

Introduction

Marc JOLIVET

IPGP, CNRS, Paris, France

L'âge, la durée et la vitesse des processus sont des paramètres indispensables à la plupart des études en sciences de la Terre. Décrire la croissance, puis le démantèlement d'une chaîne de montagnes nécessite, par exemple, de dater la mise en place de magmas, de déterminer l'âge et la vitesse des processus métamorphiques, de mesurer les vitesses de fonctionnement des failles ou les taux d'érosion.

Les premières tentatives de détermination de l'âge de la Terre remontent à l'Antiquité, avec, par exemple, Aristote (-384/-322) qui déclare que la Terre est éternelle. Cette thèse va perdurer jusqu'à la fin du Moyen Âge avant de laisser place à des tentatives de calcul basées sur la Bible. L'archevêque irlandais J. Ussher (1581-1656) déclare ainsi que la Terre s'est formée lors de la Création, au début de la nuit précédant le 23 octobre de l'an 4004 du calendrier Julien. Ce n'est qu'au début du XX^e siècle, après la découverte de la radioactivité par Henri Becquerel en 1896, que la géochronologie moderne va se développer. En utilisant l'hélium radiogénique produit par la désintégration du radium, J. W. Strutt (Lord Rayleigh) sera le premier à fournir un âge supérieur au milliard d'années, mais son approche est largement biaisée par le fait que l'He radiogénique est produit non pas uniquement par la désintégration radioactive du radium, mais aussi par celle de nombreux autres éléments comme le thorium ou l'uranium. Dans les années 1950, les progrès techniques réalisés pendant la Seconde Guerre mondiale, notamment en spectrométrie de masse, permettent

à C. Patterson de montrer que les météorites et la Terre se sont formés en même temps, il y a 4,55 milliards d'années (± 70 millions d'années) (Patterson 1956) (voir figure I.1).



Figure I.1. Portraits d'Aristote de James Ussher (par P. Lely), John William Strutt (Lord Rayleigh) et Clair C. Patterson

À partir de cette époque, toute une série de méthodes géochronologiques voient le jour, basées sur le principe de « température de fermeture » (voir chapitre 1). Tout système géochronologique est composé d'un minéral et d'un couple élément radioactif – élément radiogénique. La température de fermeture correspond à la température en dessous de laquelle la diffusion des isotopes radioactifs et radiogéniques considérés n'est plus suffisante pour permettre des échanges avec l'extérieur du minéral (Dodson 1973). Des méthodes de géochronologie existent donc pour dater des phénomènes géologiques variés, sur une grande gamme de températures, fournissant des informations sous forme d'un âge associé à une température (voir figure I.2). L'utilisation combinée de plusieurs géochronomètres sur un échantillon d'une même roche permet de suivre en pointillés l'histoire du refroidissement de cette roche, mettant en évidence des périodes d'accélération du refroidissement synonymes de mouvements tectoniques (voir figure I.3).

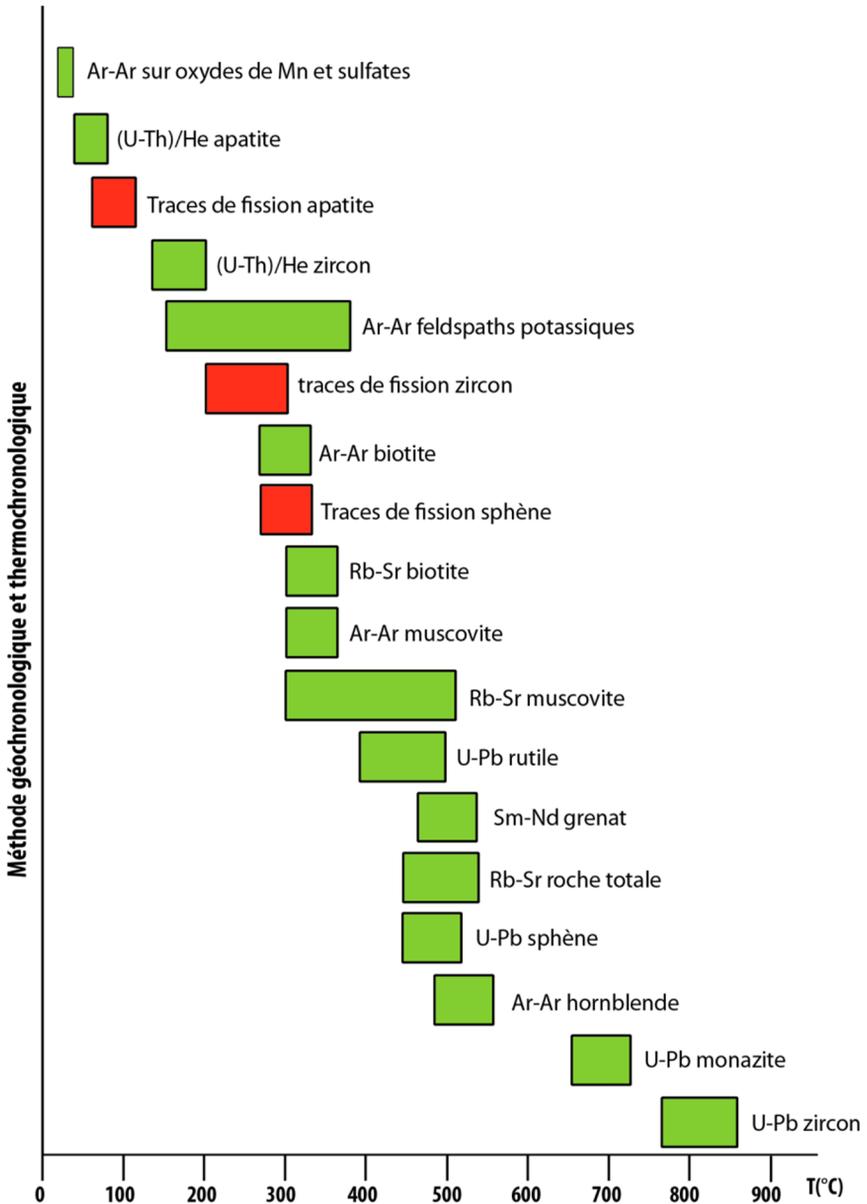


Figure I.2. Principaux géochronomètres et thermochronomètres utilisés et leur température d'application. Les méthodes basées sur les traces de fission sont indiquées en rouge

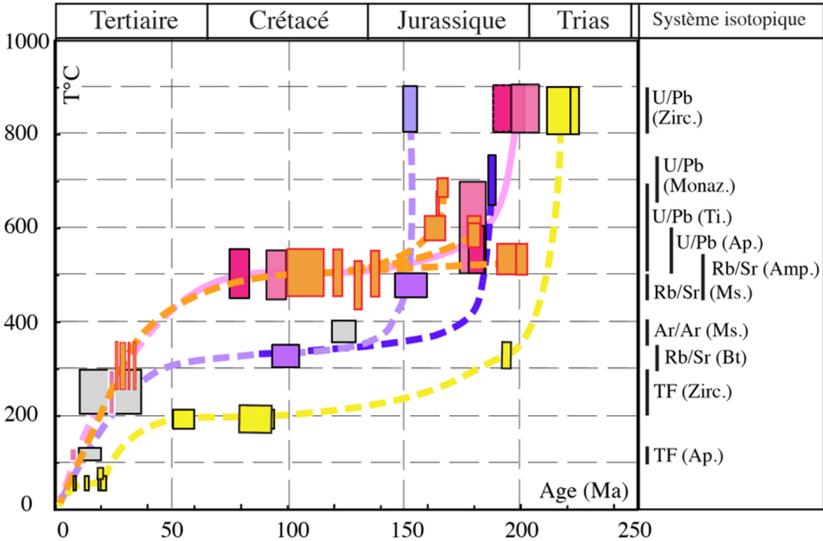


Figure 1.3. Exemple de courbe de refroidissement dessinée en assemblant les points température et âge obtenus à partir de plusieurs géochronomètres appliqués à un même échantillon. L'histoire thermique obtenue est discontinue. Modifié d'après (Roger et al. 2011).

En 1958, D. A. Young découvre que des cristaux de LiF recouverts d'un film d'uranium et irradiés à l'aide de neutrons thermiques montrent, après traitement chimique, un certain nombre de « trous ». Le nombre de ces « trous » est en parfaite adéquation avec le nombre théorique de fragments de fission d'atomes d'uranium attendu pour la dose de neutrons appliquée (Young 1958). En effet, la fission spontanée d'un atome de ^{238}U ou de ^{232}Th , par exemple, génère deux particules ionisantes qui, en traversant un milieu solide, laissent une « trace ». Dans un solide cristallisé, cette « trace » correspond à des déplacements d'atomes du réseau cristallin. Dans un milieu organique, comme le plastique, la trace se matérialise par des chaînes de molécules brisées (Durani et Bull 1987). Au début des années 1960, R. L. Fleischer, P. B. Price et R. M. Walker développent la méthode de détection de ces « traces de fission », notamment en adaptant à des matériaux très variés (minéraux, verre, plastiques) la technique de révélation des traces par attaque chimique proposée par Young (Fleischer *et al.* 1965, 1975) (voir figure I.4). Le nombre de traces de fission dans un minéral donné dépendant directement de la concentration en éléments

radioactifs (principalement ^{238}U) et du temps pendant lequel ce minéral a accumulé les traces, il est possible d'utiliser ce phénomène comme géochronomètre : mesurer la concentration en ^{238}U et la densité de traces de fission permet de calculer le temps. G. Wagner démontra en 1968 que si les minéraux, tels les apatites ou les zircons, sont chauffés, les traces de fission qu'ils contiennent peuvent s'« effacer » (le réseau cristallin se reconstitue) (Wagner 1968). Plus la température est importante, plus les traces disparaissent rapidement. Pour chaque minéral, la gamme de température dans laquelle les traces s'effacent sur une échelle de temps compatible avec les temps géologiques (quelques millions d'années à dizaines de millions d'années) est appelée « zone d'effacement partiel » (ZEP) des traces. Dans les apatites, par exemple, elle s'étend entre 130 et 60 °C environ ; dans les zircons, entre 250 à 180 °C environ. Les autres paramètres, comme la pression, n'ont pas d'effet notable sur la vitesse d'effacement des traces (Fleischer *et al.* 1975). En mesurant la distribution des longueurs de traces dans un minéral, il est alors possible de calculer de manière statistique un chemin température – temps pour chaque échantillon, rendant ainsi possible le suivi en continu de l'histoire thermique d'un échantillon dans la gamme de température de la ZPE (voir chapitre 2).

La thermochronologie par traces de fission est devenue un outil de premier ordre de la recherche en géologie, qu'elle soit fondamentale (tectonique, géomorphologie, sédimentologie) ou appliquée (prospection d'hydrocarbures). Dans ce livre, nous proposons d'explorer les derniers développements méthodologiques qui permettent d'améliorer sans cesse les résultats obtenus par cette technique. Le premier chapitre fera tout d'abord un rappel général du principe de la méthode avant de détailler son application à la thermochronologie détritique. Le deuxième chapitre abordera la modélisation statistique de l'histoire thermique des échantillons. Le troisième chapitre sera consacré à la toute nouvelle technique de détermination de la concentration en ^{238}U d'un échantillon à partir d'une analyse élémentaire *in situ*. Le quatrième chapitre développera la méthode de thermochronologie (U-Th-(Sm))/He, basée sur la production de noyaux d'He radiogénique par la désintégration radioactive de l'uranium (^{235}U et ^{238}U), du thorium (^{232}Th) et du samarium (^{147}Sm). En effet, cette méthode s'applique sur les mêmes minéraux que l'approche par traces de fission (essentiellement zircon et apatite) et répond à des gammes de température très complémentaires, de l'ordre de 40 à 250 °C. La thermochronologie traces de fission et (U-Th-(Sm))/He sont donc souvent utilisées ensemble dans les études géologiques. Enfin, le dernier chapitre proposera une application à la géodynamique

en expliquant comment la thermochronologie par traces de fission a permis de décrire l'histoire thermique des chaînes d'Asie centrale et du Tibet dans le contexte de la collision entre les continents indien et asiatique.

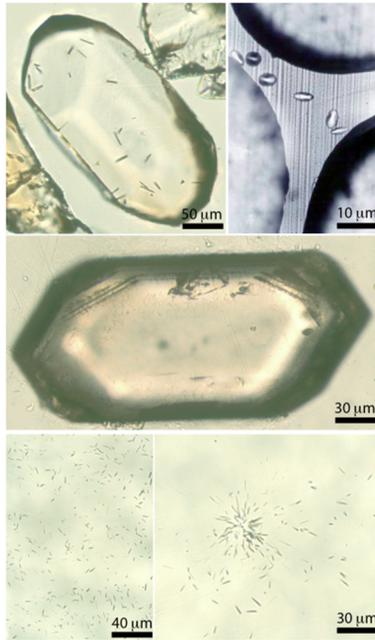


Figure 1.4. Images de traces de fission dans différents minéraux. De haut en bas et de gauche à droite : apatite, verre, zircon (notez la très petite taille et le grand nombre de ces traces), mica blanc irradié au contact d'apatites et mica blanc irradié au contact d'une apatite contenant un zircon dont la très forte teneur relative en uranium a provoqué la forte densité de traces en « étoile ».

Bibliographie

Ault, A.K., Gautheron, C., King, G.E. (2019). Innovations in (U-Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronology with applications to earthquakes, weathering, surface-mantle connections, and the growth and decay of mountains. *Tectonics*, 38(11), 3705–3739. doi: 10.1029/2018TC005312.

Dodson, M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40, 259–274.

Cette bibliographie est identique à celle de l'ouvrage correspondant en anglais publié par ISTE.

-
- Durrani, S.A. and Bull, R.K. (1987). *Solid State Nuclear Track Detection: Principles, Methods and Applications*. Pergamon Books Ltd, Oxford.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. (1965). The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 36, 3645–3652.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. (1975). *Nuclear Tracks in Solids*. University of California Press, Berkeley.
- Gautheron, C. and Zeitler, P.K. (2020). Noble gases deliver cool dates from hot rocks. *Elements*, 16(5), 303–309. doi: 10.2138/gselements.16.5.303.
- Patterson, C. (1956). Age of meteorites and the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10(4), 230–237.
- Roger, F., Jolivet, M., Cattin, R., Malavieille, J. (2011). Mesozoic-Cenozoic tectonothermal evolution of the eastern part of the Tibetan Plateau (Songpan-Garzê, Longmen Shan area): Insights from thermochronological data and simple thermal modeling. In *Growth and Collapse of the Tibetan Plateau*, Gloaguen, R. and Ratschbacher, L. (eds). Geological Society (Special Publication), London.
- Wagner, G.A. (1968). Fission-track dating of apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 4, 411–415.
- Young, D.A. (1958). Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature*, 182, 375–377.