



GEOCHRONOLOGIE U-Pb DU TERRITOIRE QUEBECOIS:

FOSSÉS DU LABRADOR ET DE L'UNGAVA ET SOUS-PROVINCE DE PONTIAC

par

NUNO MACHADO

CLEMENT GARIEPY

SYLVIE PHILIPPE

et

JEAN DAVID

GEOTOP
Université du Québec à Montréal
C.P. 8888 Succ. A
Montréal QC
H3C 3P8

Premier rapport intérimaire: résultats 1989-90

AVRIL 1990

MRN-GÉOINFORMATION 2003

GM 59898

RESUME D'AUTEUR

Ce rapport fait état des travaux analytiques accomplis pendant la première année d'un programme de datation de roches du territoire québécois confié par le Ministère de l'Énergie et des Ressources au Centre des Recherches en Géochimie isotopique et en Géochronologie (GEOTOP).

Les échantillons analysés proviennent des Fosses du Labrador et de l'Ungava et de la sous-province de Pontiac, en Abitibi. Un total de 51 fractions minérales, provenant de 13 roches, ont été analysées pour les isotopes de l'uranium et du plomb.

Trois échantillons de la Fosse du Labrador ont été analysés. Un âge de 1880 ± 8 Ma a été obtenu pour une rhyolite; cet âge est semblable à celui de plusieurs roches mafiques et carbonatitiques de la région. Une monzonite post-tectonique a livré un âge préliminaire de ca. 1820 Ma, lequel correspond à l'âge minimum du plissement des séquences volcano-sédimentaires de la Fosse. Des zircons détritiques extraits d'une roche méta-sédimentaire minéralisée ont des âges de 2690 ± 14 Ma, 2707 ± 4 Ma et un âge minimum de 2698 Ma. Une fraction de rutile extraite de la même roche a livré un âge de ca. 1.4 Ga.

Quatre échantillons ont été prélevés dans la Fosse de l'Ungava. Une granodiorite et une diorite appartenant respectivement aux groupes de Povungnituk et de Watts ont été datés à 1991 ± 2 Ma et $1873 \pm 4 / -3$ Ma. L'âge d'une granodiorite foliée du Groupe de Deception est compris entre 1830 et 1850 Ma. Les zircons extraits d'une rhyodacite du Groupe de Parent sont en grande partie hérités et indiquent que le magma calco-alcalin a traversé un segment de croûte continentale d'âge archéen.

Quatre intrusions granitiques de la sous-province de Pontiac ont livré les résultats suivants: $2686 \pm 4 / -3$ Ma pour la monzonite du Lac Simard nord, $2678 \pm 3 / -2$ Ma pour le monzogranite du Lac Maple, 2669 ± 3 Ma pour la monzodiorite de la Tour de Belleterre et 2632 ± 3 Ma pour le monzogranite du Hallé, lequel fait partie du batholite de Décelles. Un orthogneiss du complexe de la Baie des Lys contenait des zircons composites: un noyau a livré un âge minimum de 2686 Ma et la surcroissance associée, un âge minimum de 2648 Ma. La titanite extraite de cette roche est concordante à 2637 ± 3 Ma; elle est nettement plus jeune que la titanite provenant d'un orthogneiss du complexe du Lac Opasatica dont l'âge est de 2660 ± 6 Ma.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	4
METHODES ANALYTIQUES.....	5
CONTROLE DE LA QUALITE DES ANALYSES.....	10
ECHANTILLONNAGE.....	13
DESCRIPTION DES RESULTATS:	
FOSSE DU LABRADOR.....	14
FOSSE DE L'UNGAVA.....	25
SOUS-PROVINCE DE PONTIAC.....	40
REMERCIEMENTS.....	60
REFERENCES.....	61

FIGURES:

1-Diagramme Concordia pour la rhyolite du Lac Douay.....	16
2-Diagramme Concordia pour la monzonite du Lac Chakonipau..	19
3-Diagramme Concordia pour le méta-sédiment du Lac Murdoch.	23
4-Diagramme Concordia pour la granodiorite du Groupe de Deception.....	28
5-Diagramme Concordia pour la rhyodacite du Groupe de Parent.....	32
6-Diagramme Concordia pour le diorite du Groupe de Watts...	35
7-Diagramme Concordia pour la granodiorite du Groupe de Povungnituk.....	38
8-Diagramme Concordia pour la monzodiorite de Tour de Belleterre.....	42
9-Diagramme Concordia pour la monzogranite du Lac Maple....	45
10-Diagramme Concordia pour la monzonite du Lac Simard nord.	48
11-Diagramme Concordia pour le granite du Hallé (Décelles)..	53
12-Diagramme Concordia pour l'orthogneiss de la Baie des Lys	56
13-Diagramme Concordia pour l'orthogneiss du Lac Opasatica..	58

TABLEAUX:

1-Résultats U-Pb pour les échantillons de la Fosse du Labrador.....	24
2-Résultats U-Pb pour les échantillons de la Fosse d'Ungava.	39
3-Résultats U-Pb pour les échantillons de la sous-province de Pontiac.....	59

INTRODUCTION

Le Ministère de l'Énergie et des Ressources (MER) nous a confié, au cours de l'année 1989, le mandat de réaliser un programme de datation des roches du territoire québécois. Ce programme, d'une durée initiale de trois ans, vise à la réalisation annuelle d'un minimum de cinquante analyses U-Pb effectuées sur des minéraux accessoires. Ces analyses sont produites pour le compte du Service géologique du Nord-Ouest (SGNO) et du Service géologique de Québec (SGQ).

Au cours de la première année le SGNO a choisi de faire analyser des intrusions granitoïdes et des gneiss de la sous-province de Pontiac, en Abitibi. Le but ainsi recherché est de mieux comprendre de l'évolution magmatique et métamorphique de la région.

Le SGQ a, pour sa part, fait porter les études sur les Fosses de l'Ungava et du Labrador, situées au Nouveau-Québec. Le programme de géochronologie dans l'Ungava s'inscrit dans le cadre d'une synthèse des travaux de cartographie géologique qui y ont été faits depuis 1983. Les objectifs sont de déterminer l'âge des roches volcaniques associées à l'ouverture d'un bassin océanique, à la construction de son plancher et à la formation d'un complexe d'arc volcanique. Le programme de géochronologie dans la partie méridionale de la Fosse du Labrador vise à mieux définir la chronostratigraphie volcanique et à comprendre sur quelle échelle de temps s'est déroulé le cycle orogénique.

Dans ce document, nous faisons état des résultats obtenus sur 51 fractions minérales extraites de 13 échantillons. Notre rapport est divisé en deux parties. La première est une description des méthodes analytiques

et des contrôles de qualité. La seconde fait état des matériaux analysés et des résultats obtenus dans chacune des régions ainsi que d'une courte interprétation.

METHODES ANALYTIQUES

Broyage des échantillons

En règle générale, 20 à 50 kg de roche sont prélevés pour chaque échantillon. La surface des échantillons est d'abord nettoyée à la brosse et lavée, afin de les débarrasser de toutes traces de sable ou de poussière d'origine exotique. L'échantillon est ensuite réduit en fragments centimétriques à l'aide d'une presse hydraulique, puis en une fine poudre par passage successif dans un broyeur à mâchoire et un broyeur à disques. Un spécimen témoin est systématiquement conservé.

Concentration des minéraux lourds

L'échantillon pulvérisé est tamisé pour ne conserver que la fraction granulométrique de taille inférieure à 300 microns. Une pré-concentration des minéraux lourds est d'abord faite à l'aide d'une table à secousse (type "Wilfley"). Ce concentré est mis à décanter dans des liqueurs denses (bromoforme, CHBr_3 , et iodure de méthylène, CH_2I_2) pour isoler la fraction de minéraux de densité supérieure à 3.0 g/cm^3 .

Séparation magnétique

Un séparateur magnétique isodynamique est utilisé pour séparer les diverses espèces minérales (e.g. monazite, titanite, zircon, rutile, etc...).

La séparation, sur la base de leurs propriétés magnétiques, revêt un aspect important en ce qui concerne la datation des zircons. En effet, dans une même population de cristaux, les zircons les moins magnétiques contiennent généralement moins d'uranium et sont plus concordants. Lorsque des zircons se sont comportés en système clos depuis leur cristallisation, les résultats analytiques se placent sur la courbe Concordia et ils sont alors dits "concordants". Le degré de discordance résulte de pertes en Pb lesquelles sont directement proportionnelles à la teneur en uranium. Les pertes en Pb résultent en partie des dislocations induites dans le réseau cristallin par la désintégration radioactive. Dans le texte qui suit, la susceptibilité magnétique des zircons sera indiquée par un chiffre correspondant à l'inclinaison du séparateur magnétique lors du traitement. La susceptibilité diminue avec l'angle d'inclinaison. Ainsi, une fraction "M5" est faite de zircons magnétiques à 5° d'inclinaison. Une fraction "NMO" est non-magnétique à 0°. Lorsque cela est possible, les analyses sont faites sur les fractions NMO et MO, de préférence à toutes les autres.

Sélection des minéraux

Afin d'augmenter la probabilité d'analyser des zircons concordants nous avons sélectionné, au microscope stéréoscopique, les différents cristaux sur la base des principes mis de l'avant par Machado et al. (1989):

- dans une population de zircons cogénétiques présentant la même morphologie, les zircons de plus grande taille sont plus concordants; ceci s'explique par une plus faible diffusion volumique du Pb.
- les zircons les moins magnétiques sont généralement les plus concordants;
- les cristaux limpides et homogènes sont plus concordants que ceux qui possèdent des fractures, des traces d'altération ou des inclusions.

Lorsque des cristaux cogénétiques montrent certaines variations de leurs propriétés optiques ou morphologiques, nous avons sélectionné les cristaux idiomorphes ayant un éclat adamantin ou vitreux. Toutes les analyses ont été faites sur des populations de cristaux ayant rigoureusement les mêmes propriétés chromatiques et morphologiques, afin de s'assurer qu'ils représentent un seul et même épisode de genèse.

Les critères utilisés pour sélectionner les cristaux de monazite, titanite et rutile sont comparables aux précédents et reposent sur l'intégrité, la limpidité et l'homogénéité chromatique des phases minérales.

Certains échantillons contiennent des cristaux composites (*i.e.* des cristaux ayant un noyau enrobé d'une ou plusieurs générations de surcroissances). Dans ce cas, le noyau est séparé des surcroissances pour

en faire une analyse distincte.

Tout les minéraux analysés ont été abrasés, sauf indication contraire, selon la technique décrite par Krogh (1982).

Traitement chimique

La mise en solution du zircon et du rutile a été faite selon la méthode décrite par Krogh (1973), dans des bombes de Teflon contenant des acides fluorhydrique (HF) et nitrique (HNO_3) portées à 220°C . La titanite a été dissoute en milieu acide (HF + HNO_3), sur plaque chauffante, dans des capsules de Teflon closes. La monazite fut attaquée en bombe ou en capsule de Teflon, en milieu HCl. Une quantité connue de spike mixte de ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U a été ajoutée à chacun des échantillons avant l'attaque. Le poids des échantillons a été mesuré à l'aide d'une micro-balance CAHN, précise à $\pm 1 \times 10^{-7}$ g.

La séparation chimique de l'uranium et du plomb contenu dans les zircons a été faite en utilisant une version "miniaturisée" de la méthode de Krogh (1973). Pour toutes les autres phases minérales, nous avons utilisé la technique décrite par Corfu et Stott (1986).

Les blancs de chimie déterminés pendant cette étude (voir section suivante) ont été systématiquement inférieurs à 15×10^{-12} g et 2×10^{-12} g pour le Pb et l'U, respectivement. La composition isotopique du blanc est la suivante: ^{208}Pb : ^{207}Pb : ^{206}Pb : ^{204}Pb = 38.01:15.60:18.10:1.

Spectrométrie de masse

Pour l'analyse au spectromètre de masse, le Pb et l'U extraits de chaque échantillon sont déposés sur un filament de Re, préalablement dégazé sous vide, avec un mélange de gel de silice et d'acide orthophosphorique.

Les compositions isotopiques ont été mesurées par ionisation thermique, sur un spectromètre VG SECTOR (*Victoria*) à des températures variant entre 1350 et 1500°C pour le Pb, et entre 1450 à 1600°C pour l'U. Les rapports isotopiques ont été déterminés soit à l'aide d'une cage de Faraday équipée d'une résistance de $10^{11} \Omega$, soit avec un détecteur de type Daly. La correction de discrimination de masse du Pb a été établie en mesurant à une cinquantaine de reprises l'étalon NBS-SRM 981. Cette correction est de 0.09% amu⁻¹ sur la cage de Faraday et de 0.24% amu⁻¹ sur le détecteur Daly. La correction pour la discrimination de masse de l'uranium a été effectuée à l'aide du double spike ²³³U-²³⁵U, lequel fut calibré en rapport avec les étalons NBS U-500 et NBS-SRM 960.

Dans des conditions normales, les erreurs maximales au niveau de confiance de 95% ont été évaluées à 0.5 % pour les rapports Pb/U et 0.1 % pour le rapport ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. La composition isotopique du Pb commun initial (*i.e.* la quantité de Pb résiduel, après correction pour le blanc) a été estimée à l'aide du modèle d'évolution à deux stades proposé par Stacey et Kramers (1975). Dans le cas de minéraux ayant de fortes teneurs en Pb commun initial (*i.e.* ceux dont le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb < 1000), l'incertitude du rapport ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb est inversement proportionnelle à la valeur de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb.

Les droites de régression, les intercepts avec la courbe Concordia et les erreurs associées ont été calculés selon la méthode proposée par Davis (1982). Toutes les erreurs citées dans ce rapport ont été calculées au niveau de confiance de 95 % et toutes les constantes de désintégration radioactive utilisées sont celles recommandées par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Steiger et Jäger 1977). On notera toutefois que les figures accompagnant ce texte présentent des ellipses d'erreur calculées pour un seul écart-type (1σ), afin d'alléger la présentation des figures.

CONTROLES DE LA QUALITE DES ANALYSES

Deux critères sont utilisés pour évaluer la qualité des analyses: la teneur en Pb commun et la valeur de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ce rapport étant une mesure des quantités respectives de Pb radiogénique (provenant de l'échantillon) et de Pb commun. Les sources de ce dernier sont:

- a) le Pb introduit lors de la préparation du spike. Cette source est pratiquement négligeable et de quantité bien connue.
- b) Le Pb introduit pendant l'analyse de l'échantillon (Pb de "contamination") dont les quantités sont évaluées par la mesure de "blancs". Dans notre laboratoire, les blancs sont systématiquement inférieurs à 15 picogrammes (10^{-12} g).
- c) Le Pb commun contenu dans le minéral. On assume généralement que ce Pb est initial, c'est à dire qu'il a été incorporé lors de la cristallisation.

Comme nous avons systématiquement analysé les cristaux de meilleure

qualité (sans fractures, inclusions, etc.), nous excluons la possibilité que le Pb présent dans le minéral ait été incorporé après sa formation. De tous les minéraux analysés, le zircon est celui qui présente les plus faibles teneurs en Pb commun initial. De faibles teneurs en Pb commun sont également caractéristiques de certaines monazites. La titanite et le rutile, par contre, ont des teneurs très variables et fréquemment élevées.

L'examen des Tableaux 1, 2 et 3 permet d'évaluer la variation des teneurs en Pb commun; sur un total de 41 fractions de zircon, 17 analyses (40%) ont des teneurs inférieures à 15 pg et 11 analyses (27%) varient entre 15 et 25 pg. Les teneurs en Pb commun supérieures à 25 pg sont le résultat d'analyses de zircon riches en uranium, donc en Pb commun, ou d'analyses de fractions de zircons de petites dimensions, souvent plus difficiles à nettoyer.

Les teneurs en Pb commun doivent aussi être examinées en relation avec le rapport Pb radiogénique/Pb commun, c'est à dire en fonction du poids et de l'âge de l'échantillon. Pour faire cette évaluation on utilise le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: pour un rapport supérieur à 1000 l'influence de la composition isotopique du Pb initial sur les âges est négligeable. Dans le cas contraire ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1000$), l'erreur propagée sur la détermination de l'âge est d'autant plus importante que ce rapport est faible. Les Tableaux 1, 2 et 3 montrent que 28 des analyses de zircon (68%) ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ supérieurs à 1000. Les analyses qui montrent des rapports inférieurs à 1000 ont été effectuées sur des mono-zircons ou des fractions pesant moins de 10 microgrammes. L'analyse de très faibles quantités de zircon, malgré une perte de précision, est motivée par la recherche de résultats plus justes. Par exemple, dans le cadre de ce

projet, l'analyste a fréquemment fait face à des mélanges de cristaux de zircon possiblement hérité et de cristaux moins abondants, jugés d'origine magmatique. Nous avons délibérément choisi la dernière voie, malgré certains insuccès (échantillon DL3; Tableau 2; Figure 5). Les analyses de titanite et de rutilé ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très variables; malheureusement, on ne dispose pas encore de critère pétrographique pour estimer à l'avance les teneurs en Pb commun de ces minéraux.

ECHANTILLONNAGE

Sept échantillons de la Fosse de l'Ungava et trois de la Fosse du Labrador nous ont été donnés par Daniel Lamothe et Thomas Clark (SGQ), lesquels sont responsables des travaux de terrain effectués dans ces régions.

Les intrusions granitoïdes de la sous-province de Pontiac ont été divisées en familles distinctes sur la base de critères lithologiques, structuraux et pétrographiques (Rive, en préparation). Un total de neuf échantillons appartenant à quatre familles ont été prélevés par Nuno Machado (GEOTOP) et Maurice Rive (SGNO) à l'été 1989. De plus, trois spécimens d'orthoogneiss affleurant dans cette sous-province ont été échantillonnés.

Les coordonnées UTM et les résultats obtenus pour chaque fraction minérale analysée sont présentés à la section suivante.

FOSSE DU LABRADOR

- A) No. échantillon: TC-8
B) Coordonnées UTM: 532500E; 6313400N
C) Description: Rhyolite du Lac Douay

La position stratigraphique de la bande de roches volcaniques d'où provient l'échantillon est mal connue. La bande pourrait, d'une part, appartenir à la Formation de Murdoch définie par Dressler (1979) comme étant composée de "rhyodacite et d'un peu de tuf acide" (unité 19c). Toutefois, et bien qu'elle s'étende sur plusieurs dizaines de kilomètres, cette bande est physiquement séparée de la localité type de la Formation de Murdoch. La bande pourrait, d'autre part, être corrélée à la Formation de Mistamisk, dont l'âge est de 2142 Ma (Krogh 1988; communication personnelle). L'origine de la Formation de Mistamik est méconnue et pose un formidable problème quant aux modèles de l'évolution de la Fosse du Labrador (Machado et al. 1989).

On doit noter que l'échantillon analysé ne possède pas de fragments lithiques millimétriques lesquels, selon Dressler (1979), sont communs dans la Formation de Murdoch.

D) Minéraux analysés:

Trois populations de zircons roses à incolores ont été analysées (Tableau 1). Elles furent toutes tirées de la fraction NM5, la moins magnétique qu'il fut possible d'extraire de cette roche. Les résultats sont illustrés à la Fig. 1.

Fraction 8-1: composée de neuf (9) grains entiers possédant des facettes cristallines. Du point de vue de ses propriétés optiques,

cette fraction est considérée étant de meilleure qualité que toutes les autres présentes dans l'échantillon. L'analyse livre un résultat discordant à 1.3% et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1887 Ma.

Fraction 8-2: composée de quinze (15) grains et fragments de grains. Leur qualité optique est inférieure à celle des zircons de la fraction 8-1. Ils livrent, à l'analyse, ont un degré de discordance de 0.6% et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1870 Ma.

Fraction 8-3: composée de huit (8) fragments de zircons prismatiques. Cette fraction est la moins discordante (0.2%) et livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1883 Ma.

E) Interprétation:

Les trois fractions de zircons analysées ne sont pas colinéaires. Les deux fractions contenant les zircons de meilleure qualité (8-1 et 8-3; Fig. 1) livrent un âge moyen de 1885 ± 4 Ma. La fraction 8-2 est plus jeune et son inclusion dans le calcul de l'âge le réduit à 1880 ± 8 Ma. Il n'y a pas de critère objectif, si ce n'est que de la qualité optique inférieure, permettant d'éliminer le résultat obtenu sur la fraction 8-2.

L'âge obtenu, à 1880 ± 8 Ma, est semblable à celui de plusieurs épanchements mafiques (Machado et al. 1989) et identique à l'âge de roches carbonatitiques de la Fosse du Labrador (Chevé et Machado, 1988). La rhyolite du Lac Douay ne peut être corrélée à la Formation de Mistamisk, dont l'âge de formation est nettement antérieur.

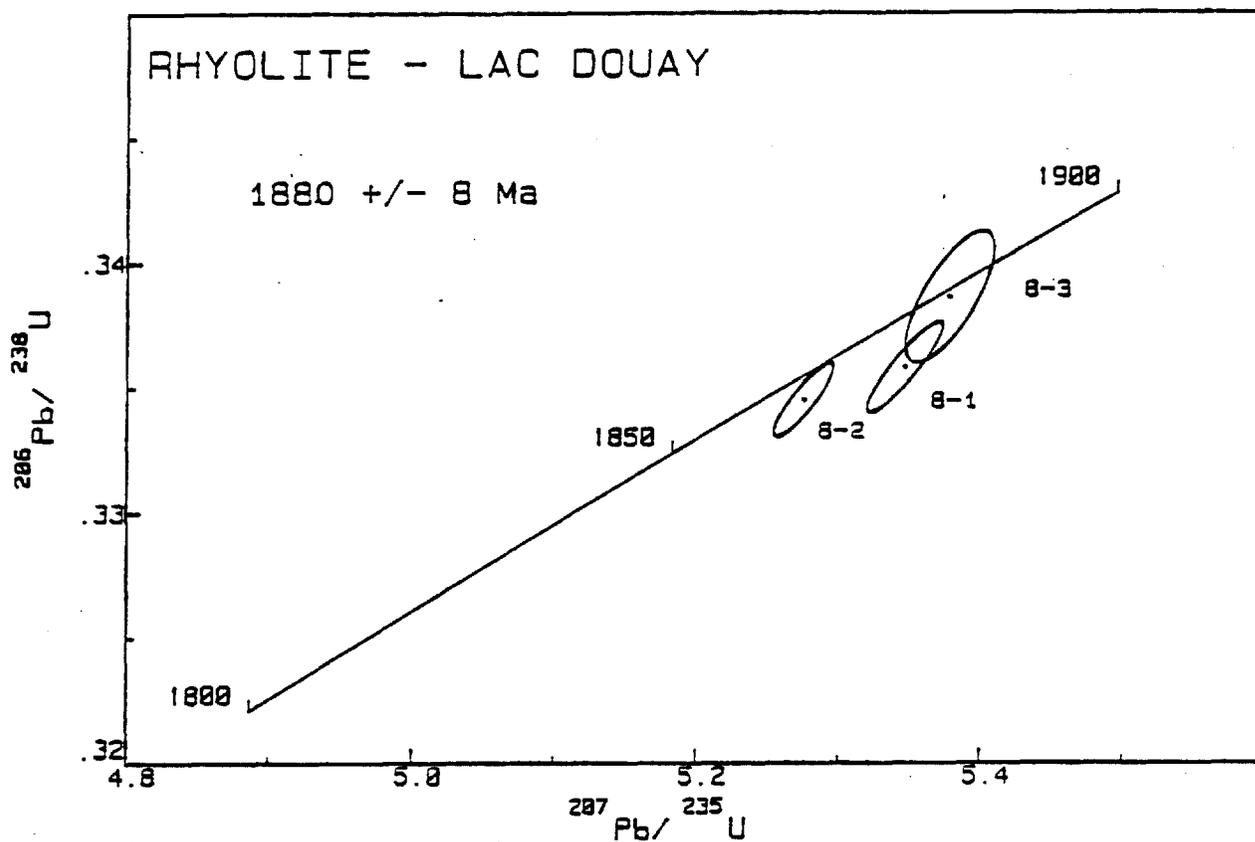


Figure 1. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur trois fractions de zircons extraites de la rhyolite du Lac Douay.

A) No. échantillon: TC-9

B) Coordonnées UTM: 547700E; 6293100N

C) Description: Monzonite du Lac Chakonipau

Il s'agit d'une monzonite appartenant à un cortège de petites intrusions post-tectoniques non-déformées.

D) Minéraux analysés:

L'échantillon contient des zircons montrant une grande variété de types morphologiques. Ceci suggère la présence d'une grande quantité de zircons hérités i.e. de zircons assimilés mais non entièrement digérés par le magma monzonitique. L'échantillon contient également de la titanite. Les résultats sont présentés au Tableau 1 et illustrés à la Fig. 2.

Fraction 9-1: l'analyse a été faite sur un seul zircon, de couleur brun pâle, considéré comme étant d'origine magmatique. Le zircon est discordant (1.4 %) et possède un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1812 Ma.

Fraction 9-2: composée d'une population de titanites pauvres en uranium (30 ppm; Tableau 1). Cette fraction livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1820 Ma. Toutefois, la forte teneur en Pb commun initial se traduit, un fois les erreurs propagées, par une incertitude supérieure à la moyenne (Fig. 2).

E) Interprétation:

Le zircon et les titanites possèdent, aux erreurs près, des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ voisins l'un de l'autre. Leur âge minimum est de 1812 Ma et cet âge marque la limite inférieure du plissement et de la déformation dans la région. Ce résultat devra être confirmé par l'analyse de fractions supplémentaires de zircon mais, quoiqu'il en soit, il est néanmoins

important pour l'élaboration de modèles tectoniques régionaux.

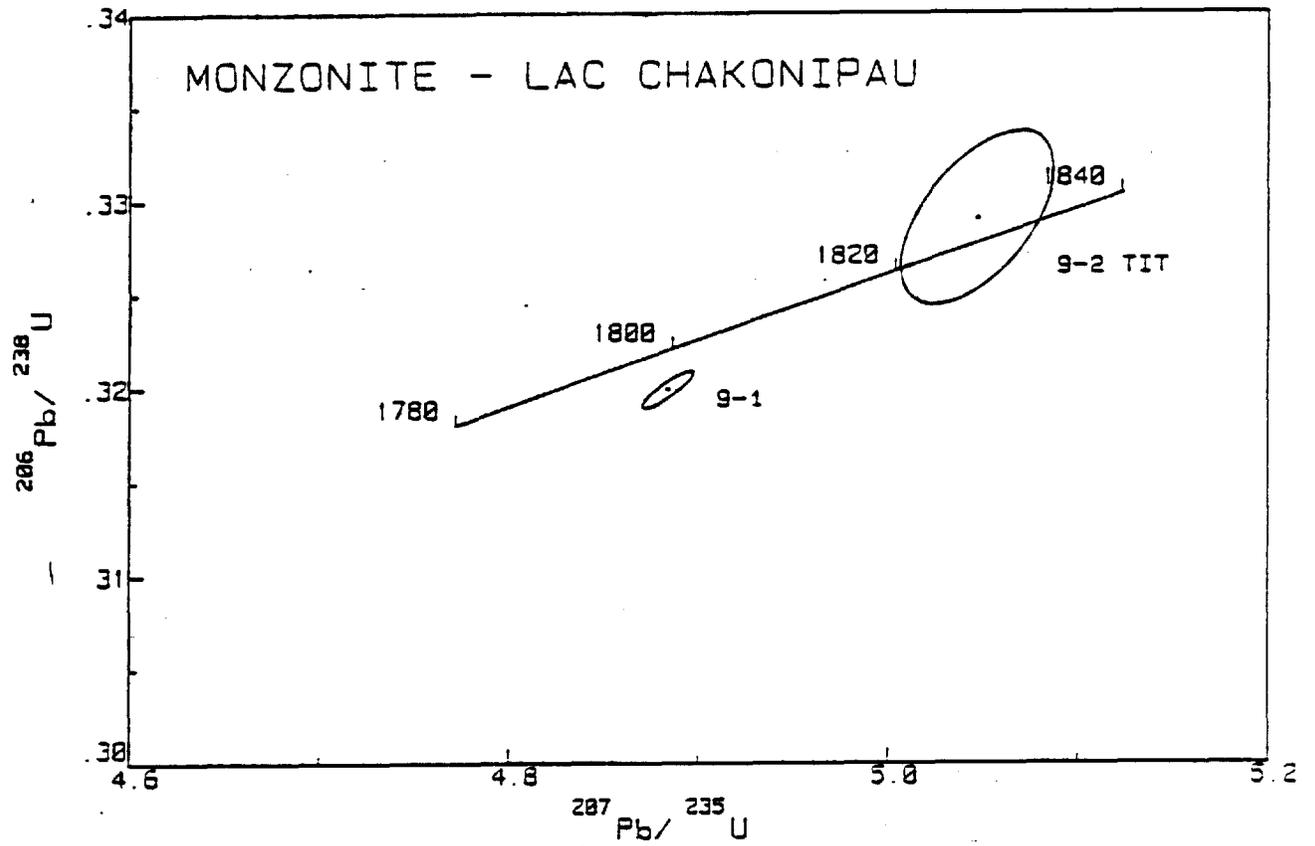


Figure 2. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus pour une fraction de titanites (9-2) et un mono-zircon (9-1) extraits de la monzonite du Lac Chakonipau.

A) No. échantillon: TC-10

B) Coordonnées UTM: 640750E; 6166200N

C) Description: Rhyolite ou albitite du Lac Murdoch.

Cet échantillon a été divisé en trois parties aliquotes, qui furent traitées séparément pendant toutes les étapes liées au broyage, à la séparation par liqueurs denses et la séparation magnétique. En effet, ces trois parties furent prélevées sur des affleurements différents, présentant des caractéristiques pétrographiques distinctes l'un de l'autre. L'échantillon 10A est de couleur blanchâtre et fortement silicifié. Les échantillons 10B et 10C sont également altérés et métamorphisés et montrent l'aspect typique des schistes verts.

D) Minéraux analysés:

Les trois parties aliquotes de l'échantillon contiennent des zircons dont les formes cristallographiques, les couleurs et les taux d'arrondissement sont très variables. Il s'agit généralement-là de propriétés typiques de zircons d'origine sédimentaire. Trois mono-zircons, sans aucune marque d'arrondissement, ont été sélectionnés dans l'échantillon 10B afin de déterminer l'âge de la provenance sédimentaire la plus jeune et/ou la plus proche du bassin de sédimentation. Un échantillon de rutile, tiré de l'échantillon 10A, a également été analysé (Tableau 1; Fig. 3).

Fraction 10B-1: ce cristal de zircon est 1.3% discordant (Fig. 3) et a un âge minimum $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2698 Ma.

Fractions 10B-2 et 10B-3: ces deux cristaux sont concordants (Fig. 3) et ont des âges de 2707 ± 4 Ma et 2690 ± 14 Ma.

Fraction 10A-1: le rutile extrait de l'échantillon 10A est très pauvre en uranium (2.6 ppm) et livre donc des résultats analytiques beaucoup moins précis que les précédents. Il a un âge 1480 ± 148 Ma (Tableau 1; non-illustré).

E) Interprétation:

Cet échantillon représente une roche méta-sédimentaire dont les constituants détritiques sont vraisemblablement issus de l'érosion d'un socle cristallin archéen. On pourrait aussi formuler l'hypothèse qu'il soit issu de l'érosion d'une roche-mère également d'origine sédimentaire. Cette hypothèse n'est toutefois pas retenue puisque les zircons analysés ne montraient aucune trace d'abrasion, laissant croire à l'existence d'un cycle de transport sédimentaire extrêmement court.

Malgré la très grande erreur associée à l'analyse du rutile, son âge est considérablement plus jeune que celui de l'histoire magmatique de la Fosse du Labrador. On ne dispose que de peu d'informations concernant la systématique du couple U-Pb dans ce minéral. Toutefois, des observations, en particulier sur des échantillons provenant du nord de la Fosse du Labrador (Machado et al. 1989) et de l'Abitibi (Corfu et al. 1989), portent à croire que le rutile peut se former en réponse à la circulation hydrothermale. De plus, le rutile de la fraction 10A-1 possède une très faible teneur en uranium (2.6 ppm), ce qui est nettement inférieur aux quantités généralement déterminées dans des rutilés d'origine ignée ou métamorphique. Cette observation milite en faveur d'une origine hydrothermale pour le rutile analysé. Certaines des minéralisations

associées à ces roches pourraient donc être d'âge hélikien et liées à une rejuvénation de l'activité magmatique et/ou tectonique dans la région. Des analyses additionnelles sont requises pour confirmer cette hypothèse.

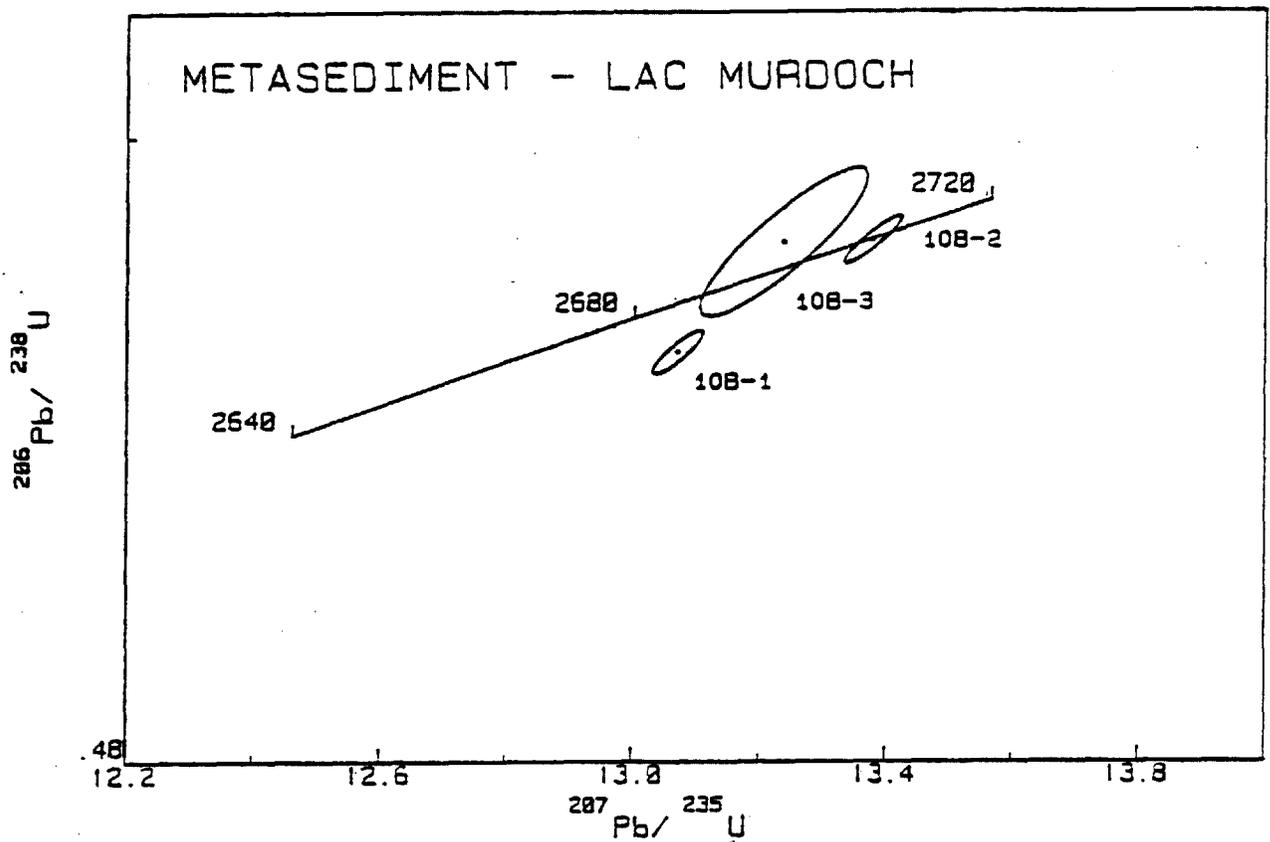


Figure 3. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus pour trois mono-zircons tirés d'un méta-sédiment provenant du Lac Murdoch.

Tableau 1 : Résultats U-Pb pour les échantillons de la Fosse du Labrador

Numéro éch. (1)	# grains	poids (mg)	uranium (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb comm. (pg) (2)	206/204 mesuré (3)	208/206 (4)	Ages (Ma)		
								206/238	207/235	207/206
Rhyolite - Lac Douay										
TC8-1-Z	8	0.009	139	51	18	1456	0.1608	1866	1876	1887
TC8-2-Z	15	0.025	128	47	25	2612	0.1634	1860	1865	1870
TC8-3-Z	8	0.009	135	51	15	1763	0.1816	1880	1881	1883
Monzonite - Lac Chakonipau										
TC9-1-Z	1	0.004	709	336	15	3443	0.6095	1789	1799	1812
TC9-2-T	>50	0.096	29	22	594	114	0.9411	1834	1827	1820
Metasédiment - Lac Murdoch										
TC10B-1-Z	1	0.002	152	94	15	728	0.2199	2678	2685	2698
TC10B-2-Z	1	0.002	145	90	14	609	0.1897	2706	2707	2707
TC10B-3-Z	1	0.001	111	77	19	114	0.3487	2706	2697	2690
TC10A-1-R	>50	0.629	2.6	1	227	113	0.8791	1478	1479	1480

1= R - Rutile, T - Titanite, Z - Zircon

2= teneur en Pb commun (comprenant le Pb du spike, de la contamination et du minéral)

3= corrigé pour le fractionnement

4= corrigé pour le fractionnement et le Pb commun du spike et de la contamination

FOSSE DE L'UNGAVA

A) No. échantillon: PB-3044-87 (DL-1, ci-après)

B) Coordonnées UTM: 385250E; 6812000N

C) Description: Granodiorite du Lac Lanyan

L'échantillon étudié est une granodiorite mise en place dans la partie septentrionale de la Fosse de l'Ungava, au nord de la Faille de Bergeron. L'échantillon est folié, et a donc été mis en place antérieurement à la déformation finale de la Fosse.

D) Minéraux analysés:

La granodiorite contient du zircon et de la titanite lesquels ont fait l'objet d'analyses. Les résultats sont présentés au Tableau 2 et illustrés à la Fig. 4.

Fraction DL1-1: composée de quinze de zircons de taille moyenne à petite, incolores à rose pâle, euhédraux (1:3 à 1:2) mais dont la surface extérieure est abimée. Les zircons ont été abrasés 4 heures et les matériaux analysés ne contiennent pas d'inclusion, de noyau ou de fracture. Cette fraction est discordante (1.6 %; Fig. 4) et livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1848 Ma.

Fraction DL1-2: composée de 15 zircons de petite taille, prismatiques (1:3), incolores à rose pâle et euhédraux. La surface externe étant altérée, en particulier aux extrémités pyramidales des cristaux, les grains ont été abrasés 3.5 heures. La fraction livre un résultat discordant (-1.2 %) et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1821 Ma, nettement différent du

précédent.

Fraction DL1-3: composée de titanites translucides, sans forme cristalline définie, de couleur brun miel; les titanites montrent quelques fractures et possèdent des inclusions. Elles n'ont pas été abrasées. Ces titanites contiennent beaucoup de Pb commun initial et livrent un résultat très discordant (7.8 %).

Fraction DL1-4: composée de 35 grains de titanite de grande taille, de couleur brun moyen, sans inclusion ou fracture visible. La fraction fut abrasée 2.5 heures; elle livre des teneurs en Pb commun initial nettement inférieures à la fraction DL1-3 et des résultats légèrement discordants (1.2 %; Fig. 4), correspondants à un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1836 Ma.

Fraction DL1-5: composée de 15 grains ayant exactement les mêmes propriétés que la fraction DL1-4 et traitée de façon identique: il s'agit en fait d'une analyse en *duplicata*. Cette fraction livre un résultat identique, aux erreurs analytiques près (Fig. 4). Les titanites sont légèrement discordantes (1.1 %) et ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1842 Ma.

E) Interprétation:

Les cinq fractions analysées jusqu'à maintenant ne s'alignent pas. Etant donné que la granodiorite est foliée, il est probable que les phases minérales ne se soient pas comportées en système clos pendant la déformation. En outre, cette déformation ne semble pas avoir été suffisamment intense pour permettre la formation de nouveaux minéraux.

Compte-tenu des marges d'erreurs, l'âge de cristallisation est

probablement compris entre 1830 et 1855 Ma. Il est recommandé d'analyser une ou deux fractions additionnelles de titanite afin de vérifier l'alignement possible des fractions DL1-1, DL1-4 et DL1-5 (Fig. 4).

Quoiqu'il en soit, l'âge de cristallisation de la granodiorite du Lac Lanyan se place dans la fourchette d'âges (1840 à 1880 Ma) déterminés sur des intrusions comparables, dans la partie orientale de la Fosse (Parrish 1989). Comme l'a noté Parrish (1989), il n'est pas possible d'établir l'âge final des épisodes de déformation à l'aide d'intrusions déformées, puisque des jeux de faille et des processus de tectonique épidermique ("thin-skinned") auraient bien pu se poursuivre au-delà de cette période. Nous recommandons, dans la mesure du possible, l'étude U-Pb d'une intrusion non-déformée afin d'évaluer l'âge maximum de la déformation.

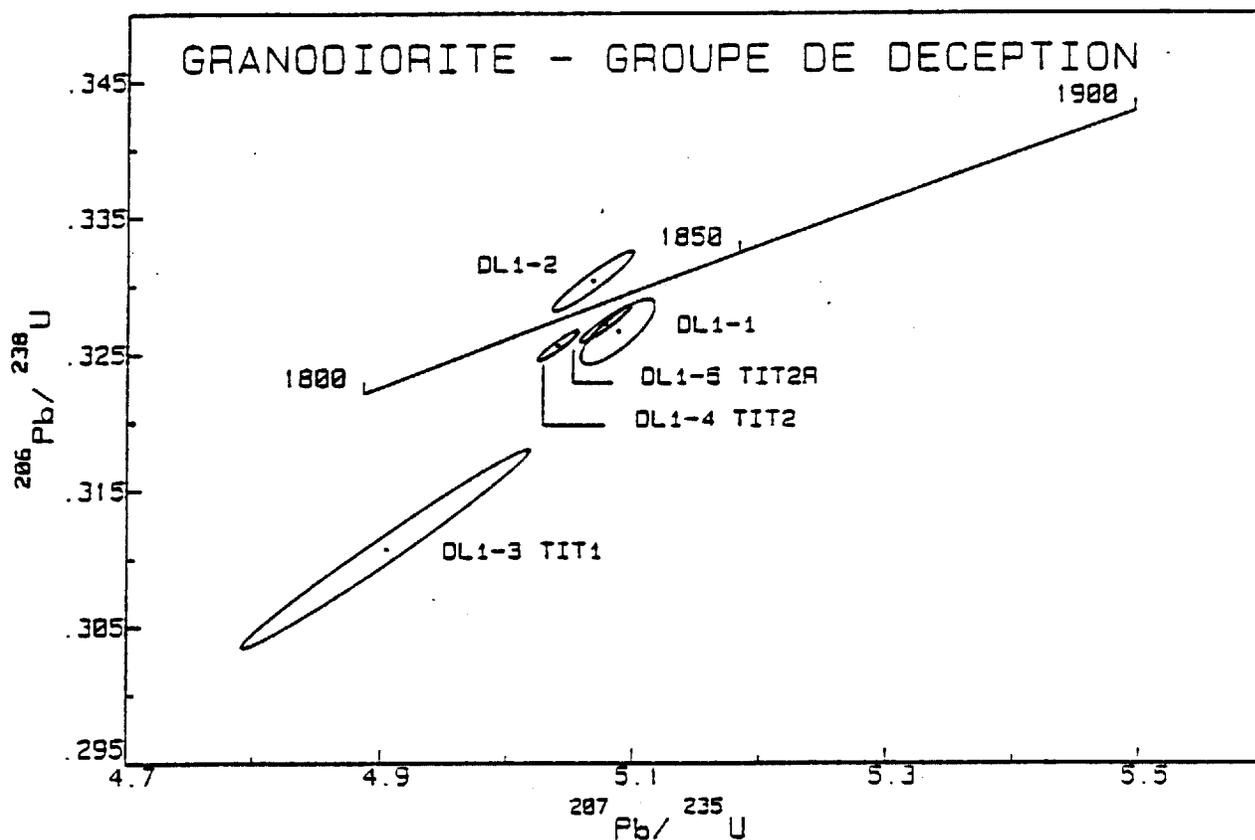


Figure 4. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus pour deux fractions de zircons (DL1-1 et DL1-2) et trois fractions de titanite extraites d'une granodiorite foliée du Groupe de Deception.

A) No. échantillon: J.M.5359-86 (DL-3, ci-après)

B) Coordonnées UTM: 4664723E; 68182980N

C) Description: Rhyodacite du Groupe de Parent

L'échantillon provient du domaine nord de la Fosse de l'Ungava. Il appartient au Groupe de Parent (Picard et al. 1989), composé d'une séquence différenciée de laves basaltiques à rhyolitiques et de roches pyroclastiques. Le Groupe de Parent est d'affinité calco-alcaline (Picard et al. en prép.) et il pourrait marquer le développement d'un système d'arc magmatique caractérisé par la subduction du bassin de Povungnituk vers le nord (Picard et al. 1989).

D) Minéraux analysés:

L'échantillon contient de nombreux types de zircons, suggérant que certains d'entre eux sont hérités.

Fraction DL3-2: composée de 14 grains de taille moyenne à petite, translucides, de couleur brun pâle à incolore. Les zircons ont une forme de prismes bipyramidaux et montrent des fractures et des inclusions. Ils sont légèrement discordants (2.0 %; Fig. 5) et ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2037 Ma. Une erreur analytique élevée est introduite par la forte teneur en Pb commun initial (Tableau 2).

Fraction DL3-3: composée d'une quinzaine de zircons semblables aux précédents, mais légèrement plus trapus et sans fractures apparentes. Ils sont également discordants (1.8 %) et ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1920 Ma.

Fraction DL3-4: composée de 15 petits zircons tabulaires, translucides, de couleur brun pâle à brun foncé. Les grains possèdent des

fractures et des inclusions en forme de bulle; la fraction a été abrasée 3 heures. Elle est également légèrement discordante (1.3 %) et livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1975 Ma.

Fraction DL3-5: composée de 14 petits zircons translucides, prismatiques (1:5) à section carrée mais asymétriques. La fraction a été abrasée 3 heures. Elle possède une très forte teneur en Pb commun initial, est relativement discordante (3.3 %) et possède un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2252 Ma.

Fraction DL3-6: faite d'environ 20 zircons de petite à moyenne taille, de couleur brun moyen à foncé ayant des formes ovoïdes ou franchement arrondies. Les grains ne montrent aucune fracture ou inclusion et furent abrasés 3 heures. Cette fraction montre la plus faible teneur en Pb commun initial (Tableau 2), mais demeure malgré tout discordante (4.4 %). L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 2423 Ma.

E) Interprétation:

La fraction la plus ancienne (DL3-6), composée de zircons arrondis représente des zircons archéens partiellement remis à zéro dans le liquide magmatique. Les autres fractions montrent des teneurs plus élevées en Pb commun et possèdent des inclusions et des faces cristallines bien développées. Ils représentent vraisemblablement un mélange de zircons hérités et de zircons néo-formés au sein du magma. Comme les points ne définissent pas une discordia (Fig. 5), il ne s'agit pas d'un mélange simple à deux composantes. Il est hautement probable que les zircons soient hérités de différents niveaux crustaux d'âges variés, ce qui

permettrait d'expliquer la dispersion des points sur le diagramme de la Figure 5.

Prenant pour acquis que cet échantillon appartient à une série calco-alcaline (Picard et al. 1989), la présence de zircons hérités ne peut s'expliquer que dans un contexte de subduction d'une plaque océanique sous un segment de croûte continentale d'âge archéen.

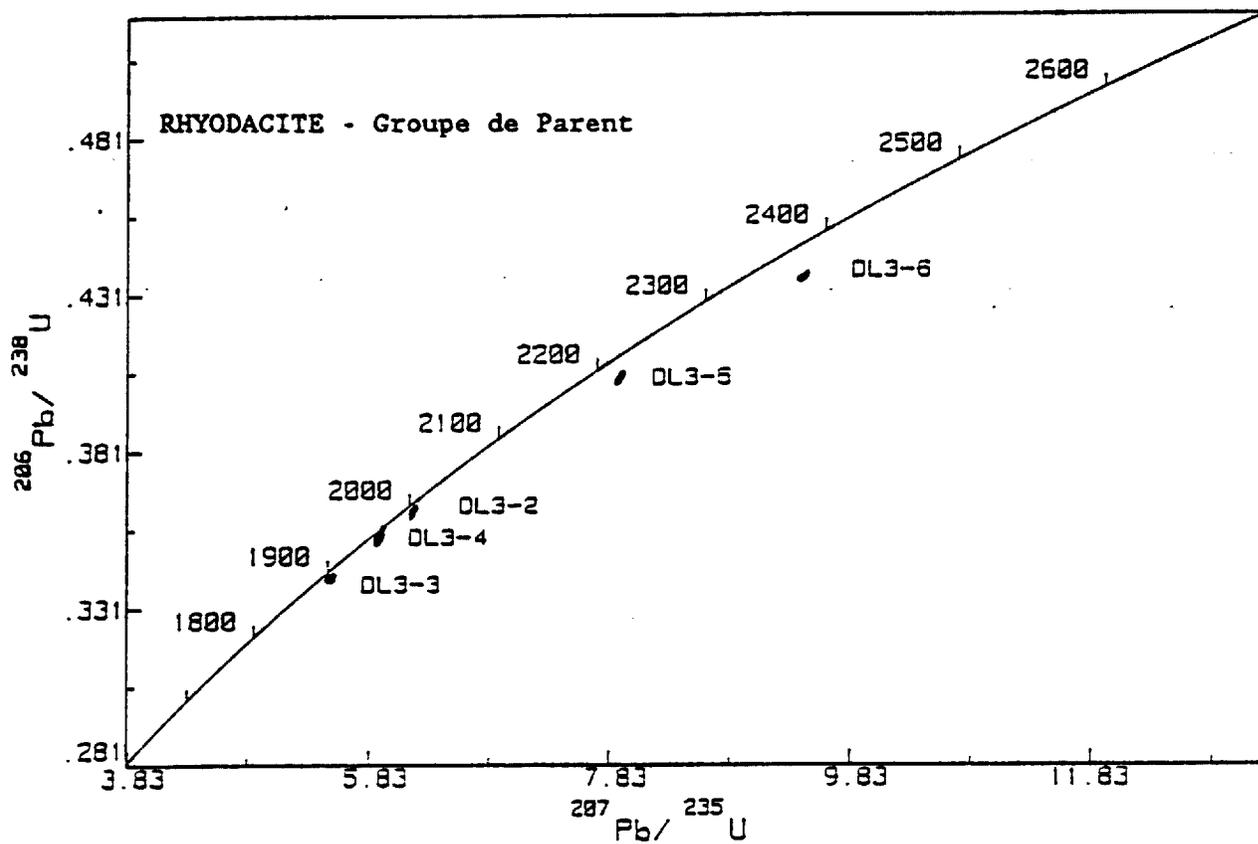


Figure 5. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des zircons provenant d'une rhyodacite du Groupe de Parent.

A) No. échantillon: Site 5 (DL5, ci-après)

B) Coordonnées UTM: 4332500E; 68174500N

C) Description: Diorite du Groupe de Watts

Le Groupe de Watts est constitué d'une séquence de basaltes tholéitiques et de sills mafiques contemporains. Dans sa partie orientale, le Groupe de Watts expose également des niveaux de roches ultramafiques, récemment interprétés comme les vestiges d'une séquence ophiolitique (St-Onge et al. 1989) âgée de 1998 ± 2 Ma (Parrish 1989). L'échantillon analysé provient d'une intrusion dioritique située dans le Groupe de Watts.

D) Minéraux analysés:

L'échantillon contient des zircons montrant peu de variations morphologiques et relativement bien préservés. Toutes les analyses ont été faites sur des populations de zircon (Tableau 2; Fig. 6).

Fraction DL5-1: composée de 14 petits zircons translucides, incolores, formant de longues aiguilles (1:6) à section rectangulaire. Certaines des aiguilles analysées étaient cassées tandis que d'autres montraient quelques fractures et inclusions. Les aiguilles furent abrasés 3 heures. Le résultat est légèrement discordant (-1.8 %) et l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 1873 Ma.

Fraction DL5-2: constituée de 20 zircons de taille moyenne, translucides, incolores, trapus avec de très nombreuses facettes bien développées, sans fracture ni inclusion. Cette fraction livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similaire au précédent et est 1.2% discordante.

Fraction DL5-3: faite de 10 petits zircons translucides, incolores formant

de petits prismes tabulaires. Quelques fractures et inclusions en forme de bulle sont présentes et la fraction fut abrasée 3 heures. Le résultat est discordant de 1.4 % et l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 1868 Ma.

Fraction DL5-4: composée de 10 petits prismes (1:3 à 1:4) translucides, de couleur rose pâle. On note la présence de quelques fractures mais d'aucune inclusion. La fraction a été abrasée 3 heures et livre un résultat semblable aux précédents (Fig. 6).

E) Interprétation:

Les quatre fractions analysées possèdent toutes les caractéristiques des zircons ignés primaires. Elles sont colinéaires (Fig. 6) et définissent un âge de cristallisation de 1873 ± 4 Ma. La diorite est donc plus jeune que les roches du Groupe de Watts. Son âge s'apparente à celui d'autres roches intrusives dans cette unité (e.g. DL1) et confirme l'existence de perturbations thermiques à cette époque.

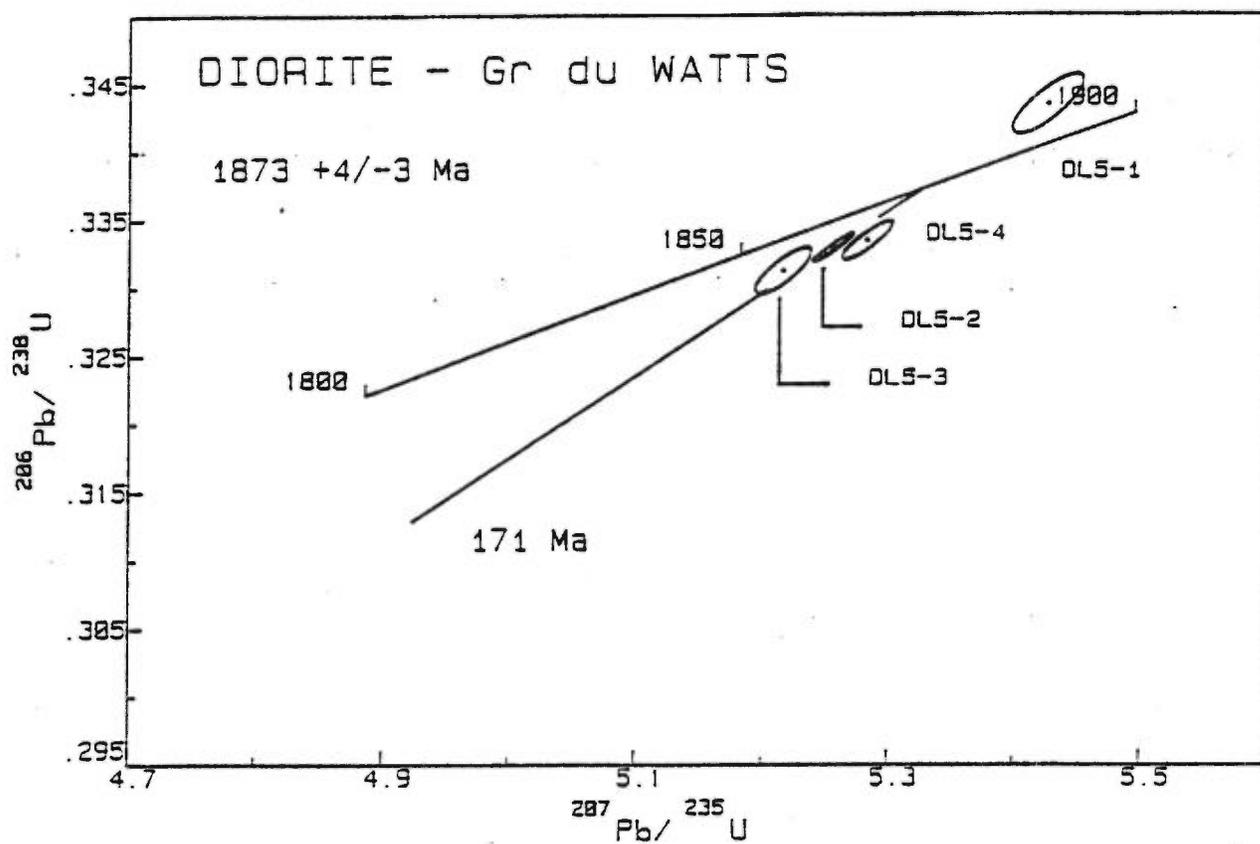


Figure 6. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des zircons tirés d'une diorite du Groupe de Watts.

A) No. échantillon: Site 7 (DL7, ci-après)

B) Coordonnées UTM: 4347700E; 68916800N

C) Description: Granodiorite

L'échantillon provient d'une intrusion située dans le Groupe de Povungnituk, dans le domaine sud de la Fosse de l'Ungava. Le Groupe de Povungnituk est composé de sédiments détritiques fins recouverts d'une séquence de roches basaltiques tholéitiques avec des quantités mineures de rhyolite. Les données disponibles (Parrish 1989) montrent que l'activité ignée s'est étalée au minimum sur 40 Ma, soit entre 1960 et 1920 Ma. Toutefois, selon ce même auteur, les données sont nettement insuffisantes pour établir de manière définitive toute l'étendue du cycle magmatique.

D) Minéraux analysés:

L'échantillon contient des zircons de forme et d'aspect relativement homogènes. Trois fractions DL7-1, DL7-2 et DL7-3, comprenant respectivement 15, 20 et 14 grains ont été analysées. Elles étaient constituées de zircons incolores à rose pâle, ayant la forme de prismes trapus. Quelques fractures ont été observées mais aucune inclusion n'était présente. Toutes les fractions ont été abrasées 3.5 heures. Les trois fractions ont livré des résultats d'excellente qualité (Tableau 2), avec de très faibles teneurs en Pb commun initial.

E) Interprétation:

Les trois fractions sont colinéaires (Fig. 7) et définissent un âge de cristallisation de 1991 ± 2 Ma. Ce résultat démontre que l'activité ignée du Groupe de Povungnituk s'est étalée sur une période beaucoup plus

longue que l'on ne croyait. Cette période pourrait même être comparable à ce que l'on observe dans le domaine nord de la Fosse.

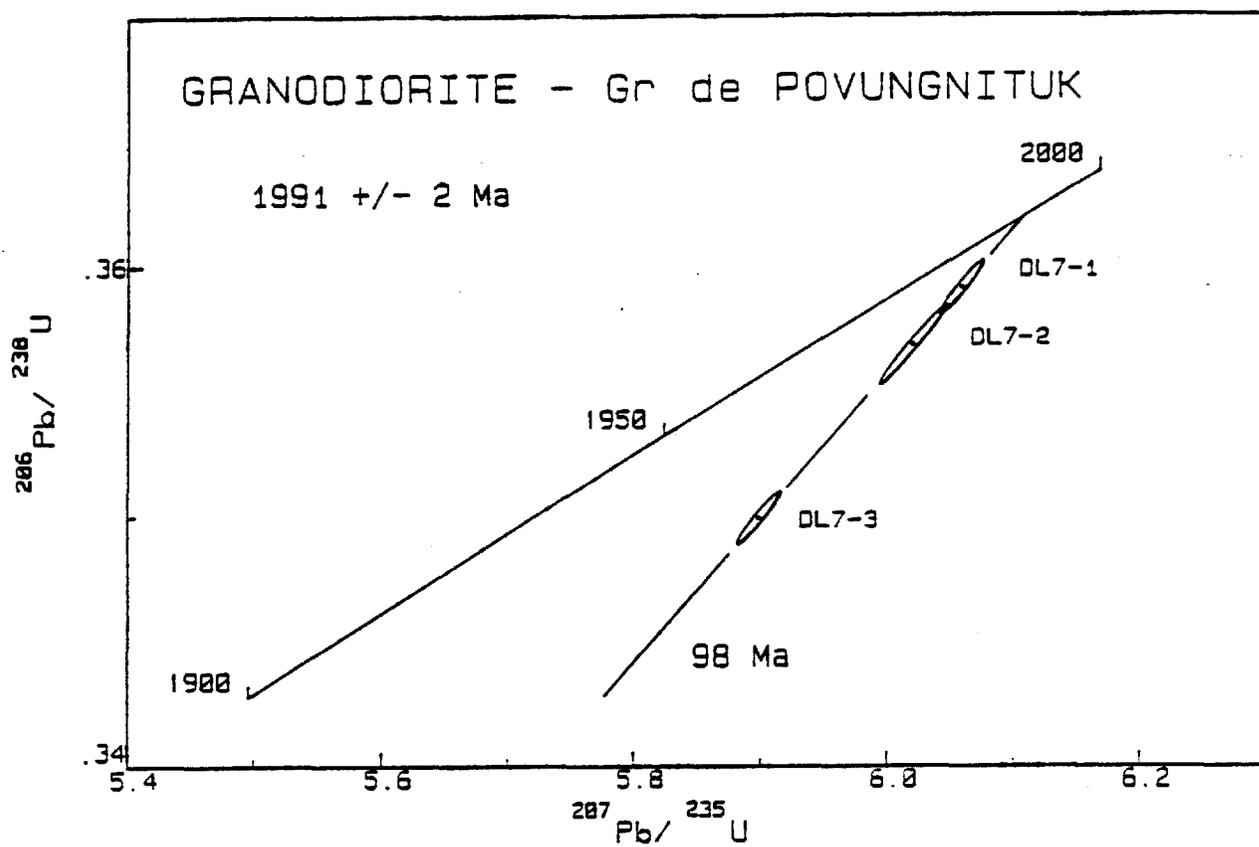


Figure 7. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des zircons tirés d'une granodiorite du Groupe de Povungnituk.

Tableau 2 : Résultats U-Pb pour les échantillons de la Fosse de l'Ungava

Numéro éch. (1)	# grains	poids (mg)	uranium (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb comm. (pg) (2)	206/204 mesuré (3)	208/206 (4)	Ages (Ma)		
								206/238	207/235	207/206
Granodiorite - Groupe de Déception (Numéro de terrain : PB-3044-87)										
DL1-1-Z	15	0.007	142	49	64	337	0.1290	1822	1834	1848
DL1-2-Z	15	0.004	97	33	11	767	0.0808	1840	1831	1821
DL1-3-T	>50	0.242	45	20	682	330	0.5501	1744	1803	1872
DL1-4-T	35	0.873	40	18	1472	499	0.5272	1817	1826	1836
DL1-5-T	15	0.290	35	16	431	505	0.5043	1825	1833	1842
Rhyodacite - Formation de Parent (Numéro de terrain : JM-5359-86)										
DL3-2-Z	14	0.006	267	104	188	210	0.1300	1985	2000	2016
DL3-3-Z	~15	0.009	350	129	36	1910	0.1414	1889	1904	1920
DL3-4-Z	15	0.007	413	162	75	876	0.1663	1954	1964	1975
DL3-5-Z	14	0.005	439	198	609	106	0.1570	2188	2221	2252
DL3-6-Z	20	0.009	546	247	14	9453	0.0494	2334	2382	2423
Diorite - Groupe du Watts										
DL5-1-Z	14	0.012	193	74	39	1285	0.1938	1903	1889	1874
DL5-2-Z	20	0.020	144	52	14	4117	0.1493	1852	1862	1872
DL5-3-Z	10	0.010	137	50	16	1756	0.1792	1844	1855	1868
DL5-4-Z	10	0.005	169	62	19	957	0.1630	1855	1866	1879
Granodiorite - Groupe de Povungnituk										
DL7-1-Z	15	0.440	230	96	13	16871	0.2214	1978	1984	1990
DL7-2-Z	20	0.025	197	83	20	5602	0.2379	1967	1979	1991
DL7-3-Z	14	0.030	193	78	17	7376	0.2222	1934	1961	1990

1= T - Titanite, Z - Zircon

2= teneur en Pb commun (comprenant le Pb du spike, de la contamination et du minéral)

3= corrigé pour le fractionnement

4= corrigé pour le fractionnement et le Pb commun du spike et de la contamination

SOUS-PROVINCE DE PONTIAC

A) No. échantillon: PT-89-5

B) Coordonnées UTM: 675200E; 5246100N

C) Description: Monzodiorite du pluton de la Tour de Belleterre.

Ce pluton appartient à la suite intrusive syn- à tardi-tectonique définie comme étant composée d'un assemblage de monzodiorite, monzodiorite quartzique à hornblende et de granodiorite à biotite. Elle fait partie de la suite E, définie par Rive (en préparation) et appartient à l'intrusion E2 selon la carte géologique de ce dernier.

D) Minéraux analysés:

Dans cette roche, les cristaux de zircon sont généralement idiomorphes, prismatiques et de couleur brun pâle. Le centre des cristaux est fréquemment plus pâle, ce qui suggère la présence d'un noyau possiblement plus ancien que la bordure. Pour éviter d'inclure ces noyaux les analyses ont porté sur des fractions de zircon exclusivement constituées de terminaisons pyramidales des cristaux prismatiques.

Les fractions 1, 2 et 3, respectivement composées de 8, 5 et 7 terminaisons pyramidales, ont été prélevées parmi les zircons les moins magnétiques (NMO et M0). Ces trois fractions sont peu discordantes (0.7 à 1.1 %; Fig. 8) et livrent un même âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2667 Ma (Tableau 3).

Deux analyses (5-7 et 5- 5-8), portant sur des fractions extraites des populations M1 et M3, ont également été produites. Chacune de ces fractions contenait 16 terminaisons pyramidales. Elles livrent des analyses discordantes à 0.9 et 1.0 % (Fig. 8) et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

identiques de 2672 Ma.

E) Interprétation:

Les cinq résultats analytiques sont identiques, aux erreurs près (2σ), et la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 2669 ± 3 Ma ce qui est interprété comme l'âge de cristallisation de la monzodiorite.

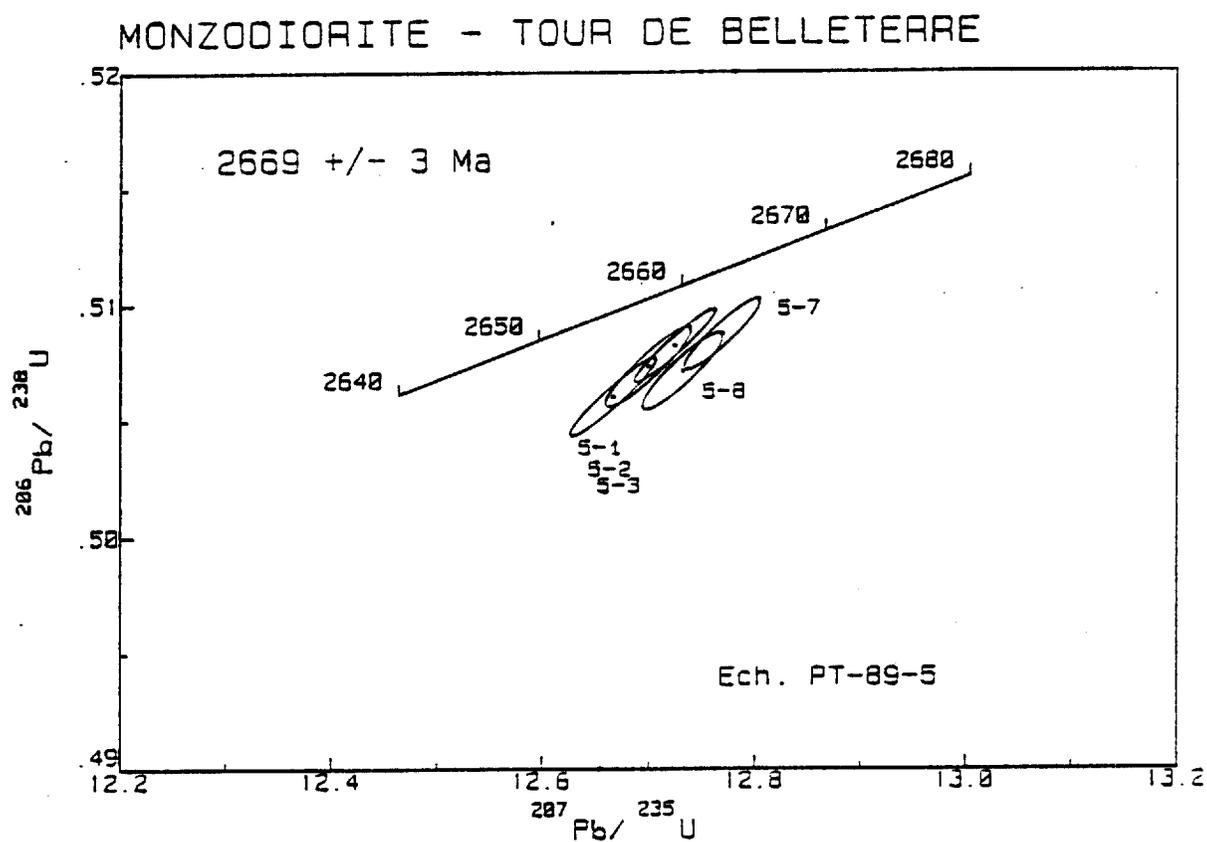


Figure 8. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des zircons de la monzodiorite du pluton de la Tour de Belleterre.

A) No. échantillon: PT-89-6

B) Coordonnées UTM: 684200E; 5246900N

C) Description: Monzogranite du batholite du Lac Maple.

Le batholite du Lac Maple appartient à la suite intrusive syn- à tardi-tectonique composée de monzodiorite, monzodiorite quartzique à hornblende et biotite et de granodiorite à biotite et/ou hornblende. Ce monzogranite appartient à la suite F, intrusion Fl.

D) Minéraux analysés:

Les zircons de ce monzogranite peuvent être divisés en trois populations principales: (1) rares cristaux roses, idiomorphes et équidimensionnels montrant parfois une mince couronne incolore; (2) cristaux incolores ou bruns, plus au moins arrondis, prismatiques, ayant des surcroissances incolores, surtout au sommet des pyramides et (3) une population de cristaux incolores, plus petits que les précédents, généralement équidimensionnels, idiomorphes et sans aucune surcroissance. Ces observations nous ont amené à postuler que la troisième population est la plus jeune et que les deux précédentes sont constituées de zircons hérités ayant développé des surcroissances pendant la cristallisation finale du magma.

L'analyse d'un seul cristal rose de la première population (6-1; Tableau 3) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2692 Ma et un degré de discordance de 1 %. En comparaison, trois analyses (6-2, 6-4 et 6-5; Tableau 3) de zircons de la dernière population, interprétée comme étant probablement la plus jeune, ont respectivement livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2676 Ma, 2679 Ma et 2672 Ma et des degrés de discordances variant entre 0.6 à 3.0 % (Fig. 9). Ces trois analyses définissent une discordia ayant une "probability of fit" de 14 %, dont l'intercept supérieur correspond à

un âge de 2678 ± 3 Ma.

E) Interprétation:

L'âge de 2678 ± 3 Ma correspond à l'âge de cristallisation du monzogranite. Les zircons roses sont hérités et possèdent un âge minimum de 2692 Ma.

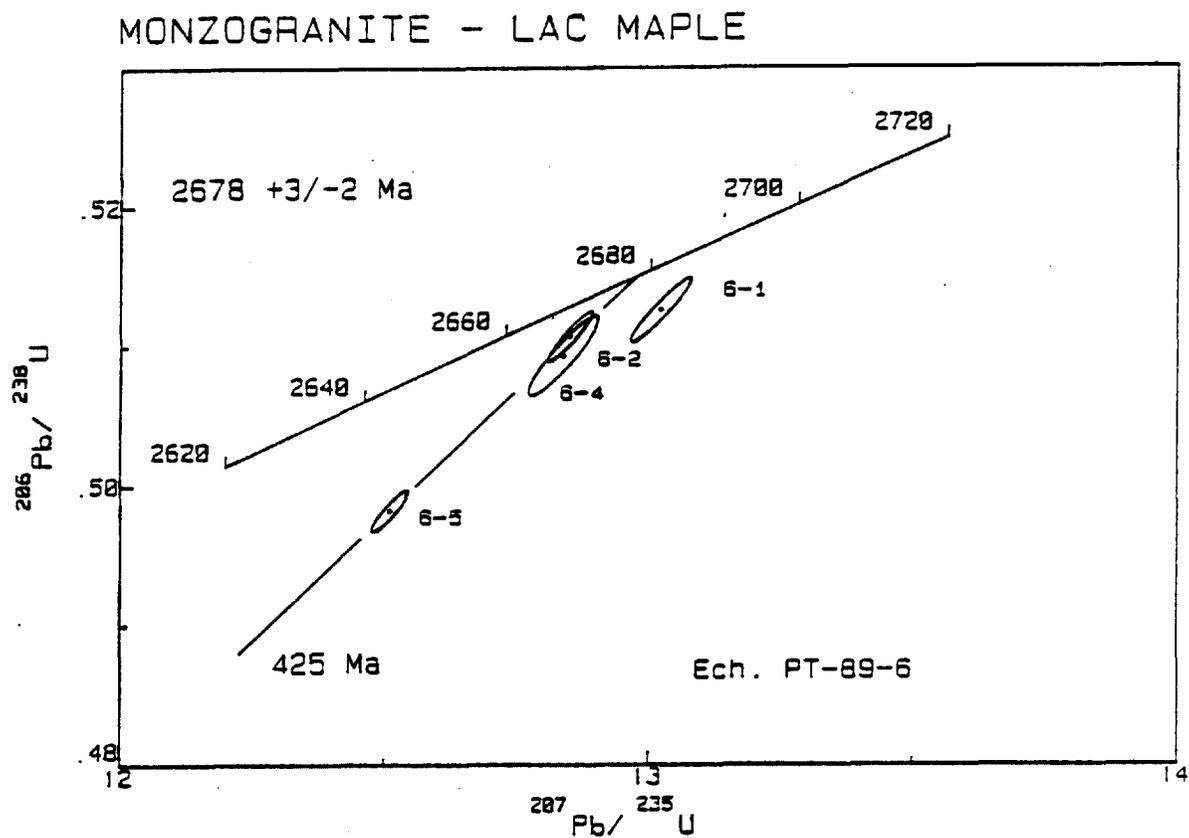


Figure 9. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des zircons du monzogranite du batholite du Lac Maple.

A) No. échantillon: PT-89-8

B) Coordonnées UTM: 673200E; 5282200N

C) Description: Monzonite à pyroxène du pluton du Lac Simard nord.

Ce pluton appartient, tout comme le précédent, à la suite F mais il provient d'un massif intrusif distinct (F3).

D) Minéraux analysés:

Les zircons de cette monzonite se présentent sous forme de fragments, provenant vraisemblablement de cristaux plus grands que 200 microns qui ont éclaté durant le broyage. Les zircons sont bruns foncés, idiomorphes et les cristaux prennent la forme de prismes courts. L'un des caractères distinctifs de la plupart des fragments est lié à la présence de zones incolores ou laiteuses, indicatives d'une altération préférentielle; ces zones laiteuses d'altération correspondent probablement à des régions enrichies en uranium par rapport aux zones adjacentes. La couleur brun foncé de la plupart des fragments, de même que les patrons de zonation, indiquent de fortes teneurs en uranium.

Afin de minimiser les effets de perte en Pb dus à la métamictisation et à l'altération, deux fragments d'excellente qualité (8-3 et 8-5; Tableau 3), sans zonation interne, ont été soumis à une abrasion prolongée, d'une durée de 60 heures. L'analyse de ces fragments livre des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2680 et 2673 Ma, respectivement discordants de 0.9 et 1.5 % (Fig. 10). Un troisième fragment (8-4), dont environ le tiers était composé d'une zone d'altération laiteuse a également été abrasé sur une longue durée. Il livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2642 Ma, tout en étant beaucoup plus discordant (6 %) que les fractions précédentes (Fig. 10). Ces trois analyses définissent une discordia ayant une très forte

"probability of fit" (78 %); l'intercept supérieur avec la courbe Concordia correspond à un âge de 2686 ± 4 Ma et l'intercept inférieur à 1021 Ma. Une fraction de titanite (8-1; Tableau 3) tirée du même échantillon est concordante à 2675 ± 6 Ma (Fig. 10).

E) interprétation

L'âge de la titanite et celui obtenu à partir des fractions de zircon sont identiques, compte-tenu des erreurs analytiques. Par conséquent, l'âge de cristallisation de la monzonite du Lac Simard nord est estimé à 2686 ± 4 Ma. De plus, nous estimons que ces zircons, très riches en uranium (1100 à 1400 ppm; Tableau 3), ont été affectés par une perte épisodique mineure de Pb radiogénique pendant l'orogénèse grenvillienne.

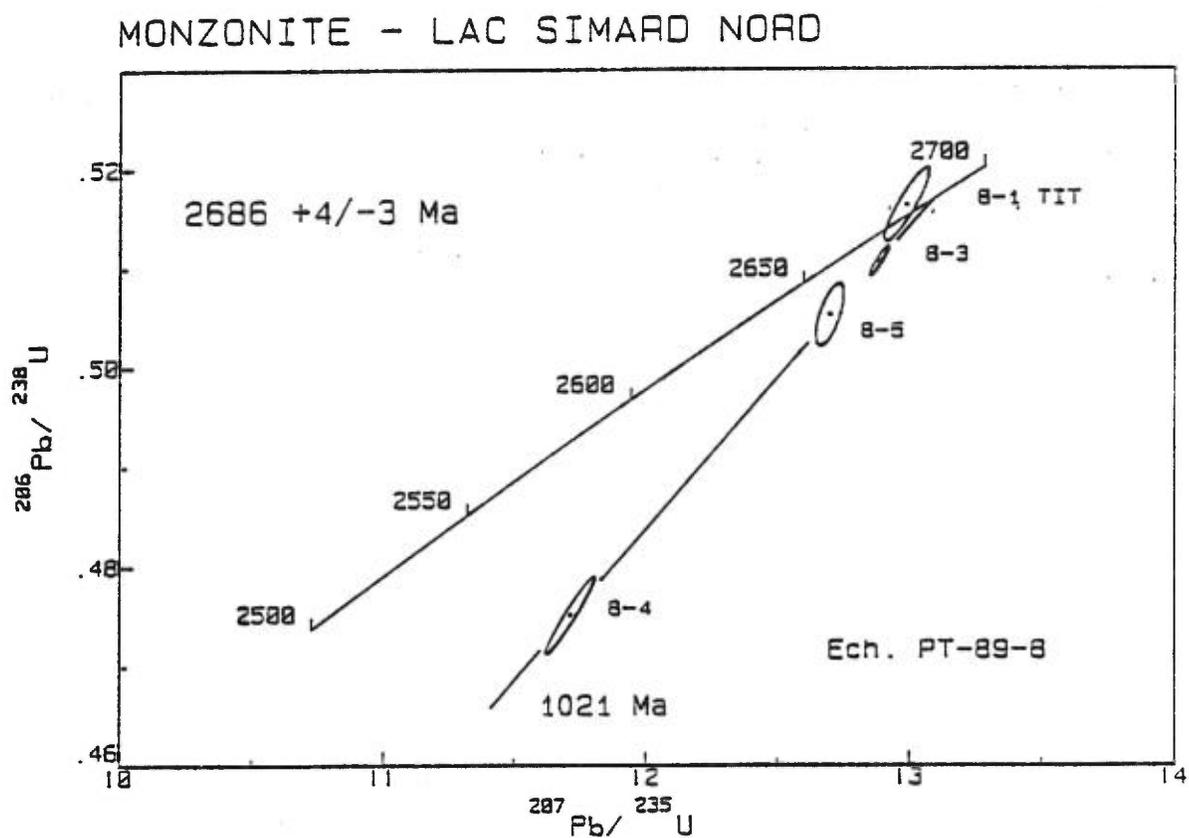


Figure 10. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des fractions de zircon (8-3, 8-4 et 8-5) et de titanite (8-1 TIT) provenant d'une monzonite à pyroxène du pluton du Lac Simard nord.

- A) No. échantillon: PT-89-12
- B) Cordonnées UTM: 696800E; 5269300N
- C) Description: Monzogranite du Hallé

Le monzogranite du Hallé est une intrusion homogène mise en place dans le batholite de Décelles. Ce dernier est très hétérogène tant au niveau de sa granulométrie que de sa composition minéralogique. Pour la plupart des affleurements visités, le batholite de Décelles est formé d'un réseau de filons et de masses pegmatitiques à quartz et feldspath, où l'on peut retrouver de la muscovite en abondance. Les filons sont généralement très courts et sans orientation régulière. Des inclusions plus mafiques de composition granodioritique possèdent des quantités très variables de biotite. Il n'est pas possible d'estimer, sur le terrain, si toutes ces inclusions ont la même composition et le même âge, puisque leur dimension est très variable et elles sont envahies par du matériel pegmatitique à toutes les échelles. La datation des inclusions et des pegmatites exigerait certainement un très grand nombre d'analyses pour obtenir un contrôle fiable sur l'interprétation.

Nous avons donc choisi, en accord avec l'opinion de M. Rive (SGNO), de dater une intrusion homogène affleurant à l'intérieur du batholite de Décelles. Ce travail livrera une estimation de l'âge du batholithe de Décelles.

L'intrusion du Hallé est formée d'un monzogranite rose, en général homogène mais avec des amas et des veines pegmatitiques disséminées, susceptibles d'être interprétés aussi bien comme le résultat de phénomènes de différenciation magmatique tardive que comme des phases intrusives distinctes. Le monzogranite du Hallé a été prélevé dans une carrière, ce

qui a permis la collecte d'un échantillon homogène ne contenant pas de portion pegmatitique.

Le batholite de Décelles appartient à la suite intrusive syn- à tardi-tectonique composée de granodiorite, de monzogranite à biotite et muscovite ou à muscovite seule et de monzogranite hétérogène pegmatitique à muscovite (suite G, intrusion G3).

D) Minéraux analysés:

L'intrusion du Hallé contient une grande variété de cristaux de zircon dont les deux plus importantes sont i) des cristaux à noyaux incolores ou rose pâle et entourés de couronnes brun foncé; ii) des cristaux plus ou moins idiomorphes dont la couleur varie du rose à l'incolore, parfois dans un même cristal. Cependant, un examen attentif révèle la présence de surcroissances brunes très minces dans la plupart des variétés observées.

Fractions 12-1 et 12-2: respectivement composées de 5 et 14 cristaux prismatiques (2:1-3:1), idiomorphes, incolores mais légèrement teintés de rose pâle, sans noyau ni surcroissance. La fraction 12-1, contenant les zircons de plus grande taille (aux environs de 150-90 microns) est 1.6% discordante (Fig. 11) avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2702 Ma (Tableau 3). La fraction 12-2 est 1.2% discordante et livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2697 Ma.

Fraction 12-4: plusieurs noyaux ont été isolés de leurs couronnes afin d'en évaluer les caractéristiques physiques. Certains noyaux étaient idiomorphes ou légèrement émoussés contrairement à d'autres très émoussés et arrondis. Cependant tous présentaient la même variation chromatique

d'incolore à rose, parfois pour un même grain. Cette caractéristique les rend semblables aux zircons des fractions 12-1 et 12-2. La fraction analysée est composée d'un seul noyau rose concordant à 2690 ± 4 Ma. Cet âge, plus jeune que ceux des fractions précédentes, suggère que cette roche contient des zircons de différentes générations ayant des caractéristiques chromatiques identiques.

Fractions 12-7, 12-8 et 12-9: ces trois fractions représentent une tentative ultime pour déterminer l'âge de cristallisation de cette roche. Elles sont composées de très minces surcroissances brunes (20-50 microns) qui ont été détachées à partir des plus grands cristaux. Ces "pelures d'oignon" ont été abrasées à de faibles pressions d'air pendant 10-20 heures. La fraction 12-7 est composée d'un seul fragment NMO, 12-8 est composée de trois fragments M0 et 12-9 est composée de deux fragments M1. Les analyses livrent, dans le même ordre, les résultats suivants: des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2632 Ma, 2632 Ma et 2634 Ma et des discordances de 12%, 6% et 5% (Tableau 3). Les taux relativement élevés de discordance résultent des fortes teneurs en uranium (~ 600 ppm), et surtout de la difficulté d'abraser des fragments minces et aplatis. La discordia définie par ces trois analyses ("probability of fit"=39%) intercepte la Concordia à 2632 ± 3 Ma.

Fractions 12-5 et 12-6: composées respectivement de deux et trois grains de monazite, ces fractions ont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2654

Ma et 2647 Ma discordants de 0.7% et 0.9%.

E) Interprétation:

La différence d'âge entre les deux fractions de monazite peut être causée par des pertes variables de Pb radiogénique au moment de la formation des surcroissances des zircons. Ceci implique que les monazites sont héritées et que l'âge de cristallisation de l'intrusion du Hallé est de 2632 ± 3 Ma. Une observation supporterait cette hypothèse: les cristaux ou les grains entiers de monazite sont systématiquement trouvés sous forme d'inclusions dans de l'apatite ou du quartz.

Une deuxième interprétation est aussi possible: l'âge des monazites pourrait être identique à celui des surcroissances. On peut en effet tracer une discordia entre les fractions 12-6, 12-9 et 12-8 qui livre un intercept supérieur à 2650 ± 2 Ma avec une excellente "probability of fit" de 95%. Cet âge est identique à celui de la fraction de monazite 12-5 qui est de 2654 ± 3 Ma, compte-tenu des erreurs. La fraction 12-7 est alors localisée sous la discordia, situation normale pour une analyse qui est 12% discordante. Les données disponibles ne fournissent pas assez d'éléments pour trancher entre ces deux possibilités. Des analyses de mono-cristaux de monazite sont en cours afin d'évaluer la possibilité que les monazites aient été partiellement ouvertes à 2632 Ma. A ce stade l'âge de cristallisation du monzogranite du Hallé semble être de 2632 ± 3 Ma. Les zircons hérités sont 2690 ± 3 Ma et plus anciens.

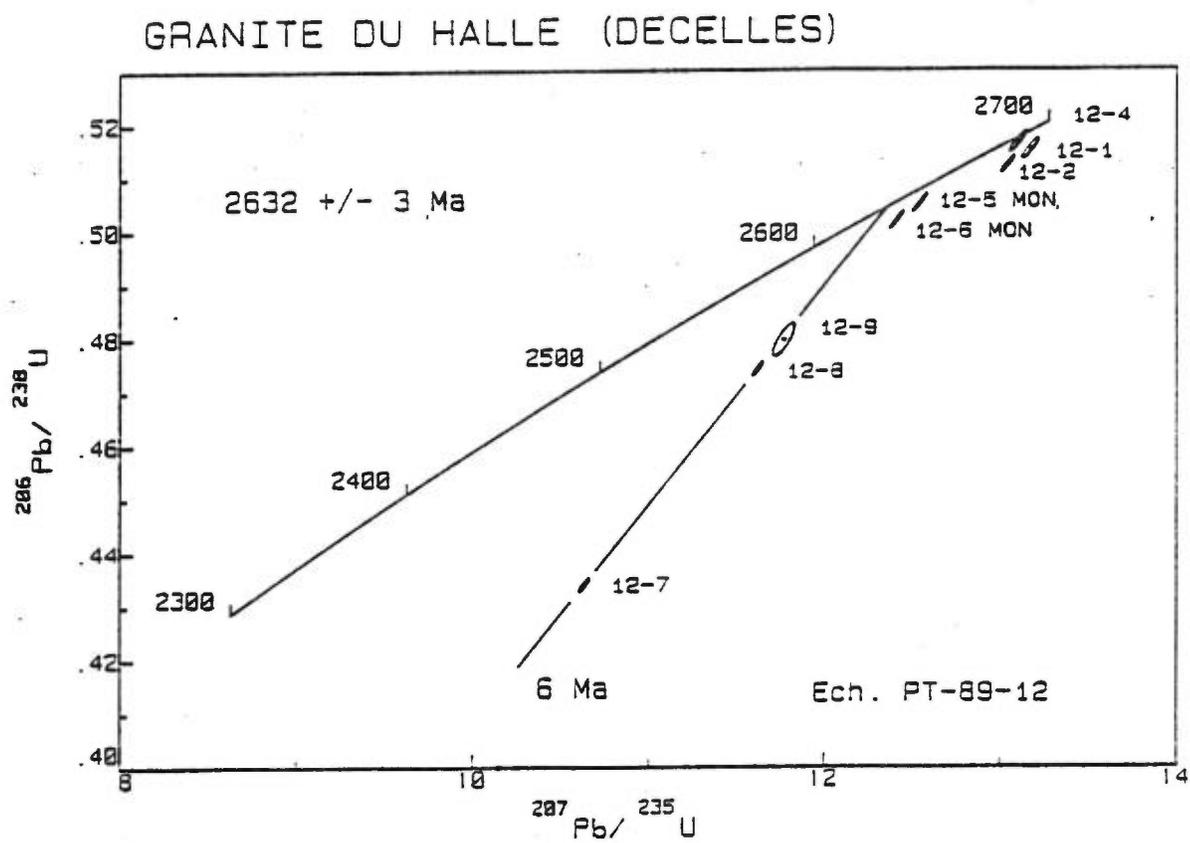


Figure 11. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des fractions de zircon (12-1, 12-2, 12-4, 12-7, 12-8 et 12-9) et de monazite (12-5 MON et 12-6 MON) provenant du monzogranite du Hallé dans le batholite de Décelles.

A) No. échantillon: PT-89-9

B) Coordonnées UTM: 714800E; 5268300N

C) Description: Orthogneiss du complexe de la Baie des Lys

Le complexe tonalitique de la Baie des Lys comprend des orthogneiss leucocrates avec d'abondantes inclusions de méta-sédiments et de roches pegmatitiques partiellement digérées. Cependant certaines pegmatites recoupent l'orthogneiss. Seul ce dernier type de roche est apparu suffisamment homogène pour être échantillonné. Le complexe de la Baie des Lys appartient à la suite intrusive pré-tectonique qui comprend des massifs de gneiss tonalitiques et leucotonalitiques et les gneiss quartzo-feldspathiques migmatitiques associés, des gneiss dioritiques et des amphibolites (suite A, complexe A1).

D) Minéraux analysés:

Les zircons de cette roche montrent plusieurs bandes de croissance dans un même grain: on observe des noyaux incolores entourés de couronnes de couleur rose pâle, qui sont à leur tour enveloppées par de minces couronnes brunes. L'analyse de deux fragments de noyaux incolores (9-2; Tableau 3) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2686 Ma qui est 1.4% discordant (Fig. 12). Une fraction composée de cinq fragments de surcroissances brunes (9-3) a, par ailleurs, livré un âge de 2648 Ma pour une discordance de 2.4%. La titanite de cette roche est concordante à 2637 ± 3 Ma. Au moins deux autres analyse des surcroissances brunes seront nécessaires pour déterminer l'âge de la dernière génération de zircon.

E) Interprétation:

Malgré des résultats incomplets, il est intéressant de constater que les âges obtenus pour le noyau, les surcroissances et la titanite sont

identiques à i) ceux de l'intrusion du Lac Simard nord (2686 Ma), ii) aux âges des monazites et des surcroissances brunes du granite du Hallé, respectivement de 2647-2654 Ma et 2632 Ma. Ces différents âges suggèrent qu'une partie du magmatisme est peut-être associée à certaines phases de métamorphisme régional.

COMPLEXE DE LA BAIE DES LYS

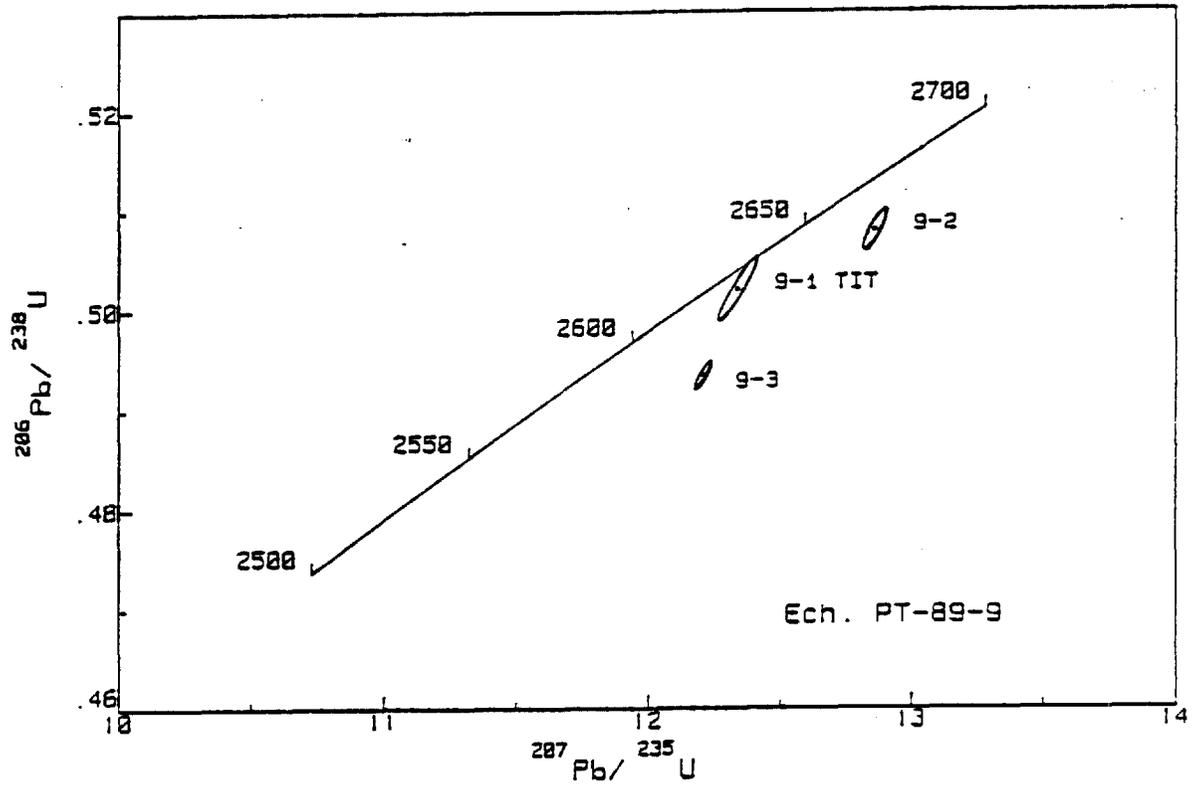


Figure 12. Diagramme Concordia illustrant les résultats obtenus sur des fractions de zircon (9-2 et 9-3) et de titanite (9-1 TIT) provenant d'un orthogneiss du complexe tonalitique de la Baie des Lys.

A) **No. échantillon:** PT-89-1

B) **Coordonnées UTM:** 629000E; 5312350N

C) **Description:** Orthogneiss du complexe du Lac Opasatica

Ce complexe gneissique pré-tectonique est hétérogène et entrecoupé de nombreux filons, veines et amas pegmatitiques. Il appartient à la même suite intrusive que l'échantillon précédent (suite A, complexe A3).

D) **Minéraux analysés:**

Les zircons extraits de cette roche sont petits, incolores et de mauvaise qualité. Il n'est pas possible, sur la base de leur propriétés optiques, de formuler un modèle génétique comme hypothèse de travail. Il nous semble plus judicieux de ré-échantillonner ce complexe afin d'obtenir des zircons de meilleure qualité. Cependant, une fraction de titanite a livré un âge concordant à 2660 ± 6 Ma (Tableau 3, Figure 13).

E) **Interprétation:**

L'âge de la titanite indique que le dernier épisode de métamorphisme, affectant le gneiss, est plus ancien que celui enregistré dans le gneiss de la Baie des Lys (2637 ± 3 Ma).

COMPLEXE DU LAC OPASATICA

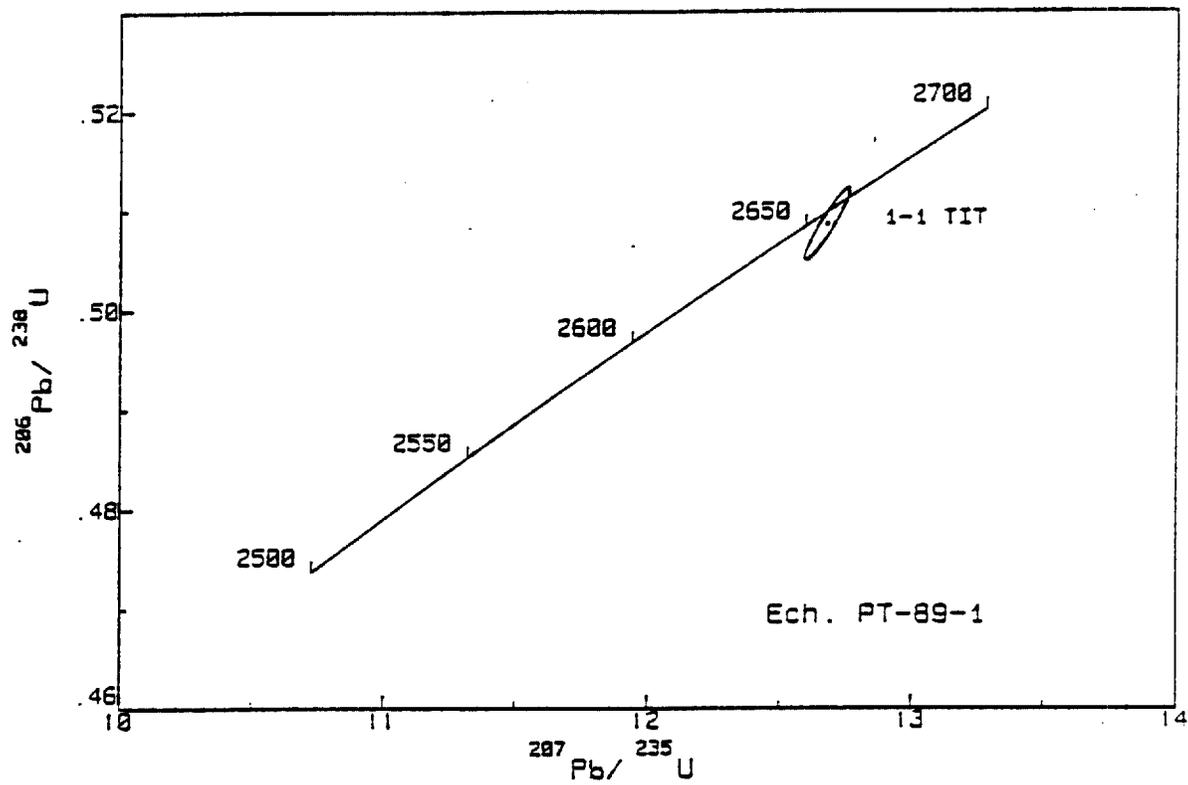


Figure 13. Diagramme Concordia illustrant le résultat obtenu sur une fraction de titanite provenant d'un orthogneiss du complexe du Lac Opasatica.

Tableau 3 : Résultats U-Pb pour les échantillons de la sous-province de Pontiac

Numéro ech. (1)	# grains	poids (mg)	uranium (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb comm. (pg) (2)	206/204 mesuré (3)	208/206 (4)	206/238	Ages (Ma) 207/235 207/206	
Complexe du Lac Opasatica (Numéro de terrain : PT89-1)										
1-1-T	>50	0.377	117	63	6056	246	0.0516	2651	2656	2660
Monzodiorite - Tour de Belleterre (Numéro de terrain : PT89-5)										
5-1-Z	8	0.016	190	112	29	3290	0.1918	2607	2641	2667
5-2-Z	5	0.006	418	246	23	3298	0.1853	2611	2643	2667
5-3-Z	7	0.006	371	220	11	5979	0.2037	2602	2638	2667
5-7-Z	16	0.024	183	111	63	2224	0.2023	2651	2663	2672
5-8-Z	16	0.025	265	155	25	8417	0.1618	2644	2660	2672
Monzogranite - Lac Maple (Numéro de terrain : PT89-6)										
6-1-Z	1	0.010	43	27	24	623	0.2176	2668	2681	2692
6-2-Z	11	0.007	59	35	17	806	0.1734	2659	2669	2676
6-4-Z	>50	0.012	117	69	11	3832	0.1652	2654	2668	2679
6-5-Z	33	0.010	209	118	15	4140	0.1291	2606	2643	2672
Monzonite - Lac Simard Nord (Numéro de terrain : PT89-8)										
8-1-T	>50	0.333	23	33	1475	184	2.0225	2683	2679	2675
8-3-Z	1	0.014	1135	990	34	14616	0.7959	2659	2671	2680
8-4-Z	1	0.019	1434	829	33	24524	0.2339	2506	2582	2642
8-5-Z	1	0.020	1113	635	167	4241	0.1305	2636	2657	2673
Complexe de la Baie des Lys (Numéro de terrain : PT89-9)										
9-1-T	>50	0.286	117	106	1015	1057	0.9031	2622	2631	2637
9-2-Z	1	0.035	25	14	17	1678	0.0899	2648	2669	2686
9-3-Z	5	0.01	511	262	25	6393	0.0282	2585	2620	2648
Granitoïde du Hallé (Complexe de Décelles) (Numéro de terrain : PT89-12)										
12-1-Z	5	0.007	88	52	51	427	0.1408	2662	2685	2702
12-2-Z	14	0.01	108	62	13	2539	0.1283	2666	2683	2697
12-4-Z	1	0.004	91	51	11	1122	0.0791	2684	2687	2690
12-5-M	2	0.01	2345	10182	14	51272	8.729	2636	2646	2654
12-6-M	3	0.008	1326	5588	10	33314	8.509	2622	2636	2647
12-7-Z	1	0.001	648	310	18	1467	0.1045	2324	2492	2632
12-8-Z	3	0.003	621	310	12	4255	0.0472	2502	2574	2632
12-9-Z	2	0.005	569	315	38	2102	0.1647	2525	2586	2634

1= T - Titanite, Z - Zircon

2= teneur en Pb commun (comprenant le Pb du spike, de la contamination et du minéral)

3= corrigé pour le fractionnement

4= corrigé pour le fractionnement et le Pb commun du spike et de la contamination

REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leur gratitude à M. Rive, T. Clark et D. Lamothe pour leur intérêt et collaboration dans ce programme de datation. Nous sommes également reconnaissants envers A. Simard et M. Bélanger pour leur soutien moral, administratif et technique.

Nous désirons également remercier R. Lapointe, F. Robert, N. Généreux, et P. St-Antoine. Ce travail n'eût pas été réalisé sans leurs services dévoués en laboratoire.

REFERENCES

Chevé, S. et Machado, N. 1988. Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Trough, Québec. GAC-MAC Programme avec résumés, 13: 20

Corfu, F. et Stott, G.M. 1986. U-Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre, 23: 1075-1082.

Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. et Jensen, L.S. 1989. U-Pb geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. Journal canadien des Sciences de la Terre, 26: 1747-1763.

Davis, D.W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Journal canadien des Sciences de la Terre, 19: 2141-2149.

Dressler, B. 1979. Géologie de la région de la Fosse du Labrador (56°30'-57°15'). Rapport géologique 195; Ministère des Richesses Naturelles, Québec.

Krogh, T.E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 485-494.

----- 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation

of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.

Machado, N., Goulet, N. et Gariépy, C. 1989. U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 26: 1-15.

Parrish, R.R. 1989. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geoscience Canada* 16: 126-130.

Picard, C., Giovenazzo, D. et Lamothe, D. 1989. Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec. *Geoscience Canada*, 16: 130-134.

Stacey, J.S. et Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 15-25.

Steiger, R.H. et Jäger, E. 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.

St-Onge, M.R., Lucas, S.B., Scott, D.J. et Bégin, N.J. 1989. Evidence for the development of oceanic crust and for continental rifting in the tectono-stratigraphy of the Early Proterozoic Cape Smith Belt. *Geoscience Canada* 16: 119-122.

REÇU

AVR 23 1990

**SERVICE GÉOLOGIQUE
DU NORD-OUEST**