

**B. La datation absolue, en donnant accès à l'âge des roches et des fossiles permet de mesurer les durées des phénomènes géologiques. Elle permet aussi de situer dans le temps l'échelle relative des temps géologiques.**

Un logiciel : [http://www.pedagogie.ac-nantes.fr/31152093/0/fiche\\_ressourcepedagogique/&RH=1160731090953](http://www.pedagogie.ac-nantes.fr/31152093/0/fiche_ressourcepedagogique/&RH=1160731090953)

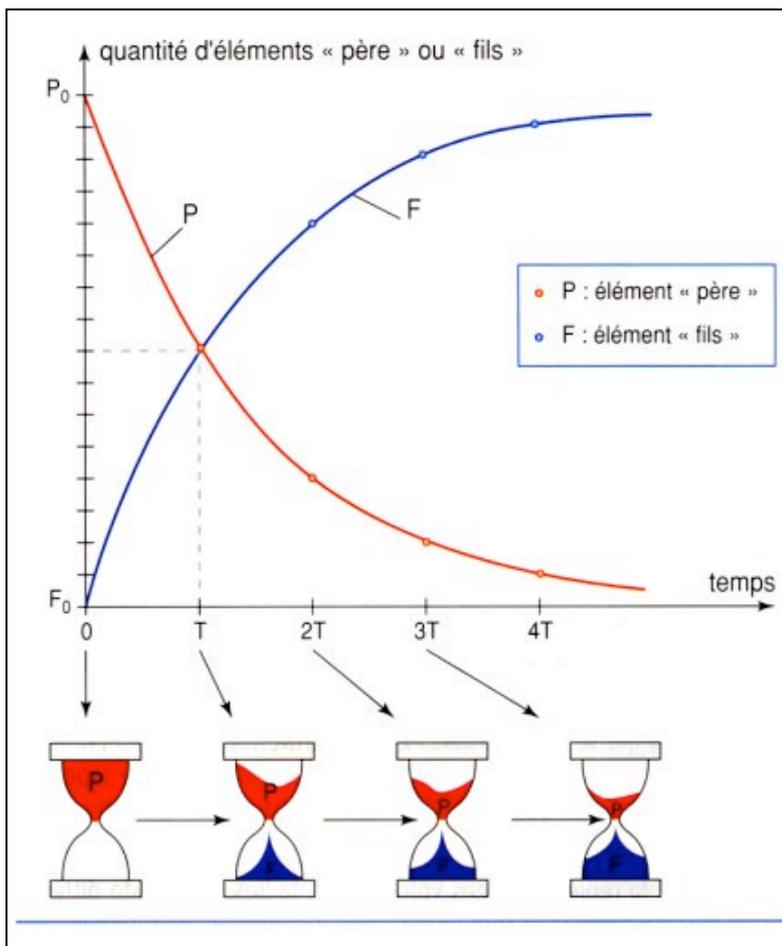
Site CNRS : <http://www.cnrs.fr/cnrs-images/sciencesdelaterreaulycee/contenu/geochrono2.htm>

La datation relative fournit un moyen efficace d'ordonner dans le temps une succession d'objets ou d'évènements « plus récent que..., plus ancien que... ».

Cette méthode dans certaines circonstances favorables (grande richesse de fossiles stratigraphiques et taux de sédimentation élevé) peut permettre un repérage d'une grande finesse, **mais ne donne pas l'âge d'un événement**. La datation absolue, elle, propose de dater les événements en années c'est-à-dire de les situer par rapport au présent « a eu lieu, il y a ...Millions d'années » et de mesurer leur durée.

**I/ Le principe de la datation absolue est basé sur la décroissance radioactive de certains éléments chimiques : (doc2 page 172)**

Tout système (être vivant, fossile, roche...) contient, lors de sa formation, des éléments radioactifs qui se désintégreront au cours du temps, c'est-à-dire qui se transformeront en d'autres éléments avec émission de rayonnements. **Les méthodes de datation absolue reposent donc sur la décroissance radioactive d'isotopes de certains éléments chimiques.**



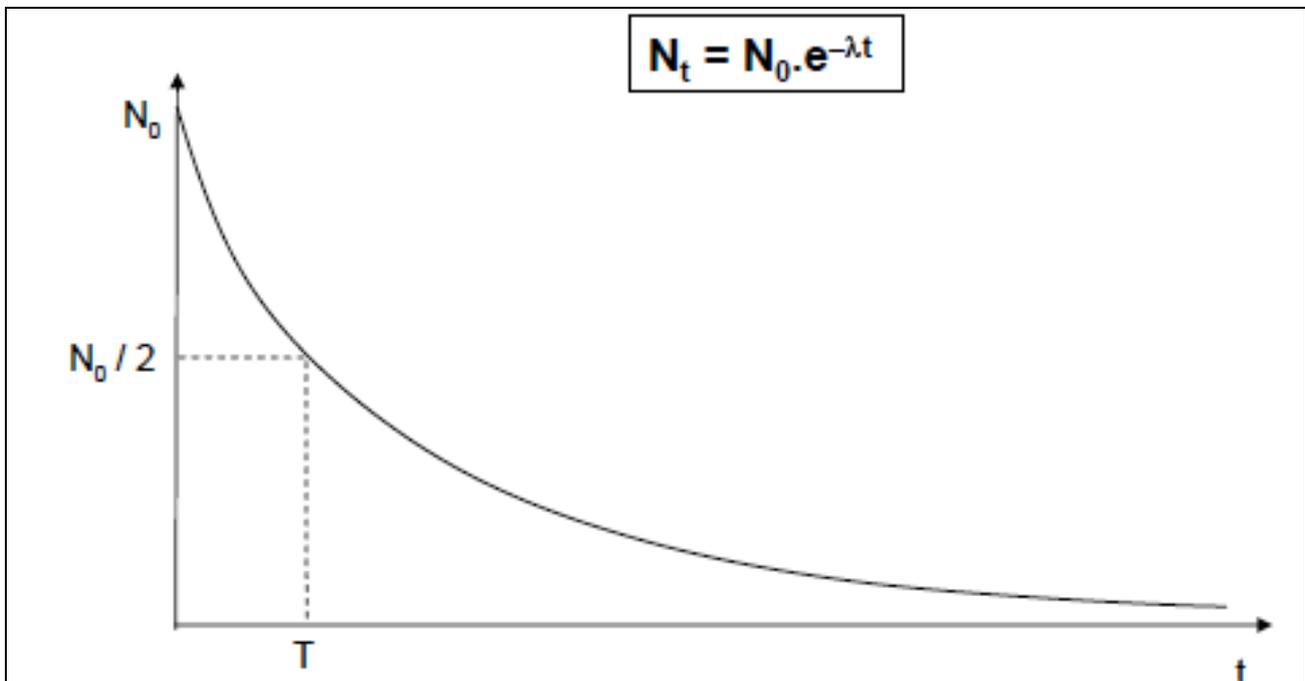
De nombreux éléments chimiques possèdent **des isotopes naturels** (éléments « pères ») qui se désintègrent en **éléments stables** (éléments radiogéniques ou « fils »)

Ce processus de désintégration dépend uniquement du temps et les isotopes constituent des radios chronomètres utilisables par les scientifiques pour dater :

- Des émissions volcaniques intercalées dans les sédiments contenant des fossiles d'hominidés d'Afrique de l'Est
- Des roches métamorphiques d'une chaîne de collision...Etc

Cette désintégration s'effectue selon une loi qui dépend du temps et d'une constante de désintégration ( $\lambda$ ) propre à chaque isotope.

L'équation fondamentale de la désintégration est la suivante :



$\lambda$  = constante de désintégration  
(probabilité de désintégration par unité de temps propre à chaque catégorie d'isotope)

$\frac{dN}{dt} = -\lambda \cdot N$	intégration $\Rightarrow$	$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$	$t$ = temps écoulé Paramètre à déterminer
------------------------------------	---------------------------	----------------------------------	--

$N_t$  = Nombre d'éléments pères radioactifs au moment de la mesure  
 $N_0$  = Nombre initial d'éléments pères radioactifs au temps  $t_0$

La désintégration de l'élément père se fait selon une fonction exponentielle du temps. Cela signifie que la proportion d'atomes radioactifs qui se désintègre par unité de temps **est une constante immuable appelée constante radioactive ( $\lambda$ )**.

Les physiciens ont défini **la période (T) comme le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des éléments radioactifs présents**. Connaissant cette valeur, l'âge ( $t$ ) d'un échantillon géologique peut être calculé grâce à la mesure du nombre d'atomes pères ou fils. Cette mesure se fait grâce à l'utilisation d'un spectromètre de masse.

On peut donc exprimer  $t$  (c'est-à-dire l'âge de l'échantillon étudié) en fonction de  $N_0$  et de  $N_t$  par la formule suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln 2 \quad \text{ou} \quad t = \frac{0,693}{\lambda}$$

Trois isotopes seront étudiés cette année :

- Le carbone 14 : Couple  $^{14}\text{C} - ^{14}\text{N}$
- Le couple potassium - argon :  $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$
- Le couple rubidium - strontium :  $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$

COUPLES D'ISOTOPES	PERIODES	AGES MESURES
238 U / 206 Pb	4,47 GA	> 25 MA
87 Rb / 87 Sr	48,8 GA	> 100 MA
40 K / 40 Ar	1,31 GA	1 à 300 MA
14 C / 14 N	5 730 années	100 à 50 000 années

## II/ La faisabilité de la datation et la qualité de la date calculée dépendent de plusieurs critères :

### 1) Qualité et pertinence de l'échantillon utilisé : (doc. 3 page 173)

La date que l'on obtient est celle qui correspond **au moment où les isotopes de l'échantillon utilisé (fraction minérale, roche totale) ont été confinés** : aucun constituant n'a pu quitter l'échantillon et aucun des constituants extérieurs n'a pu y entrer. A partir de cette date, les éléments chimiques ont évolué spontanément en suivant les lois physiques de désintégration sans interaction avec le milieu. On parle **de système fermé**.

On désigne par « fermeture » **le moment où les échanges d'éléments chimiques entre les minéraux (et éventuellement le verre) cessent**. La date trouvée est celle de la fermeture du système.

*Remarque : en général, les roches sédimentaires ne sont jamais des systèmes fermés. Sauf cas particuliers comme le  $^{14}\text{C}$ , la radiochronologie ne permet pas de dater les roches sédimentaires. On se limitera au cas des roches magmatiques et métamorphiques pour lesquelles, dans certaines conditions de pression données, la fermeture du système est due à l'abaissement de la température en deçà d'un certain seuil.*

### 2) Période de l'isotope choisi pour l'analyse. (doc. 3 page 173)

Une fois le système fermé, **la quantité d'isotopes susceptible de se désintégrer diminue** et lorsque la teneur en élément père devient trop faible les dosages sont difficiles à faire. La datation n'est par conséquent valide **que si l'on mesure des durées allant du centième à dix fois la période de l'isotope choisi**.

Il n'existe pas de méthode universelle de datation pour aborder l'éventail des différentes échelles du temps.

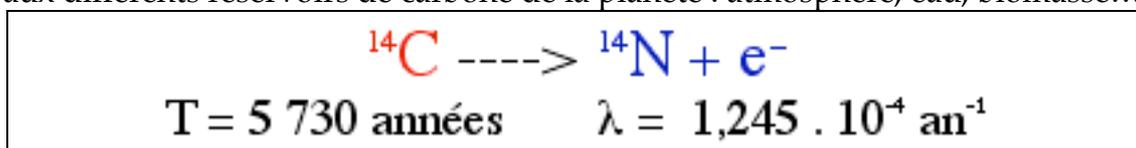
## III/Les 3 méthodes de datation à étudier cette année :

### 1) Le $^{14}\text{C}$ , du fait de sa demi-vie de 5370 ans, est particulièrement bien adapté à la mesure de durée de l'ordre de quelques 10<sup>0</sup> de milliers d'années au plus. (doc page 174/175)

Un être vivant élabore sa matière organique à partir d'éléments du milieu. **Il utilise indifféremment toutes les formes du carbone disponible** :  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  (isotopes stables) et  $^{14}\text{C}$  (isotope radioactif).

**Il y a environ un atome de  $^{14}\text{C}$  pour 10<sup>12</sup> atomes de  $^{12}\text{C}$ .**

Le  $^{14}\text{C}$  provient de la haute atmosphère où il se forme de façon régulière par transformation de N sous l'influence des rayons cosmiques. Il contribue ensuite à la formation de  $^{14}\text{CO}_2$  puis s'intègre aux différents réservoirs de carbone de la planète : atmosphère, eau, biomasse...



Le rapport initial [ $^{14}\text{C}$  / isotopes stables] est connu pour les derniers millénaires et il est le même dans tous les réservoirs. Ainsi, le paramètre  $N_0$  de l'équation est connu et identique pour tous les échantillons du même âge.

$$t(\text{années}) = \text{Ln} ({}^{14}\text{C}_{\text{initial}} / {}^{14}\text{C}_{\text{actuel}}) \cdot T / \text{Ln}2$$

Lorsqu'au sein d'un réservoir le système se ferme (mort d'un être vivant, précipitation d'un carbonate...) le  $^{14}\text{C}$  qu'il contient se désintègre progressivement sans être remplacé.

Il est possible de mesurer la teneur résiduelle de  $^{14}\text{C}$  d'un échantillon actuel (bois, os, cheveux, coquille...) qui correspond au paramètre  $N_t$  de l'équation.

Trois paramètres étant connus ( $N_0$ ,  $N_t$ ,  $\lambda$ ) on peut évaluer le temps  $t$  écoulé depuis la fermeture du système, seule inconnue restante de l'équation.

Cette méthode présente certaines limites :

➤ La période de l'élément utilisé étant courte, elle ne permet pas de remonter très loin dans le temps : **50000ans au maximum**. Au-delà la quantité de  $^{14}\text{C}$  est trop faible pour permettre une mesure fiable.

➤ Le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  **peut parfois varier au cours du temps**, notamment en fonction de l'intensité du rayonnement cosmique. Les scientifiques en tiennent compte et apportent des corrections de mesure.

## 2) Détermination de $t$ dans le cas où $N_0$ est inconnue.

Les couples potassium – argon ( $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ ) et rubidium – strontium ( $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ ) permettent de réaliser **des datations de roches beaucoup plus anciennes**. Cependant la manière de procéder est différente de celle utilisée pour le  $^{14}\text{C}$  car :

- Dans les deux cas, la quantité initiale  $N_0$  de l'élément père ( $^{40}\text{K}$  ou  $^{87}\text{Rb}$ ) **varie d'un échantillon à l'autre et n'est pas connue**.
- Dans le couple ( $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ ) la **quantité initiale de l'élément fils au moment de la fermeture de l'échantillon n'est pas nulle**, l'échantillon contient du strontium.

### a) Le couple potassium – argon ( $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ ) : (doc page 176)

De nombreux minéraux contiennent au moment de leur cristallisation, du potassium dont une faible proportion est représentée par l'élément radioactif  $^{40}\text{K}$  père. Mais ils ne contiennent aucun élément fils  $^{40}\text{Ar}$ . **La totalité de  $^{40}\text{Ar}$ , mesurée dans un échantillon, provient uniquement de la désintégration du  $^{40}\text{K}$  radioactif initial.** On a :

$$\text{Nombre d'éléments fils mesurés : } N_f = N_0 - N_t$$

On peut ensuite exprimer  $N_0$  en fonction de  $N_t$  et de  $N_f$  : ( $N_0 = N_f + N_t$ ) et remplacer  $N_0$  dans l'équation. On obtient :

$$t = 1/\lambda \cdot \text{Ln} (1 + N_f / N_t)$$

Les mesures de  $N_f$  et  $N_t$  peuvent être réalisées dans un échantillon actuel, ce qui permet de calculer  $t$ .

Il faut noter que l'isotope  $^{40}\text{Ar}$  présent en quantité non négligeable dans l'atmosphère, peut parfois contaminer l'échantillon et conduire au calcul d'une date erronée.

b)Le couple rubidium-strontium ( $^{87}\text{Rb}$  -  $^{87}\text{Sr}$ ): (doc. page 177)

Au cours de leur formation, certains minéraux des roches magmatiques et métamorphiques intègrent dans leur réseau cristallin **quelques atomes de rubidium**. L'un d'entre eux, le **rubidium 87** se désintègre en donnant du **strontium 87**. La **période est suffisamment longue pour permettre la datation des roches les plus anciennes**.

La difficulté provient ici du fait que les mêmes minéraux possédaient également une certaine quantité de  $^{87}\text{Sr}$  au moment de la fermeture du système. On ne peut distinguer ce  $^{87}\text{Sr}$  de celui qui provient de la désintégration du  $^{87}\text{Rb}$ .

Le problème posé ici comporte 2 inconnues :

- La quantité initiale de l'isotope non nulle (1)
- L'âge de l'échantillon (2)

Pour surmonter ces difficultés :

(1) La quantité de  $^{87}\text{Sr}$  mesurée à un instant  $t$  correspond à la quantité de cet élément présent initialement à laquelle s'ajoute celle issue de la désintégration de l'élément père.

$$^{87}\text{Sr total} = ^{87}\text{Sr } t + ^{87}\text{Sr } t_0$$

(2) L'équation fondamentale ne peut être résolue directement. Ainsi, il faut considérer au moins 2 minéraux d'une même roche et prendre en compte un autre isotope : **le strontium 86**.

Les 2 isotopes 86 et 87 du strontium ont le même comportement, de sorte que tous les minéraux avaient initialement le même rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

En revanche la quantité de rubidium incorporé est variable d'un minéral à l'autre, de sorte que **le rapport isotopique  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  baisse**. On peut déterminer graphiquement l'âge commun de cristallisation de ces minéraux en appliquant la formule suivante :

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

NB : On utilise l'approximation suivante :  $(e^{\lambda t} - 1) = \lambda t$

Cette équation correspond à celle d'une droite appelée **isochrone**.

Après avoir mesuré  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  dans différents minéraux d'un échantillon. On reporte les valeurs obtenues **dans un diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$** .

Les points correspondant aux différents minéraux d'une même roche sont alignés et constituent une droite appelée isochrone **dont la pente est approximativement égale à  $\lambda t$** . Cette droite recoupe l'axe des ordonnées au point  $^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}$  (valeur déterminée graphiquement)

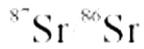
$\lambda$  étant un paramètre connu, la pente de la droite (valeur déterminée graphiquement) permet de calculer  $t$  grâce à l'équation suivante :

$$t = a/\lambda$$

Exemple : datation des gabbros du Chenaillet :

[http://www.lucieberger.org/svt/SVT%20en%20T%20S/WEB\\_TS/1\\_Mes\\_t/1\\_Dat\\_co.html](http://www.lucieberger.org/svt/SVT%20en%20T%20S/WEB_TS/1_Mes_t/1_Dat_co.html)

Méthode page suivante :



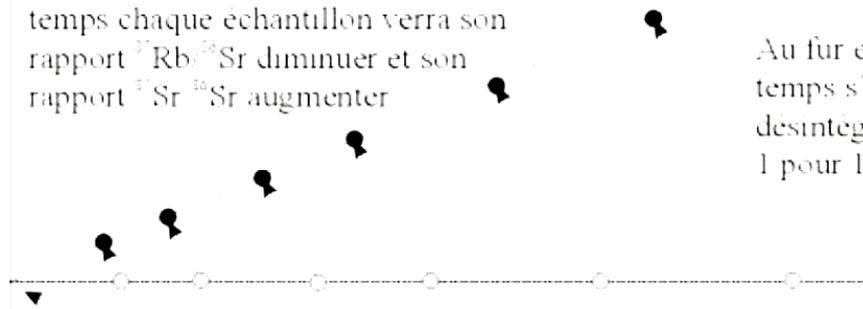
Au temps  $t=0$ , date de la formation du magma, tous les échantillons avaient

le même rapport  $^{87}\text{Sr} \text{ } ^{86}\text{Sr}$  mais des rapports  $^{87}\text{Rb} \text{ } ^{86}\text{Sr}$  différents



Si le système reste clos, au bout d'un temps chaque échantillon verra son rapport  $^{87}\text{Rb} \text{ } ^{86}\text{Sr}$  diminuer et son rapport  $^{87}\text{Sr} \text{ } ^{86}\text{Sr}$  augmenter

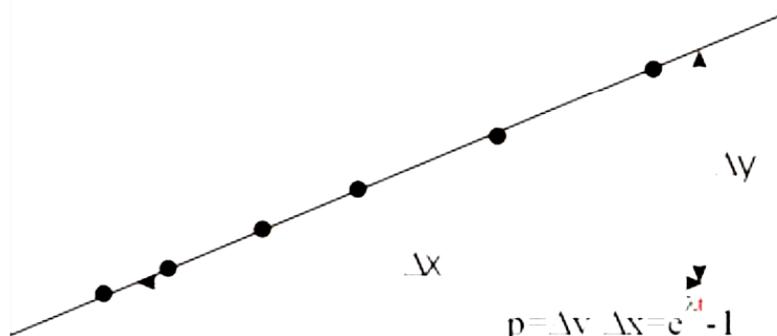
Au fur et à mesure que le temps s'écoule, le  $^{87}\text{Rb}$  se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$  à raison de 1 pour 1.



Le rapport initial  $^{87}\text{Sr} \text{ } ^{86}\text{Sr}$  ne change pas car il n'y a pas de Rb!



Le résultat final est une droite appelée isochrone définie par l'alignement de nos 6 échantillons

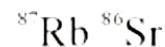


Sa pente  $p$  donne le temps qui s'est écoulé depuis le stade initial de la formation de ces roches magmatiques c'est donc l'âge de ces roches

d'où

$$p = \frac{\Delta y}{\Delta x} = e^{\lambda t} - 1$$

$$t = \frac{\ln(p + 1)}{\lambda}$$



$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Au temps  $t=0$ , date de la formation du magma, tous les échantillons avaient :

le même rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  différents



$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Si le système reste clos, au bout d'un temps chaque échantillon verra son rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  diminuer et son rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  augmenter.

Au fur et à mesure que le temps s'écoule, le  $^{87}\text{Rb}$  se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$  à raison de 1 pour 1.

Le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ne change pas car il n'y a pas de Rb!

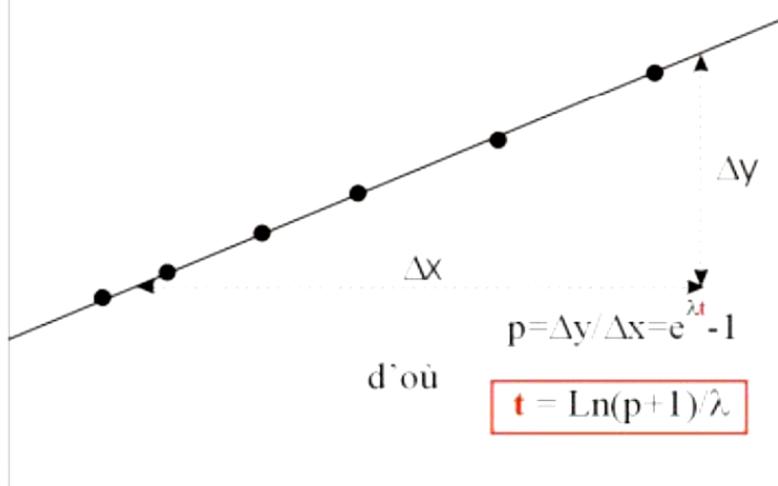
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$



$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Le résultat final est une droite appelée isochrone définie par l'alignement de nos 6 échantillons

Sa pente  $p$  donne le temps qui s'est écoulé depuis le stade initial de la formation de ces roches magmatiques : c'est donc l'âge de ces roches



$$p = \Delta y / \Delta x = e^{\lambda t} - 1$$

d'où

$$t = \text{Ln}(p+1) / \lambda$$

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

### Notions exigibles :

- La méthode de datation absolue est fondée sur la mesure de la variation du rapport isotopique entre le moment de la fermeture de l'échantillon daté et le présent.
- 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 de désintégration 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.
- Dans le cas général, on ne connaît pas la quantité initiale d'isotope ; l'âge de la roche est obtenue 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.
- Le choix du couple d'isotopes pour calculer un âge dépend de l'âge présumé et de la nature de la roche. Vous devez savoir argumenter votre choix.
- Savoir exploiter un document ou des données numériques sur les rapports isotopiques en relation avec le calcul de l'âge absolu des roches ; dans tous les cas où des formules mathématiques sont nécessaires, elles sont fournies.

## BILAN datation

Doc. 5 : Les grands principes utilisés pour la datation relative complétés par la datation absolue.  
D'après SVT Terminale obligatoire, éditions Hatter 2002, modifié Remérand 2002.

