

4. ISOTOPES RADIOACTIFS

4.1. Décomposition des radionucléides

Si le noyau d'un atome contient un excès important de protons ou de neutrons, il se décompose pour former un noyau stable.

La **Figure 15** montre les différents changements qui peuvent arriver dans un noyau. Au cours de la transformation de ce dernier, il doit perdre une partie de son énergie potentielle (une partie de son énergie de liaison). L'énergie libérée durant la désintégration nucléaire peut être calculée par le bilan de masse de la réaction de désintégration.

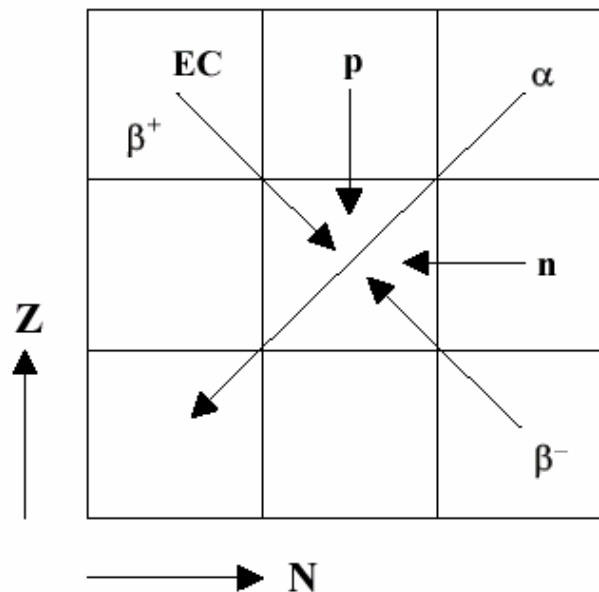


Figure 15. Différents modes de désintégration radioactive.

Exemples

Mode β⁻ : $n \Rightarrow p^+ + \beta^- + \bar{\nu}$ (anti-neutrino) + Q (Energie)

Père Z N \Rightarrow Z+N=A

Fils Z+1 N-1 \Rightarrow Z+1+N-1=A

Mode EC : capture d'électron

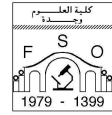
Père Z N \Rightarrow Z+N=A

Fils Z-1 N+1 \Rightarrow Z-1+N+1=A

4.2. Décroissance radioactive

Pour un nombre "N" d'atomes radioactifs présents dans un échantillon, le nombre d'atomes qui se désintègrent par unité de temps est donné par :

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



λ est la constante radioactive qui exprime la probabilité de décomposition.

La quantité "**N**" d'éléments radioactifs "**père**" présents à un moment donné est lié au nombre d'atomes radioactifs "**N₀**" présents avant la réaction et au temps "**t**" écoulé entre le moment de mesure et le moment initial "**t₀**" par l'équation suivante :

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

Le nombre d'atomes **radiogéniques** produits par la décomposition des éléments radioactifs "pères" est égal à $N_0 - N$ qui correspond aux éléments " **fils**" (daughter). L'équation exprimant le nombre de fils en fonction du temps est :

$$N_0 - N = N e^{\lambda t} - N = N (e^{\lambda t} - 1)$$

La période

La période est le temps nécessaire pour que la moitié des atomes initialement présents soit désintégrée.

Etant donné que : $N = N_0 e^{-\lambda t} \Rightarrow N/N_0 = e^{-\lambda t}$

Pour une durée de temps correspondant à la période "**T**" :

$$2 = e^{\lambda T} \Rightarrow T = 0,693/\lambda$$

4.3. Equation de base de la radiochronologie

L'équation fondamentale de la radiochronologie (ou géochronologie) exprimant le nombre de fils "**F**" est déduite de l'équation précédente et s'écrit :

$$F = N (e^{\lambda t} - 1) + F_0$$

L'équation contient deux inconnues :

- Le temps "**t**", et
- **F₀** = la quantité de l'élément radiogénique présent à l'origine.

Pour déterminer l'âge d'un événement, Il faut mesurer **F** et **N** et estimer ou calculer **F₀**.

L'équation donnant l'âge est :

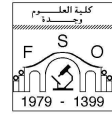
$$t = 1/\lambda \text{ Log } [((F - F_0)/N) + 1]$$

Application de l'équation

Devant, la difficulté à doser la quantité **F₀**, on contourne le problème en mesurant un autre isotope stable (**F_{St}**), ce qui permet de transformer l'équation précédente en :

$$F/F_{St} = N/F_{St} (e^{\lambda t} - 1) + F_0/F_{St}$$

- Si F_0/F_{St} peut être estimé (cas du ¹⁴C), on mesure F/F_{St} et N/F_{St} et on peut déduire "**t**".
- Si F_0/F_{St} n'est pas connu, il existe une méthode qui permet de résoudre le problème : l'événement à dater doit entraîner l'homogénéisation des compositions isotopiques, le rapport F_0/F_{St} est alors le même pour tous les échantillons d'un même ensemble ayant enregistré



l'événement. Dans un diagramme F/F_{St} en fonction de N/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 F_0/F_{St} . La droite est appelée **isochrone** du système.

Remarque

Cette méthode est appliquée pour la datation des événements magmatiques et métamorphiques à l'aide des couples d'isotopes tels que Rb-Sr, K-Ar et U-Pb.

L'équation s'applique pour tout élément radioactif, mais il y a des cas plus simples que d'autres. Le cas le plus simple est celui où un "père" donne un seul "fils".

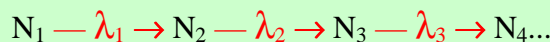
Exemple

La désintégration du rubidium : $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$

Dans d'autres cas (chaînes radioactives), l'équation reste applicable même les modalités sont complexes.

Exemple

Dans le cas des chaînes radioactives, le père produit un fils qui lui même produit un petit fils et ainsi de suite jusqu'à l'atome stable de la chaîne.



La désintégration du ^{238}U : $^{238}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{206}\text{Pb}$

La désintégration du ^{232}Th : $^{232}\text{Th} \rightarrow \dots \rightarrow ^{208}\text{Pb}$

Unité de radioactivité

La radioactivité s'exprime en nombre de désintégration par seconde.

$$A = \lambda N \cdot C$$

Où **A** = l'activité mesurée correspondant à λN , avec **C** = coefficient de détection. L'unité utilisée est le "curie" :

$$1 \text{ curie} = 3,70 \cdot 10^{10} \text{ désintégration/seconde.}$$

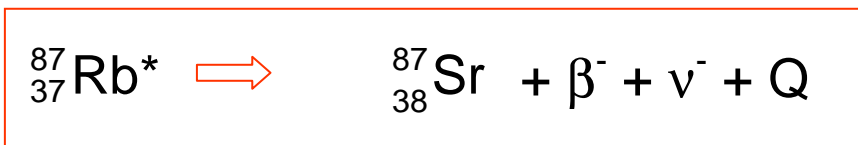
4.4. Abondances naturelles des isotopes radioactifs

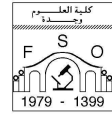
Les éléments radioactifs naturels entraînent une modification des compositions isotopiques de certains éléments :

==> Diminution des isotopes radioactifs (pères) et augmentation des isotopes fils.

4.4.1. Rb-Sr

Le rubidium est radioactif et sa désintégration produit le strontium ^{87}Sr :





• Le rubidium appartient à la colonne IA du tableau périodique qui comprend les alcalins (Li, Na, K, Cs et Fr).

Le rubidium est rare et son rayon ionique (1,48 Å) est proche de celui de K (1,33 Å), ce qui fait que la distribution du Rb, est gouvernée par le fait qu'il peut substituer K (dans les micas et les feldspaths potassiques).

Le rubidium a deux isotopes :

^{85}Rb = isotope stable avec $Ab_{(85)} = 72,1654 \%$, et

^{87}Rb = isotope radioactif avec $Ab_{(87)} = 27,8346 \%$.

$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ et une longue période : $T = 4,88 \cdot 10^{10} \text{ an}$

• Le strontium appartient à la colonne IIA du tableau périodique qui comprend les alcalino-terreux (Be, Mg, Ca, Ba et Ra).

Le rayon ionique du Sr (1,13 Å) est proche de celui de Ca (0,99 Å), d'où la substitution entre Sr et Ca (dans feldspaths, apatite).

Le strontium a 4 isotopes :

^{88}Sr = isotope stable avec $Ab_{(88)} = 82,53 \%$,

^{87}Sr = isotope stable avec $Ab_{(87)} = 7,04 \%$,

^{86}Sr = isotope stable avec $Ab_{(86)} = 9,87 \%$, et

^{84}Sr = isotope stable avec $Ab_{(84)} = 0,56 \%$.

Datation des minéraux riches en Rb

L'équation de la géochronologie est :

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

^{87}Sr : nombre d'atomes ^{87}Sr présents dans le minéral

^{87}Rb : nombre d'atomes ^{87}Rb présents dans le minéral

$^{87}\text{Sr}_0$: nombre d'atomes ^{87}Sr présents dans le minéral au moment de l'événement à dater.

Pratiquement, l'équation est transformée en :

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

On mesure les rapports isotopiques actuels dans le minéral et on estime $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$

==> On peut calculer le temps " t ".

Traçage par les rapports isotopiques du Sr

Les phénomènes de mélange sont très fréquents dans la nature (mélange des eaux des rivières, des magmas, des fluides minéralisateurs, etc.). Une des utilisations des isotopes du Sr est la détermination des différents termes du mélange.

Soient deux composants A et B d'un mélange, avec :

A = masse d'eau "A" et B = masse d'eau "B",

La fraction de A dans le mélange est : $f = A/(A + B)$

En utilisant les concentrations X_i d'un élément "X", la relation entre les différentes concentrations est :

$$\mathbf{X_M} = \mathbf{X_A} \mathbf{f} + \mathbf{X_B} (1 - \mathbf{f})$$

$$\implies \mathbf{X_M} = \mathbf{f}(\mathbf{X_A} - \mathbf{X_B}) + \mathbf{X_B}$$

En utilisant un autre éléments "Y", de même on peut avoir une relation entre les concentrations Y_i :



$$Y_M = f(Y_A - Y_B) + Y_B$$

En faisant $f = (X_M - X_B)/(X_A - X_B)$ et en combinant les deux équations on peut avoir :

$$Y_M = X_M \frac{Y_A - Y_B}{X_A - X_B} + \frac{X_A Y_B - X_B Y_A}{X_A - X_B}$$

Puisque X_A , X_B , Y_A et Y_B sont des concentrations des éléments X et Y dans les composants A et B du mélange, donc des paramètres connus, l'équation est de la forme :

$$Y_M = a X_M + b$$

Ce qui signifie qu'une relation linéaire existe entre les concentrations des éléments X et Y dans le mélange. X et Y sont des éléments chimiques qui peuvent être, par exemple, le Ca, le Cl, ou le Sr.

La composition chimique du mélange à deux composants donne, donc une droite dite droite de mélange (**Figure 16**).

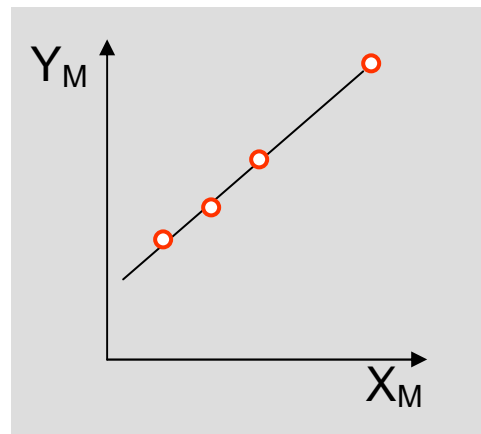


Figure 16. Droite de mélange illustrée par deux éléments X et Y provenant de deux réservoirs ayant des concentrations différentes.

Application pour les isotopes du Sr

Soit un mélange de deux composants ayant des rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) différents :

$$^{87}\text{Sr}_M = \frac{\text{Sr}_A \cdot ^{87}\text{Ab}_A \cdot \aleph \cdot f}{W_A} + \frac{\text{Sr}_B \cdot ^{87}\text{Ab}_B \cdot \aleph \cdot (1 - f)}{W_B}$$

- Sr_A et Sr_B sont les concentrations en Sr dans A et B, (appliquer Sr_i = la masse en g)
- \aleph est le nombre d'Avogadro,
- f est un paramètre du mélange, et
- W_A et W_B sont les masses atomiques de A et de B.



De la même manière on peut écrire pour ^{86}Sr :

$$^{86}\text{Sr}_M = \frac{\text{Sr}_A \cdot ^{86}\text{Ab}_A \cdot \aleph \cdot f}{W_A} + \frac{\text{Sr}_B \cdot ^{86}\text{Ab}_B \cdot \aleph \cdot (1 - f)}{W_B}$$

On sait que $W_A = W_B$ et $^{86}\text{Ab}_A \sim ^{86}\text{Ab}_B$, ce qui permet de combiner les deux équations de la manière suivante :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \frac{\text{Sr}_A \cdot ^{87}\text{Ab}_A \cdot f + \text{Sr}_B \cdot ^{87}\text{Ab}_B \cdot (1 - f)}{^{86}\text{Ab}_A [\text{Sr}_A f + \text{Sr}_B (1 - f)]}$$

On pose $^{87}\text{Ab}_A / ^{86}\text{Ab}_A = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A$, $f = \text{Sr}_M - \text{Sr}_B / \text{Sr}_A - \text{Sr}_B$ et

$1 - f = (\text{Sr}_A - \text{Sr}_M) / (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)$

On arrive à l'équation :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \left(\frac{\text{Sr}_A}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right) - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \left(\frac{\text{Sr}_A \cdot \text{Sr}_B}{\text{Sr}_A (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \right) + \left(\frac{\text{Sr}_A \cdot \text{Sr}_B}{\text{Sr}_A (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \right) \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \left(\frac{\text{Sr}_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \frac{\text{Sr}_A \cdot \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Sr}_A \text{Sr}_B}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} + \frac{\text{Sr}_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A - \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B}$$

a

b

L'équation est de la forme :

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_M = \frac{a}{\text{Sr}_M} + b$$

- Si on pose que $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M = Y$ et $\text{Sr}_M = X$
 \Rightarrow c'est l'équation d'une hyperbole (**Figure 17 A**).
- Si on pose que $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M = Y$ et $1/\text{Sr}_M = X$
 \Rightarrow on obtient l'équation d'une droite : la droite de mélange (**Figure 17 B**).

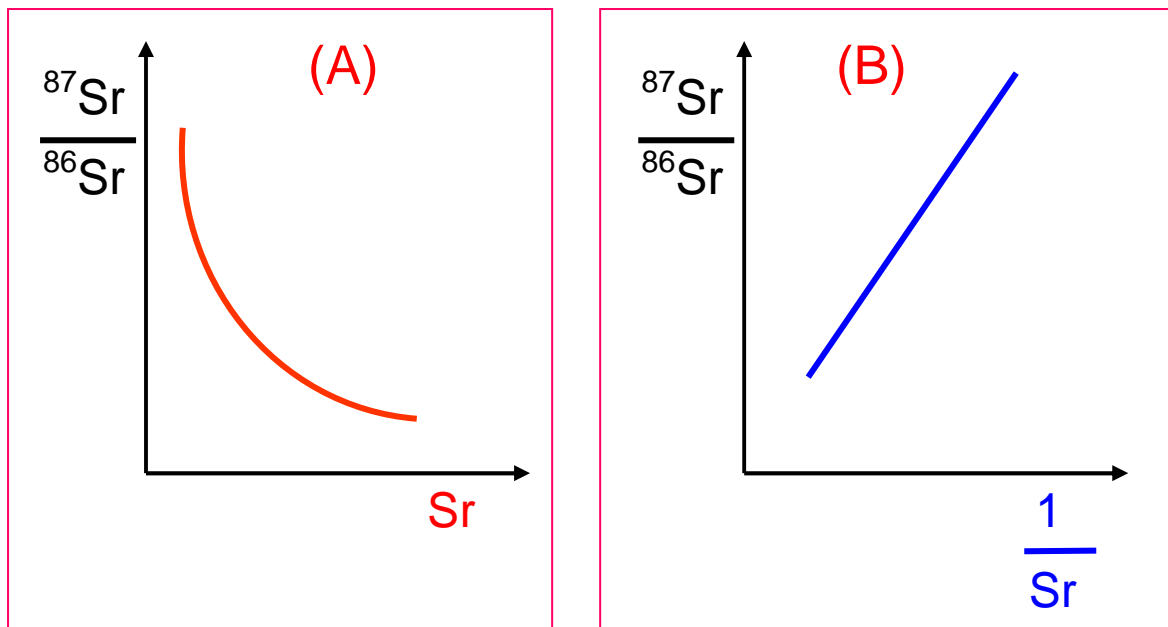


Figure 17. Hyperbole et droite de mélange pour les isotopes du Sr.

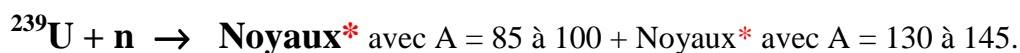
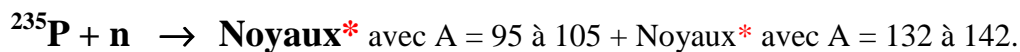
4.4.2. Radioactivité anthropogénique

L'Homme est capable de produire des noyaux et même des éléments inconnus dans la nature. Ces noyaux sont produits au laboratoire et dans la nature à cause des armes nucléaires (**Figures 18 et 19**). La radioactivité est également émise régulièrement ou accidentellement par les installations industrielles utilisant l'énergie nucléaire.

La libération de la radioactivité liée aux essais nucléaires est due aux :

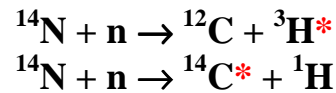
1) Bombes de fission

Exemples :



2) Augmentation de la densité nucléaire dans l'environnement de l'explosion, ce qui entraîne une production d'éléments radioactifs.

Exemples :



Le tritium ($^3\text{H}^*$) et le radiocarbone ($^{14}\text{C}^*$) anthropogéniques s'ajoutent à ceux produits naturellement par les rayonnements cosmiques.

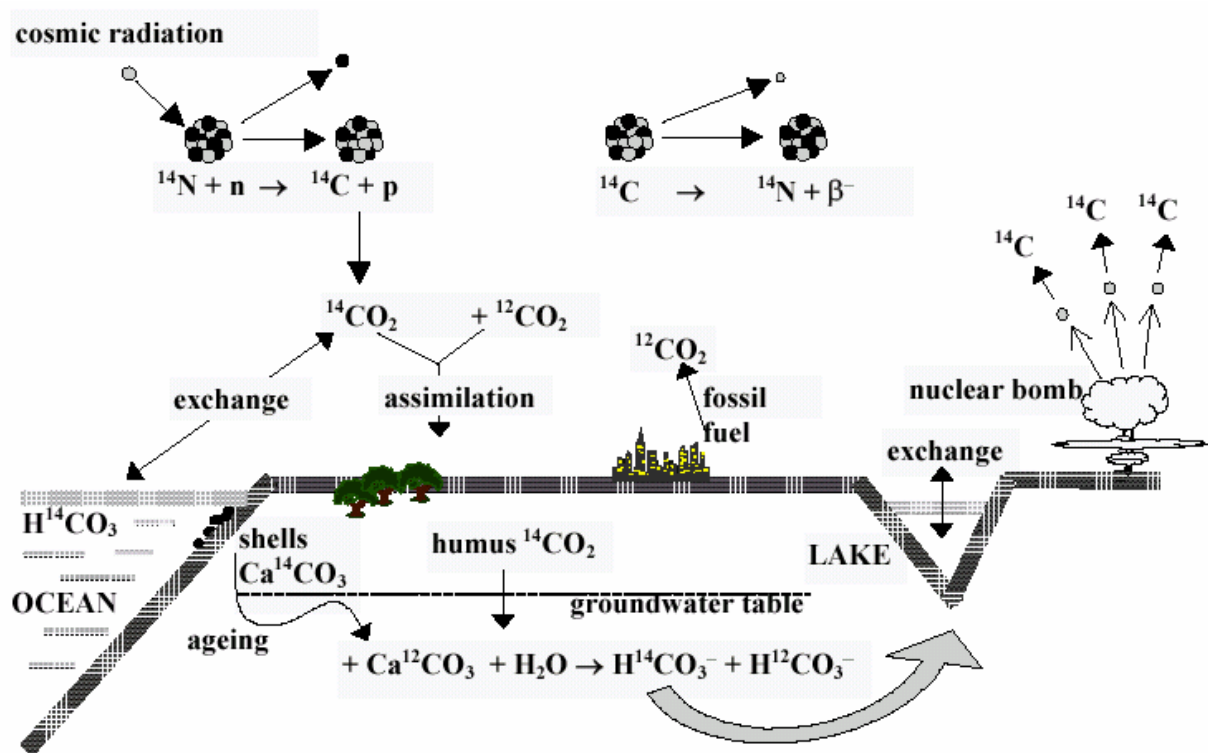


Figure 18. Origine et distribution du ^{14}C dans la nature. La concentration naturelle de ^{14}C liée à la production par les rayons cosmiques a été modifiée par la production de CO_2 dépourvu de ^{14}C (combustibles fossiles) et par l'émission de ^{14}C suite aux réactions de fission et de fusion au cours des explosions nucléaires.

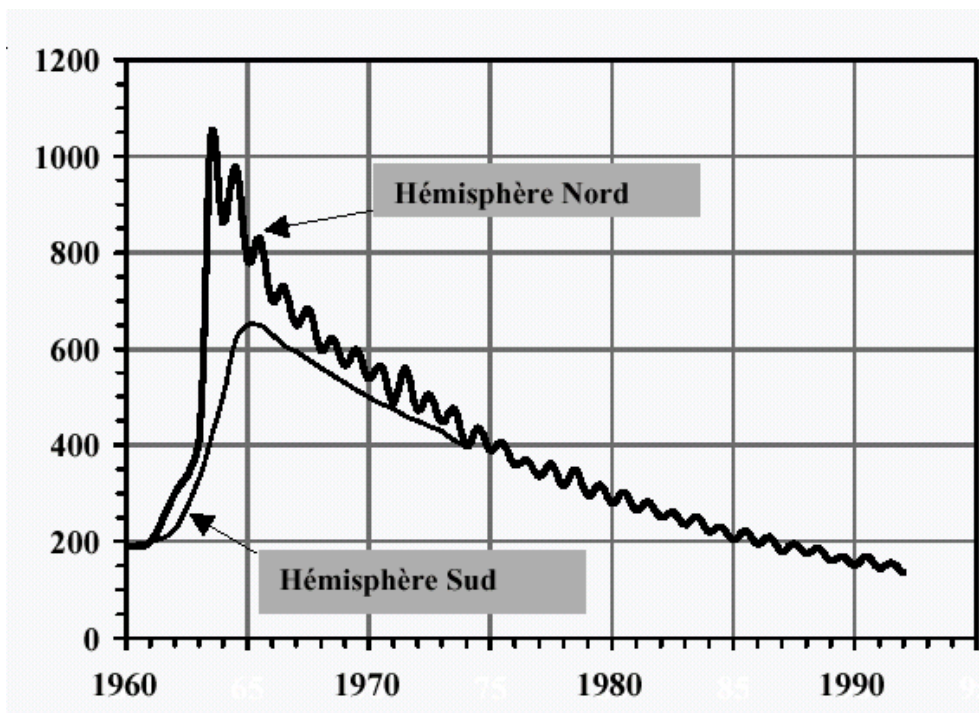
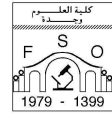
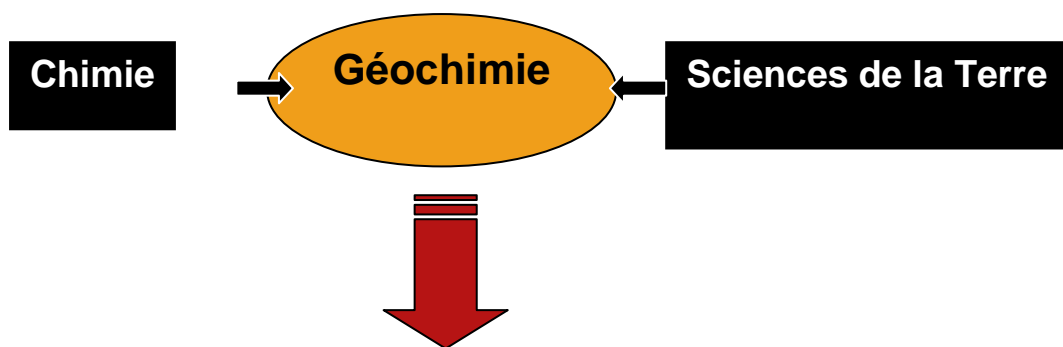


Figure 19. Evolution de la teneur en ^{14}C du CO_2 atmosphérique. Les tests des armes nucléaires au début des années 1960, ont temporairement doublé la concentration en ^{14}C . Le retour progressif à "l'état normal" est lié aux échanges avec l'océan.

1. RAISONNEMENT DU GEOCHIMISTE



Répartition des éléments chimiques
dans le système solaire
avec une attention particulière pour
la TERRE*

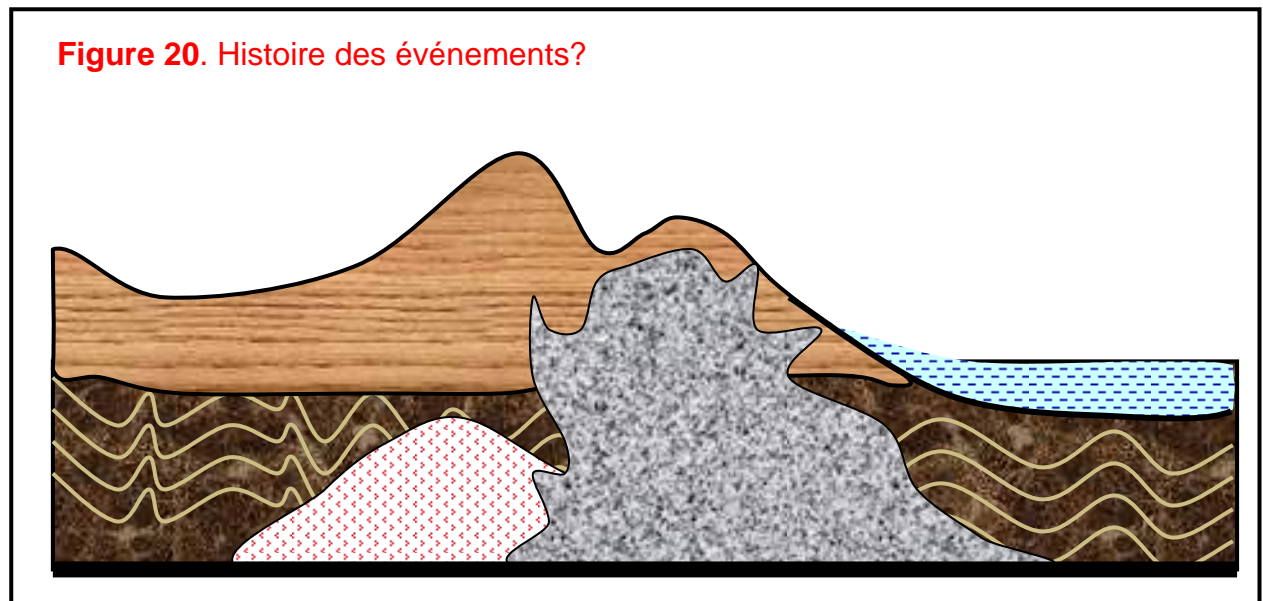


- Parmi les thèmes abordés par le géochimiste : les lois de comportement des éléments vis à vis de différents phénomènes géologiques comme le magmatisme et l'altération.

Dans le raisonnement du géochimiste, la **Terre** se comporte comme une grande usine en perpétuelle transformation.

- ⇒ Variations au avec le temps
- ⇒ La Terre a une Histoire (donc une évolution)

James Hutton était le premier à toucher au problème et à introduire la notion du **Cycle géologique** (Figure 20).



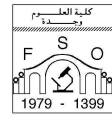
Approche géochimique

Au cours de l'histoire de la Terre, les éléments chimiques ne sont pas immobiles, mais subissent des mouvements à différentes échelles : c'est la **dynamique chimique**.

De point de vue géochimique, la Terre peut être subdivisée en plusieurs ensembles ou "réservoirs". Ces derniers sont représentés dans les modèles géochimiques sous forme de boîtes que le géochimiste tente de caractériser et de découvrir les liens qui existent entre leurs histoires et la distribution des éléments chimiques.

Parmi les problèmes abordés par la géochimie :

- La formation de la croûte océanique et la formation des continents (zones d'accrétion et de subduction).
- Formation de l'atmosphère (dégazage de la Terre $^{40}\text{K} \Rightarrow ^{40}\text{Ar}$).
- Pollution (Problème de variation de $\delta^{18}\text{O}$ des glaces de l'Antarctique).
- Quantification et traçage des échanges entre les réservoirs (échange entre l'Océan et atmosphère ou entre l'Océan et le manteau, ...).
- Mise en évidence des interactions entre différentes entités participant dans un phénomène donné (mélange de magma, origine des magmas, interactions eau-roche, etc...).



Terre = système dynamique

Deux processus contrôlent la dynamique de la Terre :

- Les processus internes liés à la production de chaleur, et
- Les processus externes liés à l'énergie solaire.

Les deux types de processus interagissent par échange de matière et d'énergie (sous forme de cycles d'échanges). Un changement important dans un des composants implique un réajustement quelque part dans le système.

Exemple du Climat

Parmi les facteurs qui jouent un rôle important dans le système climatique global, la teneur de l'atmosphère en dioxyde de carbone (CO_2). Ce dernier fait partie du cycle global du carbone (**Figure 21**).

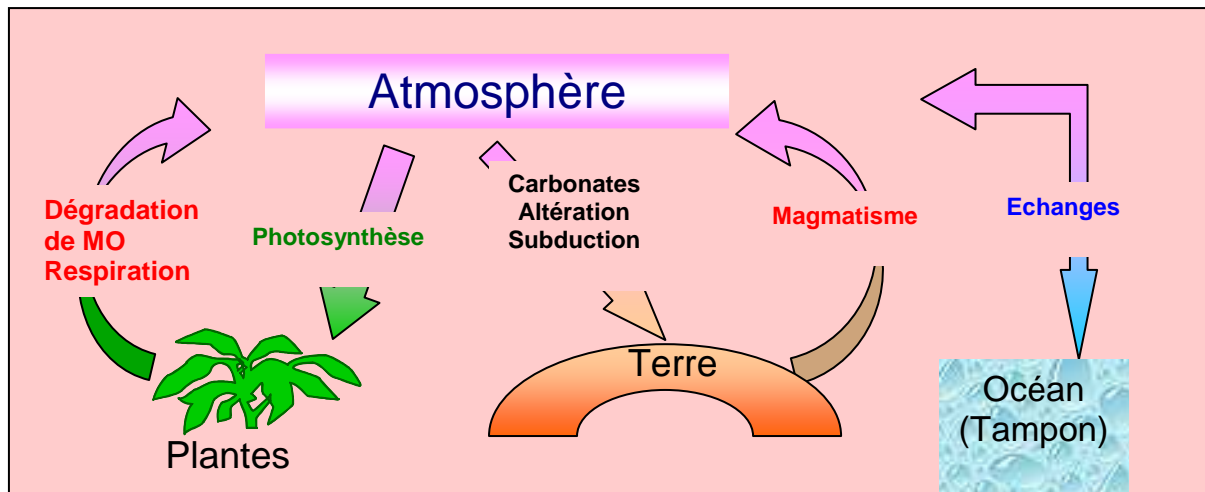


Figure 21. Différents échanges représentant le cycle global du carbone.

Réservoirs de l'eau

Sur notre planète l'eau se trouve essentiellement dans les roches et les minéraux de la croûte et du manteau. L'eau libre formant l'hydrosphère représente 17 % du volume total de l'eau terrestre. L'hydrosphère est composée de : Océan = 96 % et Eau douce = 4 % ! Les échanges de l'eau existent entre les différents réservoirs de la Terre (**Figure 22**) et l'étude des bilans concernant l'eau doit prendre en compte ces différents réservoirs (voir les bilans des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène).

Les ressources naturelles et le développement durable

La disponibilité des ressources naturelles est l'un des grands problèmes qui menacent l'espèce humaine aujourd'hui. En particulier, les problèmes associés à l'eau représentent la plus grande menace, car ils menacent des millions de vies humaines. Ainsi, l'eau fait l'objet d'une grande attention à l'échelle internationale (Agences des Nations Unies, organisations gouvernementales ou non). Mais l'eau n'est pas la seule ressource limitée sur Terre. Plusieurs exemples peuvent être cités tels que les hydrocarbures et les métaux.

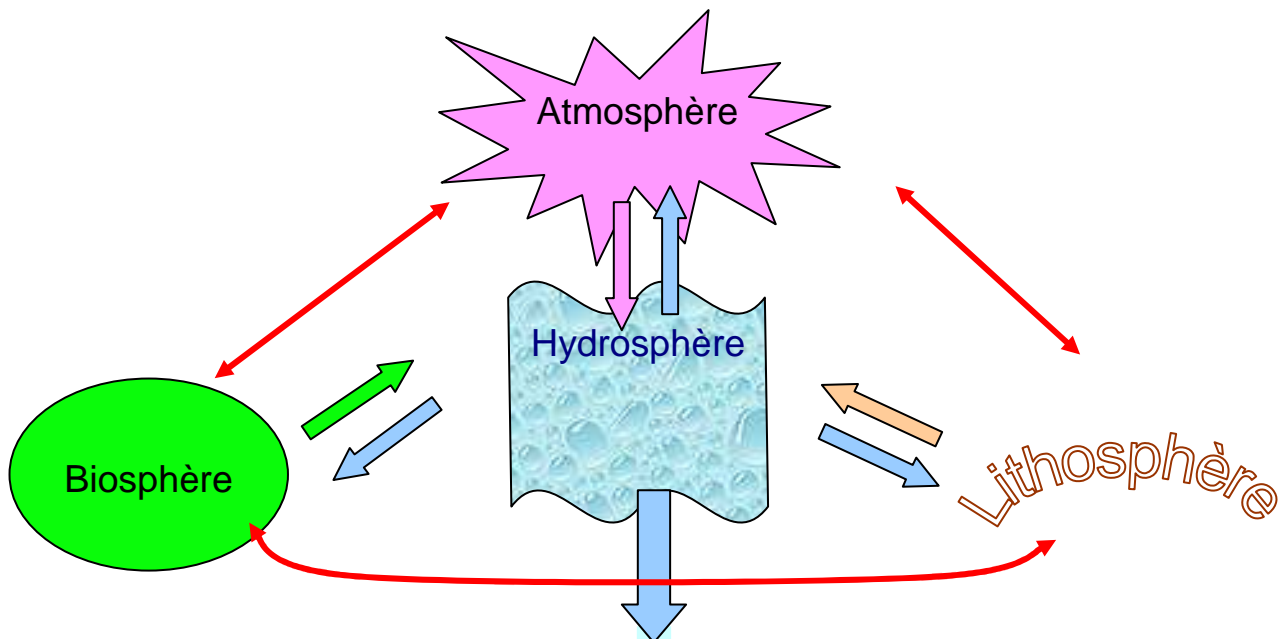
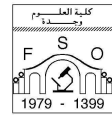
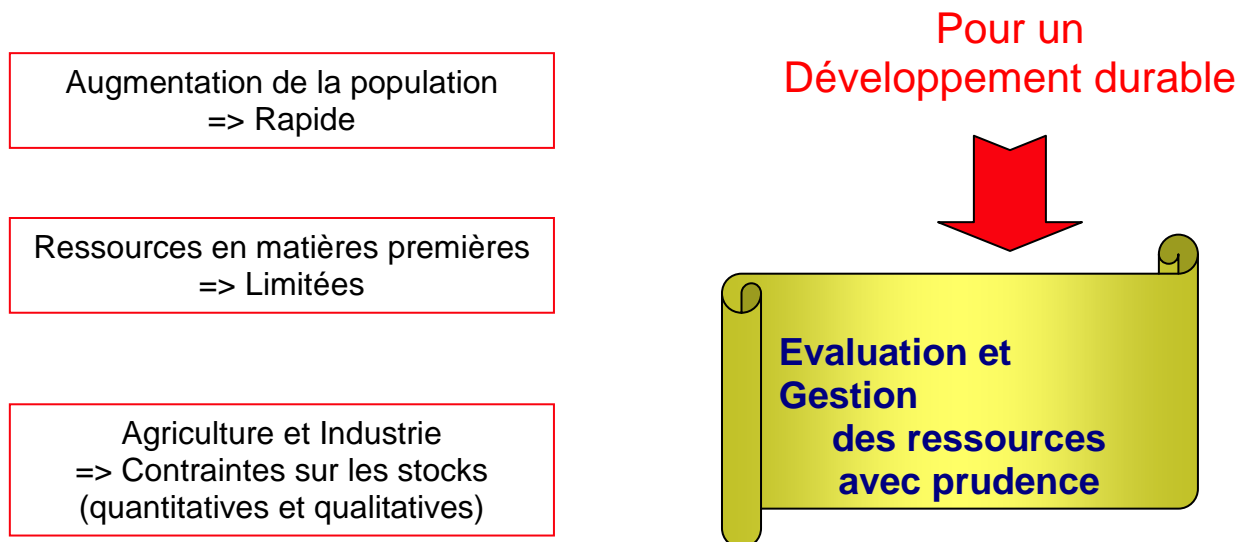


Figure 22. Interactions entre l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère et la lithosphère et échanges de O et H.



6. APPLICATIONS

La partie réservée à l'application est traitée essentiellement sous forme d'exposés réalisés par les étudiants en utilisant la documentation fournie. La partie suivante illustre un exemple d'application : évolution de la composition isotopique du Sr et rapports isotopiques des principaux réservoirs terrestres.

6.1. Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La composition isotopique du Sr a changé au cours du temps géologique. La variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est proportionnelle au rapport Rb/Sr : les roches ayant des rapports Rb/Sr élevés ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés et vis versa. Ainsi, ces rapports isotopiques constituent des mémoires de l'histoire des roches.

En adoptant le raisonnement par boîtes, l'évolution de la composition isotopique du strontium de la Terre est schématisée en **Figure 23**.

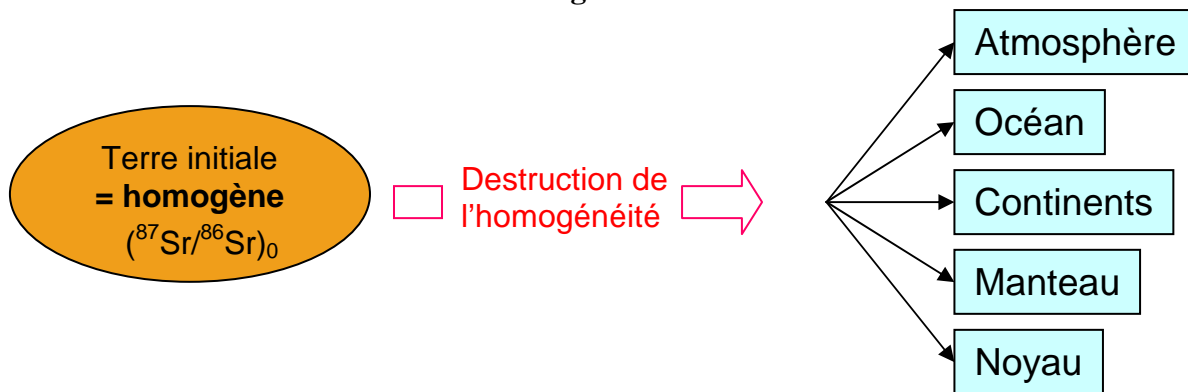


Figure 23. Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Terre et individualisation de réservoirs terrestres ayant des signatures isotopiques différentes.

La valeur initiale du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ constitue un problème largement discuté. La valeur du rapport à l'origine $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_0$ serait celle du système solaire. Parmi les échantillons disponibles, ceux des météorites sont les moins évolués et dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, leurs points s'alignent, suggérant un âge de $4,55 \cdot 10^9$ ans. La valeur initiale $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_0$ déduites des météorites basaltiques est :

=> le BABI (Basaltic Achondrite Best Initial) avec une valeur de 0,6989.

Chacune des boîtes distinguées dans la Figure 21, montre une évolution spécifique aboutissant à des rapports Rb/Sr différents et par conséquent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différents.

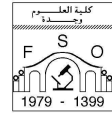
Exemple

Il y a un appauvrissement du manteau en Rb par la formation de la croûte continentale d'où résulte un enrichissement de la croûte continentale en ^{87}Sr :

$$\text{Rb/Sr}_{\text{Croûte Continentale}} > \text{Rb/Sr}_{\text{Manteau}} \Rightarrow ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Croûte Continentale}} > ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Manteau}}$$

Pour les roches magmatiques terrestres, on constate une évolution montrant des rapports isotopiques spécifiques pour les différentes roches :

- Basaltes des dorsales océaniques (MORB) :
⇒ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70275 \pm 0,00026$
- Basaltes des îles océaniques (OIB) :
⇒ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704045 \pm 0,0009$
- Basaltes des arcs océaniques (IAB):



$$\Rightarrow {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,704972 \pm 0,0016$$

• Basaltes continentaux (CFB):

$$\Rightarrow {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7078 \pm 0,0035$$

• Croûte continentale (CC):

$$\Rightarrow {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7205 \pm 0,029$$

Dans ce dernier cas, il y aurait mélange entre 3 composants : le manteau, la croûte océanique et les sédiments.

6.2. Datation par ${}^{14}\text{C}$

La radioactivité (ou le taux de désintégration) de ${}^{14}\text{C}$ notée "A" est définie comme étant le nombre de désintégrations par mn par g de carbone ($A = -dN/dt = \lambda N$). Connaissant le taux de décroissance radioactive du ${}^{14}\text{C}$ (déduit de λ ou de $T_{1/2}$), on peut calculer le temps écoulé depuis la mort d'un organisme contenant du carbone (organique ou inorganique). En effet, si la valeur de l'activité au moment de la mort de l'organisme (A_{initiale}) est connue, en utilisant l'activité mesurée ($A_{\text{Mesurée}}$) de l'échantillon on peut écrire :

$$A_{\text{Mesurée}} = A_{\text{initiale}} e^{-\lambda t}$$

D'où on peut déduire le temps :

$$t = (1/\lambda) \ln(A_{\text{Mesurée}}/A_{\text{initiale}})$$

Pour le ${}^{14}\text{C}$, l'équation peut être transformée en :

$$t = - (T_{1/2}/\ln 2) \ln({}^{14}A_{\text{Mesurée}}/{}^{14}A_{\text{initiale}})$$

En considérant que ${}^{14}A_{\text{initiale}}$ est égale à l'activité du ${}^{14}\text{C}$ en 1950, ce qui est donné par le rapport du standard en 1950 (A_{Std}), on peut écrire l'équation sous la forme suivante :

$$\Rightarrow t = - 5568/0,693 \ln({}^{14}A_{\text{Mesurée}}/{}^{14}A_{\text{Std}})$$

En fixant l'année 1950 comme année "zéro" (\neq année initiale), l'équation devient :

$$\Rightarrow t = - 8033 \ln({}^{14}A_{\text{Ech}}^0/{}^{14}A_{\text{Std}}^0)$$

On peut utiliser l'activité relative "a" en comparaison par rapport à un standard :

$$\begin{aligned} {}^{14}a &= \text{Taux de désintégration du } {}^{14}\text{C}_{\text{Ech}} / \text{Taux de désintégration du } {}^{14}\text{C}_{\text{Std}} \\ &= {}^{14}A_{\text{Ech}}/{}^{14}A_{\text{Std}} = [{}^{14}\text{C}]_{\text{Ech}} / [{}^{14}\text{C}]_{\text{Std}} \end{aligned}$$

L'équation donnant le temps peut s'écrire donc :

$$t = - 8033 \ln {}^{14}a_{\text{Ech}} = - 8033 \ln {}^{14}a_{\text{Ech}}$$

Pour éliminer les erreurs liées à l'effet du fractionnement du ${}^{14}\text{C}$ lors de son utilisation par les organismes, l'activité mesurée doit être corrigée ou "normalisée" et on arrive à la formule donnant le temps : $t = - 8033 \ln {}^{14}a_{\text{Normalisée}}$

L'âge calculé en utilisant la demi-vie conventionnelle ($T_{1/2} = 5568$ ans) est celui qu'on aurait obtenu en 1950. De plus, la teneur en ${}^{14}\text{C}$ des organismes s'est avérée variable et pour avoir l'âge réel, l'âge conventionnel trouvé doit être calibré en utilisant une courbe reliant l'âge conventionnel obtenu par ${}^{14}\text{C}$ et l'âge réel des anneaux de croissance des arbres obtenu par dendrochronologie (**Figure 24**).

Remarques

Le Standard = "NBS oxalic acid" noté Ox1. ${}^{14}A_{0\text{Std}}$ est l'activité du ${}^{14}\text{C}$ du standard en 1950 : ${}^{14}A_{0\text{Std}} = 13,56 \pm 0,07 \text{ dpm/gC} = 0,226 \pm 0,001 \text{ Bq/gC}$.

Après 1950, la valeur de $T_{1/2}$ a été corrigée, mais l'ancienne valeur continue à être utilisée pour les événements géologiques et archéologiques. Par contre, pour les applications en hydrologie, on utilise la vraie valeur $T_{1/2} = 5730$ ans.

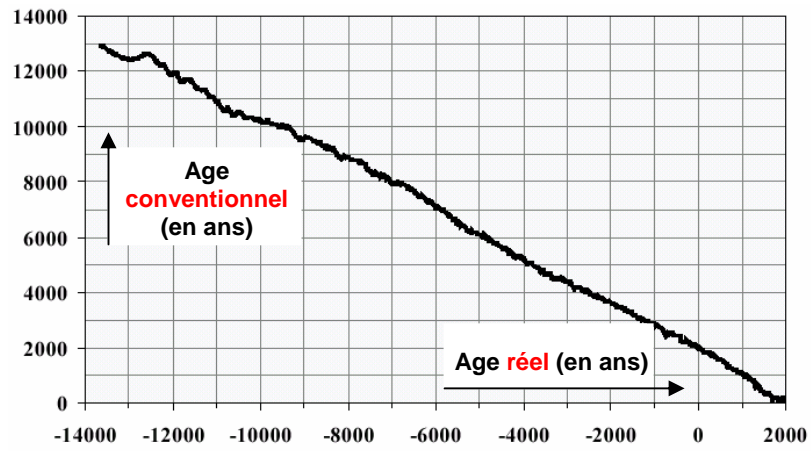
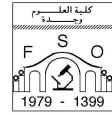


Figure 24. Courbe de conversion de l'âge conventionnel déterminé par ¹⁴C en âge réel (Stuiver et Van Der Plicht, 1999).