MESURE DU TEMPS
DANS L'HISTOIRE
DE LA TERRE ET DE LA VIE

La datation absolue

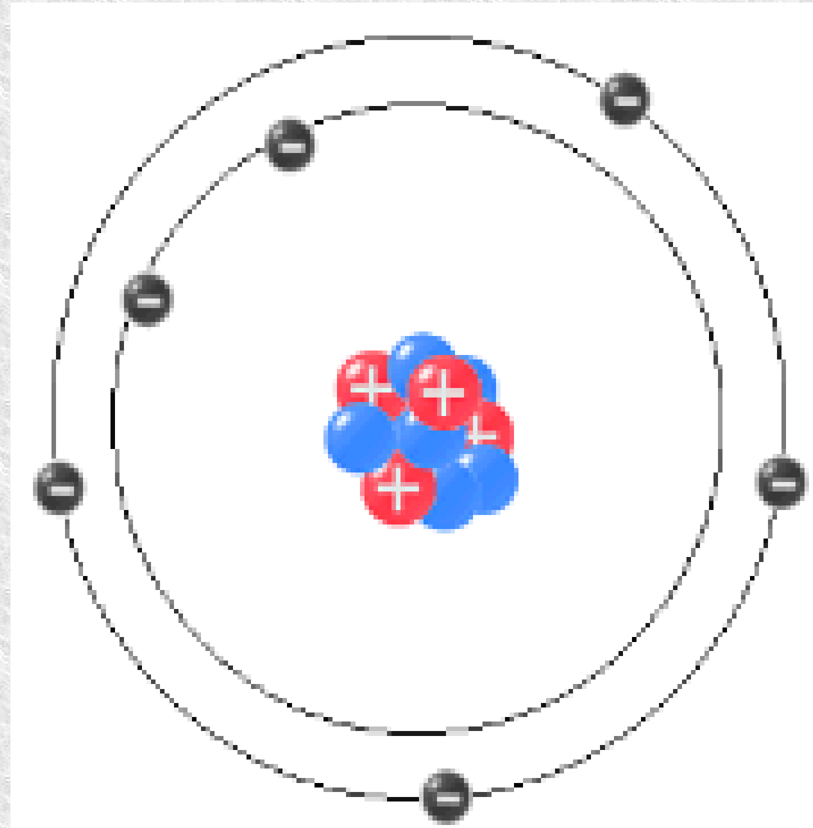
quelques méthodes de radiochronologie

La radiochronologie repose sur l'existence de nombreux éléments chimiques qui possèdent des isotopes naturels radioactifs.

Qu'est-ce qu'un isotope?

Un atome comprend deux parties : un noyau et des électrons en mouvement rapide autour de ce noyau.

VOIR ANIMATION



électron

proton

neutron

Le noyau est constitué de protons de charge électrique positive, et de neutrons de charge électrique nulle.
Ces particules qui constituent le noyau sont également appelées nucléons.

On symbolise le noyau d'un élément quelconque X de la façon suivante:

$${}^{A}_{Z}X$$

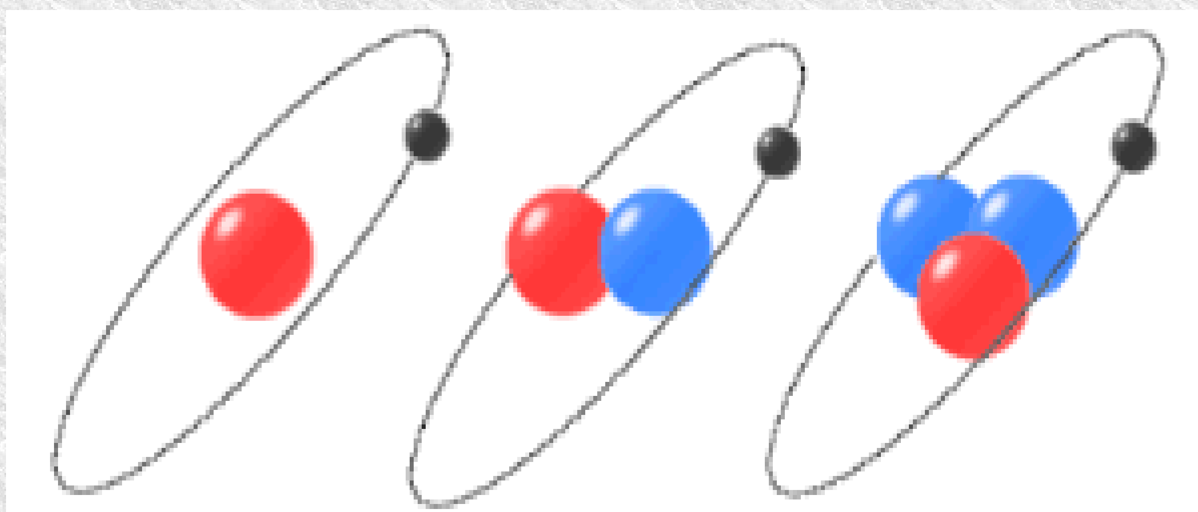
Z le numéro atomique d'un noyau, c'est le nombre de protons qu'il contient.
A le nombre de masse d'un noyau, c'est le nombre de nucléons (protons+neutrons) qu'il contient.

Ces deux nombres permettent de connaître complètement la composition du noyau. En effet :

Z est le nombre de protons
Le noyau contient A nucléons dont un nombre Z sont des protons, le restant **N=A-Z** est le nombre de neutrons

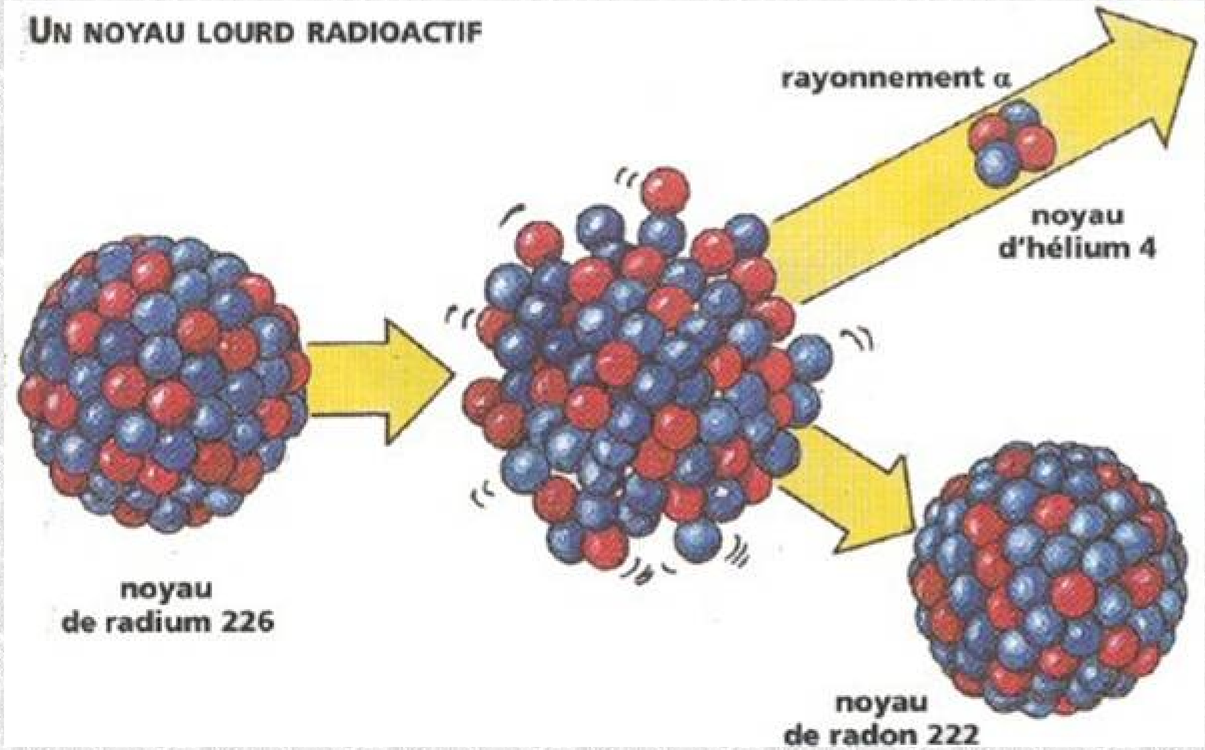
A l'état naturel, les atomes d'un élément ne possèdent pas forcément la même composition de leur noyau. Comme un élément est défini par son numéro atomique **Z**, ils possèdent tous **Z** protons mais ils peuvent contenir un nombre de neutrons **N** différent.

Voici les atomes des trois isotopes de l'hydrogène pouvant exister :



$^{1}_{1}H$ $^{2}_{1}H$ $^{3}_{1}H$

Les isotopes radioactifs se désintègrent spontanément, c'est à dire qu'ils se transforment en un élément stable en émettant un rayonnement.



On nommera élément père, l'isotope radioactif (dans cet exemple le radium 226) et élément fils l'atome stable résultant de la désintégration (dans l'exemple le radon 222).

La désintégration de l'élément père radioactif en élément fils se fait en suivant une loi mathématique de décroissance exponentielle en fonction du temps dont l 'équation mathématique est:

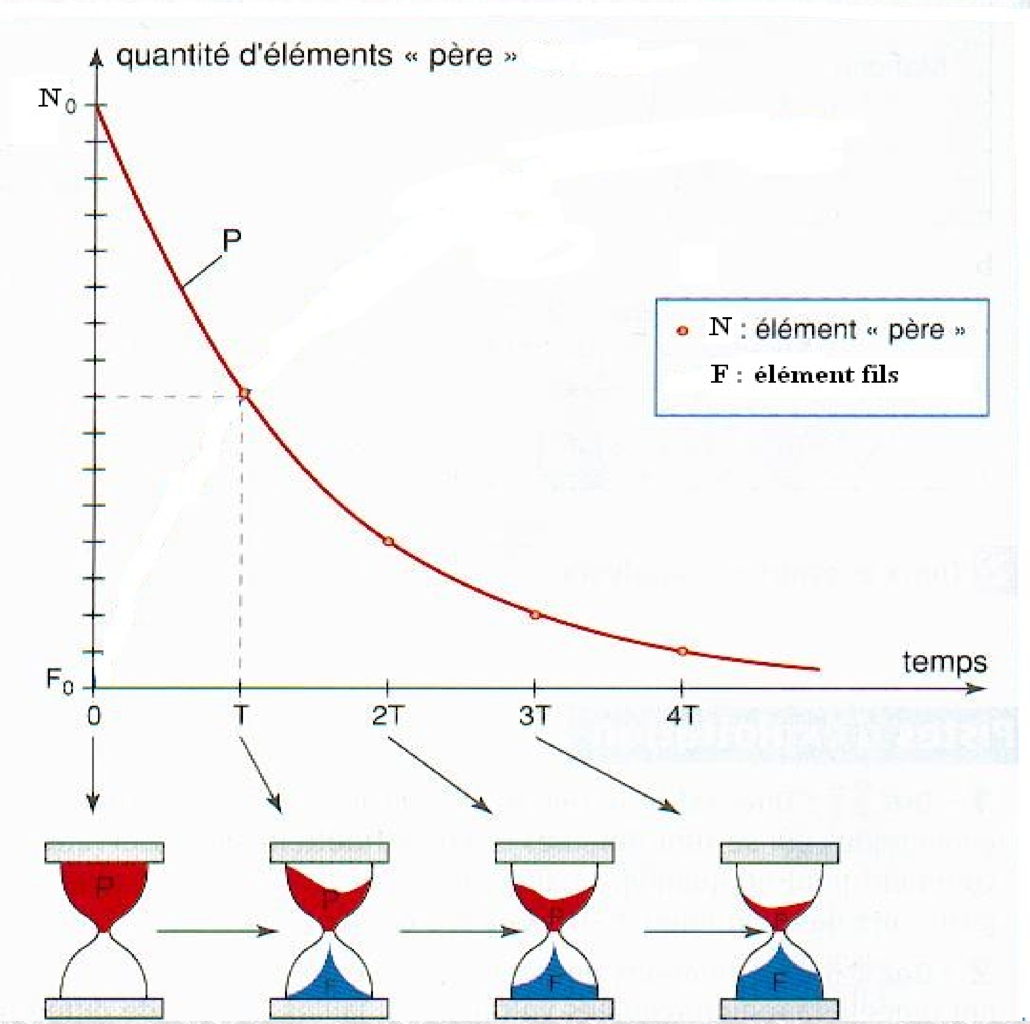
$$N_t = N_{initial} \cdot e^{-\lambda t}$$

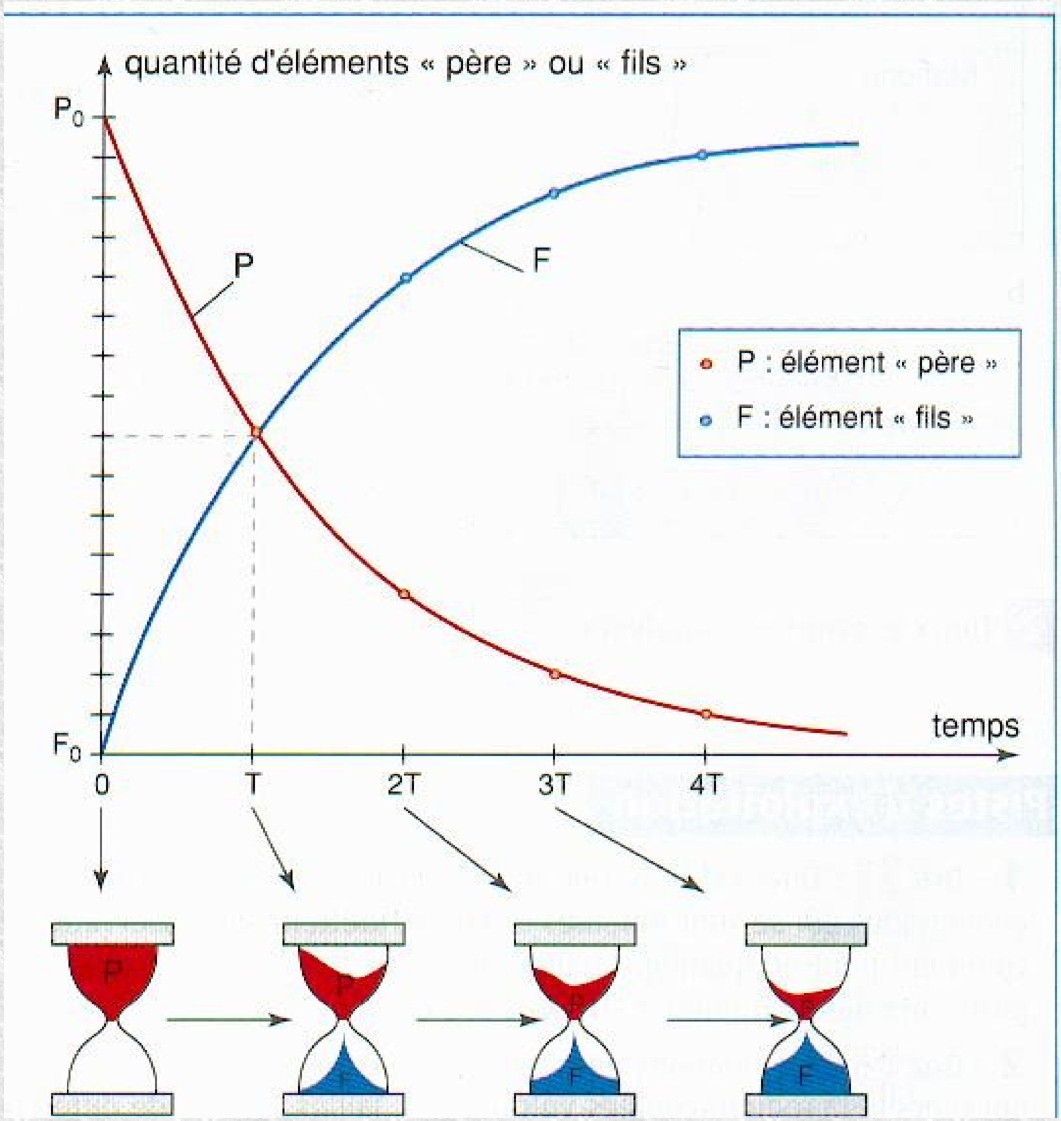
N_t = nombre d'éléments pères radioactifs au moment de la mesure (temps t),

t = temps écoulé en années = paramètre à déterminer,

$N_{initial} = N_0$ nombre initial d'éléments pères radioactifs,

λ= constante de désintégration par unité de temps, propre à chaque catégorie d'éléments considérés (en an^{-1}).

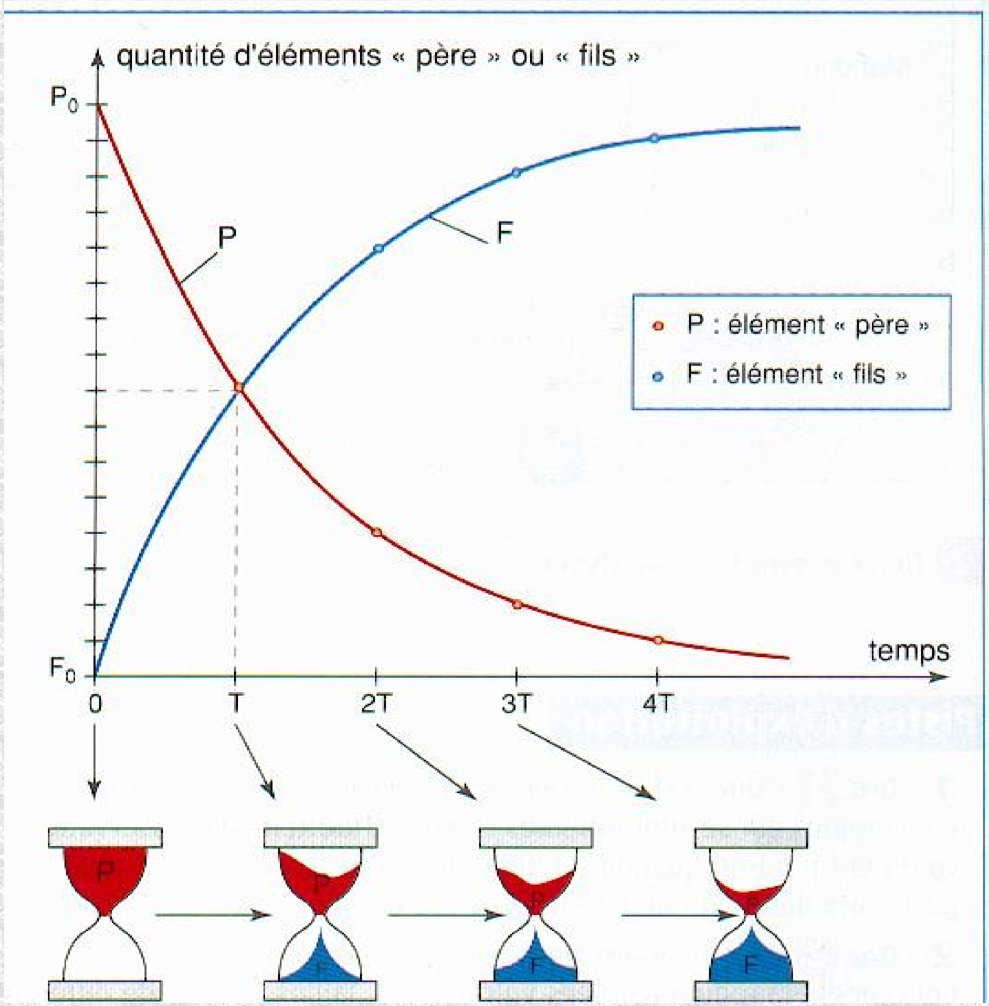




Au fur et à mesure que les éléments « pères » se désintègrent apparaissent les éléments « fils ».

Au fur et à mesure que l'élément père se désintègre, la radioactivité diminue.

Les deux éléments « pères » et « fils » ont des masses légèrement différentes que l'on peut mesurer avec un spectromètre de masse.



Quelle que soit la quantité d'élément père au départ, il faut toujours le même temps pour que la moitié des éléments pères de départ se désintègre.

Cette durée, caractéristique de chaque élément est appelée période radioactive ou demi-vie et est notée T ou t½.

T est en relation avec la constante de désintégration par la formule: $T = 1/\lambda.\ln 2$ soit $T = 0{,}693/\lambda$

En effet:

A la ½ vie $T = t_{1/2}$, $N_t = N_{initial} / 2$

Dans l'équation $\mathbf{N_t = N_{initial} \, . \, e^{-\lambda t}}$,
on remplace N_t par sa valeur précédente ($N_{initial}$ / 2) :

$N_{initial} / 2 = N_{initial} \, . \, e^{-\lambda T}$ soit $1 / 2 = e^{-\lambda T}$

$e^{\lambda T} = 2$

$\ln e^{\lambda T} = \ln 2$

or $\ln e^{\lambda T} = \lambda T$

$\lambda T = \ln 2$

$T = 1/\lambda. \ln 2$

Connaissant ces formules et connaissant les quantités initiales et actuelles des éléments « pères » et « fils » dans un échantillon, on peut estimer un temps t à condition qu'il n'y ait au aucun échange de ces éléments entre le l'échantillon et le milieu extérieur. On parle de système fermé.

La date t déterminée correspond à la date où la desintégration a commencée.

La détermination de ce temps t se fait par la formule:

$$t = 1 / \lambda \, . \ln (N_{initial} / N_t)$$

En effet: toujours en partant de la formule de désintégration

$\mathbf{N_t = N_{initial} \cdot e^{-\lambda t}}$

$N_t / N_{initial} = e^{-\lambda t}$

$\ln (N_t / N_{initial}) = \ln e^{-\lambda t}$

or $\ln e^{-\lambda t} = -\lambda t$

donc $\ln (N_t / N_{initial}) = -\lambda t$

or $\ln (N_t / N_{initial}) = \ln N_t - \ln N_{initial}$

donc $\ln N_t - \ln N_{initial} = -\lambda t$

$- \ln N_t + \ln N_{initial} = \lambda t$

$\ln N_{initial} - \ln N_t = \lambda t$

or $\ln N_{initial} - \ln N_t = \ln (N_{initial} / N_t)$

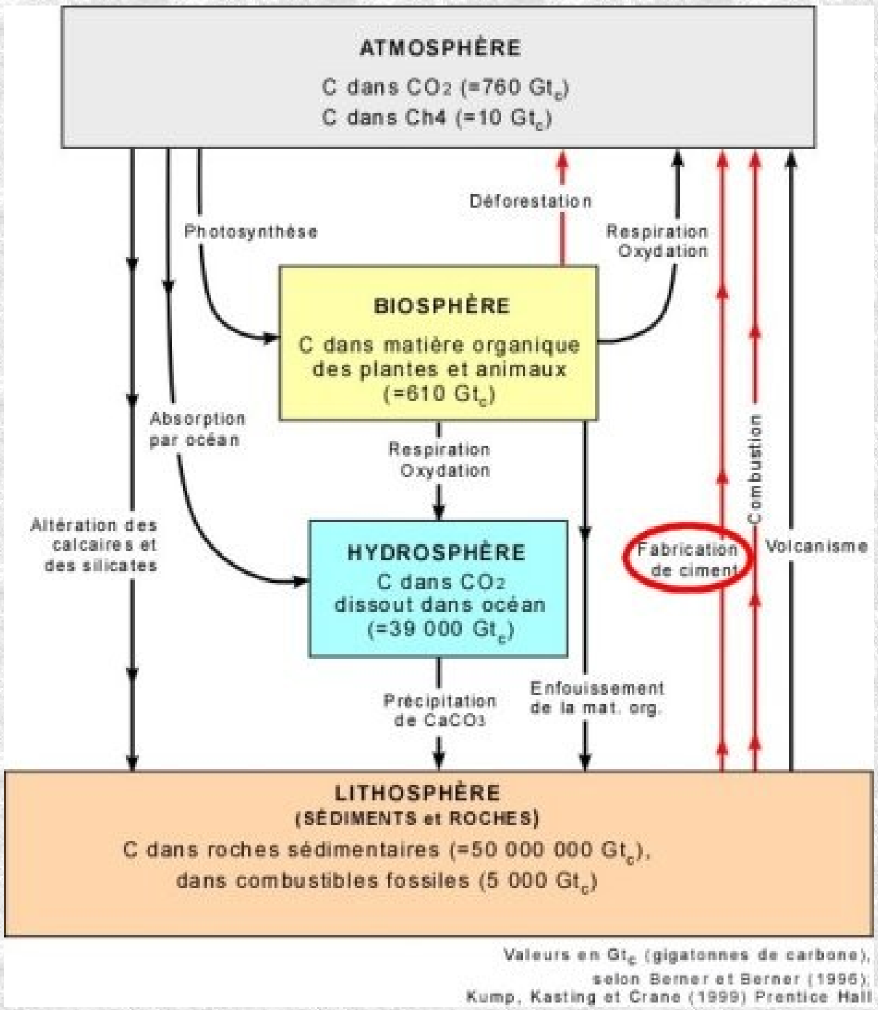
donc $\ln (N_{initial} / N_t) = \lambda t$

$\mathbf{t = 1 / \lambda \cdot \ln (N_{initial} / N_t)}$

1er exemple d'application

la datation au carbone 14

Le ^{14}C est un isotope radioactif du carbone (C), produit en faible quantité, de manière constante dans la haute atmosphère à partir de ^{14}N.

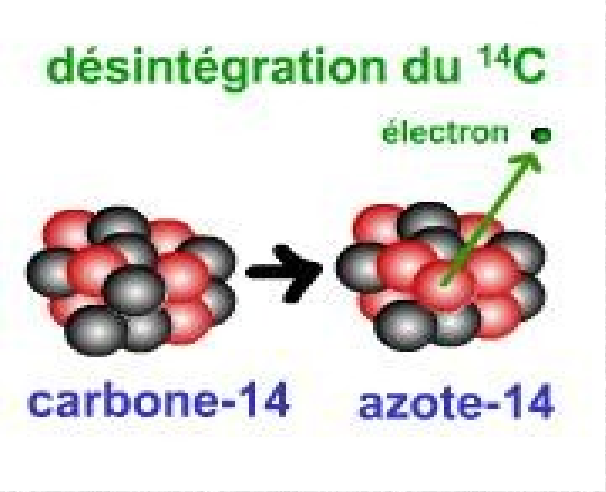


Valeurs en Gt_C (gigatonnes de carbone), selon Berner et Berner (1996); Kump, Kasting et Crane (1999) Prentice Hall

Les deux isotopes du carbone 12C et 14C entrent dans la composition de tous les milieux qui échangent avec l'atmosphère:

- Océan
- Carbonates
- Êtres vivants

Le carbone 14 se désintègre en azote 14 avec une période de 5730 ans.



Cette désintégration répond à la loi de décroissance exponentielle et on peut donc écrire la formule:

$$^{14}C = {}^{14}C_0\ e^{-\lambda t}$$

Les valeurs de ^{14}C et $^{14}C_0$ sont données par la mesure du rapport $^{14}C/^{12}C$ et $(^{14}C/^{12}C)_0$

On obtient donc la formule : $^{14}C/^{12}C = (^{14}C/^{12}C)_0 e^{-\lambda t}$

Le rapport $^{14}C/^{12}C$ est obtenu par mesure dans l'échantillon à dater

Pour le rapport $(^{14}C/^{12}C)_0$

On considère que la quantité de ^{14}C dans tous ces milieux est constante au cours du temps (du fait de son renouvellement permanent). Elle serait la même pour chaque objet et égale à celle d'aujourd'hui.

On connaît donc le rapport $(^{14}C/^{12}C)_0$, indiquant la quantité de ^{14}C présent à la fermeture d'un système en contenant: il s'agit de celle que l'on peut mesurer dans un échantillon actuel (atmosphère ou être vivant).

En utilisant cette formule on peut déterminer le temps t de la fermeture du système qui correspond à la mort de l'être vivant ou à la précipitation des carbonates.

On obtient :

$$t = 1 / \lambda \,.\, \ln [(^{14}C_{initial} / {}^{12}C_{initial}) / (^{14}C_t / {}^{12}C_t)]$$

avec

t = l'âge de la fermeture du systéme en années

$\lambda = 1{,}209\ 10^{-4}$ (an^{-1}) pour le ^{14}C

$^{14}C_{initial} / {}^{12}C_{initial}$ considéré comme constant et connu $= 1{,}2.10^{-12}$

$^{14}C_t / {}^{12}C_t$ = valeur mesurée au moment t

Quelques remarques sur cette méthode

En fait, il s'avère que le rapport $^{14}C_t$ / $^{12}C_t$ de l'atmosphère n'est pas constant et les scientifiques apportent des corrections aux mesures.

La datation au carbone 14 est possible sur des échantillons possédant du carbone.
Comme la demi-vie du ^{14}C est de 5730 ans, ces échantillons doivent dater de moins de 50 000 ans , sinon il ne reste plus assez d'atomes de ^{14}C techniquement mesurable.

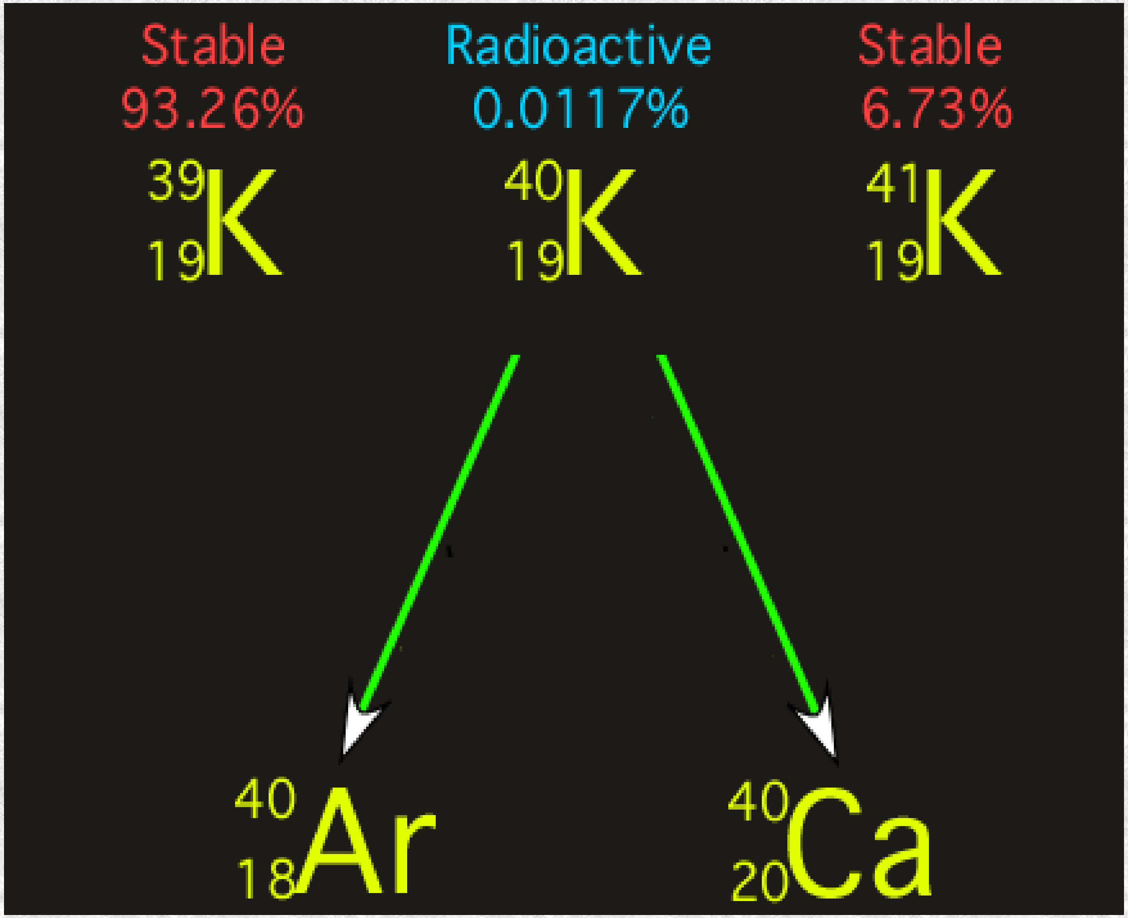
Pour des échantillons plus anciens on utilise donc d'autres couples d'isotopes.

<u>2ème exemple d'application</u>

la datation par la méthode Potassium (K)/ Argon (Ar)

Le potassium est constitué de 3 isotopes naturels, ^{39}K, ^{40}K et ^{41}K dont seul le potassium 40 est radioactif.

10,5% de ce ^{40}K se désintègre en argon 40 et le reste se désintègre en calcium 40.



La méthode de datation potassium-argon est basée sur le couple ^{40}K – ^{40}Ar.

Si on reprend notre équation de décroissance exponentielle des éléments radioactifs de départ:

$$N_t = N_{initial} \,.\, e^{-\lambda t}$$

Soit dans notre exemple $^{40}K_t = {}^{40}K_{initial} \,.\, e^{-\lambda t}$

Alors $t = 1/\lambda . \ln({}^{40}K_{initial} / {}^{40}K_t)$

$$t = 1/\lambda.\ln({}^{40}K_{initial}/{}^{40}K_t)$$

t est l'âge de l'échantillon ,la valeur que l'on cherche à déterminer

λ est la constante de désintégration et est égale à $5,54,10^{-10}$ an^{-1}

${}^{40}K_t$ est le nombre d'élément ${}^{40}K$ restant dans l'échantillon au temps t de la mesure.

${}^{40}K_{initial}$ est la valeur initiale de ${}^{40}K$ dans l'échantillon au moment de la fermeture du système.

Pour déterminer cette valeur $^{40}K_{initial}$

on suppose que l'élément fils , c'est à dire ^{40}Ar était quantité négligeable au moment de la fermeture du système car il s'agit d'un gaz très volatile.

Tout l' ^{40}Ar retrouvé dans l'échantillon au temps t ($^{40}Ar_t$) provient donc de la désintégration de 10,5% l'élément père ^{40}K présent au temps initial.
(le reste de l'élément père étant transformé en ^{40}Ca)

On peut donc écrire: $^{40}Ar_t = (^{40}K_{initial} - {}^{40}K_t).10,5/100$ et déterminer ainsi $^{40}K_{initial}$

En effet,

$$^{40}Ar_t = (^{40}K_{initial} - {}^{40}K_t).10,5/100$$

$$^{40}Ar_t = (^{40}K_{initial} - {}^{40}K_t).0,105$$

$$^{40}Ar_t = 0,105.{}^{40}K_{initial} - 0,105.{}^{40}K_t$$

$$^{40}Ar_t + 0,105.{}^{40}K_t = 0,105.{}^{40}K_{initial}$$

$$(^{40}Ar_t + 0,105.{}^{40}K_t) / 0,105 = {}^{40}K_{initial}$$

$$(^{40}Ar_t + 0,105.{}^{40}K_t) / 0,105 = {}^{40}K_{initial}$$

$$\boxed{(^{40}Ar_t / 0,105 + {}^{40}K_t) = {}^{40}K_{initial}}$$

Si on remplace $^{40}K_{initial}$ dans notre formule: $t = 1/\lambda.\ln(^{40}K_{initial}/^{40}K_t)$

on obtient:

$$t = 1/\lambda.\ln[(^{40}Ar_t/0,105 + ^{40}K_t)/^{40}K_t]$$

$$\boxed{t = 1/\lambda.\ln[^{40}Ar_t/(0,105\ .^{40}K_t) + 1]}$$

Cette méthode permet de dater des échantillons de roches datant de 1000 à $4,5.10^9$ ans (puisque la valeur de la période est importante).

Elle est utilisée pour la datation de roches contenant des minéraux contenant du potassium comme les feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes... qui constituent les roches magmatiques ou métamorphiques.

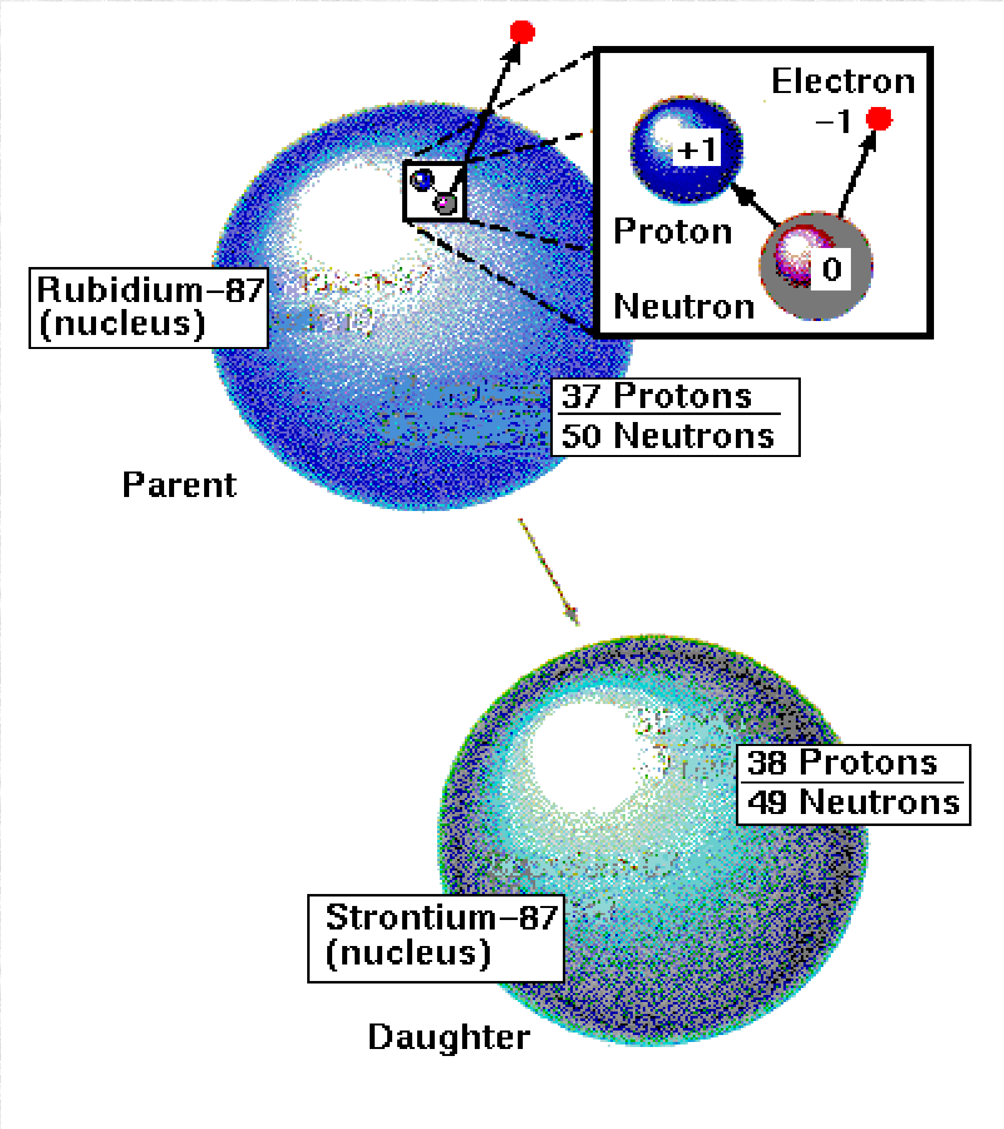
La date obtenue est celle de la cristallisation du minéral au cours de laquelle les échanges entre les composants de la roche et l'atmosphère s'interrompent (fermeture du système).

L'inconvénient de la méthode vient d'une possible contamination du système par l'atmosphère notamment en ^{40}Ar en quantité non négligeable dans l'atmosphère.

<u>3ème exemple d'application</u>

la datation par la méthode Rubidium (Rb)/ Strontium (Sr)

Le rubidium possède de nombreux isotopes dont le ^{87}Rb utilisé en datation absolue.



Ce rubidium est présent dans de nombreux minéraux (feldspaths, micas)

Le rubidium se désintègre en strontium ^{87}Sr avec une période de $1,42.10^{-11}$ an^{-1}

On part toujours de l'équation fondamentale de décroissance exponentielle:

$$N_t = N_{initial} . e^{-\lambda t}$$

$$^{87}Rb_t = {}^{87}Rb_{initial} . e^{-\lambda t}$$

$$^{87}Rb_{initial} = {}^{87}Rb_t / e^{-\lambda t}$$

$$^{87}Rb_{initial} = {}^{87}Rb_t . e^{\lambda t} \ (*)$$

Comme dans la méthode K/ Ar, la quantité d'élément père initiale (^{87}Rb)est inconnue.

De plus, la quantité d'éléments fils n'est pas négligeable au départ (c'est-à-dire à la fermeture du système) et on ne connait pas la valeur de départ.

[père initial = père au tps t + fils au tps t – fils initial non nul]

$$^{87}Rb_{initial} = {}^{87}Rb_t + {}^{87}Sr_t - {}^{87}Sr_{initial}$$

On remplace $^{87}Rb_{initial}$ par sa valeur dans l'équation (*)

$$^{87}Rb_{initial} = {}^{87}Rb_t \cdot e^{\lambda t} \quad (*)$$

$$^{87}Rb_t + {}^{87}Sr_t - {}^{87}Sr_{initial} = {}^{87}Rb_t \cdot e^{\lambda t}$$

$$^{87}Sr_t = {}^{87}Rb_t \cdot e^{\lambda t} - {}^{87}Rb_t + {}^{87}Sr_{initial}$$

$$^{87}Sr_t = (e^{\lambda t} - 1) \cdot {}^{87}Rb_t + {}^{87}Sr_{initial}$$

On ne connaît pas la quantité de ^{87}Sr au départ. On ne peut donc pas résoudre directement l'équation fondamentale de la désintégration.

On va contourner cette difficulté en évaluant les teneurs en ^{87}Rb et ^{87}Sr par rapport à la teneur en ^{86}Sr contenue dans l'échantillon et qui est constante au cours du temps.

On part de l'équation:

$$^{87}Sr_t = (e^{\lambda t} - 1) \,.\, ^{87}Rb_t + {}^{87}Sr_{initial}$$

Les rapports actuels des différents éléments (^{87}Rb, ^{87}Sr et ^{86}Sr) sont mesurables et on peut écrire l'équation:

$$^{87}Sr_t / {}^{86}Sr = (e^{\lambda t} - 1).(^{87}Rb_t / {}^{86}Sr) + (^{87}Sr_{initial} / {}^{86}Sr)$$

de type $y = a \,.\, x + b$

ce qui correspond à l'équation d'une droite (appelée isochrone) dont la pente $a = e^{\lambda t} - 1$, ce qui permet de déterminer le temps t, correspondant aussi à la cristallisation des minéraux:

Ce temps t est donné par la formule:

$a = e^{\lambda t} - 1$

$a + 1 = e^{\lambda t}$

$\ln (a + 1) = \lambda t$

$\ln(a + 1) / \lambda = t$

on réalise l'approximation suivante: ln (a + 1) # a

soit $\boxed{t = a/ \lambda}$

Il reste à tracer cette droite (pour cela il faut au moins deux points).

Pour déterminer ces deux points, on réalise les mesures des rapports $^{87}Sr_t / ^{86}Sr$ et $^{87}Rb_t / ^{86}Sr$ dans au moins deux minéraux d'un même échantillon et on trace la courbe

$$^{87}Sr_t / ^{86}Sr = f\ (^{87}Rb_t / ^{86}Sr)$$

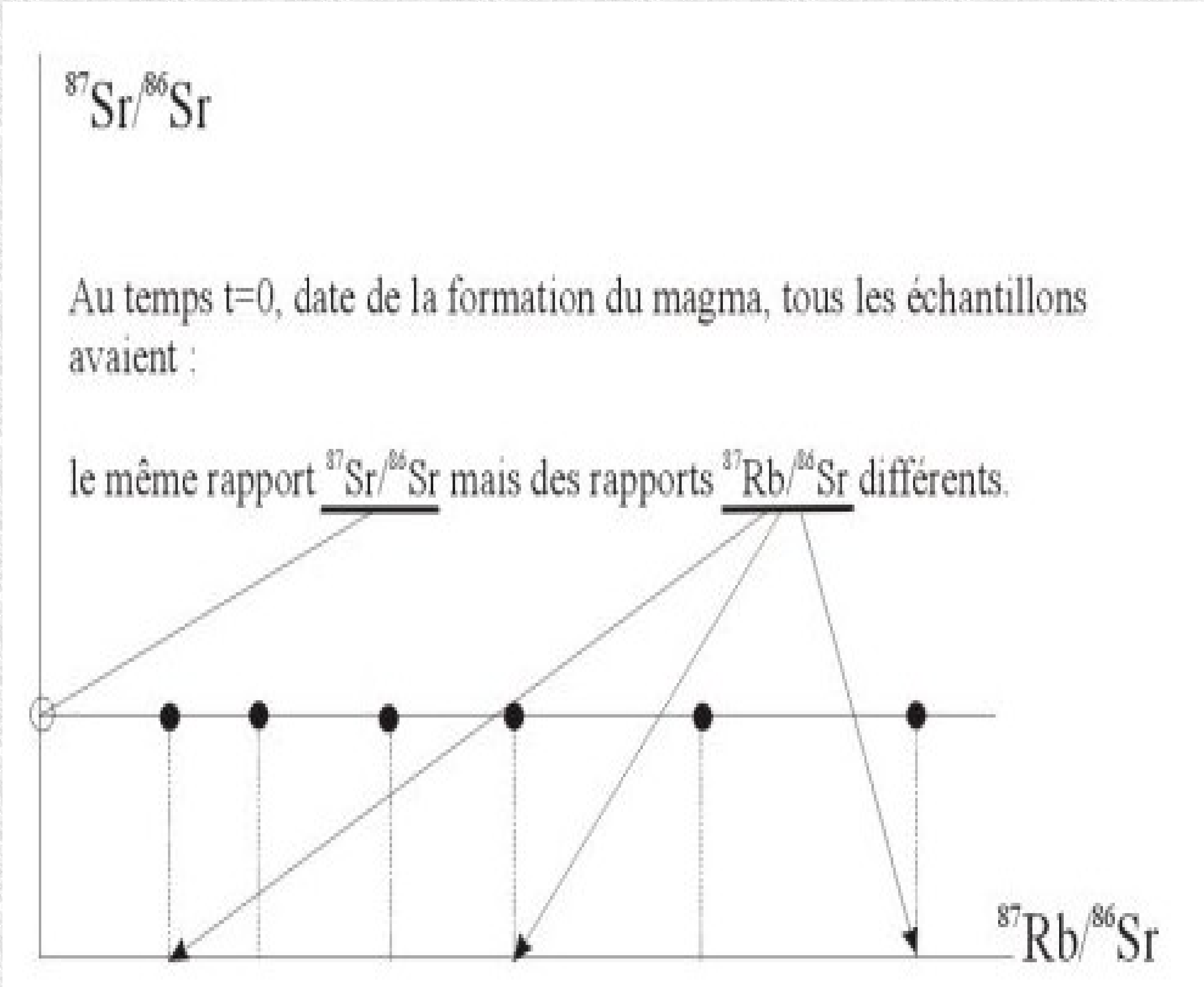
pour une même roche (donc avec des minéraux de même âge), les points obtenus sont alignés permettant de tracer l'isochrone et de calculer graphiquement la pente a.

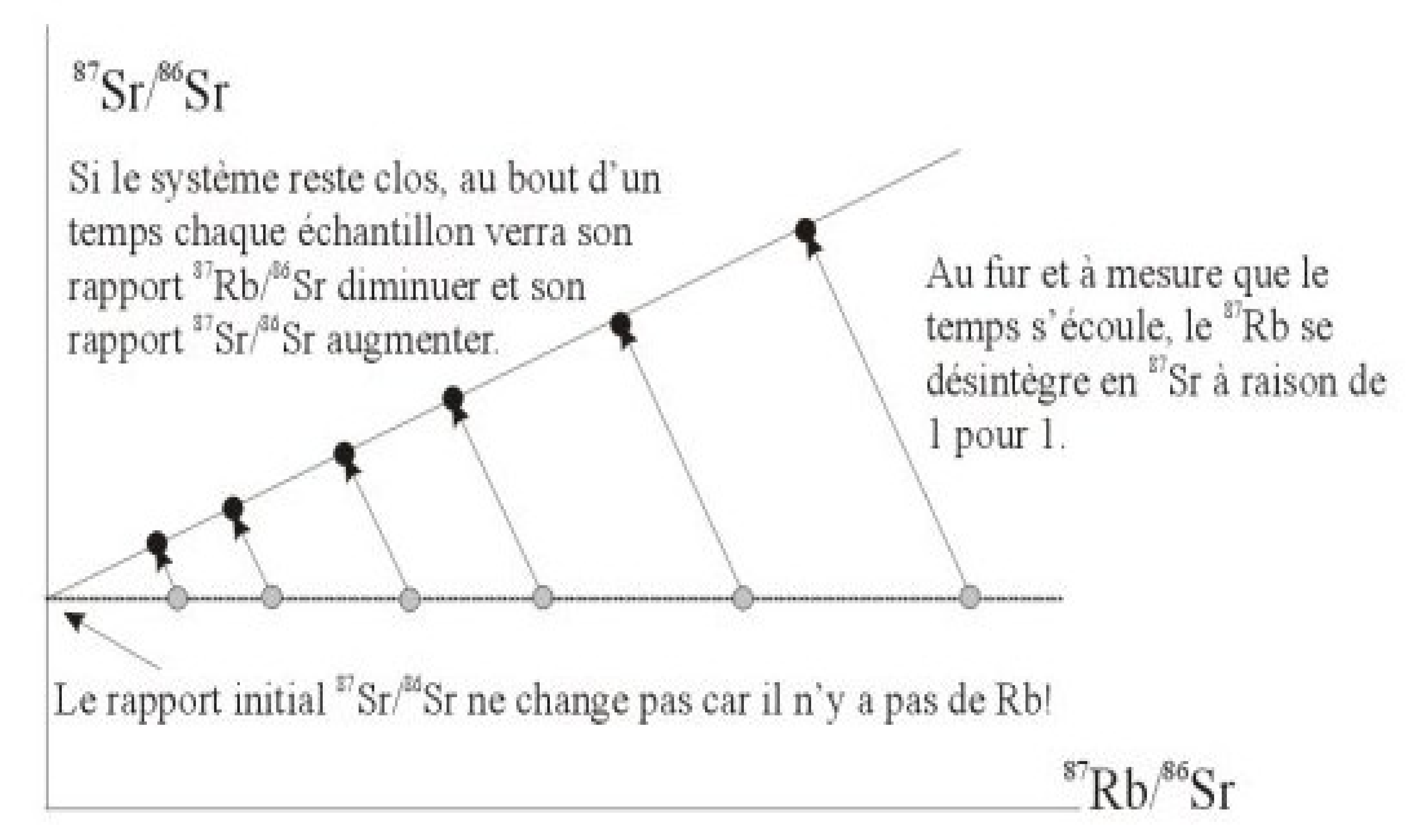
On peut aussi déterminer la quantité initiale d'élément fils qui est le point où la droit coupe l'axe des ordonnées.

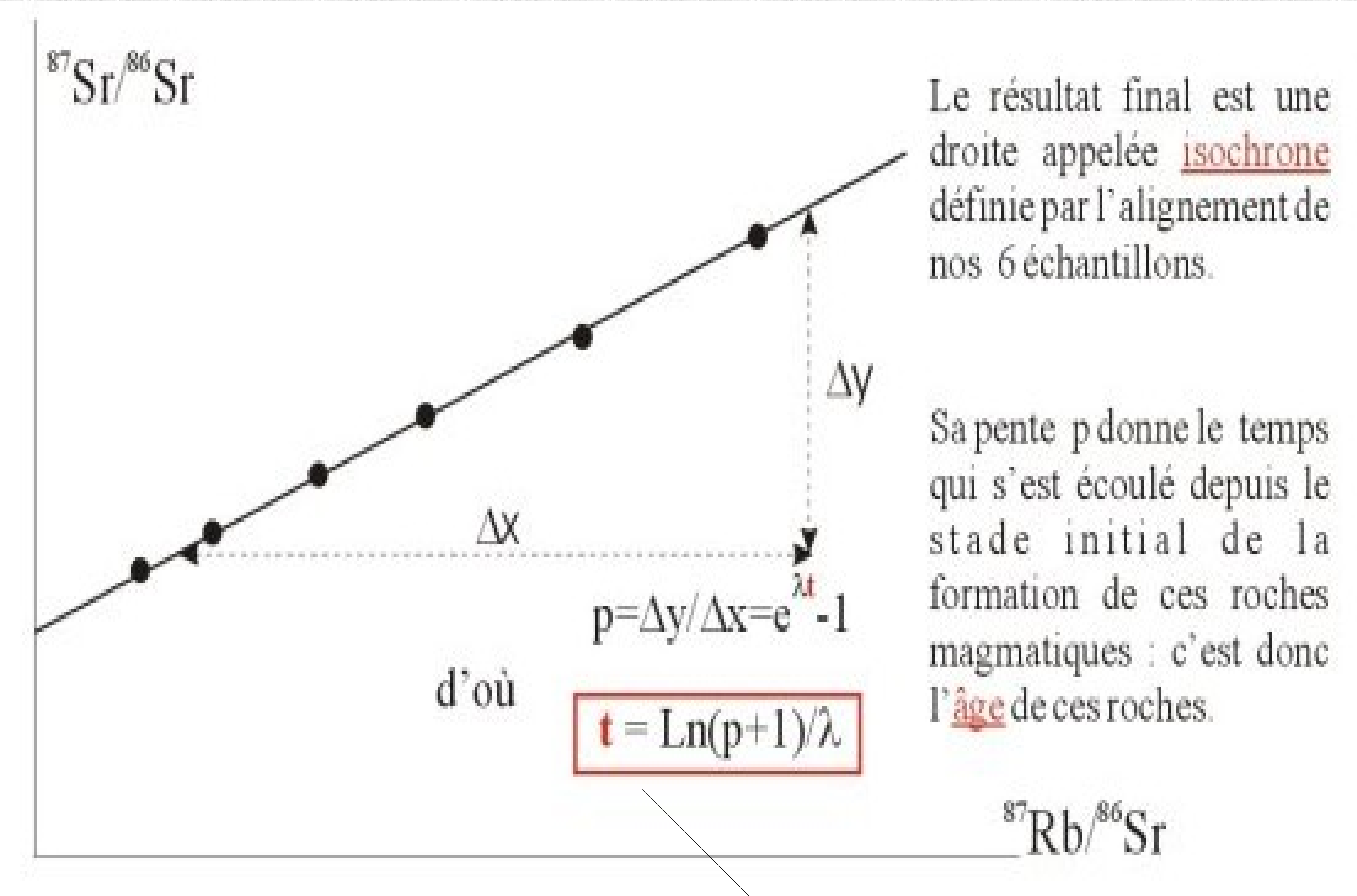
Exemple d'utilisation

On utilise deux 2 échantillons de roches issus du refroidissement d'un même magma ou deux minéraux différents d'une même roche. Ils auront le même rapport initial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ mais des rapports $(^{87}Sr/^{86}Sr)$ et $(^{87}Rb/^{86}Sr)$ différents que l'on peut mesurer.

Les schémas suivants récapitulent le raisonnement en fonction du temps dans un diagramme $(^{87}Sr/^{86}Sr)$ en fonction $(^{87}Rb/^{86}Sr)$ pour 5 ou 6 échantillons d’un même magma de départ (qui ont donc le même rapport $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$):


$^{87}Sr/^{86}Sr$
Au temps t=0, date de la formation du magma, tous les échantillons avaient :
le même rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ différents.
$^{87}Rb/^{86}Sr$


$^{87}Sr/^{86}Sr$
Si le système reste clos, au bout d'un temps chaque échantillon verra son rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ diminuer et son rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ augmenter.
Au fur et à mesure que le temps s'écoule, le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr à raison de 1 pour 1.
Le rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne change pas car il n'y a pas de Rb!
$^{87}Rb/^{86}Sr$



Approximation: $t = p/\lambda$

Grâce à cette méthode, on peut dater des roches d'âge (de cristallisation) allant de 10^7 à $4,5.10^9$ ans.

La datation absolue

quelques méthodes de radiochronologie
conclusion

La datation absolue
- donne accès à l'âge des roches et des fossiles et permet de dater les évènements en années , c'est à dire de les situer par rapport au présent
- permet de mesurer la durée des phénomènes géologiques
- permet de situer dans le temps l'échelle relative des temps géologiques établie grâce aux principes de datation relative.