapports $\frac{F}{F_{st}}$ et $\frac{P}{F_{st}}$ qui sont connus (puisque ils font intervenir les quantités d'atomes des éléments père et fils actuels). On trace ensuite le diagramme $\frac{F}{F_{st}}$ versus $\frac{P}{F_{st}}$ et on calcul la pente de la droite obtenue. L'âge est ensuite déterminé à partir de l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \mathrm{Ln}\,(\text{pente} + 1) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (20)$$

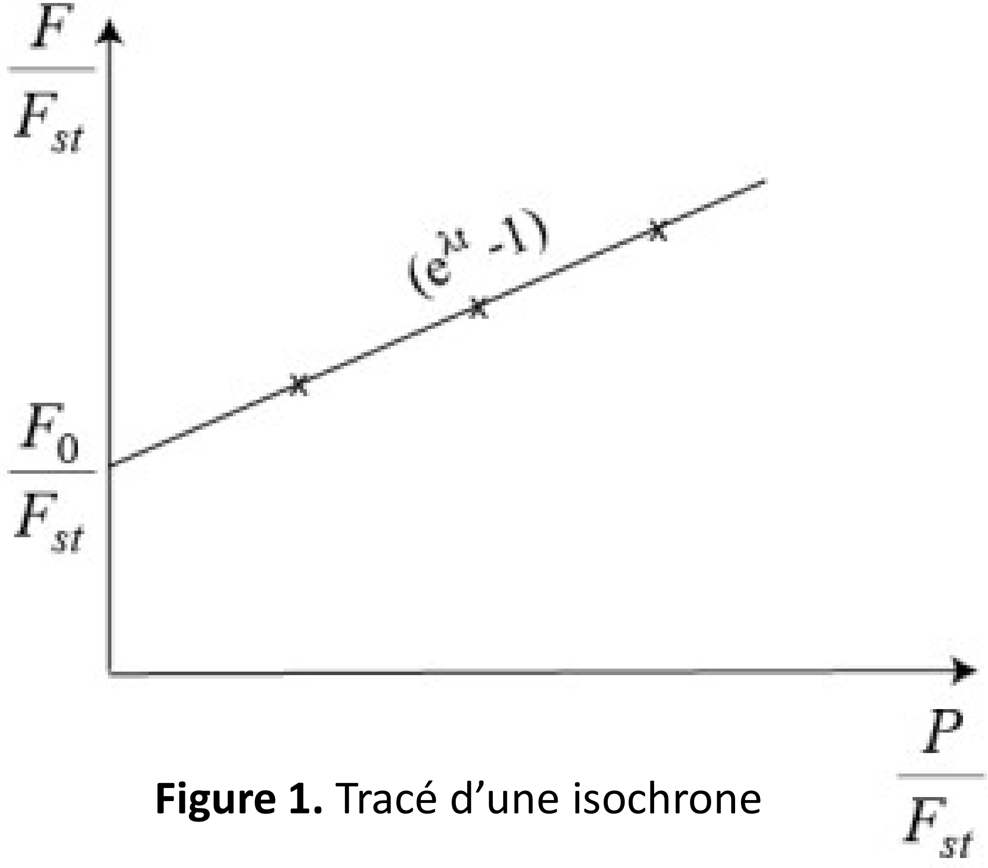


Figure 1. Tracé d'une isochrone

3. Systèmes utilisés en géochronologie

Le tableau 1 et la figure 2 donnent les principaux paires ou triplets d'éléments radioactifs et radiogéniques à longues périodes qui sont utilisés en géologie comme chronomètres

Tableau 1. Principaux paires ou triplets d'isotopes radioactifs de longue période qui sont utilisés en géochronologie

Elément père	Type de radioactivité	λ	T (période) (années)	Elément(s) fils	Rapports isotopiques utilisés
^{40}K	β^- , CE, β^+	$5{,}543 \times 10^{-10}\ a^{-1}$	$1{,}28 \times 10^{9}$	^{40}Ar, ^{40}Ca	$^{40}Ar/^{36}Ar$
^{87}Rb	β^-	$1{,}42 \times 10^{-11}\ a^{-1}$	$4{,}8 \times 10^{10}$	^{87}Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$
^{138}La	β^-	$2{,}67 \times 10^{-12}\ a^{-1}$	$2{,}59 \times 10^{11}$	^{138}Ce, ^{138}Ba	$^{138}Ce/^{142}Ce$, $^{138}Ce/^{136}Ce$
^{147}Sm	α	$6{,}54 \times 10^{-12}\ a^{-1}$	$1{,}06 \times 10^{11}$	^{143}Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$
^{176}Lu	β^-	$1{,}94 \times 10^{-11}\ a^{-1}$	$3{,}6 \times 10^{10}$	^{176}Hf	$^{176}Hf/^{177}Hf$
^{187}Re	β^-	$1{,}64 \times 10^{-11}\ a^{-1}$	$4{,}23 \times 10^{10}$	^{187}Os	$^{187}Os/^{188}Os$, $^{187}Os/^{186}Os$
^{190}Os	α	$1{,}54 \times 10^{-12}\ a^{-1}$	$4{,}50 \times 10^{11}$	^{186}Os	$^{186}Os/^{188}Os$
^{232}Th	α	$4{,}948 \times 10^{-11}\ a^{-1}$	$1{,}4 \times 10^{10}$	^{208}Pb, ^{4}He	$^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{3}He/^{4}He$
^{235}U	α	$9{,}849 \times 10^{-10}\ a^{-1}$	$7{,}07 \times 10^{8}$	^{207}Pb, ^{4}He	$^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{3}He/^{4}He$
^{238}U	α	$1{,}551 \times 10^{-10}\ a^{-1}$	$4{,}47 \times 10^{9}$	^{206}Pb, ^{4}He	$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{3}He/^{4}He$

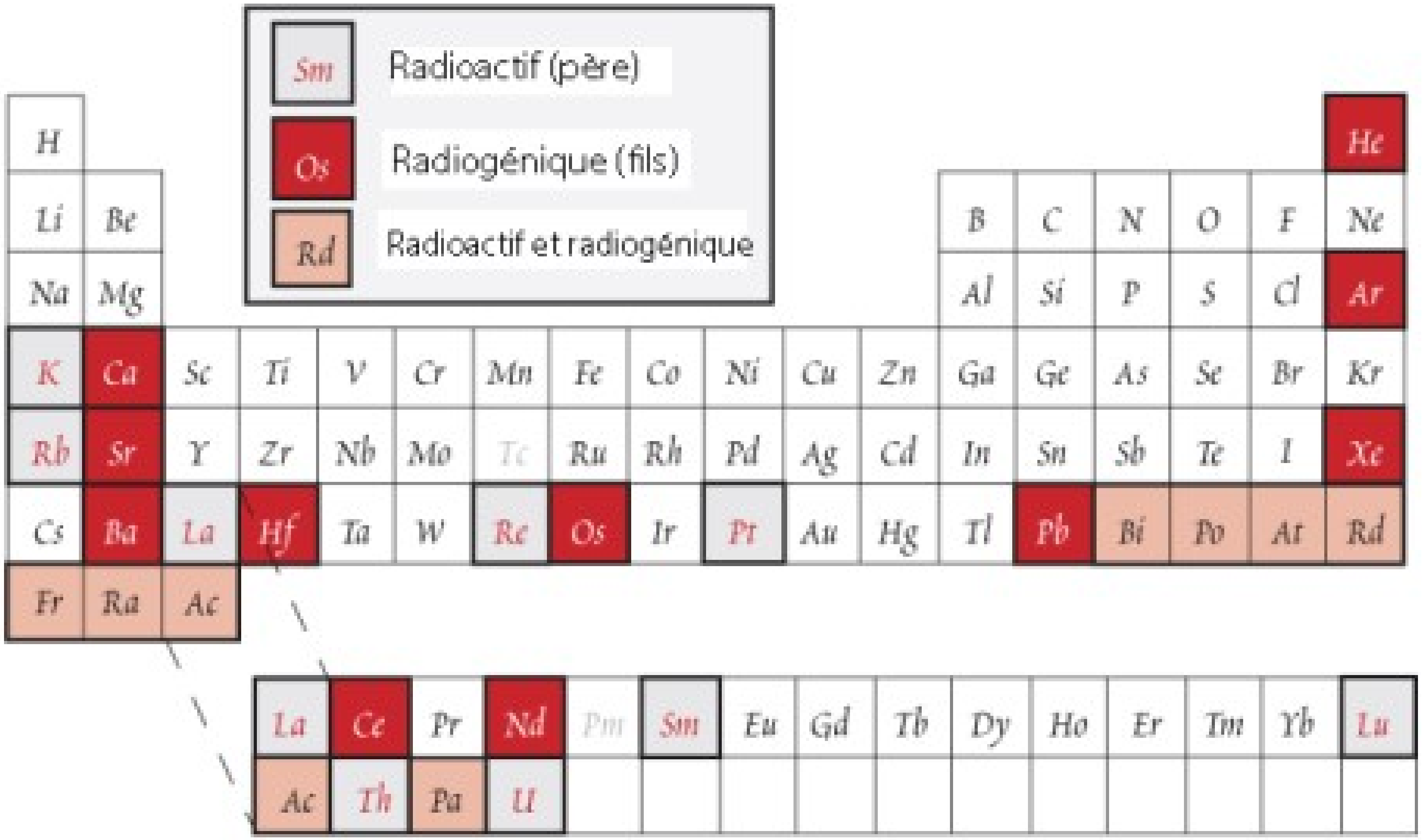


Figure 2. Tableau périodique montrant les éléments possédant des isotopes radioactifs naturels de longue période et les éléments ayant des isotopes produits par leurs désintégrations (tirés de White, igneous geochemistry)

4. La méthode Rubidium 87– Strontium 87

4.1. Principes de la méthode

Le rubidium (Rb) possède deux isotopes naturels, le ^{85}Rb stable, et le ^{87}Rb radioactif avec une abondance de 72,17 % et 27,83 % respectivement. La proportion $\left[\frac{^{85}Rb}{^{87}Rb}\right]$: 2,5933. Le ^{87}Rb est radioactif et se désintègre en ^{87}Sr par radioactivité β- selon l'équation :

$$^{87}_{37}Rb \rightarrow ^{87}_{38}Sr + \beta^- + \bar{\nu} + Q \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(21)}$$

La constante de cette désintégration est λ = 1,42x10-11 a-1. Sa période est T = 49x109 ans. L'équation fondamentale de désintégration ^{87}Rb-^{87}Sr s'écrit selon (17) :

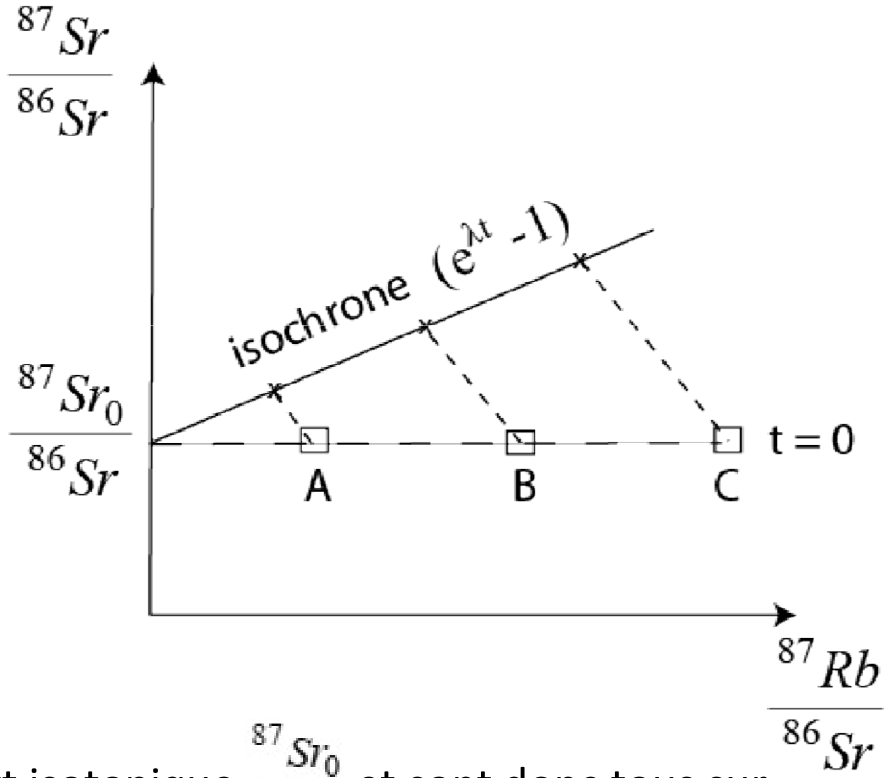
$$^{87}Sr = {}^{87}Sr_0 + {}^{87}Rb.(e^{\lambda t} - 1) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(22)}$$

Le strontium (Sr) possède 4 isotopes naturels (les abondances de chaque isotope sont notées entre parenthèse) : ^{84}Sr (0,56 %) -^{86}Sr (9,86 %) -^{87}Sr (7 %) et ^{88}Sr (82,58 %).
Seul ^{87}Sr est radiogénique et provient pour partie de la désintégration du ^{87}Rb.
Dans l'équation (22), on rapporte les concentrations de (^{87}Sr), (87Rb) et $(^{87}Sr)_0$ à l'isotope stable (^{86}Sr).
L'équation 22 devient :

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} = \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}.(e^{\lambda t} - 1) + \frac{^{87}Sr_0}{^{86}Sr} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{(23)}$$

L'équation (23) est celle d'une droite isochrone, et la valeur ($e^{\lambda t}$ -1) est la pente de la droite isochrone. Pour être définie, cette droite demande l'analyse de deux échantillons ou plus de rapports $\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$ différents. Les échantillons choisis peuvent être les minéraux d'une roche ou différentes roches d'un même massif.

Figure 3. Tracé d'une isochrone dans la méthode rubidium-strontium.



A l'instant t = 0, les points ont le même rapport isotopique $\frac{^{87}Sr_0}{^{86}Sr}$ et sont donc tous sur une horizontale correspondant à ce rapport. Ils ont par contre des rapports $\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$ différents. Après un temps t, les points sont alignés sur une droite de pente ($e^{\lambda t}$ -1).

Exemple : l'âge des chondrites et du système solaire.
Les rapports de composition isotopiques d'une suite de 8 chondrites LL ont été obtenus par Minster et Allègre, 1981 :

$\frac{^{87}Rb(actuel)}{^{86}Sr\ (actuel)}$	0,758	0,7255	1,52	1,49	1,555	1,685	0,1542	0,1533
$\frac{^{87}Sr(actuel)}{^{86}Sr\ (actuel)}$	0,74864	0,7465	0,79891	0,79692	0,80152	0,80952	0,7091	0,70895

Dans les diagrammes les points représentatifs sont bien alignés selon une droite $\left[\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}, \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right]$, (figure 4). La droite qui passe par les points donne un âge de:
t = 4,463 milliards d'années qui est l'âge des météorites. L'ordonnée à l'origine de la droite correspond au rapport d'abondance isotopique $\frac{^{87}Sr_0}{^{86}Sr}$ qui vaut 0,69898.

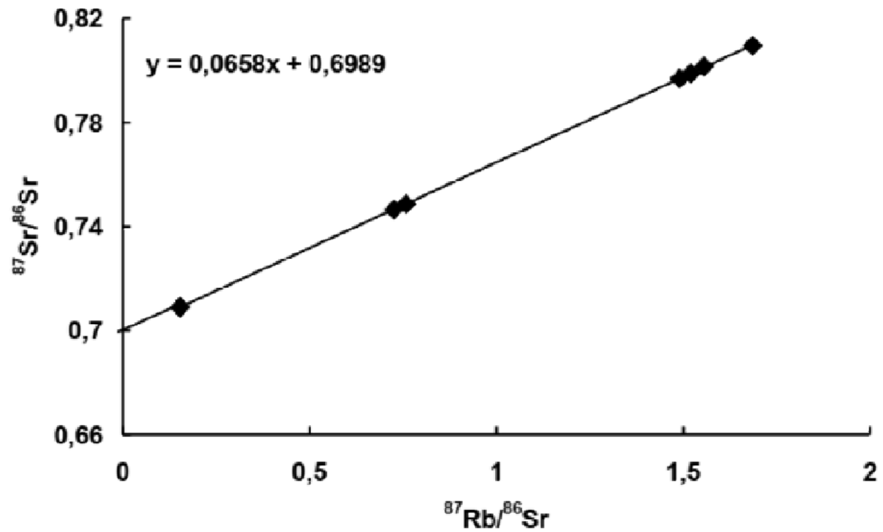
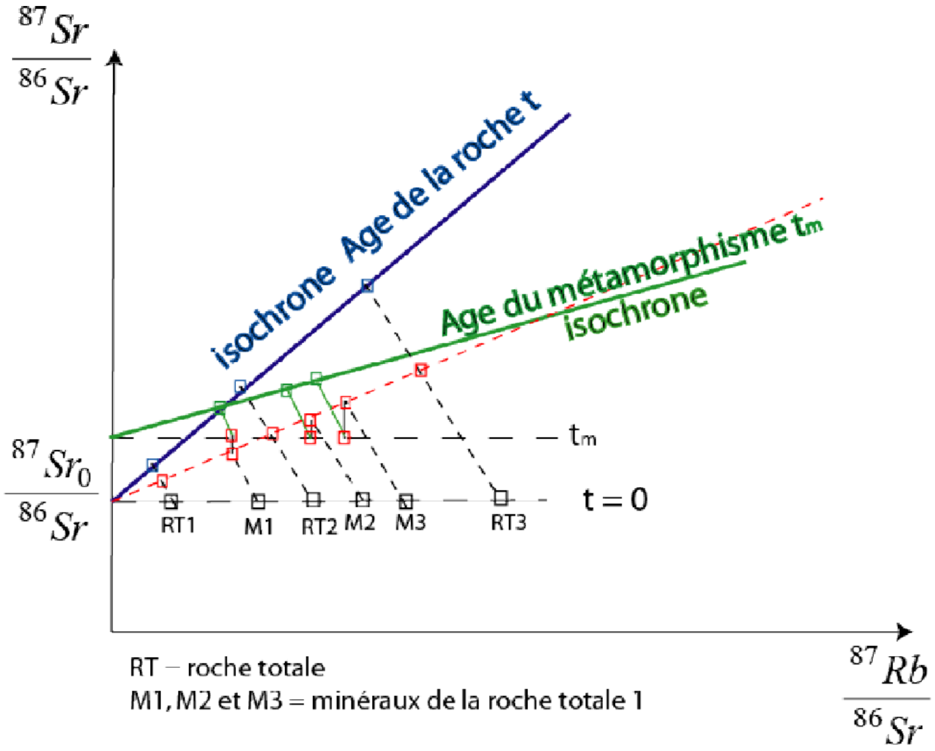


Figure 4. Isochrone Rb-Sr des météorites de type LL d'après Minster et Allégre, 1981.

4.2. Métamorphisme et ouverture du système Rb-Sr

Il arrive souvent que l'âge déterminé sur les roches totales d'un massif ne soit pas le même que celui donné par les minéraux de ces roches. Cela se produit lorsque la roche subi une phase de métamorphisme. Il arrive souvent que ce métamorphisme affecte les minéraux mais pas le massif en entier (l'intensité du métamorphisme n'est pas suffisant pour affecter l'ensemble du massif). Dans ce cas, les minéraux définiront à l'instant t une isochrone donnant l'âge **de la phase de métamorphisme**, alors que les roches totales s'alignent, elles, sur une isochrone indiquant **l'âge réel du massif**.

Figure 5. Isochrones de roches totales et de minéraux d'un massif ayant subi un métamorphisme qui a affecté le système Rb/Sr des minéraux.



Il existe d'autre méthodes de géochronologie tel que:

- La méthode Uranium-Thorium-Plomb

$$^{238}_{92}U \rightarrow ^{206}_{82}Pb + 8^{4}_{2}He \ldots\ldots\ldots (24) \qquad \lambda_1 = 1,55.10^{-10}\ a^{-1} \quad T = 4,47\ Ga$$

$$^{235}_{92}U \rightarrow ^{207}_{82}Pb + 7^{4}_{2}He \ldots\ldots\ldots (25) \qquad \lambda_2 = 9,85.10^{-10}\ a^{-1} \quad T = 0,704\ Ga$$

$$^{232}_{90}Th \rightarrow ^{208}_{82}Pb + 6^{4}_{2}He \ldots\ldots\ldots (26) \qquad \lambda_3 = 4,95.10^{-11}\ a^{-1} \quad T = 14\ Ga$$

$$^{206}Pb = {}^{238}U.(e^{\lambda 1\,t} - 1) + {}^{206}Pb_0 \ldots\ldots\ldots (27)$$

$$^{207}Pb = {}^{235}U.(e^{\lambda 2t} - 1) + {}^{207}Pb_0 \ldots\ldots\ldots (28)$$

$$^{208}Pb = {}^{232}Th.(e^{\lambda 3\,t} - 1) + {}^{208}Pb_0 \ldots\ldots\ldots (29)$$

- La méthode ^{207}Pb-^{206}Pb

$$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 = \frac{^{238}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda 1.t} - 1) \ldots\ldots\ldots (33)$$

$$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 = \frac{^{235}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda 2.t} - 1) \ldots\ldots\ldots (34)$$

- La méthode Concordia

- La méthode potassium-argon (K-Ar)