



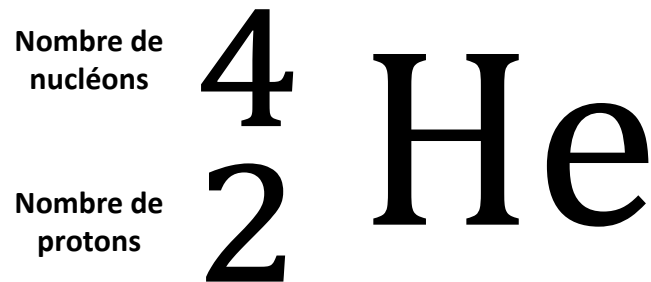
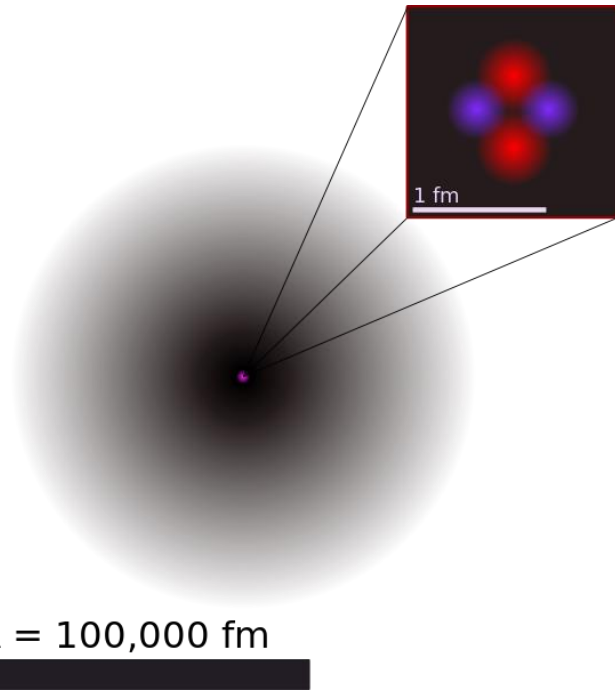
II.

La chronologie absolue ou
géochronologie nucléaire

La géochronologie nucléaire est fondée sur le fait que certains noyaux atomiques sont instables.

A-

Rappels sur le noyau de l'atome



4 nucléons
 2 protons
 4 - 2 = 2 neutrons
 On tire 2 électrons pour rétablir la neutralité électrique

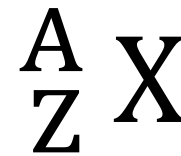
Ci-contre, représentation d'un atome d'hélium 4 avec, apparaissant rosé au centre, le **noyau atomique** et, en dégradé de gris tout autour, le **nuage électronique**. Le noyau d'hélium 4, agrandi à droite, est formé de deux **protons** et de deux **neutrons**.

Protons (chargés positivement) et neutrons (neutres électriquement) sont des **nucléons**.

Le **nombre de masse A** d'un noyau est égal au **nombre de nucléons** qu'il contient.

Le **nombre de charge** d'un noyau ou **numéro atomique Z** est égal au **nombre de protons**.

Par convention, un atome d'un élément chimique est désigné de la façon suivante :



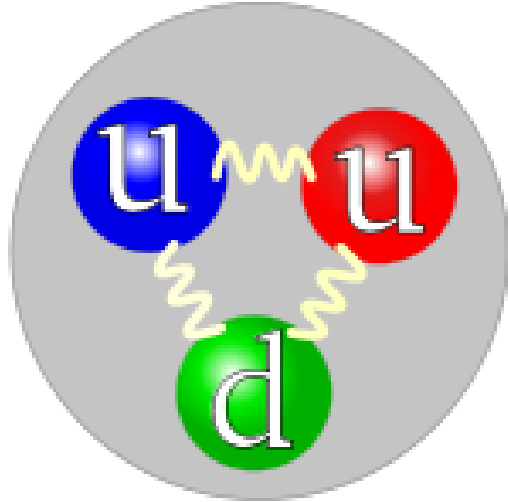
La différence (A - Z) donne donc le nombre de neutrons.

Un atome étant neutre électriquement, il renferme autant de protons que d'électrons.

Des noyaux sont isotopes quand ils ont même nombre de protons (Z) et ne diffèrent que par leur nombre de neutrons (A - Z).

B-

La stabilité des noyaux atomiques
La radioactivité



L'interaction forte lie les quarks dans les nucléons, ici dans un proton constitué de 2 quarks « up » et d'un quark « down ».

Le neutron contient deux quarks down et un quark up.

Un quark up a $\frac{2}{3}$ de charge d'un e.

Un quark down a $-\frac{1}{3}$ de charge d'un e.

La cohésion du noyau atomique est assurée par l'**interaction forte**.

Cependant, si la plupart des isotopes d'un élément chimique sont stables, certains se transforment spontanément : ils sont dits **radioactifs**.

Un noyau radioactif est donc un noyau instable qui se décompose spontanément en donnant naissance à un noyau différent et stable par émission d'un rayonnement radioactif.

Le noyau radioactif est appelé « **noyau-père** ». Le noyau stable auquel il donne naissance est appelé « **noyau-fils** » ou **radiogénique**.

Domaine de stabilité et d'instabilité d'un noyau

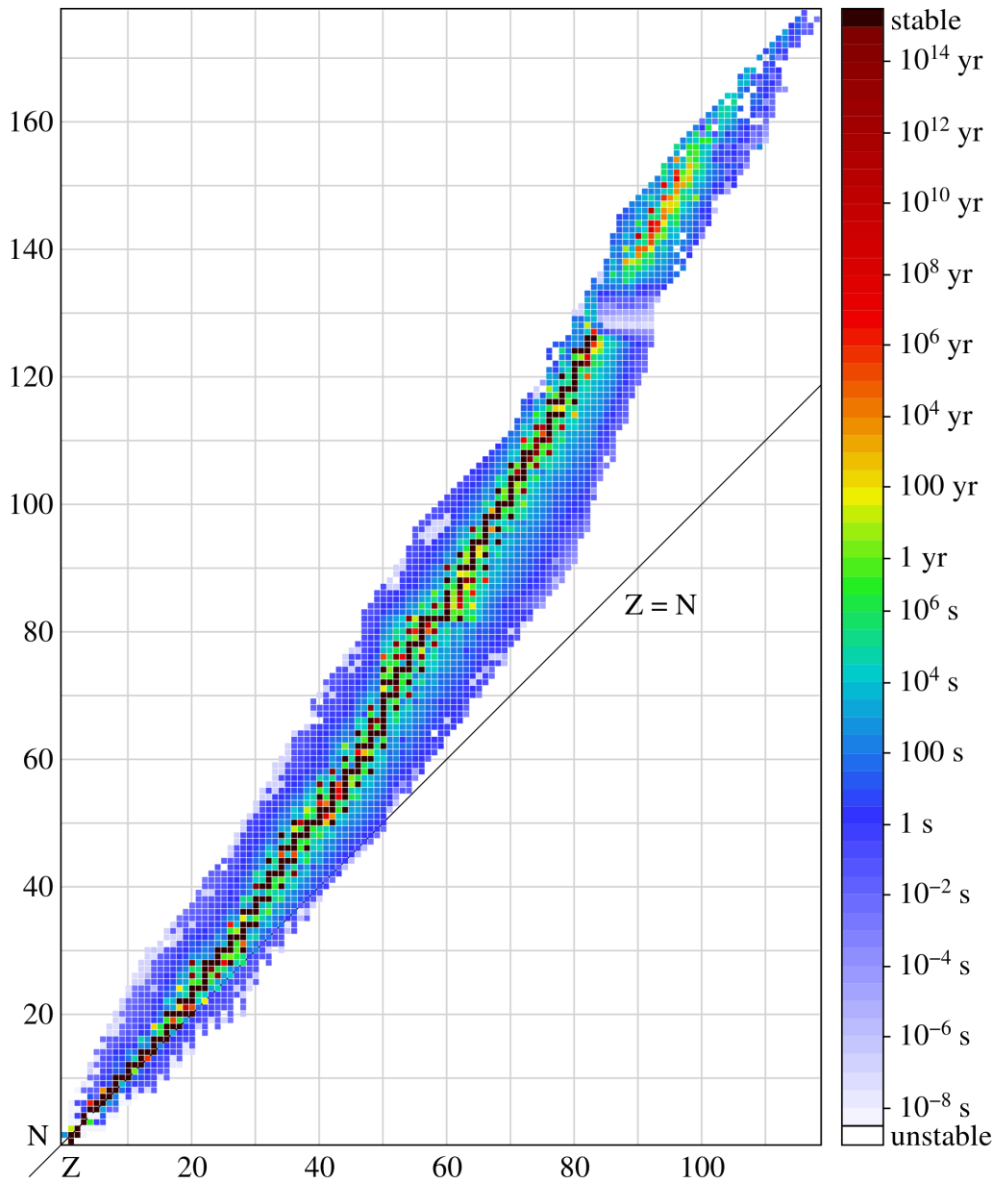


Diagramme neutron-proton (ou de Segré)

Le diagramme neutron-proton ci-contre fournit les domaines de stabilité et d'instabilité des noyaux.

Les isotopes stables (en noir) se trouvent dans la zone du diagramme appelée « vallée de stabilité » : « vallée de stabilité » car elle correspond à un minimum d'énergie des noyaux.

Cette vallée se confond d'abord avec la diagonale $Z = N$ pour les faibles valeurs de Z .

Puis, à partir de $Z = 20$, la vallée s'éloigne de la diagonale $Z = N$ vers l'excès de neutrons ($N > Z$).

Tout se passe comme si lorsque Z augmente, on avait besoin d'un plus grand nombre de neutrons pour empêcher les protons, chargés positivement, de se repousser les uns les autres et de faire éclater le noyau !

Remarque : sur le diagramme neutron-proton, le dernier élément ayant des isotopes stables a un numéro atomique Z voisin de 80 et un nombre de neutrons N voisin de 130. Cet élément n'est pas le bismuth ($Z = 83$) dont l'isotope unique est le bismuth 209 comme on l'a cru jusqu'en 2003 mais le plomb ($Z = 82$). En 2003, on a en effet découvert que le bismuth 209 était radioactif avec une période de $1,9 \cdot 10^{19}$ ans !

Les différents modes de désintégration radioactive

En se désintégrant, un noyau radioactif émet des rayonnements, qui peuvent être des particules ou des radiations. Des appareils, comme le **compteur Geiger-Muller**, permettent de détecter ces émissions.

- La radioactivité α : le noyau éjecte une particule α , c'est-à-dire un noyau d'hélium ${}^4_2\text{He}^{2+}$ chargé positivement (2^+).

Le nombre de masse A diminue de 4 unités et le nombre de charge Z de 2 unités.

Les particules α sont émises avec des vitesses de l'ordre de 20 000 km/s . Leur énergie cinétique est de quelques MeV. Elles sont facilement arrêtées : une feuille de papier suffit.

- La radioactivité β^- : le noyau éjecte un électron. Un électron est chargé négativement.

Z augmente d'une unité, le proton supplémentaire provenant de la désintégration d'un neutron. A est conservé.

Quelques mètres d'air, une feuille d'aluminium de quelques millimètres d'épaisseur, arrêtent ce rayonnement β^- .

- La radioactivité β^+ : le noyau éjecte un positon de même masse que l'électron mais chargé positivement.

Z diminue d'une unité, le neutron supplémentaire provenant de la désintégration d'un proton. A est conservé.

Les positons disparaissent très rapidement après leur émission car ils s'annihilent avec les électrons qu'ils rencontrent.

Les particules β^- et β^+ sont émises avec des vitesses très grandes, de l'ordre de 280 000 km/s et possèdent une énergie de l'ordre du MeV.

Les moyens de détection

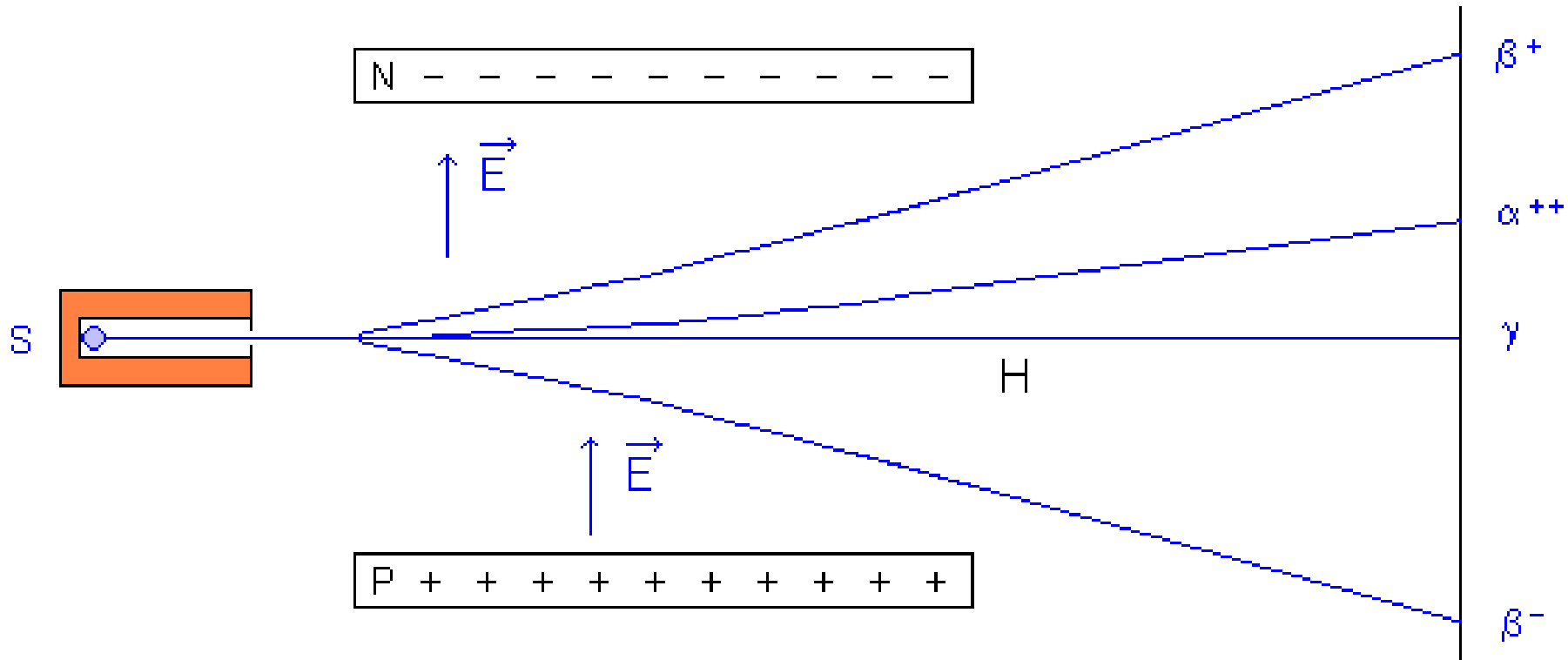
Séparation des rayonnements par un champ électrique

Le rayonnement α est attiré par la plaque négative. C'est un noyau d'hélium noté ${}^4_2\text{He}^{2+}$.

Le rayonnement β^- est attiré par la plaque positive. C'est un électron noté ${}^0_{-1}\text{e}$.

Le rayonnement β^+ , comme le rayonnement α , est attiré par la plaque négative. C'est un positon noté ${}^0_1\text{e}$.

Remarque : le rayonnement γ dont nous ne parlerons pas n'est pas dévié. C'est un rayonnement électromagnétique.



Le champ électrique uniforme \vec{E} est dirigé de la plaque positive vers la plaque négative.

Le compteur de Geiger-Müller

Principe de fonctionnement

Il est constitué d'un tube en verre conducteur contenant un gaz raréfié (argon ou propane).

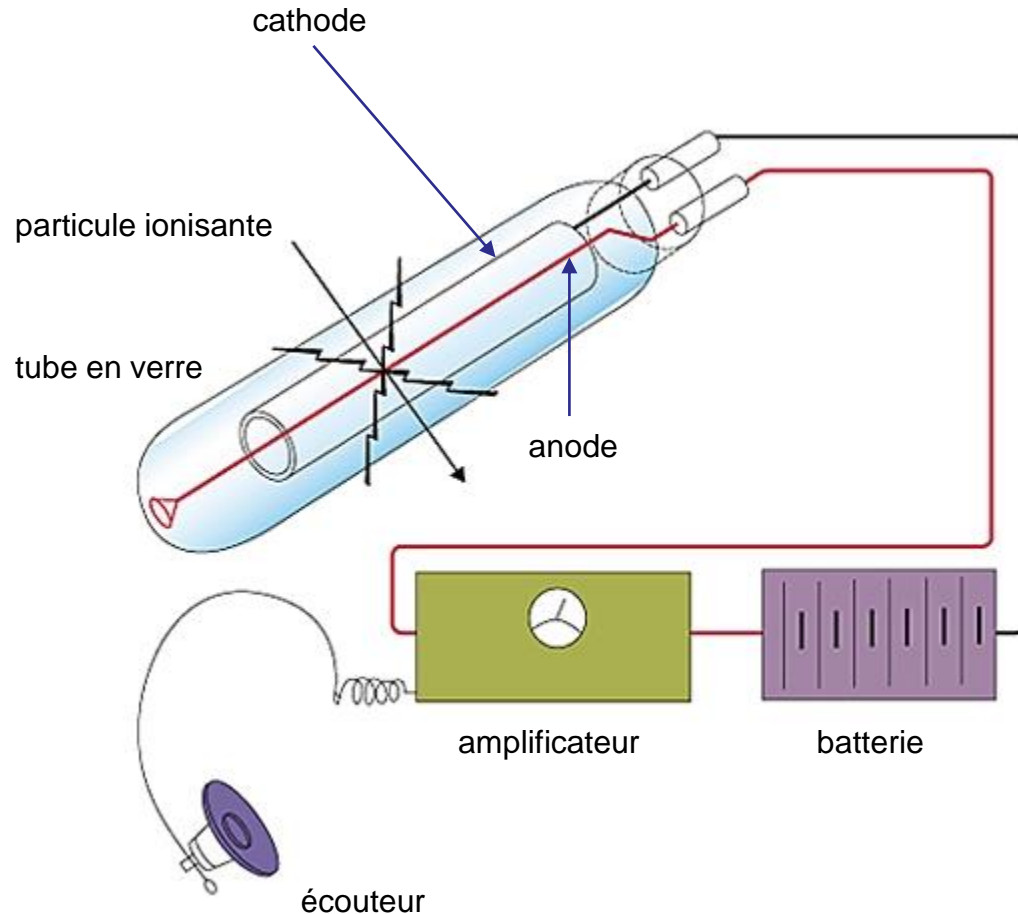
Ce tube est relié à la cathode d'un générateur haute tension (= la batterie) ; une électrode axiale, l'anode, est branchée au pôle positif du générateur.

La tension appliquée entre cathode et anode, de l'ordre du kV, est insuffisante pour provoquer l'ionisation du gaz et le passage d'un courant par étincelles.

Lorsqu'une particule chargée (ou un rayonnement ionisant) pénètre dans le compteur, elle (ou il) provoque l'ionisation momentanée du gaz et le passage d'un courant de courte durée.

La brève variation de tension engendrée par ce courant aux bornes d'une résistance (non représentée sur le schéma) est appliquée à l'entrée d'un amplificateur à la sortie duquel est branché un compteur d'impulsions, ou simplement un haut-parleur émettant un signal sonore pour chaque particule détectée : l'écouteur.

Un compteur Geiger-Müller permet donc de dénombrer les particules émises par une source radioactive.



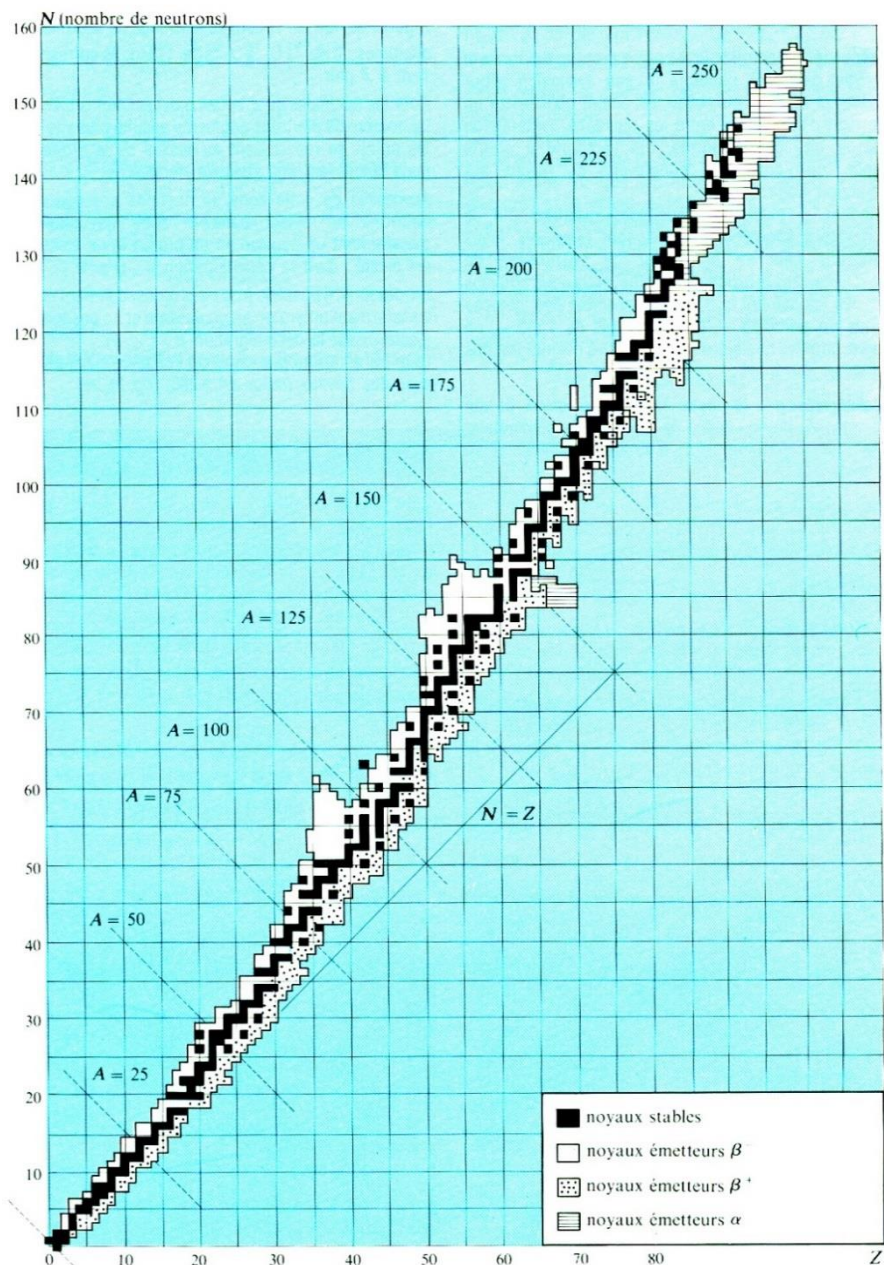


Diagramme neutron-proton (ou de Segré)

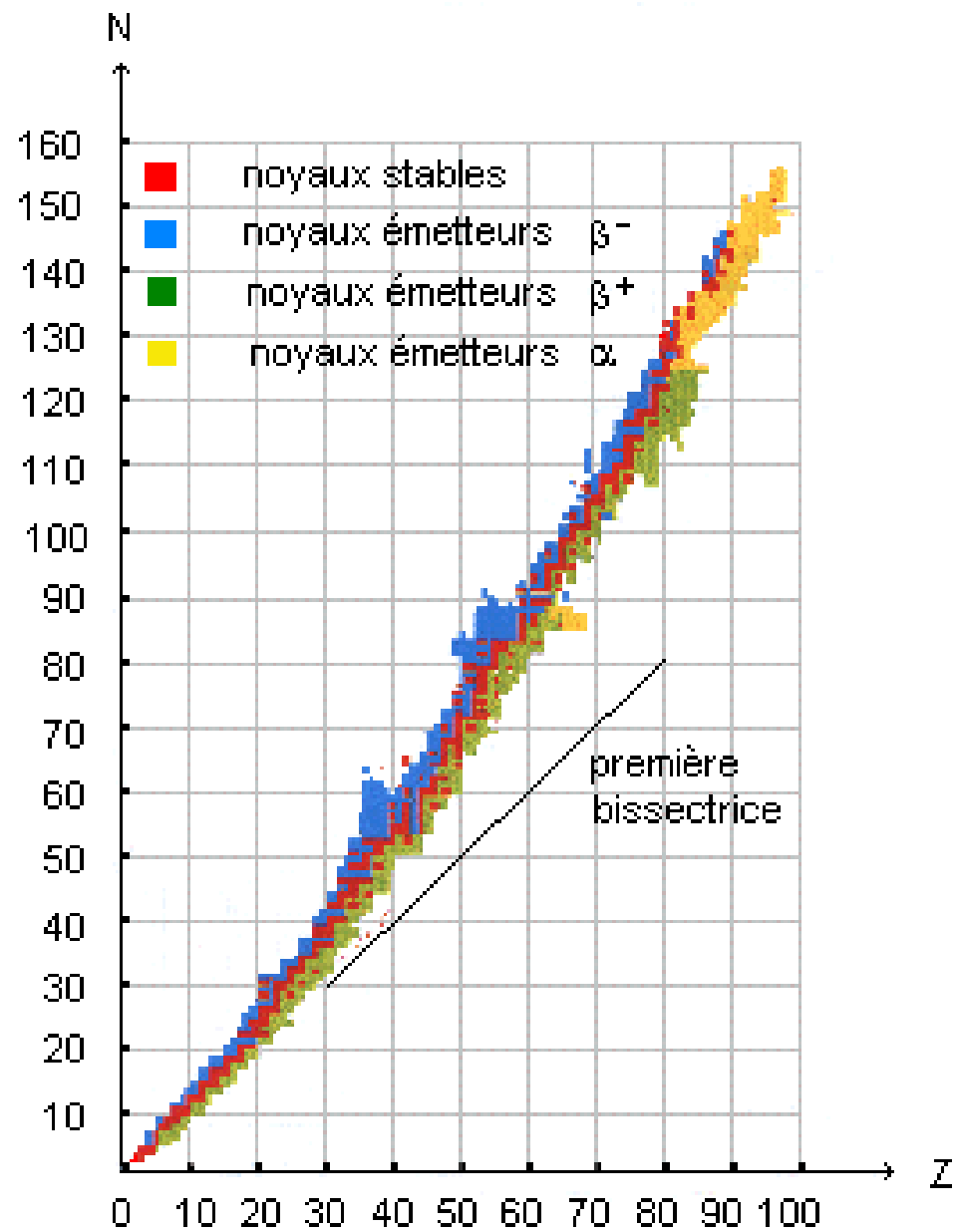
A partir de $Z = 20$, le noyau situé au-dessus de la vallée de stabilité possède trop de neutrons. Il revient dans la zone de stabilité en transformant un neutron en un proton et un électron qui est éjecté, donc par désintégration β^- .



Situé en dessous de la vallée, il possède trop de protons. Il devient stable en transformant un proton en un neutron et un positon qui est éjecté, donc par désintégration β^+ .



Quant à la désintégration α , on l'observe essentiellement avec des noyaux lourds ($A > 200$). Elle casse le noyau comme la fission nucléaire ; c'est une radioactivité par partition.



Même document que sur la diapositive précédente mais avec des couleurs !

NB : la vallée de stabilité est représentée en rouge.

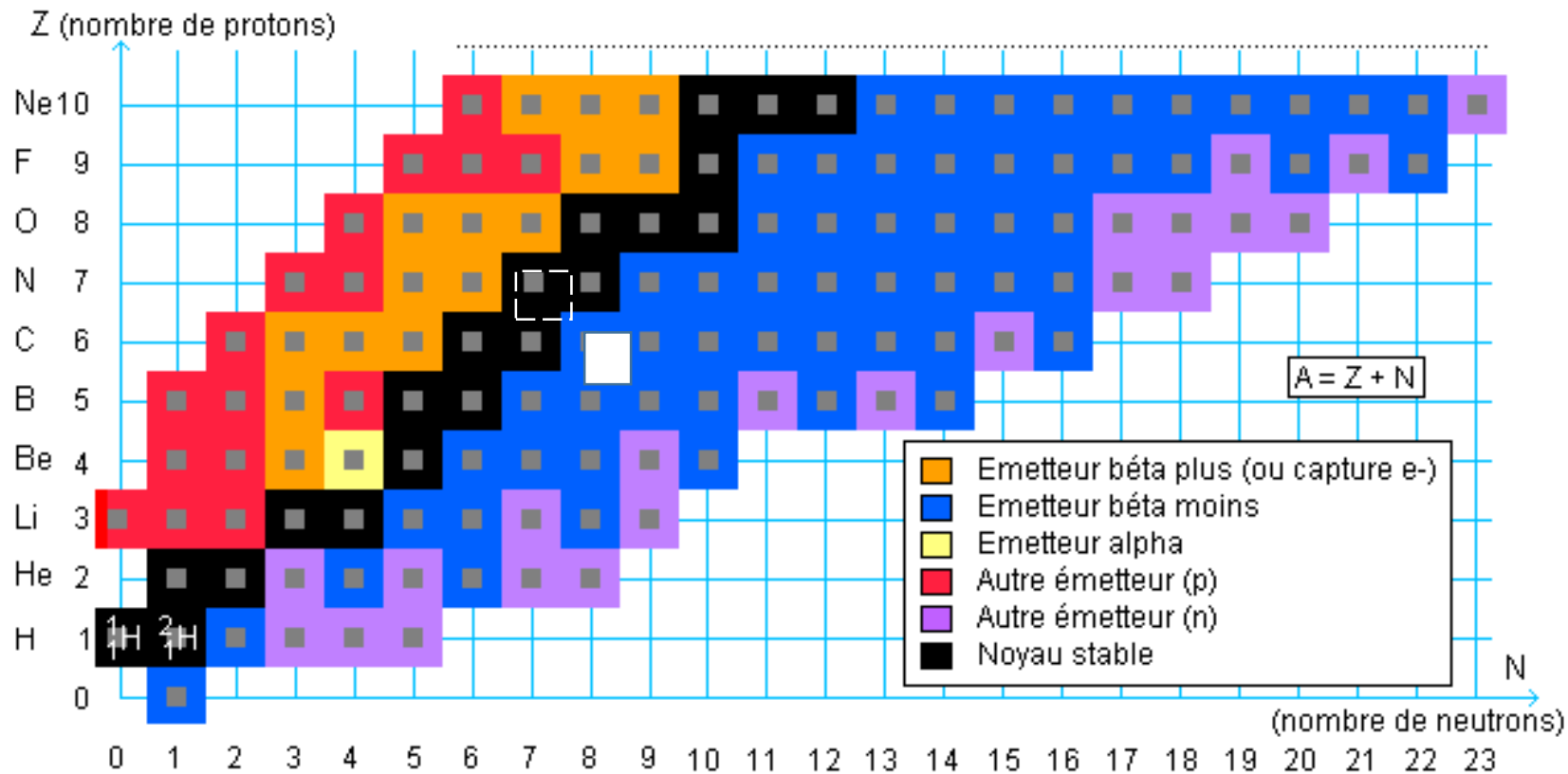


Diagramme neutron-proton (ou de Segré)

Attention ! Les axes sont inversés ! N est en abscisses et Z en ordonnées.

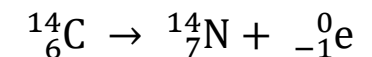
Le ^{14}C est l'isotope radioactif du carbone normal ^{12}C .

Comme c'est un isotope du carbone normal, il possède comme lui 6 protons : $Z = 6$.

Si son nombre de masse A est égal à 14 ($A=14$), cela implique qu'il possède donc 8 neutrons ($N=8$) donc deux de plus que le carbone normal.

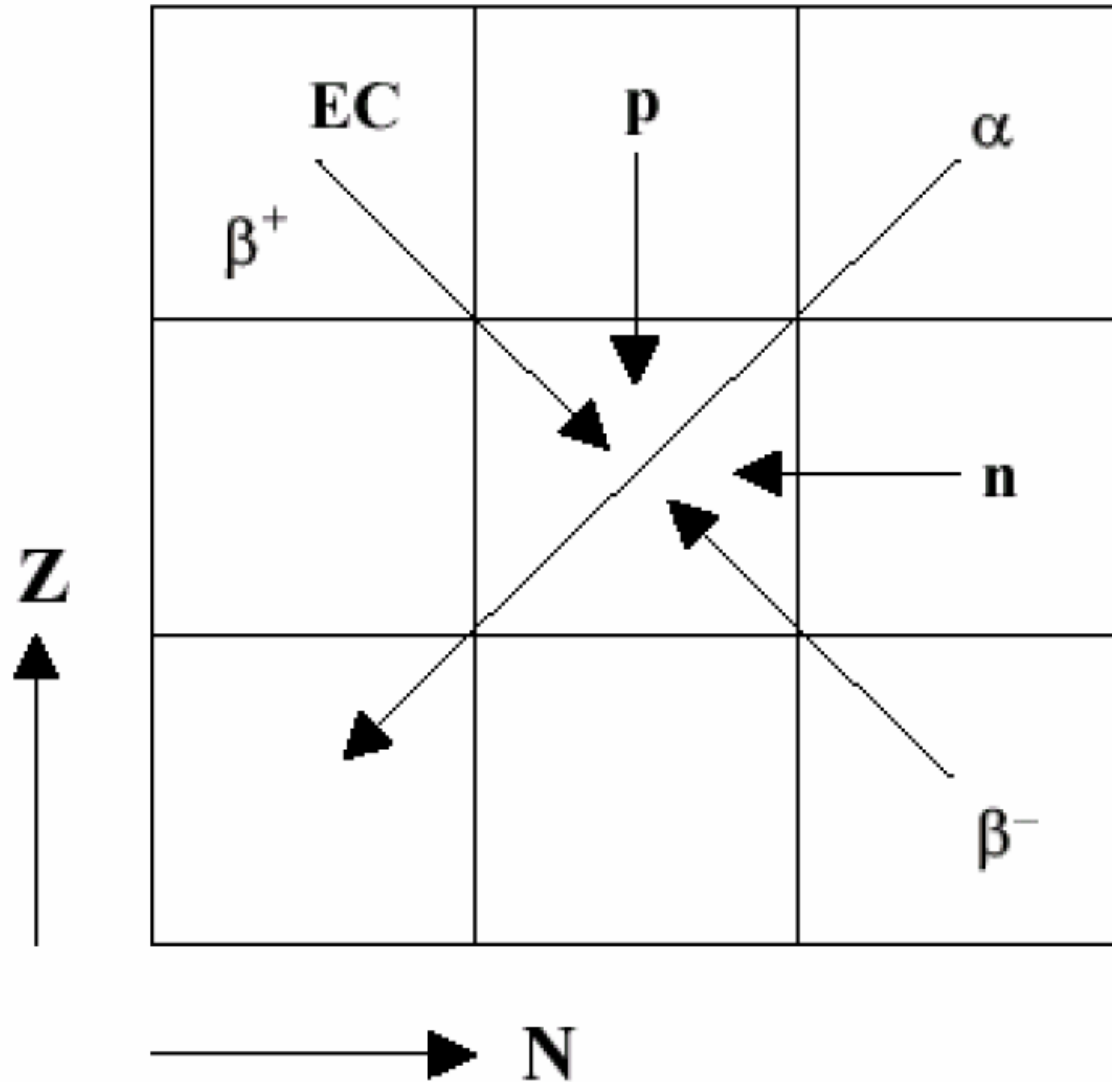
Sur le diagramme de Segré ci-contre, il est situé à la place du carré blanc ; on peut vérifier qu'il n'est pas stable. Il est dans la zone bleue sous la vallée de stabilité.

D'après ce que l'on a dit précédemment, il va donc se désintégrer spontanément en ^{14}N normal (carré entouré d'un pointillé blanc) avec émission d'un électron (désintégration β^-) selon la réaction :



La désintégration β^- décrit une trajectoire diagonale vers le haut.

Autres exemples



Dans le même diagramme (N, Z) ci-contre, la désintégration β^- correspond à une trajectoire diagonale vers le haut : Z croît de 1 et N décroît de 1 \Rightarrow pente = -1.

Exemple : $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \text{électron} + \text{antineutrino}$

La désintégration β^+ correspond à une trajectoire diagonale vers le bas : Z décroît de 1 et N croît de 1 \Rightarrow pente = -1.

Exemple : $^{40}\text{K} + \text{électron} \rightarrow ^{40}\text{Ar} + \text{neutrino}$

La désintégration α correspond à la diagonale de pente +1 avec une translation négative : Z et N décroissent de 2.

Exemple : $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + ^4_2\text{He}$

Les équations des réactions nucléaires

On appelle **réaction nucléaire** la désintégration d'un noyau-père radioactif ${}^A_Z X$ en un noyau-fils ${}^{A'}_{Z'} Y$ avec émission d'un rayonnement radioactif ${}^a_z p$.

On modélise cette réaction par une équation du type :



où ${}^a_z p$ peut être une particule α , β^- ou β^+ .

Une réaction nucléaire modifie les noyaux atomiques mis en jeu, donc la nature des éléments chimiques : il n'y a donc pas conservation des éléments.

En revanche, il y a conservation du nombre de charge Z et du nombre de masse A .

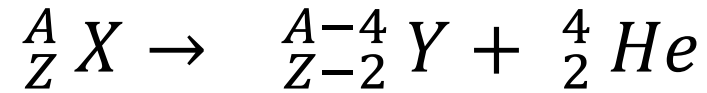
Le nombre de charge du noyau-père est égal à la somme des nombres de charge du noyau-fils et du rayonnement émis :

$$Z = Z' + z$$

Le nombre de masse du noyau-père est égal à la somme des nombres de masse du noyau-fils et du rayonnement émis :

$$A = A' + a$$

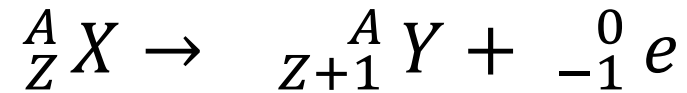
Radioactivité α



Exemple :



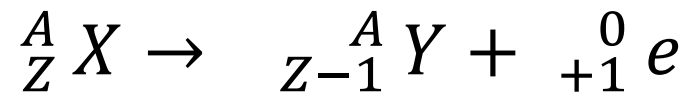
Radioactivité β^-



Exemple :



Radioactivité β^+



Exemple :



C-

La décroissance radioactive

Evolution de la population d'un échantillon radioactif
Loi de décroissance radioactive

□ Constante de désintégration

Il est impossible de prédire l'instant précis auquel un noyau radioactif se désintégrera. En revanche, on connaît la **probabilité de désintégration** de ce noyau par unité de temps.

Pendant la durée Δt , le nombre de noyaux radioactifs présents dans un échantillon varie de la quantité ΔN telle que :

$$\Delta N = -\lambda N(t) \cdot \Delta t$$

où λ (valeur positive) = constante de désintégration radioactive (s^{-1})

$N(t)$ = nombre de noyaux radioactifs à l'instant t

Δt = durée en seconde (s)

□ Activité d'un échantillon radioactif

Il est impossible de mesurer directement le nombre de noyaux radioactifs présents dans un échantillon à l'instant t . On définit donc **l'activité de l'échantillon**, mesurable grâce à un compteur : **le compteur Geiger-Müller**.

L'activité $A(t)$ d'un échantillon radioactif à l'instant t , exprimée en becquerel (Bq), est le nombre de désintégrations radioactives dans l'échantillon par unité de temps. Elle a valeur de vitesse de désintégration.

$$A(t) = \left| \frac{\Delta N}{\Delta t} \right|$$

A = activité en becquerel (Bq)

ΔN = variation du nombre de noyaux

Δt = durée en seconde (s)

□ Expression de N

L'équation différentielle vérifiée par N s'obtient en considérant un intervalle de temps dt très petit :

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt$$

Le nombre de noyaux radioactifs N(t) présents à l'instant t dans un échantillon est donné par **la loi de décroissance radioactive** :

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

avec N_0 = nombre de noyaux radioactifs initialement présents (à l'instant t=0)

□ Temps de demi-vie (ou période) et constante de temps

Pour qu'un élément radioactif perde donc la moitié de sa masse : $N(t) = N_0/2$, il faut un temps T tel que :

$$1/2 = e^{-\lambda T} \text{ d'où } \lambda \cdot T = \ln 2 = 0,6931 \text{ et } T = 0,6931/\lambda$$

Le **temps de demi-vie T (ou période)** d'un noyau radioactif est la durée au bout de laquelle **la moitié des noyaux radioactifs** initialement présents dans l'échantillon **se sont désintégrés**.

On appelle **constante de temps τ (exprimée en seconde)** l'inverse de la constante de désintégration λ :

$$\tau = \frac{1}{\lambda}$$

La demi-vie T , la constante de désintégration λ et la constante de temps τ vérifient les relations :

$$\lambda \cdot T = \ln 2 \quad \text{et} \quad T = \tau \cdot \ln 2$$

La radioactivité est :

- aléatoire
- inéluctable
- spontanée
- exponentielle

□ Conséquences et applications de la radioactivité

➤ Effets biologiques

Les émissions radioactives peuvent **détruire ou altérer gravement** les cellules du corps humain. Bien contrôlée, l'exposition à une source radioactive peut être utilisée à des fins médicales en **radiothérapie** ou en **imagerie**.

➤ Datation

D'après la **loi de décroissance radioactive** : $N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$, le nombre d'atomes radioactifs restant aujourd'hui $N(t)$ n'est fonction que du nombre d'atomes radioactifs présents à l'instant initial N_0 et du temps.

La radioactivité est donc un chronomètre, une horloge naturelle qui, comme un sablier, mesure imperturbablement le temps écoulé.

De l'équation ci-dessus, on peut tirer :

$$N(t)/N_0 = e^{-\lambda t} \quad \text{et} \quad \ln N(t)/N_0 = -\lambda t$$

$$\text{d'où : } t = -1/\lambda \ln N(t)/N_0$$

Systemes utilisés en Sciences de la Terre

Elément radioactif	Elément radiogénique	Période T (ans)
« élément-père »	« élément-fils »	
^{138}La	^{138}Ce	$2,67 \cdot 10^{11}$
^{147}Sm	^{147}Nd	$1,06 \cdot 10^{11}$
^{87}Rb	^{87}Sr	$48,8 \cdot 10^9$
^{187}Re	^{187}Os	$45,6 \cdot 10^9$
^{176}Lu	^{176}Hf	$35,7 \cdot 10^9$
^{40}K	^{40}Ar	$1,25 \cdot 10^9$
^{232}Th	^{208}Pb	$1,39 \cdot 10^{10}$
^{238}U	^{206}Pb	$4,47 \cdot 10^9$
^{235}U	^{207}Pb	$0,704 \cdot 10^9$
^{14}C	^{14}N	5730

Principaux éléments radioactifs utilisés en géochronologie

Mesure des éléments-pères radioactifs et des éléments-fils radiogéniques

La spectroscopie de masse

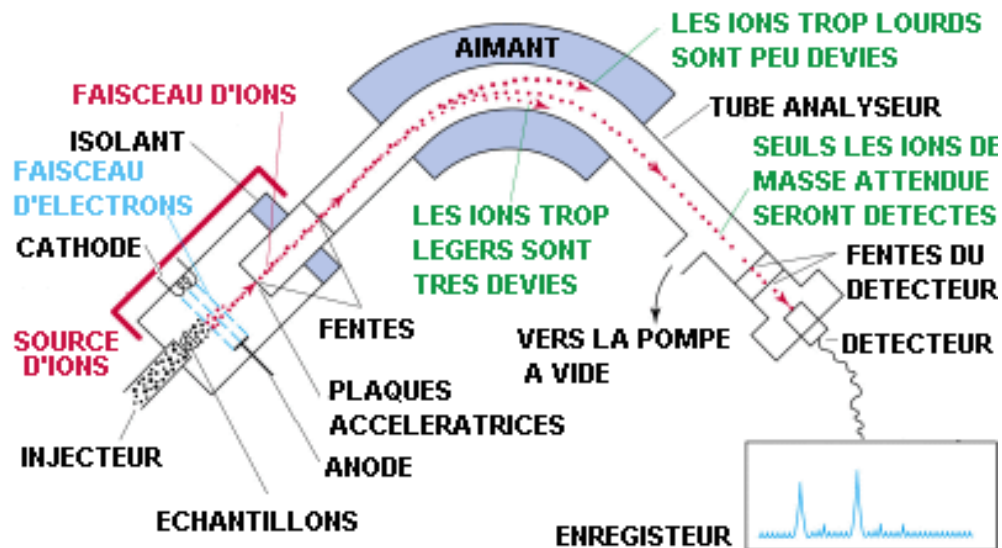
Le système de déviation

3. Le champ magnétique créé par l'aimant exerce sur le « courant ionique » une force perpendiculaire au jet d'ions et le dévie, le courbe. Cette déviation, d'autant plus forte que l'ion est plus léger, trie les ions suivant leurs masses.

Le système d'ionisation et d'accélération

1. Les atomes de l'échantillon dont on veut mesurer la composition isotopique sont ionisés dans une chambre à vide.
2. Les ions ainsi produits sont accélérés grâce à une ddp de 3 à 20 kilovolts.

On obtient donc des faisceaux d'ions constituant ainsi un courant électrique qu'on va faire passer dans un champ magnétique.



Le système de collection

4. En mesurant la valeur relative des courants électroniques créés par chaque faisceau d'ions ainsi isolé, on mesure l'abondance relative de chaque isotope.

Principe du spectromètre de masse

Remarque : on mesure en réalité des rapports de masses en se référant à un isotope stable de masse voisine, par exemple ^{40}Ar radiogénique par rapport à ^{36}Ar stable.

Problèmes et limites posés par la mesure

Notion fondamentale de fermeture du système

La mesure n'a de sens que si l'on est certain que tous les atomes radiogéniques ont été conservés à l'intérieur de l'objet que l'on date, et également qu'aucun atome radioactif restant n'a été évacué, perdu par un processus quelconque, autrement dit que **le système a été fermé**.

Il n'est pas toujours évident que par exemple tout l' ^{40}Ar radiogénique, qui est un gaz, soit resté piégé dans la roche ou le cristal.

De même, il peut arriver que dans des roches altérées, le feldspath orthose, qui contient l'isotope radioactif ^{40}K , ait été plus ou moins **lessivé par altération du minéral**.

La fermeture du système est principalement sous la dépendance de deux facteurs :

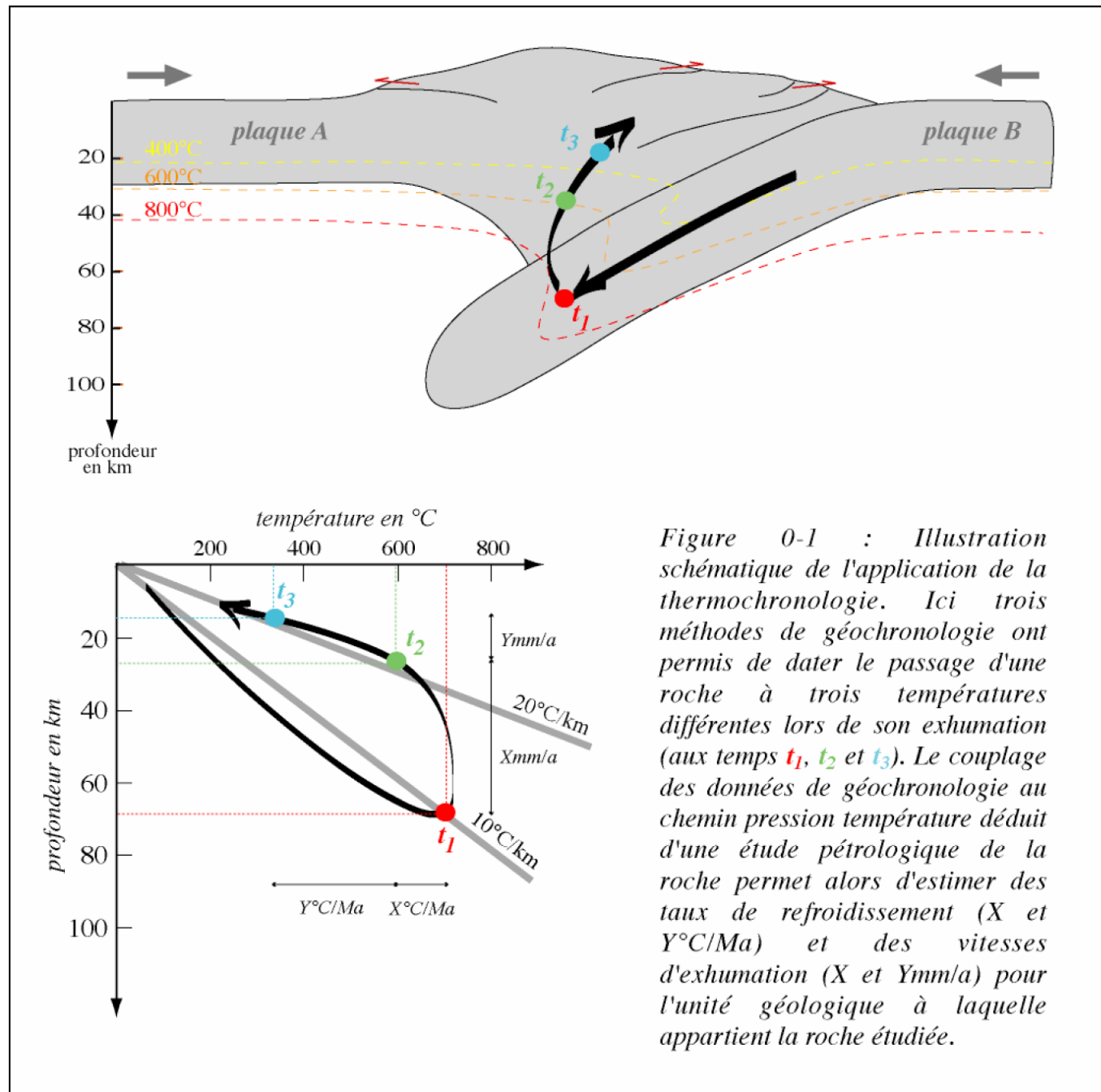
- **l'évolution chimique**
- **et l'histoire thermique.**

Concernant l'**évolution chimique**, il est clair qu'il faut éviter les matériaux altérés, quelle que soit l'origine de l'altération (pédologique, hydrothermale...).

Concernant l'**histoire thermique**, chaque minéral a une température de fermeture qui lui est spécifique, spécificité liée à sa structure et en dessous de laquelle il constitue un système fermé. Ainsi les feldspaths potassiques se ferment vers 500°C ; les muscovites se ferment vers 400°C et les biotites sont les dernières à se fermer aux radioéléments à la température de 250°C - 300°C .

Ces différentes mises en œuvre permettent de caractériser les états thermodynamiques, de construire des chemins P-T°-t et d'estimer des vitesses d'exhumation de roches de grandes profondeurs.

Remarque : les températures de fermeture sont également fonction des radiochronomètres utilisés.



Domaine d'utilisation des chronomètres

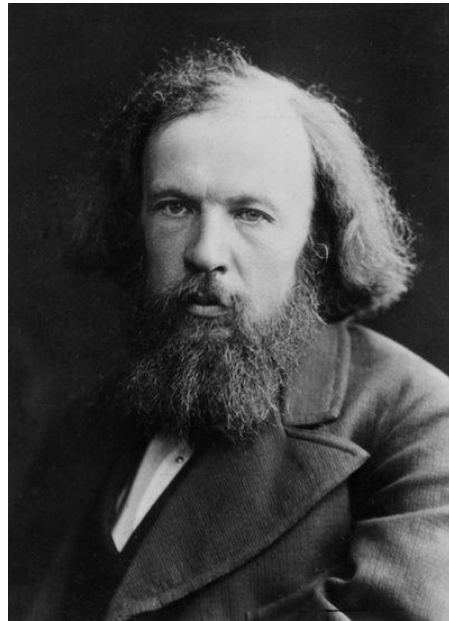
Le choix du chronomètre utilisé est dépendant des caractères chimiques des éléments, et donc des caractéristiques géochimiques et minéralogiques des roches à dater.

Méthodes utilisées :

- ❑ méthode ^{14}C pour les objets récents d'origine biologique, riches en matière organique,
- ❑ méthodes $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ sur hornblende, biotite, muscovite, phengite, illite, feldspaths K pour les roches contenant des minéraux potassiques (roches de la croûte continentale, roches volcaniques calco-alcalines des zones de subduction, roches carbonatées...)

*(voir la diapositive suivante qui montre que Rb et K possèdent des propriétés chimiques voisines car situés tous deux dans la colonne 1 des Alcalins et des rayons ioniques voisins : 138 pm pour K et 152 pm pour Rb)
1 pm = 1 picomètre = 10^{-12} m*

- ❑ méthode $^{147}\text{Sm}/^{147}\text{Nd}$ sur grenat pour les roches basiques et méta-basiques,
- ❑ méthode $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ sur zircon (ou monazite) pour les roches continentales riches en uranium ainsi que les roches sédimentaires détritiques car les zircons sont des minéraux très résistants aux processus d'érosion.



Dmitri Ivanovitch Mendeleïev
 (Tobolsk 1834 - Saint-Pétersbourg 1907)

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	Rn
Fr	Ra	Ac															

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr

La classification périodique des éléments

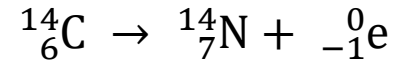
D-

La datation au ^{14}C

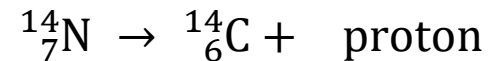
Le cycle du carbone : notion de chaîne trophique

Notion fondamentale de fermeture du système

Le ^{14}C , isotope lourd du carbone normal ^{12}C , a une demi-vie relativement courte (5730 ans) ; il se désintègre spontanément en ^{14}N avec émission d'un électron (désintégration β^-).



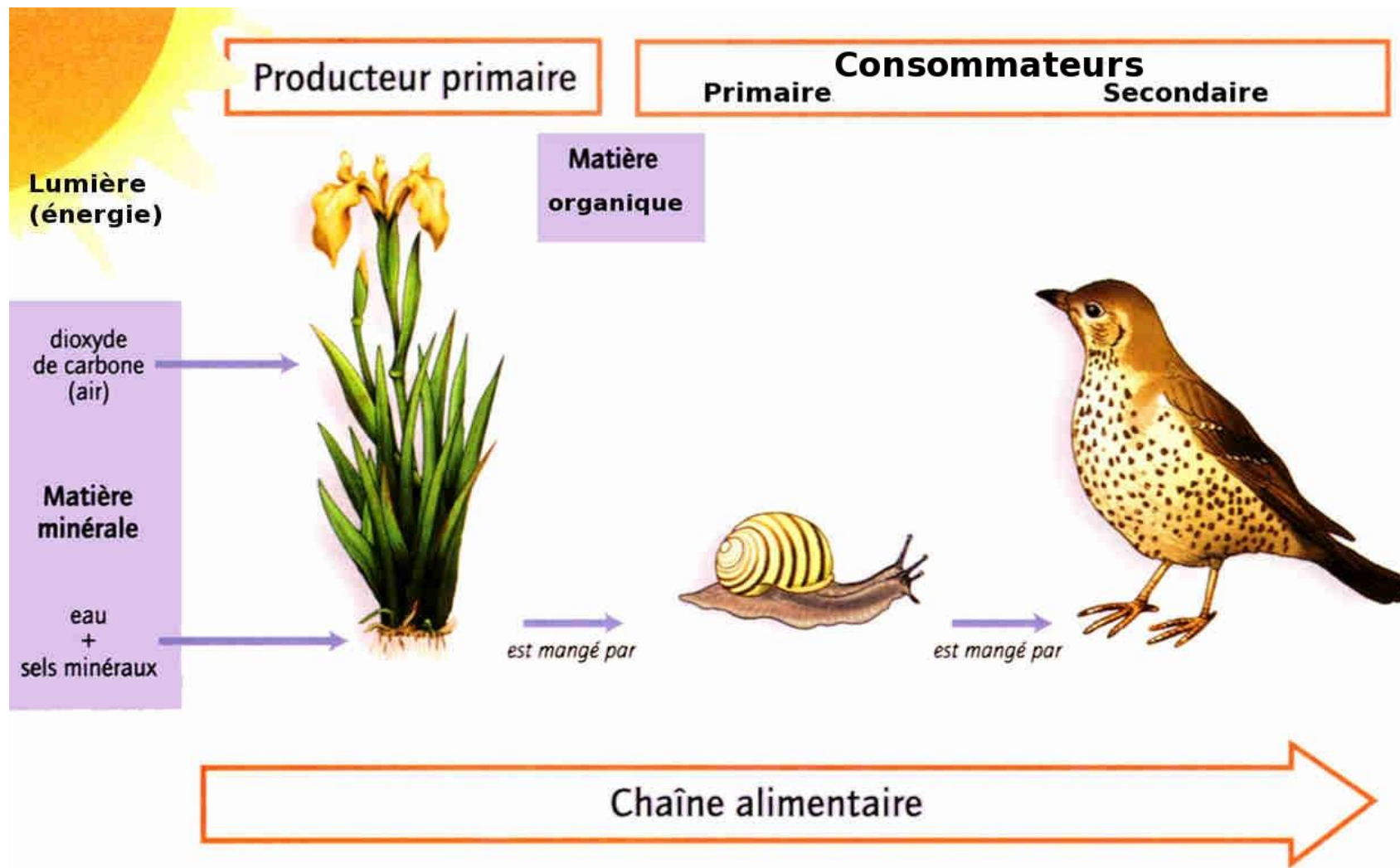
Avec une période aussi courte, le ^{14}C aurait dû disparaître de notre atmosphère depuis longtemps ! En fait, il n'en est rien car il est constamment renouvelé dans la très haute atmosphère par action du rayonnement cosmique sur l'azote selon la réaction :



Si l'on part du principe qu'il se forme autant de ^{14}C cosmogénique qu'il en disparaît par désintégration radioactive, on peut considérer la teneur de l'atmosphère en ^{14}C comme constante. Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ sera en conséquence également constant du fait du cycle du C.

Les êtres vivants producteurs primaires, autotrophes, qui fabriquent leur matière organique à partir du CO_2 de l'air ou de l'eau, par fonction chlorophyllienne ou chimiosynthèse (cas des bactéries chimiolithotrophes), puisent donc dans un réservoir à composition isotopique constante. Leur matière organique aura le même rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ que l'atmosphère.

Leurs successeurs dans la chaîne trophique, hétérotrophes, seront à leur tour alimentés par ce réservoir à composition constante. De même, les organismes qui secrètent un test calcaire CaCO_3 (Foraminifères, Mollusques...) ou ceux dont le squelette comporte du calcaire (Vertébrés), se fournissent dans des réservoirs (air, eau, nourriture organique) à composition isotopique constante.



Durant toute son existence, **un organisme vivant renouvelle en permanence les molécules organiques** qui le composent. Il échange continuellement avec l'atmosphère ; il constitue un **système ouvert**. En conséquence, sa concentration en ^{14}C et son rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ demeurent constants et égaux à ceux de l'atmosphère ambiante.

Mais à sa mort, tout change !

L'organisme devient un système fermé puisqu'il n'échange plus avec le milieu extérieur : il ne se nourrit plus, il ne photosynthétise plus, il ne respire plus.

Le radiochronomètre se met alors en marche !

Le ^{14}C de l'organisme continue à se désintégrer comme avant mais comme il n'est plus renouvelé, sa concentration commence à décroître de façon exponentielle selon la relation :

$$^{14}\text{C}(t) = ^{14}\text{C}_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

$^{14}\text{C}_0$ = concentration en ^{14}C au moment de la mort
 $^{14}\text{C}(t)$ = concentration en ^{14}C au moment de la mesure

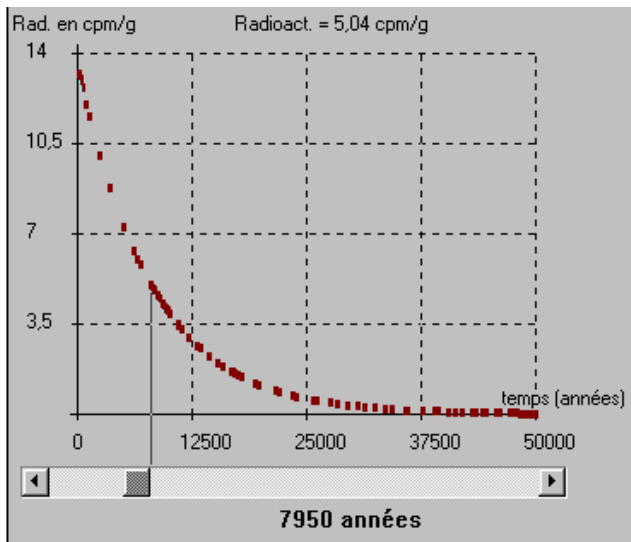
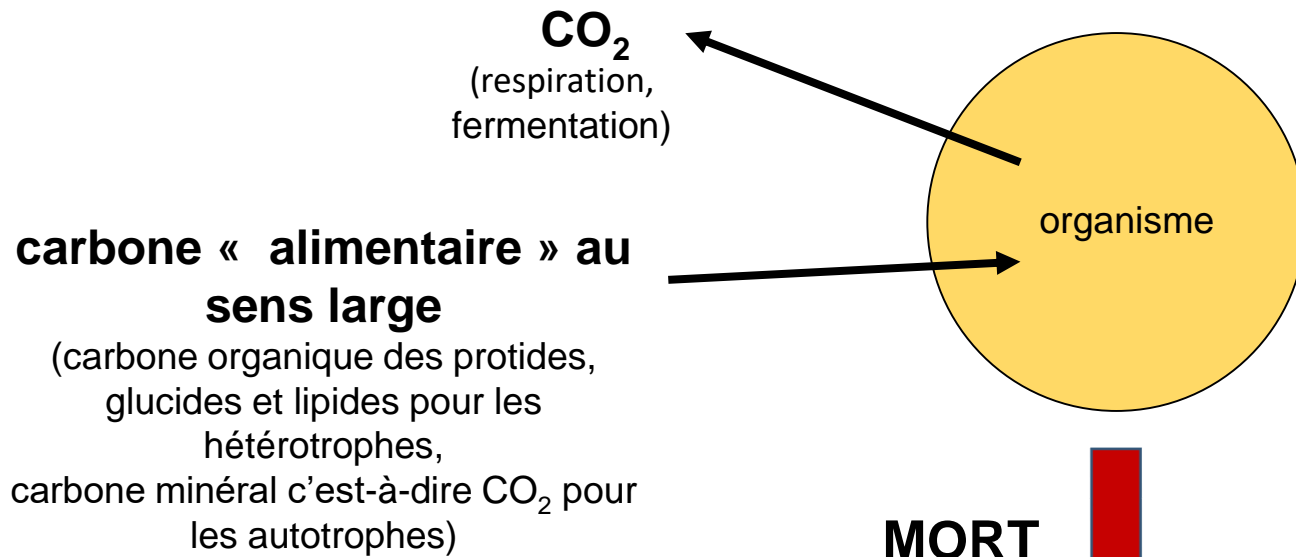
Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ diminue également.

On datera ainsi les os, les dents, les fragments de bois, de tissus et le charbon (par exemple, le charbon de bois du fusain ayant servi à dessiner dans la Grotte Chauvet) ainsi que certaines coquilles à condition que celles-ci n'aient pas été transformées.

Il existe en effet deux formes de carbonate de calcium : l'une stable - la calcite (rhomboédrique) - et l'autre instable - l'aragonite (orthorhombique) qui se transforme en calcite, ce qui ré-ouvre le système.

La méthode ne pourra donc s'appliquer que sur des tests calcitiques (Echinodermes, Brachiopodes) ou aragonitiques non transformés (la plupart des Mollusques).

La datation au ^{14}C



Sans cesse, des échanges de C ont lieu entre l'organisme vivant et le milieu dans lequel il vit.

L'organisme vivant constitue un **SYSTÈME OUVERT**.

Dans ces conditions, le rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ de l'organisme est égal à celui de l'atmosphère.

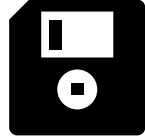
A sa mort, les échanges gazeux et alimentaires cessent.

L'organisme n'échangeant plus avec le milieu extérieur constitue un **SYSTÈME FERMÉ**.

Le radiochronomètre se déclenche. Le ^{14}C piégé dans la matière organique continue à se désintégrer mais n'étant plus renouvelé, sa concentration diminue avec le temps. Il en est de même du rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$.

On peut ainsi dater la mort de l'organisme.

Avec le logiciel Radiochronologie



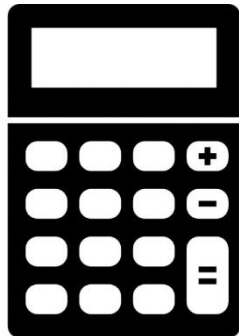
Choisir le menu « Datations » puis « avec le 14C ».

Exercice : Datation d'une éruption volcanique

La mesure de la radioactivité du carbone 14 dans des bois carbonisés lors d'une éruption volcanique dans le Massif Central donne en moyenne 8,56 coups (ou désintégrations) par minute et par gramme (cpm/g) alors qu'un bois vivant donne 13,5 cpm/g en moyenne.

Evaluer la date de l'éruption volcanique.

Lien pour une calculatrice avec Ln



$${}^{14}\text{C}(t)/{}^{14}\text{C}(o) = e^{-\lambda t} \Rightarrow -\lambda t = \text{Ln} ({}^{14}\text{C}(t)/{}^{14}\text{C}(o))$$
$$\lambda = 12,09 \cdot 10^{-5} \cdot \text{an}^{-1}$$

Problèmes et limites posés par la mesure

Recalage de la courbe ^{14}C

La production du ^{14}C n'est en réalité pas constante.

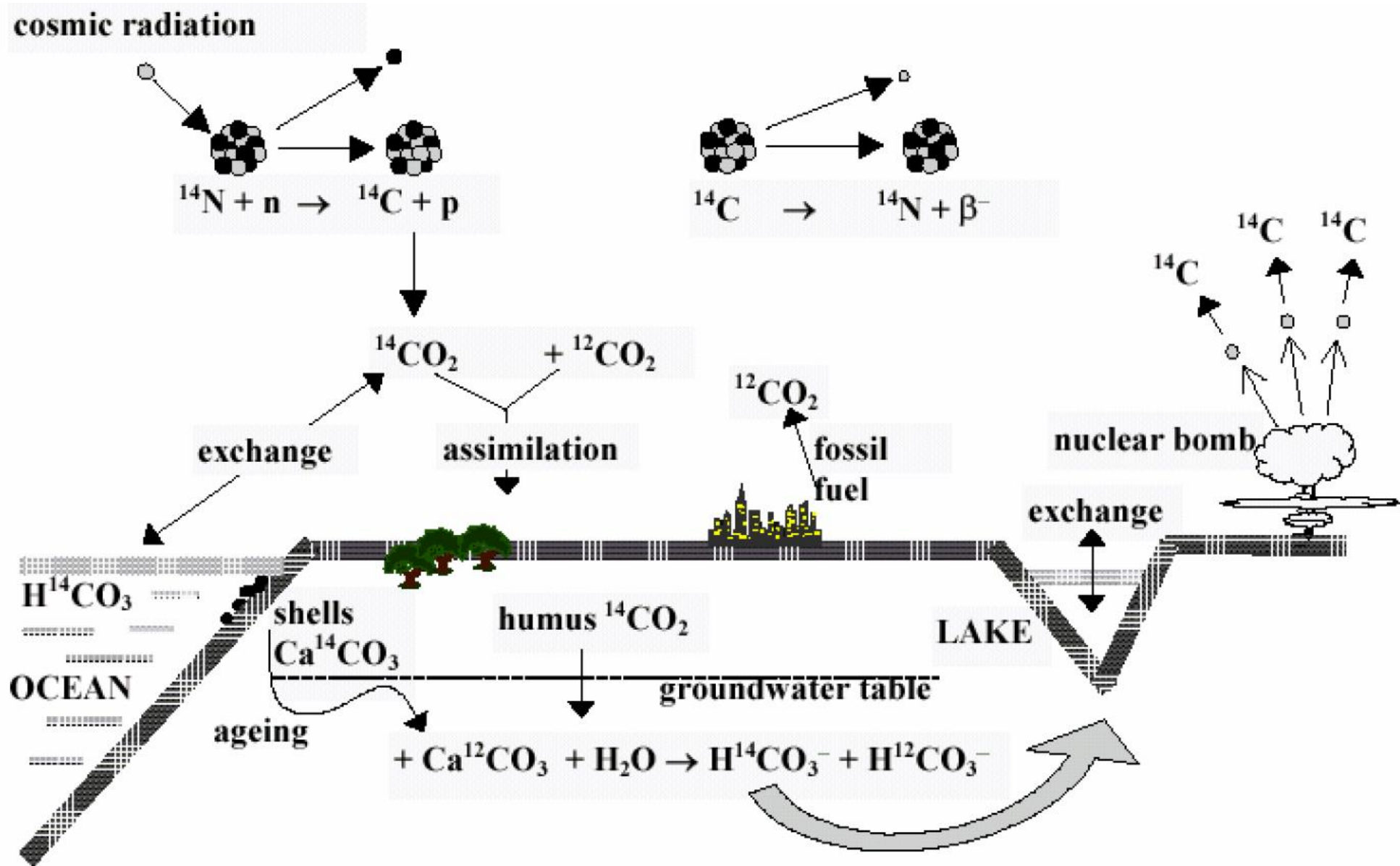
- ❑ Elle dépend du **rayonnement cosmique** atteignant la haute atmosphère, **cause de variation naturelle, cosmogénique.**

Cette fluctuation est due à divers éléments qui ne sont pas encore très bien connus, mais principalement au **cycle solaire de 11 ans** et, à plus grande échelle temporelle, aux **variations du champ magnétique terrestre** qui joue un rôle de bouclier à l'égard des rayonnements cosmiques (Garnier-Laplace et al., 1998).

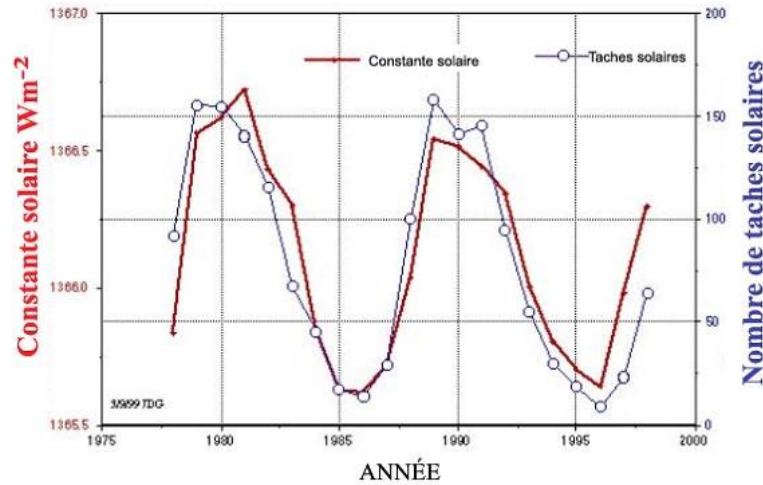
- ❑ Elle dépend aussi des **retombées des explosions nucléaires** atmosphériques, **cause artificielle, anthropique.**

Lors des explosions nucléaires, les neutrons émis interagissent avec l'azote de l'atmosphère pour former du carbone 14 selon la même réaction que celle se réalisant dans la haute atmosphère : $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + 1p$.

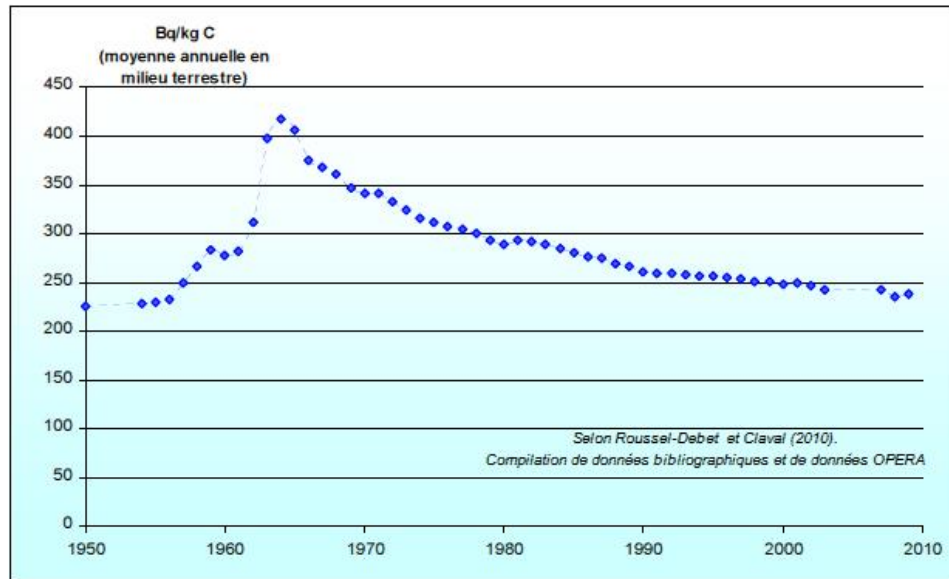
Les explosions nucléaires d'avant 1972 ont rejeté dans l'atmosphère environ $3,5 \times 10^{17}$ Bq de carbone 14. Les explosions ultérieures ont augmenté cette quantité d'environ 1 % (UNSCEAR, 2008).



Origine et distribution du Carbone 14 dans la nature (Document Hassan TALBI – Cours de Prospection minière 2008)



Mise en évidence des cycles d'activité du Soleil



Evolution de l'activité spécifique moyenne en carbone 14 (Bq/kg de C) des compartiments biologiques échantillonnés en milieu terrestre, au cours des 60 dernières années (source IRSN)

Lors des baisses du champ magnétique terrestre (événement Laschamps daté aux alentours de 40 000 ans) ou du fait des nombreux essais nucléaires (entre 1960 et 1970), la production en ^{14}C a été plus importante.

Les systèmes qui se sont fermés lors de ces pics de production possédaient donc plus de ^{14}C au départ, et en conséquence, un taux relativement plus élevé lorsqu'on les datait ; **ils paraissaient plus jeunes qu'ils n'étaient en réalité.**

Il a donc été nécessaire de corriger les âges ^{14}C calculés. Ceci a été fait grâce à la mise en œuvre, en parallèle à la méthode au ^{14}C , d'autres méthodes telles que les âges U/Th de Coraux, la dendrochronologie, le comptage de varves ou de couches de glace.

Ceci a conduit en particulier à vieillir des objets datés : ainsi, le célèbre Rhinocéros de la Grotte Chauvet en Ardèche n'est plus âgé de 31000 ans mais de 36000 ans !



Rhinocéros de la Grotte Chauvet (Ardèche)

E-

La méthode Rb/Sr

Éléments concernés et comportements

Le ^{87}Rb est un élément chimique radioactif qui possède des propriétés physico-chimiques et une structure très voisines de celles du potassium comme l'attestent leurs positions relatives dans le tableau de la classification périodique des éléments de Mendeleïev.

Conséquence : Au moment de leur cristallisation , certains minéraux de roches magmatiques : les plagioclases par exemple, vont incorporer du ^{87}Rb en lieu et place du potassium normal.

Une fois incorporé, **le ^{87}Rb se désintègre spontanément en strontium ^{87}Sr avec une émission β^- . Sa période est de 49 Ga.**

On ne peut pas ici appliquer directement la loi de décroissance radioactive :

$$^{87}\text{Rb}(t) = ^{87}\text{Rb}_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

pour la bonne et simple raison que l'on ne connaît pas la quantité de rubidium radioactif initialement présent dans la roche $^{87}\text{Rb}_0$.

Mais la différence $^{87}\text{Rb}_0 - ^{87}\text{Rb}(t)$ représente aussi le nombre d'isotopes fils stables ^{87}Sr formés pendant le temps t .

On peut donc écrire :

$$^{87}\text{Rb}_0 - ^{87}\text{Rb}(t) = ^{87}\text{Sr}(t)$$

d'où l'on tire :

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

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

Une première difficulté de la méthode de datation au Rb/Sr réside dans le fait que du ${}^{87}\text{Sr}$ peut déjà être présent au moment de la fermeture du système, c'est-à-dire au moment de la cristallisation du minéral potassique.

Conséquence : La quantité de ${}^{87}\text{Sr}$ que l'on mesure au temps t dans la roche magmatique est donc en réalité la somme du strontium initial présent au moment de la fermeture du système ${}^{87}\text{Sr}_0$ et du strontium issu de la désintégration du ${}^{87}\text{Rb}$ depuis la fermeture de ce système jusqu'à aujourd'hui.

L'équation ci-dessus devient donc :

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

Et dans cette équation , il y a deux inconnues : t et ${}^{87}\text{Sr}_0$

Comment alors résoudre le problème ?

Prise en compte d'un autre isotope du Sr : le ^{86}Sr et de plusieurs minéraux

Les minéraux des roches magmatiques incorporent au moment de leur formation du ^{87}Rb radioactif, du ^{87}Sr non radioactif **mais aussi du ^{86}Sr également non radioactif.**

Ces deux derniers isotopes stables : ^{87}Sr et ^{86}Sr ont de plus le même comportement chimique. On peut par conséquent considérer que tous les minéraux constitutifs d'une même roche ont au moment de leur formation le même rapport initial $^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_0$ et que ce rapport n'a ensuite pas varié au cours du temps.

La méthode utilisée va donc nécessiter des mesures sur au moins deux minéraux différents de la roche.

Utilisons un artifice mathématique consistant à faire apparaître dans l'équation précédente ce rapport $^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_0$ en divisant ses deux membres par $^{86}\text{Sr}_0$. On obtient :

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

$$^{87}\text{Sr}(t) / ^{86}\text{Sr}_0 = [^{87}\text{Rb}(t) / ^{86}\text{Sr}_0] \cdot (e^{\lambda t} - 1) + ^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_0$$

avec, rappel, $^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_0$ **constant pour tous les minéraux de la même roche.**

Puisque tous ces minéraux se sont formés au « même moment » (à l'échelle des temps géologiques bien sûr !), « t » dans l'expression $(e^{\lambda t} - 1)$ est identique pour tous ; en conséquence, **l'expression $(e^{\lambda t} - 1)$ a également la valeur d'une constante.**

L' équation :

$${}^{87}\text{Sr}(t) / {}^{86}\text{Sr}_0 = [{}^{87}\text{Rb}(t) / {}^{86}\text{Sr}_0] \cdot (e^{\lambda t} - 1) + {}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}_0$$

est donc celle d'une droite. Elle est de la forme $y = ax + b$. Cette droite est appelée « **droite isochrone** ».

Son coefficient directeur est égal à :

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

Il est proportionnel à « t ».

Si les minéraux de la roche n'ont par la suite échangé ni Sr ni Rb avec l'extérieur, leurs points représentatifs dans le repère orthonormé d'abscisse ${}^{87}\text{Rb} / {}^{86}\text{Sr}$ et d'ordonnée ${}^{87}\text{Sr} / {}^{86}\text{Sr}$ sont alors alignés.

La détermination graphique de la pente donne alors accès à la valeur de « t », date de la cristallisation du magma ou de la formation de la roche, bref, de la fermeture du système.

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

puis $\ln(a + 1) = \lambda t$ et $t = 1/\lambda \cdot \ln(a + 1)$ avec $\lambda = 14,2 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$

En d'autres termes, plus le coefficient directeur « a » de la droite isochrone est important et plus la roche est vieille.

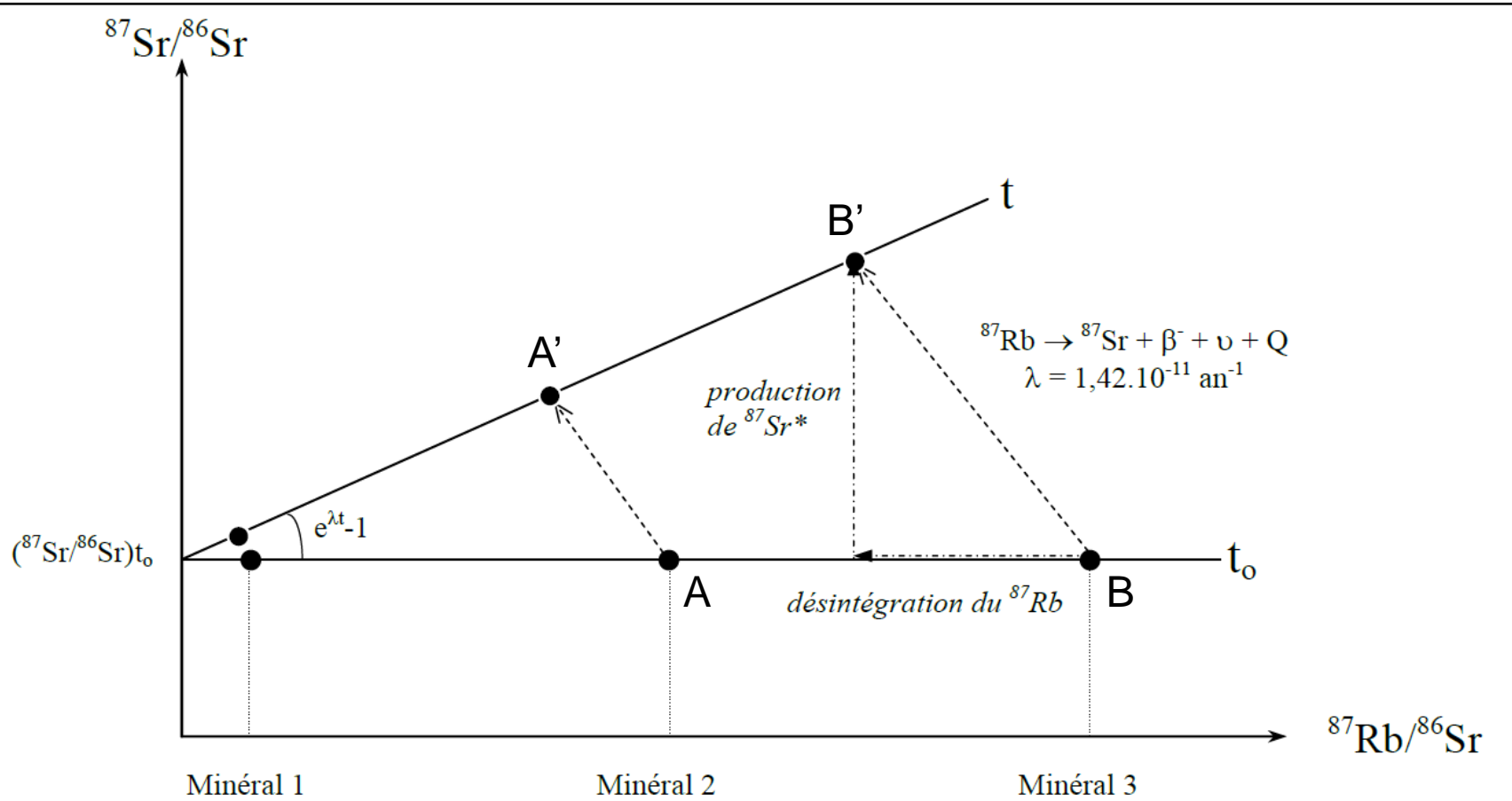
La droite isochrone recoupe l'axe des ordonnées en un point qui fixe le rapport initial $^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_{(0)}$.

Remarque : ce rapport initial est important à considérer en magmatologie. Par exemple, il permet de préciser l'origine crustale ou mantellique d'un magma granitique.

Un magma granitique d'origine mantellique : on parle dans ce cas de « magma juvénile », a généralement un rapport initial bas, voisin de 0,705 ; un magma granitique provenant de la fusion partielle de matériel crustal un rapport beaucoup plus élevé, de l'ordre de 0,710.

Avec le logiciel Radiochronologie

Choisir le menu « Datations » puis « méthode Rb-Sr ».



Principe du diagramme isochrone illustré pour le radiochronomètre Rb/Sr

Minéral 1 : Rb/Sr initial faible \Rightarrow peu sensible à la désintégration du ^{87}Rb .

\Rightarrow variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très faible.

Minéral 3 : Rb/Sr initial élevé \Rightarrow très sensible à la désintégration du ^{87}Rb .

\Rightarrow variation importante du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du temps.

\Rightarrow minéral qui permet une bonne définition de la pente.

Explication de la droite isochrone à $t = 0$

Rappel : Tous les minéraux d'une même roche ont le même rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ à $t = 0$. La droite est par conséquent horizontale, parallèle à l'axe des abscisses.

En revanche, la quantité de ^{87}Rb incorporé varie d'un minéral à un autre : le rubidium entre plus facilement dans la structure des micas (biotite et muscovite) que dans celle des feldspaths (orthose et plagioclases). Les minéraux constitutifs d'une même roche ont donc au moment de leur formation un rapport initial $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ différent .

Explication de la droite isochrone à un instant t

Ensuite, au cours du temps, le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr . Il en résulte que le rapport $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ va diminuer pour tous les minéraux de la roche alors que le rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ inversement, lui, va augmenter puisque du ^{87}Sr provient de la désintégration du ^{87}Rb . Les points représentatifs se déplacent donc vers la gauche et vers le haut comme le montrent les vecteurs AA' et BB'.

Pourquoi ces deux vecteurs sont-ils parallèles et n'ont-ils pas la même longueur ?

C'est une conséquence de la loi de désintégration radioactive qui, rappel, stipule que le taux de désintégration d'un élément radioactif est proportionnel à sa quantité initiale : une espèce minérale possédant plus de ^{87}Rb qu'une autre se désintégrera proportionnellement en plus grande quantité sur la même durée t .

Exercice 1 : Datation de granites

On a prélevé différents échantillons de granite d'un même massif : le massif de Plouaret en Bretagne, afin de déterminer l'âge de ce massif.

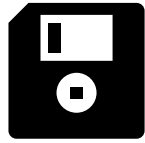
Pour chaque échantillon, on a établi les rapports $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ pour plusieurs minéraux. Les dosages ont donné les résultats suivants :

Echantillons	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
1	1,54	$0,71290 \pm 9.10^{-5}$
2	5,60	$0,73247 \pm 6.10^{-5}$
3	5,70	$0,73247 \pm 6.10^{-5}$
4	12,2	$0,76367 \pm 11.10^{-5}$
5	3,38	$0,72289 \pm 9.10^{-5}$
6	4,52	$0,72666 \pm 7.10^{-5}$
7	4,81	$0,72782 \pm 7.10^{-5}$
8	0,209	$0,70664 \pm 9.10^{-5}$
9	2,47	$0,71671 \pm 7.10^{-5}$
10	6,18	$0,73408 \pm 8.10^{-5}$
11	11,14	$0,71099 \pm 7.10^{-5}$

Quel est l'âge des roches donné par la méthode Rb/Sr ?

A quel grand événement géologique correspond la mise en place de ce granite ?

Avec le logiciel Radiochronologie



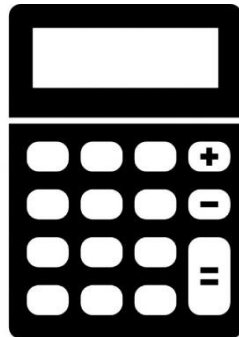
Choisir le menu « Datations » puis « Tableau Rb-Sr ».

Dans le tableau de gauche, entrer les valeurs du tableau de l'exercice.

Puis cliquer sur « Ajuster la pente aux valeurs ».

Répondre à la question !

[Lien pour une calculatrice avec Ln](#)

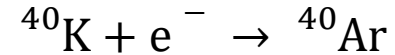


$$a + 1 = e^{\lambda t} \Rightarrow \lambda t = \text{Ln}(a + 1)$$
$$\lambda = 14,2 \cdot 10^{-10} \cdot a n^{-1}$$

F-

La méthode K/Ar

C'est le cheval de labour de la géochronologie, robuste et sobre ! La méthode repose sur la capture d'un e^- par le potassium radioactif de telle façon que :



La constante de désintégration λ est égale à $5,81 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$. La période très longue de cette transformation ($T = 1,25 \text{ Ga}$) permet d'utiliser cette méthode pour dater des roches très anciennes, vieilles de 10 fois la période de demi-vie du ^{40}K soit en théorie de 12,5 Ga. C'est elle que l'on utilise pour reconstituer par exemple les premières étapes de la formation de la Terre et du Système solaire.

Rappels importants :

- **Le potassium est un élément chimique important des roches magmatiques.** Il entre en effet dans la composition des feldspaths et des plagioclases. Du potassium ^{40}K radioactif est donc incorporé dans ces minéraux au moment de leur formation.
- **L'argon est un gaz.**

En conséquence, dans un magma en fusion, l'argon provenant de la désintégration du ^{40}K peut remonter librement vers la surface de cette masse liquide et s'en échapper.

Conséquence : Dans un magma liquide qui constitue un système ouvert, la quantité d'argon est toujours nulle.

Mais quand le magma ensuite refroidit et se solidifie, cristallise, il y a fermeture du système. Le magma liquide transformé en roche solide ne laisse plus diffuser l'argon qui reste donc emprisonné dans les cristaux de feldspaths et de plagioclases.

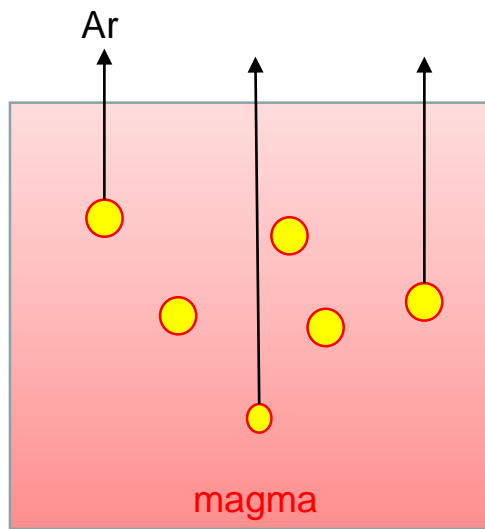
On peut alors considérer que tout l' ^{40}Ar présent dans une roche magmatique provient uniquement de la désintégration du ^{40}K depuis la date de fermeture du système c'est-à-dire la date de cristallisation du magma, de la formation de la roche.

D'un point de vue pratique, la mesure de la concentration en ^{40}Ar demande un très grand soin. L'argon est en effet présent en quantité notable dans l'atmosphère (environ 1%) . Pour éviter toute contamination, il faut préchauffer l'échantillon pour détacher les molécules d'argon adsorbées à sa surface, puis le faire fondre dans une enceinte à ultravide pour libérer tout son argon « interne » et radiogénique, la quantité d'argon étant mesurée au spectrographe de masse.

Ce que l'on dose dans la méthode K/Ar est donc la quantité d'élément-fils stable ^{40}Ar au temps t après la cristallisation du magma. Il suffit par conséquent de doser également la quantité de ^{40}K présent dans la même roche et d'appliquer la relation ci-dessous (établie pour la méthode Rb/Sr – voir diapositive 54) pour déterminer son âge de formation :

$$^{40}\text{Ar}(t) = ^{40}\text{K}(t) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

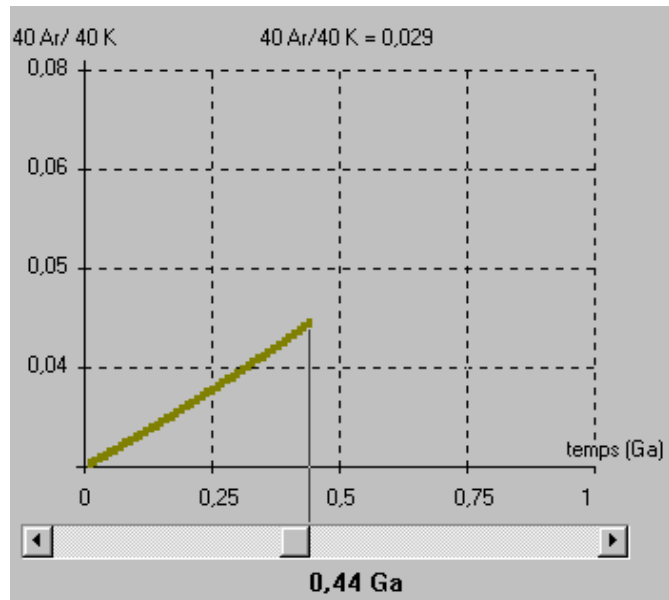
La datation au K/Ar



Dans le magma liquide et chaud, le potassium radioactif se désintègre continuellement en argon qui s'échappe librement vers les couches supérieures.

Le magma constitue un **SYSTÈME OUVERT**.

Dans ces conditions, le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K}$ est nul puisque le numérateur est nul.



CRISTALLISATION



Quand le magma cristallise, le potassium radioactif qui entre dans la constitution des cristaux de feldspath, de plagioclase, ... continue à se désintégrer pour donner de l'argon 40. Mais celui-ci est maintenant piégé dans le réseau cristallin.

La roche cristallisée constitue un **SYSTÈME FERMÉ**.

Le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K}$ va alors augmenter avec le temps.

On date la cristallisation du magma, la formation de la roche.

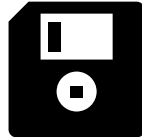
Exercice : Datation d'une roche volcanique

Un dosage effectué sur un basalte fournit $3,311 \cdot 10^{-3}$ μg de ^{40}Ar pour $6,140$ μg de ^{40}K .

Quel est son âge ?

Remarque : vous avez une calculatrice à votre disposition !

Avec le logiciel Radiochronologie



Choisir le menu « Datations » puis « Méthode K-Ar ».

Calculer le rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ mesuré dans l'échantillon.

Remarques : vous avez une calculatrice à votre disposition ! Et attention aux unités !

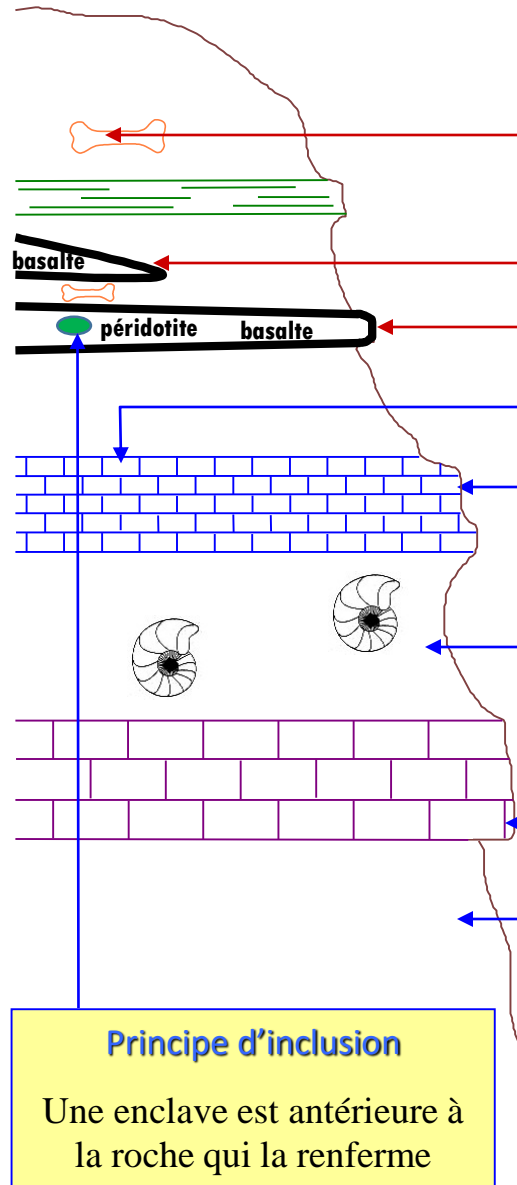
Répondre à la question !

Autres méthodes de datation absolue :

- Enregistrements des cycles saisonniers : varves, stries de croissance des organismes, dendochronologie ...
- Magnétostratigraphie,
- Thermoluminescence,
- Racémisation des acides aminés,

CHRONOLOGIE RELATIVE

CHRONOLOGIE ABSOLUE



Principe de continuité latérale

L'âge d'une strate est le même sur toute son étendue

Principe d'identité paléontologique

Deux formations sédimentaires éloignées mais possédant les mêmes fossiles stratigraphiques sont de même âge

Principe de superposition

Une strate est plus récente que celle qui est au-dessous et plus ancienne que celle qui est au-dessus

Principe d'inclusion

Une enclave est antérieure à la roche qui la renferme

Principe de recoupement

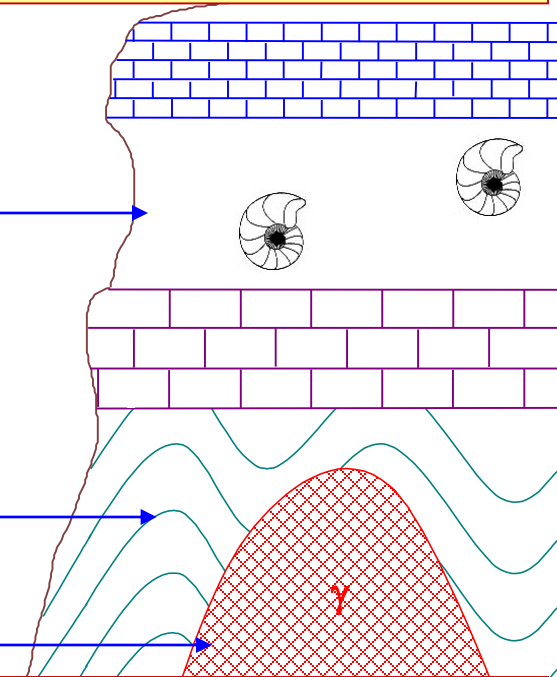
Un pli, une faille, une intrusion magmatique sont postérieurs aux formations géologiques qu'ils affectent

Datation au carbone 14

Utilisation jusqu'à - 50 000 ans

Datation au K-Ar

Utilisation pour des roches datant de quelques Ma à quelques centaines de Ma



Datation au Rb-Sr

Utilisation pour les roches les plus anciennes, jusqu'au Ga