Zeitschrift: Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 46 (1993)
Heft: 2: Archives des Sciences

Artikel: Les grandes méthodes de datation radiométrique des roches
Autor: Delaloye, Michel
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-740449

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 09.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Archs Sci. Genève	Vol. 46	Fasc. 2	pp. 161-189	Septembre 1993

LES GRANDES MÉTHODES DE DATATION RADIOMÉTRIQUE DES ROCHES

PAR

Michel DELALOYE*

INTRODUCTION

L'âge de la terre et de l'univers a toujours passionné les scientifiques. Jusqu'au milieu du 18e siècle, l'étude de la Bible donnait à l'homme une réponse d'une grande précision puisque la date de la création était fixée à 4004 avant notre ère. De nos jours, les créationistes - quoique moins précis - tirent toujours de l'étude de l'Ancien Testament, un âge compris entre 6.000 et 10.000 ans. Dès la fin du 18e siècle, d'autres sources d'information furent utilisées, en particulier des indications déduites des observations de la nature. La mesure des vitesses de sédimentation, des vitesses d'érosion, de l'évaluation de la quantité de sédiments apportée par les eaux des fleuves aux océans conduisirent à avancer des âges de l'ordre de plusieurs centaines de millions d'années. Cette méthode était peut-être inspirée par la lecture d'Hérodote qui vécut en 450 av. J.C. et qui évalue à 20.000 années, en comparant le volume des alluvions accumulées à la sédimentation annuelle, le temps mis par le Nil pour former son delta.

Ces premières observations d'Hérodote sont extrêmement pertinentes; elles ont permis, par d'autres mesures faites ailleurs, d'établir des âges pour la succession des couches géologiques. Il faut cependant préciser que ces âges sont purement relatifs puisque notre expérience, limitée aux temps historiques, suffit à montrer que les vitesses des processus géologiques varient dans de larges proportions d'une région à l'autre et d'une période à l'autre. En effet, les variations du climat peuvent modifier les vitesses d'érosion, de sédimentation et d'accumulation. A la fin du 19e siècle, Lord Kelvin, par une suite de calculs et de suppositions tenant compte du bilan de chaleur, de l'apport du soleil et du rayonnement de la terre lié au refroidissement propose un âge de la Terre compris entre 50 et 100 millions d'années. D'emblée, cet âge parut aux géologues beaucoup trop faible. La radioactivité naturelle, découverte par Becquerel en 1896, permit de faire les premières corrections de ces estimations. En 1903, Curie et Laborde montrent que les sels de radium dégagent de la chaleur. En 1904, Rutherford conclut que l'existence de cette source de chaleur modifie la vitesse de refroidissement de la Terre et que l'âge

*Département de Minéralogie, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

calculé par Lord Kelvin était beaucoup trop faible. En 1905, utilisant pour la première fois la constance de décroissance radioactive comme base de mesure, Rutherford calcule, à partir des quantités d'hélium accumulées dans les minéraux d'uranium, des âges d'environ 500.000 millions d'années. Au même moment, Boltwood attribuait à des échantillons d'uraninite, des âges du même ordre de grandeur. Mais ce n'est qu'en 1938, grâce aux travaux de Nier sur les isotopes du plomb et l'utilisation des différents concepts élaborés entre-temps par Rutherford, aux recherches de Boltwood et Holz qui montrent la filiation des différents isotopes de l'uranium vers le plomb, que la phase moderne de datation a pu commencer. Le plomb extrait de galènes analysées à partir de 1941 par Nier et ses collaborateurs montrent des compositions isotopiques variables. Nier attribua ces variations à l'ajout de plomb radiogénique au plomb primitif. Cette hypothèse permit de calculer l'âge de la Terre et des minéraux de plomb. Les hypothèses, formulées par Holmes et Houtermans en 1946, peuvent s'énoncer de la façon suivante:

1. Initialement, la Terre était à l'état liquide et avait une composition homogène. La concentration chimique et les compositions isotopiques de l'uranium, du thorium et du plomb y étaient uniformes.
2. Au moment de la solidification de la croûte, des différences locales apparurent dans les rapports uranium-plomb. Ils évoluent ensuite sous l'effet de la désintégration de l'uranium et de ses descendants et subissent éventuellement des perturbations dues à des pertes chimiques.
3. Les minerais de plomb ordinaires, la galène par exemple, ont conservé la composition isotopique qu'ils avaient au moment de leur cristallisation. Ils diffèrent donc entre eux suivant l'époque de cette ségrégation.

Les progrès technologiques dans la mesure des isotopes stables ou radioactifs qui ont été réalisés au cours des dernières décennies nous donnent des outils performants pour étudier toute l'échelle des temps géologiques depuis la création de la Terre à nos jours.

Chapitre 1.

PRINCIPES DES METHODES DE DATATION

INTRODUCTION

La constance de la vitesse de désintégration des noyaux radioactifs est exprimée par la proportionalité du nombre de noyaux qui se désintègrent dans un intervalle de temps donné au nombre total de ces noyaux. Cette notion, exprimée sous forme d'une équation, s'écrit:

$$dN = - \lambda N dt \qquad (1.1.)$$

Les plus anciennes méthodes de datation utilisent le comptage des évènements obéissant à une loi de la forme exprimée par l'équation ci-dessus qui se sont produits depuis l'instant t_0 initial.

On peut intégrer l'équation ci-dessus qui donne le nombre de noyaux N subsistant à l'instant t en fonction du nombre de noyaux initiaux N_0 et l'équation prend la forme

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \qquad (1.2.)$$

D'après cette loi, l'accumulation des descendants est plus rapide à l'origine des temps mesurés et devient infiniment lente lorsque les parents radioactifs ont presque totalement décru. Le nombre d'évènements N_0-N est donné par l'équation:

$$N_0 - N = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \qquad (1.3.)$$

Ou encore, puisque $N_0 = N \cdot e^{\lambda t}$, on peut écrire

$$N_0 - N = N(e^{\lambda t} - 1) \qquad (1.4.)$$

La dernière forme de cette équation permet de calculer t si l'on sait mesurer le nombre No-N des désintégrations subies par les noyaux initiaux et le nombre N de noyaux subsistant. Une seule mesure peut fournir un temps. On préfère, dans la plupart des méthodes, analyser plusieurs échantillons supposés du même âge, mais où les teneurs en isotopes parents sont différentes. On déduit alors la valeur du temps t d'une série de mesures portant sur des valeurs différentes de N_0-N et de N. Cette méthode, dite des isochrones, permet d'obtenir des résultats fiables.

1.1. Les chronomètres utilisables dans chaque intervalle de temps

On distingue trois groupes de méthodes de datation par les phénomènes nucléaires. Dans le premier, on mesure la décroissance des isotopes radioactifs primitifs par l'accumulation des isotopes stables de décroissance. Il comprend les cinq méthodes suivantes: samarium-néodymium, rubidium-strontium, rhénium-osmium, lutétium-hafnium, uranium-thorium- plomb, ainsi que les méthodes potassium-argon et argon-argon. Le deuxième groupe utilise soit les isotopes radioactifs dépendant de l'uranium soit un comptage d'évènements radioactifs autres que ceux des noyaux stables produits dans les désintégrations. Le troisième groupe est celui des isotopes cosmogéniques. Ceux-ci ne sont pas discutés ici. Seuls les chronomètres du premier groupe sont utilisés pour dater les formations géologiques et les évènements tectoniques. Dans la pratique, ils n'ont pas de limite supérieure d'emploi. Vers les âges récents, leurs limitations proviennent de la faible quantité de noyaux stables formés en des temps très courts par rapport à la période des éléments radioactifs et de leur grande dilution dans l'échantillon.

Ainsi, la méthode uranium-thorium-plomb n'est pas utilisée en-dessous de quelques millions d'années. Les méthodes K-Ar par contre, où les séparations et les mesures

concernent un gaz peuvent, à la limite, être utilisées jusqu'à 10.000 ans BP environ. Tout abaissement des limites de détection en spectrométrie de masse facilite l'emploi des chronomètres vers les âges récents. Le second groupe de chronomètres, caractérisé par une variété de méthodes, permet des recoupements avec les mesures des deux autres groupes. Il ne permet toutefois pas de dater des évènements aussi anciens que ceux du premier groupe, car il utilise des périodes plus courtes ou des témoins de décroissance d'irradiation moins durables que les isotopes stables. La sensibilité des méthodes de mesure donne à plusieurs de ces chronomètres de grandes potentialités du côté des âges récents malgré le moins grand nombre d'évènements à compter. Le deuxième groupe comprend les méthodes au 210Pb, les traces de fission, la thermoluminescence, la résonnance de spin électronique.

1.2. La mesure de No-N, nombre de noyaux initiaux désintégrés

Trois voies s'offrent pour faire cette mesure.

A. On peut compter le nombre de noyaux descendants produits lorsqu'ils sont stables. C'est la base de la méthode potassium-argon.
B. Lorsque les premiers descendants sont radioactifs, on peut aussi compter les noyaux terminaux des chaînes de désintégration si les périodes des noyaux intermédiaires sont courtes par rapport à celles de l'élément servant de base au chronomètre. C'est le cas des méthodes basées sur les familles uranium-thorium-plomb.
C. Le nombre No-N peut aussi être évalué par le nombre ou l'intensité des traces laissées dans les échantillons par les désintégrations et les rayonnements associés. Ce principe sert de base aux méthodes utilisant les traces de fission, la thermoluminescence ou les signaux de résonnance de spin-électroniques.

La mesure du nombre N de noyaux radioactifs restant peut se faire également par plusieurs techniques:

A. La plus directe, la plus ancienne, et la plus courante est le comptage des désintégrations par unité de temps en connaissant ou en travaillant par étalonnage à l'aide d'échantillons de référence.
B. Pour les éléments de période sufisamment longue, ou lorsque l'on dispose de techniques suffisamment sensibles, la mesure directe de N est plus précise que le comptage.
C. Pour certains isotopes, on procède à la mesure d'un descendant à vie plus courte, de période suffisamment brève, pour qu'il soit certainement en équilibre avec son parent.

Toutes ces mesures sont extrêmement délicates et requièrent soit des moyens chimiques relativement sophistiqués, soit l'utilisation d'appareils tels que les spectromètres de masse qui demandent une grande habileté et des investissements importants.

Chapitre 2.

CONTRAINTES GÉOLOGIQUES A L'UTILISATION DES CHRONOMÈTRES

INTRODUCTION

Les chronomètres utilisés dans les principales méthodes géochronométriques se classent en plusieurs catégories. Dans la plus importante d'entre elles, le principe de la datation consiste à mesurer la concentration d'un élément-père radioactif et celle de son élément-fils radiogénique. Pour qu'une telle mesure puisse être interprétée en terme d'âge, il faut que certaines conditions soient respectées:

A. Il est nécessaire que l'on puisse déterminer la concentration de l'isotope-fils au moment de l'évènement que l'on veut dater. Cela suppose généralement que les roches ou les minéraux constituent un réservoir isotopiquement homogène.
B. Il faut que le système à dater soit resté un système fermé, ce qui veut dire que l'élément radioactif et l'élément radiogénique ne puissent pas avoir quitté la structure de la roche ou du minéral entre l'évènement que l'on veut dater et l'époque actuelle.

Ces deux postulats de l'homogénéité isotopique initiale et de l'évolution en système fermé sont importants et méritent quelques commentaires.

2.1. L'homogénéité isotopique initiale

Elle est une condition nécessaire pour obtenir un âge correct dans les techniques qui utilisent la méthode des isochrones tels que samarium-néodymium, rubidium-strontium, potassium-argon. En effet, si le matériel que l'on veut dater n'est pas homogène au moment où le chronomètre se met en marche, c'est-à-dire au temps initial (généralement au moment de la cristallisation de la roche ou du minéral), les points analytiques ne s'aligneront pas sur des droites isochrones. De telles hétérogénéités isotopiques initiales ont été mises en évidence dans certains cas et peuvent masquer l'information chronométrique dès que leur amplitude devient significative par rapport à celle des variations de composition isotopique résultant de la décroissance radioactive. Il est fort probable que ces hétérogénéités ne soient pas si rares qu'on le pense. L'utilisation conjointe de plusieurs chronomètres, par exemple uranium-plomb et rubidium-strontium ou rubidium-strontium et potassium-argon ou encore potassium-argon conventionnel argon 40-argon 39 ou des tests de mélange, permet, dans certains cas, de lever l'ambiguité.

2.2. Evolution en système fermé

Lorsque ni l'élément radioactif ni l'élément radiogénique n'ont quitté le système depuis la formation de la roche ou du minéral, on parle d'une évolution en système fermé.

Ce type d'évolution est une condition essentielle à l'utilisation des chronomètres. Il faut mettre à part les méthodes uranium-plomb qui utilisent deux chronomètres non dépendants qui, de ce fait, peuvent tourner la difficulté de la perte de plomb par diffusion ou lessivage. Cette perte est, pour certains minéraux comme la pechblende ou même le zircon, quasi-systématique. Il faut distinguer deux types d'échanges. Un premier type est celui des échanges par diffusion volumique qui entraîne une remise à zéro continue des chronomètres tant que la température de la roche n'est pas descendue au-dessous d'un certain seuil. On appelle cette température la température de fermeture du système qui sera variable suivant les minéraux et les méthodes employées. Signalons déjà que la température de fermeture de la biotite pour la méthode potassium-argon est de l'ordre de 300°C tandis que pour la muscovite, cette température est proche de 500°C.

Prenons par exemple le cas d'un échantillon de granite d'origine crustale, dont l'histoire géologique est complexe. Sur cet échantillon, on peut faire un certain nombre de déterminations d'âge. Avec la méthode samarium-néodymium sur roche totale et minéraux, on peut déterminer l'âge de la croûte à partir de laquelle le magma granitique s'est formé, s'il n'y a pas eu d'échanges importants depuis la fusion. Avec la méthode uranium-plomb sur les zircons, on peut déterminer soit l'âge du début de la cristallisation du magma, soit un âge encore plus ancien, celui des roches ignées ou métamorphiques qui sont la source des sédiments dont la fusion a donné le magma granitique. On parlera, dans ce cas-là, de zircons hérités qui sont très fréquemment des zircons zonés avec un coeur de couleur beaucoup plus foncée que la partie externe. Le plus souvent, on obtiendra un âge intermédiaire entre l'âge de la source et l'âge du magma, car un zircon riche en uranium dont le réseau aura été plus ou moins détruit par le rayonnement alpha (métamictisation) perdra son plomb au moment de la cristallisation du magma. Grâce encore à la méthode uranium-plomb, mais cette fois sur les monazites, on pourra obtenir, soit l'âge du début de la cristallisation du magma, soit, si des manifestations hydrothermales se sont produites, l'âge de celles-ci, car la monazite est un minéral qui recristallise facilement.

En utilisant la méthode rubidium-strontium sur les muscovites, on obtiendra l'âge auquel elles n'échangent plus avec l'extérieur. On s'accorde à dire que cette température de fermeture est comprise entre 400° et 500°C (Jaeger et al., 1967). Toujours avec le chronomètre rubidium-strontium sur les biotites, on obtiendra l'âge auquel l'échantillon est passé en-dessous d'une température de fermeture estimée à 300°C environ.

Au moyen du chronomètre potassium-argon sur les feldspaths, on obtiendra l'âge auquel l'échantillon a passé l'isotherme 150°± 30°C. Au moyen de la méthode des traces de fission sur le zircon, on obtiendra l'âge auquel l'échantillon a passé l'isotherme 250° ± 50°C. Enfin, au moyen de la méthode des traces de fission cette fois sur l'apatite, l'âge auquel l'échantillon a passé l'isotherme 100°± 20°C. Nous venons de décrire le cas idéal d'un granite. Dans un cas plus complexe, malheureusement fréquent, si ce granite a été métamorphisé, il a certainement vu recristalliser un certain nombre de minéraux qui peuvent, dans certains cas favorables, être datés lorsque l'on a la possibilité de les séparer les uns des autres. Si cette séparation n'est pas possible, les âges obtenus seront des âges

intermédiaires qui n'auront pas de signification géologique. La méthode Argon 39-Argon 40 et la technique des âges-plateau que nous évoquerons dans un chapitre ultérieur peut aider à résoudre ce problème. On voit donc, dans l'exemple précédent, que les méthodes choisies conduisent à la détermination, sur le même échantillon, d'un certain nombre de valeurs qui peuvent être différentes, ce qui ne veut pas dire que la géochronométrie par les grandes méthodes de datation ne soit pas valable, mais bien que l'interprétation de ces résultats doit être faite avec discernement. Un chronomètre ne donne donc pas forcément l'âge de formation d'un minéral ou d'une roche, mais l'âge à partir duquel il s'est mis à compter efficacement le temps, c'est-à-dire qu'il ne soit plus constamment remis à zéro. Le géochronologiste doit donc interpréter les âges mesurés en fonction de la méthode appliquée, de la nature de l'échantillon et de son histoire géologique.

2.3. Aperçu sur les domaines d'application des différentes méthodes en géologie

Pour simplifier les recherches du géologue non familier des techniques isotopiques, nous passons en revue quelques-unes des principales méthodes et les utilisations géologiques préférentielles que l'on peut faire.

2.3.1. ***La méthode samarium-néodymium*** se caractérise par le fait que le Sm et le Nd sont tous deux des Terres Rares à la fois peu réactives sur le plan chimique et de comportement très voisin. Le couple Sm-Nd pourra donc subir un ou des métamorphismes intenses sans être affecté. La période du ^{147}Sm étant par ailleurs très grande, la méthode Sm/Nd sera surtout utilisée pour les roches anciennes, le plus souvent d'âge supérieur à un milliard d'années. Elle peut néanmoins être utilisée jusqu'à une centaine de millions d'années. C'est la méthode de choix des ensembles géologiques à histoire compliquée.

2.3.2. ***La méthode rubidium-strontium***

Le rubidium est un élément alcalin proche du potassium et le strontium un élément alcalino-terreux proche du calcium. Les techniques analytiques sont bien connues. C'est l'une des deux grandes méthodes utilisées en géochronologie avec la méthode des isotopes de l'uranium et du plomb pour des âges allant de plusieurs milliards d'années à quelques dizaines de Ma. Les caractéristiques géochimiques de Rb et Sr font que cette méthode concerne plutôt les minéraux essentiels des roches. De plus, des fractionnements importants entre ces deux éléments, au cours des processus géologiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, réaction entre fluides et minéraux), déterminent à la fois ses avantages et ses inconvénients. Etant relativement sensible aux divers phénomènes géologiques, cette méthode sera de peu d'utilité pour les roches très anciennes ayant eu une histoire complexe. Les évènements les plus anciens seront en effet occultés par les évènements les plus récents.

2.3.3. ***Les chronomètres uranium-thorium-plomb*** utilisent trois couples chronométriques issus de ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th dont l'élément stable en fin de chaîne est ^{206}Pb, ^{207}Pb et

^{208}Pb respectivement. U et Th sont principalement concentrés dans les minéraux accessoires des roches tels que les zircons, les monazites, les sphènes et dans des minéraux métallifères. L'application la plus importante réside dans l'utilisation conjointe des chronomètres ^{235}U-^{207}Pb et ^{238}U-^{206}Pb, soit la méthode dite de Concordia qui permet l'étude des roches et minéraux dont le système a été ouvert. Les périodes de désintégration des éléments radioactifs de la famille de l'Uranium sont longues, ce qui permet de dater des évènements très anciens, mais aussi des évènements relativement récents, c'est-à-dire d'environ 30 Ma.

2.3.4. ***Les déséquilibres dans la famille de l'uranium*** ont surtout été appliqués en géologie à l'étude des concentrations carbonatées marines et continentales pour des gammes d'âge comprises entre l'actuel et 350.000 ans.

2.3.5. ***La méthode potassium-argon classique*** est un chronomètre d'accumulation dont la mise en oeuvre est beaucoup plus aisée que celle des méthodes Rb-Sr ou U-Pb. Mais la diffusion de ^{40}Ar à travers le réseau cristallin dès qu'on dépasse la température de fermeture du système, température qui est variable suivant les minéraux, mais relativement basse nous l'avons vu, fait que cette méthode enregistre surtout les phénomènes thermiques les plus tardifs.

2.3.6. ***La méthode ^{39}Ar-^{40}Ar*** est une variante de la méthode K-Ar conventionnelle. Le ^{39}K est transformé en ^{39}Ar sous un flux de neutrons et toutes les mesures peuvent être réalisées par spectrométrie de masse sur l'argon. Cela accroît notablement la précision. Un des apports principaux de cette méthode est la mise en évidence d'âges "plateau" dont l'intérêt géologique est d'apporter des renseignements sur l'histoire thermique des roches étudiées.

2.3.7. Il faut mentionner ***les méthodes utilisant les traces de fission*** qui ne sont pas des méthodes géochronométriques basées sur les couples éléments radioactifs parents-éléments radiogéniques descendants. La méthode des traces de fission mesure les dégâts provoqués dans certains minéraux comme le sphène, le zircon ou l'apatite par la fission spontanée de ^{238}U. Elle n'est en principe pas limitée en âge comme les méthodes précédentes, mais de façon très stricte par la température à laquelle les traces de fission ne sont plus affectées par un recuit. On mesurera un âge auquel le minéral s'est refroidi au-dessous de la température de fermeture, voisine de 340°C pour le sphène, de 250°C pour le zircon et de 100°C pour l'apatite.

2.3.8. ***Le ^{14}C*** formé par le rayonnement cosmique est surtout utilisé pour la datation des carbonates ou des végétaux entre 1.000 et 40.000 ans. En géologie, ce type d'échantillons se rencontre surtout dans les coulées de lave ou dans les accumulations de matériaux consécutives à des explosions volcaniques. Cela permet de dater ces évènements.

Chapitre 3.

LA MÉTHODE SAMARIUM-NEODYMIUM

INTRODUCTION

Le développement de la méthode Sm-Nd est une conséquence directe de la recherche cosmochimique et notamment de l'étude des météorites et des échantillons lunaires. C'est donc une méthode relativement récente. Les progrès qu'elle a permis d'accomplir dans le domaine de la cosmochimie et son application aux roches terrestres en font un outil de recherche particulièrement efficace.

3.1. Intérêt géochronologique de la méthode Sm-Nd

Le Sm et le Nd appartiennent au groupe des lantanides (Terres Rares). Ces deux éléments possèdent plusieurs isotopes, en particulier le Sm a les isotopes 144, 147, 148, 149, 150, 152, 154, le Nd a les isotopes 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150. Le ^{147}Sm est radioactif et se désintègre en ^{143}Nd stable suivant la réaction

$$^{147}_{62}\mathrm{Sm} \rightarrow {}^{143}_{60}\mathrm{Nd} + {}^{4}_{2}\mathrm{He}$$

La période T du ^{147}Sm est de 1,06 x 10^{11} ans, ce qui correspond à une constante de désintégration = 6,54 x 10^{-12} an -1. Cette constante de désintégration est très faible, aussi la méthode Sm-Nd est-elle plus appropriée à la mesure d'âges anciens, c'est-à-dire supérieurs à un milliard d'années qu'à celle d'âges récents. La limite inférieure d'utilisation de la méthode est voisine de 100 Ma.

La méthode Sm-Nd permet théoriquement d'obtenir des datations de trois façons:

1. ***En calculant des âges conventionnels.***
2. ***En construisant des isochrones sur minéraux ou roches.***
3. ***Par le moyen des âges modèles.***

Nous allons passer en revue ces trois possibilités de datation.

3.1.1. Ages conventionnels

Comme pour la méthode Rb-Sr, on peut en principe calculer des âges conventionnels en attribuant une valeur choisie au rapport initial ^{143}Nd/^{144}Nd.

$$\boxed{t = \frac{1}{\lambda}\,\mathrm{Log}\left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_m - \left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_i}{\left(\frac{^{147}\mathrm{Sm}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_m}\right]} \qquad (3.1.)$$

Cependant il faut noter que dans les systèmes géologiques, les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$, mesurés au spectromètre de masse, sont peu variables. Cela est dû à la longue période T du ^{147}Sm ainsi qu'aux faibles variations du rapport Sm/Nd. En conséquence, dans la pratique, on ne calcule pas d'âge conventionnel.

3.1.2. *Age isochrone*

A partir de la fomule

$$\boxed{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_m = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_i + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)} \qquad (3.2.)$$

qui est celle d'une droite de forme y = b + xa, si t est une constante, la méthode Sm-Nd permet d'obtenir des isochrones. Elles peuvent se construire, soit sur des analyses de roche totale, soit sur des analyses de minéraux séparés à partir des roches totales. En raison du comportement spécifique des Terres Rares du point de vue géochimique, l'obtention d'isochrones sur roche totale est extrêmement délicate, car les points dans les diagrammes ne sont généralement pas suffisamment étalés pour obtenir une bonne précision. En revanche, les différents minéraux d'une roche permettent l'obtention d'isochrones puisque leurs rapports Sm-Nd sont suffisamment variés. Dans ce cas, l'hypothèse du cogénétisme est facilement vérifiable, ce qui, par rapport à l'utilisation des roches totales, constitue un avantage remarquable. Pour des minéraux magmatiques, l'âge obtenu sera celui de leur cristallisation. S'il s'agit de minéraux métamorphiques, comme le Sm et le Nd sont redistribués au cours de la recristallisation, c'est le métamorphisme qui sera daté.

Nous verrons, au chapitre suivant traitant de la méthode Rb-Sr, que les isochrones sur minéraux peuvent être relativement facilement modifiées du fait de la mobilité du Sr, ce qui n'est pas le cas pour le Sm/Nd.

3.1.3. *Les âges modèles*

A partir d'un modèle basé sur un ensemble d'hypothèses cohérentes, il est possible de mettre en oeuvre un moyen de datation qui est particulièrement utilisé dans la méthode Sm-Nd. Les âges obtenus sont souvent appelés des âges ICE (Intercept with Chondritic Evolution), ou âge CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Le principe en est le suivant :

Les études de la météorite Juvinas par Ludmer et al. 1975, ont permis de déterminer son âge (4,56 milliards d'années), sa composition isotopique du néodyme à cet âge (^{143}Nd:^{144}Nd = 0,50677 ± 10) ainsi que son rapport Sm-Nd correspondant à un rapport ^{147}Sm:^{144}Nd = 0,1967 d'après Jacobsen et Wasserburg, 1980. On peut ainsi construire une courbe d'évolution isotopique du Nd de la météorite Juvinas en fonction du temps entre 4,56 milliards d'années et actuellement. Pour beaucoup de roches terrestres, le rapport ^{143}Nd:^{144}Nd initial tombe raisonnablement bien sur la courbe déterminée à partir de la météorite Juvinas. On peut donc en conclure qu'il existe sur notre planète un réservoir chimique de nature chondritique. En outre, les roches analysées ayant été

produites soit directement soit indirectement par fusion partielle de matériaux mantelliques, ce réservoir peut être situé dans le manteau terrestre. Ceci étant, il est possible de calculer un âge pour tout échantillon dérivant de ce réservoir. En effet, au moment de sa genèse, sa constitution isotopique initiale est identique à celle du CHUR, on a donc les équations suivantes, la première représentant la droite d'évolution isotopique du CHUR, la seconde, l'évolution isotopique de l'échantillon:

$$\left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{CHUR}\\ O}} = \left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{CHUR}\\ i}} + \left(\frac{^{147}\mathrm{Sm}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{CHUR}\\ O}} (e^{\lambda T} - 1)$$

$$\left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{Ech.}\\ O}} = \left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{Ech.}\\ i}} + \left(\frac{^{147}\mathrm{Sm}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{Ech.}\\ m}} (e^{\lambda T} - 1)$$

Ces deux droites ont des pentes différentes, elles se coupent en un point qui est le point T^{CHUR}, soit l'âge modèle T^{CHUR} donné par la formule

$$\boxed{T_{\mathrm{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \log \left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{CHUR}\\ O}} - \left(\frac{^{143}\mathrm{Nd}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{Ech.}\\ O}}}{\left(\frac{^{147}\mathrm{Sm}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{CHUR}\\ O}} - \left(\frac{^{147}\mathrm{Sm}}{^{144}\mathrm{Nd}}\right)_{\substack{\mathrm{Ech.}\\ O}}} \right]}$$

Deux points sont ici à souligner concernant la signification géochronologique des âges modèles.

Premièrement, cette signification peut être très différente suivant que l'on s'adresse à des roches de composition basaltique pouvant dériver directement du manteau, ou à des roches intermédiaires ou acides nécessitant, pour leur genèse, plusieurs stades dont des stades crustaux. Le deuxième point concerne le concept même de réservoir mantellique chondritique. Il n'est en effet pas sûr que le manteau terrestre ait évolué en maintenant des rapports Sm:Nd voisins de ceux des chondrites. Pour preuve, il suffit de considérer les basaltes médio-océaniques actuels MORB qui semblent dériver d'une source appauvrie depuis longtemps. On voit donc que les âges modèles calculés par rapport à un réservoir mantellique chondritique peuvent être sujets à caution, notamment lorsque des données géochimiques permettent de supposer que la roche dérive d'un manteau appauvri.

3.1.4. *Domaine d'application de la méthode*

La méthode isochrone est délicate à mettre en oeuvre, en tout cas beaucoup plus délicate que celle utilisant le couple Rb-Sr. L'application de la méthode Sm-Nd se cantonne principalement à des cas où les autres méthodes se sont avérées moins adaptées pour résoudre les problèmes posés. C'est souvent le cas des roches très anciennes à histoire géologique complexe ou de haut degré de métamorphisme.

Chapitre 4.

LA MÉTHODE DE DATATION RUBIDIUM-STRONTIUM

INTRODUCTION

La désintégration radioactive du ^{87}Rb en ^{87}Sr a permis de développer deux outils pour la recherche en sciences de la Terre: premièrement un traceur isotopique donnant des renseignements sur la géochimie, deuxièmement une méthode de datation des évènements géologiques s'adressant donc à la géochronologie. L'obtention d'un âge Rb-Sr découle de la loi de la radioactivité exprimée par la formule $D = N_0+N(e^{\lambda t}-1)$ dans laquelle N = quantité d'isotope radioactif présent à l'heure actuelle, N_0 = quantité d'isotope radioactif initialement présent, D quantité d'isotope radiogénique présent à l'heure actuelle, λ = constante de désintégration, t = temps écoulé.

Dans la méthode Rb-Sr, l'isotope radioactif est le ^{87}Rb, l'isotope radiogénique est le ^{87}Sr. La formule ci-dessus, appliquée au couple Rb-Sr, s'écrit :

$$(^{87}Sr)_m = (^{87}Sr)_i + (^{87}Rb)_m(e^{\lambda t} - 1)$$

Nous savons que les spectromètres de masse ne sont capables de mesurer que des rapports entre les isotopes et non pas des valeurs absolues, c'est pourquoi la formule ci-dessus va s'écrire

$$\boxed{\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_m = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)} \qquad (4.1.)$$

ce qui conduit à

$$\boxed{t = \frac{1}{\lambda} \operatorname{Log}\left[1 + \frac{\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_m - \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i}{\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_m}\right]} \qquad (4.2.)$$

Le temps t mesuré à partir de cette dernière formule est sujet à interprétation à la lumière de la géologie. Cette valeur de t dépend:

A. de la constante de désintégration du ^{87}Rb. Un accord international (Steiger et Jäger 1987) a permis d'adopter la valeur suivante: 1,42 10^{-11} par an. Ce qui correspond à une période ou demi-vie de 48,8 x 10^9ans. Cette longue période de désintégration du ^{87}Rb est suffisante pour permettre la datation sur la plus grande partie de l'échelle des temps géologiques. Cependant, pour les âges jeunes compris entre quelques dizaines de Ma et 1 Ma, cette longue période de désintégration limite l'emploi de la méthode;

B. de la précision atteinte dans la mesure du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et des dosages du rubidium et du strontium, dépend la détermination du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ mesuré;

C. du rapport non mesurable $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial. On peut soit choisir une valeur raisonnable, soit déterminer par la méthode des isochrones, un rapport initial précis;

D. du comportement géochimique du rubidium et du strontium. Pour que l'âge calculé ait une signification géologique, il est nécessaire que le système analysé n'ait enregistré aucune modification des quantités d'atomes radioactifs ou radiogéniques présents autre que celle qui découle de la radioactivité du rubidium. En d'autres termes, le système doit être resté clos vis-à-vis du rubidium et du strontium. Il ne doit pas avoir connu d'échange avec l'extérieur. Notons d'emblée que le système Rb-Sr est, dans cette optique, moins favorable que le couple Sm-Nd.

4.1. Les âges conventionnels

Comme nous l'avons indiqué précédemment, les âges conventionnels peuvent être calculés à partir du choix judicieux de la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial, ce rapport n'étant pas directement mesurable. Cette pratique permet d'obtenir un âge à partir d'un seul échantillon. On parle donc parfois d'âge ponctuel. Pendant longtemps, on a utilisé la valeur 0,712 mesurée pour l'eau de mer. Plus tard, la valeur 0,705 correspondant au rapport isotopique initial moyen des roches ignées a été utilisé. Les âges conventionnels ne peuvent donc être calculés que dans des conditions précises sous peine d'être entachés d'une grande part d'arbitraire et de ne plus avoir de signification géologique. Avec l'amélioration des moyens analytiques, les âges conventionnels basés sur une valeur arbitraire du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ont perdu beaucoup de leur intérêt. Actuellement, il n'y a pratiquement plus de travaux qui reportent des âges de ce type-là. Tous les âges sont calculés à partir d'une valeur du rapport initial calculé sur isochrone.

4.2. Les âges par isochrone

L'équation de base de la radioactivité traduite pour la méthode rubidium-strontium prend la forme suivante:

$$\boxed{\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_m = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)} \qquad (4.3.)$$

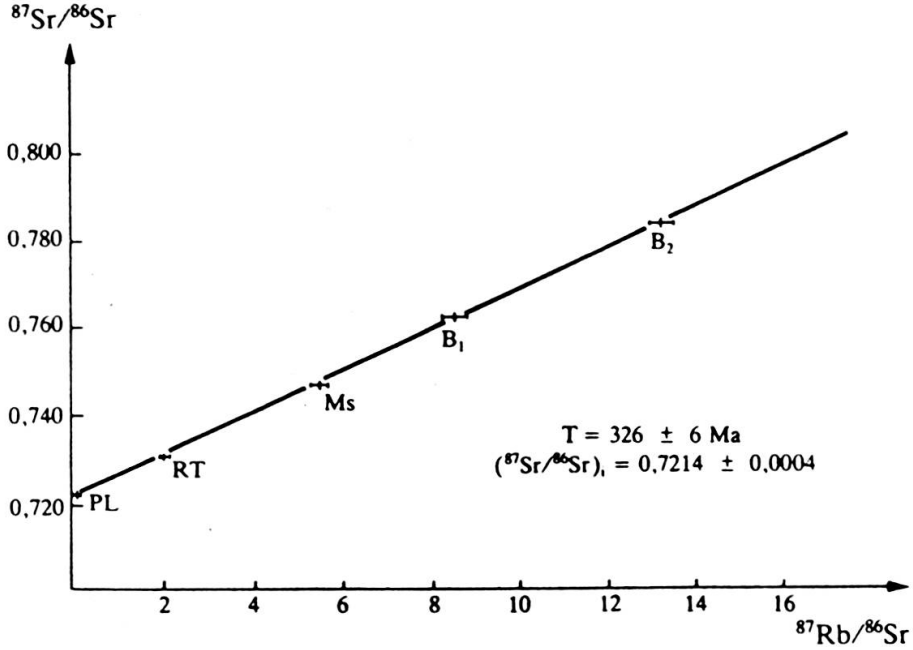
On remarque qu'elle a la forme d'une droite y = b + xa à la condition que t soit une constante. Cette observation permet de calculer et non plus de supposer la constitution isotopique initiale du strontium. Pour ce faire, il faut travailler sur un ensemble d'échantillons. La pente de la droite a qui est égale à $e^{\lambda t}$ -1 est proportionnelle à l'âge t de l'ensemble et l'origine b est égale au rapport 87Sr/86Sr initial, soit l'intersection de la droite avec l'ordonnée. Une telle droite s'appelle isochrone.

Les conditions théoriques d'obtention d'une isochrone sont les suivantes:

A. t doit être une constante, c'est-à-dire que tous les échantillons doivent d'une part avoir le même âge et d'autre part s'être comportés en systèmes clos vis-à-vis du rubidium et du strontium.

B. b doit être commun pour tous les échantillons. Cela signifie que tous doivent avoir eu, à un certain moment de leur histoire, une constitution isotopique du strontium identique. Cette notion recouvre souvent, dans la pratique, celle du cogénétisme des échantillons analysés;

C. les points représentatifs doivent définir une droite. La qualité d'une isochrone dépendra du nombre d'échantillons analysés, de leur répartition les uns par rapport aux autres et par rapport aux coordonnées et de la plus ou moins grande rigueur de l'alignement. Dans la pratique, on utilise souvent comme critère mathématique de l'alignement des points un indice connu sous le nom d'indice de déviation pondérée. Les isochrones construites uniquement sur des roches totales peuvent poser des problèmes relativement importants lors de l'interprétation. On peut en effet avoir de faux alignements de points analytiques ou des droites de mélange qui ont une signification géologique difficilement explicable. En revanche, une isochrone sur plusieurs minéraux provenant d'une même roche est plus utile et permet de s'assurer de la condition de cogénétisme. De plus, lors de la cristallisation, le strontium et le rubidium se répartissent en quantités différentes entre les divers minéraux, il est ainsi facile d'avoir une répartition favorable des points et non pas des points regroupés au même endroit sur le diagramme. En général, on rencontre sur l'isochrone, dans l'ordre, l'apatite, le plagioclase, le feldspath potassique, la muscovite et enfin la biotite.



(4.4.)

L'obtention d'un alignement des points dépendra surtout de la condition de comportement en système clos au même moment de tous les minéraux pris en considération car les minéraux n'ont pas tous les mêmes températures de blocage en ce

qui concerne la diffusion du rubidium et du strontium. L'isochrone n'est possible que si tous les minéraux analysés se sont refroidis durant un temps court par rapport à l'âge mesuré. L'application de la méthode rubidium-strontium sera plus facile pour les roches d'origine magmatique que pour les roches d'origine sédimentaire, pour les roches ortho-dérivées que pour les roches para-dérivées. De très nombreux exemples de géochronologie rubidium-strontium existent dans la littérature et l'on peut dire que cette méthode a permis de faire d'énormes progrès dans le domaine de la géochronologie mais aussi dans celui de la géochimie isotopique et de la géologie en générale puisque ces résultats permettent de résoudre un grand nombre de problèmes qu'il serait vain d'essayer de caractériser sans cela. La mise en oeuvre de cette méthode a été très fructueuse pour les connaissances fondamentales ou méthodologiques, elle a été très efficace en ce qui concerne la recherche appliquée en particulier la recherche minière. Par ses possibilités sur une échelle de temps très large et aussi par sa relative simplicité de mise en oeuvre, elle reste pour le géologue un outil d'avenir, l'une des principales méthodes géochronologiques. En effet, l'utilisation de spectromètres de masse sophistiqués et la nécessité de préparations chimiques longues et délicates avant la mesure au spectromètre de masse, allonge les temps d'analyse et augmente le prix de chaque détermination.

Chapitre 5.

LES MÉTHODES BASÉES SUR LES ISOTOPES DE L'URANIUM, DU THORIUM ET DU PLOMB

INTRODUCTION

Les chronomètres uranium-thorium-plomb sont probablement les plus précis que l'on puisse mettre en oeuvre sur des échantillons plus vieux que 30 Ma. Pour tout échantillon dont on peut être sûr qu'il a constitué un système fermé pour les éléments-parents et les éléments-descendants durant au moins un Ma, on peut considérer les couples uranium-plomb ou thorium-plomb comme pouvant être utilisés en géochronologie. On dispose alors de trois couples chronométriques ^{238}U-^{206}Pb, ^{235}U-^{207}Pb, ^{232}Th-^{208}Pb.

$$\begin{aligned} {}^{238}U &\rightarrow {}^{206}Pb\ (\lambda = 0{,}155125 \times 10^{-9}\ an^{-1}) \\ {}^{235}U &\rightarrow {}^{207}Pb\ (\lambda' = 0{,}98485 \times 10^{-9}\ an^{-1}) \\ {}^{232}Th &\rightarrow {}^{208}Pb\ (\lambda'' = 0{,}049475 \times 10^{-9}\ an^{-1}) \end{aligned} \qquad (5.1.)$$

Pour ces trois couples, les constantes de désintégration sont connues avec une précision de l'ordre du millième. L'uranium ne possède que deux isotopes importants,

^{235}U et ^{238}U dont le rapport est actuellement $^{238}U/^{235}U$ = 137,88. Le thorium n'a qu'un seul isotope quantitativement important le ^{232}Th. Le plomb possède 4 isotopes dont 3 sont partiellement radiogéniques, c'est-à-dire créés par une désintégration radioactive, le ^{204}Pb, quant à lui, est stable, c'est-à-dire que son abondance ne varie pas au cours du temps par réaction nucléaire. Pour un système chronométrique tel que minéral, roche ou massif qui reste fermé aux échanges, soit pour les éléments-parents, soit pour les éléments-descendants, la probabilité de désintégration est indépendante du temps. Il est possible d'utiliser les chronomètres uranium-plomb dans trois types de cas.

A. Les systèmes ne contiennent initialement pas de plomb, c'est le cas typique des zircons qui conduit à la méthode dite "Concordia".
B. Les systèmes contiennent du plomb initial et la mesure de l'abondance de l'isotope-parent est significative. Nous avons là un chronomètre thorium-plomb.
C. Les systèmes contiennent du plomb initial mais la mesure de l'abondance de l'isotope-parent n'est pas significative de la valeur prise durant l'histoire du système. C'est le chronomètre dit par la méthode "plomb-plomb". L'uranium et le thorium présentent des rayons ioniques importants, ce qui réduit considérablement leur capacité de se substituer dans les structures des minéraux. Dans la plupart d'entre eux, l'uranium et le thorium se localisent principalement dans les défauts de structure à des concentrations de l'ordre de quelques ppb à quelques ppm. Cependant, un certain nombre de minéraux admettent en substitution des quantités parfois importantes de radio-éléments, mais très peu de plomb, car son rayon ionique est encore plus élevé que ceux de l'uranium et du thorium. Le plomb présent dans ces minéraux sera donc essentiellement du plomb d'origine radiogénique. Le zircon et la monazite sont les minéraux les plus utilisés dans les applications géochronologiques. Signalons de plus le xénotyme, l'allanite, l'épidote, le sphène, l'apatite ainsi que les oxydes d'uranium tels que la pechblende ou des sulfures qui contiennent parfois des quantités non négligeables d'uranium.

On peut subdiviser la méthode uranium-thorium-plomb en trois grandes applications:

A. **La méthode Concordia**
B. **Les isochrones uranium-plomb et thorium-plomb**
C. **La méthode plomb-plomb**

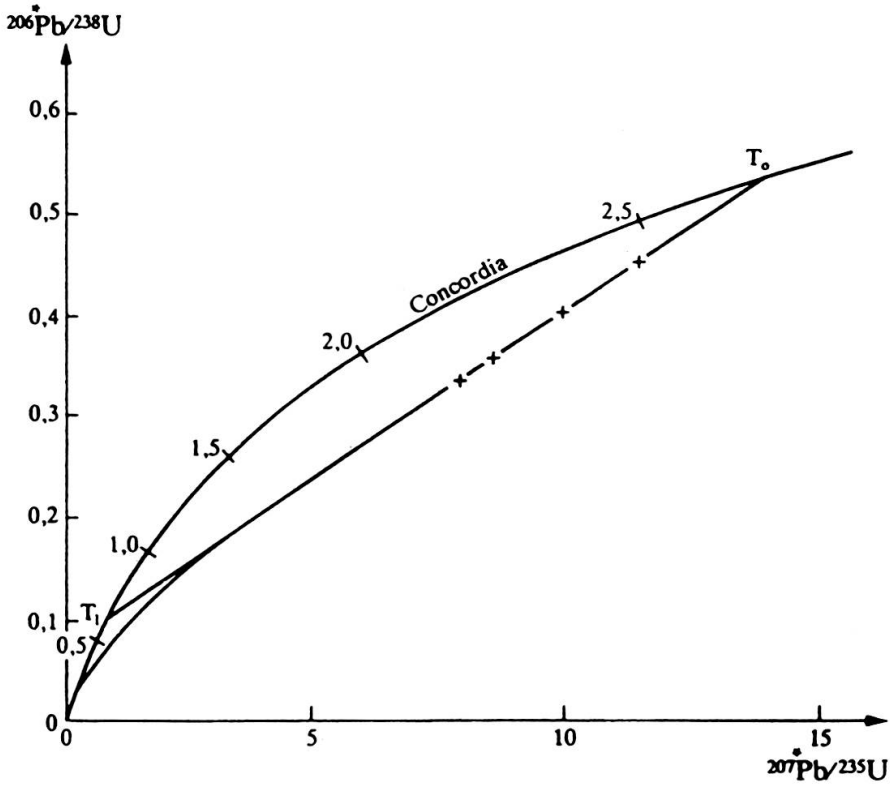
Toutes trois sont utilisées couramment, mais chacune d'entre elles a ses spécificités.

5.1. La méthode Concordia

Dans un zircon, l'uranium remplace le zirconium de façon très stable. Si, au cours des phénomènes d'altération ou de métamorphisme, cette stabilité garantit l'immobilité de l'uranium, il n'en est pas de même des isotopes du plomb issus de la désintégration. En effet, le rayon ionique du Pb^{2+} est très différent de celui du Zr^{4+}. Le plomb n'entre que très difficilement dans cette structure du zircon. Il s'ensuit que fort peu de plomb sera

incorporé durant la cristallisation du zircon. Le plomb radiogénique aura tendance à migrer hors du réseau de ce minéral avec une facilité d'autant plus grande que la structure cristalline sera géologiquement perturbée par l'altération ou par le métamorphisme. D'autres éléments chimiquement très mobiles (en particulier le radon et le radium) peuvent également s'échapper des réseaux cristallins. Les chronomètres devront donc être interprétés en termes de systèmes ouverts. Ce qui n'était pas le cas pour les méthodes que nous avons vues précédemment.

Par ailleurs, des rapports U/Pb très élevés peuvent se retrouver dans les minéralisations uranifères qui sont donc utilisables par cette méthode. Si l'on ne considère que les isotopes parents ^{238}U et ^{235}U ainsi que les isotopes stables ^{206}Pb et ^{207}Pb, on dispose alors de deux couples qui nous permettent de construire un diagramme ayant en ordonnée le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ et en abscisse $^{207}Pb/^{235}U$. Le lieu géométrique des points de même âge définit une courbe que l'on appelle Concordia soit le lieu des points d'âge concordant pour les deux chronomètres. En pratique, les points analytiques ont souvent tendance à se disposer sur des droites "Discordia" qui sont toujours en-dessous de cette courbe Concordia. Les intersections de cette droite et de la courbe Concordia peuvent avoir une signification géologique.



(5.2.)

Du côté des âges élevés, l'intersection donne l'âge de cristallisation des minéraux analysés. Du côté des âges jeunes, l'interprétation de l'intercept est beaucoup plus difficile. Ce peut être, soit un évènement géologique ayant remis le chronomètre à zéro, soit une diffusion régulière des produits de désintégration de l'uranium. Pour parvenir à interpréter l'intercept côté âge faible, il faut procéder de la manière suivante:

A. Séparer les zircons d'un même échantillon en fonction de leur taille et de leurs propriétés magnétiques, tout en vérifiant que ces différentes fractions sont génétiquement homogènes. Un mélange de populations cristallisées à des périodes distinctes ne permet pas une bonne interprétation. L'existence de coeurs hérités, d'excroissances, de groupes de coloration différente sont des facteurs de perturbation que l'on doit pouvoir éviter.

B. Analyser les différentes fractions qui sont presque toujours discordantes en espérant un alignement des points. L'intersect supérieur reste significatif d'un âge de cristallisation.

C. Rechercher des indices extérieurs pour les âges intermédiaires, soit en utilisant les données des autres méthodes géochronométriques, telles que potassium-argon, rubidium-strontium, ou en s'adressant à d'autres minéraux que le zircon, p. ex. la monazite, pour des âges uranium-plomb. Dans le cas où aucune cohérence n'est atteinte entre l'âge indiqué par l'intersect inférieur avec la Concordia et ces indications indépendantes, une grande prudence s'impose sur l'interprétation de cet âge. Avec l'amélioration des méthodes analytiques, où l'on a la possibilité d'analyser des nano-quantités d'échantillons, en particulier d'analyser zircon après zircon, ces problèmes de Discordia sont beaucoup moins sensibles.

5.2. Les isochrones uranium-plomb et thorium-plomb

Le concept de base pous l'utilisation des isochrones uranium-plomb et dans certains cas thorium-plomb n'est pas différent de celui qui est mis en oeuvre dans la méthode rubidium-strontium ou samarium-néodymium. Un ensemble d'échantillons de roches ou de minéraux peut être daté moyennant les conditions habituelles:

A. Les échantillons sont du même âge.

B. La composition isotopique du plomb de chaque échantillon au temps de sa formation est identique.

C. Chaque échantillon s'est comporté en système clos pour chacun des isotopes que le chronomètre utilise.

Dans ce cas les équations correspondantes s'écrivent :

$$\begin{aligned}
\left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} &= \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{238}\mathrm{U}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda T} - 1) \\
\left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} &= \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{235}\mathrm{U}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda' T} - 1) \qquad (5.3.) \\
\left(\frac{^{208}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} &= \left(\frac{^{208}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{232}\mathrm{Th}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda'' T} - 1)
\end{aligned}$$

L'utilisation de cette méthode est limitée.

A. Pour les couples U-Pb, la condition du système clos n'est qu'exceptionnellement respectée, car l'altération récente en sub-surface évacue très aisément l'uranium.
B. Pour le couple ^{232}Th-^{208}Pb, il est difficile d'obtenir des valeurs précises de ^{232}Th.

5.3. La méthode Pb-Pb

Il s'agit certainement du chronomètre le plus difficile à mettre en oeuvre en raison des considérations théoriques qui le soustendent. Dans le cas idéal, où une série de roches ou des minéraux sont cogénétiques, mais qui se différencient et évoluent en un système clos jusqu'au temps t où s'effectue la mesure, on peut appliquer la méthode dite Pb-Pb. Les concentrations en U, Th et Pb de ces roches seront fonction de la nature des minéraux qui les composent, ainsi que des conditions de température et de pression à laquelle la cristallisation a eu lieu. On pourra donc s'attendre à une assez forte variabilité, le comportement géochimique de ces trois éléments étant sensiblement différent. Par contre, les processus physico-chimiques n'affectent pas de façon sensible les proportions des isotopes du Pb. Des roches cogénétiques seront donc en principe caractérisées par une composition isotopique du Pb unique et des rapports U/Pb et Th/Pb variables d'un échantillon à l'autre. Si μ représente le rapport entre l'élément radioactif et l'élément stable, on peut écrire, en l'appliquant au couple U-Pb, l'équation de la façon suivante:

$$\mu = \frac{^{238}\mathrm{U}(T)}{^{204}\mathrm{Pb}(T)}\, e^{-\lambda T} = \frac{^{238}\mathrm{U}(0)}{^{204}\mathrm{Pb}(0)} \qquad (5.4.)$$

Puisque l'on a deux couples soit ^{238}U-^{206}Pb et ^{235}U-^{207}Pb, on a deux équations que l'on peut combiner et obtenir l'équation générale suivante:

$$\frac{\left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{T_1} - \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{T_0}}{\left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{T_1} - \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{T_0}} = \frac{1}{137{,}88}\,\frac{e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' T_1}}{e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_1}} \qquad (5.5.)$$

Les résultats de ces équations peuvent être utilisées dans un diagramme ^{207}Pb/^{204}Pb en ordonnée et ^{206}Pb/^{204}Pb en abcisse où l'on voit l'évolution des rapports isotopiques du plomb en système fermé. La composition de départ est celle de la troïlite de Cañon Diablo, et le système évolue jusqu'au temps actuel avec des valeurs de μ comprises, pour le cas qui nous occupe, entre 8 et 12. La méthode Pb-Pb est applicable à de nombreuses roches anciennes, en général d'un âge supérieur à 1000 Ma. A cause de la quasi disparition de ^{235}U, la pente des isochrones 207/204 et 206/204 ne varie actuellement plus de façon très rapide. Pour les valeurs usuelles du facteur μ comprises entre 5 et 20, l'erreur

sur l'âge est très importante. Le cas des minéralisations à fort μ est évidemment plus favorable. Une extension importante de la méthode Pb-Pb est l'aptitude qu'elle confère, lorsque l'on mesure également les teneurs en uranium et en plomb, à déterminer les pertes de ces deux éléments au cours des processus d'altération.

Chapitre 6.

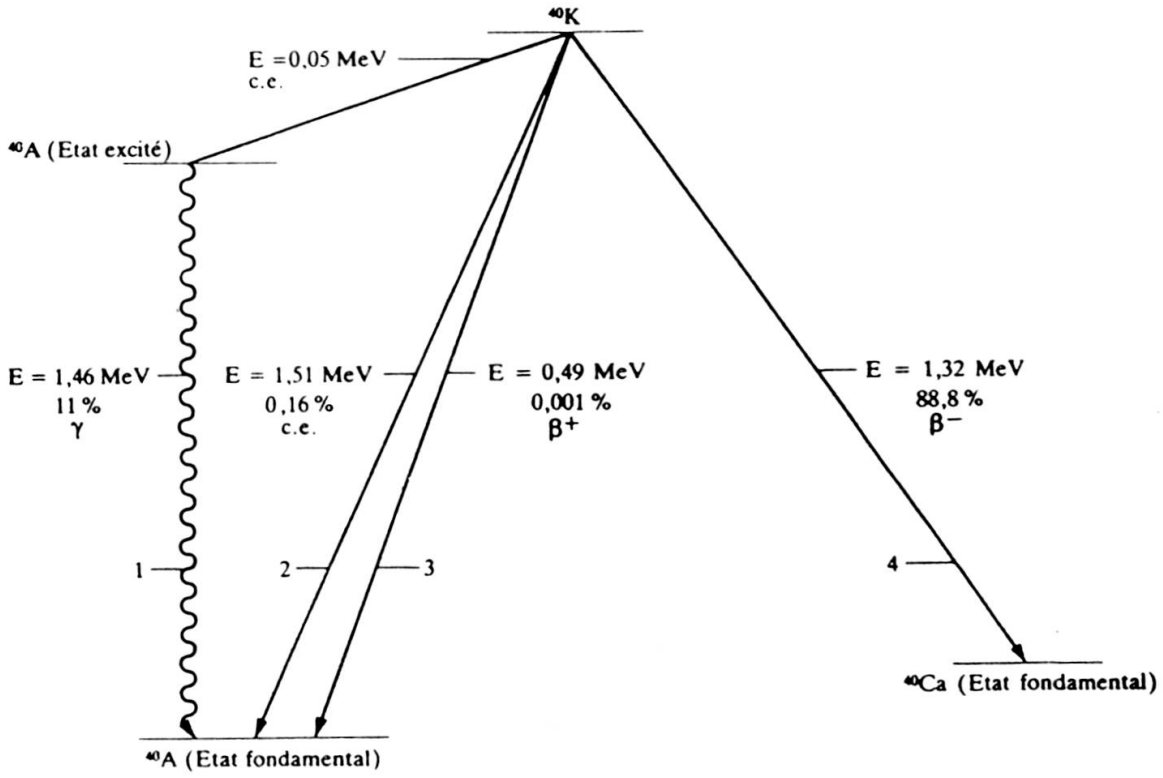
LA MÉTHODE CLASSIQUE POTASSIUM-ARGON

INTRODUCTION

Les principes de cette méthode sont connus de longue date, mais elle est devenue d'un usage courant en raison de la diversité des matériaux géologiques auxquels elle peut s'appliquer, de sa simplicité de mise en oeuvre et du prix relativement modeste des instruments nécessaires aux mesures qui doivent être faites en comparaison avec d'autres méthodes étudiées précédemment.

Le ^{40}K, l'un des isotopes du potassium, est radioactif. Sa période est de 1,25 10^9 an. Il se désintègre en ^{40}Ar et en ^{40}Ca. Si la constante de désintégration est connue, si les quantités d'isotopes parents et descendants sont mesurés de façon précise, il est possible de calculer un âge. En fait, le schéma de désintégration radioactive du ^{40}K est complexe. Il produit d'une part du ^{40}Ca par émission ß- et, d'autre part, du ^{40}Ar selon trois réactions différentes.

Seules ces dernières nous intéressent.



A. Un électron, généralement de la couche K, est capturé avec création d'un neutron au dépens d'un proton. L'atome de ^{40}Ar ainsi produit est dans un état excité. Il retourne rapidement à l'état fondamental en émettant un rayonnement γ.
B. Un processus voisin consiste en une capture électronique sans émission de rayonnement γ.
C. Un troisième mécanisme de transformation résulte de l'émission d'un positron, particule ß+, qui a pour effet de transformer un proton en neutron.

On pourrait donc, à partir du ^{40}K, avoir deux chronomètres, un chronomètre potassium-argon et un chronomètre potassium-calcium. Mais le ^{40}Ca est l'isotope naturel le plus abondant de cet élément. Les variations en ^{40}Ca dues à la transformation du ^{40}K sont négligeables et de ce fait difficilement mesurables. On dit que le ^{40}Ca radiogénique est "noyé"dans le ^{40}Ca.

L'argon, pour sa part, est constitué de trois isotopes: ^{40}Ar, ^{38}Ar et ^{36}Ar. Notons d'emblée que le ^{36}Ar n'est pas le produit d'une désintégration. Il est donc non radiogénique, mais il a une importance fondamentale dans la méthode géochronométrique K-Ar, puisque c'est lui qui permettra de faire la correction nécessaire pour tenir compte de ^{40}Ar atmosphérique rencontré normalement dans l'analyse des minéraux et des roches. Dans l'atmosphère, le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ est constant et égal à 295,5. L'équation de l'âge s'écrit comme suit :

$$^{40}A^* + {}^{40}Ca^* = {}^{40}K\,(e^{\lambda t} - 1) \qquad (6.1.)$$

$^{40}Ar^*$ et $^{40}Ca^*$ représentent l'^{40}Ar et le ^{40}Ca produits par la désintégration in-situ de ^{40}K.

λ représente la constante radioactive globale du ^{40}K. On peut poser $\lambda = \lambda e + \lambda\beta$.

λe se réfère à la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar tandis que $\lambda\beta$ se réfère à la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca.

$$\boxed{t = \frac{1}{\lambda\varepsilon + \lambda\beta} \log e \left[\frac{^{40}A^*}{^{40}K} \frac{\lambda\varepsilon + \lambda\beta}{\lambda\varepsilon} + 1 \right]} \qquad (6.2.)$$

Quelques hypothèses doivent être satisfaites pour que l'âge calculé à l'aide de l'équation ci-dessus ait une signification géologique.

A. Les termes λe et λb sont des constantes.
B. La composition isotopique du potassium est constante, quel que soit le système considéré.
C. L'argon, dans le système, ne peut avoir que deux origines: radiogénique ou atmosphérique.
D. Le système est resté clos vis-à-vis du potassium et de l'argon depuis l'évènement géologique que l'on veut dater.

E. Aucun argon n'a été introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation, soit lors d'un évènement métamorphique subséquent. En d'autres termes, l'argon initial Ar_0 est négligeable.

F. Une correction appropriée est effectuée pour corriger la présence d'argon atmosphérique adsorbé dans l'échantillon. Pour calculer un âge à l'aide de l'équation ci-dessus, il suffit de mesurer les teneurs en ^{40}Ar radiogénique et en ^{40}K d'un système donné. Actuellement, la teneur en ^{40}Ar est mesurée par dilution isotopique et spectrométrie de masse. La méthode potassium-argon n'a pas de limite supérieure, puisque nous avons à faire à une horloge de type cumulatif. En revanche, la limite inférieure est essentiellement due à la contamination, de ^{40}Ar atmosphérique qui doit être soustrait de ^{40}Ar total pour obtenir ^{40}Ar radiogénique.

6.1. Fonctionnement de l'horloge potassium-argon

On a dit que la méthode potassium-argon était une horloge d'accumulation. Lorsqu'un atome de $^{40}K^*$ se désintègre en ^{40}Ar, ce dernier est, en principe, retenu à l'intérieur du réseau cristallin. Il ne peut s'en échapper que si le minéral est fondu, s'il recristallise ou s'il est chauffé à une température telle que Ar diffuse à travers le réseau. Il y a trois périodes particulières dans l'établissement d'une horloge potassium-argon. La première, à haute température, lorsque l'argon ne reste pas dans le réseau. La seconde correspond à un début de refroidissement et d'accumulation de l'argon, le troisième voit une rétention complète de ce gaz dans la structure du minéral. La durée de la deuxième phase a une grande importance sur le résultat que l'on obtiendra par cette méthode. Si le processus géologique qui influence la durée de cette étape est court, par exemple lors du volcanisme, la durée du stade intermédiaire peut être considérée comme négligeable. Les âges mesurés sur les différents minéraux seront identiques et refléteront le moment de cristallisation du magma. Au contraire, dans le cas d'un processus lent, comme le refroidissement d'un batholite ou lors d'un épisode métamorphique, cette deuxième phase peut être longue. L'analyse de ces différents phénomènes a donné naissance à la notion de température de blocage (appelée aussi température de fermeture) de la structure cristalline à la diffusion de ^{40}Ar radiogénique. En raison de leurs structures différentes, tous les minéraux n'ont pas la même température de fermeture. Celle de la hornblende est estimée à 530±40°C, celle de la biotite à 280-300±50°C, celle de la muscovite à 350±50°C. Les feldspaths potassiques de basse température ont une température de fermeture de l'ordre de 150°C. Les plagioclases, quant à eux, ont une température mal définie, en particulier en fonction de leur variabilité de composition, mais elle ne doit pas être très différente de celle des feldspaths potassiques. Dans le cas d'une roche ayant subi une histoire simple, n'ayant pas été réchauffée depuis la période de sa cristallisation, les datations potassium-argon que l'on obtiendra sur les différents minéraux pourront donner des âges différents puisque la température de fermeture est de plus en plus basse suivant les minéraux. Au contraire, lorsqu'une roche a été réchauffée à une température de 450°C, la biotite aura perdu la majeure partie de son argon radiogénique accumulé avant cet évènement, tandis

que la muscovite, qui libère l'argon radiogénique à une température beaucoup plus élevée, aura conservé ce qu'elle avait déjà accumulé avant cet évènement métamorphique. L'âge que l'on pourra mesurer sur la muscovite sera supérieure à l'âge que l'on pourra mesurer sur la biotite.

6.2. Les excès d'argon

L'une des hypothèses fondamentales de la méthode potassium-argon dit que le matériel ne contient pas d'argon radiogénique, en plus de celui qui est produit par la décroissance, dans la structure elle-même, du ^{40}K. Il arrive cependant que le milieu dans lequel le minéral cristallise contienne une certaine quantité de ^{40}Ar qui sera intégrée à la structure et qui sera comptée comme du ^{40}Ar radiogénique. Ceci a pour conséquence d'augmenter l'âge mesuré. L'excès d'argon peut être observé dans tous les minéraux utilisés dans cette méthode. Il est cependant plus fréquent dans les minéraux à faible teneur en potassium comme les pyroxènes ou les plagioclases. Le facteur essentiel de l'apparition d'argon en surpression est un environnement géologique de haute pression de gaz, en particulier le métamorphisme haute-pression des pegmatites. Cependant, l'excès d'argon est très probablement le résultat d'un contexte géologique donné plutôt de l'affinité d'un minéral pour les gaz rares.

A l'opposé, les pertes d'argon ont pour effet de donner des âges géologiquement trop jeunes. Si la perte d'argon est complète, l'horloge est remise à zéro et l'on date simplement le phénomène qui a permis à ^{40}Ar radiogénique de s'échapper de la structure. Lorsque cette perte est incomplète, on mesure un âge intermédiaire qui n'a bien souvent pas de signification géologique précise. Citons parmi les facteurs susceptibles de provoquer des pertes d'argon, l'inaptitude d'un réseau cristallin à retenir l'argon (certains plagioclases), la fusion partielle, le métamorphisme, l'altération hydrothermale et supergène.

6.3. Les isochrones potassium-argon

Pour interpréter les résultats donnés par cette méthode, on emploie deux types différents de représentation graphique. La première est dite isochrone ^{40}Ar-^{40}K, la seconde étant l'isochrone $^{40}Ar/^{36}Ar$ en fonction de $^{40}K/^{36}Ar$. Si les échantillons sont cogénétiques, que ce soient des roches ou les minéraux d'une roche, les points analytiques doivent être alignés dans les deux isochrones. Dans les deux cas, la pente de la droite liant les points analytiques est directement fonction du temps. Dans la première isochrone, s'il n'y a ni gain ni perte d'argon radiogénique, la droite passe par l'origine. S'il y a gain d'argon, elle coupera l'ordonnée au-dessus de zéro, s'il y a perte, elle coupera ce même axe en-dessous de zéro. Dans la seconde isochrone, les données analytiques d'échantillons cogénétiques se distribuent sur une droite, coupant l'ordonnée $^{40}Ar/^{36}Ar$ à la valeur 295,5 qui est le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique. S'il y a excès d'argon, la droite coupera l'ordonnée au-dessus de cette valeur de 295,5. On aura ainsi une mesure de l'argon hérité au moment de la cristallisation par les minéraux constituant la roche.

6.4. Utilisation de la méthode potassium-argon en géologie

Une roche ou un minéral doit remplir trois conditions pour être considéré comme un chronomètre fiable.

A. Il retient l'argon à des températures géologiques normales, c'est-à-dire déjà entre 100 et 200°C.
B. Il résiste à l'altération hydrothermale et atmosphérique.
C. Il contient assez de potassium pour permettre les déterminations du potassium et de l'argon.

Les minéraux les plus couramment utilisés dans cette méthode sont les feldspaths potassiques, les biotites, les muscovites, dans une moindre mesure les plagioclases, les feldspathoïdes, les amphiboles, les pyroxènes. Une mention particulière doit être faite ici en ce qui concerne les roches totales. La méthode potassium-argon leur est fréquemment appliquée, en particulier lorsque les minéraux sont trop fins pour être séparés les uns des autres par espèce pour pouvoir être datés individuellement. La roche étant constituée de minéraux qui retiennent plus ou moins bien ^{40}Ar radiogénique, les âges obtenus pourront être sujet à caution en fonction du type de minéraux qu'elle contient, en particulier si elle contient du verre qui pose des problèmes particuliers de rétention de l'argon radiogénique. En ce qui concerne les roches sédimentaires, seule la glauconie contient suffisamment de potassium pour être un bon chronomètre. Cependant, ses qualités de rétention de l'argon sont faibles. Les glauconies ne peuvent être utilisées comme chronomètre que lorsque l'on est absolument sûr qu'on est bien en présence de glauconies, et qu'elles sont primaires, ce qui n'est pas toujours le cas. De plus, la préparation et la mesure de l'argon des glauconies nécessitent des conditions analytiques particulières puisque lors du broyage déjà, on a pu observer des pertes d'argon. En conclusion, la méthode potassium-argon s'applique bien à un grand nombre de minéraux et de roches totales. En raison d'une période de désintégration relativement courte du ^{40}K, elle permet de dater aussi bien des évènements géologiques récents que des évènements plus anciens. Il faut cependant se souvenir que plus on recule dans le temps, plus les chances de métamorphisme, d'évènements géologiques influençant la rétention de l'argon radiogénique deviennent importants. Enfin, la méthode peut être mise en oeuvre avec des moyens analytiques relativement modestes, comparés à ceux qui sont nécessaires pour des méthodes telles que rubidium-strontium ou uranium-thorium-plomb.

Chapitre 7

MÉTHODE DE DATATION $^{40}Ar/^{39}Ar$

INTRODUCTION

La méthode conventionnelle K/Ar pour la datation dépend du principe que l'échantillon ne contenait pas d'argon au moment de sa cristallisation et que par la suite, tout

l'argon radiogénique produit a été retenu quantitativement dans la structure du minéral. La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, qui a été pour la première fois décrite par Merrihue et Turner en 1966, peut tourner certaines difficultés de la méthode conventionnelle K/Ar, Cette méthode a quelques avantages supplémentaires par rapport à la méthode classique, en ce sens que seule la mesure des rapports des isotopes de l'argon sont nécessaires. Le problème de l'inhomogénéité des échantillons et la nécessité de mesurer des concentrations absolues en potassium et en argon est de ce fait éliminé. Cette méthode est parfaitement adaptée à la datation de très petits échantillons tels que les météorites ou les roches et minéraux lunaires. Elle permet également de dater avec une bonne précision des roches ayant 10.000 ans.

7.1. Principe de la méthode

La méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ est basée sur la formation de ^{39}Ar par irradiation d'échantillons contenant du potassium au moyen de neutrons thermiques et rapides dans un réacteur nucléaire. La relation s'écrit:

$$^{39}_{19}K(n, p)\, ^{39}_{18}Ar$$

L'argon 39 est instable et se dégrade en ^{39}K par émission ß avec une demi-vie de 269 années. En raison de son taux de dégradation lent, le ^{39}Ar peut être considéré comme stable durant la période courte qui s'écoule entre le moment de l'irradiation et le moment de l'analyse au spectromètre de masse. Les premières applications de cette méthode par Wencke et König en 1959 ont été faites au moyen de techniques de comptage de l'isotope ^{39}Ar produit par cette réaction. Plus tard, Merrihue (1965), a proposé que le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ pouvait être mesuré par spectrométrie de masse. L'année suivante, Merrihue et Turner ont décrit le procédé de mesure et publié des résultats pour plusieurs météorites pierreuses, résultats qui étaient en bon accord avec les âges donnés par la méthode K-Ar conventionnelle. Les principes de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été décrits par Dalrymple et Lanphere en 1971 et 1974, McDougall en 1974 et Dallmeyer en 1979. Lorsqu'un échantillon contenant du potassium est irradié avec des neutrons, des isotopes de l'argon sont formés par un certain nombre de réactions faisant intervenir le potassium, le calcium et le chlore. Si on laisse de côté toutes les réactions d'interférence et que nous nous attachions seulement à la production de ^{39}Ar par les réactions des neutrons avec le ^{39}K nous voyons que la formule peut s'écrire:

$$^{39}Ar = {}^{39}K\ \delta t \int \phi(e)\sigma(e)de$$

dans lequel ^{39}K est le nombre d'atomes de cet isotope dans l'échantillon irradié, ∂t est la durée d'irradiation, ϕ_e est le flux de neutrons d'énergie e, σ_e et la section efficace du ^{39}K pour les neutrons ayant une énergie e. L'intégration est faite sur l'ensemble du spectre d'énergie des neutrons incidents. Le nombre de ^{40}Ar radiogénique présent dans l'échantillon suite à la décroissance du ^{40}K durant la vie du minéral est exprimée par la formule:

$$^{40}\mathrm{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda}\,{}^{40}\mathrm{K}(e^{\lambda t} - 1) \tag{7.3.}$$

dans laquelle λe est la constante de dégradation du ^{40}K par capture d'électrons et λ est la constante totale de dégradation de ^{40}K. Après irradiation dans un flux de neutrons, le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar est donné par la relation:

$$\frac{^{40}\mathrm{Ar}^*}{^{39}\mathrm{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda}\frac{^{40}\mathrm{K}}{^{39}\mathrm{K}}\frac{1}{\Delta T}\frac{e^{\lambda t} - 1}{\int \varphi(\epsilon)\sigma(\epsilon)\, d\epsilon} \tag{7.4.}$$

On peut définir le paramètre J comme

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_e}\frac{^{39}\mathrm{K}}{^{40}\mathrm{K}}\Delta T \int \varphi(\epsilon)\sigma(\epsilon)\, d\epsilon \tag{7.5.}$$

et l'on remplace dans l'équation ci-dessus qui nous amène à la relation suivante:

$$\frac{^{40}\mathrm{Ar}^*}{^{39}\mathrm{Ar}} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J} \tag{7.6.}$$

La densité du flux neutronique et la section efficace sont des grandeurs difficile à calculer. Cependant, on peut mesurer J par l'emploi d'un échantillon d'âge connu que l'on va appeler "moniteur" et qui sera irradié en même temps que les échantillons d'âge inconnu. Lorsque le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar est mesuré pour le moniteur, J peut être calculé à partir de l'équation:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{^{40}\mathrm{Ar}^*/^{39}\mathrm{Ar}} \tag{7.7.}$$

dans laquelle tm est l'âge connu du moniteur et ^{40}Ar*/^{39}Ar est la valeur mesurée pour ce moniteur. Le spectre énergétique du flux de neutrons qui va irradier les échantillons exposés dans le réacteur nucléaire, sera variable en fonction de la position des échantillons dans le porte-échantillons. Pour cette raison, plusieurs moniteurs doivent être insérés, à l'intérieur du porte-échantillons, à des endroits bien précis, intercalés entre les échantillons. Le tout est ensuite irradié pour plusieurs jours dans un réacteur nucléaire pour permettre la production de ^{39}Ar. Après irradiation, l'argon du moniteur est extrait par fusion dans un système à haut-vide et le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar est mesuré par spectrométrie de masse. Les valeurs de J sont ensuite calculées à partir de l'équation définie ci-dessus.

Les valeurs de J à utiliser pour les échantillons inconnus sont ensuite obtenus par interpolation: les rapports ^{40}Ar*/^{39}Ar pour les échantillons inconnus sont ensuite mesurés de la même manière et utilisés dans l'équation suivante:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} J + 1 \right) \qquad (7.8.)$$

La mesure précise de J est très importante puisqu'elle a une influence prépondérante sur le calcul de l'âge des échantillons inconnus. Les âges obtenus de cette manière sont appelés "âge par fusion totale". Ils sont soumis aux mêmes limitations que ceux obtenus par la méthode K-Ar conventionnelle car ils dépendent aussi de l'hypothèse qu'il n'y avait pas de ^{40}Ar radiogénique en excès au moment de la cristallisation et qu'aucun ^{40}Ar radiogénique n'a quitté la structure de l'échantillon entre le moment de la cristallisation et le moment de la mesure. Le seul avantage vient de ce qu'il suffit de mesurer des rapports isotopiques de l'argon. Dans le cas idéal ci-dessus, on pose l'hypothèse que le ^{40}Ar d'un échantillon irradié est soit de l'argon radiogénique, soit de l'argon atmosphérique, que tout le ^{36}Ar est atmosphérique et que le ^{39}Ar n'est produit que par l'irradiation du ^{39}K. Dans ce cas, les valeurs mesurées des rapports $^{40}Ar/^{39}Ar$ et $^{36}Ar/^{39}Ar$ peuvent être utilisés pour calculer le rapport radiogénique $^{40}Ar/^{39}Ar$, selon l'équation:

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_m - 295.5 \left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_m \qquad (7.9.)$$

dans lequel l'indice m indique les rapports mesurés et le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ est celui de l'argon atmosphérique soit 295,5. Il faut cependant signaler que des isotopes de l'argon sont aussi produits par d'autres réactions causées par l'interaction des neutrons avec les isotopes du calcium et du chlore. Ainsi, une série de corrections doivent être faites. Elles sont particulièrement délicates pour les échantillons de moins d'un Ma et ceux qui ont un rapport potassium sur calcium inférieur à 1. De nombreuses études ont été faites pour déterminer la contribution de ces réactions interférant avec celles qui permettent des mesures d'âge.

7.2. La technique de chauffage progressif

On a montré que l'on pouvait obtenir un âge en mesurant le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ par fusion complète de l'échantillon. Il y a aussi la possibilité de mesurer, par paliers, les âges sur la base de la mesure des rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ lorsque l'échantillon est progressivement chauffé jusqu'à ce qu'on obtienne sa température de fusion. Si l'échantillon a constitué un système fermé pour l'argon et le potassium depuis le temps de son refroidissement, les rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ et les âges géochronométriques calculés pour chaque palier de température doivent être constants.

Cependant, si de l'argon radiogénique s'échappe de certains sites cristallographiques, le rapport $^{40}Ar/^{39}Ar$ des différents gaz émis aux différentes températures sera variable et un spectre d'âge peut être obtenu. Sur un échantillon homogène d'une espèce minérale, on

peut penser que l'argon qui quittera le plus vite la structure sera celui qui est proche de la surface des grains. Plus la température des paliers augmente, plus l'argon qui sera relâché proviendra de parties internes du cristal. Finalement, le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ peut atteindre un plateau correspondant à l'âge le plus proche du temps qui s'est écoulé depuis le moment où le minéral s'est refroidi. Le chauffage par palier d'un échantillon de minéral qui a subi une perte partielle d'argon radiogénique permet d'obtenir une série de valeurs qui, dans le cas idéal, date le métamorphisme ainsi que l'âge du premier refroidissement.

L'avantage principal de la méthode $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ réside justement dans cette technique de chauffage par paliers successifs, car elle permet de déterminer l'âge le plus probable, peut-être sous-estimé, de la fermeture du système minéral ainsi que l'âge de minéraux qui ont subi une perte partielle de ^{40}Ar radiogénique durant un épisode métamorphique. Les premières utilisations de cette technique ont été faites soit sur des météorites, soit sur des échantillons lunaires, mais il est bien évident qu'elle est aussi utilisable sur des roches et des minéraux terrestres provenant de terrains métamorphiques. Lanphere et Dalrymple ont testé la validité de la méthode en mesurant, par cette technique, des échantillons dont l'histoire géologique ainsi que leurs âges ont été déterminés par d'autres méthodes. Leurs échantillons comprenaient des roches et des minéraux qui ont subi une perte d'argon partielle durant une phase de réchauffement postérieur à la cristallisation, des feldspaths potassiques qui n'ont pas été réchauffés depuis leur cristallisation et une diabase contenant ^{40}Ar en excès. Les rapports isotopiques $^{40}Ar/^{36}Ar$ et $^{39}Ar/^{36}Ar$ mesurés sur des fractions de gaz émis lors des chauffages à des températures de plus en plus grandes, se disposent sur des lignes droites du type isochrone. Les pentes de ces isochrones sont égales au rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ et l'on peut ainsi calculer des âges. L'intercept de cette isochrone avec l'axe portant le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ donne le rapport isotopique de l'argon qui n'est pas associé au potassium. Dans les cas où cet argon de contamination n'a pas la composition de l'argon atmosphérique, le rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ peut être utilisé pour déterminer la composante radiogénique ^{40}Ar de l'échantillon. Les différentes possibilités qu'offre la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été encore améliorées par l'usage du rayon laser pour permettre le départ d'argon de grains individuels tels que des biotites.

On a montré par là-même qu'il était possible de dater des roches ayant subi un métamorphisme faible, ou de dater également des sulfures qui autrement sont difficiles à caractériser. De plus, les données rassemblées lors des différents paliers de chauffage peuvent être utilisées pour calculer des coefficients apparents de diffusion et des énergies d'activation qui conduisent à estimer la température que devrait avoir le minéral lors des différentes valeurs-plateau. Ce développement de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ permet de construire des courbes de refroidissement des roches qui contiennent plusieurs minéraux riches en potassium et qui ont, de ce fait, des températures de fermeture différentes.

CONCLUSIONS

Cette brève revue des méthodes de datation radiométrique les plus importantes, montre que l'âge absolu d'une roche ignée peut être déterminé avec une bonne précision, que cet âge soit inférieur à 1 Ma ou supérieur à 1 Ga. Les transformations subies par les roches ne sont plus, dans la majorité des cas, un handicap à la détermination de leur âge. Il est souvent possible de préciser l'âge de ces modifications, de ce métamorphisme.

Il est important de préciser aussi que la réponse donnée dépend de la méthode utilisée et des minéraux analysés. Cela ne veut pas dire que ces méthodes ne sont pas fiables. Cela signifie que les minéraux ont chacun un comportement particulier, qu'ils retiennent différemment l'information, qu'ils réagissent spécifiquement aux modifications subies. La connaissance approfondie des réactions géochimiques qui ont leur siège dans les minéraux permet une interprétation pertinente et cohérente des données analytiques. Les notions de "système fermé" et de "température de fermeture" sont ici fondamentales.

Par ailleurs, le développement constant des moyens analytiques - fiabilité et précision - permet de cerner toujours mieux cette réalité de l'âge absolu.

Les roches d'origine sédimentaire ne peuvent être datées isotopiquement que par la glauconie ou les feldspaths autigènes. La biostratigraphie reste l'outil privilégié dans ce domaine.

Enfin, la confrontation des données géochronologiques et biostratigraphiques amène toujours à une meilleure connaissance de l'histoire de la Terre, but ultime des Sciences de la Terre et de ses artisans: les géologues.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

DALRYMPLE, G.B. and LANPHERE, M.A. (1969): Potassium-Argon dating. W.H. Freeman, San Francisco, 258 p.

DOE, B.R. (1970): Lead Isotopes. Springer Verlag, Berlin, 137 p.

DE PAOLO, D.J. (1985): Neodymium Isotope Geochemistry, an introduction. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.

FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. J. Wiley & Sons, New York, 589 p.

FAURE, G. and POWEL, J.L. (1972): Strontium Isotope Geology, Springer Verlag, Berlin, 188 p.

HAMILTON, E.I. (1965): Applied geochronology. Academic Press, London, 267 p.

HAMILTON, E.I. and FARQUHAR, R.M., eds (1968): Radiometric dating for geologists. Interscience, London, 506 p.

JÄGER, E. and HUNZIKER, J.C., eds (1979): Lectures in isotope geology. Springer Verlag, Berlin, 329 p.

ROTH, E. et POTY, B. (1989): Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications. Masson, Paris, 631 p.

YORK, D. and FARQUHAR, R. M. (1972): The Earth's age and geochronology. Pergamon Press, Oxford, 178 p.