

Métamorphisme et Thermogéochronologie

L'utilisation de la thermogéochronologie est indispensable lorsque l'on désire affiner l'histoire géodynamique d'une région. Jusqu'à présent la construction des trajets P,T,t était basée sur des relations de chronologie relative entre les objets observés, la datation absolue permet de mettre en évidence que dans une région donnée peuvent se superposer des événements distincts dans le temps, appartenant à des cycles orogéniques différents.

Au niveau de cette fiche, la technique présentée est celle des traces de fission. On peut compléter par le **cours sur la datation absolue** !

Traces de fission

Introduction

(1) L'utilisation des dommages créés dans les minéraux par la fission spontanée de l'uranium ^{238}U a été proposée par Price et Walker à partir de 1963 pour **dater les roches**. Cette méthode découle de **l'accumulation, au cours du temps, des traces de fission au sein du réseau cristallin dans les minéraux riches en uranium** tels que l'apatite, le zircon, la titanite (Price et Walker, 1963 ; Fleischer et al., 1975). **L'estimation de l'âge s'effectue en déterminant la densité des traces spontanées dans ces minéraux**. Les traces de fission sont **stables selon une gamme de températures**. **A haute température, les traces sont détruites partiellement ou effacées de manière complète**. Ce processus est observable par **la mesure de la longueur des traces confinées, c'est-à-dire, situées à l'intérieur du cristal** (Naeser, 1979 ; Gleadow et al., 1986 ; Green et al., 1989 ; Carlson, 1990 ; Corrigan, 1991 ; Crowley et al., 1991 ; Ketcham et al., 1999). **Les mesures sont possibles seulement après un traitement chimique** (attaque acide) approprié des cristaux.

Principe

(2) La méthode des traces de fission fondée sur la fission de l'uranium, présent dans la nature sous forme de ^{238}U / ^{235}U . La fission d'un de ces atomes libère deux ions-fils dits "fragments de fission", quelques neutrons, et une énergie. Celle-ci est principalement impartie sous forme d'énergie cinétique aux fragments de fission qui sont éjectés selon des directions opposées.

Les détecteurs solides non conducteurs ou semi-conducteurs de grande résistivité comme la plupart des minéraux, les verres et les plastiques, sont capables d'enregistrer leur passage. Lorsque le phénomène se produit dans un minéral, il induit selon le modèle de "pic d'explosion ionique" (Fleischer et al., 1965), une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation des atomes le long de leur trajet. Des répulsions électrostatiques donnent naissance à une zone linéaire déprimée en atomes, de très faible diamètre et d'une longueur d'environ 15 à 25 μm selon les espèces minérales : il s'agit d'une trace dite "**trace latente**".

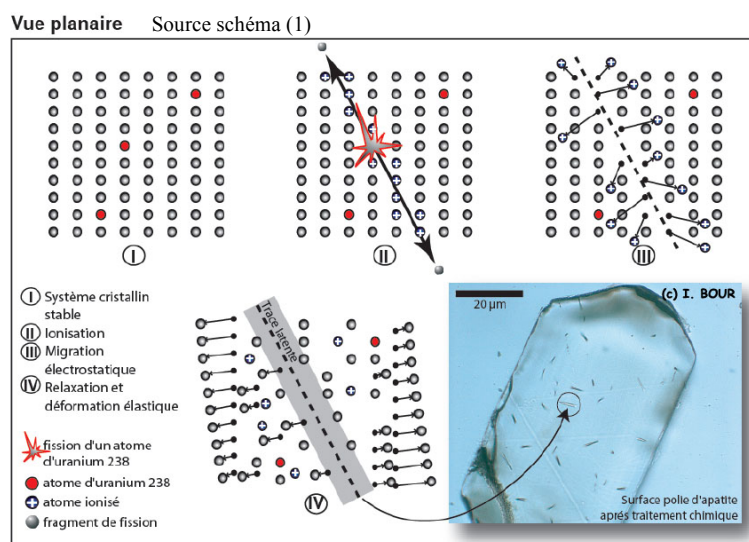


Fig. 2: Représentations schématiques du processus de genèse d'une trace de fission. Modèle du pic ionique (d'après Fleischer et al., 1965) avec un cliché des traces de fission sur une surface polie d'un cristal d'apatite, après traitement chimique.

Source schéma (1)

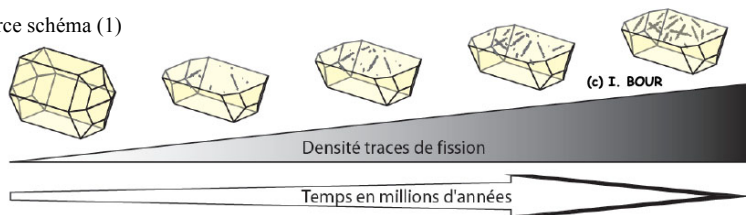


Fig. 3: Enregistrement continu des traces de fission dans un cristal d'apatite. Observation sur une surface interne après traitement chimique.

(2) Dès 1962 (b), Price et Walker se sont rendus compte qu'avec une attaque chimique, ces "traces latentes" pouvaient être observées au microscope optique. Ces traces, une fois révélées montrent des variations morphologiques

selon les types de minéraux (apatites, zircons, verres volcaniques) dues aux variations du rapport VG/VT où VG et VT sont respectivement les vitesses de dissolution du matériel sain et le long de la trace latente (Masumoto, 1992). **Après l'attaque chimique, les "traces latentes" sont appelées "traces révélées"**. On ne rentrera pas dans les détails mais l'orientation des traces induites et leur suivi au cours du temps va jouer une grande importance dans l'analyse des traces de fission.

Analyse des traces de fission

(1) La révélation des traces de fission est effectuée pour des traces recoupant une surface interne du minéral préalablement obtenue par le polissage de la face du plot de résine contenant les cristaux. Seules les traces et les défauts (microfractures, clivages) interceptant le plan de polissage sont atteints par l'acide. La durée du bain acide des échantillons est un paramètre important dans la qualité de révélation des traces de fission

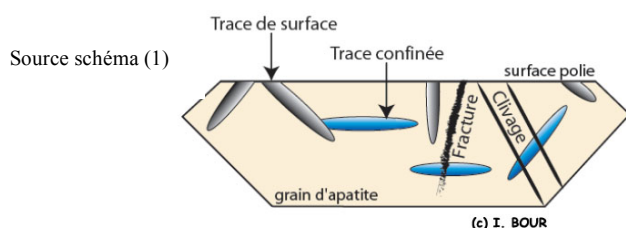


Fig. 5: Structures et défauts véhiculant la solution acide au sein du cristal.

C'est généralement les traces de surface qui sont rendues visibles par la révélation acide. Dans certains cas, les **traces de fission dites confinées**, c'est-à-dire se trouvant plus profondément dans le cristal, peuvent être révélées par l'intermédiaire des autres traces de surface et/ou par des défauts qui permettent de véhiculer l'agent acide. Par définition, **une trace confinée** correspond à une **trace totalement incluse dans le**

minéral et qui ne pourra être révélée que si elle recoupe un ou plusieurs autres défauts du cristal, séquent au plan d'attaque.

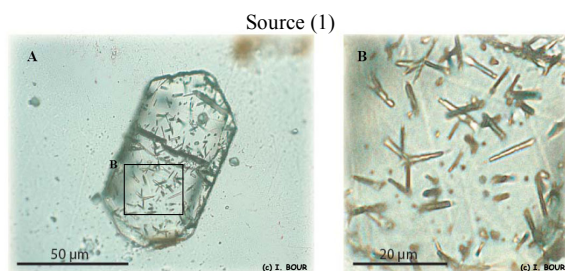


Fig. 8: Traces de fission observées en lumière naturelle transmise dans une section polie d'un cristal d'apatite (Echantillon BEL28, cinérite, massif ardennais).

L'observation des traces de fission est réalisée à partir d'un microscope optique de type métallographique qui permet de visualiser l'échantillon en lumière transmise (par transparence) et réfléchi (par réflexion).

Les traces de fission apparaissent au microscope optique comme des défauts linéaires de longueur finie (inférieure à 20 µm) sans orientation préférentielle contrairement aux clivages ou aux dislocations du cristal. **Les traces de fission spontanées** recoupant le plan de polissage (traces de surface) se reconnaissent

en lumière transmise sous la **forme de fins tirets noirâtres** présentant une **terminaison en « pointe de flèche »**.

Les **traces confinées** se trouvant plus profondément **dans** le cristal se distinguent en lumière réfléchie et

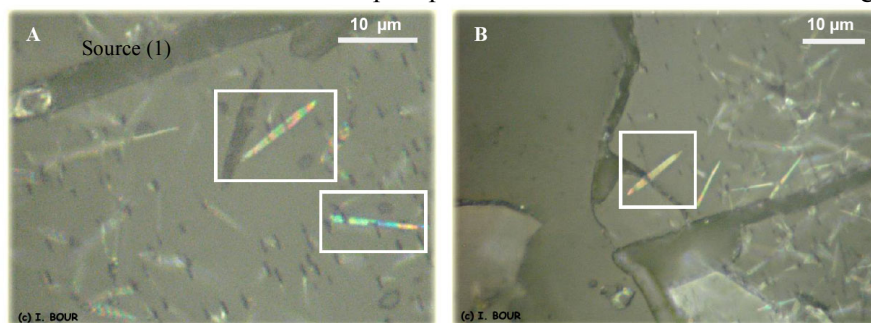


Fig. 12: Traces confinées observées en lumière réfléchie dans une section prismatique polie d'un cristal d'apatite (échantillon CZ05, granite Ouest bohémien). (A) traces confinées recoupées par des traces de surface (Track in Track : TINT), (B) trace confinée recoupée par une fracture (Track in CLEave : TINCLE).

apparaissent sous l'aspect de fins tirets blanchâtres et translucides. Ce sont des traces entières terminées par deux extrémités coniques. Les mesures de longueur de ces traces confinées sont utilisées pour la reconstitution de l'histoire thermique.

Calcul de l'âge moyen

La datation par traces de fission correspondant à un processus de désintégration nucléaire suit, comme d'autres méthodes isotopiques, la loi de décroissance radioactive. Le nombre d'isotopes "père" décroît selon une loi exponentielle avec le temps. Le taux de désintégration dN/dt d'un isotope est proportionnel au nombre d'atomes N présent à un temps t . ➔ Cf cours datation absolue

(2) Par conséquent, plus la population d'atomes ^{238}U décroît, plus la densité de traces (traces/cm²) enregistrées dans un minéral est corrélativement élevée. Cette densité est obtenue par **comptage au microscope optique** et **varie en fonction de la concentration en uranium, de l'âge et de l'histoire thermique du minéral**. En effet, **les traces de fission conservées dans un minéral sont celles qui se sont formées lors de son passage en-dessous de la température dite de fermeture (lors d'un refroidissement linéaire avec le temps)**.

Toutefois, la densité ρ_s ne suffit pas à déterminer l'âge du minéral : la concentration en ^{238}U , ou un paramètre qui en dépend, doit être connue. On utilise pour cela la fission induite de ^{235}U en réacteur nucléaire.

La densité de traces induites ρ_i est, quant à elle, fonction de la fluence neutronique ϕ (neutrons/cm²), et de la concentration en ^{235}U .

La constante de désintégration λ_α par fission spontanée de ^{238}U étant supposée connue, ce système peut alors jouer le rôle de **géochronomètre**, en tenant compte de la composition isotopique $I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ de l'uranium qui est constante.

Au cours des mesures, il est utilisé des pastilles de verre ou "moniteurs", renfermant de l'uranium, irradiées conjointement aux minéraux à dater. Au cours de l'irradiation, il s'y produit des fissions de ^{235}U par capture neutronique. Au cours de l'irradiation, il s'y produit des fissions de ^{235}U par capture neutronique. La densité ρ_d des traces induites révélées dans ces moniteurs ou dans des "détecteurs externes" doit être pris en compte. Le comptage étant effectué sur deux supports (volume cristallin et détecteur externe), il faut tenir également compte d'un facteur géométrique g . Cette méthode amène une constante supplémentaire ζ (constante déterminée par calibration) dans l'équation utilisée et pour déterminer cette constante, on utilise des échantillons étalons dont les âges est reconnus internationalement.

L'expression finale de l'équation d'âge utilisée le plus souvent est :

$$(8) \quad t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \lambda_\alpha \cdot \rho_d \cdot g \cdot \zeta + 1 \right)$$

Stabilité thermique des traces et significations des âges trace de fission

(1) Les âges TF sont différents (**plus récents dans la plupart des cas**) que les âges obtenus par d'autres méthodes radiogéniques.

Ce « rajeunissement » est **lié à l'action de la température**.

Etant donné que la température augmente avec la profondeur, **l'âge apporte ainsi des informations sur l'exhumation des roches** c'est-à-dire la détermination du taux moyen de remonter de la roche depuis de faibles profondeurs (< 4000 m) dans le cas d'un système à l'équilibre.

L'âge TF représente très rarement l'âge absolu de la roche. **Plus l'âge TF d'une roche est ancienne, plus cette roche a subi une phase d'exhumation précoce.** L'âge TF d'une roche intègre les événements thermiques subis par cette dernière au cours de son histoire (Wagner, 1981).

En complément de l'âge TF, l'analyse statistique de la distribution des longueurs de traces permet de reconstituer, de manière continue, la chronologie d'une histoire thermique linéaire ou polyphasée (Gallagher et al., 1998). L'ensemble des informations géologiques qui est contenu dans ces longueurs de traces n'est pas livré par le seul calcul de l'âge TF décrit plus haut.

Lors de la fission spontanée, les fragments de fission parcourent une certaine distance dans le réseau cristallin. Cette distance de parcours dépend de l'énergie E_c et de l'espèce minérale. Par conséquent, les traces spontanées sont considérées comme ayant une longueur initiale constante de $15 \pm 1 \mu\text{m}$.

Le réseau cristallin désorganisé par le passage des fragments de fission possède la capacité de se réorganiser de manière spontanée et instantanément à l'échelle des temps géologiques sous l'effet de la température (restauration du réseau cristallin par diffusion intracristalline).

En effet, **à partir d'un seuil de température, le réseau cristallin se réorganise progressivement produisant une diminution de la longueur des traces jusqu'à leur disparition.** Ce raccourcissement est dépendant de la durée de résidence dans une gamme de températures donnée. **Les traces de fission sont préservées dans la structure cristalline en dessous d'une température seuil. Cette longueur initiale va varier entre 0 et $15 \mu\text{m}$ en fonction de la température.**

La longueur des traces est directement contrôlée par la vitesse de remontée (ou d'enfouissement) de la roche. Cette vitesse est dépendante du temps de résidence de la roche à différents paliers de températures, elle-même reliée à la profondeur d'enfouissement. Il est ainsi possible d'interpréter plus en détail un âge TF, en terme de message géologique, grâce à l'examen de la distribution statistique des longueurs de traces confinées pour chaque échantillon.

On a donc établi des zones de stabilité des traces, les traces présentant des longueurs stables dans des gammes de températures : (par ex pour l'apatite)

- **Zone de rétention totale ZST (I).** Cette dernière couvre un champ de températures depuis la surface (affleurement) jusqu'à l'isotherme 60°C . A ce niveau, la stabilité du réseau cristallin est grande et permet l'enregistrement et la conservation complète de toutes les traces.
- **Zone de rétention partielle ZRP (II).** Le réseau cristallin amorce une réorganisation mais de manière incomplète au niveau des traces. Celles-ci sont encore identifiables (cicatrisation ou recuit partiel). Le réseau cristallin conserve les traces générées mais sont néanmoins raccourcies au cours du temps. Pour les apatites la ZRP se situe entre 60°C et 110°C . Pour une durée de résidence prolongée dans cette zone, les traces seront d'autant plus courtes.
- **Zone de non rétention ZNR (III).** C'est une zone d'instabilité totale où la température est supérieure à $110 \pm 10^\circ\text{C}$ et correspond à un domaine de comportement élastique du réseau cristallin. Les traces dans cette zone ne sont pas stables et leur durée d'existence est très brève en raison de la réorganisation rapide du réseau cristallin. L'effacement des traces fossiles est complet et correspond au recuit ou à la remise à zéro du chronothermomètre défini par les traces.

Les températures limites caractérisant les trois zones de stabilité des traces peuvent varier selon le temps de résidence de l'apatite à une température donnée, selon le taux de refroidissement/réchauffement et également selon la nature des cristaux.

L'évolution des longueurs de traces est un processus non linéaire mais des modèles numériques permettent d'évaluer le chemin temps-température et nous renseigne sur l'histoire thermique des échantillons.

(2) DONC L'âge TF défini est le temps depuis lequel les traces fossiles ont été enregistrées, à condition qu'elles aient été intégralement conservées, c'est à dire que leur longueur moyenne révélabile soit proche de celle des traces induites.

Dans le cas contraire (traces plus courtes dues à une augmentation de la température), l'âge TF défini précédemment n'est qu'un âge apparent : une limite inférieure de l'âge du dernier refroidissement.

En effet, le réseau cristallin endommagé par le passage des fragments de fission a la propriété de se réorganiser "spontanément" sous l'effet de la température. Les traces latentes peuvent donc montrer une diminution de leur longueur révélabile. Ce raccourcissement est fonction de la nature du minéral et de la durée de résidence à certaines températures.

D'où l'intérêt d'utiliser plusieurs géochronomètres dans une même roche ou plusieurs roches d'une même formation dont on suppose qu'elles ont eu le même trajet PTt.

Si le lien entre T et P est connu, c'est également la vitesse d'exhumation que l'on peut mesurer. On notera que l'on ne date que la trajet rétrograde (Cf réactions minéralogiques réalisées)

Bibliographie

(1)*Histoire Thermique des massifs ardennais et bohémien : conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au méso-cénozoïque - Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay – 2010 - Ivan Bour.*

(2)*La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine – Géologie appliquée – Université Sophia Antipolis – 2002 - Florence Bigot-Cormier.*