

Dr Chabou Moulley Charaf  
Université Ferhat Abbas, Sétif 1  
Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre  
Département des Sciences de la Terre  
Année universitaire 2015-2016

LMD -Sciences de la Terre et de l'Univers-  
Master Géologie des ressources minérales et  
substances utiles  
Cours de Géochimie fondamentale

## Cours 4. Les méthodes de datation radiochronologiques

### 4.1. Principes et équations fondamentales de la géochronologie

#### 4.1.1. 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 :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda .P \dots\dots\dots (1)$$

où  $\lambda$  est un coefficient de proportionnalité ( $\lambda > 0$ ) 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) décroît quand le temps croît :  $\frac{dP}{dt} < 0$ .

L'expression  $\lambda .P$  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**.  $1 \text{ Ci} = 3,7 \times 10^{10}$  désintégrations par seconde = **37 gigabecquerels**.

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

En intégrant l'équation (2) on obtient :

$$\ln (P) = -\lambda.t + C \dots\dots\dots (3)$$

Soit  $P_0$  la quantité d'atomes pères à l'instant  $t = 0$  ( $t_0$ ), d'où :

$$\ln(P_0) = C$$

L'équation (3) s'écrit alors :

$$\ln(P) = -\lambda.t + \ln(P_0) \dots\dots\dots(4)$$

$$\text{D'où : } \ln \frac{P}{P_0} = -\lambda.t \dots\dots\dots (5)$$

L'équation (5) s'écrit :

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

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

La constante de désintégration radioactive  $\lambda$  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  $P$ .

$$\frac{P_0}{2} = P_0 e^{-\lambda T} \dots\dots\dots (8)$$

$$\text{D'où : } -\ln(2) = -\lambda.T$$

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \dots\dots\dots (9)$$

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 :  $^{14}\text{C}$   $T = 5730$  ans ;  $^{40}\text{K}$   $T = 11,9$  milliards d'années ;  $^{238}\text{U}$   $T = 4,47$  milliards d'années

#### 4.1.2. 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 :

$$P = (P+F). e^{-\lambda t} \dots\dots\dots (10)$$

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

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

$$\text{D'où : } \lambda.t = \text{Ln} \left( 1 + \frac{F}{P} \right) \dots\dots\dots (13)$$

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

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

$$F \text{ total mesuré} = F \text{ radiogénique} + F_0 \text{ existant au départ} \dots\dots\dots (15)$$

L'équation (10) peut s'écrire :

$$F = P.(e^{\lambda t} - 1) \dots\dots\dots (16)$$

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

$$\boxed{F = P \cdot (e^{\lambda t} - 1) + F_0} \dots\dots\dots (17)$$

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) :

$$\boxed{t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left( 1 + \frac{F - F_0}{P} \right)} \dots\dots\dots(18)$$

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

1. la constante de désintégration  $\lambda$  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).

#### 4.2. Définition de l'isochrone

Dans l'équation (17) la quantité initiale de l'isotope fils  $F_0$  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 :

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

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 :  $y = a + bx$ ,

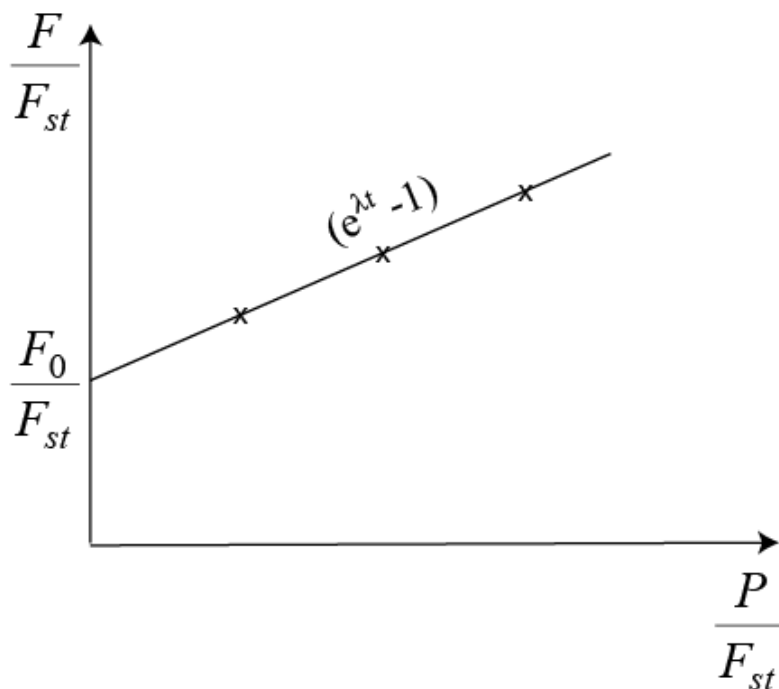
Avec  $y = \frac{F}{F_{st}}$  ;  $x = \frac{P}{F_{st}}$  ;  $b = (e^{\lambda t} - 1)$  et  $a = \frac{F_0}{F_{st}}$

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 égale 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 (puisqu'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 calcule la pente de la droite obtenue. L'âge est ensuite déterminé à partir de l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} (\text{pente} + 1) \dots\dots\dots (20)$$



**Figure 1.** Tracé d'une isochrone

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

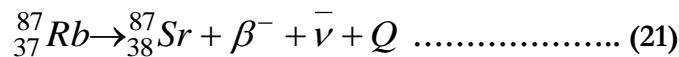
		<table border="1"> <tr> <td><i>Sm</i></td> <td>Radioactif (père)</td> </tr> <tr> <td><i>Os</i></td> <td>Radiogénique (fils)</td> </tr> <tr> <td><i>Rd</i></td> <td>Radioactif et radiogénique</td> </tr> </table>																<i>Sm</i>	Radioactif (père)	<i>Os</i>	Radiogénique (fils)	<i>Rd</i>	Radioactif et radiogénique																								
<i>Sm</i>	Radioactif (père)																																														
<i>Os</i>	Radiogénique (fils)																																														
<i>Rd</i>	Radioactif et radiogénique																																														
H																	He																														
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne																														
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar																														
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr																														
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe																														
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rd																														
Fr	Ra	Ac																																													
			<table border="1"> <tr> <td>La</td> <td>Ce</td> <td>Pr</td> <td>Nd</td> <td>Pm</td> <td>Sm</td> <td>Eu</td> <td>Gd</td> <td>Tb</td> <td>Dy</td> <td>Ho</td> <td>Er</td> <td>Tm</td> <td>Yb</td> <td>Lu</td> </tr> <tr> <td>Ac</td> <td>Th</td> <td>Pa</td> <td>U</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>															La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ac	Th	Pa	U											
La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu																																	
Ac	Th	Pa	U																																												

**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)

#### 4.4. La méthode Rubidium 87– Strontium 87

##### 4.4.1. Principes de la méthode

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



La constante de cette désintégration est  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ . Sa période est  $T = 49 \times 10^9$  ans.

L'équation fondamentale de désintégration  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  s'écrit selon (17) :

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \dots\dots\dots (22)$$

Le strontium (Sr) possède 4 isotopes naturels (les abondances de chaque isotope sont notées entre parenthèse) :  $^{84}\text{Sr}$  (0,56 %) -  $^{86}\text{Sr}$  (9,86 %) -  $^{87}\text{Sr}$  (7 %) et  $^{88}\text{Sr}$  (82,58 %).

Seul  $^{87}\text{Sr}$  est radiogénique et provient pour partie de la désintégration du  $^{87}\text{Rb}$ .

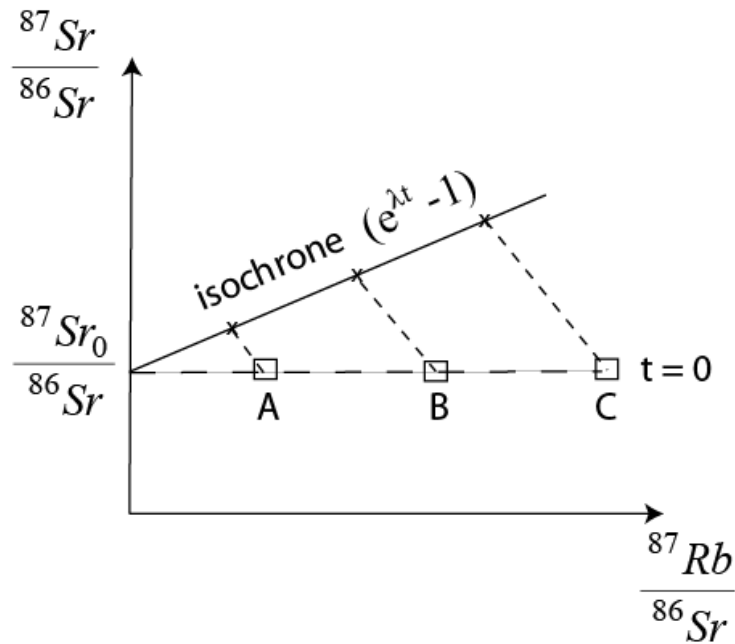
Dans l'équation (22), on rapporte les concentrations de ( $^{87}\text{Sr}$ ), ( $^{87}\text{Rb}$ ) et ( $^{87}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> à l'isotope stable ( $^{86}\text{Sr}$ ).

L'équation 2 devient :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \cdot (e^{\lambda t} - 1) + \frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}} \dots\dots\dots (23)$$

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  $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$  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  $\frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}}$  et sont donc tous sur une horizontale correspondant à ce rapport. Ils ont par contre des rapports  $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$  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 :

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

Dans les diagrammes  $\left[ \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}, \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right]$  les points représentatifs sont bien alignés selon une droite (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  $\frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}}$  qui vaut 0,69898.

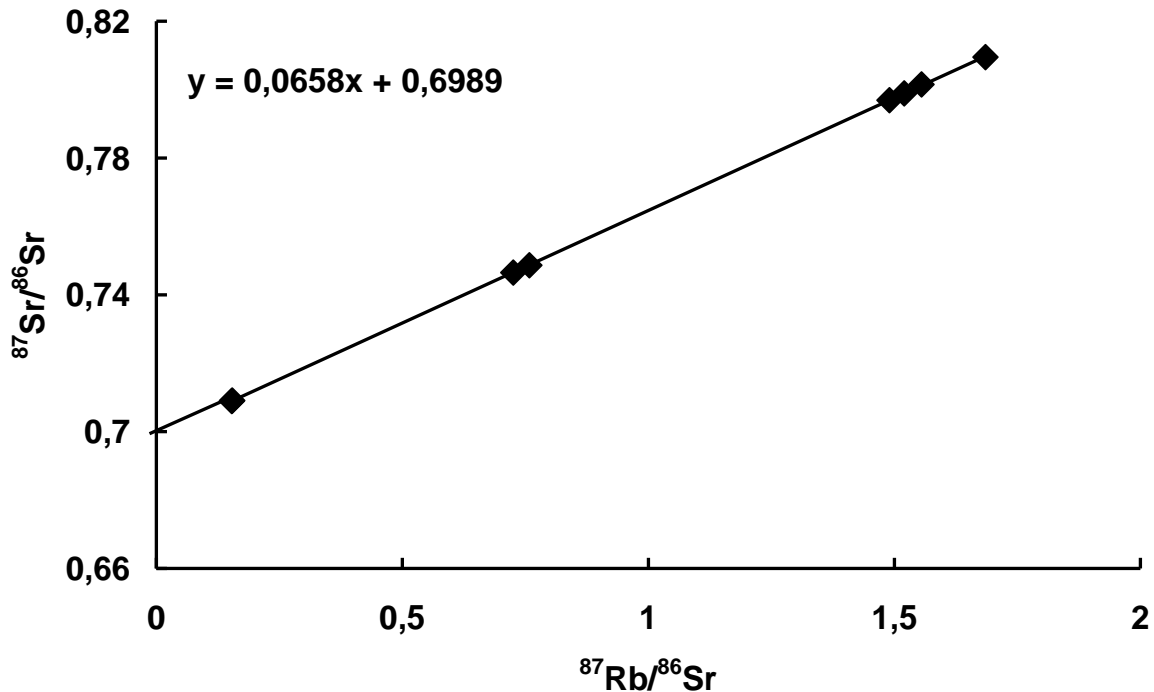
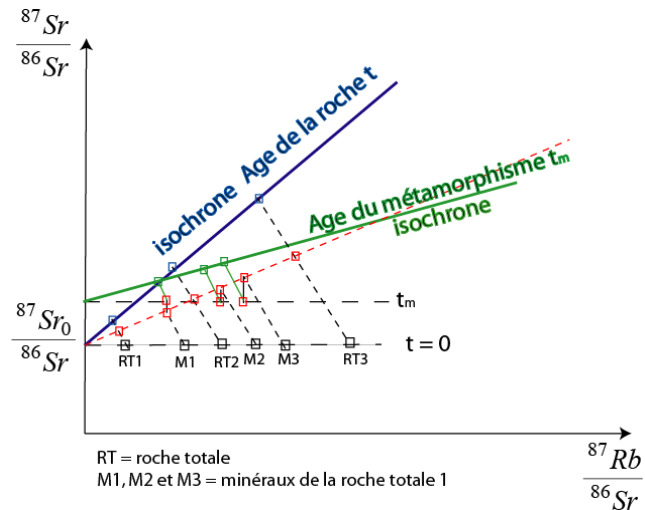


Figure 4. Isochrone Rb-Sr des météorites de type LL d'après Minster et Allégre, 1981.

#### 4.4.2. 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 subit 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 suffisante 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**.

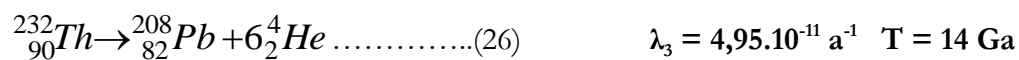
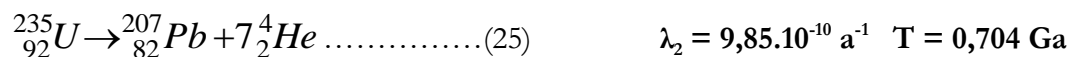
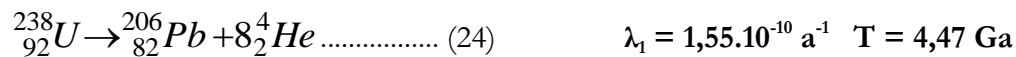


**Figure 5.** Isochrones de roches totales et de minéraux d'un massif ayant subi un métamorphisme qui a affecté le système Rb/Sr des minéraux

## 4.5. La méthode Uranium-Thorium-Plomb

### 4.5.1. Principes de la méthode

Le plomb (Pb) possède quatre isotopes stables : le  $^{204}\text{Pb}$  non radiogénique, et les  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}$  qui sont les produits finaux de trois chaînes radioactives naturelles de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$ .



L'équation fondamentale de désintégration de chaque équation s'écrit :

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \cdot (e^{-\lambda_1 t} - 1) + ^{206}\text{Pb}_0 \dots\dots\dots (27)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \cdot (e^{-\lambda_2 t} - 1) + ^{207}\text{Pb}_0 \dots\dots\dots (28)$$

$$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} \cdot (e^{-\lambda_3 t} - 1) + ^{208}\text{Pb}_0 \dots\dots\dots (29)$$

Dans les équations (27), (28) et (29) on utilise comme référence l'isotope stable non radiogénique du plomb ( $^{204}\text{Pb}$ ). On obtient alors les équations suivantes :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{1,t}} - 1) + \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \dots\dots\dots(30)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{2,t}} - 1) + \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \dots\dots\dots(31)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{3,t}} - 1) + \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \dots\dots\dots(32)$$

A partir de ces équations, on peut tracer trois isochrones différentes dans des diagrammes  $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$  ;  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$  et  $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}$  ce qui nous permet de comparer trois âges obtenus par trois couples différents. Deux cas peuvent se présenter :

- les âges obtenus par ces trois couples sont sensiblement identiques. Dans ce cas, l'âge obtenu est celui de la cristallisation de la roche.
- les âges obtenus sont différents ou que les points expérimentaux ne sont pas alignés dans les trois diagrammes. Dans ce cas, on n'obtient pas un âge significatif et ceci arrive souvent en utilisant cette méthode. Ceci est dû à la forte mobilité de l'Uranium qui est un élément très sensible à l'altération. Pour contourner cette difficulté, on utilise une méthode dérivé de la méthode Uranium-thorium-plomb qui ne tient pas compte de l'uranium dans le calcul des âges : c'est la méthode  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$ .

**4.5.2. La méthode  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$**

Les équations (20) et (21) peuvent s'écrire :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{1,t}} - 1) \dots\dots\dots(33)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 = \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{2,t}} - 1) \dots\dots\dots(34)$$

En faisant le rapport (34)/(33), on obtient l'équation :

$$\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{2.}t} - 1)}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{1.}t} - 1)} \dots\dots\dots(35)$$

Le rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}$  est constant dans toutes les roches est sa valeur actuelle est de  $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = 137,8$ .

L'équation 35 s'écrit alors :

$$\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda_{2.}t} - 1)}{(e^{\lambda_{1.}t} - 1)} \dots\dots\dots (36)$$

Finalement l'équation (36) s'écrit :

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda_{2.}t} - 1)}{(e^{\lambda_{1.}t} - 1)} \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda_{2.}t} - 1)}{(e^{\lambda_{1.}t} - 1)} \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 \dots\dots(37)$$

C'est une équation de la forme :

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = A \cdot \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + B$$

Dans un diagramme  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ , les roches de mêmes âges définiront une droite de pente

$$a = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda_{2.}t} - 1)}{(e^{\lambda_{1.}t} - 1)}$$

Cette méthode ne demande que des mesures de compositions isotopiques de plomb sans nécessité de mesure de concentration d'uranium et plomb : c'est une méthode plus simple à mettre en œuvre expérimentalement et elle est très employée.

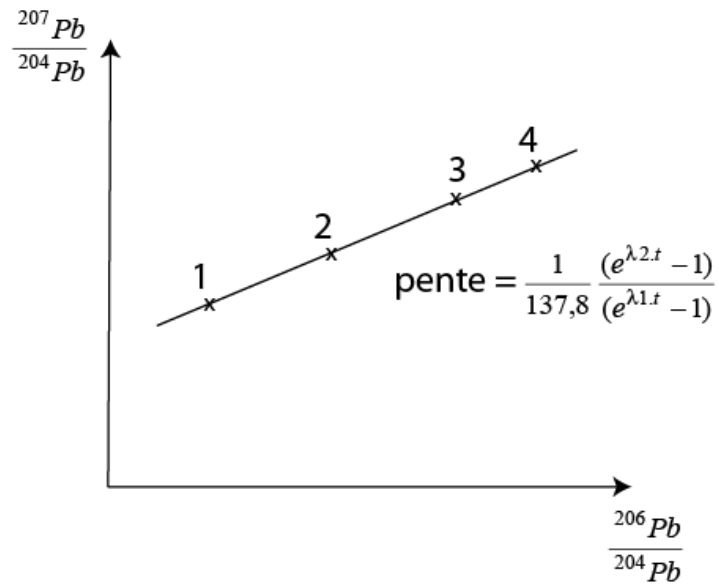


Figure 6. Isochrone Pb-Pb

Temps (Ga)	$e^{\lambda_1 t} - 1$	$e^{\lambda_2 t} - 1$	$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_{\text{radiogénique}}$
0	0.0000	0.0000	
0.2	0.0315	0.2177	0.05012
0.4	0.0640	0.4828	0.05471
0.6	0.0975	0.8056	0.05992
0.8	0.1321	1.1987	0.06581
1.0	0.1678	1.6774	0.07250
1.2	0.2046	2.2603	0.08012
1.4	0.2426	2.9701	0.08879
1.6	0.2817	3.8344	0.09872
1.8	0.3221	4.8869	0.11000
2.0	0.3638	6.1685	0.12298
2.2	0.4067	7.7292	0.13783
2.4	0.4511	9.6296	0.15482
2.6	0.4968	11.9437	0.17436
2.8	0.5440	14.7617	0.19680
3.0	0.5926	18.1931	0.22266
3.2	0.6428	22.3716	0.25241
3.4	0.6946	27.4597	0.28672
3.6	0.7480	33.6556	0.32634
3.8	0.8030	41.2004	0.37212
4.0	0.8599	50.3878	0.42498
4.2	0.9185	61.5752	0.48623
4.4	0.9789	75.1984	0.55714
4.6	1.0413	91.7873	0.63930

Tableau 2. Calibrage numérique du rapport isotopique  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  radiogénique

### 4.5.3. La méthode Concordia

Cette méthode est appliquée à des systèmes contenant une teneur élevée en éléments radioactifs pères (dans notre cas l'uranium) : dans ce cas, on néglige la quantité initiale de l'élément fils. Ces systèmes sont constitués par des minéraux riches en U et Th, comme la monazite ou le zircon ( $ZrSiO_4$ ). Ce dernier est un minéral accessoire des roches plutoniques acides comme le granite. Cette méthode s'applique souvent sur des zircons.

Ainsi, dans cette méthode  $(^{207}Pb)_0$  et  $(^{206}Pb)_0$  sont négligeables devant  $^{207}Pb$  et  $^{206}Pb$ . Les équations (27) et (28) s'écrivent alors :

$$^{206}Pb = ^{238}U \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1) \dots \dots \dots (38)$$

$$^{207}Pb = ^{235}U \cdot (e^{\lambda_2 t} - 1) \dots \dots \dots (39)$$

On peut alors écrire :

$$\frac{^{206}Pb}{^{238}U} = (e^{\lambda_1 t} - 1) \dots \dots \dots (40)$$

$$\frac{^{207}Pb}{^{235}U} = (e^{\lambda_2 t} - 1) \dots \dots \dots (41)$$

Il est possible en utilisant les deux équations (40) et (41) de calculer deux âges. Si les minéraux n'ont pas été perturbés, ces deux âges devraient être identiques (on dit **concordants**). L'âge obtenu indiquera dans ce cas, l'âge de cristallisation des minéraux. Si les âges obtenus sont différents (on dit **discordants**), cela veut dire que les minéraux ont été perturbés (métamorphisme par exemple). Pour discuter des âges obtenus par cette méthode, on utilise un

diagramme  $\left( \frac{^{206}Pb}{^{238}U} \right), \left( \frac{^{207}Pb}{^{235}U} \right)$ , appelé diagramme « Concordia ». Sur ce diagramme, on

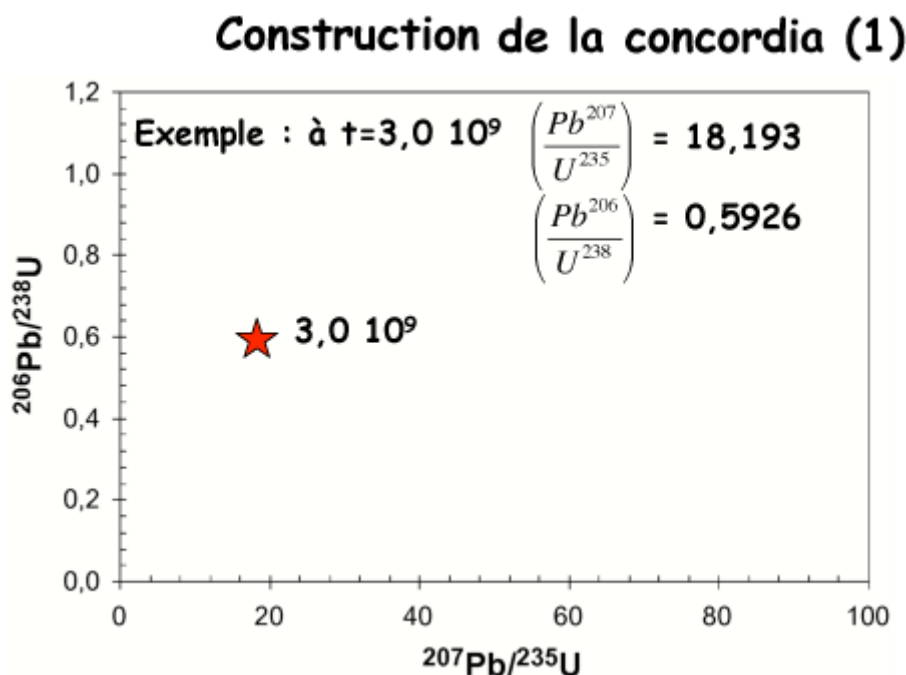
reporte la courbe d'équation paramétrique :

$$y = \frac{^{206}Pb}{^{238}U} = (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$x = \frac{^{207}Pb}{^{235}U} = (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Cette courbe que l'on peut graduer en temps s'appelle la courbe **Concordia** (figures 7 et 8). Tout minéral « concordant », c'est-à-dire donnant le même âge par les deux méthodes se place sur cette courbe (figure 9), tout âge discordant se place hors de cette courbe.

Dans le cas de points discordants, ceux-ci ont tendance à définir des alignements (le plus souvent une droite appelée courbe **discordia**) qui coupent la courbe Concordia en deux points, correspondant à deux âges ( $T$  et  $T_1$ ). Ces âges sont interprétés comme étant respectivement l'âge de cristallisation des minéraux  $T$  et l'âge d'une perturbation ayant affecté les minéraux  $T_1$  (figure 10).

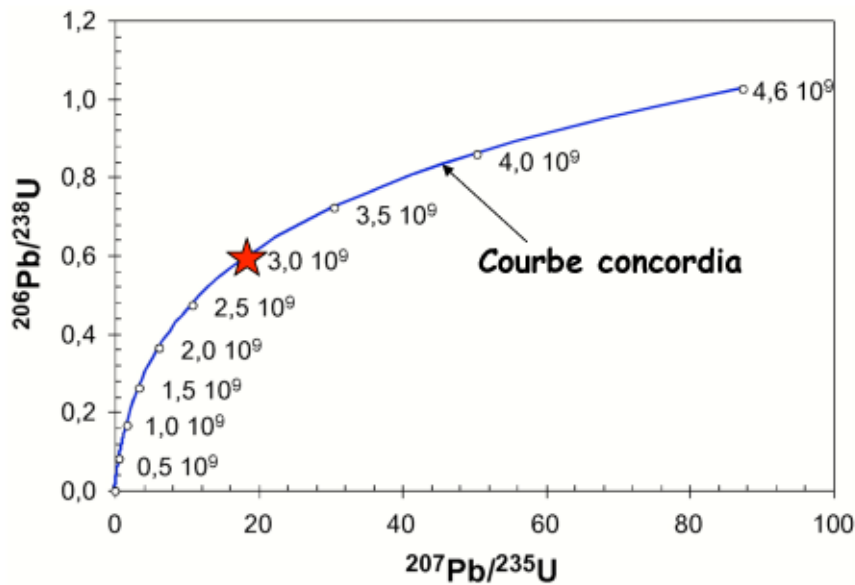


**Figure 7.** Construction de la Concordia, pour chaque âge (à partir de 4,55 milliards d'années, soit l'âge de la Terre) on calcule les rapports  $y = \frac{^{206}Pb}{^{238}U}$  et  $x = \frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ . Dans cet exemple, on a

calculé les valeurs de  $y$  et de  $x$  pour  $t = 3$  milliards d'années. On reporte ces résultats sur le diagramme et on obtient un point qui correspond à cet âge. (Cette figure et les 3 qui suivent sont tirées du Cours de Géochronologie de Michel Dubois. Université de Lille).

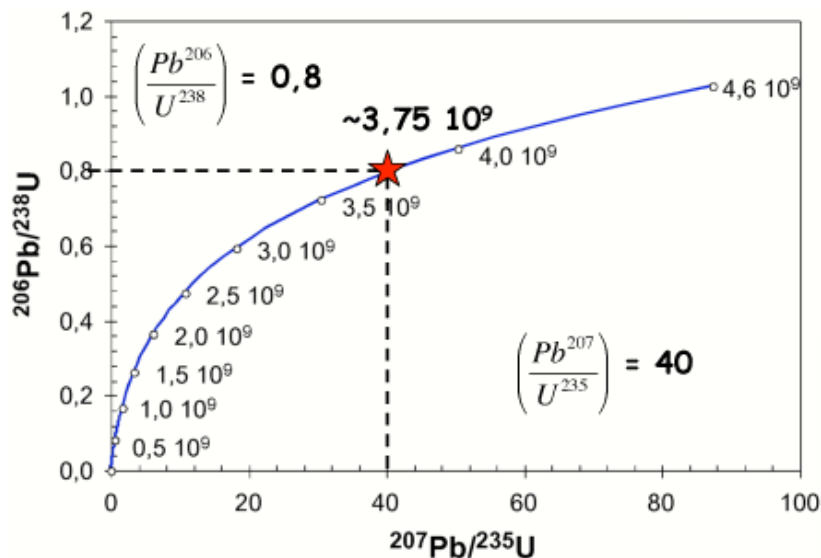


## Construction de la concordia (2)



**Figure 8.** On effectue le même procédé pour tous les âges à partir de 4,6 milliards d'années (dans cet exemple, l'intervalle de  $t$  est de 500 millions d'années). On reporte les points obtenus et on trace la courbe qui relie ces points. C'est la courbe Concordia (en bleu).

## Utilisation de la concordia



**Figure 9.** Une fois la courbe obtenue, on l'utilise pour déterminer l'âge des roches et minéraux

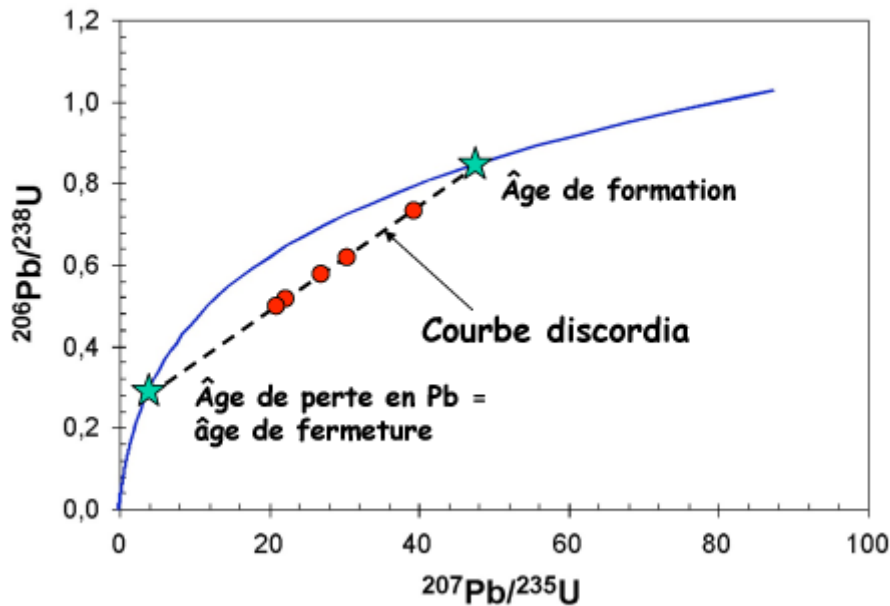
dont on a mesuré les rapports  $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$  et  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ . Dans cet exemple, les résultats des mesures

ont donné une valeur de  $y = 0,8$  et  $x = 40$ . On détermine le point correspondant à ces mesures.

Ce point est situé sur la courbe Concordia et correspond à un âge de 3,75 milliards d'années.

C'est l'âge de cristallisation du minéral.

## La discordia

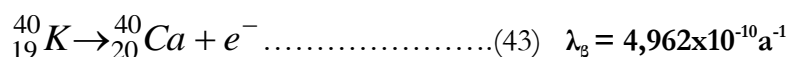
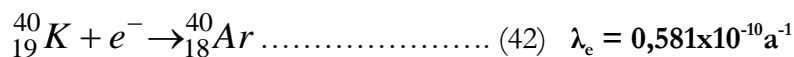


**Figure 10.** Si les mesures effectuées sur des minéraux d'une même roche correspondent à des points qui ne se situent pas sur la courbe Concordia, ces points définissent souvent une droite qui coupe cette courbe en deux points. Cela veut dire que ces minéraux ont été perturbés par une phase de réchauffement ou de métamorphisme. L'intersection supérieure de la droite avec la courbe Concordia donne l'âge de cristallisation des minéraux, tandis que l'intersection inférieure donne l'âge de la perturbation.

### 4.6. La méthode potassium-argon (K-Ar)

#### 4.6.1. Principes de la méthode

Le potassium (K) est l'un des huit éléments les plus abondants de la croûte continentale terrestre. Il possède trois isotopes naturels  $^{39}\text{K}$  (93,2581 %),  $^{40}\text{K}$  (0,01167 %) et  $^{41}\text{K}$  (6,7302 %). Seul le  $^{40}\text{K}$  est radioactif et se désintègre par émission  $\beta^-$  (12 %) en  $^{40}\text{Ca}$ , et par capture d'un électron (88 %) en  $^{40}\text{Ar}$ .



La constante de désintégration totale  $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta = 5,543 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$

Le  $^{40}\text{Ca}^*$  produit est dilué par le  $^{40}\text{Ca}$  naturel, qui est l'isotope le plus abondant du calcium. La désintégration du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}^*$  est donc la seule qui est utilisée en géochronologie.

L'expression mathématique de la désintégration du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}^*$  et  $^{40}\text{Ca}^*$  s'écrit :

$$^{40}\text{K}(e^{\lambda t}-1) = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* \text{ avec } \lambda = \lambda_\epsilon + \lambda_\beta \dots\dots\dots (44)$$

Etant donné que  $^{40}\text{Ar}^*$  et  $^{40}\text{Ca}^*$  sont émis dans un rapport constant  $^{40}\text{Ar} / \lambda_\epsilon = ^{40}\text{Ca} / \lambda_\beta$ , l'expression (44) devient :

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_\epsilon}{\lambda_\epsilon + \lambda_\beta} ^{40}\text{K}(e^{\lambda t}-1) \dots\dots\dots (45)$$

L'âge est donné par l'expression suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_\epsilon + \lambda_\beta} \text{Ln} \left( \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_\epsilon + \lambda_\beta}{\lambda_\epsilon} + 1 \right) \dots\dots\dots (46)$$

Cette méthode nécessite les mesures de  $^{40}\text{Ar}^*$  et  $^{40}\text{K}$  qui sont effectuées séparément, et part de l'hypothèse que l'échantillon daté ne contenait pas d'argon au moment de sa formation et qu'aucune perte d'argon ne s'est produite depuis la fermeture du système.

#### 4.6.2. Problèmes de la méthode K-Ar

La méthode potassium - argon est une méthode très utilisée en géochronologie, mais demande beaucoup d'attention. En effet, beaucoup de minéraux ont tendances à **perdre leur argon radiogénique** (lors de l'altération des roches ou lors d'une phase de métamorphisme) ce qui se traduit par des **âges trop jeunes**. A l'inverse, certains minéraux contiennent **un excès d'argon**, ce qui conduit à des âges trop élevés. Il y a aussi le problème de la **contamination par l'argon atmosphérique** lors de la procédure analytique (l'atmosphère contient plus de 1% d'argon). Cette méthode est donc applicable à condition que le système soit resté clos et qu'il n'y ait eu ni pertes ni excès d'argon, ce qui est difficilement vérifiable d'une façon directe. La validité des âges mesurés peut être vérifiée en effectuant des datations K - Ar sur roches totales et sur minéraux séparés.