

# Datation des événements magmatiques ou métamorphiques

Alain Cocherie

## Summary

### Dating of magmatic and metamorphic events

On one hand, conventional isotopic instruments (TIMS or gas source mass spectrometer) become more and more powerful allowing to date geological events with an increasing precision, below 1 Ma. On the other hand, the high resolution ion microprobes allow to reduce the size of the studied mineralogical domains down to 20  $\mu\text{m}$ . A rapid overview of methods is proposed as well as a recent application of the related isotope techniques.

## Mots-clés

**Géochronologie, système isotopique, spectrométrie de masse, microsonde ionique.**

## Key-words

**Geochronology, isotope system, mass spectrometry, ion microprobe.**

Nous nous intéresserons ici aux méthodes de détermination d'âges absolus sur minéraux ou roches totales nécessitant le recours aux isotopes radiogéniques. L'insertion de cette contribution dans un numéro thématique consacré aux isotopes stables peut sembler paradoxale puisque la datation absolue d'un système géologique fait nécessairement appel aux isotopes naturels radioactifs. Toutefois, la radioactivité naturelle des systèmes étudiés en géochronologie est extrêmement faible, les périodes de désintégration étant très longues et les éléments radioactifs étant présents en faible concentration dans les minéraux. De plus, il ne s'agit pas ici de mesures de radioactivité. La mesure des âges passe par celle des rapports d'abondances isotopiques à l'aide de spectromètres de masse, à la manière de ce qui est fait pour les isotopes stables *stricto sensu* : spectromètres à thermionisation (TIMS), à source gazeuse, à source plasma et secteur magnétique (MC-ICPMS) ou microsonde ionique (SIMS) de haute résolution.

Mais ne pouvant prétendre traiter toute la géochronologie en quelques pages, nous n'aborderons ni la datation des phénomènes géologiques récents (< 1 Ma), ni la chronologie relative des milieux sédimentaires, pas plus que les méthodes utilisées en paléontologie comme l'étude des fossiles. Un exemple de ce que peut apporter la datation *in situ* à l'aide de la SIMS sera développé.

Depuis que les principes de la tectonique des plaques sont établis, il apparaît fondamental de dater les grandes étapes des divers mouvements de ces plaques depuis leur création jusqu'à leur résorption. Les événements thermiques associés doivent donc être datés. Ils se traduisent de diverses façons : mise en place de roches plutoniques (granites...) ou de coulées de laves, métamorphisme accompagné de la recristallisation totale ou partielle de certains minéraux... Le principe général de la géochronologie est de mesurer le temps  $t$  écoulé depuis la solidification des minéraux et roches (fermeture des systèmes géologiques) jusqu'à l'instant présent. L'association d'un système isotopique avec une espèce minérale constitue un géochronomètre. La mesure de l'âge de réouverture partielle d'un système géologique (à partir de minéraux séparés, par exemple) peut aussi parfois conduire à la datation d'un événement métamorphique d'un grand intérêt.

L'âge  $t$  recherché sera significatif à certaines conditions :

- 1- Le système, isotopiquement homogène, doit être resté chimiquement clos, aussi bien du point de vue de l'isotope père que de l'isotope fils ;
- 2- Il faut tenir compte du nombre d'isotopes fils initialement présents dans le système ;
- 3- La constante radioactive doit être connue avec précision pour obtenir un chronomètre atomique absolu.

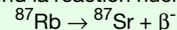
## Moyens mis en œuvre pour mesurer les âges

Si l'on considère le système Rb-Sr (voir *encadré*), il en ressort que nous disposons d'un isotope père radioactif ( $^{87}\text{Rb}$ ) et d'un isotope fils radiogénique ( $^{87}\text{Sr}$ ). A ces derniers s'ajoutent souvent un ou plusieurs isotopes, non radioactifs et non radiogéniques, présents en quantité constante ( $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ , dans notre exemple).

La mesure des rapports isotopiques entre les isotopes pères ou fils et l'un des isotopes de référence est souvent

### Principes de la géochronologie : exemple du système Rb-Sr

A ce système correspond la réaction nucléaire suivante :



A partir de l'équation générale de la radioactivité :

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

on déduit l'équation d'âge :

$$t = 1/\lambda \cdot \text{Log}(N_t'/N_t + 1) \quad (2)$$

avec  $N_t$ , nombre d'isotopes pères présents actuellement ( $^{87}\text{Rb}$ ) ;

$N_0$ , nombre d'isotopes pères présents initialement ( $^{87}\text{Rb}_0$ ) ;

$N_t'$ , nombre d'isotopes fils présents actuellement ( $^{87}\text{Sr}$ ) ;

et  $\lambda$ , constante de désintégration radioactive ( $1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$ ).

Après désintégration radioactive, l'isotope fils ( $^{87}\text{Sr}$ ) se trouve dans le site cristallographique de l'isotope père ( $^{87}\text{Rb}$ ), chimiquement différent ; donc *a priori* ce site est souvent mal adapté. En outre, cette réaction nucléaire s'accompagne d'une libération d'énergie favorable à l'ouverture du site accepteur. Par conséquent, des phénomènes comme l'altération chimique ou la diffusion physique sont susceptibles d'entraîner des pertes des isotopes fils, c'est-à-dire que le système peut ne pas rester clos. Souvent, l'utilisation de diagrammes adaptés permet de contrôler le maintien à l'état fermé du système.

indispensable. Depuis les années 50, l'instrument le plus largement utilisé pour les mesures isotopiques est le TIMS (accélération par un champ électrique des ions émis thermiquement et séparations des divers isotopes en fonction de leur masse). Cette méthode suppose une purification chimique préalable de l'élément à analyser. Au début des années 80, il devient possible de détecter simultanément les courants d'ions séparés sur des collecteurs multiples, et donc de s'affranchir des instabilités inhérentes à l'émission, ce qui conduit à une très grande précision sur la mesure des rapports isotopiques. Ainsi, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peut être mesuré avec une incertitude relative de 0,002 %.

Parallèlement, le développement des SIMS (microsondes ioniques) de haute résolution permet maintenant la détermination des rapports isotopiques ponctuellement, sans purification préalable, l'échelle d'investigation étant progressivement ramenée de 30 à 15  $\mu\text{m}$ . Récemment, une alternative possible à l'utilisation des microsondes ioniques, investissement très lourd, apparaît avec le couplage d'un système d'ablation laser à un spectromètre de masse à ionisation par plasma induit (MC-ICP-MS). Pour les méthodes spécifiques K-Ar et  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , se rapportant à des gaz, un spectromètre de masse à source gazeuse est indispensable. Enfin, à partir des années 90, grâce à l'amélioration des performances des microsondes électroniques, une géochronologie « chimique », c'est-à-dire non isotopique, est devenue réalisable sur monazite puisque la quantité de l'isotope fils présent initialement dans le minéral étudié est totalement négligeable devant son abondance actuelle suite à la désintégration des isotopes pères ( $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$ ), et que le  $^{232}\text{Th}$  est un constituant stœchiométrique, par conséquent abondant dans ce minéral. Cette méthode non isotopique ne sera pas traitée ici (voir [1-2]).

## Les diverses méthodes

Schématiquement, on peut distinguer trois types de méthodes qui sont développées dans des ouvrages de références [3-4].

### Méthodes potassium-argon : K-Ar, Ar-Ar

Ces systèmes isotopiques permettent de dater certains types de roches totales et les minéraux séparés.

#### Méthode K-Ar

Le schéma de désintégration du  $^{40}\text{K}$  est complexe : à 88,8 %, il donne du  $^{40}\text{Ca}$  ( $\beta^-$ ) ; à 11,2 %, il se désintègre en  $^{40}\text{Ar}$  de trois façons différentes, mais essentiellement (11 %) par capture électronique avec émission  $\gamma$  lors du retour à l'état fondamental du  $^{40}\text{Ar}$  excité. Accessoirement, il existe une capture électronique sans émission  $\gamma$  (0,16 %) et une réaction  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar} + \beta^+$  très rare (0,001 %).

La formule du calcul de l'âge est :

$$t = 1/(\lambda_K + \lambda_\beta) \text{Log}[1 + (\lambda_K + \lambda_\beta) \times (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K})]$$

avec  $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$

et  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$ .

On obtient le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  en mesurant  $^{40}\text{Ar}$  radiogénique par dilution isotopique et le potassium par une méthode physico-chimique (absorption atomique, par ex.), en utilisant sa teneur en  $^{40}\text{K}$  dont la valeur, 0,0117 %, est constante dans la nature à des échantillons exceptionnels près.

La principale difficulté de la méthode est liée à l'existence d'Ar dans l'atmosphère (99 % d' $^{40}\text{Ar}$ ). Cependant, la

constance du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  dans l'air permet la correction de l'Ar atmosphérique. Deux cas de figures potentiels compliquent l'interprétation des âges obtenus :

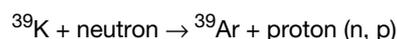
1- Une perte d'Ar par diffusion sous l'action d'événements thermiques, même de courte durée et de faible intensité, est fréquente ;

2- Le piégeage initial d'Ar radiogénique, avant fermeture du chronomètre, en relation avec la circulation de fluides, peut entraîner le calcul d'âges trop anciens.

Dans la mesure où les températures de fermeture de certains minéraux sont connues et que ces minéraux sont des « pièges » efficaces vis-à-vis de l'Ar radiogénique, ils peuvent permettre de dater le dernier événement thermique ayant affecté un ensemble géologique donné. C'est le cas par exemple du feldspath potassique (150-200 °C), de la biotite (300-350 °C), de la muscovite et de la hornblende. En roches totales, les applications concernent des roches de refroidissement rapide (volcanites) et d'âge récent (entre 1 et 10 Ma) en raison des constantes de désintégration et de l'ouverture à relativement basse température des minéraux constitutifs. Des roches ayant une matrice vitrifiée seront écartées car le comportement de l'Ar dans les verres est très variable.

#### Méthode $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$

C'est une variante de la méthode précédente pour la mesure du potassium. Par activation neutronique, on a la réaction suivante :



On peut alors mesurer  $^{39}\text{Ar}$  par spectrométrie au même titre que  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ . La teneur en  $^{39}\text{Ar}$  est directement proportionnelle à  $^{39}\text{K}$ , d'abondance 93,258 %, et donc à  $^{40}\text{K}$  dans la roche. Ceci permet donc de déterminer en une seule mesure les teneurs en isotopes parents et fils par comparaison avec un échantillon de référence irradié simultanément. Cette facilité autorise le traitement par palier de température croissante de l'échantillon jusqu'à sa fusion. L'Ar radiogénique libéré aux basses températures est associé à des sites fragiles. A températures croissantes, les âges restent inchangés, l'Ar est extrait des sites rétentifs, les âges  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  restent constants et sont les plus proches de l'âge réel recherché. L'allure des spectres d'âges obtenus est significative des événements perturbateurs ayant affecté le minéral.

Les deux méthodes,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  et K-Ar conventionnelle, coexistent selon les applications : schématiquement, on appliquera la méthode K-Ar conventionnelle aux roches et minéraux (micas, amphiboles) à histoire simple et donc plutôt assez jeunes (à partir de quelques Ma), tandis que la méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sera réservée aux minéraux issus de roches à histoire plus complexe dans une gamme d'âges pouvant s'étendre de quelques Ma à 1 000 Ma.

### Méthodes de type isochrone

L'archétype de ces méthodes est la méthode de datation Rb-Sr (voir *encadré*). Elles sont basées sur l'équation (2), modifiée et exprimée sous forme de rapport isotopique ( $^{86}\text{Sr}$  stable étant pris comme isotope de référence) :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t, \text{mes}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})(e^{\lambda t} - 1)$$

Si la constitution isotopique du Sr est initialement la même pour tous les échantillons analysés (roches et/ou minéraux), ils définissent une droite, ou isochrone, de pente  $(e^{\lambda t} - 1)$ , permettant de calculer l'âge  $t$ , tandis que l'ordonnée à

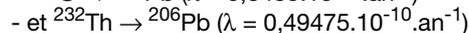
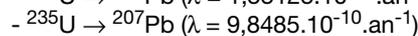
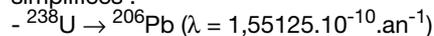
l'origine donne la constitution isotopique initiale de l'éléments fils.

Ces méthodes sont applicables aux roches totales comme aux minéraux séparés. Elles ont en commun le nécessaire usage d'un diagramme isochrone dont la pente donne l'âge recherché. Un minimum de cinq ou six analyses est indispensable pour définir la pente de la droite. L'âge calculé n'a de sens que si les divers échantillons ont cristallisé à partir d'un système magmatique unique et homogène isotopiquement. Dans le cas de datations sur roches totales, il est indispensable que ce liquide magmatique se soit différencié lors de la cristallisation, afin d'occasionner un étalement des points dans le diagramme isochrone, suite à la variation du rapport : élément père sur élément fils. Dans le cas des analyses sur minéraux séparés, cet étalement des points sera souvent très favorable, mais l'obtention d'un âge ne sera significative que si la fermeture des divers systèmes minéralogiques s'effectue simultanément pour chacun d'entre eux. On peut citer les méthodes suivantes :

- Rb-Sr : la période couverte s'étend de 10 Ma jusqu'à l'âge de la Terre (4 550 Ma) ;
- Sm-Nd : le comportement géochimique de ces deux terres rares est très similaire, ce qui implique un usage en géochronologie surtout réservé aux minéraux séparés qui seuls permettent un étalement des points analytiques ;
- Re-Os : une application intéressante concerne la datation de molybdénite, riche en Re et dépourvue de Os ;
- enfin, la méthode Lu-Hf.

### Méthode U-Th-Pb sur minéraux séparés

On peut considérer que les trois chaînes de décroissance de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  sont en équilibre séculaire pour des âges  $> 1$  Ma. On raisonne à l'aide des réactions nucléaires simplifiées :



L'association de deux premiers chronomètres est la plus précise et la plus utilisée pour obtenir des âges relativement anciens ( $> 10$  Ma). Les minéraux retenus contiennent de l'U et du Th et sont, si possible, dépourvus de Pb initial. Les rapports fils/père ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) sont corrigés grâce à la mesure du rapport isotopique  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  où l'isotope  $^{204}\text{Pb}$ , non radiogénique, est pris comme référence. Cette correction suppose la connaissance des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  dans le minéral à dater, lors de sa cristallisation. Ces rapports approchés, dits de « Pb commun », sont donnés par un modèle d'évolution isotopique du Pb dans la croûte terrestre [5]. Il est alors possible de reporter les analyses, corrigées du Pb initial, dans le diagramme Concordia [6]  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ , cette courbe étant le lieu de tous les points pour lesquels l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  est égal à l'âge  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Le minéral le plus utilisé est le zircon. C'est un minéral très réfractaire contenant très peu de Pb initial et relativement fréquent dans les roches. Dans ce diagramme, les minéraux à histoire simple se placent sur la Concordia pour donner directement l'âge de cristallisation du minéral. L'analyse peut s'écarter de la Concordia si elle est représentative d'un mélange de deux âges, comme dans le cas d'une réouverture partielle du système lors d'un métamorphisme. Une perte partielle de Pb radiogénique peut aussi intervenir dans le cas de minéraux altérés et/ou particulièrement riches en U. Dans ce dernier, une perte de  $\text{Pb}_{\text{rad}}$  par diffusion est

souvent évoquée. On dira alors que l'analyse est discordante.

Deux techniques sont principalement utilisées pour obtenir des données exploitables dans le diagramme Concordia :

1- Après mise en solution d'un monominéral et ajout de traceurs isotopiques artificiels de Pb et U, les rapports isotopiques du Pb et de U sont mesurés sur TIMS et les teneurs en U et Pb sont déterminées à l'aide du même appareil par dilution isotopique : c'est la méthode conventionnelle [7].

2- Plus récemment, la mise au point d'une microsonde ionique de haute résolution ( $M/\Delta M \sim 5\,000$ ) a permis de réaliser le même type de mesures *in situ* à l'échelle de  $20\ \mu\text{m}$  [8].

En routine, la première technique permet d'obtenir une incertitude absolue comprise entre 1 et 3 Ma et la seconde entre 3 et 5 Ma, quelle que soit la gamme d'âges concernés. Une étude récente [9] souligne la très grande précision qu'il est possible d'atteindre à l'aide de la méthode U-Pb conventionnelle : les zircons de différentes parties d'un même pluton granitique (Tuolumne, États-Unis) donnent des âges compris entre  $92,6 \pm 0,2$  et  $88,1 \pm 0,2$  Ma. L'auteur conclut que la durée de mise en place de ce granit est d'environ 5 Ma. Ceci met en évidence le peu de signification géologique de précisions  $< 1$  Ma sachant que le remplissage en continu d'une chambre magmatique et la mise en place du pluton correspondant peuvent prendre plusieurs millions d'années. Une autre voie de développement de cette discipline est l'analyse de domaines minéralogiques sans cesse plus petits qu'il est possible d'obtenir avec les sondes ioniques ( $15\ \mu\text{m}$ ).

### Exemple d'apport des datations U-Pb ponctuelles

L'histoire des minéraux réfractaires est souvent complexe : plusieurs événements peuvent être enregistrés par un même grain. En conséquence, l'analyse globale, y compris d'un grain unique, peut conduire à un âge précis mais sans signification géologique, car résultant d'un mélange d'âges. Par contre, après montage en section polie et abrasion de la surface jusqu'à l'équateur des cristaux (zircons dans notre exemple), l'étude préalable au microscope électronique à balayage donnant des images en cathodoluminescence (figure 1a) et au microscope optique en lumière transmise (figure 1c) permet d'éviter les grains ou les domaines mal cristallisés (perte de Pb radiogénique probable). Ensuite, l'analyse *in situ* à la microsonde ionique de domaines limités ( $< 20\ \mu\text{m}$ ) permet d'éviter les défauts cristallins, fractures et inclusions susceptibles de contenir du Pb initial indésirable et donc de travailler sur des

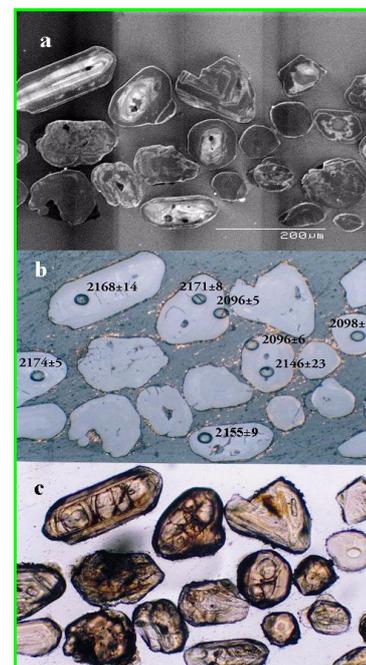


Figure 1 - (a) Image en cathodoluminescence, réalisée avant les analyses sur la Shrimp, pour un groupe de zircons représentatifs d'un gneiss migmatitique de Guyane ; (b) Image effectuée en lumière réfléchie, sur les mêmes zircons, après les analyses. On peut observer la trace des impacts ( $18\text{-}20\ \mu\text{m}$ ) laissée sur les grains par le faisceau d'ions primaires  $\text{O}_2^-$  ; (c) Photo correspondante en lumière transmise.

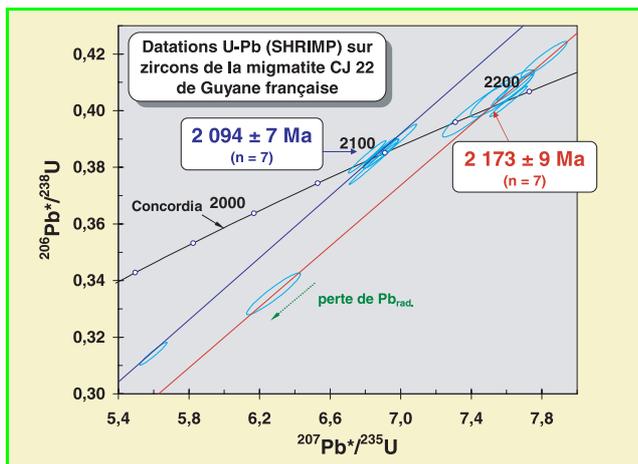


Figure 2 - Diagramme U-Pb Concordia pour les analyses ponctuelles effectuées sur les zircons du gneiss migmatitique de Guyane.

Pour faciliter la lecture du diagramme, les ellipses d'erreur sont portées à  $\pm 1\sigma$ , mais les calculs sont effectués à  $\pm 2\sigma$ .

domaines sains et homogènes qui conduisent à des analyses concordantes, faciles à interpréter (figure 2).

Un exemple est donné par les zircons extraits d'un gneiss migmatitique de Guyane française à la frontière du Brésil. On observe des zircons mal formés, aux contours difformes et d'aspect erratique en cathodoluminescence (figure 1a) : ces grains ne seront pas analysés. Ensuite, on distingue deux populations de grains : les uns sont allongés et relativement clairs en cathodoluminescence, tandis que les autres sont plus petits, ronds et très sombres. On remarque aussi des grains allongés entourés d'une surcroissance sombre. Sur les photos au microscope optique, réalisées en lumière réfléchie (figure 1b) et transmise (figure 1c) après les analyses, on distingue nettement la trace laissée par le faisceau d'ions primaires (18-20  $\mu\text{m}$ ) de la Shrimp II : SIMS de Canberra (Australie). Les âges ponctuels  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ , corrigés du Pb initial, y ont été reportés. On constate que les zircons allongés donnent des âges voisins de 2 170 Ma, tandis que les grains arrondis et les bords de certains grains allongés donnent des âges significativement plus jeunes à 2 100 Ma. Les deux âges intermédiaires à 2 155 et 2 146 Ma n'ont pas de signification géologique : ils correspondent à des mélanges d'âges. La totalité des autres analyses se distribue sur la Concordia en deux populations de points distinctes : l'une à 2 094  $\pm$  7 Ma et l'autre à 2 173  $\pm$  9 Ma (figure 2). Les incertitudes sont calculées à 95 % de confiance ( $2\sigma$ ). Parallèlement, les monazites extraites de la même roche donnent un âge « chimique » unique U-Th-Pb (microsonde électronique) à 2 168  $\pm$  2 Ma [10]. La datation ponctuelle des monazites et des zircons permet de reconstituer l'histoire de cette migmatite. Les premiers zircons allongés et la monazite ont cristallisé initialement et simultanément vers 2 170 Ma, datant ainsi la mise en place de la roche magmatique initiale (le protolithe). Environ 80 Ma plus tard, un événement métamorphique intense provoque la fusion partielle de ce protolithe et conduit au gneiss migmatitique (ou migmatite) actuellement observé. Certains zircons du protolithe ont résisté à cet événement tandis que de nouveaux zircons se sont formés à cette occasion ou ont crû sur les zircons préexistants servant de germe. L'intérêt de cette étude réside aussi en la mise en évidence du caractère très réfractaire de la monazite. En effet, la monazite donne non pas l'âge de la migmatite

comme le laissait penser la température de fermeture de ce minéral supposé moins réfractaire que le zircon, mais l'âge du protolithe. Cet exemple montre l'apport déterminant des datations ponctuelles permettant l'analyse de très petits domaines homogènes, de grande qualité cristallographique, y compris lorsque les minéraux disponibles sont rares, petits et hétérogènes du point de vue géochronologique.

## Conclusion

A mesure que les moyens d'investigation permettent une géochronologie plus fine, la complexité des minéraux à dater apparaît plus grande. Ainsi, les deux méthodes les plus utilisées sont les méthodes U-Pb et Ar-Ar qui se prêtent bien à la datation monominérale ou même *in situ*. Elles sont complémentaires car elles s'adressent à des minéraux différents et peuvent dater des événements distincts ayant affecté un même ensemble géologique. Les méthodes isochrones peuvent aussi apporter un appui géochronologique complémentaire ainsi que des informations d'ordre géochimique dans la recherche de sources.

## Remerciements

Je tiens à remercier C. Guerrot et O. Legendre avec qui j'ai eu des discussions fructueuses, ainsi que E. Soulié et E. Roth qui m'ont aidé à améliorer cette contribution.

## Références

- [1] Cocherie A., Legendre O., Peucat J.-J., Kouamelan A.N., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1998**, 62, p. 2475.
- [2] Cocherie A., Albaredé F., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **2001**, 65, p. 4509.
- [3] Roth E., Poty B., *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, applications*, Masson, Paris, **1985**.
- [4] Faure G., *Principles of isotope geology*, J. Wiley and sons, New York, **1986**.
- [5] Stacey J.S., Kramers J.D., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1975**, 26, p. 207.
- [6] Wetherill G.W., *Trans. Amer. Geophys. Union.*, **1956**, 37, p. 320.
- [7] Krogh T., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1973**, 37, p. 485.
- [8] Compston W., Williams I.S., Clement S.W., *Amer. Soc. Mass Spectro. 30<sup>th</sup> Conference*, Honolulu, **1982**, 593.
- [9] Coleman D.S., *Geol. Soc. Amer., Annual Meeting*, Denver, **2002**, 269.
- [10] Cocherie A., Be E., Legendre O., Fanning C.M., Faure M., Rossi P., *Amer. Min.*, **2003** (soumis).



### Alain Cocherie

est ingénieur-chercheur au BRGM\*.

\* BRGM, 3 avenue C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2.  
Tél. : 02 38 64 30 85. Fax : 02 38 64 37 11.  
E-mail : a.cocherie@brgm.fr

## Glossaire

- Amphiboles** : inosilicates.
- Biotite** : minéral de la famille des micas noirs (Fe, Mg...).
- Cathodoluminescence** : suite au bombardement par un faisceau d'électrons (microscope électronique à balayage), certains minéraux présentent une luminescence qui met en évidence notamment les structures de croissance cristalline.
- Hornblende** : amphibole calcique.
- Migmatite** : roche à la limite de la fusion totale comportant des parties fondues de composition granitique et d'autres restées à l'état solide (restite).
- Micas** : phyllosilicates.
- Muscovite** : minéral de la famille des micas blancs (Al...).
- Pluton** : massif formé de roches magmatiques, à texture grenue, ayant cristallisé lentement, plus ou moins profondément dans la croûte terrestre.
- Protolithe** : roche non métamorphique à partir de laquelle une roche s'est formée suite à un processus métamorphique.