

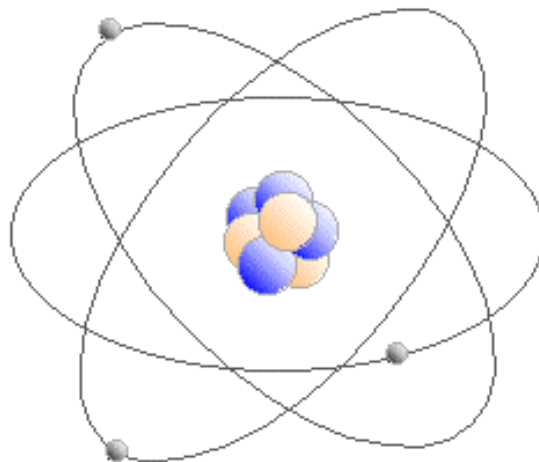
Université d'Oran2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE & GÉOCHRONOLOGIE

Cours et exercices d'application



K. Lagraa

2013/2014

CONDENSE DE COURS DE GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Syllabus

Préambule

I.	Introduction.....	4
	Renseignements généraux.....	4
	Le savoir de la géochimie isotopique.....	5
II.	Chapitre 1- Généralités.....	7
	Définitions et terminologie.....	7
	Structure de la matière.....	7
	Les différents types d'instabilité et de radioactivité.....	13
III.	Chapitre 2- Isotopes stables.....	14
	Notation.....	14
	Processus de fractionnement isotopique.....	15
	Exemples d'isotopes stables : oxygène et hydrogène.....	16
IV.	Chapitre 3- Isotopes radiogéniques et géochronologie.....	20
	Principe des datations radiométriques.....	20
	Méthode Rubidium- Strontium.....	22
	Géochimie du strontium.....	27
	Méthode Samarium-Néodyme.....	33
	Géochimie du Sm et du Nd.....	34
	<i>Exemple de datations</i>	37
	Système Lutétium-Hafnium.....	43
	Géochimie du Lu et du Hf.....	44
	Exemple de datation.....	45

Méthode Uranium- Thorium- Plomb.....	48
Système Potassium - Argon.....	55
INDEX/ VALEURS RECOMMANDÉES.....	58
TABLEAU DE MENDELÉIV.....	59
EXERCICES D'APPLICATION.....	60
Glossaire.....	66

Préambule

Introduction

Les notes qui suivent ont pour but de résumer succinctement les principaux systèmes de datation radiométriques au programme du cours. Ces notes ne devraient pas dispenser l'étudiant de consulter la description plus complète de chaque méthode de datation, présentée dans le manuel, e.g. [Allègre, C. 2005], ou autre.

Renseignements généraux

Objectifs :

Le condensé du cours vise essentiellement à synthétiser des informations sur l'ensemble des méthodes de datation en géochronologie dite abusivement « absolue » sur des matériaux terrestres.

Le cours permettra à l'étudiant :

- De découvrir les aspects fondamentaux de la géochimie isotopique ;
- De connaître la méthodologie, les outils et les conventions s'appliquant à la géochronologie
- De développer une perspective globale de l'histoire géochimique de la terre jeune et de l'évolution de notre système planétaire.

Méthode pédagogique :

Cours d'un trimestre s'adressant aussi bien en Licence 3^{ème} année ou Master 1 est constitué de :

- 1h30' par semaine exigeant en plus de 2heures hebdomadaires de travail personnel (lecture collatérale) ;
- 1h30' de travaux dirigés par semaine.

Les étudiants disposeront de notes et de schémas photocopiés ainsi qu'une bibliographie pour chaque sujet ; ils devront prendre des notes et se servir des références disponibles à la bibliothèque.

LE SAVOIR DE LA GÉOCHIMIE

Sources de références

Albarède, F. 2001. La géochimie. Ed. Scientifiques GB. 188p.

Allègre, C. 2005. Géologie isotopique. Ed. Belin. 495p.

Barman, M.R. & Jeandel, C. 2011. Géochimie marine. Cours et exercices corrigés. Ed. Vuibert. 358p.

Costa, S. & Caby, R. 2001. Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps; Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare -earth geochemistry of the Montgenevre ophiolite (France), *Chemical Geology*, 175, 449-466.

Lapen, T.J., Mahlen, N.J., Johnson, C.M. and Beard, B.L. (2004). High precision Lu and Hf isotope analyses of both spiked and unspiked samples: A new approach. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5: 1525-2027.

Mokhtari, M. & Belkhodja, S. 2004. Exercices corrigés de chimie. OPU. 186p.

Paquet, J. 2000. Géologie. Rappels de cours-Questions de réflexion-Exercices. Dunod. 232p.

Pilot, J. 1974. Les isotopes en géologie (Méthodes et applications). Doin. 176p.

Stowell, H.H., Tinkham, D.K., 2003. Integration of Phase Equilibria Modeling and Garnet Sm-Nd Chronology for Construction of P-T-t Paths: Examples from the Cordilleran Coast Plutonic Complex, USA. *in* Vance, D. Muller, W., & Villa, I., eds. *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures. Geological Society Special Publication* 220, p. 119-145.

Vidal, P. 1998. Géochimie. Ed. Dunod. 189.

White, W.M. 2013. Geochemistry. Wiley-Blackwell. 672p.

http://www.ulb.ac.be/sciences/gigc/index_fichiers/cours/docpdf/COURS%20GEOCH%20ISO%20FEMENIAS%202004%20%20chapitre1.pdf

http://www.ulb.ac.be/sciences/gigc/index_fichiers/cours/geochim%20isotope/cours_geochimie_isotopique_chapitre2.html

Périodiques bibliographiques

Bulletin signalétique- Bibliographie des Sciences de la Terre, 1980-.
Bull.Rech. Géol. Min.

Simonoff G. 1994. Atomes stables et radioactifs. Mém. Soc. Geol.France,
n° 162.pp. 37-41.

Glossaires

Bates, R.L. & Jackson, J.A., (eds.), 1987. Glossary of Geology. 3rd ed., Am.
Geol. Inst. 788p.

Foucault, W.A. & Raoult, J.-F. 2005. Dictionnaire de Géologie. Dunod ; 6ème
Ed. 380p.

Howell, J. V. (Jesse V.), 1960. Glossary of geology and related sciences; a
cooperative project of the American Geological Institute. American
Geological Institute. 2d ed. xii, 325, 72 p. 26 cm.

Chapitre 1- GÉNÉRALITÉS

1- DEFINITION DE LA GÉOCHIMIE

La **géochimie** est une science qui applique les principes de la chimie à l'explication des processus géologiques, passés et présents, qui affectent les enveloppes terrestres internes (noyau, manteau, croûtes) et externes (océans, atmosphère, biosphère). Le *Glossary of Geology and Related Sciences*, publié en 1960, définit la géochimie comme « la science qui traite de l'abondance absolue et relative des éléments et des isotopes sur la **Terre** entière, qui traite également de leur distribution et de leurs migrations, en vue d'aboutir à des lois générales du comportement de la matière à l'échelle planétaire ». Mais c'est à partir des années 1950, avec le développement de nouvelles techniques d'analyses, permettant notamment de mesurer des concentrations élémentaires ou des rapports isotopiques, que cette science a pris son essor. Aujourd'hui, la géochimie est la source de multiples découvertes et avancées de premier ordre comme la datation d'objets géologiques, l'étude du climat, le traçage de flux de matière entre des ensembles géologiques. Quand elle s'applique aux planètes ou aux météorites et poussières cométaires, on parle de cosmochimie.

2- STRUCTURE DE LA MATIERE

2.1. Le noyau atomique

Que sont les isotopes ?

Un **atome** est constitué d'un noyau et d'un cortège électronique, le noyau électronique étant lui-même composé de nucléons (protons et neutrons).

Un **élément chimique** est défini par un nombre de protons **Z** (Z=Numéro Atomique, il varie de 1(H) à 92 (U) dans les éléments naturels).

Un noyau qui a un nombre donné de protons et de neutrons est un **nucléide**. Il est caractérisé par le nombre de masse **A**, $A=N+Z$ correspond au nombre total de nucléons dans le noyau (protons + neutrons). N représente le nombre de neutrons présents dans le noyau. Pour identifier un nucléide, on utilise la notation suivante :



où X est le symbole chimique de l'élément en question.

Les noyaux d'atomes de différents éléments peuvent avoir le même nombre de nucléons A. On les appelle des nucléides **isobares**.

Exemple :

isobares 210				
atome	protons Z	neutrons N	électrons	élément
$^{210}_{82}\text{Pb}$	82	128	82	plomb
$^{210}_{83}\text{Bi}$	83	127	83	bismuth

Les noyaux d'atomes de différents éléments peuvent avoir le même nombre de neutrons N. On les appelle des nucléides **isotones**.

Les nucléides **isotopes** d'un élément donné sont des atomes dont les noyaux ont le même nombre de protons (Z), mais des nombres différents de neutrons (N et bien entendu des nombre de masses A également différents). Puisque les propriétés chimiques d'un élément sont déterminées par le nombre de ses électrons, les isotopes sont chimiquement identiques, bien que leurs noyaux aient des masses différentes.

Exemple :

isotopes de l'uranium				
atome	protons Z	neutrons N	électrons	abondance
$^{234}_{92}\text{U}$	92	142	92	0,0056%
$^{235}_{92}\text{U}$	92	143	92	0,718%
$^{238}_{92}\text{U}$	92	146	92	99,276%

Qu'est ce que la géochimie isotopique ?

- C'est une branche de la géochimie qui s'intéresse plus particulièrement à l'abondance et à la répartition des différents isotopes constitutifs d'un élément.
- La géochimie isotopique utilise les comportements physiques naturels de ces isotopes pour comprendre les mécanismes géologiques.

Dans quelles conditions utilise-t-on la géochimie isotopique ?

- ❖ Les isotopes radiogéniques sont utilisés en géochronologie.
- ❖ Les isotopes stables peuvent être utilisés comme géothermomètres.
- ❖ De nombreux isotopes (stables et radiogéniques) sont utilisés comme traceurs.

2.2. La masse atomique

Les masses des atomes sont presque des multiples entiers de la masse de l'atome d'hydrogène. En effet, la masse de l'électron est très petite par rapport à celle du proton et la masse du neutron est pratiquement égale à celle du proton. Le nombre de masse A est donc pratiquement égal à la masse d'un atome exprimé sous forme d'un multiple de la masse du proton. Les masses atomiques s'expriment en fonction de l'**unité de masse atomique** (u ou uma). Par définition, la masse de l'atome neutre de l'isotope du carbone est égale **exactement** à 12 u. On convient aussi de définir que 12g de l'isotope contient $N_{\text{C}126}\text{C}126_{\text{A}} = 6,02 \cdot 10^{23}$ atomes (où N_{A} est le nombre d'Avogadro).

On trouve alors:

$$1 \text{ u} = 1,660\,54 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$$

$$1 \text{ kg} = 6,022\,14 \cdot 10^{26} \text{ u}$$

Les masses du proton, du neutron et de l'électron sont :

$$m_{\text{p}} = 1,672\,64 \cdot 10^{-27} \text{ kg} = 1,007\,276468 \text{ u}$$

$$m_{\text{n}} = 1,6749534\,0 \cdot 10^{-27} \text{ kg} = 1,008\,6654 \text{ u}$$

$$m_{\text{e}} = 9,109534 \cdot 10^{-31} \text{ kg} = 0,000\,55 \text{ u}$$

Les masses atomiques qui apparaissent dans le tableau périodique sont les moyennes pondérées selon les divers isotopes de chaque élément. Par exemple le chlore a deux isotopes de masses approximatives 35u (75,4%) et 37u (24,6%). La masse atomique indiquée est donc $35 (0,754) + 37 (0,246) = 35,5\text{u}$. Le nombre de masse A d'un isotope est numériquement égal à sa masse atomique exprimée en unités de masse atomique et arrondie à la valeur entière la plus proche.

2.3. L'énergie de liaison

L'existence d'un noyau stable signifie que les nucléons sont dans un état lié. Puisque les protons dans un noyau sont soumis à une forte répulsion électrique, il doit exister une attraction encore plus forte qui les maintient ensemble et assure la cohésion du noyau. La **force nucléaire** est une interaction à courte portée alors que l'interaction électromagnétique est une interaction à longue portée. La force nucléaire est la même pour tous les nucléons, quelle que soit leur charge.

L'énergie de liaison E_l d'un noyau est l'énergie nécessaire pour séparer complètement les nucléons. L'origine de l'énergie de liaison peut s'expliquer à partir de la relation masse-énergie (Einstein) :

$$\Delta E = \Delta mc^2 \quad (c = 299\,792\,458 \text{ ms}^{-1})$$

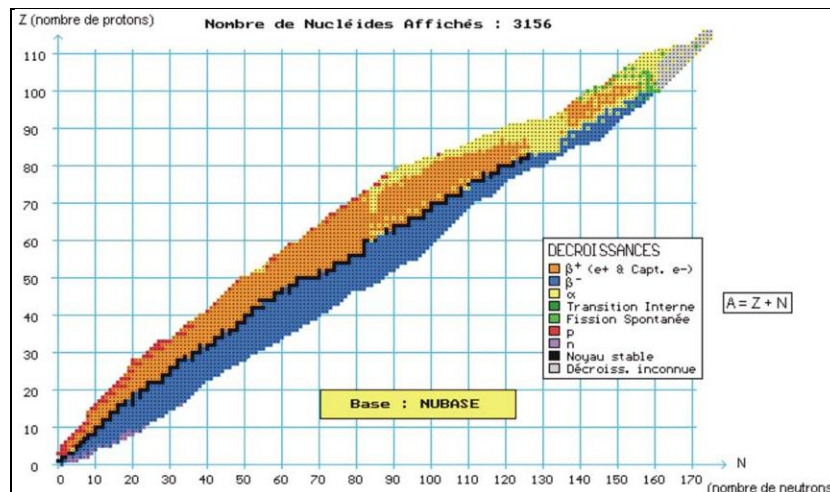
2.4. RADIOACTIVITE

La radioactivité naturelle a deux applications essentielles en Sciences de la Terre : la datation et le traçage des transferts de matière.

2.4.1. Stabilité des noyaux

Sur les quelques 3000 nucléides connus seuls 269 nucléides stables et 70 nucléides instables sont naturels (339 isotopes pour 84 éléments), les 70 nucléides instables sont dits radioactifs.

Ces derniers ont des vies moyennes variables, allant du milliard d'années (comme $^{238}_{92}\text{U}$ ou $^{235}_{92}\text{U}$) jusqu'au milliardième de seconde. Il est bien sûr impossible de dire qu'un noyau est absolument stable : il suffit de dire qu'aucune désintégration de ce noyau n'a jamais été observée. Les noyaux stables sont répartis étroitement autour d'une courbe dans le plan Z - N, appelée courbe de stabilité, comme illustré sur la figure ci-dessus. On note que cette courbe tend vers la droite Z = N pour les petites valeurs de Z, mais s'en écarte pour les Z plus élevés, et que le nombre de neutrons peut alors être jusqu'à 50% plus élevé que le nombre de protons.



Cette figure représente la courbe donnant N (nombre de neutrons) en fonction de Z (nombre de protons) pour les noyaux connus. Pour les nombres de masse allant environ jusqu'à $A=40$, on voit que $N \approx Z$ pour les noyaux stables. Pour les valeurs plus grandes de Z, la force nucléaire (de faible portée) ne parvient pas à maintenir la cohésion du noyau face à la répulsion électrique des protons (de longue portée), à moins que le nombre de neutrons soit supérieur au nombre de protons. Pour le Bi ($Z = 83$, $A = 209$), l'excédent de neutrons est $N - Z = 43$. Il n'existe pas de nuclide stable pour $Z > 83$. Les noyaux présentant un nombre pair de protons et un nombre pair de neutrons sont particulièrement stables. Les noyaux qui ne remplissent pas ces conditions de stabilité décroissent par radioactivité.

2.4.2. Désintégration des noyaux instables ou excités

Les noyaux instables, c'est à dire où les forces de déstabilisation excèdent les forces d'attraction, se transmutent spontanément pour atteindre une configuration plus stable. Cette "tendance" à la transmutation est d'autant plus grande qu'ils sont éloignés du niveau de stabilité de référence. En d'autres termes, plus un noyau est éloigné de cet état de stabilité de référence, plus la probabilité de le voir se transmuter est grande. Cette transmutation s'appelle la désintégration radioactive. La probabilité d'observer une désintégration radioactive se décrit selon l'équation suivante :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad (1)$$

Où P est le nombre de noyaux pères présents, t le temps et λ la constante de désintégration. La quantité λP est nommée "activité", l'unité en est le Bq (désintégrations par seconde). L'intégration de cette équation (1), après inversion de l'échelle de temps (car P doit décroître quand le temps s'écoule) donne :

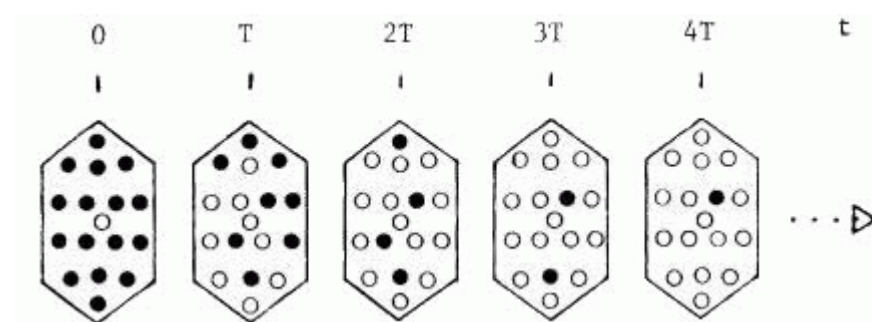
$$P_t = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Ou :

$$P_0 = P_t e^{\lambda t} \quad (3)$$

Où P_0 est le nombre de noyaux présents à $t=0$.

Exemple : à $t = 0$, on compte 200 isotopes pères noirs de P (c'est P_0) et 40 isotopes blanches de F (F_0) :



- A $t=T$, il ne reste plus que 100 isotopes noirs, 100 isotopes rouges ($F_{\text{radiogénique}}$) ont été produits (plus 40 blanches initiaux).
- A $t=2T$, il ne reste plus que 50 noirs pour 150 blanches (plus 40 rouges initiaux),
- A $t=3T$, il ne reste plus que 25 noirs pour 175 blanches (plus 40 rouges initiaux),
- etc...

Vous remarquerez que l'on est parti d'un système à 240 isotopes et qu'il y en a toujours 240 dans le système : on dit que le **système est clos**. La décroissance radioactive suit donc une loi exponentielle. Ainsi, le nombre d'isotopes pères P

diminue en fonction du temps tandis que le nombre d'isotopes fils F produit augmente.

Le nombre d'isotopes P diminue en fonction du temps tandis que le nombre d'isotopes fils F produit augmente au cours du temps.

Pour une certaine valeur de t, on va avoir $P_t = P_0/2$, c'est à dire qu'il ne reste que la moitié des noyaux initialement présents. Cette valeur de t s'appelle la **période radioactive ou demi-vie** et est égale à :

$$P_0/2 = P_0 e^{-\lambda t}$$

Soit:

$$t_{1/2} = \ln(2)/\lambda$$

Le nombre d'isotopes pères P_0 à $t=0$ n'est pas connu, un certain nombre de ces atomes se sont transformés en éléments fils F. Dans un système clos, on peut considérer que le nombre d'atomes pères à un temps t (P) est égal au nombre d'atomes pères initiaux (P_0) moins le nombre d'atomes fils radiogéniques produits au cours du temps t, soit :

$$P = P_0 - F$$

$$\text{Ou : } P_0 = P + F$$

En remplaçant P_0 par $P+F$ dans l'équation précédente (3), on obtient :

$$P + F = P e^{\lambda t}$$

$$\text{Soit : } F = P (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Comme dans l'exemple précédent (isotopes bleus et rouges...) la quantité d'éléments fils F peut être différent de 0 à $t=0$, ce nombre d'isotopes fils présents à $t=0$ est nommé F_0 .

$$F_{\text{mesuré}} = F_0 + F_{\text{radiogénique}}$$

Soit à un temps t, l'équation précédente devient :

$$F = F_0 + P (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

Cette équation (5) est l'équation fondamentale que nous utiliserons en géochronologie. Elle permet d'obtenir l'âge d'une roche (ou d'un minéral) selon l'équation (6)

$$t = 1/\lambda \ln (1 + ((F - F_0)/P)) \quad (6)$$

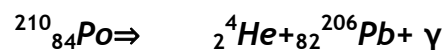
2.4.3. LES DIFFERENTS TYPES D'INSTABILITE ET DE RADIOACTIVITE

2.4.3.1. Radioactivité α

Elle concerne les atomes pour lesquels le nombre de nucléons est important (en jaune sur la figure 3): La force nucléaire forte (de cohésion) est insuffisante pour maintenir la cohésion du noyau. Il y a émission d'une particule α (noyau d'hélium). Comme l'atome d'hélium est particulièrement stable, ce n'est pas surprenant que ce groupe de particules puisse exister au sein même du nucléide parent. Le nucléide fils qui est ainsi créé est originellement dans un état excité, il se stabilise alors par radioactivité γ .



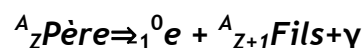
Exemple :



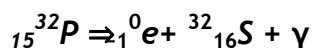
Bien qu'elle soit émise avec une vitesse de l'ordre de 104km/s il est facile d'arrêter une particule α (avec une feuille de papier par exemple).

2.4.3.2. Radioactivité β^-

Elle concerne les atomes ayant trop de neutrons (en bleu sur la figure 3). Le nucléide éjecte une particule β^- (un électron énergétique). Un neutron se brise pour former un proton une particule β^- et un antineutrino. La particule β^- et l'antineutrino sont éjectés du noyau, le proton reste au sein du noyau du nucléide.



Exemple:



Le nombre de masse du nucléide père est égal à celui du nucléide fils.
 ${}^0_{-1}\text{e}$ est un électron énergétique.

2.4.3.6. Fission nucléaire

Un autre type de désintégration concerne ce que l'on nomme la fission spontanée. Un atome se brise en deux moitiés (pas nécessairement équivalentes). Par exemple, ${}^{238}\text{U}$ peut se casser en un atome d'étain ${}^{133}\text{Sn}$ et un atome de molybdène ${}^{103}\text{Mo}$. Dans la nature, c'est une forme très rare de désintégration radioactive.

Chapitre II- ISOTOPES STABLES

INTRODUCTION

La plupart des éléments possèdent plus d'un isotope. Si l'on fait abstraction des effets de la radioactivité, les rapports isotopiques d'un même élément sont constants quel que soit l'âge des matériaux terrestres et lunaires. Ce sont l'hydrogène, le carbone, l'oxygène, l'azote, le soufre, et depuis peu le bore qui forment la base de la géochimie des isotopes stables.

Les **isotopes** peuvent être **stables**: ils ont été créés lors du «BigBang» puis dans les étoiles ou à la mort de celles-ci et n'ont pas été modifiés depuis.

1. NOTATION

En raison de la faiblesse des variations naturelles des rapports isotopiques ainsi que de l'ampleur des fractionnements expérimentaux, le fractionnement entre deux isotopes est généralement exprimé par la variation δ du rapport R d'un isotope lourd (rare) à un isotope léger (abondant) par rapport à un standard :

$$\delta = \left[\left(\frac{R \text{ échantillons}}{R \text{ standard}} \right) - 1 \right] \times 10^3 \quad (1)$$

Dans le cas de l'oxygène et de l'hydrogène, les fractionnements isotopiques, notés δ^{18} et δD sont obtenus en comparant les rapports $^{18}O/^{16}O$ et $^2D/^1H$ observés à ceux de l'eau de mer (SMOW= *Standard Mean Ocean Water*). Pour le carbone, il est noté $\delta^{13}C$, et est obtenu par comparaison à la bélemnite PDB. Pour le Soufre, il est noté $\delta^{34}S$ et la référence est la troilite (FeS) de la météorite Canion Diablo. Ces δ s'expriment en pour mille et on peut les mesurer avec des précisions meilleures que $\pm 0,5 \text{ ‰}$ pour H et souvent meilleures que $0,05 \text{ ‰}$ pour les autres éléments.

On peut également utiliser le facteur de fractionnement

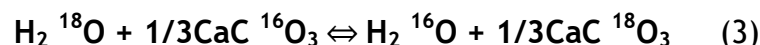
$$\alpha_{A-B} = \frac{RA}{RB} = \frac{1000+\delta A}{1000+\delta B} \quad (2)$$

2. PROCESSUS DE FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE

Chaque isotope est animé d'un mouvement de vibration, donc d'une aptitude au déplacement dont la fréquence est fonction inverse de la masse ; par conséquent les molécules lourdes réagissent moins vite que les légères au cours d'une réaction chimique. Aussi des fractionnements isotopiques se produisent-ils au cours : 1) de réactions d'échange isotopique, 2) de processus physico-chimiques d'ordre cinétique comme la diffusion, ou 3) de changement d'état (absorption-désorption, évaporation-condensation et fusion-cristallisation).

2.1 Réactions d'échange isotopique

Ces réactions sont dues à l'établissement de l'équilibre thermodynamique pour les différents isotopes entre les espèces moléculaires en présence. Comme les réactions chimiques sont régies par la loi d'action de masse, qui s'écrit par exemple dans le cas de l'équilibre $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCO}_3$:



Et la constant K:

$$K = \frac{[\text{H}_2^{16}\text{O}][\text{CaC}^{18}\text{O}_3]^{1/3}}{[\text{H}_2^{18}\text{O}][\text{CaC}^{16}\text{O}_3]^{1/3}} = \frac{\frac{\text{CaC}^{18}\text{O}_3}{\text{CaC}^{16}\text{O}_3}}{\frac{\text{H}_2^{18}\text{O}}{\text{H}_2^{16}\text{O}}} \quad (4)$$

K est fonction de la température: pour les températures inférieures aux conditions ambiantes, elle est proche de $1/T$, ce qui signifie qu'en s'approchant du zéro absolu, la séparation isotopique devient totale. En revanche, pour les hautes températures, $\ln K \approx \frac{1}{T^2}$, et le fractionnement isotopique tend vers zéro. Par ailleurs α et K sont liés par la relation :

$$\alpha = K^{1/n} \quad (5)$$

En général, les équations sont écrites avec un seul atome échangé si bien que :

$$K = \alpha.$$

2.2 Effets cinétiques

Les effets cinétiques tiennent aux plus grandes vitesses de réaction des molécules « légères », qui conduisent donc généralement à des produits de réaction enrichis en isotopes légers. La diffusion à l'état gazeux, mais aussi liquide et solide, est une autre voie pour produire un fractionnement isotopique, les isotopes légers diffusant évidemment plus vite que les lourds. On sait qu'un des procédés industriels d'enrichissement en ^{235}U fissile repose sur ce principe.

2.3 Changements d'état

Les changements d'état peuvent produire un fractionnement isotopique. C'est le cas particulier du passage liquide-vapeur, où la tension de vapeur des isotopes légers est supérieure à celle des isotopes lourds. L'équation de Rayleigh s'écrit dans le cas de la condensation :

$$\frac{R}{R_0} = f^{(\alpha - 1)} \quad (6)$$

où R est le rapport isotopique de la vapeur restante, R_0 celui de la vapeur avant que la condensation ne commence, f la fraction de vapeur résiduelle, et α le facteur de fractionnement isotopique (égal à R_l/R_v , où $l = \text{liquide}$, $v = \text{vapeur}$).

Si R_0 est le rapport du liquide avant le début de l'évaporation, il vient :

$$\frac{R}{R_0} = f^{(1/\alpha - 1)} \quad (7)$$

3. EXEMPLES D'ISOTOPES STABLES : OXYGENE ET HYDROGENE

L'hydrogène possède trois isotopes : $^1\text{H} = 99,9844\%$, $^2\text{D} = 0,0156\%$ et ^3H , ou tritium, radioactif ($T = 12,5$ ans). L'oxygène possède également trois isotopes, mais tous stables : $^{16}\text{O} = 99,763\%$, $^{17}\text{O} = 0,0375\%$ et $^{18}\text{O} = 0,1995\%$

L'ubiquité de ces deux éléments dans tous les réservoirs terrestres, ainsi que l'ampleur des fractionnements isotopiques qu'ils révèlent (Fig. 1), rendent fondamentale la géochimie de leurs isotopes, et bien souvent de manière couplée.

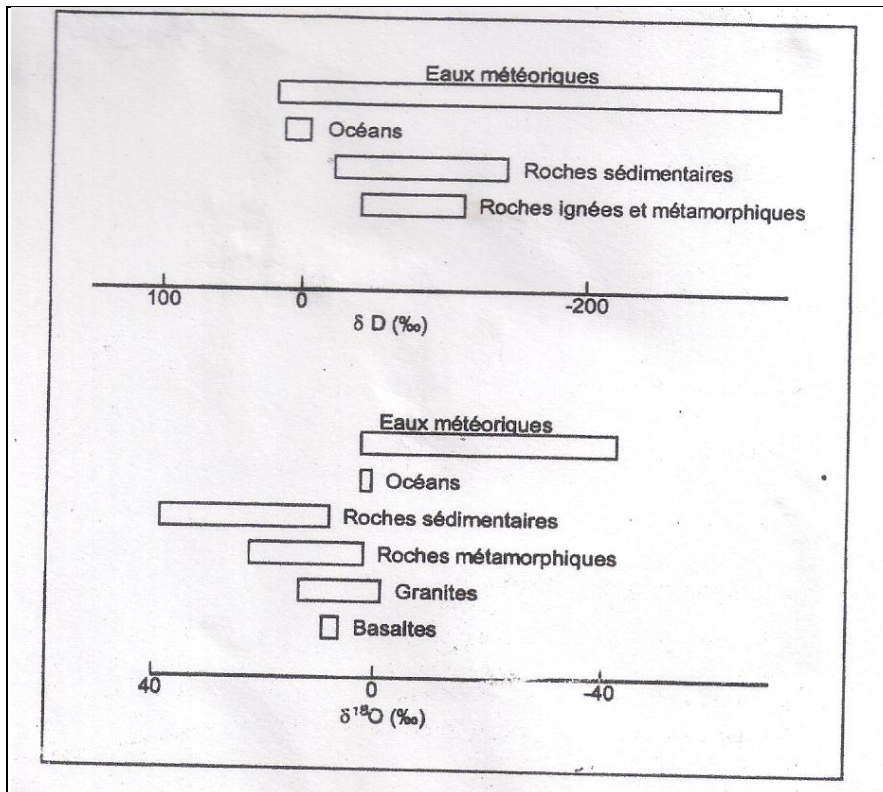


Fig.1. Variations des $\delta^{18}\text{O}$ et δD (in Vidal P. 1998).

3.1 Cycle exogène

3.1.1 Eaux météoriques

Les compositions météoriques des eaux de surface sont réglées par les processus d'évaporation-condensation. La phase vapeur est toujours plus légère que la phase condensée. C'est pourquoi la vapeur d'eau issue des mers et océans est appauvrie en isotopes lourds et possède donc des $\delta^{18}\text{O}$ et des δD négatifs. De même, la phase liquide produite lors de la condensation d'eau dans les nuages présente des $\delta^{18}\text{O}$ et des δD plus forts que ceux de la phase vapeur. La vapeur d'eau résiduelle a donc des $\delta^{18}\text{O}$ et des δD plus faibles que ceux des toutes premières précipitations.

Les facteurs de fractionnement α sont fonction de la température, ainsi pour l'oxygène, α est de 1,0112 à 0°C, de 1,0034 à 100°C etc. Il en est de même pour l'hydrogène. La composition isotopique de l'eau météorique est ainsi fonction de la température moyenne annuelle, et donc de la latitude et de l'altitude.

3.1.2 Eaux profondes

Les eaux souterraines et hydrothermales peuvent être marquées pour ce qui concerne les isotopes de l'oxygène par les roches à travers lesquelles elles percolent et posséder ainsi des $\delta^{18}\text{O}$ élevés au contraire

de leurs δD qui ne sont pas modifiés du fait de la teneur négligeable en hydrogène de la croûte (Fig.2). Mais le rapport eau/roche doit être pris en compte, d'où des rapports très souvent dominés par ceux de l'eau météorique en domaine continental, ou de l'eau de mer pour les fumeurs noirs océaniques.

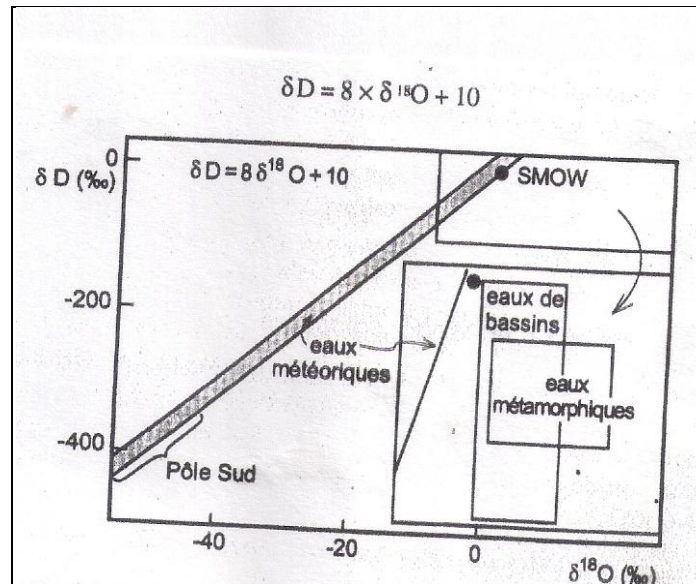


Fig.2. Eaux météoriques (in Vidal P, 1998, d'après Taylor, 1974, Econ. Geol.)

3.2 Cycle endogène

L'oxygène constituant quelque 94% en volume des roches crustales, l'étude de ses isotopes apporte une contribution essentielle à des problèmes aussi variés que les séquences de cristallisation magmatique, l'histoire métamorphique, ou les interactions roches-fluides. D'une façon générale l'importance des fractionnements diminue lorsque la température augmente, le coefficient de fractionnement α étant de la forme ;

$$\ln \alpha \approx 1/T^2 \quad (10)$$

3.2.1 Fractionnement entre minéraux

D'une façon générale, les fractionnements entre minéraux en équilibre sont plus faibles dans les roches volcaniques que dans leurs équivalents plutoniques ; ils sont plus forts dans les roches métamorphiques, et atteignent les valeurs maximales dans les roches sédimentaires.

3.2.2 Fractionnement dans les séries magmatiques

Du fait de la faible valeur des coefficients de fractionnement à haute température, les variations observées au sein d'une même série magmatique sont très limitées. L'existence de variations plus importantes que 1% traduit l'intervention d'autres processus, comme le mélange de magmas, la contamination crustale, les réactions de déshydratation et de décarbonatation ou les interactions eaux-roches. Et de fait les $\delta^{18}\text{O}$ des roches magmatiques présentent des variations considérables. Les MORB ont une gamme très restreinte, entre +5,5 et +6,1‰ avec une moyenne à 5,8. Les basaltes alcalins des îles océaniques (OIB) présentent une gamme légèrement plus forte d'environ 0,5‰ (avec néanmoins des exceptions jusqu'à 7,5). Le manteau océanique est donc très bien caractérisé et ne diffère pas significativement des météorites ordinaires. Les $\delta^{18}\text{O}$ des granites sont compris entre -6,3 et 17‰ ; toutefois la plupart des valeurs sont comprises entre +6 et +14‰. Les valeurs très positives correspondent à une forte contamination crustale, voire à de la fusion crustale plus ou moins pure. Les valeurs inférieures à +6 ‰, et a fortiori inférieures à 0, sont interprétées comme l'indication d'interactions à un niveau peu profond avec des roches crustales appauvries en ^{18}O , ou avec des eaux météoriques ou hydrothermales. La modélisation de l'interaction avec des fluides requiert souvent l'utilisation conjointe des isotopes de l'hydrogène, puisque les bilans de masse de l'oxygène et l'hydrogène entre roches et fluides aqueux sont extrêmement contrastés (Fig.2).

3.2.3 Métamorphisme

Les valeurs et hétérogénéités observées peuvent refléter la complexité lithologique initiale, celle de l'histoire métamorphique, où le rôle des fluides peut être éventuellement considérable, postmétamorphique enfin car des rééquilibrages isotopiques peuvent se produire pendant le refroidissement.

Chapitre 3- ISOTOPES RADIOGÉNIQUES ET GÉOCHRONOLOGIE

1. PRINCIPE DES DATATIONS RADIOMÉTRIQUES

1.1 ÉQUATION DE L'AGE

L'équation de la radioactivité s'écrit (chapitre 1) :

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

où N_0 est le nombre d'atomes radioactifs à $t_0 = 0$. N'_t de l'élément fils peut être mesuré. On a ainsi :

$$(2) \quad N_0 = N_t + N'_t$$

Il vient :

$$(3) \quad N'_t = N_t (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(4) \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N'_t}{N_t} + 1 \right)$$

L'équation (4) est celle qui permet d'obtenir l'âge de la formation d'un milieu après y avoir déterminé le rapport entre le nombre d'atomes d'éléments fils ou radiogénique, et le nombre d'atomes d'éléments père. Elle n'est utilisable concrètement que lorsque les conditions suivantes sont réunies : 1) la constante radioactive est connue avec précision, 2) les éventuels atomes d'éléments fils présents initialement sont pris en compte, 3) le système est resté en permanence chimiquement clos vis-à-vis aussi bien de l'élément père que de l'élément fils : c'est la règle du système clos. Une grande partie des systèmes isotopiques employés couramment échappe à cette règle.

Remarque : *la radioactivité est une horloge atomique absolue, car étant l'effet d'un processus nucléaire, par là même indépendant de l'environnement physico-chimique (pression, température, pH, liaisons chimiques, etc.).*

1.2 LOIS DE DIFFUSION

La connaissance de la mobilité par diffusion des éléments et des isotopes en fonction de la température revêt une grande importance dans des domaines aussi variés que la croissance cristalline à partir d'un magma ou à l'état solide (métamorphisme), la géochronologie des roches métamorphiques ou la persistance des hétérogénéités du manteau.

1.2.1 Rappels

Il existe trois types de diffusion : la diffusion de surface, la diffusion le long des frontières de grains et la diffusion volumique. La diffusion le long des grains l'emporte à basse température sur la diffusion volumique mais lorsque la température croît, le nombre de trajet possibles par unité de volume devient presque infini et le processus volumique domine. Dans les agrégats cristallins de taille millimétrique ou plus, on estime que la diffusion volumique domine les autres types de diffusion à partir des deux tiers du point de fusion. C'est donc à ce processus que l'on prêtera le plus d'attention ici.

La diffusion obéit aux **deux lois de Fick** :

$$J = -D\nabla c \quad (1)$$

Où J est le courant de diffusion, D le coefficient de diffusion (exprimé en cm^2/s), qui représente la facilité de l'égalisation, et ∇c le **gradient de concentration**.

La **deuxième loi** exprime le changement de concentration avec le temps :

$$\frac{dc}{dt} = \nabla(D\nabla c) \quad (2)$$

La dépendance de D en fonction de la concentration peut être négligée, et :

$$\frac{dc}{dt} = D\nabla c \quad (3)$$

L'équation 1 suffit à décrire les régimes en équilibre ; en géochronologie au contraire, la concentration peut varier en fonction du temps, d'où l'utilisation de l'équation 3.

1.2.2 Conditions aux limites et valeurs initiales

La solution des équations de Fick peut être illustrée par le cas de l'argon, car celui-ci est d'intérêt géochronologique et que sa nature gazeuse et neutre facilite l'étude de sa diffusion en laboratoire. On néglige dans un premier temps

l'augmentation de la concentration avec le temps en liaison avec la radioactivité.

Les expériences de laboratoire ont révélé des rétentions extrêmement variables pour l'argon. D'une façon générale, la hornblende est plus rétentive que la muscovite, qui l'est plus que la biotite, le minéral potassique le moins rétentif étant le feldspath potassique.

2. MÉTHODE RUBIDIUM- STRONTIUM

2.1 Distribution de Rb et Sr, radioactivité du Rb

Le Rb, élément alcalin, étant un fidèle compagnon géochimique du K, le rapport K/Rb présente peu de variations naturelles ; il est compris entre 200 et 400 pour la majorité des roches. Le Sr est un alcalino-terreux et suit donc généralement le Ca bien qu'il puisse se substituer au K dans certains minéraux comme les feldspaths potassiques.

Les concentrations en Rb et en Sr dans les principaux types de roches sont données dans le tableau 1

	Rb	Sr
Roches ultrabasiques	0,2	1
Basaltes alcalins	30	500
MORB	1	100
Granites	100-200	100-300

Le Rb possède deux isotopes, le 85 et le 87 ($^{85}\text{Rb} = 72,15\%$ et $^{87}\text{Rb} = 27,85\%$). Seul le ^{87}Rb est radioactif et se transforme en ^{87}Sr par émission β . Sa période de désintégration est très grande ($\approx 50 \text{ Ga}$ soit $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$). Le Sr commun est composé de 4 isotopes : 84, 86, 87 et 88. Les isotopes 84, 86 et 88 ne sont ni radioactifs ni radiogéniques. Les rapports isotopiques $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ sont donc des constantes universelles (0,05658 et 0,1194 respectivement) héritées de la nucléosynthèse.

2.2 Diagramme d'évolution isotopique

L'enrichissement en ^{87}Sr , apprécié par convention par le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, est proportionnel à l'âge et à la teneur en Rb, et inversement proportionnel à la teneur en Sr commun, suivant :

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

Cette équation est de la forme $y = b + ax$ car $(e^{\lambda t} - 1)$ peut être assimilé à λt du fait de la très faible de λ . Dans la **figure 4.1** est représentée l'évolution de la composition isotopique du Sr en fonction du temps pour trois milieux à rapports $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ contrastés. Ce dernier rapport s'obtient facilement à partir des teneurs en Rb et Sr total et de la composition isotopique de celui-ci (pour les milieux riches en Sr commun, elle est proche de $2,8925 \times \text{Rb}/\text{Sr}$).

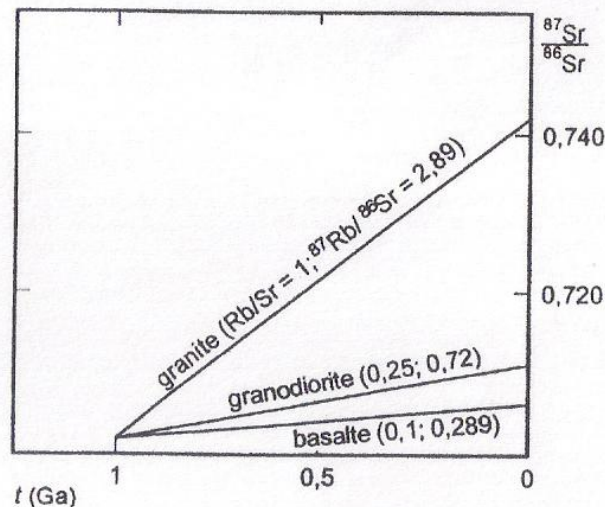


Fig.4.1 Diagramme d'évolution isotopique (ou la pente est égale à $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) pour un basalte, une granodiorite, un granite, différenciés il y a 1Ga à partir d'une souche commune.

2.3 Méthode des isochrones

2.3.1 Principe

L'équation est de la forme $y = b + xa$ si c'est maintenant $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ qui est la variable. Les points représentatifs de plusieurs milieux de même âge et de même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial sont alignés dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ le long d'une droite appelée **isochrone**.

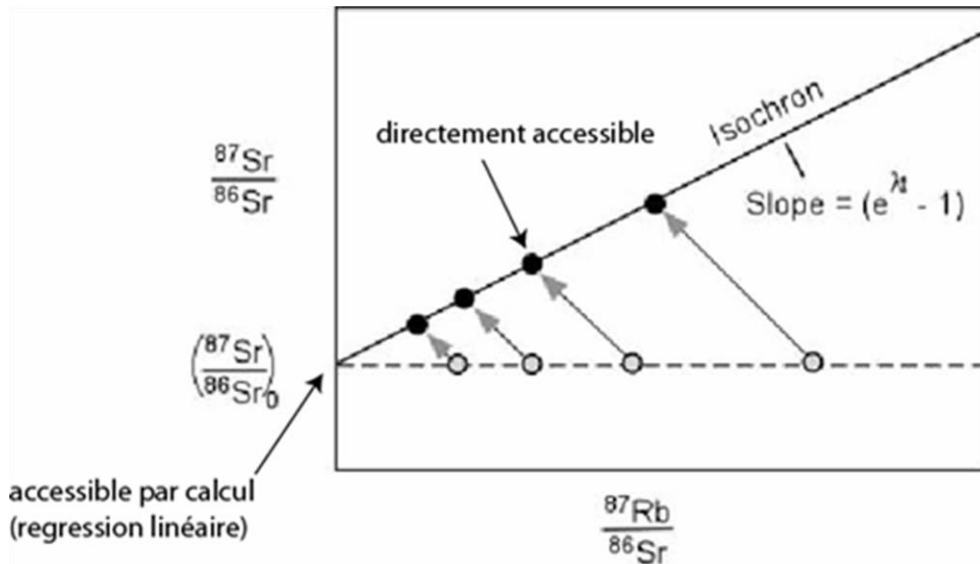
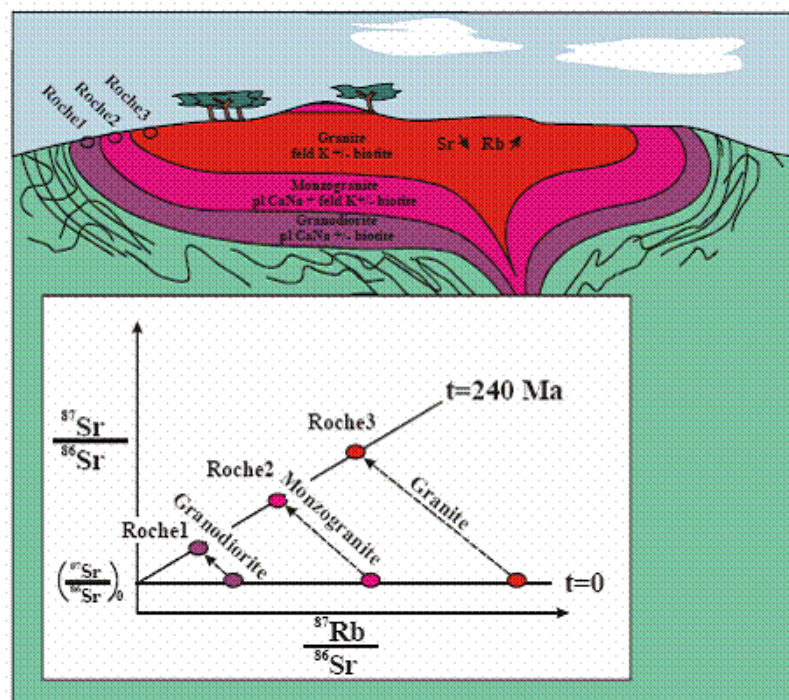


Fig. 1 Diagramme isochrone



Exemple schématique de la répartition du strontium et du rubidium au sein d'une roche de composition granodioritique en fonction des phases minérales présentes. Trois espèces minérales co-génétiques présentent des rapports $\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$ initiaux identiques pour des rapports $\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$ différents. Dans l'exemple, le vieillissement (désintégration progressive du ^{87}Rb en ^{87}Sr) des minéraux permet également d'obtenir une isochrone. La pente de cette droite donne le même âge de formation de 240 Ma que l'isochrone sur roche totale.

La pente est ici égale à $(e^{\lambda t} - 1)$ et l'ordonnée à l'origine est le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, sur la valeur duquel il n'est pas nécessaire de faire une quelconque hypothèse.

Que représente l'âge isochrone dans le cas de roches d'origine magmatique ? Soit un liquide magmatique que le brassage par convection a homogénéisé des points de vue géochimique et isotopique. Il est représenté par un point dans le diagramme isochrone. Le développement des processus de cristallisation fractionnée provoque un étalement des abscisses, puisque le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (c'est-à-dire Rb/Sr) est en première approximation proportionnel au rapport K/Ca. En revanche, la valeur du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ n'est pas affectée par ce processus. Les points représentatifs dans le diagramme sont donc alignés sur une droite de pente nulle. Au cours du refroidissement, la diffusion des isotopes du Sr finit par se produire à une échelle inférieure à la taille de l'échantillon analysé. L'échantillon se conduit en système clos vis-à-vis du système Rb-Sr. Les points représentatifs des échantillons évoluent désormais suivant une droite de pente égale à -1, puisque la disparition d'un atome de ^{87}Rb correspond l'apparition d'un atome de ^{87}Sr . Il y a isochrone lorsque la meilleure droite recoupe tous les rectangles d'incertitude de chaque échantillon. Cela signifie que les trois conditions suivantes ont été remplies : 1) les échantillons ont le même âge, 2) ils ont le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, 3) ils se sont comportés en système clos vis-à-vis du Rb et Sr (commun et radiogénique) depuis leur cristallisation. Si l'une des 3 conditions n'est pas respectée, les points représentatifs sont dispersés. On parle alors d'erreurchrone. Un « indice de déviations pondérés » (MSWD est l'abréviation anglaise) permet de quantifier la qualité d'alignement.

2.3.2 Domaine d'application des isochrones sur roches totales

Les roches acides et intermédiaires sont les plus adaptés à la datation par cette méthode en raison de la valeur relativement élevée et très souvent étalée au sein d'un même massif de leur rapport Rb/Sr. L'âge intervient aussi car les difficultés d'analyse sont d'autant plus réduites que l'âge est ancien ; les roches plus récentes que la centaine de Ma ne sont donc pas abordables en général par cette méthode (les roches hyperalcalines à rapport Rb/Sr très élevé faisant exception). De même les roches basiques, à rapport Rb/Sr faible, sont difficilement datables par cette méthode dans la gamme d'âge Phanérozoïque mais peuvent l'être dans le Précambrien.

2.3.3 Isochrones sur minéraux

Les minéraux essentiels des roches acides peuvent être classés en deux catégories pour ce qui concerne leur rapport Rb/Sr : les micas riches en Rb et pauvres en Sr commun, donc à fort rapport Rb/Sr et les minéraux au contraire pauvres en Rb et riche en Sr commun, donc à faible rapport Rb/Sr, qui sont

essentiellement les feldspaths. Seule parmi les minéraux accessoires, l'apatite, extrêmement pauvre en Rb et riche en Sr, joue un rôle vis-à-vis du couple Rb/Sr.

Lors de la cristallisation d'un magma, les minéraux héritent du rapport isotopique initial de celui-ci. Au temps t_0 , tous les minéraux sont donc alignés avec les roches totales (Fig.4. 3a). Lors d'un événement thermique, le ^{87}Sr radiogénique des micas, situé en position interfoliaire à la place d'un atome de Rb, est mis en mouvement : en effet, aussi bien sa taille, plus petite que celle du Rb, que sa charge (2 au lieu de 1) favorise sa mobilité. Celle-ci obéit aux lois de la diffusion, et dépend donc de la température.

Le ^{87}Sr radiogénique libéré trouve naturellement sa place dans les espèces minérales adjacentes riches en Sr commun comme les feldspaths et l'apatite. Certains minéraux se comportent donc en « donneurs » et d'autres en « accepteurs » (Fig. 4.3b).

La diffusion du ^{87}Sr radiogénique cesse quand tous les minéraux d'un même échantillon sont en équilibre isotopique et ont ainsi acquis le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Graphiquement, l'isochrone des minéraux bascule lors de l'évènement thermique autour du point représentatif de la roche totale de façon à acquérir une pente nulle (Fig. 4.3c). Dès la fin de cet évènement, les minéraux se mettent à nouveau à « vieillir ».

En conclusion, une isochrone de roches totales correspond à la première cristallisation, c'est à dire la mise en place, et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial à celui du magma ; en revanche, une isochrone de minéraux correspond à un évènement thermique, et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ n'a pas de signification car il dépend du rapport Rb/Sr de la roche totale correspondante (Figures 4.3.c et d).

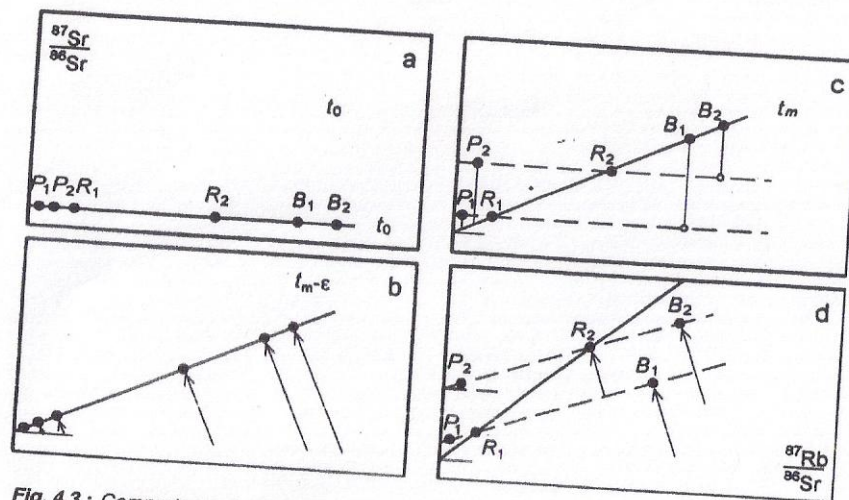


Fig. 4.3 : Comportement différentiel de 2 roches totales (RT) et de leurs minéraux (P : plagioclase, B : biotite). a) correspond à t_0 , b) au temps $t_m - \epsilon$, c) au temps t_m (événement thermique) et d) à l'actuel.

2.4 Géochimie du strontium

L'emploi de la méthode des isochrones de roches totales a permis de constater les variabilités des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux. Les rapports isotopiques sont fonction de la composition chimique intégrée des divers environnements dans lesquels les éléments impliqués ont évolué depuis la formation de la terre. Les informations procurées par les isotopes radiogéniques sont donc instructives de la composition et éventuellement des variations de composition des sources au cours du temps.

C'est sur ce principe qu'est fondé le concept d'isotopes du strontium, traceur naturel. Le champ d'application de la géochimie isotopique du strontium est très vaste. Il concerne l'histoire et la dynamique du manteau, l'évolution du système croûte-manteau, la croissance continentale, les relations entre les différents termes d'une même série magmatique, l'altération et la diagenèse, les tests de mélanges (magmas, sédiments, eaux).

2.4.1 Caractéristiques isotopiques du manteau

Les caractéristiques isotopiques du manteau actuel sont obtenues grâce au volcanisme des dorsales (MORB) et les îles océaniques (OIB) car les risques de contamination sont nuls. A ce stade, il suffit de signaler que ses rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient pour l'essentiel entre 0,702 et 0,706. Il est maintenant possible de délimiter le champ de l'évolution isotopique initial et de la gamme de ses rapports isotopiques actuels. Dans le diagramme d'évolution isotopique (Fig. 4.4), la pente correspondant d'après (1) au rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, on peut donc calculer le rapport Rb/Sr du manteau.

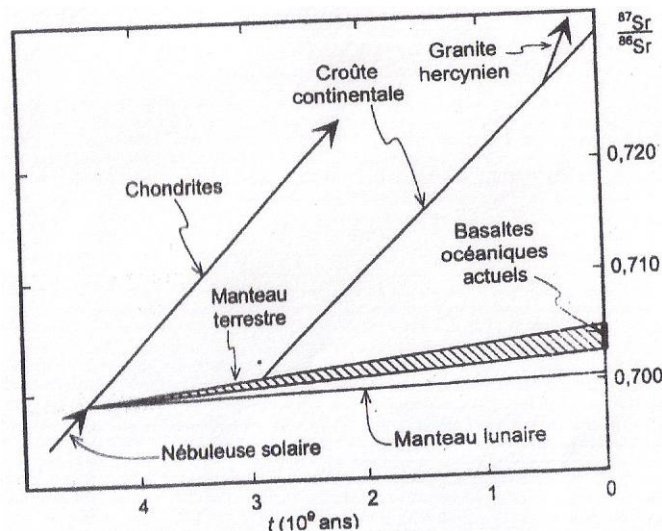


Fig.4.4 Domaines d'évolution isotopique des chondrites, du manteau terrestre et du manteau lunaire, d'un segment de croûte continentale âgé de 3Ga et d'un granite hercynien produit par la fusion de celui-ci (In Vidal P. 1998).

2.4.2 Evolution isotopique d'un segment de croûte

La croûte continentale est enrichie en éléments incompatibles, dont le Rb et le Sr, mais le Rb est encore plus incompatible que le Sr, les rapports Rb/Sr y sont sensiblement plus élevés que ceux du manteau. La croûte continentale ayant une composition moyenne granodioritique, son rapport Rb/Sr est d'environ 0,25 soit 10 fois plus que le manteau. Ses éléments constitutifs les plus acides, tels que les granites, ont des rapports Rb/Sr encore plus élevés, pouvant être supérieurs à 10 et même à 100 dans le cas des roches hyperalcalines. En bref, l'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps dans la croûte continentale est donc beaucoup plus rapide que dans le manteau.

2.2.3.4. Métamorphisme et ouverture du système Rb-Sr

Pour aborder la question de l'utilisation du couple Rb-Sr dans des roches ayant subi un métamorphisme conséquent, il faudra comprendre dans quelle mesure le métamorphisme aura « réouvert le système » (qu'il ai lieu en système chimiquement fermé ou non (métasomatose) et quelle est l'échelle affectée par cette « réouverture » (un système isotopique peut être considéré comme ouvert à l'échelle d'un cristal, d'un échantillon, et clos à l'échelle d'un massif). Cette notion de « réouverture » sera très rapidement associée à une seconde notion portant cette fois sur la nouvelle « fermeture » du système qui se mettra alors de

nouveau à « vieillir » : désintégration du ^{87}Rb en ^{87}Sr et donc création de ^{87}Sr radiogénique (^{87}Sr qui provient de la désintégration du ^{87}Rb).

En effet, lors d'un épisode métamorphique la roche va se modifier d'un point de vue minéralogique, certains éléments vont de nouveau être libérés (diffusion...), et la nouvelle paragenèse s'équilibrera du point de vue isotopique. Le degré de métamorphisme nécessaire pour affecter ces roches dépendra alors de la minéralogie qui les constitue, ce degré de métamorphisme se caractérisera espèce minérale par espèce minérale par une température de « fermeture » propre à chaque espèce (muscovite : 250°C, Biotite : 300°C, Amphibole : 400-500°C, feldspath : 500°C...). D'un point de vue géochronologique, un épisode métamorphique conséquent se caractérisera par une réhomogénéisation isotopique des lithologies, redistribuant les différents isotopes du strontium : les roches (ou les minéraux) présentent de nouveaux des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identiques mais plus hauts que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial prévalent lors de la mise en place du massif (il y a eu ajout de ^{87}Sr radiogénique durant le vieillissement naturel des roches avant l'épisode métamorphique).

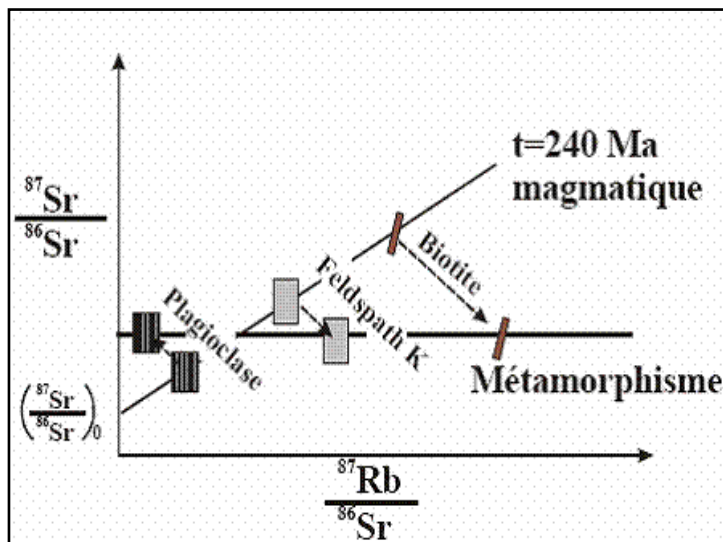


Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les échantillons analysés en roche totale d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à t =actuel). Les roches se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle. Le nouveau rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est plus haut que le rapport initial magmatique en raison de la proportion plus élevée de ^{87}Sr radiogénique dans le système.

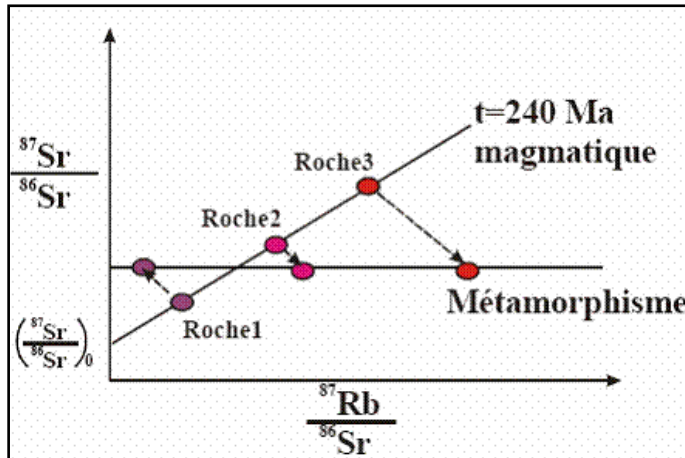


Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une roche d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à t =actuel). Les minéraux se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle. Le nouveau rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est plus haut que le rapport initial magmatique de la roche en raison de la proportion plus élevée de ^{87}Sr radiogénique dans le système

Ces nouveaux systèmes isotopiquement réhomogénéisés vieilliront naturellement, au bout d'un temps t , on observera de nouveau une pente à l'alignement des échantillons dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dont l'âge recalculé correspondra à l'âge du métamorphisme. Le système peut également n'être que partiellement ouvert lors d'un épisode métamorphique. Si la diffusion d'éléments n'excède pas quelques millimètres en distance (absence de fluide faisant office de « catalyseur » du déplacement) le système isotopique peut être considéré comme étant resté fermé à l'échelle d'un échantillon (dont la taille est supérieure à 10 cm) alors qu'à l'échelle millimétrique, les différences espèces minérales se seront rééquilibrées localement.

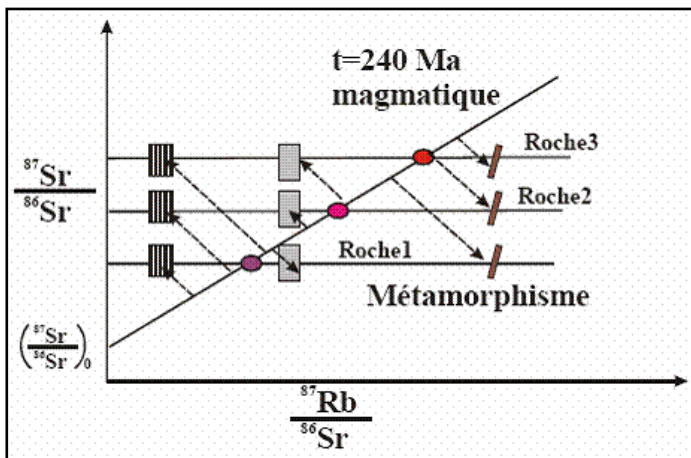


Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à t =actuel). Les minéraux se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle pivotant autour de la position de l'analyse en roche totale. Les roches totales conservent leur alignement sur l'isochrone 240Ma.

Ces nouveaux systèmes isotopiquement réhomogénéisés à l'échelle minérale uniquement vieilliront naturellement, au bout d'un temps t , on observera de nouveau une pente à l'alignement des minéraux constitutifs de chaque échantillon dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dont l'âge recalculé correspondra à l'âge du métamorphisme. Néanmoins, les roches totales n'ayant pas subi de perturbation à leur échelle lors de l'épisode métamorphique demeureront alignées sur une isochrone dont l'âge correspondra toujours à l'âge magmatique.

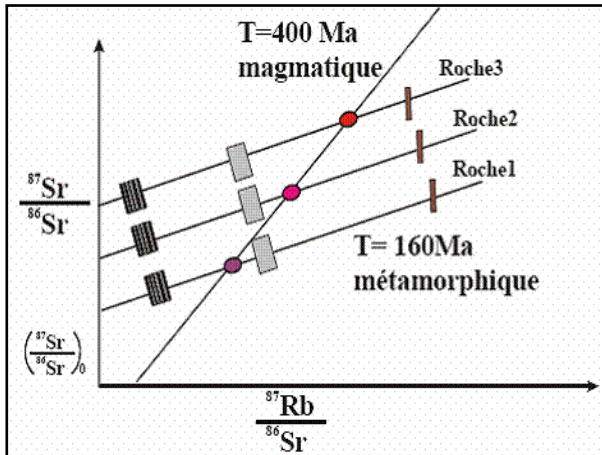


Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique datant de 400 Ma et subissant un métamorphisme il y a 160 Ma.

Ces propriétés d'homogénéisation isotopique à l'échelle minérale au cours d'un épisode métamorphique pourront être utilisées également pour dater des roches métamorphiques qui n'ont plus de protolithe (magmatique) identifiable. Des gneiss, des migmatites, des micaschistes ou en des granulites ou des éclogites pourront être datés par isochrone sur minéraux séparés.

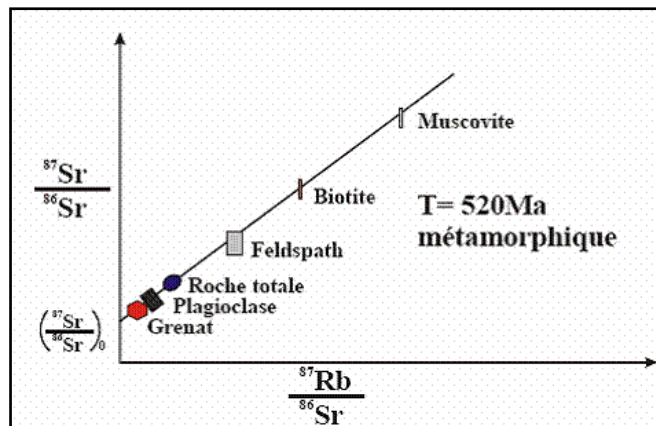


Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une paragenèse unique d'une roche métamorphique (micaschiste feldspathique à grenat) dont la genèse est associée à un épisode datant de 520 Ma.

Remarque

Un alignement dans un diagramme isochrone qui n'est pas interprété comme un âge géologique devient une « fausse isochrone » ou une erreurchrone.

CONCLUSION

Conditions requises en géochronologie

- 1) *N et D ont évolué par le seul résultat de la désintégration. **Le système est resté chimiquement clos** (pas de pertes, ni de gains d'isotopes pères ou d'isotopes fils, excepté par désintégration).*

- 2) *La constante de désintégration est précisément connue.*

- 3) *L'isochrone ne correspond pas à une droite de mélange.*

- 4) *Les données analytiques sont suffisamment précises.*

Chapitre III- ISOTOPES RADIOGENIQUES ET GEOCHRONOLOGIE (Suite)

3. MÉTHODE SAMARIUM-NEODYME

Le système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd ce qui n'était pas le cas des systèmes utilisés jusqu'alors. De plus ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations post mise en place, autant en domaine superficiel que métamorphique.

Le **Néodyme** (symbole : Nd) possède de nombreux isotopes ($Z = 60$ et $126 < A < 161$; $M = 144,24$). Seuls 5 sont stables dans la nature (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd et ^{148}Nd) et 2 possèdent une demi-vie très longue (^{144}Nd et ^{150}Nd), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{143}Nd provient pour partie de la désintégration a du ^{147}Sm .

Isotope	Demie-vie	Abondance en %
<i>Nd-142</i>	<i>Stable</i>	<i>27,11</i>
<i>Nd-143</i>	<i>Stable</i>	<i>12,17</i>
<i>Nd-144</i>	<i>$2,29 \times 10^{15}$ ans</i>	<i>23,85</i>
<i>Nd-145</i>	<i>Stable</i>	<i>8,30</i>
<i>Nd-146</i>	<i>Stable</i>	<i>17,22</i>
<i>Nd-147</i>	<i>10,98 jours</i>	
<i>Nd-148</i>	<i>Stable</i>	<i>5,73</i>
<i>Nd-149</i>	<i>1,728 heures</i>	
<i>Nd-150</i>	<i>6.8×10^{18} ans</i>	<i>5,62</i>
<i>Nd-151</i>	<i>90 jours</i>	

Le **Samarium** (symbole : Sm) possède de nombreux isotopes ($Z = 62$ et $130 < A < 165$; $M = 150,36$). Seuls 6 sont stables dans la nature (^{144}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm et ^{154}Sm), et 1 possède une demi-vie très longue (^{147}Sm). Les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont des abondances dans la nature négligeables. Le ^{147}Sm est radiogénique et se désintègre en ^{143}Nd par radioactivité α .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Sm-144</i>	<i>Stable</i>	<i>3,09</i>
<i>Sm-145</i>	<i>340 jours</i>	
<i>Sm-146</i>	<i>10,3.10⁷ ans</i>	
<i>Sm-147</i>	<i>1,06.10¹¹ ans</i>	<i>14,97</i>
<i>Sm-148</i>	<i>Stable</i>	<i>11,24</i>
<i>Sm-149</i>	<i>Stable</i>	<i>13,83</i>
<i>Sm-150</i>	<i>Stable</i>	<i>7,44</i>
<i>Sm-151</i>	<i>90 jours</i>	
<i>Sm-152</i>	<i>Stable</i>	<i>26,72</i>
<i>Sm-153</i>	<i>46,7 heures</i>	
<i>Sm-154</i>	<i>Stable</i>	<i>22,71</i>
<i>Sm-155</i>	<i>22,3 minutes</i>	

Dans le cas du couple ^{147}Sm - ^{143}Nd , l'équation (5) devient :

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_0 + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\text{avec } \lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$$

Pour permettre la résolution de cette équation dans un système naturel, chaque terme est normalisé au nucléide stable ^{144}Nd .

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}_0}{^{144}\text{Nd}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}(e^{\lambda t} - 1)$$

3.1 Géochimie du Sm et du Nd

Le **samarium** et le **néodyme** sont deux terres rares (ou lanthanides) intermédiaires, le néodyme s'apparente plus aux terres rares légères alors que le samarium est une terre rare intermédiaire.

Ces deux éléments ont des comportements très proches. Ils sont généralement incompatibles avec la plupart des espèces minérales. Leur fractionnement mutuel peut avoir lieu entre des espèces présentant classiquement des enrichissements en terres rares légères ($\text{Sm}/\text{Nd} < 1$; ex : plagioclase, clinopyroxène) et des espèces présentant tout aussi classiquement un enrichissement significatif en terres rares lourdes ($\text{Sm}/\text{Nd} > 1$; ex : orthopyroxène, grenat). Néanmoins, la demi-vie très longue du ^{147}Sm est à l'origine d'une faible production de ^{143}Nd , facteur limitant pour son utilisation en géochronologie car nécessitant des précisions analytiques accrues.

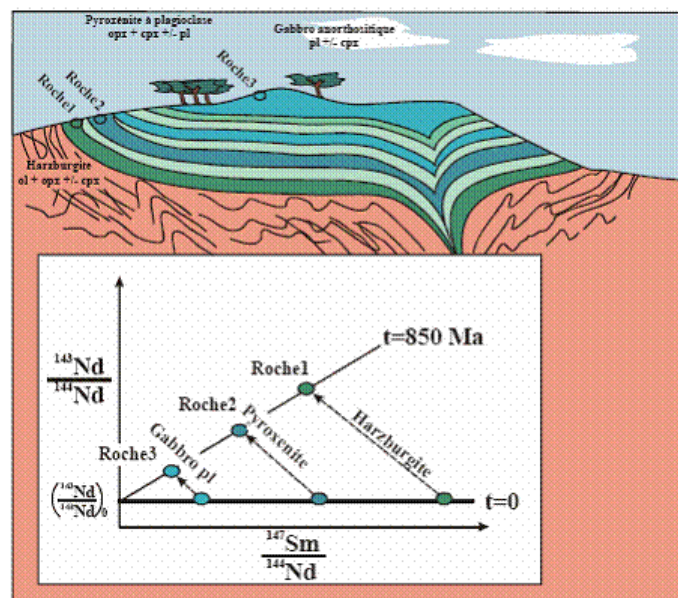
D'une manière générale, les roches granitiques présentent un enrichissement significatif en terres rares légères et donc des gammes de rapports Sm/Nd faibles alors que les roches mantelliques ainsi que les roches mafiques et ultramafiques présentent respectivement un appauvrissement en terres rares légères ou des

spectres plats d'où des gammes de rapports Sm/Nd importantes justifiant alors l'utilisation de cette méthode.

Au cours d'un processus de cristallisation fractionnée (donnant un complexe stratiforme des cumulats mafiques-ultramafiques par exemple), il existera des variations significatives de concentration en samarium et néodyme au sein des différents termes de la séquence lithologique litée. Les différences de comportement entre ces deux éléments se traduiront à leur tour par des variations importantes du rapport Sm/Nd et ainsi du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Les premières lithologies issues de la cristallisation fractionnée sont plus riches en orthopyroxène (+/- grenat dans les domaines granulitiques) et donc plus riches en Sm, alors que dans les derniers liquides résiduels et les minéraux qui se formeront à partir de ces liquides, la concentration en Sm diminue et la concentration en Nd augmente tout comme les proportions de plagioclase et de clinopyroxène. L'importance du grenat comme piège à terres rares (préférentiellement les terres rares lourdes) justifie également son utilisation fréquente dans les roches métamorphiques sur minéraux séparés (e.g. isochrone biotite-roche totale-grenat).

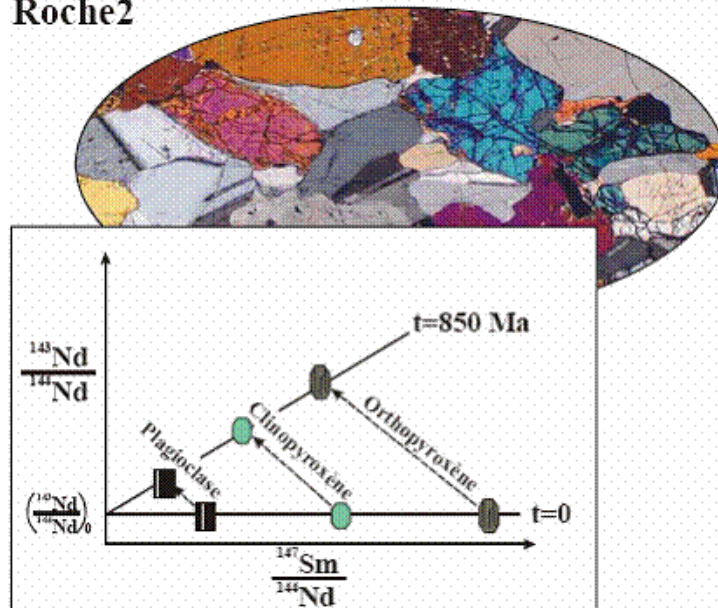
Dans l'exemple suivant, la roche 1 de composition harzburgitique est plus riche en Sm et plus pauvre en Nd que la roche 2 pyroxénitique et que la roche 3 anorthositique. Les rapports Sm/Nd (et bien entendu $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) seront plus élevés dans les roches harzburgitiques que gabbroïques.



Exemple schématique de la répartition du samarium et du néodyme au sein d'une intrusion stratiforme mafique-ultramafique en fonction des différentes lithologies. Trois roches co-génétiques présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initiaux identiques pour des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ différents. Dans l'exemple, le vieillissement (désintégration progressive du ^{147}Sm en ^{143}Nd) des roches permet d'obtenir une isochrone. La pente de cette droite donne un âge de formation du massif de 850 Ma.

Tout comme pour le couple Rb-Sr, ce même raisonnement peut être tenu à l'échelle de l'échantillon et non plus à l'échelle du massif. Si l'on s'intéresse à l'échantillon de pyroxénite à plagioclase de l'exemple précédent, au cours d'un processus de cristallisation il existera des variations significatives de concentration en samarium et en néodyme au sein des différents minéraux constitutifs de cette roche. Les différences de comportement entre le samarium et le néodyme traduiront donc par des variations significatives du rapport Sm/Nd et ainsi du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre les différentes phases. Les plagioclases sont plus riches en terres rares légères et donc plus riches en Nd, alors que dans les clinopyroxènes et surtout l'orthopyroxène sont plus pauvres en Nd et plus riches en Sm.

Roche2



Exemple schématique de la répartition du samarium et du néodyme au sein d'une roche de composition pyroxénite à plagioclase en fonction des phases minérales présentes. Trois espèces minérales co-génétiques présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initiaux identiques pour des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ différents. Dans l'exemple, le vieillissement (désintégration progressive du ^{147}Sm en ^{143}Nd) des minéraux permet également d'obtenir une isochrone. La pente de cette droite donne le même âge de formation de 850 Ma que l'isochrone sur roche totale.

Rappel :

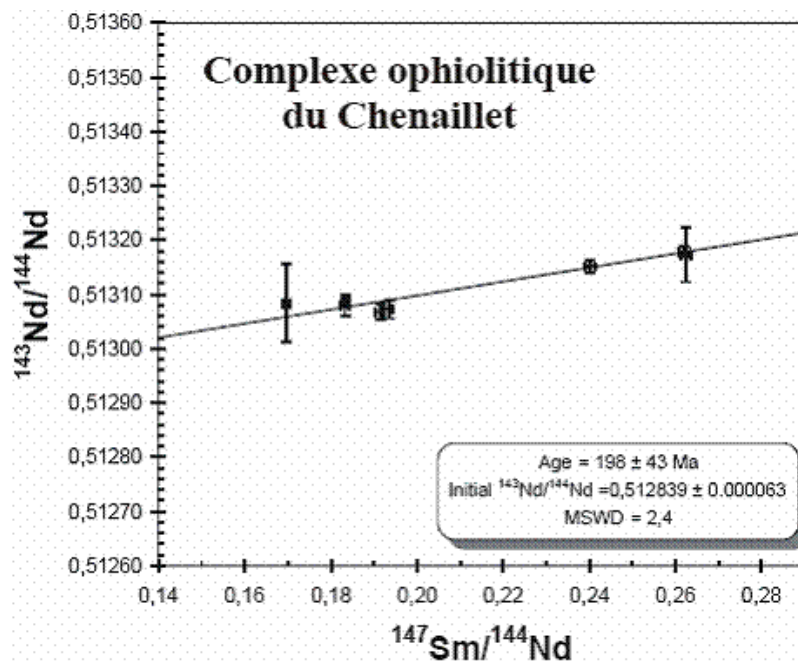
Tout comme pour le strontium, et comme pour tout système géochronologique basé sur l'utilisation d'isotopes radiogéniques, l'utilisation d'un diagramme de type isochrone ne peut se faire que si le caractère co-génétique des entités (roche totale et/ou minéraux séparés) a été établi clairement. Au contraire, l'obtention d'une isochrone valable (âge contrôlé par une méthode différente) sur une série d'échantillons mal contraints peut permettre d'établir leur co-généité (même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial).

3.2 Exemple de datations

La méthode Sm-Nd a été utilisée pour dater les gabbros du Chenaillet (Costa et Caby, 2001) à 198 millions d'année (jurassique basal). En effet, contrairement au rubidium et au strontium (méthode Rb-Sr) qui peuvent aisément être mobiles au fond de l'océan, Sm et Nd sont immobiles dans la plupart des processus. Ils donnent ainsi la signature isotopique originelle du magma et de la source qui l'a engendré.

Lithologies	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ 5%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ
cumulat	0,25	0,79	0,1914	0,000957	0,513069	0,000015
ferrogabbro	19,5	64,31	0,1834	0,000917	0,513087	0,000010
doublon	19,35	63,88	0,1832	0,000916	0,513080	0,000020
ferrogabbro	2,15	4,96	0,2624	0,001312	0,513173	0,000050
doublon	2,14	4,93	0,2621	0,0013105	0,513179	0,000010
leucogabbro	0,6	1,86	0,1934	0,000967	0,513073	0,000017
gabbro	1,3	3,27	0,2402	0,001201	0,513152	0,000010
gabbro	2,46	8,76	0,1697	0,0008485	0,513084	0,000072

Données Sm-Nd en roche totale de différents gabbros du massif ophiolitique du Chenaillet (France). Les 2σ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ recalculés ont été maximisé dans le présent exemple à 5% de la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculé. Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les échantillons en roche totale du massif ophiolitique du Chenaillet (France).



Ces données s'alignent sur une droite isochrone dont la pente donne un âge de 198 +/- 43 Ma (2σ) pour un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial de 0,512839 +/- 0,000063.

La méthode Sm-Nd est également très couramment utilisée pour dater des assemblages minéralogiques à grenat, qu'il s'agisse d'un métamorphisme régional ou de contact comme dans le cas des micaschistes à grenat de la région canadienne des « Central Coast Mountains » (Stowell et Tinkham, 2003). Dans cet

exemple, deux échantillons ont fait l'objet d'une séparation minéralogique, la roche totale, la matrice (roche totale-grenat) et le grenat ont été mesurés séparément. Les deux roches donnent des isochrones pour un âge de 89 Ma.

Lithologies	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ 5%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ
GL02-G2						
grenat cœur	3,304	0,686	2,91790	0,0729475	0,514092	0,000019
grenat bord	2,440	0,363	4,16178	0,1040445	0,514813	0,000015
roche totale	4,435	20,473	0,13130	0,0032825	0,512463	0,000020
matrice	2,956	15,915	0,11498	0,0028745	0,512443	0,000010
GL03-G4						
grenat cœur	5,150	1,035	3,01700	0,0754250	0,514172	0,000102
grenat bord	1,594	0,230	4,20930	0,1052325	0,514828	0,000064
roche totale	2,658	10,162	0,15850	0,0039625	0,512475	0,000018
matrice	2,658	10,862	0,14830	0,0037075	0,512476	0,000016

Données Sm-Nd en roche totale et minéraux séparés de deux échantillons de micaschistes à grenat issus d'un épisode de métamorphisme de contact associé à la mise en place de la chaîne orogénique de la côte centrale (Canada). Les 2σ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ recalculés ont été maximisé dans le présent exemple à 2.5% de la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculé.

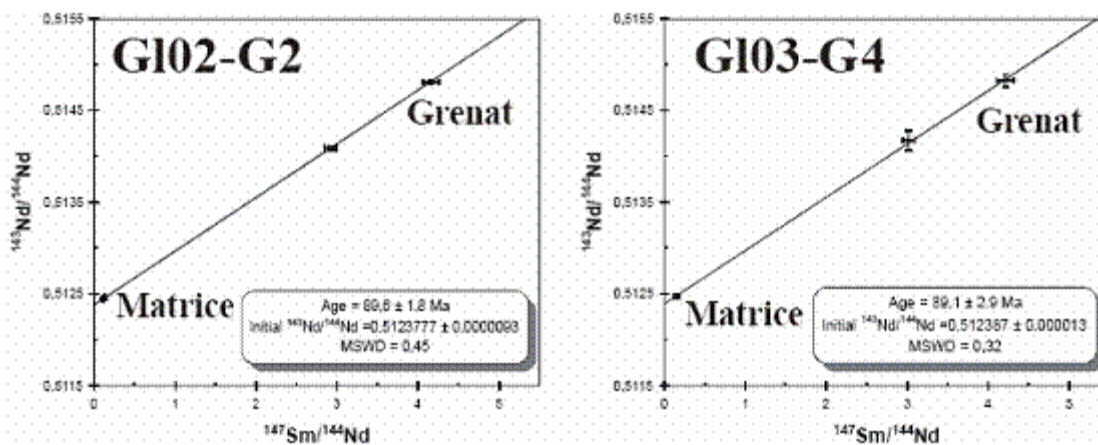


Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux séparés de micaschistes à grenat issus d'un épisode de métamorphisme de contact associé à la mise en place de la chaîne orogénique de la côte centrale (Canada). Ces données s'alignent sur deux droites isochrones dont la pente donne un âge commun métamorphique de $89,5 \pm 3$ Ma (2σ)

3.3 ϵNd et âges modèles

Certains types de météorites, (Météorites Chondritiques), sont considérés comme des exemples de matériel primordial du système solaire qui ne sont pas devenus partie intégrante d'une planète tellurique. Leurs systèmes isotopiques [e.g. $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$] sont restés isolés depuis la formation du système solaire (il y a à peu près 4,6.109 années).

En terme de raisonnement isotopique du système chondritique, nous pouvons installer un modèle quantitatif simple (équation 5) pour illustrer l'évolution des rapports isotopiques de ces roches. Dans le cas du couple $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ on se référera à l'équation du chapitre 3, connaissant le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel, il est alors possible de recalculer ce rapport pour n'importe quelle valeur de t ($0 < t < 4,6.10^9$ ans). La valeur de λ étant très inférieure à 1 ($\lambda = 6,54.10^{-12}$ an $^{-1}$) et l'âge de la Terre de $4,6.10^9$ ans, la valeur de λt demeure également très inférieure à 1 : l'évolution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se fera de manière presque linéaire.

En effet, nous pouvons décomposer l'expression globale (c.f. § chap.3) en polynômes, l'expression élément devient :

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + (\lambda t)^2/2! + (\lambda t)^3/3! + (\lambda t)^4/4! + \dots$$

$$\text{soit : } e^{\lambda t} - 1 \approx \lambda t$$

Ce qui nous permet alors de donner une approximation de l'évolution de notre système Sm/ Nd par l'expression suivante :

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}_0}{^{144}\text{Nd}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}(\lambda t)$$

Ce modèle est appelé le modèle **CHUR** (**Chondritic Uniform Reservoir** d'après DePaolo et Wasserburg, 1976 : Réservoir Chondritique Uniforme), il représente l'évolution isotopique d'un système qui a conservé son caractère isolé depuis la création du système solaire.

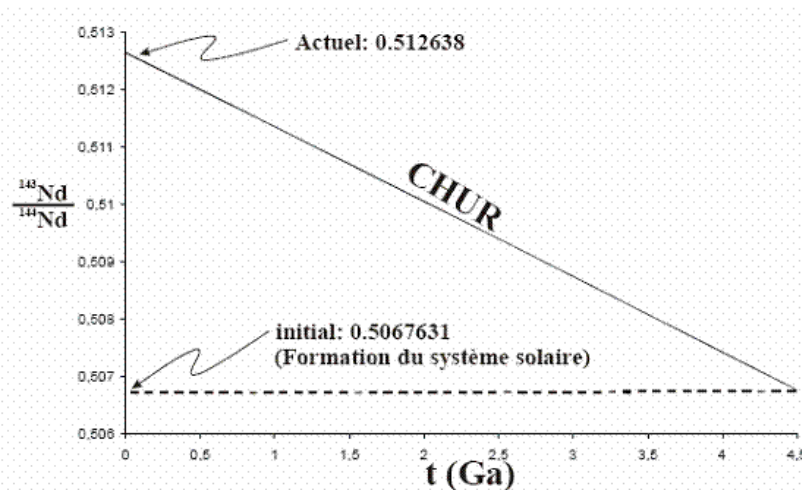


Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Si l'on examine les rapports actuels $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et que ceux-ci sont différents du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la valeur du CHUR actuel, c'est que le corps source des roches considérées s'est séparé du modèle CHUR à un temps TCHUR

dans le passé pour ensuite évoluer séparément. Ceci peut être modélisé comme suit :

Echantillon de roche :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{roche}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} (e^{\lambda t} - 1)$$

et pour le CHUR :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{CHUR}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Dans l'hypothèse d'une séparation entre le modèle CHUR et la source de l'échantillon considéré (e.g. séparation croûte-manteau) à un temps TCHUR dans le passé, alors jusqu'à ce temps TCHUR nous avons égalité des rapports isotopiques, soit :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{roche}}$$

En réunissant les deux équations précédentes, nous obtenons :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1)$$

L'âge du découplage (TCHUR) est alors donné par l'expression suivante :

$$\frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{roche}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} + 1} \right) = T_{\text{CHUR}}$$

Avec ce modèle, nous voyons maintenant qu'un échantillon présentant un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus important ou plus petit que le CHUR indique qu'à un âge « modèle » TCHUR dans le passé, la source de l'échantillon a été séparé du CHUR et s'est mise à évoluer indépendamment.

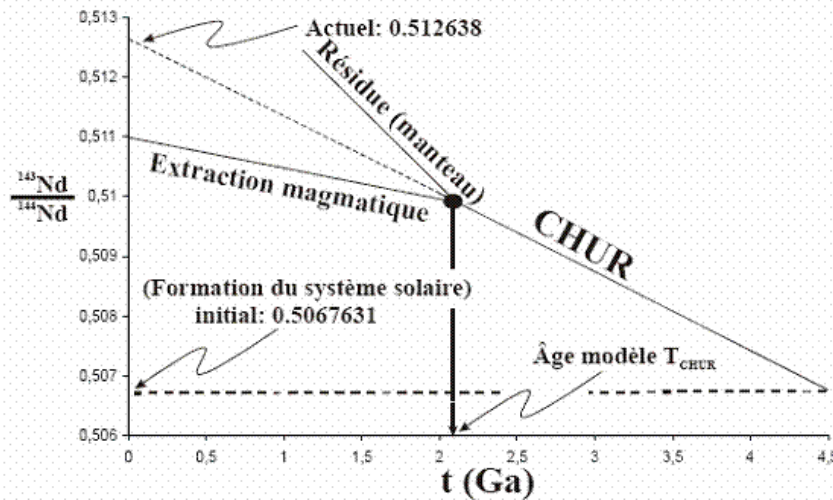


Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Pour un échantillon présentant un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel différent de 0,512638 (CHUR), il est possible de recalculer l'âge pour lequel les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon et du CHUR sont identiques. Cet âge (T_{CHUR}) ne correspond que très rarement à une quelconque réalité géologique, il s'agit d'un âge modèle.

Typiquement, les échantillons mantelliques présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus importants que le CHUR (enrichis en ^{143}Nd radiogénique), alors que les échantillons crustaux présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus petits que le CHUR (appauvris en ^{143}Nd radiogénique). Dans un modèle d'évolution planétaire simplifié, le réservoir chondritique uniforme se scinde donc dès les premiers incréments de croissance crustale en deux réservoirs : un manteau restitique ou DM *Depleted Mantle* (enrichi en ^{143}Nd radiogénique) et un domaine crustal (appauvri en ^{143}Nd radiogénique). Classiquement, depuis l'archéen, les magmas issus d'une source mantellique ne sont donc plus issus d'un réservoir CHUR mais d'un réservoir de type DM (i.e. MORB *Midle Oceanic Ridge Basalt*). Dans ce second modèle, il est également possible de calculer un âge théorique d'extraction de la source DM tout comme nous venons de le voir pour une source de type CHUR. Ce nouvel âge « modèle » est appelé TDM, il dépend alors très fortement des différents modèles de croissance crustale, qui ne sont plus pour la plupart linéaires (extraction progressive de magma depuis un manteau de plus en plus appauvri).

Les variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ étant relativement modestes (^{147}Sm est un nucléide possédant une demi-vie très longue), on utilise couramment une notation ϵ (epsilon), « mesurant » l'écart entre la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roche mesurée et la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du CHUR au même âge. La mesure de cet écart présente l'avantage de comparer plus facilement les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ avec $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(\text{actuel}) = 0,512638$.

$$\epsilon_{\text{Nd}^{143}\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roche}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^{\text{actuel}}} - 1 \right) * 10^4 \quad \epsilon_{\text{Nd}^{143}\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roche}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right) * 10^4$$

Il est bien entendu possible (et souvent nécessaire) de recalculer la valeur de cet ϵ à l'âge de formation de la roche. Il est alors nécessaire de recalculer également le rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) CHUR(t) à ce temps t. L'erreur analytique sur l' ϵ est typiquement de +/- 0,5.

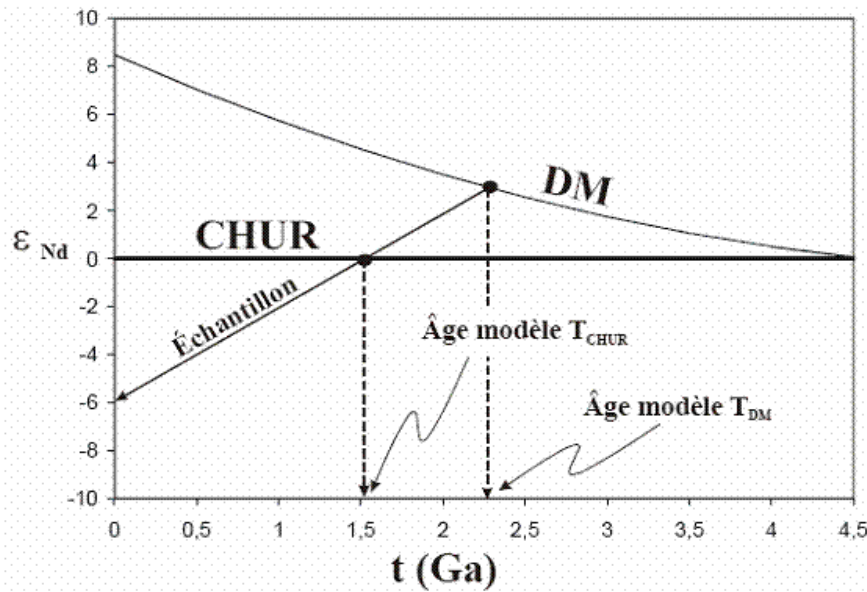


Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR et le modèle DM (Depleted Mantle), noter l'évolution horizontale du CHUR (normalisé à lui-même=0), et l'évolution en polynôme du second degré du DM ($0,25t^2 - 3t + 8,5$ avec t en Ga d'après DePaolo, 1988).

Il est également possible d'utiliser cette notation pour mesurer l'écart de la composition isotopique du strontium par rapport à celle du manteau, supposé homogène, par un ϵ_{Sr} défini par l'expression suivante :

$$\epsilon_{\text{Sr,roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{roche}}}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{UR}}} - 1 \right) * 10^4$$

où UR signifie *Uniform Reservoir* (Réservoir mantellique supposé uniforme). La valeur du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) UR (actuel) est déterminée grâce à « l'alignement mantellique » dans le diagramme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) versus ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), elle est de 0,7045.

4. SYSTÈME LUTÉTIUM-HAFNIUM

4.1 Isotopes du Lu et du Hf, parentés

Le **Lutéti** (symbole : Lu) possède de nombreux isotopes ($Z = 71$ et $150 < A < 184$; $M = 174,967$). Seuls 1 est stable dans la nature (^{175}Lu) et 1 possèdent une demi-vie très longue (^{176}Lu), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{176}Lu est radiogénique et se désintègre en ^{176}Hf par radioactivité β^- .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Lu-172</i>	<i>6,7 jours</i>	
<i>Lu-173</i>	<i>1,37 ans</i>	
<i>Lu-174</i>	<i>3,31 ans</i>	
<i>Lu-175</i>	<i>Stable</i>	<i>97,41</i>
<i>Lu-176</i>	<i>$3,59 \times 10^{10}$ ans</i>	<i>2,59</i>
<i>Lu-177</i>	<i>6,634 jours</i>	
<i>Lu-178</i>	<i>28,4 minutes</i>	
<i>Lu-179</i>	<i>4, 59 heures</i>	

Le **Hafnium** (symbole : Hf) possède également de très nombreux isotopes ($Z = 72$ et $154 < A < 188$; $M = 178,49$). Seuls 5 sont stables dans la nature (^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf et ^{180}Hf), et 1 possède une demi-vie très longue (^{174}Hf). Les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont des abondances dans la nature négligeables. Le ^{176}Hf provient pour partie de la désintégration β^- du ^{176}Lu .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Hf-174</i>	<i>$2,0 \times 10^{15}$ ans</i>	<i>0,16</i>
<i>Hf-175</i>	<i>70 jours</i>	
<i>Hf-176</i>	<i>Stable</i>	<i>5,26</i>
<i>Hf-177</i>	<i>Stable</i>	<i>18,6</i>
<i>Hf-178</i>	<i>Stable</i>	<i>27,28</i>
<i>Hf-179</i>	<i>Stable</i>	<i>13,62</i>
<i>Hf-180</i>	<i>Stable</i>	<i>35,08</i>
<i>Hf-181</i>	<i>42,39 jours</i>	
<i>Hf-182</i>	<i>9×10^6 ans</i>	
<i>Hf-183</i>	<i>1,067 heures</i>	

Dans le cas du couple ^{176}Lu - ^{176}Hf , l'équation (5) devient :

$$^{176}\text{Hf} = ^{176}\text{Hf}_0 + ^{176}\text{Lu}(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\text{avec } \lambda = 1,93 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

Pour permettre la résolution de cette équation dans un système naturel, chaque terme est normalisé au nucléide stable ^{177}Hf .

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} = \frac{{}^{176}\text{Hf}_0}{{}^{177}\text{Hf}} + \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}}(e^{\lambda t} - 1)$$

4.2 Géochimie du Lu et du Hf

Jusqu'à aujourd'hui, ce système reste relativement peu utilisé pour la géochronologie, principalement en raison des difficultés analytiques, mais également pour d'autres raisons. Dans le cas de l'Hf, les températures exigées pour l'ionisation sont très hautes; en conséquence l'efficacité d'ionisation par ionisation thermique est basse, rendant ces analyses difficiles par cette méthode.

Le lutétium est la plus lourde des terres rares, avec une valence de +3 et un rayon ionique de 0,93Å, alors que le hafnium est un membre des éléments du groupe IVB tout comme le zirconium et le titane. Les trois éléments montrent quelques similitudes chimiques, ces similitudes sont très marquées dans le cas du Zr et de l'Hf. En effet, l'hafnium a un rayon ionique de 0,71Å (en coordinence 6) et de 0,83Å (en coordinence 8) et une valence de +4 (la similitude est alors particulièrement marquante entre le Hf et le Zr qui présente un rayon ionique pour Zr^{4+} de 0,72Å (en coordinence 6) et de 0,84 Å (en coordinence 8); le rayon de Ti^{4+} est beaucoup plus petit (0.61Å)). Le rapport Lu/Hf est assez faible dans les roches terrestres car l'abondance du lutétium y est généralement inférieur à 1 ppm, celle du hafnium pouvant atteindre la dizaine de ppm. Le système Lu-Hf est assez comparable au système Sm-Nd, car Lu et Hf sont deux incompatibles avec la plupart des espèces minérales, mais Hf l'est plus que Lu (son incompatibilité est très semblable à celle du Sm).

Le système Lu- Hf partage plusieurs des avantages du système Sm-Nd: ce sont des éléments relativement insolubles et immobiles, ils sont de plus réfractaires et par conséquent le rapport de Lu/Hf de la terre doit être très comparable à celui des chondrites. Il est donc tout à fait logique de définir une valeur ϵ_{Hf} de la même manière que nous avons défini une valeur de ϵ_{Nd} :

$$\epsilon_{\text{Hf,roche}} = \left(\frac{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{roche}}}{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_t} - 1 \right) * 10^4$$

Le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ chondritique actuel est 0,282772 (Blishert-Toft et Albarède, 1997) quand le rapport $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ est normalisé à 0,7325. Cependant, la similitude du rapport Lu/Hf entre la Terre et les chondrites n'est pas fiable que pour le couple Sm/Nd simplement parce le Sm et le Nd en tant que terres rares se comportent très pareillement, alors que l'hafnium qui n'est pas une terre rare et

diffère dans son comportement du Lu. De la même manière que pour le néodyme, il est possible de définir des âges modèles TCHUR et TDM pour l'hafnium.

Néanmoins, le système Lu-Hf présente plusieurs avantages par rapport au système Sm-Nd. Tout d'abord parce que la demi-vie de ^{176}Lu est plus courte que celle de ^{147}Sm (37 Ga contre 108 Ga) et parce que la gamme des rapports de Lu/Hf dans les roches et les minéraux est plus grande que celle du rapport Sm/Nd, les variations de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et ϵHf sont plus grandes que celles du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et de ϵNd . En second lieu, en raison de la similitude de comportement chimique entre l'Hf et le Zr, l'Hf est concentré dans le zircon qui est un minéral très résistant aux changements d'environnement.

4.3 Exemple de datation

Tout comme la méthode Sm-Nd, la méthode Lu-Hf est utilisée pour dater des assemblages minéralogiques à grenat. Dans l'exemple suivant (Lapen et al. 2004), plusieurs échantillons éclogitiques d'ultra haute pression ont fait l'objet d'une séparation minéralogique, la roche totale, le grenat, l'amphibole bleu et le clinopyroxène ont été mesurés séparément. Les différents minéraux et roches totales donnent une isochrone unique pour un âge de 46,4 Ma.

échantillon	type	Lu (ppm)	Hf (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ 0,5%	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ
2H-93	garnet1	3,21	2,01	0,2276	0,001138	0,283310	0,000006
2H-93	garnet1			0,2276	0,001138	0,283311	0,000005
2H-93	garnet1			0,2276	0,001138	0,283310	0,000004
2H-129	whole rock1	0,36	3,16	0,0164	0,000082	0,283115	0,000007
2H-129	whole rock1			0,0164	0,000082	0,283117	0,000007
2H-129	whole rock1			0,0164	0,000082	0,283113	0,000006
2H-238	clinopyroxene1	0,04	2,98	0,0019	0,0000095	0,283105	0,000005
2H-103	garnet2	3	2	0,2133	0,0010665	0,283289	0,000004
2H-103	garnet2			0,2133	0,0010665	0,283291	0,000007
2H-103	garnet2			0,2133	0,0010665	0,283288	0,000006
2H-130	whole rock2	0,34	3,59	0,0135	0,0000675	0,283118	0,000006
2H-130	whole rock2			0,0135	0,0000675	0,283120	0,000005
2H-130	whole rock2			0,0135	0,0000675	0,283116	0,000007
2H-249	garnet1	2,93	2,6	0,1599	0,0007995	0,283257	0,000007
2H-249	garnet1			0,1599	0,0007995	0,283259	0,000006
2H-249	garnet1			0,1599	0,0007995	0,283255	0,000007
2H-250	garnet2	2,95	2,87	0,1462	0,000731	0,283230	0,000005
2H-250	garnet2			0,1462	0,000731	0,283222	0,000007
2H-250	garnet2			0,1462	0,000731	0,283239	0,000008
2H-251	garnet3	2,62	3,08	0,121	0,000605	0,283217	0,000006
2H-251	garnet3			0,121	0,000605	0,283212	0,000005
2H-251	garnet3			0,121	0,000605	0,283221	0,000007
2H-252	garnet4	2,91	3,02	0,137	0,000685	0,283224	0,000005
2H-252	garnet4			0,137	0,000685	0,283231	0,000006
2H-252	garnet4			0,137	0,000685	0,283216	0,000007
2H-253	blue amphibole	0,08	2,84	0,0039	0,0000195	0,283108	0,000005
2H-253	blue amphibole			0,0039	0,0000195	0,283116	0,000007
2H-253	blue amphibole			0,0039	0,0000195	0,283100	0,000006
2H-254	garnet5	3,16	2,9	0,1546	0,000773	0,283236	0,000006
2H-254	garnet5			0,1546	0,000773	0,283235	0,000007
2H-254	garnet5			0,1546	0,000773	0,283238	0,000005
2H-260	clinopyroxene2	0,06	2,4	0,0033	0,0000165	0,283092	0,000006

Données Lu-Hf en roche totale et minéraux séparés de plusieurs échantillons d'éclogites à grenat issus d'un épisode de métamorphisme régional associé à la mise en place de la chaîne orogénique alpine (Italie). Les 1σ $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ recalculés ont été minimisé dans le présent exemple à 0.5% de la valeur du rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ calculé.

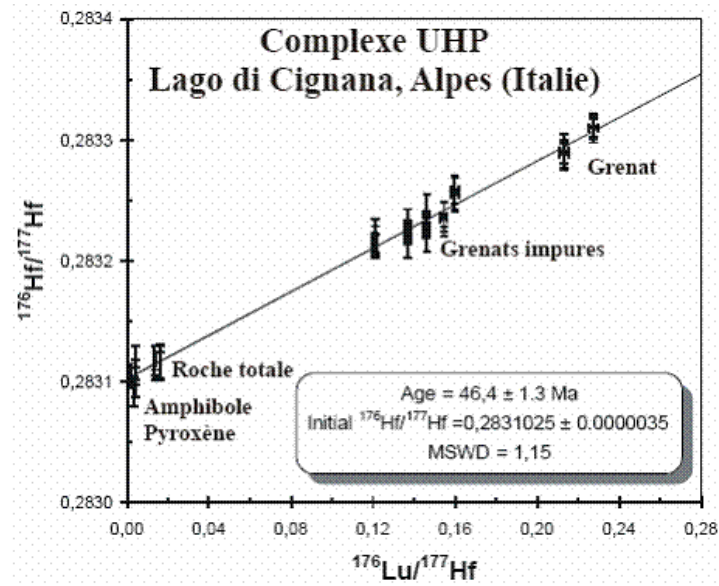


Diagramme isochrone $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux séparés d'éclotites à grenat issus d'un épisode de métamorphisme régional associé à la mise en place de la chaîne orogénique alpine (Italie). Ces données s'alignent sur une droite isochrone dont la pente donne un âge commun métamorphique de $46,4 \pm 1,3$ Ma (2s).

neutrons et augmentent de 1 les protons. Les cheminements α sont corrigés à intervalles réguliers par des désintégrations β qui permettent d'atteindre le meilleur équilibre entre protons et neutrons.

Le thorium (symbole : Th) possède de nombreux isotopes ($Z = 90$ et $209 < A < 238$; $M = 232,0381$). Aucun n'est stable dans la nature et un seul possède une demi-vie très longue (^{232}Th), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{232}Th par une suite complexe de désintégration α et β -comparable à celles de l' ^{235}U et de l' ^{238}U , se transforme en ^{208}Pb . Tout comme pour l'uranium, étant donné, les demi-vies relativement courtes ($\ll \text{Ma}$) des différents membres de cette série radioactive, il devient possible de considérer un équilibre radioactif (le premier membre de la famille se désintègre pour donner le dernier) entre le ^{232}Th et le ^{208}Pb .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Th-227</i>	<i>18.68 jours</i>	
<i>Th-228</i>	<i>1,9116 ans</i>	
<i>Th-229</i>	<i>7340 ans</i>	
<i>Th-230</i>	<i>$7,538 \times 10^4$ ans</i>	
<i>Th-231</i>	<i>25,52 heures</i>	
<i>Th-232</i>	<i>$1,405 \times 10^{10}$ ans</i>	<i>100,0</i>
<i>Th-233</i>	<i>22,3 minutes</i>	
<i>Th-234</i>	<i>24,10 jours</i>	
<i>Th-235</i>	<i>7,1 minutes</i>	
<i>Th-236</i>	<i>37,5 minutes</i>	

Le Plomb (symbole : Pb) possède de nombreux isotopes ($Z = 82$ et $180 < A < 214$; $M = 207,2$). Seuls 3 sont stables dans la nature (^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb) et 1 possède une demi-vie très longue (^{204}Pb), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{205}Pb , bien que présentant une demi-vie non négligeable possède également une abondance nulle dans la nature. Le ^{206}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{238}U , Le ^{207}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{235}U et le ^{208}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{232}Th .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Pb-202</i>	<i>$52,5 \times 10^{+3}$ heures</i>	
<i>Pb-203</i>	<i>51,873 heures</i>	
<i>Pb-204</i>	<i>$1,4 \times 10^{+17}$ ans</i>	<i>1,4</i>
<i>Pb-205</i>	<i>$1,53 \times 10^{+7}$ ans</i>	
<i>Pb-206</i>	<i>Stable</i>	<i>24,1</i>
<i>Pb-207</i>	<i>Stable</i>	<i>22,1</i>
<i>Pb-208</i>	<i>Stable</i>	<i>52,4</i>
<i>Pb-209</i>	<i>3,253 heures</i>	
<i>Pb-210</i>	<i>22,3 ans</i>	

Les trois familles radioactives peuvent sous la forme de l'équation (5) :

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

avec $\lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 4,47 Ga)

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

avec $\lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 0,704 Ga)

$$^{208}\text{Pb} = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

avec $\lambda_{232} = 4,9475 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 14,0 Ga)

Si nous divisons chacun des termes de ces équations par la concentration en atomes de ^{204}Pb , seul isotope du plomb à ne pas être radiogénique (comparable donc à ^{86}Sr), nous retrouvons les équations classiques des isochrones :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

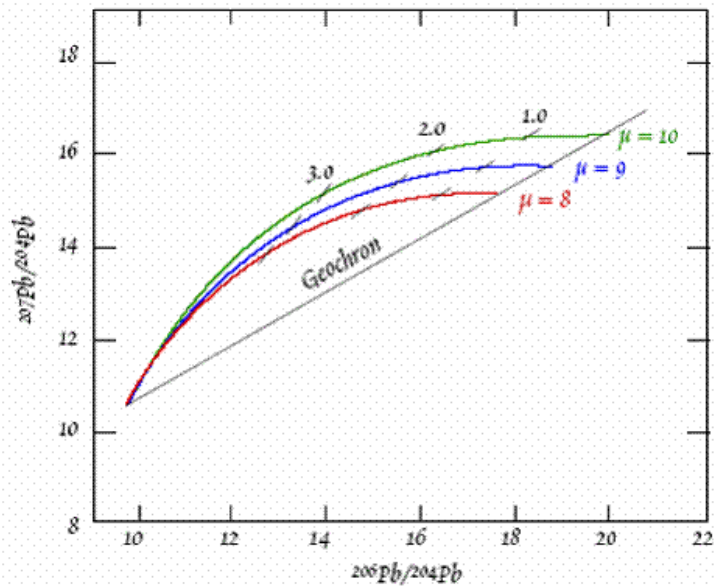
$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{208}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (rapport atomique actuel d' ^{238}U à ^{204}Pb) est désigné par convention par le symbole m , le rapport actuel $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est de 1/137,88. Le rapport $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ est donc de $\mu/137,88$. Si l'on couple les deux équations U => Pb en les divisant membre à membre, on obtient une nouvelle équation (linéaire donc de type isochrone) pour laquelle les teneurs en uranium et en plomb n'interviennent plus (**méthode dite plomb-plomb**) : l'âge peut être déterminé uniquement à partir des rapports isotopiques du plomb. C'est par cette méthode Pb - Pb que fut déterminé la première fois en 1955 l'âge de la Terre par Patterson, Tilton et Inghram (« géochrone »).

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137,88} \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

soit:

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}\right) = \frac{1}{137,88} \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$



Evolution des rapports d'isotope du Pb (figure de M.W. White, cf. ref). Les lignes courbes représentent les chemins d'évolution pour des systèmes ayant des valeurs de μ de 8, de 9, et de 10. Les hachures sur ces courbes d'évolution caractérisent les compositions en isotope de Pb pour des âges de 1, 2 et 3 Ga.

Les rapports initiaux ne peuvent pas être obtenus graphiquement, contrairement aux méthodes Rb-Sr et Sm-Nd. Le rapport m correspond au rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, le rapport κ est égal au rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. En connaissant t , on peut trouver κ :

$$\frac{\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \kappa \frac{(e^{\lambda_{232}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

5.2 Systèmes enrichis: la courbe concordia

Pour les systèmes riches en uranium et pauvres en plomb primaire (Pb_0), les données U-Pb sont traitées à l'aide du diagramme concordia (diagramme $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ en fonction $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$; Wetherill, 1956). $^{206}\text{Pb}^*$ et $^{207}\text{Pb}^*$ correspondent respectivement à ^{206}Pb radiogénique ($= ^{206}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{206}\text{Pb}_0$) et à ^{207}Pb radiogénique ($= ^{207}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{207}\text{Pb}_0$). La courbe concordia est le lieu de tous les points pour lesquels un temps t est solution des deux systèmes isotopiques (lieu des points dont les âges indiqués par les deux méthodes sont concordants) :

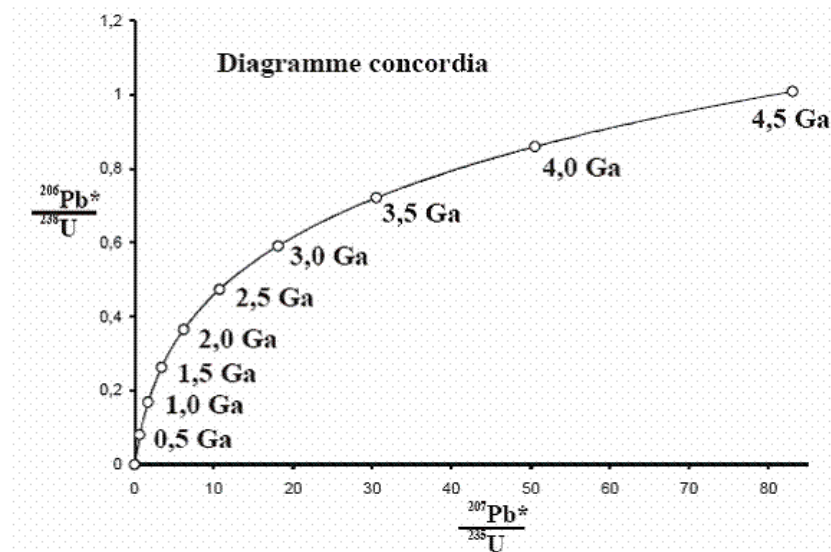
$$t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$$

soit, en reprenant les deux équations du chapitre précédent :

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} + 1 \right) = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

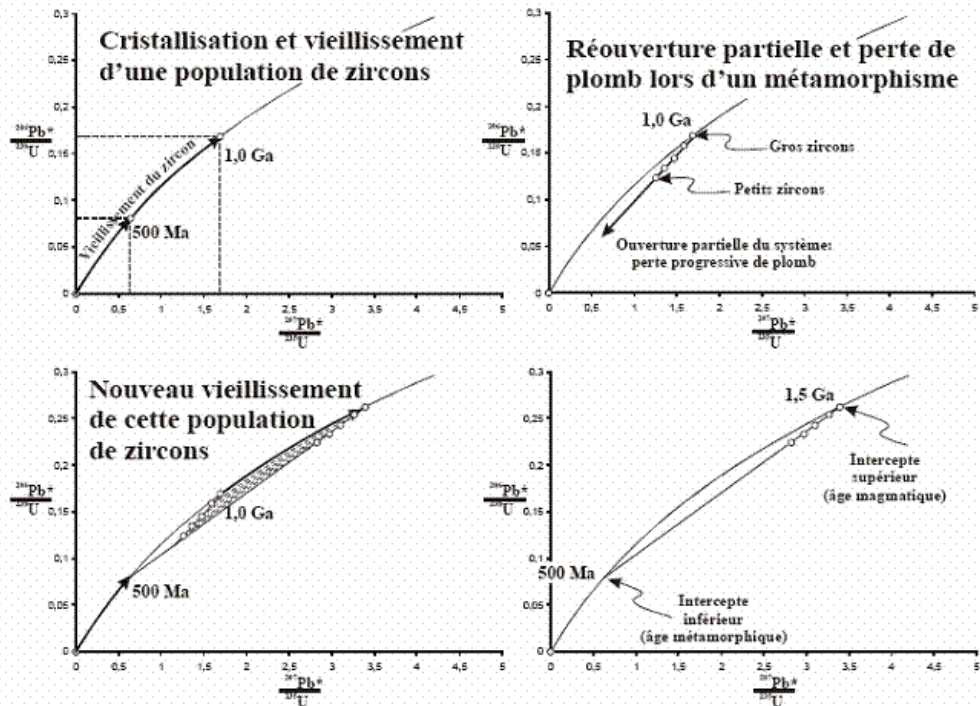
L'équation de la courbe concordia est donc :

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = e \left(\frac{\lambda_{238}}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right) \right) - 1$$



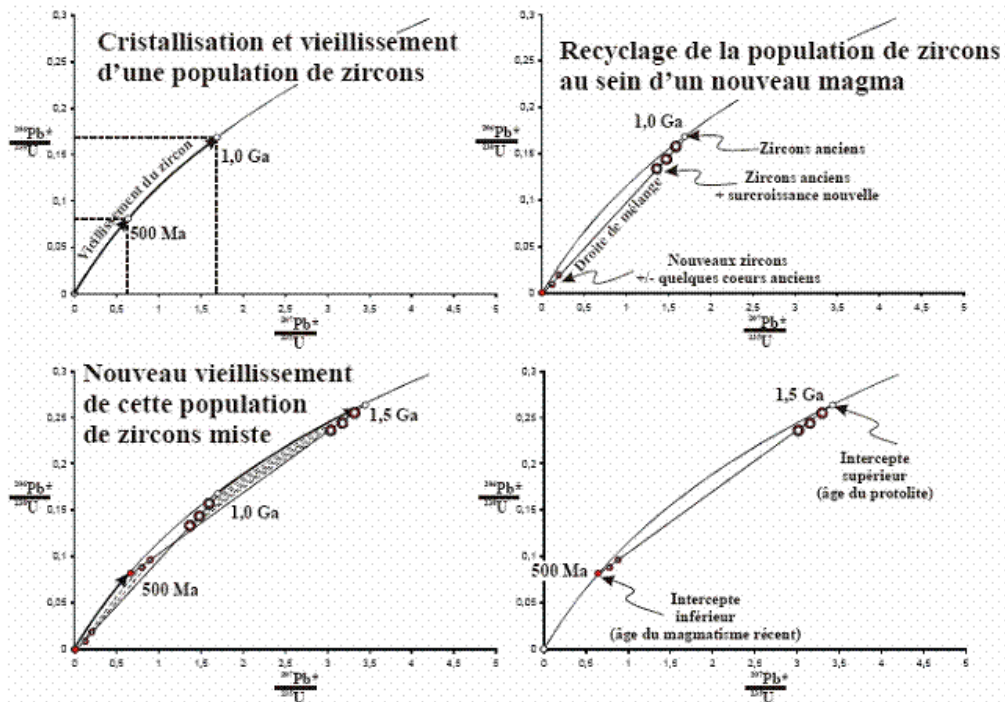
Dans un diagramme concordia, la courbe concordia est une représentation de l'ensemble des âges solutions aux deux systèmes isotopiques (${}^{206}\text{Pb}$ - ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{207}\text{Pb}$ - ${}^{235}\text{U}$). Cette courbe est ici paramétrée pour un système géologique ($0 < t < 4,5 \text{ Ga}$).

Cette méthode de datation devient très simple d'utilisation si le système géologique ne possédait que de l'uranium et peu ou pas de plomb initial (${}^{206}\text{Pb}_0$, ${}^{207}\text{Pb}_0$ et ${}^{208}\text{Pb}_0=0$) ; ${}^{207}\text{Pb}^*$ et ${}^{206}\text{Pb}^*$ sont alors directement égaux à ${}^{207}\text{Pb}$ et ${}^{206}\text{Pb}$ de l'échantillon considéré. Ce double chronomètre est appliqué en routine au plomb radiogénique et l'uranium contenus dans les oxydes et surtout silicates de zirconium (respectivement baddeléiyite ZrO_2 et zircon ZrSiO_4). En effet, l' U^{4+} se substitue en quantité importante au Zr^{4+} mais le Pb^{2+} , de rayon ionique et de charge très différents de ceux du Zr^{4+} , est quasiment entièrement rejeté du réseau cristallin et ne peut occuper les sites du zirconium. Les zircons ont en outre la propriété d'être une phase accessoire relativement commune dans de nombreuses roches magmatiques et métamorphiques. Ils présentent également une stabilité très importante lors d'événements géologiques postérieurs à leur cristallisation permettant à ces minéraux de « conserver » la mémoire de leur âge.



Exemple 1 : A $t = 0$ (lors de sa formation), chaque zircon d'une population ne possède donc pas de plomb, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont égaux à 0. A $t = 500$ Ma, le minéral s'est considérablement enrichi en ^{206}Pb et ^{207}Pb , ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 0,64 et de 0,08. Il vieillira ainsi de manière continue, dans cet exemple jusqu'à 1 Ga, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 1,69 et de 0,17.

A $t = 1\text{Ga}$, la roche et la population de zircon qui la compose subit un épisode métamorphique qui se marquera par la réouverture partielle du système et par une perte de plomb par diffusion. Cette perte est inversement proportionnelle à la taille des cristaux de zircons. Les différentes populations de zircons (caractérisées par leur plus ou moins importante perte de plomb radiogénique) vieilliront de nouveau et s'enrichiront une seconde fois en plomb radiogénique jusqu'à $t = 1,5$ Ga (date d'échantillonnage par le géologue par rapport à leur formation initiale à $t=0$). On observera donc un alignement de ces zircons sur une corde (discordia) dans le diagramme concordia : l'intercepte supérieur correspondant à l'âge de cristallisation des zircons (âge magmatique), l'intercepte inférieur caractérisant ici l'âge de la réouverture partielle du système (âge métamorphique).



Exemple 2 : Un autre cas de figure concerne cette fois un mélange d'âge entre un protolithe ancien (orthodérivé) et une nouvelle roche magmatique qui en issue (par anatexie crustale : granite d'anatexie, leucosomes des migmatites) ou qui a été fortement contaminée par ce protolithe (assimilation en masse de protolithe crustale : certaines rhyolite) dont les zircons infusibles peuvent se retrouver dans la nouvelle roche magmatique.

Ce cas de figure peut être résumé comme suit : A $t = 0$ (lors de sa formation), comme dans le cas précédent, chaque zircon d'une population ne possède donc pas de plomb, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont égaux à 0. A $t = 500$ Ma, le minéral s'est considérablement enrichi en ^{206}Pb et ^{207}Pb , ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 0,64 et de 0,08.

Il vieillira ainsi de manière continue, dans cette exemple jusqu'à 1 Ga, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 1,69 et de 0,17. A $t = 1$ Ga, la roche et la population de zircon qui la compose est assimilée dans un nouveau magma qui se caractérise par des néoformations de zircons et par des surcroissances sur les zircons hérités. Cette nouvelle population de zircons (d'origine mixte) est caractérisée par une plus ou moins grande participation des populations 1 (héritée) ou 2 (néoformée), décrivant une droite de mélange entre les deux pôles. Ces populations vieilliront de nouveau et s'enrichiront une seconde fois en plomb radiogénique jusqu'à $t = 1,5$ Ga (date d'échantillonnage par le géologue par rapport à leur formation initiale à $t=0$). On observera alors, comme dans le cas précédent un alignement de ces zircons sur une corde de type discordia dans le diagramme concordia : l'intercepte supérieur correspondant toujours à l'âge de cristallisation des zircons du protolithe, l'intercepte inférieur caractérisant ici l'âge de la nouvelle formation magmatique.

6. SYSTÈME POTASSIUM-ARGON

6.1 Isotopes du K, Ar et Ca, parentés

Le **potassium** (symbole : K) possède de nombreux isotopes ($Z = 19$ et $32 < A < 54$; $M = 39,0938$). Deux sont stables dans la nature (^{39}K et ^{41}K) et un seul possède une demi-vie très longue (^{40}K), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{40}K , par radioactivité β^- (89,28%), se transforme en ^{40}Ar ; et par capture électronique (10,72%) (Comparable à l'équilibre de la radioactivité β^+) en ^{40}Ca .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>K-38</i>	<i>7,636 minutes</i>	
<i>K-39</i>	<i>Stable</i>	<i>93,2581</i>
<i>K-40</i>	<i>$1,265 \times 10^{10}$ ans</i>	<i>0,0117</i>
<i>K-41</i>	<i>Stable</i>	<i>6,7302</i>
<i>K-42</i>	<i>12,360 heures</i>	
<i>K-43</i>	<i>22,3 heures</i>	
<i>K-44</i>	<i>22,13 minutes</i>	

L'**argon** (symbole : Ar) possède également de nombreux isotopes ($Z = 18$ et $30 < A < 56$; $M = 39,948$). Trois sont stables dans la nature (^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar) aucun ne possède une demi-vie très longue, tous les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
<i>Ar-35</i>	<i>1,775 secondes</i>	
<i>Ar-36</i>	<i>Stable</i>	<i>0,3365</i>
<i>Ar-37</i>	<i>35,04 jours</i>	
<i>Ar-38</i>	<i>Stable</i>	<i>0,0632</i>
<i>Ar-39</i>	<i>269 ans</i>	
<i>Ar-40</i>	<i>Stable</i>	<i>99,6003</i>
<i>Ar-41</i>	<i>109,61 minutes</i>	
<i>Ar-42</i>	<i>32,9 ans</i>	
<i>Ar-43</i>	<i>5,37 minutes</i>	

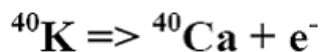
Le **calcium** (symbole : Ca) possède également de nombreux isotopes ($Z = 20$ et $34 < A < 56$; $M = 40,078$). Quatre sont stables dans la nature (^{40}Ca , ^{42}Ca , ^{43}Ca et ^{44}Ca) et deux possèdent une demi-vie très longue (^{46}Ca et ^{48}Ca), tous les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
Ca-39	859,6 millisecondes	
Ca-40	Stable	96,94
Ca-41	$1,02 \times 10^{-5}$ ans	
Ca-42	Stable	0,647
Ca-43	Stable	0,135
Ca-44	Stable	2,09
Ca-45	162,61 jours	
Ca-46	$0,28 \times 10^{-16}$ ans	0,004
Ca-47	4,536 jours	
Ca-48	4×10^{-19} ans	0,187
Ca-49	8,718 minutes	

Les désintégrations du ^{40}K

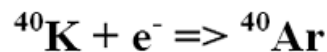
Environ 89,28% des atomes de ^{40}K suivent la transformation 1, et donc seulement 10,72% la transformation 2.

Transformation 1 :

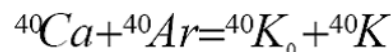


avec une constante de désintégration de $\lambda_{\text{Ca}} = 4,96 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 1,4 109 ans). Mais une partie des électrons ainsi produits peuvent réagir avec le ^{40}K , pour aboutir à une seconde transformation :

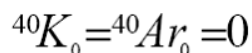
Transformation 2 :



avec une constante de désintégration de $\lambda_{\text{Ar}} = 0,58 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} = 5,8 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 11,9 109 ans)



par hypothèse :



Posons $\lambda = \lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}$, on obtient ainsi :

$$\frac{d(^{40}\text{Ca}+^{40}\text{Ar})}{dt} = (\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}})^{40}\text{K} = \lambda^{40}\text{K}$$

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

$$d^{40}\text{Ca} = \lambda_{\text{Ca}}^{40}\text{K}dt \quad \text{et} \quad d^{40}\text{Ar} = \lambda_{\text{Ar}}^{40}\text{K}dt$$

donc :

$$\frac{d^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} = \frac{\lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ca}}} = \text{cste} \quad \text{et} \quad \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{Ca}} = \frac{\lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ca}}}$$

d'où :

$$\frac{^{40}\text{Ca} + ^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = e^{\lambda t} - 1 = \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{Ca}} \left(\frac{\lambda_{\text{Ca}} + 1}{\lambda_{\text{Ar}}} \right)$$

soit :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}} \times \ln \left[\left(\frac{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} + 1 \right]$$

en simplifiant :

$$\left[\left(\frac{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \right] = \frac{\lambda}{\lambda_{\text{Ar}}} = \frac{5,54 \cdot 10^{10}}{0,58 \cdot 10^{10}} \approx 10$$

d'où :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left[10 \times \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} + 1 \right]$$

Si l'on suit la définition stricte de la période radioactive, temps au bout duquel la moitié de l'élément père ^{40}K , a disparu, cette période vaut:

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

On constate donc que la constante l est la somme de ces deux constantes λ_{Ca} et λ_{Ar} , et l'équation à utiliser pour le calcul est un peu moins simple que pour le couple Rb-Sr.

INDEX/ VALEURS RECOMMANDEES

Uranium: $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10}$ /an

$\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10}$ /an (Jaffey et al. 1971)

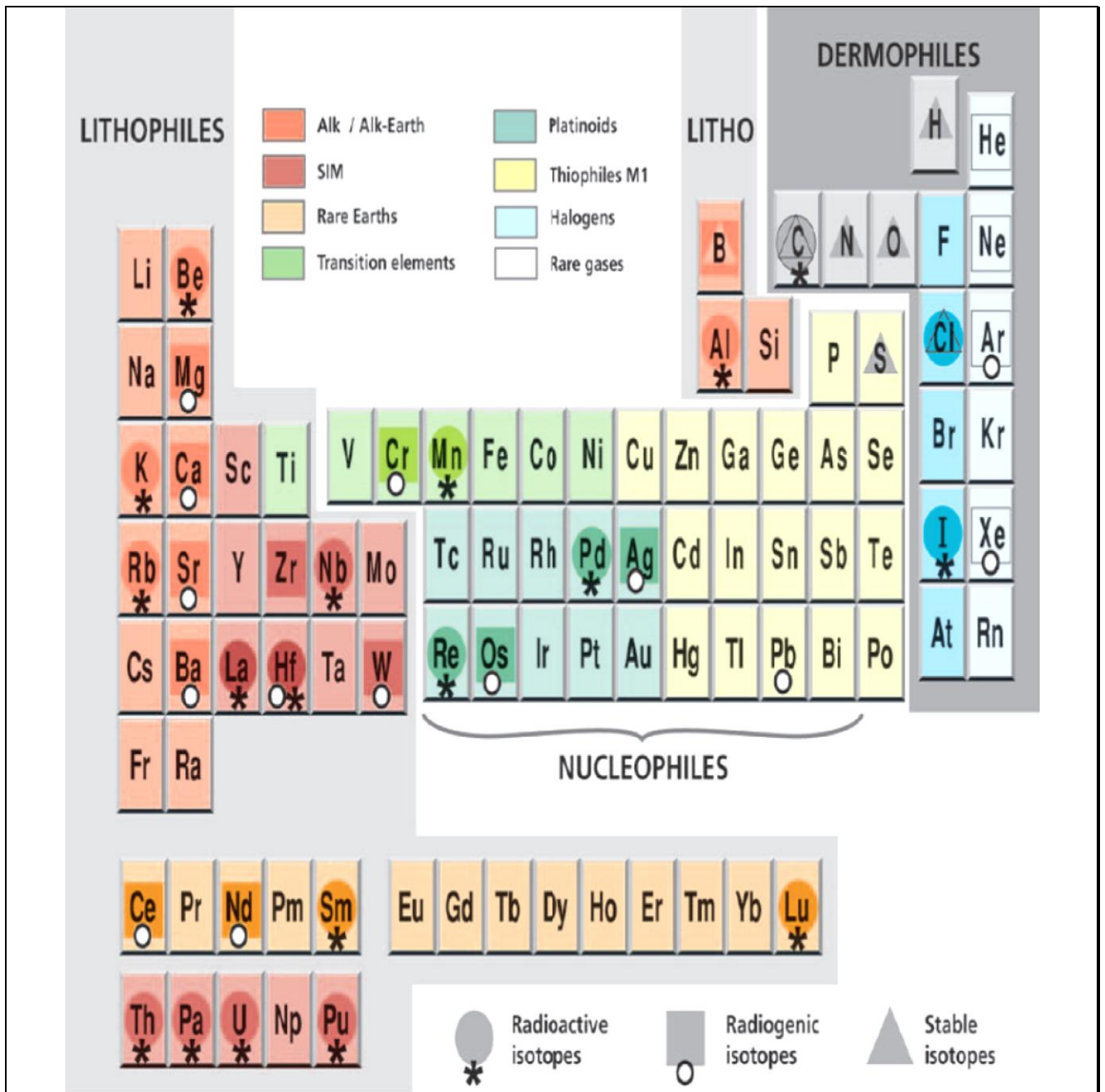
Thorium: $\lambda^{232}\text{Th} = 4,9475 \times 10^{-11}$ /an (Le Roux and Glenenin, 1963)

Rubidium: $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ /an (Afanass'yev et al. 1974; Davis et al, 1977 ;
Neumann and Huster, 1974, 1976 ; Tetley et al. 1976)

Potassium : $\lambda^{40}\text{K}_{\beta-} = 4,962 \times 10^{-10}$ /an (Beckinsale and Gale, 1969 ; Garner et al,
1976)

Steiger, R.H. and Jager, E. 1978. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. In: G.V. Cohee et al. Contributions to the geologic time scale, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, n°6, p. 67-71.

TABLEAU DE MENDELEIV



EXERCICES D'APPLICATION

Exercice n° 1

a. Combien de moles de Nd (Masse Molaire de Nd = 144,24 g/mol) y a-t-il dans 50g de Nd²⁰³ (Masse Molaire de O = 15,999 g/mol) ?

b. Combien d'atomes de Nd y a-t-il dans ces mêmes 50g ?

$$N = 6,02252 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$$

Exercice n° 2

Calculer l'énergie β^- maximum dans la décroissance $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. La masse atomique du ^{87}Rb est de 86.9091836 uma et celle du ^{87}Sr est de 86.9088902 uma.

$$1\text{eV} = 1,60210 \cdot 10^{-19}\text{J} \quad 1 \text{ uma} = 1,4924 \times 10^{-10} \text{ J} = 931.5 \text{ MeV}$$

Exercice n° 3.

Equation générale de la radioactivité

1. Ecrire la loi de désintégration radioactive et la commenter.

2. Sachant que $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, quelle est la période de demi-vie de ce radio-isotope ?

Exercice n° 4

Quelle est la constante de désintégration (λ) du ^{152}Gd si sa demi-vie est de $1,1 \cdot 10^{14}$ ans ?

Exercice n° 5

Les glaciers comprennent actuellement environ 2.1% de l'eau présente à la surface de la Terre et ont un $\delta^{18}\text{O}$ de ≈ -30 . Les océans contiennent essentiellement tout le reste de l'eau.

a. Calculer $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des glaciers et de l'océan

b. Si la masse des glaciers était double de ce qu'elle est, comment changerait la composition isotopique de l'océan (tout en assumant que la composition de la glace reste constante) ?

Exercice n° 6

L'étude des teneurs en Rb et Sr de 10 échantillons de granite de Mayet de Montagne (Nord du massif Central)

ECHANTILLONS	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	4,67	0,72975
2	2,63	0,72020
3	2,01	0,71745
4	3,13	0,71830
5	2,05	0,72275
6	6,01	0,73624
7	2,14	0,74071
8	5,73	0,71865
9	5,37	0,73486
10	7,32	0,73348

1. Tracer le graphe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$.
2. En déduire l'âge en millions d'années de ce granite.

On a également mesuré les rapports isotopiques du plomb et de l'uranium sur des zircons extraits d'un échantillon de granite.

ECHANTILLONS	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	0,04933	0,3614
2	0,04943	0,3632
3	0,03986	0,2903
4	0,03990	0,2930
5	0,03958	0,2873
6	0,04411	0,3228

3. Placer les points correspondants sur la courbe Concordia ci-dessous.
4. En déduire un âge approximatif du granite. Le comparer à l'âge obtenu par la méthode précédente.

Exercice n° 7.

- 1) A partir de l'équation générale $[N^*_t = N^*_0 \cdot e^{-\lambda t}]$ de la perte avec le temps, d'atomes d'un élément radioactif N^* , établir l'équation de l'isochrone :

$$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}] = \lambda t \cdot [^{87}\text{Rb}_t / ^{86}\text{Sr}] + [^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}]$$

- 2) Donner l'âge d'un granite avec les teneurs en ^{87}Rb , ^{86}Sr et ^{87}Sr en sachant que

$${}^{Rb^*}\lambda = 1,39 \cdot 10^{11} / \text{an}$$

ECHANTILLONS	${}^{87}\text{Sr}_t/{}^{86}\text{Sr}$	${}^{87}\text{Rb}_t/{}^{86}\text{Rb}$
1	0,723	1,818
2	0,732	3,182
3	0,786	9,772
4	0,796	11,818
5	0,814	12,272
6	0,868	20
7	1,41	92

Exercice n° 8.

Comment construit-on la courbe concordia pour le couple U/Pb ?

Exercice n° 9

Les données suivantes (roche totale et minéraux séparés) proviennent du gneiss de Baltimore.

Echantillon	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Roche 1	2,244	0,7380
Roche 2	3,642	0,7612
Roche 3	6,59	0,7992
Biotite	289,7	1,969
Feldspaths K	5,6	0,8010
Plagioclase	0,528	0,7767
Roche 4	0,2313	0,7074
Roche 5	3,628	0,7573
Biotite	116,4	1,2146
Feldspaths K	3,794	0,7633
Plagioclase	0,2965	0,7461

- Interpréter les données au moyen des diagrammes isochrones adéquats.
- Déterminer les âges et les rapports $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$ initiaux (si la séance s'effectue sur support informatique : calculer les erreurs associées).

Exercice n° 10.

Les données isotopiques Rb-Sr sur 3 roches totales des orthogneiss de Baltimore, formés au cours de l'orogénèse de Greenville, sont reportées dans le tableau suivant :

	Rb en ppm	Sr en ppm	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{mes}
B20	159,62	127,63	0,75834
B41	203,82	90,28	0,80189
B4	106,77	1336,47	0,70840

- 1) Reporter les points correspondants dans un diagramme (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) versus (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr).
- 2) Calculer l'âge de la dernière homogénéisation isotopique de ces échantillons et le rapport (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) correspondant. Prendre $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

Exercice n° 11

Un calcaire s'est formé par précipitation à partir de l'eau de mer et sachant que $\delta^{18}\text{O}$ de celui-ci est de + 30 ; quel est le coefficient de fractionnement θ global calcaire - eau de mer ?

Exercice n° 12

Ces données ont été obtenues sur une coulée de komatiite au Canada.

Echantillon	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
M654	0,2427	0,513586
M656	0,2402	0,513548
M663	0,2567	0,513853
M657	0,2381	0,513511
AX14	0,2250	0,513280
AX25	0,2189	0,513174
M666	0,2563	0,513842
M668	0,2380	0,513522

- Reporter ces données dans un diagramme isochrone.
- Calculer l'âge Sm-Nd (si la séance s'effectue sur support informatique : calculer les erreurs associées).
- Calculer la valeur de ϵ_{Nd} (+ erreur).

Exercice n° 13

Les données suivantes ont été obtenues pour une coulée de lave, Cheire de Mazaye, dans le massif central français.

Analyse	$^{238}\text{U} / ^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$
Roche totale	0,744	0,780+/-0,012
Magnétite M1 (80-23 μ)	0,970	0,864+/-0,017
Magnétite M2 (23-7 μ)	1,142	0,904+/-0,017
Clinopyroxène	0,750	0,791+/-0,019
Plagioclase	0,685	0,783+/-0,018

- Calculer l'âge de la coulée.
- Déterminer le rapport initial $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$.

Exercice n° 14

Un dosage effectuée sur un basalte fournit $3,311 \cdot 10^{-2}$ μg de ^{40}Ar pour $6,140$ μg de ^{40}K

- Après avoir visualiser la loi de décroissance du couple potassium / argon , retrouvez la valeur approximative de la période de cet isotope.
Dites pourquoi on ne peut pas utiliser ce couple pour dater l'éruption du Puy Chopine.
- Dans ce couple, pourquoi la loi de désintégration n'est-elle pas applicable directement pour réaliser une datation?
- Quelle mesure doit-on réaliser pour effectuer la datation? (datations, méthode K,Ar)
- Qu'est-ce qui est daté? Quelle précaution faut-il prendre? Et à quelle condition? (informations, K,Ar)
- Un dosage effectuée sur un basalte fournit $3,311 \cdot 10^{-2}$ μg de ^{40}Ar pour $6,140$ μg de ^{40}K .

Quel est l'âge de cette roche?

GLOSSAIRE

Age absolu

Cette notion recouvre une mesure de la durée entre deux événements précis. Elle doit être proscrite en raison de l'imprécision de son emploi, au profit de la **radiochronologie** (datation par radioéléments).

Carbone 14

Isotope naturel radioactif du carbone, de période de demi-vie de 5400 années, qui se forme spontanément dans la haute atmosphère par capture neutronique. Cet isotope est capté par les tissus vivants lors de leur formation et la teneur en ^{14}C reste constante tant que l'organisme reste en vie. A sa mort, le renouvellement du carbone 14 n'étant plus assuré par le métabolisme, il devient possible en mesurant la teneur relative de ^{14}C , de déterminer l'âge approximatif de l'être vivant considéré. Cette méthode de datation est utilisée en archéologie et en paléo-écologie (datation absolue). (Z)

Désintégration radioactive

La **radioactivité**, terme inventé vers 1898 par Pierre Curie, est un phénomène physique naturel au cours duquel des noyaux atomiques instables se désintègrent spontanément en d'autres noyaux, avec dégagement d'énergie sous forme de divers rayonnements. Si les noyaux ainsi créés sont toujours instables, ceux-ci donnent à leur tour lieu à un phénomène radioactif. Souvent, ce processus conduit donc à une chaîne de désintégrations successives - plus ou moins longue et complexe - avant d'aboutir à des noyaux atomiques stables qui ne sont plus radioactifs.

Fractionnement isotopique

Le concept de **fractionnement isotopique** rend compte des variations dans la répartition des isotopes d'un élément. De façon simple, l'expression « fractionnement isotopique » correspond simplement à la répartition des isotopes d'un élément. Par exemple, pour l'oxygène, les trois isotopes naturels donnent le fractionnement suivant : ^{16}O compte pour 99,762 % de l'oxygène, ^{17}O pour 0,038 % et ^{18}O pour 0,2 %. De façon plus précise, le fractionnement exprime une répartition entre deux groupes d'isotopes, selon qu'ils sont « légers » ou « lourds »

Métasomatose

La **métasomatose**, appelée **métasomatisme**, est un processus diagénétique (diagenèse) ou métamorphique par lequel il y a, dans un élément au sein d'une roche, remplacement d'un minéral par un autre, atome par atome, molécule par molécule. Ce processus est consécutif de la circulation de fluides réactifs dans le

matériau rocheux, induisant un apport externe ou un départ de certains éléments chimiques (Na, K, Ca, Si ...).

Nucléide

Un **nucléide** (du latin: nucleus) est un type d'atome (ou de noyau atomique) caractérisé par le nombre de protons et de neutrons qu'il contient.

Désignation	Caractéristiques	Exemples
Isotopes	même nombre de protons	$^{12}_6\text{C}$, $^{13}_6\text{C}$
Isotones	même nombre de neutrons	$^{13}_6\text{C}$, $^{14}_7\text{N}$
Isobares	même nombre de masse	$^{17}_7\text{N}$, $^{17}_8\text{O}$, $^{17}_9\text{F}$

Période radioactive

La **période radioactive**, ou **période** d'un isotope radioactif, est le temps nécessaire pour que la moitié des noyaux de cet isotope initialement présents se désintègrent naturellement.

Le terme demi-vie est parfois utilisé comme synonyme de période radioactive. Il y a débat sur l'usage des deux termes. Pour certains, *demi-vie* serait plus approprié à la nature du phénomène que le terme « période » utilisé pour des phénomènes radioactifs non *périodiques*. Pour d'autres cependant, *Période* serait plus approprié puisque la décroissance radioactive se répète, identique à elle-même, durant un temps fixé et que le terme de *demi-vie*, faisant référence au vivant, serait susceptible de favoriser des confusions (deux demi-vies ne correspondent pas à la vie complète du produit).

Radiations

Energie transmise sous forme d'onde électromagnétique. A chaque longueur d'onde correspond un type particulier de radiation. (Z)

Radiogénique

Cet adjectif est employé pour qualifier un isotope ou nucléide formé à partir d'un isotope radioactif.

Les isotopes radiogéniques sont parmi les outils les plus importants en géologie, avec deux emplois principaux :

1) En comparaison avec la quantité d'un 'isotope parent' radioactif dans un système donné, la quantité du produit radiogénique peut être employée comme outil pour la datation radiométrique, par exemple dans la datation à l'uranium-plomb.

2) En comparaison avec la quantité d'un isotope non-radiogénique du même élément, la quantité de l'isotope radiogénique est employé comme traceur isotopique, par exemple $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Teneur

Partie d'un corps formée d'un élément déterminé. La teneur s'exprime en pourcentage ou en poids de l'élément par rapport au poids ou au volume du corps. Ainsi, l'eau de mer a une teneur moyenne en sel de 35 pour mille ou de 35 g par litre d'eau (bien que les unités pour la mesure du "sel" soient maintenant différentes = voir "salinité"). (v)