

L'importance de la radioactivité en géosciences

Jean-Marc Montel

Résumé

La radioactivité est à la fois un acteur important du fonctionnement de la Terre et un outil de première importance pour les géologues. Source principale de la chaleur profonde de la planète, elle est donc responsable de sa dynamique interne, actuelle et passée. La radioactivité liée à l'uranium et au thorium est capable d'endommager la structure cristalline des minéraux qui les contiennent, jusqu'à les rendre amorphes. La cartographie de la radioactivité émise par l'uranium, le thorium et le potassium peut être utilisée comme un outil de prospection et un guide d'exploration géologique. La radioactivité est l'outil principal de datation des événements géologiques à toutes les échelles de temps et d'espace, et indirectement un outil de traçage des transferts dans les systèmes géologiques.

Mots-clés

Radioactivité, géosciences, géochronologie, JIREC 2010.

Abstract

The importance of radioactivity in geosciences

Radioactivity is both an important element of internal earth dynamics and a powerful tool for geologists. It is the main source of deep heat of the planet, and then responsible for its internal past and present dynamics. Radioactivity from uranium and thorium can damage crystal structure of minerals which contains those elements, up to an amorphous state. Mapping of uranium, thorium and potassium from their radioactivity is a tool for prospection and geological exploration. Radioactivity is the main method of dating geological events at all space and time scales. It is an indirect tool for tracing the transfers in geological systems.

Keywords

Radioactivity, geosciences, geochronology, JIREC 2010, teaching.

La radioactivité est un acteur majeur des systèmes géologiques par sa contribution au bilan thermique de la Terre et par ses effets sur les structures minérales. C'est également l'un des outils les plus utiles aux géologues, qui utilisent les propriétés des systèmes radioactifs pour déchiffrer le fonctionnement à toutes les échelles des géosystèmes, en particulier pour mesurer le temps. Une large part de cet article sera consacrée à cette application de la radioactivité, nommée *géochronologie*.

Dans la nature, les systèmes radioactifs sont nombreux et suivent essentiellement des radioactivités α ou β^- . Les systèmes radioactifs utiles pour les géologues sont en nombre plus restreint. Une première famille est constituée de noyaux présents au moment de la formation du système solaire et dont la période (demi-vie) est suffisamment longue pour qu'ils existent encore actuellement. Dans cette famille, quatre isotopes dominent : les actinides ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et leurs descendants, ainsi que ^{40}K . Il faut rappeler que l'uranium et le thorium sont à l'origine de chaînes de désintégrations complexes qui se terminent sur des isotopes stables du plomb, et qui incluent des noyaux dont les propriétés chimiques et radioactives sont variées. D'autres systèmes, plus rares, revêtent une grande importance en géosciences, comme les couples ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{147}Sm - ^{143}Nd , ou ^{187}Re - ^{187}Os . La seconde famille est constituée des noyaux radioactifs dits « cosmogéniques », créés en permanence par les rayons cosmiques, comme le ^{14}C . La troisième famille est celle des noyaux créés par l'homme et dispersés de façon plus ou moins volontaire. Il s'agit des noyaux issus des explosions nucléaires atmosphériques, de ceux libérés par l'accident de Tchernobyl, et des déchets nucléaires civils et militaires relâchés de façon contrôlée. Dans cette famille, on peut

également ranger les produits des explosions nucléaires souterraines civiles et militaires qui, de fait, sont maintenant inclus dans la géosphère, les futurs déchets radioactifs des stockages géologiques profonds, et les produits des réacteurs nucléaires naturels d'Oklo. Enfin, les géologues (ce terme sera utilisé ici comme recouvrant l'ensemble des scientifiques des géosciences, sans entrer dans le détail des différentes disciplines : géochimie, géophysique, minéralogie, etc.) ont également appris à utiliser les radioactivités éteintes, c'est-à-dire celles dont tous les noyaux-pères ont disparu.

Une forme extrême de radioactivité est la fission nucléaire. ^{238}U est l'objet de fissions spontanées, très rares mais suffisamment énergétiques (200 MeV) pour laisser des traces dans les minéraux, traces qui peuvent être utilisées en géochronologie.

Dans cet article, les notions fondamentales de la radioactivité (lois de désintégration, période, nature des différentes radioactivités, notion de noyau-père et de noyaux-fils) sont considérées comme maîtrisées. En revanche, les concepts géologiques seront expliqués de la façon la plus simple possible, sans vocabulaire spécifique.

Avant la radioactivité

Curieusement, en géologie, l'histoire de la radioactivité commence avant sa découverte. La pechblende, le principal minerai d'uranium, est connu depuis au moins la fin du Moyen Âge par les mineurs de l'Erzgebirge, en particulier dans les mines d'argent de Joachimsthal, actuellement en Tchéquie. C'est ainsi que Marie Curie pourra disposer de stocks importants de minerais pour ses travaux et que ses premières mesures porteront sur des minéraux [1]. Après la découverte

de l'uranium en 1789, les verriers allemands apprennent à l'utiliser comme colorant, bien avant la découverte de sa radioactivité en 1896. Trois ans avant, Brögger décrit des minéraux qui ont les caractéristiques morphologiques et géologiques de cristaux, mais les propriétés optiques de matériaux amorphes. Il propose pour les désigner le terme de « métamictite », toujours en usage [2]. Enfin, l'ignorance de la chaleur produite par la radioactivité de la Terre (mais également l'hypothèse d'une Terre entièrement solide) conduit Lord Kelvin à des estimations de l'âge de la Terre incompatibles avec les observations faites par les géologues d'une terre ancienne fonctionnant par des processus lents, ou celles des biologistes et paléontologues interprétant l'évolution des formes de vie suivant les thèses de Charles Darwin. On peut donc considérer que la géologie était « préparée » à l'arrivée de la radioactivité comme nouvel agent géologique.

Les effets physiques de la radioactivité sur les matériaux géologiques

La chaleur de la Terre

La radioactivité peut être considérée comme le carburant de la Terre en tant que machine thermique [3]. On estime actuellement que plus de la moitié de la chaleur interne de la Terre (25 TW) provient de la radioactivité de l'uranium, du thorium et du potassium, le reste étant dû à la chaleur résiduelle de la Terre primitive (13,3 TW), la cristallisation de la graine (2 TW) et la contraction de la planète (2,7 TW). La contribution de la radioactivité est nettement plus élevée sur les continents, riches en uranium, thorium et potassium, et l'épaississement de la croûte continentale liée à la tectonique des plaques entraîne la formation de zones chaudes, à l'origine de certains métamorphismes [4].

La radioactivité, outil de prospection

C'est la course aux armes nucléaires, après la Seconde Guerre mondiale, qui a promu le développement des outils de prospection par la radioactivité. Jusque-là, les minerais d'uranium étaient seulement recherchés comme colorants et source de radium, avec une production modeste. La course aux armes atomiques et le développement de l'industrie électronucléaire transforment la recherche de l'uranium en une activité de première importance. Les gisements d'uranium situés à la surface de la Terre sont relativement faciles à trouver par leur radioactivité, qui peut être détectée au moyen d'outils portatifs légers ou par des détecteurs plus sophistiqués en prospection aérienne et satellitaire. Ce sont les rayonnements γ , émis par certains noyaux des chaînes de désintégration de l'uranium, qui sont détectés.

La radioactivité, outil de cartographie

Dans le milieu naturel, la radioactivité est essentiellement le fait de trois éléments : l'uranium (^{235}U et ^{238}U et leurs descendants), le thorium (^{232}Th et ses descendants) et ^{40}K (0,0117 % molaire du potassium). Les outils modernes de télédétection permettent, par des mesures de radioactivité γ , de produire des cartes de répartition pour chacun de ces éléments, qui ont des comportements géochimiques légèrement différents. La combinaison des trois cartes donne une image des structures géologiques, image qui participe à la reconstruction de la géologie d'une zone géographique (voir par exemple [5]).

L'impact de la radioactivité sur les minéraux et les roches

Les particules émises lors des désintégrations sont suffisamment énergétiques pour perturber le réseau cristallin des minéraux. Ces effets peuvent donner lieu à de simples modifications des propriétés optiques, comme la couleur du quartz fumé, ou la présence de « halos pléochroïques » visibles en microscopie optique sur les lames minces de roches utilisées par les géologues, parfaitement corrélés aux particules α émises [6-7]. Cependant, la radioactivité α est responsable d'effets plus destructeurs, allant jusqu'à la perte complète de l'ordre à longue distance et la transformation de la matière cristallisée en matière amorphe (métamictite). La particule α (noyau d'hélium) est émise à grande vitesse, emportant l'essentiel de l'énergie cinétique du système. Elle dissipe initialement son énergie par ionisation, et c'est seulement lorsqu'elle a été suffisamment ralentie qu'elle interagit avec les noyaux et les expulse de leur site cristallin. Dans les minéraux, les particules α parcourent des distances allant jusqu'à quelques dizaines de microns et déplacent quelques centaines d'atomes [2, 8]. Les noyaux de reculs (noyau-fils de la désintégration), plus lents, perdent essentiellement leur énergie par interactions avec les autres noyaux. Ils déplacent quelques milliers d'atomes sur des distances de quelques dizaines de nanomètres. Ce sont eux qui pour l'essentiel détruisent le réseau cristallin du minéral. À l'échelle atomique, l'impact des particules se mesure en dpa (déplacements par atome) estimés par des modèles physiques numériques. La plupart des minéraux deviennent métamictes pour des valeurs de 0,1 à 0,3 dpa [2]. Les silicates (zircon et allanite par exemple) et titanates (zirconolite, brannerite) sont particulièrement sensibles aux dégâts d'irradiation. Au contraire, les phosphates montrent une aptitude naturelle à guérir leurs défauts et sont moins affectés par l'irradiation à l'état naturel [9-11]. Les oxydes ont des comportements contrastés ; certains (uraninite UO_2) sont peu affectés, alors que d'autres tels que la badelleyite (ZrO_2) sont au contraire très sensibles [12].

Outre la perte de la cristallinité, la radioactivité liée aux actinides a d'autres effets sur les minéraux porteurs ; l'hélium et les descendants stables des chaînes radioactives (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) s'y accumulent. Aux échelles macro- et microscopiques, les minéraux métamictes (zircon) ou non métamictes (uraninite) gonflent de façon significative jusqu'à provoquer la fracturation des minéraux qui les contiennent (figure p. 24). Les minéraux-hôtes des minéraux uranifères et thorifères sont également endommagés par les particules que ces derniers émettent, produisant, outre les effets optiques déjà mentionnés, des couronnes de matériaux métamictes [8].

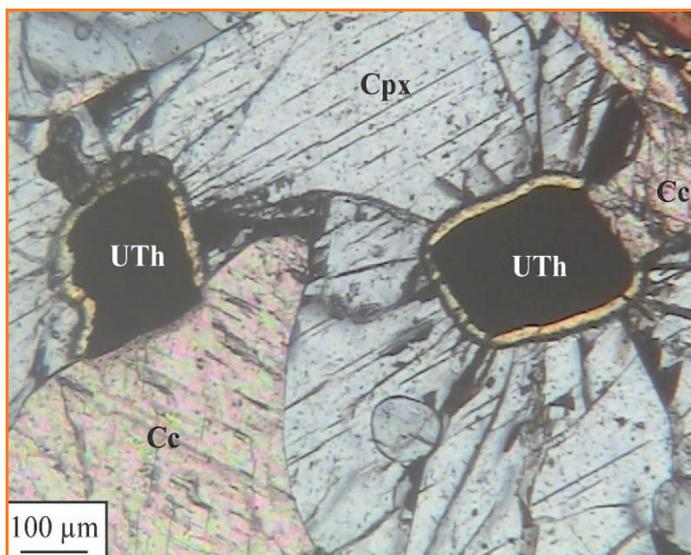
Les systèmes chronométriques

Les concepts de base

Dans un système géologique, la mesure actuelle du rapport d'abondance d'un noyau-père et d'un noyau-fils permet d'obtenir un temps en résolvant l'équation fondamentale de la radioactivité :

$$F_{\tau} = F_0 + P_{\tau} (e^{\lambda\tau} - 1)$$

où F_{τ} et P_{τ} sont respectivement les quantités de noyaux-fils et de noyaux-pères présents actuellement dans l'échantillon (ce qui est mesuré), F_0 la quantité de noyau-fils présent



Grains d'oxydes d'uranium et thorium (UTh) dans une roche, inclus dans des calcites (Cc) et des silicates de magnésium (Cpx). On remarque les fractures radiales et la zone détruite dans le silicate en bordure des oxydes d'uranium et thorium (d'après [8]).

initialement dans le système géologique, λ la constante de désintégration radioactive, et τ le temps écoulé depuis la dernière remise à zéro du système. Pour des raisons analytiques, les quantités de noyaux sont souvent rapportées à la quantité de noyau de l'un des isotopes stables de l'élément-fils. Plutôt que la constante de désintégration, on utilise pour caractériser la vitesse de désintégration la période (temps de demi-vie par analogie à la cinétique chimique), exprimée comme suit : $T_{1/2} = \ln 2 / \lambda$, homogène à un temps.

L'hypothèse de base de la géochronologie est que le système est resté totalement clos tout au long de l'histoire géologique, sans aucun gain ni perte de noyaux-fils ou de noyaux-père. La variation du rapport fils/père est alors uniquement due à la désintégration du père et à l'accumulation du fils. Dans la plupart des cas, le système géologique est défini à l'échelle d'un minéral, qui constitue un ensemble géométrique et physique bien caractérisé, ou d'une roche dans son ensemble. Un système chronométrique est ainsi constitué par le couple radioactif et par son porteur géologique. On parle de datation par la méthode potassium-argon (^{40}K - ^{40}Ar) sur biotite, uranium-plomb (^{235}U - ^{207}Pb et ^{238}U - ^{206}Pb) sur zircon, ou rubidium-strontium (^{87}Rb - ^{87}Sr) sur roche totale par exemple.

Outre d'éventuelles difficultés analytiques, qui sont maintenant largement maîtrisées, l'application pratique de la méthode se heurte à deux difficultés conceptuelles : (i) il faut connaître la quantité initiale d'élément-fils dans le système, et (ii) il faut définir la notion de remise à zéro du système, qui est étroitement liée à celle de la quantité initiale d'élément-fils. Le problème de l'estimation de la quantité initiale de noyaux-fils peut être résolu par plusieurs méthodes. Dans la situation la plus favorable, on peut considérer que l'élément-fils n'est pas présent initialement dans le système ; c'est le cas par exemple du couple chronométrique potassium-argon. L'élément-fils (^{40}Ar) est un gaz rare très peu abondant qui, sauf cas particulier, n'est pas incorporé dans les roches et les minéraux. Une deuxième possibilité est de travailler sur un système dans lequel l'élément-fils, sans être totalement absent, est initialement présent en très faible quantité par

rapport à la quantité produite par désintégration ; dans ce cas, la quantité de noyaux-fils peut être estimée par des modèles géochronologiques, sans que la qualité de l'âge obtenu ne soit affectée. Le système uranium-plomb sur zircon fonctionne ainsi car on sait que le plomb n'est pas compatible avec la structure cristallographique du zircon et n'y entre qu'en très faible proportion au moment de sa formation. Enfin, la troisième solution consiste à estimer la quantité d'élément-fils en analysant plusieurs échantillons de natures différentes. C'est cette méthode qui est utilisée pour les systèmes Sm-Nd ou Rb-Sr. Le lecteur intéressé est renvoyé aux ouvrages classiques de géochronologie pour des explications plus détaillées [13-14].

Le problème central de l'interprétation des données géochronologiques est celui du concept de remise à zéro d'un système. Le cas le plus simple est celui d'un système qui ne contient initialement pas d'élément-fils, comme le système potassium-argon sur micas. Le ^{40}K se désintègre soit en ^{40}Ca (88,5 %, radioactivité β^-), soit en ^{40}Ar (10,5 %, capture électronique) avec une période de 1 248 millions d'années. Le potassium est un constituant majeur des minéraux cardinaux des roches (micas, feldspaths, amphiboles par exemple). L'argon, qui est un gaz rare, ne peut être incorporé dans les structures cristallines, sauf cas très particulier. Examinons le cas d'un mica se formant dans une lave : à haute température, la diffusion atomique dans le cristal garantit une évacuation rapide de tout l'argon qui se forme par désintégration de ^{40}K . Au fur et à mesure du refroidissement de la lave, la diffusion est de plus en plus lente. En-deçà d'une certaine température, elle devient négligeable, et l'argon s'accumule dans le cristal au lieu de s'échapper : c'est la fermeture du système chronométrique. Dans le cas de la diffusion volumique pure, ce concept peut être formalisé de façon exacte [15]. Il dépend au premier ordre de la nature du couple père-fils, de la température et du minéral. Au second ordre, il dépend de la vitesse de refroidissement, de la taille du cristal et de sa forme. Par exemple, la température de fermeture du système K-Ar dans la biotite est de 300-350 °C. La mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ dans la biotite au sein de la lave permet donc en fait de mesurer le temps qui s'est écoulé depuis que la température est descendue en dessous de 300 à 350 °C. Si dans l'histoire géologique ultérieure cette lave subit un réchauffement significatif (métamorphisme), le processus de diffusion peut reprendre et expulser les atomes d'argon. Si le réchauffement est suffisamment long et intense, tout l'argon est expulsé, le chronomètre est remis à zéro, et la mémoire géochronologique du premier événement est perdue. L'accumulation d'argon ne recommence que lorsque la température est redescendue sous la température de fermeture.

À partir de cet exemple, on comprend que chaque système chronométrique qui, il faut insister, est constitué d'un couple radioactif et de son porteur géologique, peut apporter une information particulière. Les températures de fermeture estimées varient de quelques dizaines de °C à 800 °C, voire plus, ce qui permet de dater toutes sortes de phénomènes géologiques. Cependant, il faut également noter que la diffusion n'est pas le seul mécanisme de remise à zéro d'un chronomètre. Le plus radical est la destruction totale du minéral porteur, par fusion, dissolution ou réaction minéralogique.

Le système chronométrique le plus difficile à remettre à zéro est le système U-Pb dans le zircon. La combinaison de vitesses de diffusion très lentes du plomb dans le zircon

et d'une extrême résistance de ce minéral vis-à-vis de quasiment tous les agents géologiques a permis de mesurer des âges proches de celui de la Terre sur des fractions de cristaux en provenance d'Australie [16].

Pour garantir la fiabilité de son interprétation, la datation d'un événement requiert donc une analyse approfondie du problème géologique, une sélection d'échantillons pertinents et un choix judicieux du système chronométrique.

Les différentes échelles de temps et d'espace

Un géochronomètre n'est efficace que dans une gamme d'âge déterminée, qui dépend essentiellement de sa période. Les chronomètres géologiques classiques reposent sur les systèmes ^{235}U - ^{207}Pb , ^{238}U - ^{206}Pb , ^{87}Rb - ^{87}Sr et ^{40}K - ^{40}Ar . Le système ^{232}Th - ^{208}Pb est moins utilisé à cause des difficultés analytiques pour le thorium, très difficile à dissoudre et à maintenir en solution. Le système ^{147}Sm - ^{143}Nd est plutôt utilisé comme traceur isotopique (voir ci-après) ; d'autres (^{176}Lu - ^{176}Hf , ^{187}Re - ^{187}Os) sont disponibles pour des applications spécifiques. Le système U-Th/He est dérivé des systèmes U-Th-Pb et repose sur la mesure des particules α émises et accumulées dans un cristal. C'est un géochronomètre de très basse température de fermeture. Les systèmes à longue période ne sont pas efficaces pour les périodes récentes, et dans ce cas, on utilise des systèmes à plus courte période, reposant sur des isotopes cosmogéniques (^{36}Cl , ^{14}C , ^{10}Be par exemple), ou des isotopes issus des chaînes radioactives de U et Th (notamment ^{210}Pb , 22,6 ans ; ^{230}Th , 75 700 ans ; ^{226}Ra , 1 600 ans).

Les matériaux géologiques sont des solides, essentiellement cristallisés. Dans la plupart de ces matériaux, l'homogénéisation chimique est très lente, même à l'échelle des temps géologiques. Elle est quasiment impossible jusqu'à des températures de plusieurs centaines de degrés. La conséquence est que l'échelle pertinente d'investigation des compositions chimiques en géologie est soit celle de la roche totale (quelques centaines de grammes ou quelques kg d'échantillons), qui moyenne toutes les variations, soit l'échelle intra-cristalline, quelques μm^3 , au sein de cristaux de quelques centaines de microns ou quelques mm. La géochronologie n'échappe pas à ces contraintes. Longtemps limitée à des techniques reposant sur des analyses de roches totales, avec dilutions isotopiques, séparations chimiques, puis analyses de rapports isotopiques par spectrométrie de masse, la géochronologie utilise maintenant très largement des méthodes dites *in situ*, qui permettent de dater une zone de quelques μm^3 parfaitement localisée au sein d'un minéral. Ces méthodes utilisent des outils très sophistiqués comme les sondes ioniques à haute résolution ou des ICP-MS couplées à des lasers [17]. Ils permettent des analyses chronologiques des objets géologiques complexes, qui sont les plus intéressants, à une échelle pertinente. C'est par ce type de méthodes que les âges les plus anciens sur Terre ont été obtenus [16].

Les systèmes de traceurs isotopiques

Une conséquence de la désintégration à longue période de certains noyaux est la formation sur Terre de différents réservoirs géochimiques ayant des signatures isotopiques

différentes. Le cas le plus facile à comprendre est celui du système Rb-Sr. Lors de la plupart des phénomènes géologiques, le rubidium (donc le ^{87}Rb , qui est père du système) et le strontium (donc ^{87}Sr , son fils) ont un comportement géochimique légèrement différent. Lors de la fusion partielle d'une roche, qui fait coexister un liquide et un résidu solide tous deux silicatés, le rubidium est préférentiellement incorporé dans le liquide par rapport au strontium. De même, lors des équilibres entre roche et fluide aqueux, ce dernier est enrichi en Rb par rapport au Sr. Au cours de l'évolution de la Terre, certains réservoirs se sont ainsi enrichis en rubidium par rapport à d'autres (continent-manteau, croûte supérieure-croûte inférieure, etc.). Dans les réservoirs riches en rubidium, le ^{87}Sr s'est accumulé par désintégration de ^{87}Rb . Chaque réservoir a donc actuellement une abondance en ^{87}Sr différente, que l'on exprime par le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En première approximation, ce rapport n'est pas modifié par les phénomènes géologiques, et il ne change que par la désintégration radioactive de ^{87}Rb ou par mélange avec un strontium ayant une autre composition isotopique. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est donc un traceur extrêmement fiable des processus géologiques. Il permet par exemple de démontrer que certains granites se forment exclusivement par fusion partielle de la croûte continentale, que d'autres granites contiennent une part significative de matériaux d'origine plus profonde, ou que les basaltes des rides médio-océaniques sont produits par la fusion partielle du manteau supérieur. Les systèmes Sm-Nd, Lu-Hf et les isotopes du plomb sont utilisés de la même façon. Le lecteur intéressé est invité à se reporter à des ouvrages de géochimie pour des analyses plus détaillées [14, 18].

Les radioactivités éteintes

Il a été expliqué précédemment que les systèmes chronométriques à courte période sont bien adaptés aux datations des événements récents à échelle géologique, plus jeune qu'un million d'années, et que les systèmes à longue période sont utilisés pour les événements anciens. Pour dater des événements courts dans les temps anciens, on peut faire appel aux radioactivités éteintes. Au début du système solaire, il existait nettement plus de noyaux radioactifs que maintenant. Tous ceux qui n'ont pas une période très longue ont disparu depuis. Toutefois leurs descendants sont encore présents, et il est possible de retracer le comportement d'un système chronométrique disparu à partir des variations de rapports isotopiques des éléments-fils. Un très bon exemple de radioactivité éteinte est ^{26}Al qui se désintègre en ^{26}Mg avec une période radioactive de 740 000 ans. Le magnésium est constitué de trois isotopes ^{24}Mg (79 %), ^{25}Mg (10 %) et ^{26}Mg (11 %). Si au sein d'un échantillon ou d'une famille d'échantillons, on met en évidence une variation de ^{26}Mg (rapport $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$), corrélée à une variation du rapport Mg/Al (exprimé sous forme $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$), cela indique que l'évènement géologique à l'origine de l'échantillon ou de la famille d'échantillons a eu lieu à un moment où ^{26}Al était encore présent [19]. C'est par ces raisonnements que l'on est capable de reconstituer, avec une grande précision, l'histoire précoce du système solaire et de la Terre. Ces noyaux radioactifs à courte période ont joué un rôle très important dans la production de chaleur interne dans la Terre primitive et les autres objets solides du système solaire.

Conclusion

La radioactivité est un acteur majeur du système Terre parce qu'elle est la principale source de chaleur interne de la Terre et qu'elle est ainsi largement responsable de l'existence de la convection du manteau et de la tectonique des plaques. Elle est également en partie responsable de certains types de métamorphismes intracontinentaux. Elle affecte les roches et les minéraux jusqu'à leur faire perdre leur caractère cristallin. La radioactivité est également un outil précieux pour le géologue, pour l'exploration géologique et pour dater les événements. Enfin il ne faut pas oublier que, au moins une fois dans l'histoire de la Terre, à Oklo, au Gabon, la fission massive de ^{235}U s'est déroulée dans des réacteurs nucléaires naturels [20].

Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement les organisateurs des JIREC 2010 pour leur invitation et en particulier Nicolas Dacheux. Merci également aux relecteurs pour leurs commentaires pertinents.

Références

- [1] Skłodowska Curie M., Rayons émis par les composés de l'uranium et du thorium, *C. R. Acad. Sci.*, **1898**, 126, p. 1101.
- [2] Ewing R.C., The metamict state: 1993-the centennial, *Nucl. Instr. Methods Phys. Res. B*, **1994**, 91(1-4), p. 22.
- [3] Korenaga J., Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle, *Rev. Geophys.*, **2008**, 46, RG2007.
- [4] England P.C., Thompson A.B., Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *J. Petrol.*, **1984**, 25(4), p. 894.
- [5] <http://energy.cr.usgs.gov/radon/DDS-9.html>, www.ga.gov.au/image_cache/GA13928.pdf.
- [6] Nasdala L., Wenzel M., Andrut M., Wirth R., Blaum P., The nature of radiohaloes in biotite: experimental studies and modeling, *Amer. Mineral.*, **2001**, 86, p. 498.
- [7] Nasdala L., Wildner M., Wirth R., Groshopf N., Pal D.C., Möller A., Alpha particle haloes in chlorite and cordierite, *Mineral. Petrol.*, **2006**, 86(1-2), p. 1.
- [8] Seydoux-Guillaume A.-M., Montel J.-M., Wirth R., Moine B., Radiation damages in diopside and calcite crystals from uranothorianite inclusions, *Chem. Geol.*, **2009**, 261(3-4), p. 318.
- [9] Meldrum A., Boatner L.A., Weber W.J., Ewing R.C., Radiation damage in zircon and monazite, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **1998**, 62(14), p. 2509.
- [10] Meldrum A., Boatner L.A., Ewing R.C., A comparison of radiation effects in crystalline ABO_4 -type phosphates and silicates, *Mineral. Mag.*, **2000**, 64(2), p. 185.
- [11] Seydoux-Guillaume A.-M., Wirth R., Deutsch A., Schärer U., Microstructure of 24-1928 Ma concordant monazites: implications for geochronology and nuclear waste deposits, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **2004**, 68(11), p. 2517.
- [12] Trachenko K.O., Understanding resistance to amorphization by radiation damage, *J. Phys.: Condens Matter*, **2004**, 16(49), p. R1491.
- [13] Roth E., Poty B., *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, Applications*, Masson, **1985**.
- [14] Faure G., Mensing T., *Isotopes: Principles and Applications, 3rd Ed.*, Wiley & Sons, 2004.
- [15] Dodson M.H., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **1973**, 40(3), p. 259.
- [16] Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M., Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago, *Nature*, **2001**, 409(6817), p. 175.
- [17] Zircon, J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **2003**, 53.
- [18] Albarède F., *La Géochimie*, Gordon & Breach, **2001**.
- [19] Villeneuve J., Chaussidon M., Libourel G., Homogeneous distribution of ^{26}Al in the solar system from the Mg isotopic composition of chondrules, *Science*, **2009**, 325(5943), p. 985.
- [20] Gauthier-Lafaye F., 2 billion year old natural analogs for nuclear waste disposal: the natural nuclear fission reactors in Gabon (Africa), *C. R. Physique*, **2002**, 3(7-8), p. 839.



Jean-Marc Montel

est directeur de l'École Nationale Supérieure de Géologie-INPL*.

* École Nationale Supérieure de Géologie-INPL, Rue du Doyen M. Roubault, F-54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex.
www.ensg.inpl-nancy.fr
 Courriel : jean-marc.montel@ensg.inpl-nancy.fr

e dif
 les éditions d'île de france

102 avenue Georges Clemenceau - 94700 MAISONS ALFORT

Tél. : 01 43 53 64 00 - Fax : 01 43 53 48 00

edition@edif.fr - www.edif.fr