

Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de Minto et de La Grande en 2007-2008

Jean David¹, Donald W. Davis², Daniel Bandyayera, Martin Simard, Abdelali Moukhsil et Claude Dion³

Coordonnateur : Claude Dion³

RP 2010-03

Mots clés : géochronologie, U-Pb, zircon, Ashuanipi, Minto, La Grande, Archéen

Résumé

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb sur des zircons analysés pour quatre échantillons prélevés en 2007 dans le secteur de la rivière Sérigny (feuillet SNRC 24C et 23N, Grand Nord) et pour six échantillons récupérés en 2001 et 2007 dans le secteur de la rivière Eastmain (feuillet SNRC 33B et 33C, Baie-James). Les analyses ont été effectuées par deux méthodes, soit par dilution isotopique (ID-TIMS) ou ablation laser (LA-MC-ICPMS).

Sous-province de Minto, secteur de la rivière Sérigny :

L'échantillon 2007-CG-1091 (feuillet SNRC 24C04) est une tonalite foliée assignée à la Suite de Favard (2750 à 2740 Ma), une unité tonalitique très répandue dans le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto. La tonalite a donné un âge de cristallisation de $2701,1 \pm 2,1$ Ma, plus jeune que l'âge moyen de l'unité. Il est possible que cette tonalite soit reliée à un événement magmatique qui a touché le nord-est de la Sous-province de La Grande.

L'échantillon 2007-CG-1141 (feuillet SNRC 23C06) provient d'une intrusion de monzodiorite quartzifère porphyroïde assignée à la Suite de Maurel (2707 à 2686 Ma). Cette unité se trouve dans le sud-est du Minto et injecte le nord-est du La Grande. L'âge obtenu ($2694,2 \pm 1,1$ Ma) et les caractéristiques lithologiques de l'intrusion confirment l'appartenance de la monzodiorite à la Suite de Maurel.

Sous-province d'Ashuanipi, secteur de la rivière Sérigny :

L'échantillon 2007-MS-0061 (feuillet SNRC 23N10) est une diatexite à biotite qui appartient à la Suite d'Opiscotéo (2682 à 2650 Ma), une unité caractéristique et très répandue dans l'Ashuanipi. L'âge de $2660,6 \pm 3,6$ Ma obtenu dans cet échantillon est conforme à l'âge de l'unité.

Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Sérigny :

L'échantillon 2007-IL-3319 (feuillet SNRC 23N07) provient d'un niveau felsique localisé dans la ceinture volcano-sédimentaire de Cania. Cette ceinture, assignée au Complexe de Gayot (2880 à 2873 Ma), se trouve à l'intérieur d'une fenêtre de la Sous-province de La Grande récemment mise au jour dans la Sous-province d'Ashuanipi. L'âge de $2629,7 \pm 3,5$ Ma obtenu dans l'échantillon suggère que le niveau felsique correspond à une injection tardive reliée à un événement magmatique de l'Ashuanipi. Un âge secondaire de $2877,3 \pm 14,8$ Ma est interprété comme un âge hérité provenant de la séquence volcanique.

Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Eastmain :

L'échantillon 2007-CM-2099 (feuillet SNRC 33C11) est un grès lité d'origine volcanoclastique provenant de la partie sommitale de la Formation de Pilipas, dans le secteur du réservoir Opinaca. Cette unité représente une séquence

de roches sédimentaires non migmatitisées, d'épaisseur décimétrique à hectométrique, qui repose en discordance sur des basaltes. Les analyses par LA-MC-ICP-MS ont permis d'identifier une seule population de zircons datée à $2731,8 \pm 2,2$ Ma, suggérant une source unique pour ces grès.

L'échantillon 2007-DB-1045 (feuillelet SNRC 33C11) est un tuf à phénocristaux de quartz et de plagioclase présent dans la partie sommitale de la Formation de Bernou. L'analyse géochronologique a permis d'obtenir un âge de cristallisation de $2722,0 \pm 1,5$ Ma, ce qui indique que la Formation de Bernou appartient au 2^e cycle volcanique du Groupe d'Eastmain (2739 à 2720 Ma).

L'échantillon 2007-JF-5016 (feuillelet SNRC 33C11) provient d'une phase tardive du Batholite de Duxbury. La diorite quartzifère à biotite a donné un âge de cristallisation de $2704,7 \pm 0,9$ Ma, proche de celui obtenu précédemment pour une tonalite gneissique de la même unité (2709 ± 2 Ma), confirmant que le Batholite de Duxbury se classe bien parmi les intrusions syntectoniques de la Ceinture d'Eastmain.

L'échantillon SGNO-2001-10 (feuillelet SNRC 33B06) est un monzogranite pegmatitique provenant du Batholite de Village. L'âge de cristallisation de $2697 \pm 6/-4$ Ma obtenu pour cet échantillon correspond à l'épisode le plus jeune (environ 2697 Ma) reconnu antérieurement dans le faciès tonalitique de la même intrusion. L'âge de cette dernière phase avait été estimé à 2720 ± 2 Ma, classant le Batholite de Village parmi les intrusions syntectoniques de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain. L'analyse de deux grains de monazite a donné un âge magmatique de $2676,4 \pm 1,6$ Ma, soit environ 20 Ma plus jeune que celui obtenu pour les zircons. Ces résultats suggèrent que la cristallisation des monazites résulte de la mise en place des poches de pegmatite.

L'échantillon 2007-DB-1112 (feuillelet SNRC 33C10) est issu de la granodiorite massive du Pluton de Rotis. Cette unité fait partie du cortège d'intrusions tarditectoniques mises en place dans la zone de contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Un âge de cristallisation de $2671,8 \pm 1,9$ Ma a été obtenu pour ce pluton, comparable à celui des suites intrusives tardives retrouvées ailleurs à la Baie-James.

L'échantillon SGNO-2001-03 (feuillelet SNRC 33B04) est un dyke mafique tardif qui coupe les deux fabriques principales et les veines de quartz-tourmaline aurifères du gîte Eau Claire. La plupart des zircons analysés sont des xénocristaux avec un âge moyen de $2728,2 \pm 2,1$ Ma. Cet âge correspond probablement à celui des roches encaissantes du dyke. Un fragment de zircon a donné un âge de 2609 Ma, lequel correspond à l'âge maximal de la mise en place du dyke.

1 - GEOTOP UQAM-McGill

2 - Jack Satterly Geochronological Laboratory, Université de Toronto

3 - Géologie Québec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats des travaux de datation géochronologique effectués sur une série d'échantillons prélevés lors des projets de cartographie géologique et de compilation géoscientifique effectués par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune en 2001 (deux échantillons) et en 2007 (8 échantillons). Ces dix échantillons ont été traités afin d'en récupérer les minéraux lourds.

PROCÉDURES ANALYTIQUES

La méthode d'analyse pour les datations effectuées sur les zircons par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) au Jack Satterly Geochronological Laboratory (JSGL) est décrite en détail dans le rapport de Davis *et al.* (2005) et ne sera pas reprise ici. Les monazites de l'échantillon SGNO-2001-10 ont été dissoutes dans de l'acide chlorhydrique 6 N dans des capsules de digestion de type « Savillex ». La séparation du plomb et de l'uranium s'effectue de la même manière que les zircons en utilisant de petites colonnes chromatographiques constituées de résines à échanges anioniques.

Les procédures utilisées au GEOTOP ne diffèrent de celles décrites dans le rapport de David *et al.* (2006) que par l'utilisation d'un compteur d'ions Daly équipant un spectromètre de masse VG Sector 54 à l'étape finale d'analyse. Dans ce dernier cas, les corrections pour la discrimination thermique des masses et celles associées au détecteur sont de 0,16 %/AMU pour le plomb. Cette correction a été établie en utilisant les étalons de plomb NIST SRM981 et SRM982. Ces facteurs de correction ont été confirmés par l'analyse du zircon standard z91500 pour lequel nous avons obtenu un âge de $1066,17 \pm 0,59$ Ma (annexe 1a), comparable à l'âge de $1066,37 \pm 0,38$ Ma obtenu par Schoene *et al.* (2006). Pour l'uranium, des valeurs de fractionnement variant entre 0,12 et 0,16 %/AMU ont été obtenues pour chacune des analyses à l'aide du traceur ^{233}U - ^{235}U . Une correction de 11 nano-secondes pour le temps mort du détecteur a été déterminée en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRM500.

Les échantillons SGNO-2001-03 et SGNO-2001-10 ont été traités au JSGL en 2001; sept autres analyses (2007-CG-1091, 2007-CG-1141, 2007-MS-0061, 2007-IL-3319, 2007-DB-1045, 2007-JF-5016 et 2007-DB-1112) ont été effectuées au GEOTOP en 2007.

Les droites discordia sont établies en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération : 1) les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb; et 2) la discordance des points par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la courbe concordia. Lorsque les données sont cohérentes et se distribuent à proximité ou sur la courbe concordia, l'intersection supérieure (c.-à-d. l'âge) est calculée en

forçant l'intersection inférieure de la droite de régression vers l'origine de la courbe concordia (0 Ma). La validité statistique de la droite obtenue par le calcul de régression linéaire s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*) qui devrait normalement se situer autour de 50 %. On considère qu'une valeur de 10-15 % est statistiquement acceptable (voir Ludwig, 2003 pour discussion). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1σ (intervalle de confiance de 68,3 %), alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2σ (intervalle de confiance de 95,5 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent des intervalles de confiance de 2σ .

Les zircons détritiques de l'échantillon de grès 2007-CM-2099 ont été analysés par la méthode LA-MC-ICP-MS (Ablation Laser — Spectromètre de masse à multicollecteurs à ionisation au plasma). Cette méthode permet d'analyser de manière relativement rapide un grand nombre de zircons et constitue donc une façon intéressante de reconnaître et de caractériser les sources des roches sédimentaires par l'identification des différentes populations d'âges (par exemple Fedo *et al.*, 2003). La méthode analytique est décrite dans le rapport de David *et al.* (2006). Le standard utilisé pour cette étude est un zircon du Sri Lanka (YBr377) identique à ceux utilisés pour les analyses U-Pb effectuées à l'aide de sondes ioniques SHRIMP. L'âge de ce zircon a été établi à $570,2 \pm 1,1$ Ma en se basant sur une vingtaine d'analyses effectuées à la sonde SHRIMP II de l'Université de Curtin (Australian National University) par le Dr Allen Kennedy. Les analyses par ID-TIMS effectuées au GEOTOP sur une douzaine de fragments ont permis de calculer un âge légèrement plus jeune de $568,6 \pm 2,3$ Ma, mais équivalent aux erreurs près. Les résultats de calibration des analyses par la méthode LA-MC-ICP-MS indiquent un âge de $570,8 \pm 2,7$ Ma (annexe 1b) et démontrent que la composition isotopique du zircon YBr377 est homogène, permettant ainsi d'obtenir des résultats stables dans le temps. Les analyses sont bien regroupées et présentent une excellente reproductibilité. Afin de vérifier la précision obtenue pour des zircons d'âge archéen, le standard KLO1125 a été analysé de façon systématique durant la même séance que les zircons de l'échantillon 2007-CM-2099. Les résultats obtenus sont présentés sur le diagramme concordia de l'annexe 1c et indiquent un âge de $2761,6 \pm 3,2$ Ma, identique à l'âge de $2761,7 \pm 1,2$ Ma établi par l'analyse de quinze fragments par dilution isotopique (ID-TIMS).

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le tableau 1 résume les résultats des analyses isotopiques et donne la localisation des échantillons, laquelle est également illustrée aux figures 2, 4 et 5. Les données U-Pb sont également présentées sous la forme de tableaux (tableaux 2 et 3) et de diagrammes concordia (figures 6 et 7). L'annexe 2 expose les photographies des zircons extraits des différents

échantillons, alors que les images en cathodoluminescence des zircons détritiques de l'échantillon 2007-CM-2099 sont montrées à l'annexe 3.

Sous-province de Minto, secteur de la rivière Sérigny

La région de la rivière Sérigny se trouve à la rencontre des sous-provinces de Minto, de La Grande et d'Ashuanipi, trois sous-provinces archéennes du nord-est de la Province du Supérieur (figure 1). La Sous-province de Minto occupe la moitié nord de la région de la rivière Sérigny (figure 2, Simard *et al.*, 2009). Elle est constituée de tonalite appartenant aux suites de Coursolles (2758 à 2756 Ma) et de Favard (2766 à 2740 Ma), de diorite et de gabbro appartenant à la Suite de Châteauguay (2740 à 2710 Ma) et de granite, de granodiorite et de monzonite appartenant aux suites de Dufrebois (2726 à 2721 Ma), de Desbergères (2720 à 2710 Ma), de Maurel (2707 à 2686 Ma) et de Tramont (plus jeune que 2700 Ma; Simard, 2008).

2007-CG-1091 : Tonalite foliée de la Suite de Favard, feuillet SNRC 24C04

Géologie

La Suite de Favard est une unité de leucotonalite à biotite qui couvre une superficie importante dans la partie sud et ouest de la Sous-province de Minto et dans le nord-est de la Sous-province de La Grande (Simard, 2008). Plusieurs datations ont permis de relier cette unité à un événement magmatique néoarchéen majeur compris entre 2760 et 2740 Ma. Toutefois, l'unité comprend aussi des lambeaux de tonalite appartenant à une croûte plus ancienne (3020 Ma) et des tonalites reliées à un événement magmatique plus jeune (2720 à 2700 Ma) dont l'étendue est inconnue. Toutes ces tonalites ont des caractéristiques lithologiques et pétrographiques similaires. Les tonalites de la Suite de Favard ont subi un phénomène de granitisation marqué par l'existence d'une phase granitique ou granodioritique (10 à 50 %) qui se présente sous la forme d'amas, de lentilles ou de rubans en contact diffus avec la phase tonalitique. Un âge de 2713 Ma a été obtenu pour la phase granitique dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002), suggérant que ce phénomène de granitisation est relié à la mise en place de la Suite de Desbergères (2720 à 2710 Ma) qui occupe le même territoire que la Suite de Favard.

Les leucotonalites de la région de la rivière Sérigny ont été incluses dans la Suite de Favard (figure 2, Simard *et al.*, 2009) en raison de leur ressemblance lithologique avec les leucotonalites assignées à cette suite plus à l'ouest dans les régions de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) et de Gayot (Gosselin et Simard, 2000). Dans toutes ces régions, les leucotonalites se caractérisent par la présence d'une phase granitique importante (jusqu'à 50 %) en contact diffus avec la roche encaissante. L'échantillon 2007-CG-1091 a été

prélevé sur un gros affleurement localisé à environ 6 km au nord-est du lac Pons.

Géochronologie

L'échantillon de tonalite contenait de nombreux zircons qui constituent une population hétérogène. Les cristaux sont de qualité moyenne et plus de 60 % des zircons sont xénomorphes, équidimensionnels ou ovoïdes avec un fort émousé. On distingue également des cristaux complexes présentant des surcroissances. Une dernière classe de cristaux, formés de prismes allongés légèrement émousés à section rectangulaire, constitue environ 20 % du total. Toutefois, une proportion importante de ces zircons montre des microfractures. Malgré la difficulté de sélectionner des cristaux de qualité pour effectuer le travail de datation, cette dernière population de cristaux représente le meilleur choix pour déterminer l'âge de cet échantillon.

Des analyses ont été effectuées à partir de cinq fragments de prismes. Les rapports Th/U obtenus (tableau 2) sont similaires (0,76-0,85) et permettent de croire que tous ces cristaux sont associés à un même événement de cristallisation. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus varient entre $2678,3 \pm 1,3$ Ma et $2700,2 \pm 0,7$ Ma en fonction du degré de discordance (tableau 2). Deux calculs de régression ont été effectués : un premier comprenant l'ensemble des analyses (en rouge sur la figure 6a) et un second ne prenant en considération que les trois analyses les plus concordantes (en noir sur la figure 6a). Les résultats sont similaires aux erreurs près ($2704,0 \pm 2,7$ Ma et $2701,1 \pm 2,1$ Ma respectivement). Nous considérons toutefois l'âge de $2701,1 \pm 2,1$ Ma comme représentant l'âge de cristallisation de la tonalite, car il est statistiquement plus valide.

Interprétation

L'âge de $2701,1 \pm 2,1$ Ma est plus jeune que l'âge moyen de la Suite de Favard qui se situe entre 2750 et 2740 Ma (Simard, 2008). Par contre, il est semblable à celui obtenu pour une tonalite de la Suite de Beausac à l'intérieur de l'Ashuanipi, tout près du contact avec la Sous-province de La Grande, dans la région du lac Gayot (Simard, 2008). Mentionnons également que des âges compris entre 2720 et 2713 Ma ont déjà été obtenus pour certains échantillons de la Suite de Favard, démontrant la complexité de cette unité qui regroupe des leucotonalites aux caractéristiques similaires, mais appartenant à des événements magmatiques différents. La plupart des âges plus jeunes que 2720 Ma sont concentrés dans le nord-est de la Sous-province de La Grande, alors que les âges compris entre 2760 et 2740 Ma sont surtout observés dans la Sous-province de Minto. Ceci suggère que la majorité des leucotonalites assignées à la Suite de Favard dans le nord-est de la Sous-province de La Grande pourraient appartenir à un événement magmatique plus jeune (2720-2690 Ma). Toutefois, des datations supplémentaires dans ce secteur du La Grande seront nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

2007-CG-1141 : Monzodiorite quartzifère porphyroïde de la Suite de Maurel, feuillet SNRC 24C06

Géologie

La Suite de Maurel regroupe des intrusions de granite, de granodiorite, de monzodiorite et de monzonite localisées dans le sud-est de la Sous-province de Minto et qui introduisent les unités du nord-est de la Sous-province de La Grande. Ces intrusions sont caractérisées par une texture porphyroïde produite par la présence de 5 à 40 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Plusieurs datations ont permis d'attribuer un âge variant entre 2707 et 2686 Ma à cette unité (Simard, 2008).

Dans la région de la rivière Sérigny, la Suite de Maurel est représentée par une immense intrusion de monzonite, de monzodiorite et de granodiorite localisée dans le nord de la région et par quelques intrusions de composition granodioritique plus au sud. L'échantillon 2007-CG-1141 provient de l'intrusion localisée au nord (figure 2). Il a été prélevé d'un gros affleurement situé à environ 20 km à l'ouest du lac Cambrien.

Géochronologie

Les zircons récupérés de l'échantillon de monzodiorite sont de taille moyenne et de qualité variable. Il s'agit de cristaux trapus, incolores et à section rectangulaire. Presque tous les cristaux contiennent des inclusions en quantité variable. Les terminaisons asymétriques montrent des arrangements de faces cristallines complexes, ce qui est en général assez typique des cristaux retrouvés dans ces lithologies de composition intermédiaire. La partie prismatique à section rectangulaire est moyennement développée avec des arêtes parfois tronquées.

L'analyse de cinq grains suggère qu'il s'agit de zircons cristallisés d'un même liquide avec un rapport Th/U moyen de 0,708 (tableau 2). Les résultats peu discordants (<0,9 %) indiquent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similaires compris entre $2692,3 \pm 1,3$ Ma et $2695,7 \pm 1,4$ Ma (figure 6b). Même si les résultats sont peu éloignés de la courbe concordia, il n'a pas été possible de calculer un âge concordant. Un âge de cristallisation de $2694,2 \pm 1,1$ Ma a été obtenu par régression linéaire en fixant l'intersection inférieure à 0 Ma.

Interprétation

L'âge de $2694,2 \pm 1,1$ Ma, jumelé aux caractéristiques lithologiques et à la texture porphyroïde de la roche, permet de confirmer le classement de cette intrusion dans la Suite de Maurel et d'étendre cette unité vers l'est jusqu'à la bordure de la Fosse du Labrador.

Sous-province d'Ashuanipi, secteur de la rivière Sérigny

La Sous-province d'Ashuanipi est un domaine de haut grade métamorphique, aux faciès des amphibolites et des granulites, caractérisé par la présence de grandes masses de diatexites qui proviennent de la fusion de roches considérées comme les équivalents de certaines unités des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. L'Ashuanipi occupe la partie sud de la région de la rivière Sérigny (figures 1 et 2, Simard *et al.*, 2009). Dans ce secteur, elle se compose de lambeaux de paragneiss (Complexe de Grosbois, autour de 2700 Ma), de diatexites (Suite d'Opiscotéo, 2682 à 2650 Ma), d'intrusions appartenant à des suites charnockitiques (suites de Lachaine, de Sérigny, de la rivière Pons et de Lefrançois, âges estimés compris entre 2650 et 2625 Ma), d'intrusions de granodiorite et de granite (suites de Dervieux et de Joinville, âges estimés compris entre 2650 et 2625 Ma) et d'intrusions isolées de syénite (suites de Goodwood et de Lippé, 2625 Ma et plus jeune).

2007-MS-0061 : Diatexite à biotite de la Suite d'Opiscotéo, feuillet SNRC 23N10

Géologie

La Suite d'Opiscotéo est une unité de diatexites caractéristique de l'Ashuanipi qui couvre une superficie très importante à l'intérieur de cette sous-province. Les diatexites sont des roches de composition tonalitique à granitique, généralement à orthopyroxène, qui représentent le produit d'une fusion très avancée de paragneiss, équivalents aux paragneiss de la Sous-province d'Opinaca, et de tonalites et diorites équivalentes à certaines unités de la Sous-province de La Grande. Des échantillons de diatexite provenant de différents sites de l'Ashuanipi ont donné des âges variant entre 2682 et 2650 Ma, avec un mode autour de 2660 Ma (Percival, 1993; Chevé et Brouillette, 1995; Leclair *et al.*, 1998). Un âge un peu plus jeune de 2638 ± 8 Ma a été obtenu pour un échantillon de diatexite de la Suite d'Opiscotéo dans la région du lac Gayot (Simard, 2008).

Dans la région de la rivière Sérigny, les diatexites à orthopyroxène de la Suite d'Opiscotéo sont localisées au sud de la Faille du Sable, dans le domaine granulitique occupé par la Sous-province d'Ashuanipi. Au nord de cette faille, des diatexites à biotite assignées à la Suite d'Opiscotéo forment une apophyse qui coupe les roches intrusives de la Sous-province de Minto (figure 2). Les diatexites à biotite, sans orthopyroxène, sont peu répandues à l'intérieur de l'Ashuanipi. L'échantillon 2007-MS-0061 a été prélevé dans cette unité pour vérifier si ces diatexites à biotite sont contemporaines des diatexites à orthopyroxène typiques de l'Ashuanipi, ou encore si les diatexites à biotite représentent un événement plus ancien et pourraient être alors assignées à la Sous-province de Minto. L'affleurement échantillonné est situé sur une petite colline localisée à environ 1 km au sud-est du lac Doreen.

Géochronologie

Le traitement de la diatexite a livré des zircons en abondance. Ceux-ci se séparent en deux groupes morphologiques distincts. Un premier groupe est formé de prismes allongés idiomorphes à subidiomorphes brunâtres. Le deuxième groupe est constitué de cristaux brun foncé, équidimensionnels et tabulaires. Ils présentent un bon développement de faces cristallines et sont pour la plupart fracturés. Une vingtaine de cristaux allongés du premier groupe, idiomorphes et brun foncé, ont été sélectionnés et abrasés afin de déterminer l'âge de cristallisation.

Les résultats provenant de trois des cinq cristaux analysés sont peu discordants ($< 0,4\%$) et présentent des rapports Th/U très similaires compris entre 0,13 et 0,18 (tableau 2). Un calcul de régression linéaire a permis d'obtenir un âge de $2660,6 \pm 3,6$ Ma (figure 6c). Les erreurs faibles résultant du signal intense et stable mesuré au spectromètre de masse permettent d'expliquer le peu de recoupements de chacune des analyses et la reproductibilité médiocre de l'âge obtenu ($MSWD = 3,5$). Quoi qu'il en soit, l'âge de $2660,6 \pm 3,6$ Ma est considéré comme la meilleure estimation pour la formation de la diatexite. Deux cristaux ont donné des résultats qui représentent des âges plus anciens de $2681,3 \pm 0,8$ Ma et $2691,9 \pm 1,0$ Ma, lesquels pourraient correspondre à l'âge approximatif de la lithologie représentant la source de la diatexite.

Interprétation

L'âge obtenu de $2660,6 \pm 3,6$ Ma pour la diatexite à biotite est conforme à l'âge reconnu de la Suite d'Opiscotéo (2682-2650 Ma). Les diatexites à biotite qui coupent les roches intrusives de la Sous-province de Minto au nord de la Faille du Sable peuvent donc être assignées à la Suite d'Opiscotéo et, par le fait même, à la Sous-province d'Ashuanipi. Dans ce secteur, la diatexite à biotite renferme de nombreuses enclaves de tonalite qui pourraient représenter le protolite de la diatexite. L'âge plus ancien de $2691,9 \pm 1,0$ Ma correspond vraisemblablement à l'âge de cette tonalite. Une tonalite localisée plus à l'ouest, dans la région du lac Gayot, et appartenant à la Suite de Beausac (Sous-province d'Ashuanipi), a donné un âge de 2690 ± 7 Ma, (Simard, 2008). L'âge de $2681,3 \pm 0,8$, quant à lui, est peut-être relié à la mise en place de niveaux de mobilisation précoce.

Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Sérigny

Les travaux de l'été 2007 ont permis d'identifier une nouvelle fenêtre de la Sous-province de La Grande près de la Fosse du Labrador, dans la partie SE de la région de la rivière Sérigny (figure 2, Simard *et al.*, 2009), un secteur jusqu'alors assigné à la Sous-province d'Ashuanipi. La reconnaissance du La Grande dans ce secteur est basée sur la présence de gneiss tonalitiques (figure 2) semblables à ceux assignés à la Suite de Brésolles (2833 à 2807 Ma) reconnue plus à l'ouest, dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000).

2007-IL-3319 : Niveau felsique du Complexe de Gayot, feuillet SNRC 23N07

Géologie

Le Complexe de Gayot est une unité de roches volcano-sédimentaires localisée dans le nord-est de la Sous-province de La Grande (Simard, 2008). Ce complexe se présente sous la forme de lambeaux de dimension variable, parfois importante, encaissés dans les granitoïdes plus jeunes de ce secteur. Il se compose de roches effusives de composition ultramafique à felsique accompagnées d'un peu de paragneiss et de formations de fer. Le basalte d'affinité tholéitique constitue l'unité lithologique dominante, alors que les laves komatiitiques à spinifex sont caractéristiques de l'unité. Des âges de 2880 ± 2 Ma et de 2873 ± 10 Ma ont été obtenus dans des niveaux felsiques exposés dans deux ceintures différentes de la région du lac Gayot (Simard, 2008). Dans cette même région, le Complexe de Gayot est l'hôte d'un important gîte de Ni-ÉGP localisé dans la Ceinture de Vénus.

Dans la région de la rivière Sérigny (figure 2), les lambeaux de roches volcano-sédimentaires situés dans la fenêtre du La Grande ont été assignés au Complexe de Gayot. Cette assignation repose sur les assemblages lithologiques observés dans ces lambeaux et sur leur association avec les gneiss de Brésolles, une association que l'on observe également dans les régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001). Certains lambeaux, dont celui de la Ceinture de Piscau, sont localisés dans la Sous-province d'Ashuanipi, juste au sud de contact avec le La Grande. Ces lambeaux sont considérés comme des enclaves de la Sous-province de La Grande et ont aussi été assignés au Complexe de Gayot.

L'échantillon 2007-IL-3319 a été prélevé dans un niveau ou une intrusion felsique d'épaisseur métrique à l'intérieur de la Ceinture de Cania (figure 2). Il provient d'un gros affleurement localisé à environ 4 km à l'est de la rivière Caniapiscau. Les unités lithologiques de la Ceinture de Cania ont subi une altération hydrothermale intense, de sorte qu'il est souvent difficile de reconnaître les microstructures et la minéralogie primaires de ces roches.

Géochronologie

Cet échantillon a permis de récupérer une centaine de petits zircons. La majorité de ceux-ci sont constitués de cristaux incolores subidiomorphes à xénomorphes. L'expérience accumulée au cours des travaux antérieurs effectués sur ce type de lithologie tend à démontrer que ces zircons sont fréquemment des xénocristaux. Quelques cristaux, une vingtaine de grains tout au plus, forment de petits prismes trapus. Leur couleur varie de brun foncé à incolore et ils présentent systématiquement des microfissures. Ces cristaux sont considérés comme les meilleurs candidats pour établir l'âge de mise en place de cette unité.

Sept analyses ont été effectuées. Six analyses ont donné des résultats relativement homogènes avec des rapports

Th/U d'environ 0,37 et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2622,1 $\pm$ 0,7 Ma et 2631,1 $\pm$ 0,7 Ma (tableau 2). Quatre analyses, les plus cohérentes, ont été utilisées pour calculer un âge de 2629,7 $\pm$ 3,5 Ma, qui est interprété comme l'âge de la mise en place de l'unité felsique (figure 6d).

Une analyse caractérisée par un signal de faible intensité a produit des résultats qui sont inversement discordants. Considérant la qualité de ces résultats, l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 2877,3 $\pm$ 14,8 Ma a été retenu. Ce dernier âge s'apparente aux âges obtenus pour le volcanisme le plus ancien reconnu dans la partie nord-est de la Sous-province de La Grande. Aucune autre analyse n'a permis de confirmer cet âge.

Interprétation

Le niveau felsique est interprété comme une injection tardive qui s'est mise en place dans la séquence de roches mafiques de la Ceinture de Cania. L'âge de 2629,7 $\pm$ 0,7 Ma obtenu est comparable à l'âge de certaines intrusions de granite et de charnockite de l'Ashuanipi qui ont donné des âges variant entre 2650 et 2625 Ma. Les observations de terrain ont démontré que les roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Cania sont probablement plus anciennes que les gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles. L'âge de 2877,3 $\pm$ 14,8 Ma est interprété comme un âge hérité des roches volcaniques encaissantes, appuyant ainsi l'hypothèse que la Ceinture de Cania appartient au Complexe de Gayot (2880 à 2873 Ma).

Sous-province de La Grande, bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain

2007-CM-2099 : Grès lité de la Formation de Pilipas, feuillet SNRC 33C11

Géologie

La Formation de Pilipas a été définie par Bandyayera et Lacoste (2008) à la suite des travaux de cartographie de la région du lac Bernou (SNRC 33C11). Cette unité a été introduite pour décrire une séquence de roches sédimentaires non migmatitisées, d'épaisseur décamétrique à hectométrique, qui repose en discordance sur les basaltes de la Formation de Bernou. De la base vers le sommet, la Formation de Pilipas est constituée de conglomérat polygénique à fragments jointifs, de formations de fer rubanées et oxydées suivies d'un empilement de grès et de wackes. L'échantillon 2007-CM-2099 provient d'une unité épicrostique de grès lité, contenant localement des phénocristaux de plagioclase. La datation de cette unité vise à vérifier si la Formation de Pilipas peut représenter l'équivalent stratigraphique de la Formation de Low abritant le gîte aurifère Roberto. L'affleurement échantillonné est situé au milieu de la région du lac Bernou (SNRC 33C11), entre les lacs Kachistasakaw et Munischwan.

Géochronologie

Un échantillon de grès a permis de récupérer une quantité importante de zircons. Plus de 70 % de ces derniers sont constitués de petits prismes courts de couleur brunâtre montrant peu de variations morphologiques. On distingue également des cristaux subidiomorphes à xénomorphes de plus grande taille.

L'examen par cathodoluminescence de la structure interne des cristaux démontre qu'il s'agit de zircons peu complexes d'origine magmatique et associés pour la plupart à un seul événement de cristallisation. Quelques spécimens présentent des évidences d'un épisode de dissolution suivi d'un nouvel épisode de cristallisation. Un seul grain présente les structures caractéristiques des zircons cristallisés au faciès des granulites. Plus de soixante-dix cristaux ont été sélectionnés et montés pour être analysés par la méthode LA-MC-ICP-MS.

Soixante zircons ont été analysés en trois sessions distinctes (tableau 3). Les résultats d'analyses de la première session sont représentés sur le diagramme concordia de la figure 7a. Ils sont bien groupés et semblent ne représenter qu'un seul mode. Un âge de 2731,8 $\pm$ 2,2 Ma a été obtenu par calcul de régression linéaire des analyses de la première session en fixant l'intersection inférieure à 0 $\pm$ 100 Ma. Les âges obtenus pour les deux autres sessions sont identiques aux erreurs près. Ces résultats démontrent que les zircons du grès proviennent d'une source unique.

Interprétation

L'âge de 2731,8 $\pm$ 2,2 Ma obtenu pour ces zircons détritiques représente l'âge maximal de sédimentation du grès lité. Il suggère que la Formation de Pilipas pourrait représenter la plus vieille unité sédimentaire du secteur du réservoir Opinaca. Cet âge diffère nettement de celui obtenu pour la Formation de Low, cartographiée au nord et à l'ouest du réservoir Opinaca, dont l'âge maximal de déposition est de 2687 $\pm$ 3 Ma (Ravenelle *et al.*, 2008). L'homogénéité morphologique des zircons et les faibles variations des rapports isotopiques suggèrent une source unique pour le grès lité. Il est probable que ce grès provienne de l'érosion de l'unité de volcanoclastites felsiques adjacente.

2007-DB-1045 : Tuf à phénocristaux de quartz et de plagioclase de la Formation de Bernou, feuillet SNRC 33C11

Géologie

La Formation de Bernou a été définie par Bandyayera et Lacoste (2008) à la suite des travaux de cartographie de la région du lac Bernou (SNRC 33C11). Dans leur synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain, Moukhsil *et al.* (2003),

avaient rattaché cette unité à la Formation de Kauputauch, définie plus au sud dans la partie médiane de la Basse-Eastmain (feuillet SNRC 33C05, 33C06 et 33C07). D'après ces auteurs, la Formation de Kauputauch est constituée de basalte ou de basalte andésitique amphibolitisé, ainsi que de niveaux sporadiques de volcanites felsiques et de tufs. Cette unité, datée à 2751,6 Ma, appartient au cycle volcanique le plus ancien du Groupe d'Eastmain (Moukhsil *et al.*, 2003).

Nos travaux de terrain ont démontré que la Formation de Bernou constituait une unité distincte formée à la base de basalte glomérporphyrique et de leucogabbro. Vers le sommet, la Formation de Bernou montre une alternance de tufs fins, de tufs à cristaux et de tufs à lapillis ou à blocs. Ces tufs sont porphyriques à phénocristaux de quartz et de plagioclase, de composition felsique à intermédiaire et d'affinité calco-alcaline. Ils sont légèrement magnétiques et localement lités. Les phénocristaux de quartz ont une forme arrondie ou rectangulaire et baignent dans une matrice fine riche en plagioclase. Du grenat (1 à 3 %) est observé dans les plans de schistosité. Les tufs intermédiaires sont finement grenus ou contiennent des lapillis ou des blocs de composition mafique à intermédiaire dans une proportion supérieure à 50 %. Les volcanoclastites sont coupées par endroits par des veinules d'épidote $\pm$ grenat $\pm$ tourmaline.

Un échantillon de tuf felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase a été prélevé pour une datation dans le but de vérifier une possible corrélation entre les formations de Kauputauch et de Bernou. L'affleurement échantillonné se trouve dans le coin sud-est de la région du lac Bernou (SNRC 33C11), à l'est du lac Pikutamaw.

Géochronologie

Cet échantillon de tuf a été finement broyé, ce qui a permis de récupérer plus de 200 zircons. Les cristaux sont incolores et généralement de petite dimension ($< 30 \mu\text{m}$). À première vue, il n'existe qu'une seule population de zircons caractérisée par de petits prismes allongés avec des terminaisons pyramidales allongées. Par contre, il est également possible de reconnaître des cristaux prismatiques légèrement plus trapus, caractérisés par des terminaisons plus courtes. Ce dernier type pourrait toutefois ne représenter qu'une variante morphologique.

Une vingtaine de prismes longs ont été abrasés. Le processus est cependant compliqué du fait de la difficulté d'abraser ce type de cristaux qui ont tendance à se casser en très petits fragments. On ne peut donc pas être assuré d'avoir éliminé les portions métamictisées des zircons associées à des pertes en plomb importantes, produisant ainsi des analyses plus discordantes. Une analyse a donné des résultats discordants qui ont permis de calculer un âge de 2689,2 Ma, plus jeune que l'ensemble des autres résultats obtenus, ce qui peut s'expliquer par le fait que ce zircon aurait subi un deuxième épisode de perte en plomb.

Les résultats de cinq analyses présentent des pourcentages de discordance variable et ils se distribuent sur une

même droite (figure 7b). Les rapports Th/U obtenus pour ces analyses d'environ 0,4 (tableau 2) indiquent qu'il s'agit de zircons de même composition. Le calcul de régression effectué à partir de quatre analyses distribuées le long de la même droite a permis de calculer un âge $2722,0 \pm 1,5$ Ma, correspondant à l'intersection supérieure avec la courbe concordia. Cet âge est interprété comme celui de l'unité volcanique.

Interprétation

L'âge de $2722,0 \pm 1,5$ Ma obtenu pour ce tuf à phénocristaux de quartz et de plagioclase montre que la Formation de Bernou est nettement plus jeune que la Formation de Kauputauch, datée à 2751,6 Ma (Moukhsil *et al.*, 2003). Cette datation indique également que la Formation de Bernou n'est pas non plus un équivalent stratigraphique des tufs rhyolitiques de la Formation de Kasak, reconnue autour du réservoir Opinaca, datés à 2704 Ma (David *et al.*, 2009). Les nouvelles données géochronologiques présentées ici suggèrent que la Formation de Bernou appartient au 2^e cycle volcanique du Groupe d'Eastmain dont la mise en place est comprise entre 2739 à 2720 Ma (Moukhsil *et al.*, 2003).

2007-JF-5016 : Diorite quartzifère à biotite du Batholite de Duxbury, feuillet SNRC 33C11

Géologie

Le Batholite de Duxbury est constitué de tonalite fortement foliée à gneissique, de tonalite et de granodiorite peu déformées et de diorite quartzifère massive à foliée (Verpaelst, 1977; Gauthier, 1981; Moukhsil *et al.*, 2001). La tonalite et la granodiorite peu déformées sont intimement associées. On les observe par endroits sous la forme d'injections multiples et elles contiennent jusqu'à 10 % d'enclaves d'amphibolite fortement déformées et migmatitisées. La diorite quartzifère est l'unité la moins déformée du Batholite de Duxbury. Elle se caractérise par une concentration élevée en titanite (< 10 %) et peut contenir jusqu'à 2 % de grenat. Par endroits, l'unité dioritique évolue graduellement vers une tonalite. L'échantillon de datation a été prélevé dans l'unité de diorite quartzifère riche en titanite au sud-ouest de la région du lac Bernou (SNRC 33C11), à 10 mètres à l'est de la route de la Baie-James.

Géochronologie

Les zircons récupérés appartiennent à une seule population morphologique constituée de prismes courts à section rectangulaire et à terminaisons asymétriques simples. Quelques individus montrent une évolution vers des formes cristallines plus complexes. À partir des cristaux de forme simple, on constate l'apparition de sections hexagonales et même octogonales, alors que les terminaisons deviennent plus complexes tout en conservant essentiellement la même morphologie.

L'analyse de cinq cristaux a donné des résultats identiques aux erreurs près et peu discordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre $2703,8 \pm 1,1$ Ma et $2707,6 \pm 0,8$ Ma (figure 7c). Ce dernier résultat n'a pas été utilisé pour effectuer le calcul de régression pour des motifs d'ordre statistique. L'âge de cristallisation obtenu pour l'intersection supérieure avec la courbe concordia est de $2704,7 \pm 0,9$ Ma.

Interprétation

La datation U-Pb de la tonalite gneissique du Batholite de Duxbury a donné un âge de 2709 ± 2 Ma (Gauthier, 1981). L'âge de $2704,7 \pm 0,9$ Ma obtenu pour la diorite quartzifère confirme que le Batholite de Duxbury se classe parmi les intrusions syntectoniques de la Ceinture d'Eastmain (Moukhsil *et al.*, 2003) et que sa mise en place s'étend sur au moins 10 Ma. Ces données géochronologiques indiquent également que les unités de composition intermédiaire ne constituent pas la base du Batholite de Duxbury, mais représentent plutôt des phases tardives qui coupent les unités tonalitiques et granodioritiques.

SGNO-2001-10 : Monzogranite pegmatitique du Batholite de Village, feuillet SNRC 33B06

Géologie

L'échantillon SGNO-2001-10 est un monzogranite pegmatitique provenant du Batholite de Village. Cette intrusion est constituée de trois unités (tonalite, granodiorite, monzogranite) liées entre elles par cristallisation fractionnée (Moukhsil et Doucet, 1999). Le batholite est formé principalement de tonalite (environ 70 % de la superficie), suivie par la granodiorite (25 %) et le monzogranite (moins de 5 %). Le monzogranite montre généralement une structure pegmatitique et se retrouve principalement dans la partie nord du feuillet 33B06. Une analyse géochronologique du faciès tonalitique suggère un âge de cristallisation de 2720 ± 2 Ma (Moukhsil, 2000), ce qui a permis à Moukhsil *et al.* (2003) de classer le Batholite de Village parmi les intrusions syntectoniques de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain. Ce même échantillon contenait également une population de zircons plus jeunes âgés d'environ 2697 Ma. L'analyse d'un grain de monazite indique un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2611 ± 2 Ma.

L'échantillon SGNO-2001-10 provient d'un affleurement localisé le long du rivage dans la partie centre-sud du lac Lichteneger, à moins de 1 km de la ligne de transport hydroélectrique.

Géochronologie

Cet échantillon a donné beaucoup de zircons idiomorphes sous la forme de prismes courts brunâtres. Les cristaux sont très altérés et fracturés, probablement à cause d'une forte concentration en uranium. La fraction non magnétique

contenait peu de zircons et les grains de qualité suffisante pour tenter l'abrasion et l'analyse étaient très petits.

Cinq cristaux uniques de zircon ont été analysés. Ils ont produit des résultats discordants, mais qui semblent s'aligner le long d'une ligne qui coupe la courbe concordia à $2697 +6/-4$ Ma et à 1757 ± 160 Ma (figure 7d). Ce dernier âge, correspondant à l'intersection inférieure, résulte probablement d'un épisode de perte de plomb causé par des processus de basses températures tels que l'altération des domaines métamictisés des zircons. L'âge associé à l'intersection supérieure représente l'âge approximatif de cristallisation du monzogranite.

Afin de mieux préciser cet âge, nous avons recherché des cristaux de monazite dans les fractions magnétiques obtenues lors du traitement de l'échantillon. Plusieurs petits grains arrondis, tous plus ou moins altérés, ont été identifiés. Les deux grains les moins altérés ont été analysés. Les données sont inversement discordantes (au-dessus de la courbe concordia) avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui s'accordent dans la limite des erreurs (figure 7d). L'âge moyen des monazites est de $2676,4 \pm 1,6$ Ma, donc plus jeune que celui indiqué par les zircons. L'interprétation la plus probable est que les monazites sont d'origine magmatique avec un âge de 2676 ± 2 Ma, donc nettement plus tardif que celui du monzogranite encaissant.

La forte teneur en uranium des monazites (1332-1335 ppm U) et leurs rapports Th/U élevés (23,5-27,9; tableau 2) indiquent qu'elles sont probablement d'origine magmatique et non métamorphique. Les rapports Th/U élevés de ce minéral conduisent à des excès de ^{206}Pb qui résultent de la désintégration du ^{230}Th , un isotope dans la chaîne de désintégration de ^{238}U , incorporé dans la structure la monazite lors de sa formation. Cette quantité ^{206}Pb s'ajoute au ^{206}Pb formé *in situ* lors de la désintégration du ^{238}U après la cristallisation de la monazite. Ce phénomène n'exerce une influence notable sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ au temps présent que pour des monazites âgées de moins de quelques centaines de millions d'années (déplacement vertical sur le diagramme concordia). Cet effet est négligeable pour les monazites archéennes à cause de leur grande concentration en plomb radiogénique. Les données ont été corrigées en soustrayant l'excès de ^{206}Pb calculé à partir du rapport Th/U des monazites et leur âge. La correction tient également compte du rapport Th/U du magma fixé à 4,2 en première approximation. Cette correction est très faible et ne correspond qu'à une variation de 0,3 Ma de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des monazites. La discordance inverse des monazites altérées est souvent observée dans les roches archéennes et résulte probablement d'une perte différentielle d'uranium. Cette perte peut avoir lieu durant le lavage des cristaux avant leur dissolution, de sorte qu'elle n'a pas d'influence sur les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Interprétation

L'âge de $2697 +6/-4$ Ma obtenu ici pour le monzogranite du Batholite de Village correspond à l'épisode le plus jeune

(environ 2697 Ma) reconnu dans le faciès tonalitique de la même intrusion (Moukhsil, 2000). Ces résultats suggèrent également que la cristallisation des monazites résulte de l'injection des poches de pegmatite, laquelle aurait suivi la mise en place du monzogranite d'environ 20 Ma.

2007-DB-1112 : Granodiorite massive du Pluton de Rotis, feuillet SNRC 33C10

Géologie

Le Pluton de Rotis est une nouvelle unité lithodémique définie par Bandyayera et Lacoste (2008) dans la moitié nord du feuillet 33C10. Il fait partie du cortège d'intrusions tarditectoniques qui se sont mises en place dans la zone de contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Ces intrusions recoupent à la fois le grain structural régional et les différentes unités des deux sous-provinces. Le Pluton de Rotis s'étend sur 40 km de longueur et 15 km de largeur. Il est constitué de granodiorite à hornblende, massive à faiblement foliée, homogène, moyennement à grossièrement grenue et légèrement magnétique. La roche contient jusqu'à 10 % de minéraux mafiques, dont 3 % de biotite. Le pluton est composé, par endroits, de phases de composition granitique caractérisées par une abondance de cristaux de feldspath potassique myrmékitique (30 à 50 %) de taille centimétrique (jusqu'à 4 cm). Cette phase contient souvent des amas de magnétite et elle est coupée par des dykes de pegmatite à magnétite. Ces pegmatites ou granites pegmatitiques sont similaires (pétrographiquement et géochimiquement) au Granite du Vieux Comptoir daté à 2618 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999). La zone de bordure du Pluton de Rotis présente jusqu'à 20 % d'enclaves métriques à hectométriques de paragneiss migmatitisés montrant un rubanement migmatitique et des plis pygmiques.

Un échantillon de la phase granodioritique homogène du Pluton de Rotis a été prélevé à l'est de la région du lac de Rotis (SNRC 33C11), en bordure du barrage hydroélectrique de la Sarcelle, dans le but de déterminer l'âge de la migmatitisation et de la mise en place des suites intrusives tardives de cette partie de la Baie-James.

Géochronologie

L'échantillon de granodiorite massive a fourni peu de zircons. Toutefois, même s'ils sont de couleur et d'aspect variable (d'incolore à blanc laiteux et brun foncé), ces zircons présentent des caractéristiques morphologiques essentiellement identiques. Il s'agit de prismes trapus à terminaisons courtes et asymétriques. Les cristaux ressemblent aux zircons provenant du Granite du Vieux Comptoir (Goutier *et al.*, 1999).

Sept analyses ont été effectuées sur différents types de cristaux. Les résultats démontrent qu'il s'agit de zircons riches en uranium (tableau 2) et que les cristaux blanchâtres sont métamictisés. Quatre des résultats les plus discordants et qui

présentent les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ les plus jeunes se distribuent sur une même droite (figure 7e). Le calcul de régression indique que l'intersection supérieure de cette droite avec la courbe concordia correspond à un âge de $2671,8 \pm 1,9$ Ma, lequel est interprété comme celui de la mise en place du granite. Trois analyses ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus anciens compris entre 2682,3 Ma et 2698,3 Ma qui s'apparentent aux âges des suites intrusives tardimigmatiques connues dans cette région (Goutier *et al.*, 2002).

Interprétation

L'âge de $2671,8 \pm 1,9$ Ma obtenu pour la mise en place de la granodiorite du Pluton de Rotis s'apparente aux âges des suites intrusives tardives de la Baie-James (Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2009). Cet âge correspond également à celui du Pluton de Bézier ($2674 \pm 1,9$ Ma), localisé au contact des sous-provinces de la Grande et d'Opinaca dans le feuillet 33G12 (Stamatelopoulou-Seymour *et al.*, 1989). Il est donc possible de rattacher le Pluton de Rotis au cortège d'intrusions tarditectoniques qui se sont mises en place dans la zone de contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande.

SGNO-2001-03: Dyke mafique tardif, gîte Eau Claire, feuillet SNRC 33B04

Géologie

Le gîte Eau Claire est une minéralisation aurifère d'importance localisée dans la ceinture de roches vertes de la Moyenne-Eastmain de la Sous-province de La Grande. Elle est décrite en détail dans les travaux de Shaw (1991), Jourdain et Morin (1999), Cadieux (2000) et Tremblay (2006). La minéralisation est associée à des veines de quartz-tourmaline pauvres en sulfures et à des schistes à actinote-tourmaline encaissés dans des volcanites mafiques et des roches métasédimentaires. Deux phases de déformation sont connues dans le secteur. La première est la plus intense et se traduit par une fabrique composite S0-S1. La seconde est associée à des plis droits d'orientation E-W faiblement plongeant vers l'ouest. Un clivage de plan axial E-W subvertical (S2) y est relié. La zone Eau Claire est située dans la charnière d'un de ces plis régionaux D2. Les veines, continues latéralement sur des longueurs de 90 à 150 m, ont une direction E-W avec des pendages de 45 à 50 ° vers le sud. L'altération associée aux veines varie selon la lithologie encaissante. Dans les métasédiments, une tourmalinisation se superposant à la foliation principale (S1) est observée, tandis que dans les métavolcanites mafiques, l'altération se présente sous la forme de schistes à actinote-tourmaline-biotite. On observe également des zones riches en or constituées de schistes à actinote-tourmaline. Ces zones, indépendantes des veines, sont orientées parallèlement à la fabrique S2 qui y est fortement développée. Elles pourraient correspondre à des dykes mafiques altérés et déformés. La

mise en place des veines serait tardive durant l'événement de déformation D1 ou précoce durant l'événement D2. La géométrie en échelon du système de veines suggère un groupe de veines en extension formées dans une zone de déformation tardi-D1. Le dépôt a été défini sur une longueur de 1,5 km et une profondeur de 750 m (Canova *et al.*, 2005). Eastmain Resources ont évalué des ressources indiquées de 1 029 332 t à une teneur 9,46 g/t Au, soit un total de 9642 kg (310 000 oz) Au (Canova *et al.*, 2005).

L'échantillon SGNO-2001-03 provient d'un dyke mafique porphyrique à phénocristaux de pyroxène faiblement altérés en actinote et en chlorite. Il est désigné sur le terrain comme un lamprophyre, mais l'absence de phénocristaux d'amphibole ou de biotite semble contredire cette observation (Tremblay, 2006). Le dyke possède une épaisseur d'environ 30 cm d'épaisseur et constitue 2 % de l'affleurement. Il coupe les roches métasédimentaires dans la partie nord de l'affleurement décapé principal (ligne 4+50W à 6+50W) qui expose la zone minéralisée du gîte Eau Claire (Jourdain et Morin, 1999; Cadieux, 2000; Moukhsil *et al.*, 2003; Tremblay, 2006). Du point de vue structural, ce dyke tardif coupe la schistosité régionale S1, la schistosité S2, ainsi qu'une veine de quartz-tourmaline aurifère associée à ce gisement. Cette datation vise à préciser l'âge minimal de ces événements.

Géochronologie

Seulement quelques dizaines de zircons ont été extraits de cet échantillon. Ils présentent des formes et des couleurs diverses : fragments incolores, cristaux idiomorphes incolores et grains arrondis bruns à incolores. La plupart des grains sont très fracturés. Typiquement, les zircons ne cristallisent pas dans les lamprophyres ou les dykes mafiques; on doit alors s'attendre à ce que la plupart des zircons recueillis représentent en fait des xénocristaux, surtout ceux qui montrent des formes arrondies.

Les analyses de quatre grains idiomorphes ont donné des résultats concordants (figure 7f). Trois données s'accordent bien avec un âge moyen de $2728,2 \pm 2,1$ Ma. La quatrième semble un peu plus jeune, mais elle est moins précise à cause d'un blanc analytique plus élevé. Ces zircons sont probablement des xénocristaux dont l'âge correspond à celui des roches encaissantes du dyke mafique. Une cinquième analyse d'un fragment est concordante avec un âge beaucoup plus jeune de 2609 ± 4 Ma. Dans la Province du Supérieur, des zircons aussi jeunes n'ont été retrouvés que dans les roches provenant de la croûte profonde. De telles roches sont exposées dans les secteurs fortement métamorphisés, tels que la Zone structurale de Kapuskasing. Si ce zircon est d'origine métamorphique, son rapport Th/U élevé indique qu'il s'est probablement formé dans les conditions du faciès des granulites. Il est également possible que ce zircon ait cristallisé à partir d'un magma mafique dans le manteau, donnant ainsi l'âge du dyke. Dans l'un ou l'autre des cas, l'âge de 2609 Ma représente l'âge maximal pour la mise en place du dyke.

Interprétation

La datation de ce dyke mafique visait à préciser l'âge minimal de la déformation D2 et de la mise en place des veines de quartz-tourmaline aurifères du gîte Eau Claire. Les données obtenues ne nous permettent pas de tirer de conclusions satisfaisantes à cet égard. D'une part, les analyses proviennent principalement de xénocristaux de qualité variable dont l'âge n'est pas représentatif de la mise en place de l'intrusion. D'autre part, l'écart entre l'âge maximal du dyke (2609 Ma) et l'épisode D2 estimé pour la ceinture de roches vertes de la Basse et de la Moyenne-Eastmain (2710 à 2697 Ma, Moukhsil *et al.*, 2003) est trop important pour être vraiment utile dans l'établissement d'une chronologie des événements de déformation et de minéralisation dans le secteur.

RÉFÉRENCES

- BANDYAYERA, D. – LACOSTE, P., 2008 – Géologie de la région du lac de Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-06, 15 pages, 3 cartes.
- CADIEUX, A.-M., 2000 – Géologie du gîte aurifère Eau Claire, propriété Clearwater, Baie James, Québec. Université Laval (Sainte-Foy, Québec); mémoire de maîtrise, 242 pages.
- CANOVA, E. – PERKINS, M.J. – ROBINSON, D., 2005 – Report on the 2004 exploration activities, Clearwater project (1170). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62416, 1112 pages, 59 plans.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec) – Carte synthèse – 23J, 23K, 23N et 23O. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 95-01, carte synthèse au 1/100 000.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – BANDYAYERA, D. – PILOTE, P. – DION, C., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-02, 17 pages.
- DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 2141-2149.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.

- FEDO, C.M. – SIRCOMBE, K.N. – RAINBIRD, R.H., 2003 – Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. In: Zircon (J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, editors). Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Mineralogical Society of America and Geochemical Society; 53, pages 277-303.
- GAUTHIER, G., 1981 – Application de la méthode de datation uranium-plomb aux zircons du Massif de Duxbury. Université de Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 161 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOSSELIN, C. – ROY, P. – DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2002-11, 38 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999 – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 99-18, 52 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- JAFFEY, A.H. – FLYNN, K.F. – GLENDENIN, L.E. – BENTLEY, W.C. – ESSLING, A.M., 1971 – Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ^{235}U and ^{238}U . Physical Review; volume 4, pages 1889-1906.
- JOURDAIN, V. – MORIN, Y., 1999 – Rapport sur les travaux d'exploration, phase « Été » et « Automne » 1999, projet Clearwater (1170), volume 1 et 2. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57517, 423 pages et 25 plans.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermer (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 97-11, 40 pages.
- MOUKHSIL, A., 2000 – Géologie de la région des lacs Pivert (33C/01), Anatacau (33C/02), Kauputauchechun (33C/07) et Wapamisk (33C/08). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2000-04, 48 pages.
- MOUKHSIL, A. – DOUCET, P., 1999 – Géologie de la région des lacs Village. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 99-04, 32 pages.
- MOUKHSIL, A. – VOICU, G. – DION, C. – DAVID, J. – DAVIS, D.W. – PARENT, M., 2001 – Géologie de la région de la Basse-Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2001-08, 52 pages.
- MOUKHSIL, A. – LEGAULT, M. – BOILY, M. – DOYON, J. – SAWYER, E. – DAVIS, D.W., 2003 – Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2002-06, 55 pages, 1 plan.
- PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve – Québec. Commission géologique du Canada; carte 1785A.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – MCNICOLL, V. – NADEAU, L. – SIMONEAU, J. – BÉCU, V. – GAUTHIER, M. – BANDYAYERA, D., 2008 – Géologie, structure et hydrothermalisme du gisement aurifère de classe mondiale Roberto, propriété Éléonore, Baie-James, Québec. Dans : Exploration 2008, Québec. Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, page 25.
- SCHOENE, B. – CROWLEY, J.L. – CONDON, D.C. – SCHMITZ, M.D. – BOWRING, S.A., 2006 – Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 70, pages 426-445.
- SHAW, C.J.S., 1991 – Structure, Metamorphism and Mineralisation of the L'Eau Claire Gold Prospect, Eastmain River Greenstone Belt, N. Quebec. University of Western Ontario, London, Ontario; mémoire de maîtrise, 150 pages.
- SIMARD, M., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. Dans : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, 196 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009 – Géologie de la région de la rivière Sérigny (SNRC 24C et 23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-02, 40 pages.
- STACEY, J.S. – KRAMERS, J.D., 1975 – Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. Earth and Planetary Science Letters; volume 26, pages 207-221.
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. – TUREK, A. – DOIG, R. – KUMARAPALI, S. – FOGAL, R., 1989 – First U-Pb zircon ages of granitoid plutons from the La Grande greenstone belt, James Bay area, New Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1068-1073.
- TREMBLAY, M., 2006 – Minéralisation et déformation du gîte aurifère de la Zone Eau Claire, propriété Clearwater, Baie James. Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 230 pages.
- VERPAELST, P., 1977 – Géochimie et géochronologie des roches granitiques et paragneissiques de la région de la rivière Eastmain inférieure, Province du Lac Supérieur. Université de Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 176 pages.

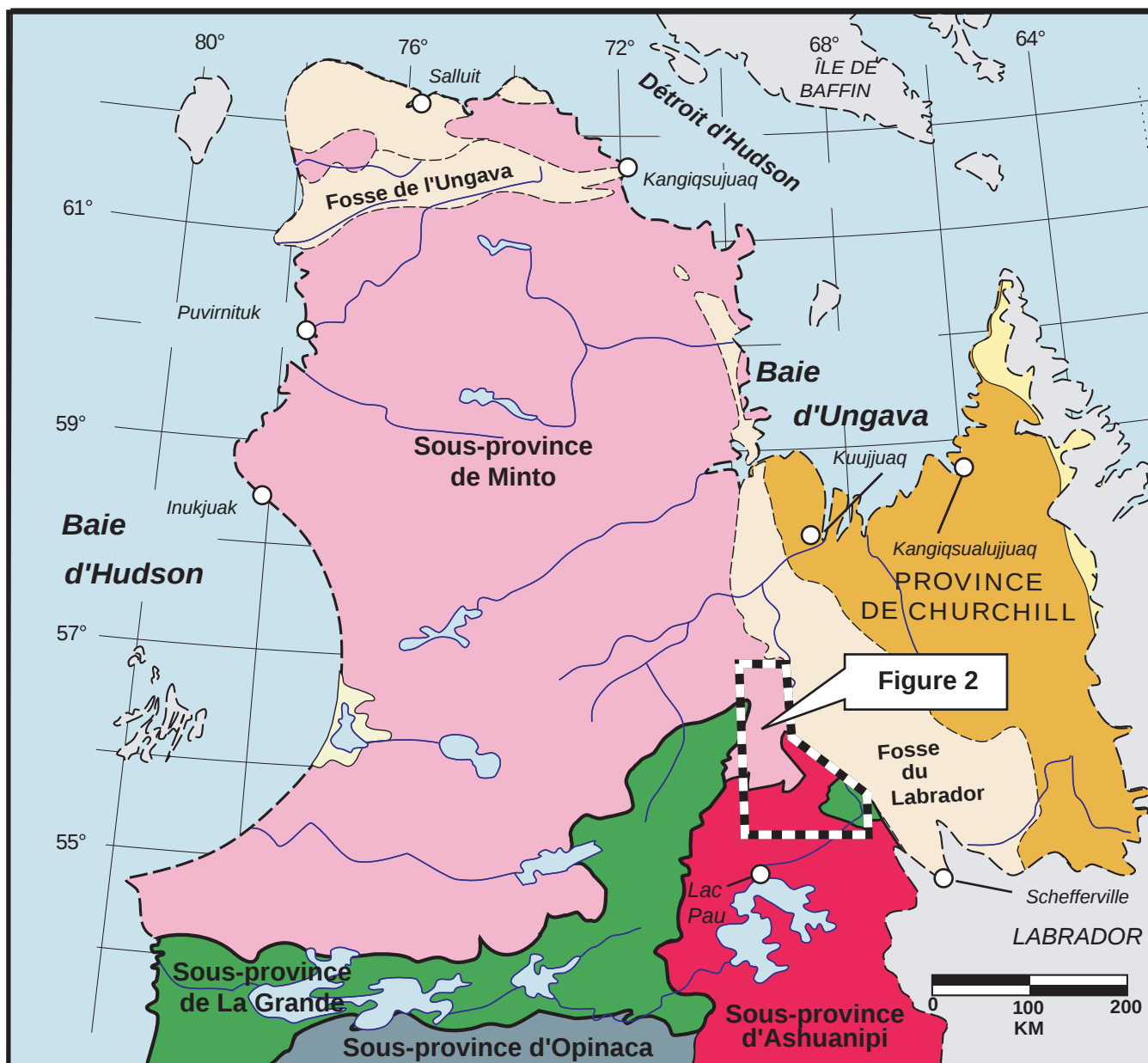


FIGURE 1 - Localisation de la région de la rivière Sérigny (figure 2) et des sous-provinces du nord-est de la Province du Supérieur.

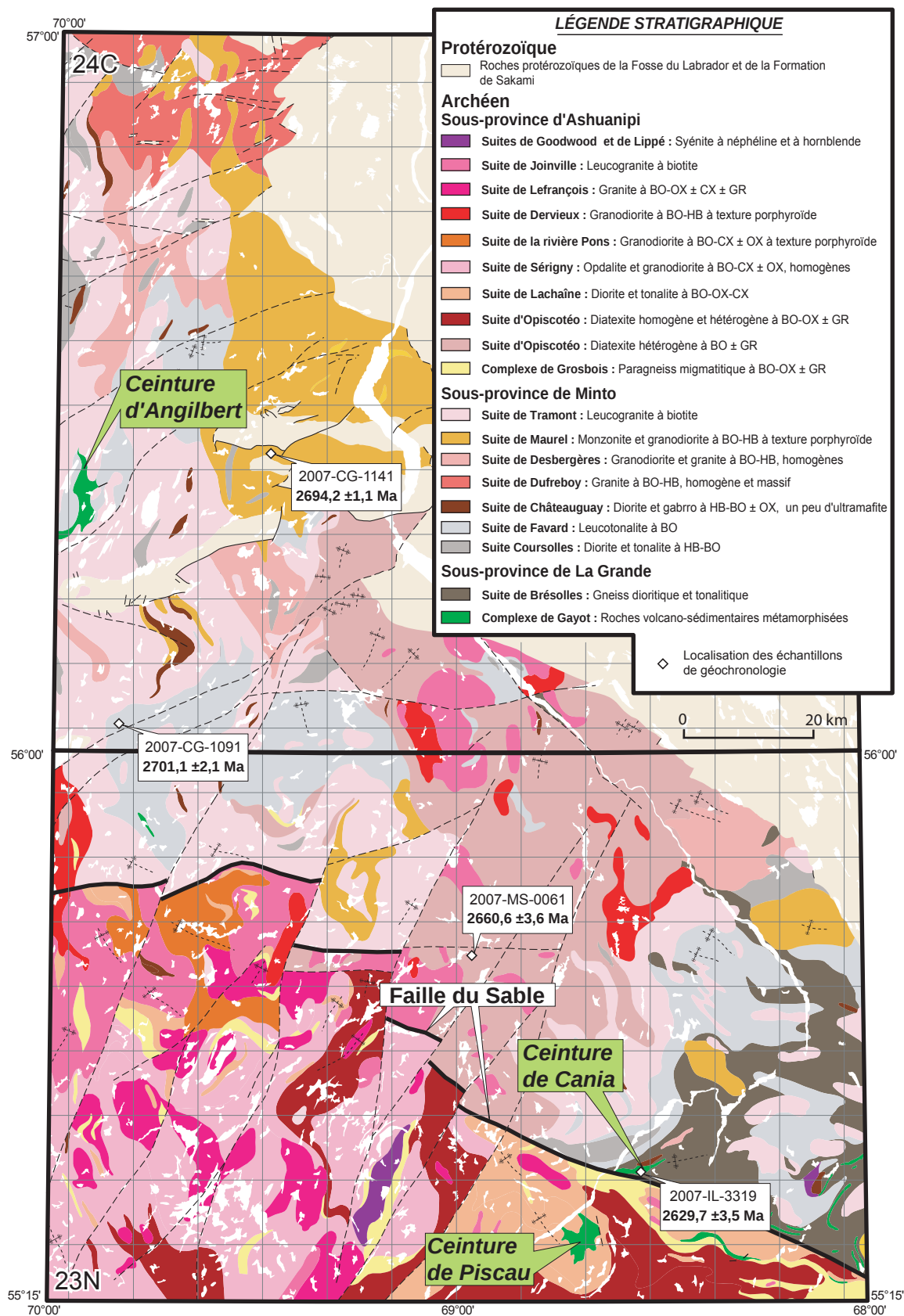


FIGURE 2 - Géologie simplifiée du secteur de la rivière Sérigny (feuilles SNRC 23N et 24C) avec la position des échantillons de géochronologie. Figure modifiée de Simard *et al.* (2009).

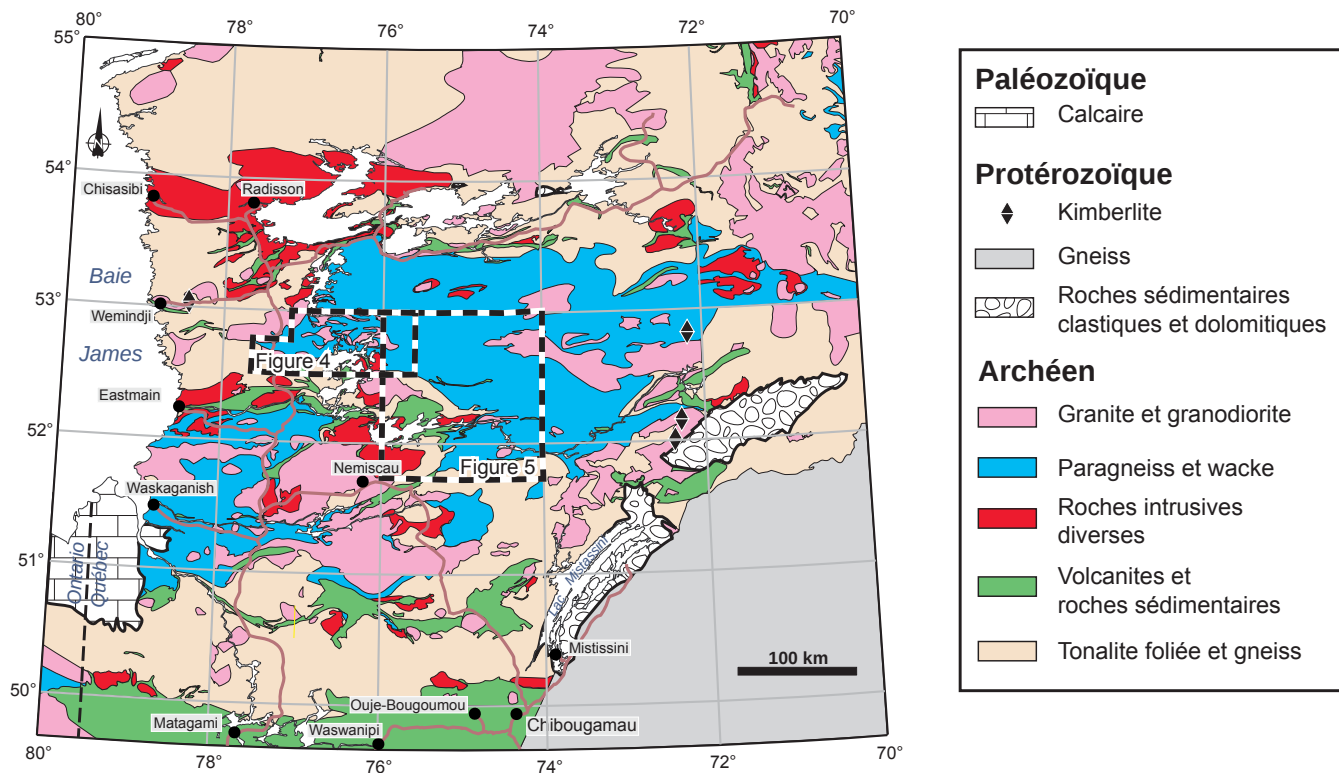


FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région de la Baie-James avec la position des secteurs Opinaca (figure 4) et de la Moyenne Eastmain (figure 5).

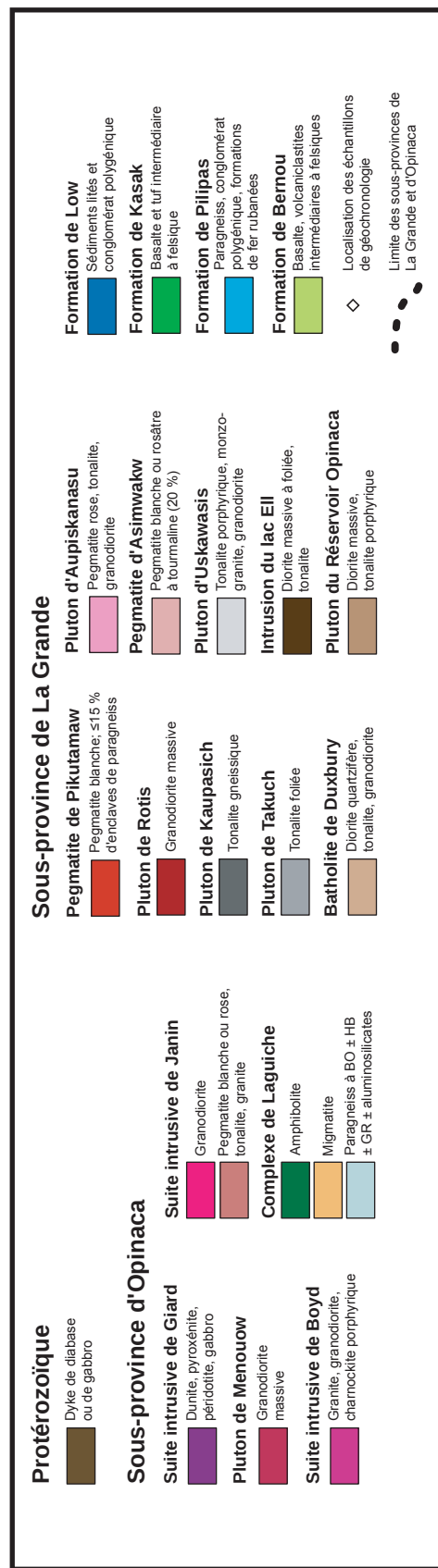
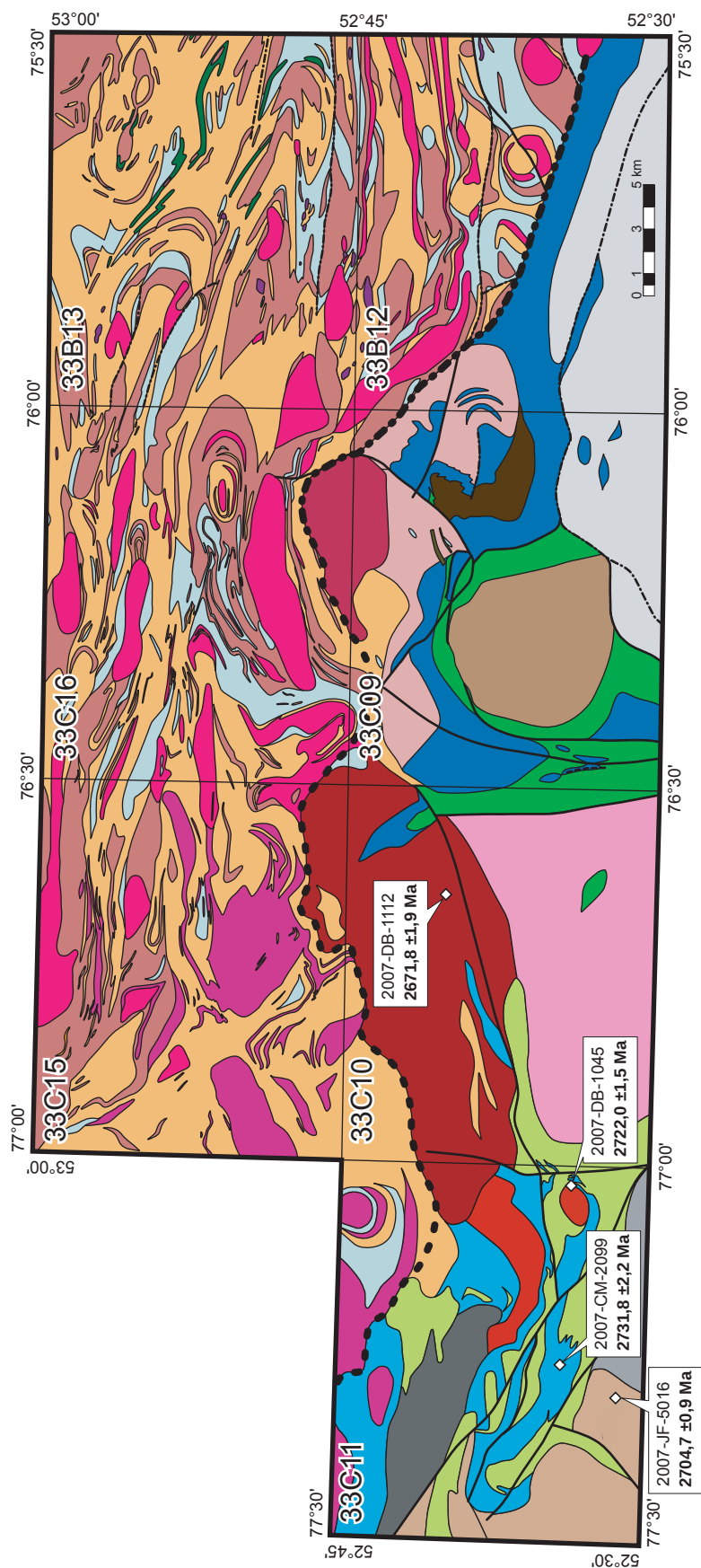


FIGURE 4 - Géologie simplifiée d'une partie des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca dans le secteur Opinaca avec la position des échantillons de géochronologie.

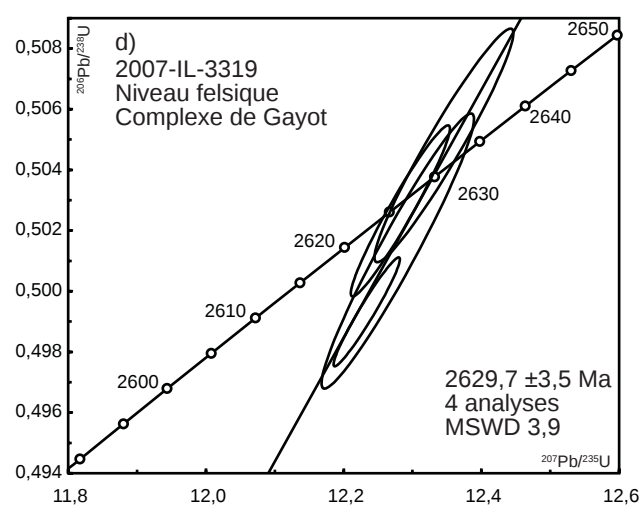
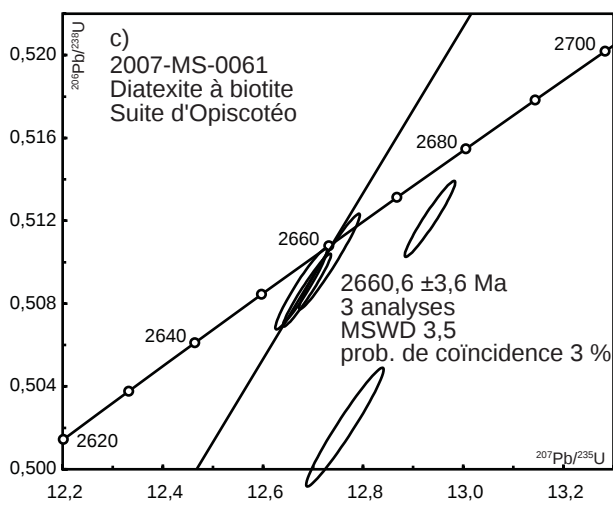
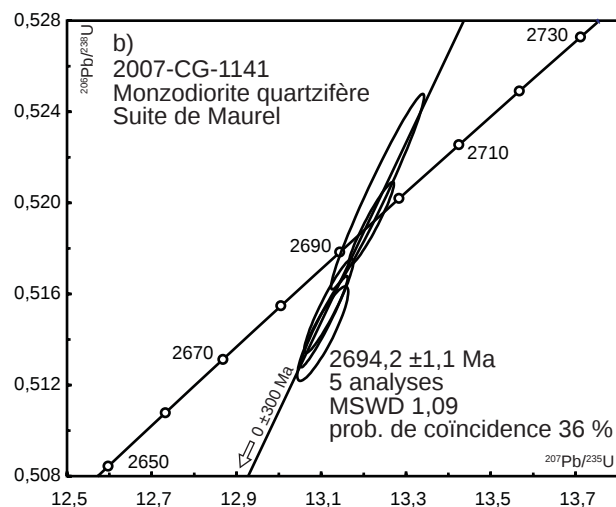
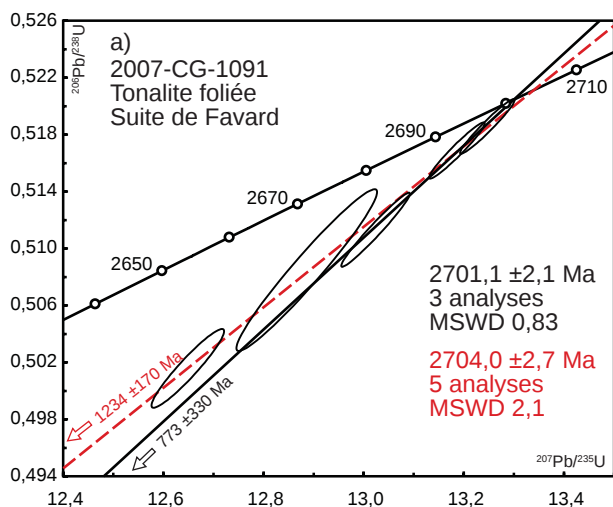


FIGURE 6 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance du secteur de la rivière Sérigny effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». En rouge, résultats des calculs de régression non retenus (se référer au texte).

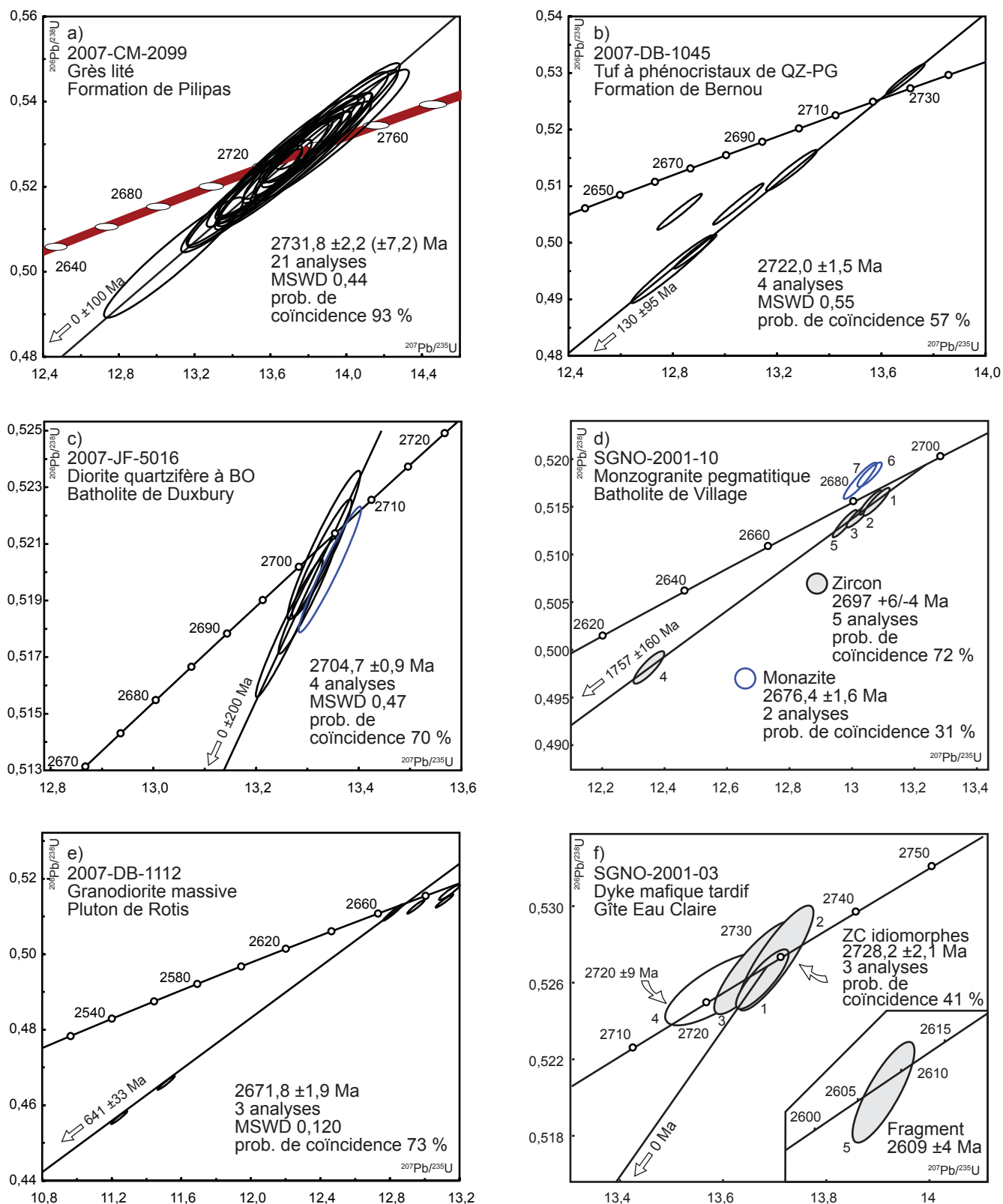


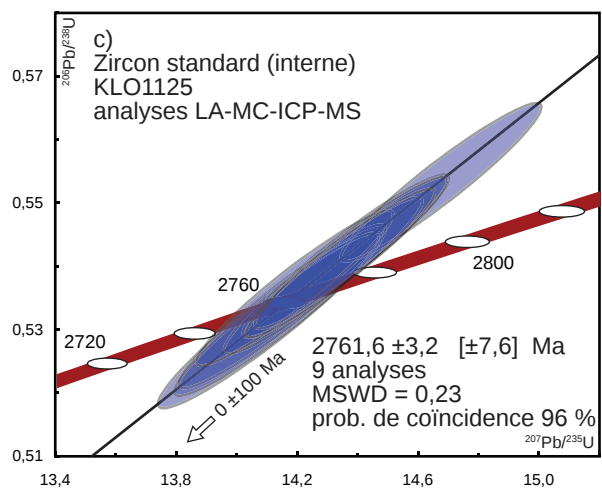
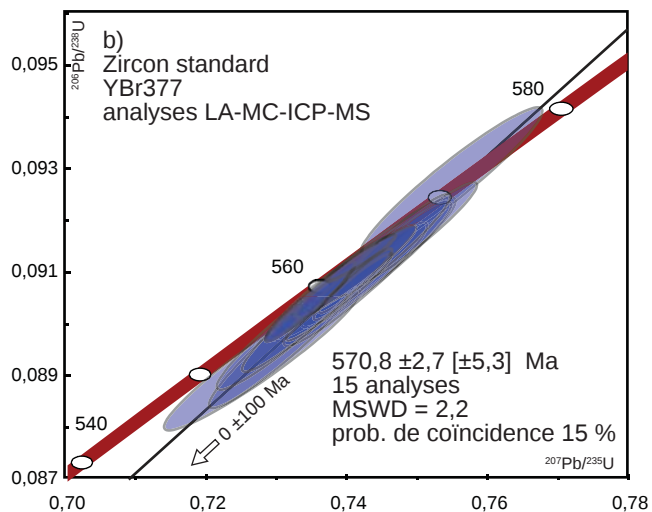
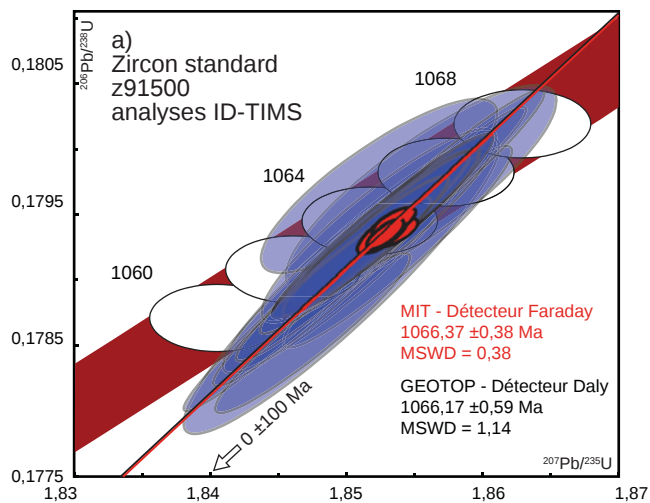
FIGURE 7 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance de la région de la Baie-James effectuées par la méthode ID-TIMS et LA-MC-ICP-MS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ».

TABLEAU 1 - Description, localisation et âge des échantillons

N° laboratoire	N° d'échantillon	Feuillet SNRC	Zone	Localisation (UTM NAD 83)	Unité stratigraphique/ lithodémique (code)	Lithologie	Âge
2007-CG-1091	2007-CG-1091A	24C04	19	447713 m E 6210342 m N	Suite de Favard - unité Afav1 Leucotonalite à biotite foliée et granitisée	Tonalite foliée	2701,1 ±2,1 Ma (âge de cristallisation)
2007-CG-1141	2007-CG-1141A	24C06	19	470888 m E 6252219 m N	Suite de Maurel - Amau Granodiorite, monzodiorite, monzonite et granite à BO-HB à texture porphyroïde	Monzodiorite quartzifère porphyroïde	2694,2 ±1,1 Ma (âge de cristallisation)
2007-MS-0061	2007-MS-0061A	23N10	19	502037 m E 6173654 m N	Suite d'Opiscotéo - unité Aopi7 Diatexite de composition tonalitique à granitique	Diatexite à BO	2660,6 ±3,6 Ma (âge de cristallisation)
2007-IL-3319	2007-IL-3319B	23N07	19	528657 m E 6140873 m N	Complexe de Gayot - unité Agat1 Roches volcano-sédimentaires dominées par du basalte et caractérisées par des laves komatiitiques	Niveau felsique dans la Ceinture de Cania	2629,7 ±3,5 Ma (âge de cristallisation)
2007-CM-2099	2007-CM-2099A3	33C11	18	346960 m E 5826715 m N	Formation de Pilipas - unité Apil3 : wacke, grès et schistes	Grès lité	2731,8 ±2,2 Ma (âge maximal)
2007-DB-1045	2007-DB-1045A	33C11	18	362903 m E 5825032 m N	Formation de Bernou - unité Abeu3 : volcanoclastites finement grenues, tuf à cristaux, à lapillis ou à blocs	Tuf à phénocristaux de QZ-PG	2722,0 ±1,5 Ma (âge de cristallisation)
2007-JF-5016	2007-JF-5016A	33C11	18	343525 m E 5820769 m N	Batholite de Duxbury - unité Adxb3 : diorite quartzifère	Diorite quartzifère à BO	2704,7 ±0,9 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-2001-10	1998-AM-1269	33B06	18	488975 m E 5790450 m N	Batholite de Village - unité Avil3 : monzogranite pegmatitique	Monzogranite pegmatitique	2697 +6/-4 Ma (âge de cristallisation) 2676,4 ±1,6 Ma (intrusion de pegmatites)
2007-DB-1112	2007-DB-1112A2	33C10	18	390615 m E 5836267 m N	Pluton de Rotis - Arti : granodiorite massive à faiblement foliée, localement granite	Granodiorite massive	2671,8 ±1,9 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-2001-03	1997-MG-1364	33B04	18	444365 m E 5785466 m N	Dyke mafique	Dyke mafique tardif, gîte Eau Claire	2728,2 ±2,1 Ma (xénocristaux) 2609 ±4 Ma (âge maximal)

ANNEXE 1

Diagrammes concordia des analyses des zircons standards : a) z91500; b) YBr377; c) zircon standard interne KLO1125. Ces analyses ont été effectuées au GEOTOP par les méthodes ID-TIMS (z91500) et LA-MC-ICP-MS (YBr377 et KLO1125).



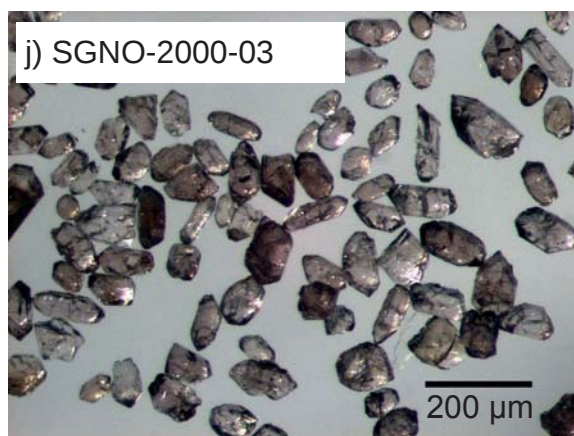
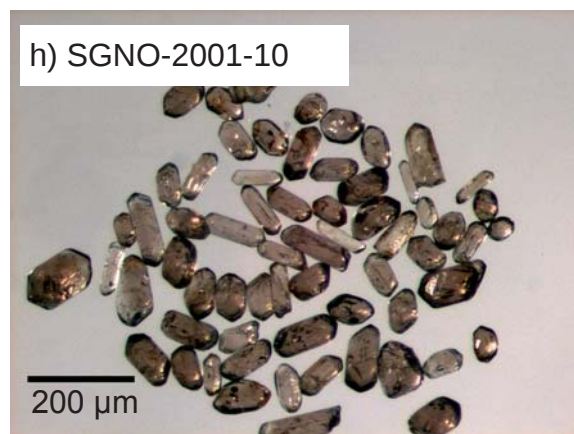
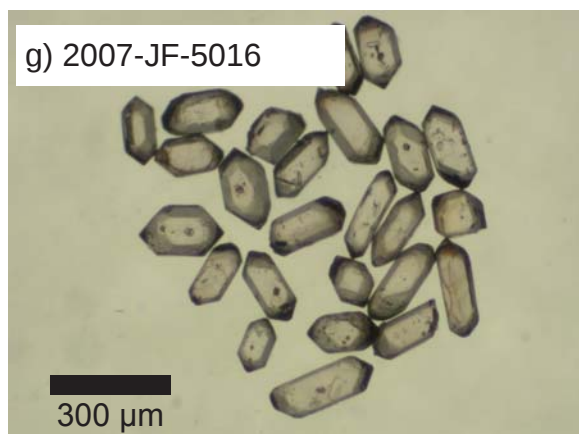
ANNEXE 2 - Photographies

Photographies (a à f) de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.



ANNEXE 2 - Photographies (suite)

Photographies (g à j) de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.



ANNEXE 3 - Photographies

Photographies en cathodoluminescence de quelques zircons caractéristiques de l'échantillon de grès lité 2007-CM-2099.

