Isotopes cosmogéniques

M1/2 - Mesure du temps en géosciences -

Eric Gayer - 2008

Le principe de base qui régit la production d'isotopes cosmogénique est l'interaction entre le rayonnement cosmique et les atomes constitutifs de la matière. A cause de cette interaction le flux de particule cosmique est atténué avec la profondeur de matière traversée.

Production de cosmonucléide en fonction de la profondeur sous une surface plane : Le taux de production d'un cosmonucléide, P(at/g/a) varie avec la profondeur x (cm) selon :

$$P(x) = P(0)e^{-\frac{\rho}{\Lambda}x} \tag{1}$$

où ρ est la densité (g/cm^3) de la roche cible, λ (g/cm^2) la longueur d'atténuation massique pour les particules interagissant avec la roche. P(0) est le taux de production du nucléide à la profondeur 0cm (surface).

Effet de l'érosion : L'érosion, continue ou épisodique, des surfaces retire les couches de matériel irradié et expose les couches sous jacentes en diminuant la profondeur d'enfouissement du matériel plus en profondeur. La profondeur d'enfouissement au temps 0 s'exprime en fonction de la profondeur d'enfouissement après une exposition t et du taux d'érosion :

$$x(0) = x(t) + \int_0^t \varepsilon(t')dt' \tag{2}$$

Pour un taux d'érosion constant, la profondeur d'enfouissement après un temps t :

$$x(t) = x(0) - \varepsilon t \tag{3}$$

La production de cosmonucléide dans un échantillon exposé en profondeur (il y a t), était plus faible que sa production à la surface, aujourd'hui :

$$P(x,t) = P(0)e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x(0)-\varepsilon t)} \tag{4}$$

Age d'exposition et Taux d'érosion : Pour une histoire simple d'exposition (pas d'exposition interrompue par des enfouissements), un taux d'érosion constant et un flux cosmique constant (les corrections de ces variations négligeables sont apportées sur l'âge calculé), le nombre d'atome de nucléide dans la roche à une profondeur x, N(x,t) est donné par (on considère ici que les réactions par les nucléons cosmiques : protons et neutrons) :
<u>Pour un radionucléide</u>

$$\frac{dN(x,t)}{dt} = P(x,t) - \lambda N(x,t) \tag{5}$$

Avec λ la constante de désintégration du nucléide, et P(x,t) de l'équation (4). L'intégration de l'équation (5) donne la solution :

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda}e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x(0)-\varepsilon t)}(1 - e^{-(\lambda+\rho\varepsilon/\Lambda)t}) \tag{6}$$

Il y a donc deux cas limites pour résoudre cette équation :
- **Erosion nulle**
- **Etat d'équilibre (érosion compense la production)**

<u>**Si Erosion nulle : ε =0**</u>
L'équation (6) devient :

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P(0)}{\lambda}e^{-\frac{\rho}{\Lambda}x(0)}(1 - e^{-\lambda t}) \tag{7}$$

Si N(x,0) est nulle (habituellement le cas pour éviter tout problème d'héritage) alors l'âge d'exposition de la roche est calculée selon :

$$T = -\frac{1}{\lambda}ln\left(1 - \frac{N(x(0),t)\lambda}{P(0)e^{-\frac{\rho}{\Lambda}x(0)}}\right) \tag{8}$$

<u>Pour un nucléide stable</u> (λ=0 et ε=0) l'équation (5) se réduit à :

$$\frac{dN(x,t)}{dt} = P(x(0)) \tag{9}$$

L'intégration de (9) donne :

$$N(x,t) = N(x,0) + P(0)e^{-\frac{\rho}{\Lambda}x(0)} \tag{10}$$

si la concentration initiale est nulle alors l'âge d'exposition de la roche se calcule selon :

$$T = \frac{N(x(0),t)}{P(0)e^{-\frac{\rho}{\Lambda}x(0)}} = \frac{N(0)}{P(0)} \tag{11}$$

Dans le cas d'un état d'équilibre : Pour un radionucléide, La concentration en cosmonucléide de la roche n'est pas déterminée par l'âge d'exposition (sensu stricto), mais par le taux d'érosion. Quand le temps d'exposition est assez long T$\ggg 1/(\lambda+\rho\varepsilon/\Lambda)$, la production des cosmonucléides dans la roche (ou minéral) est compensée par la perte par érosion. L'équation (6) devient :

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x(0)-\varepsilon t)} \tag{12}$$

Pour un échantillon, aujourd'hui à la surface ($x(0) - \varepsilon t = 0$), et en supposant aucun héritage (N(x(0),t)=0), le taux d'érosion à l'état d'équilibre se calcule alors :

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho}\left(\frac{P(0)}{N(0)} - \lambda\right) \tag{13}$$

et pour un nucléide stable :

$$\varepsilon = \frac{\Lambda P(0)}{\rho N(0)} \tag{14}$$

Les taux de production à la surface P(0) sont calculé à partir des taux de production des différents cosmonucléides aux hautes latitudes ($> 60°$) et niveau de la mer, et des facteurs de conversion. Ces facteurs de conversion sont calculés en fonction de nombreux facteurs atmosphériques et de nombreux paramètres orbitaux.
Dans l'exemple de l'^{3}He, alors que sont taux de production aux hautes latitudes et niveau de la mer est de 115 at/g/a, le calcul du facteur de conversion F pour la latitude et altitude de Paris (48.8°N et 0.129 Km) donne F = 1.074. Le taux de production de l'^{3}He est donc à Paris de 115×1.074 = 123 at/g/a. En comparaison le facteur de conversion F pour un point d'échantillonnage

en Himalaya (28° et 3.5Km) et de F= 8.177 soit un taux de production de 940 at/g/a.
Lal en 1991 a proposé un polynôme pour calculer le taux de production du ^{10}Be cosmogénique (Q(L,y)) à n'importe quelle altitude (y en Km) et latitude (L) d'échantillonnage :

$$Q(L,y) = a(L)+b(L)\times y+c(L)\times y^2+d(L)\times y^3$$

Et utilisant les coefficients suivants

	Lal Coeff.			
Latitude	a	b	c	d
0	3.511	2.547	0.95125	0.18608
10	3.36	2.522	1.0668	0.1883
20	4.0607	2.734	1.2673	0.22529
30	4.994	3.904	0.9739	0.42671
40	5.594	4.946	1.3817	0.53176
50	6.064	5.715	1.6473	0.68864
60-90	5.994	6.018	1.7045	0.71184

TAB. 1 – Coefficients de Lal. Lal (1991)