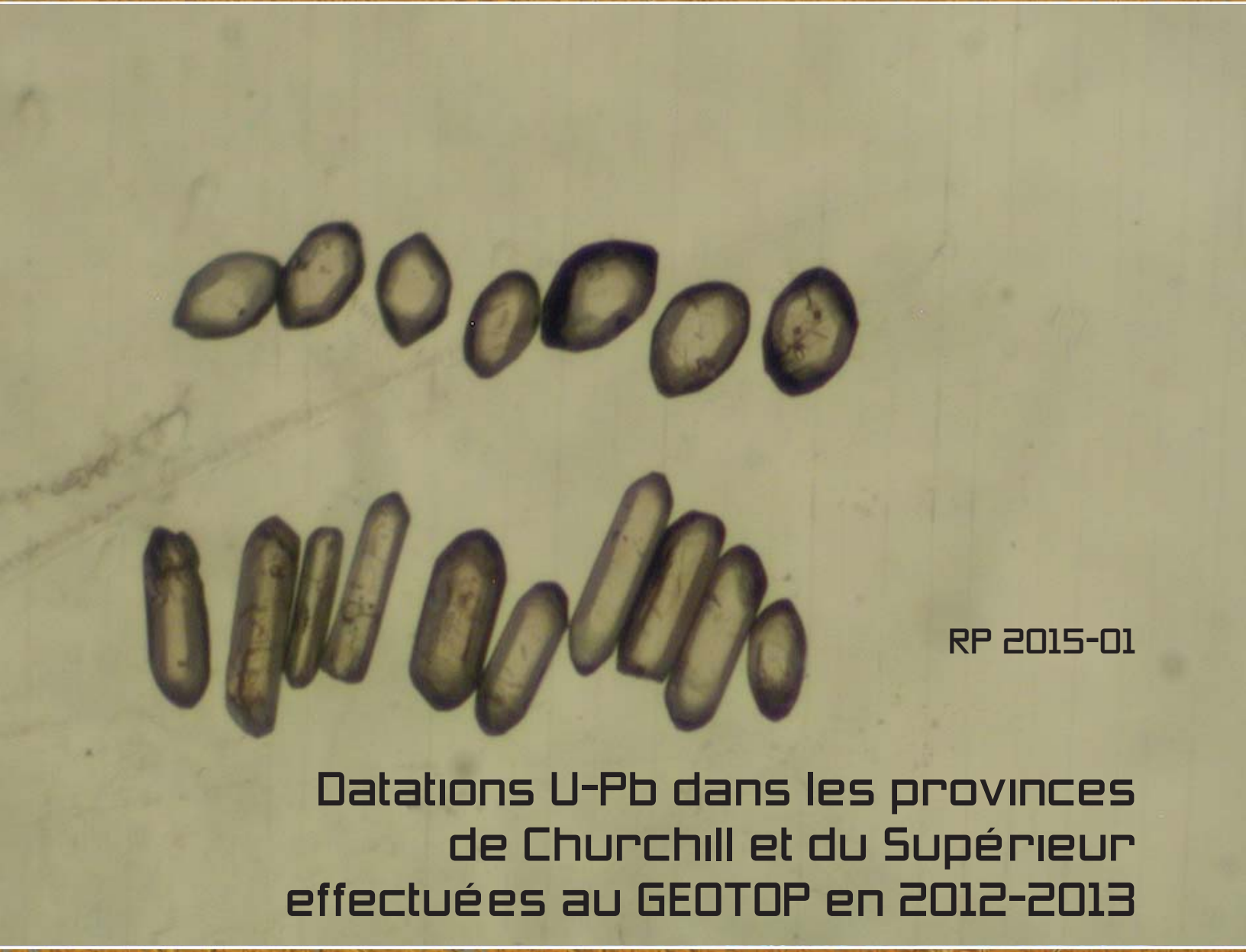




RP 2015-01

Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013

Lars Eivind Augland (GEOTOP), Jean David (GEOTOP-MERN), Pierre Pilote,
François Leclerc, Jean Goutier, Hanafi Hammouche, Isabelle Lafrance,
Francis Talla Takam, Pierre-Luc Deschênes, Mehdi Guemache (MERN)

Coordonnateur : Francis Talla Takam

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Lecture critique

Claude Dion, ing.

Auteurs

Lars Eivind Augland, Jean David géo., Pierre Pilote, ing., François Leclerc, géo., Jean Goutier, géo.,
Hanafi Hammouche, géo., Isabelle Lafrance, géo., Francis Talla Takam, géo., Pierre-Luc Deschênes, ing.,
Mehdi Guemache, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013

Lars Eivind Augland (GEOTOP), Jean David (GEOTOP-MERN), Pierre Pilote, François Leclerc, Jean Goutier, Hanafi Hammouche, Isabelle Lafrance, Francis Talla Takam, Pierre-Luc Deschênes, Mehdi Guemache (MERN)

Coordonnateur : Francis Talla Takam

RP 2015-01

Mots-clés : géochronologie, U-Pb, zircon, Churchill, La Grande, Opinaca, Abitibi, Archéen, Paléoproterozoïque

Résumé

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb sur zircons pour 17 échantillons en provenance des provinces géologiques de Churchill et du Supérieur analysés en 2012-2013 dans les laboratoires du GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. Un échantillon a été prélevé dans le secteur du lac Saffray dans la Province de Churchill, alors que ceux de la Province du Supérieur proviennent des sous-provinces de La Grande (quatre échantillons), d'Opinaca (un échantillon) et de l'Abitibi (11 échantillons, dont trois ne contenaient pas de zircon). Les analyses ont été effectuées par dilution isotopique (ID-TIMS). Deux âges de mise en place ont été précisés par ablation laser (LA-HR-ICP-MS).

Province de Churchill, secteur du lac Saffray

Un échantillon de tonalite blanchâtre du Complexe de Qurlutuq (2012-MS-0036A, SNRC 24G14) a fourni des âges archéens compris entre 2756 Ma et 2855 Ma, similaires à ceux obtenus dans les gneiss du Complexe d'Ungava. Cette datation vient appuyer l'hypothèse que les migmatites dérivent de la fusion partielle des gneiss archéens.

Province du Supérieur, sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, secteur des lacs Sauvolles et de la Frégate

La datation d'une tonalite à biotite de l'Intrusion de Kamusaawach dans la Sous-province de La Grande (2012-JG-1195A, SNRC 33H04) a fourni un âge de cristallisation de $2831,0 \pm 0,6$ Ma. Une monzodiorite quartzifère du Pluton de la Frégate dans la Sous-province d'Opinaca (2012-JG-1120A, SNRC 33G02) a donné un âge de mise en place de $2710,4 \pm 2,4$ Ma.

Province du Supérieur, Sous-province de La Grande, secteur de La Grande 4

Une monzodiorite quartzifère du Batholite de Polaris (2012-AK-4049A, SNRC 33H14) a donné deux âges. L'âge le plus jeune à $2700,4 \pm 2,4$ Ma est interprété comme l'âge de cristallisation. La mise en place du Batholite de Polaris serait donc contemporaine à celle de la Suite de Maurel qui contient des roches intrusives felsiques et intermédiaires d'aspect similaire. Le deuxième âge de $2716,4 \pm 1,8$ Ma est interprété comme l'âge d'une composante plus ancienne qui aurait été remobilisée.

Une intrusion de tonalite coupant la Formation de Keyano (2012-HH-2131A, SNRC 33H14) a donné un âge de cristallisation de 2649 ± 6 Ma. Cette datation permet de mieux contraindre l'âge minimal de déposition des sédiments de la Formation de Keyano (< 2710 Ma). Une autre intrusion felsique de composition tonalitique (2012-PB-1140B, SNRC 33H11) qui coupe les metabasites du Groupe de Guyer a fourni un âge de cristallisation de 2640 ± 7 Ma.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Malartic

Deux forages réalisés par la société Niogold ont été échantillonnés pour datation. Un tuf intermédiaire de la Formation d'Héva provenant du forage MB-12-336 (SNRC 32C04) a été daté à 2702 ± 4 Ma. Cet âge de mise en

place permet d'étendre la Formation d'Héva vers l'ouest au-delà du lac De Montigny. Un dyke de tonalite provenant du forage CW-11-050 (SNRC 32D01) a fourni un âge de mise en place de 2678 ± 4 Ma.

Une dacite sphérolitique de la Formation d'Héva (2012-PP-0001A, SNRC 32D01) n'a donné aucun résultat significatif compte tenu de l'importante incertitude entourant les âges obtenus. Il en est de même pour un échantillon de tonalite porphyrique à grain grossier (2012-MC-3132A, SNRC 32D01). Les résultats préliminaires obtenus ne sont pas conformes avec l'histoire géologique de cette partie de la Sous-province de l'Abitibi.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Chapais-Chibougamau

Une granodiorite du Pluton d'Anville (2012-YD-2676A, SNRC 32G11) a fourni un âge de mise en place de $2714,8 \pm 0,6$ Ma. Cet âge est comparable à celui des phases précoces du Pluton de Chibougamau (2715 ± 1 Ma et $2714+3/-2$ Ma). Le Pluton d'Anville peut donc être considéré comme une intrusion synvolcanique.

Une carbonatite du Complexe alcalin du lac Lacroix (2003-CG-4001A, SNRC 32G03) a donné un âge de mise en place de $2687,8 \pm 2,8$ Ma. Avec un âge de cristallisation de 2631 ± 8 Ma, la syénite quartzifère provenant du Stock de Dolodau (2012-YD-2605A, SNRC 32G14) constitue l'intrusion archéenne la plus jeune du secteur de Chapais-Chibougamau. Un échantillon d'arénite arkosique de la Formation de Daubrée (2009-FL-9015A, SNRC 32G15) n'a fourni aucun zircon.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de la rivière Octave

Un tuf felsique de la Formation de la Rivière Octave (2012-PL-1025A, SNRC 32D15) a donné un âge de mise en place de $2726,3 \pm 2,4$ Ma, et est donc contemporaine au Groupe de Normétal ($2728 +3/-2$ Ma).

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Rouyn-Noranda

Deux échantillons du Groupe de Blake River, une dacite (2012-JG-9246A, SNRC 32D06) et une rhyolite (2012-JG-9247A, SNRC 32D06), n'ont fourni aucun zircon.

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 de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). Dix-sept échantillons ont été prélevés et traités en 2012 afin d'en récupérer les minéraux lourds et d'effectuer des travaux de datation isotopique. De ce nombre, quatorze échantillons ont donné des résultats exploitables. L'origine et la localisation des échantillons sont données au tableau 1.

Plus de cinquante analyses individuelles ont été réalisées par la méthode de dilution isotopique. Les zircons de deux échantillons, soit un gneiss (2012-MS-0036) provenant de la Province géologique de Churchill et une tonalite (2012-JG-1120) provenant de la Sous-province d'Opinaca, ont été analysés par ablation laser (LA-HR-ICP-MS, *Laser Ablation-High Resolution-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) pour vérifier les âges de mise en place ou de fusion tardive. Les zircons de ces deux échantillons ont été préalablement observés en imagerie par cathodoluminescence pour examiner leurs structures internes.

Le choix et la récolte des échantillons, la description du contexte géologique et l'interprétation des données analytiques sont la responsabilité des géologues du MERN.

PROCÉDURE ANALYTIQUE

Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons

Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau avec une brosse pour éviter toute contamination liée à la poussière ou aux saletés. Dans un premier temps, les échantillons ont été pulvérisés en utilisant l'appareil *Selfrag* (voir plus loin la section « Modifications technologiques »). Sept échantillons n'ayant pas fourni de zircons ou qui contenaient des zircons en quantité trop faible ont été à nouveau broyés dans les installations du GEOTOP par la méthode traditionnelle. Lors de cette opération, les parties mobiles des appareils ont été rigoureusement nettoyées avec une brosse métallique (meuleuse électrique) afin d'éviter toute contamination associée au traitement des échantillons précédents. L'échantillon est réduit à l'état de gravier à l'aide d'un concasseur à mâchoires. L'utilisation d'un pulvérisateur à disques (*Bico disk mill*) permet ensuite d'obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable moyen à fin. Une première étape de concentration des minéraux lourds est effectuée en utilisant une table à secousses de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour n'en conserver que le matériel dont la granulométrie est inférieure à 200 µm. La deuxième étape de

concentration est effectuée en utilisant une liqueur dense d'iodure de méthylène ($d = 3,33$). Finalement, les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons non magnétiques et diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire et sélectionnés en fonction de leur qualité (absence de microfracture, d'évidence d'altération et d'inclusion) pour ensuite être classés suivant leurs critères typologiques tels la morphologie, le développement de faces cristallines et la couleur. Les photos de l'annexe 2 présentent les zircons sélectionnés à cette étape (loupe binoculaire en lumière transmise).

Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS)

Afin d'améliorer la concordance des analyses effectuées par ID-TIMS, la surface des zircons sélectionnés doit être préalablement éliminée par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamictisée souvent affectée par une perte de Pb. Alternativement, les zircons peuvent être traités par la méthode d'abrasion chimique proposée par Mattinson (2005). Les cristaux sont d'abord placés dans un four à 1000 °C pendant plus de 72 heures, ce qui entraîne une réparation partielle des dommages à la structure cristalline associés à la présence d'uranium. Ils sont ensuite soumis à une dissolution partielle dans une solution de HF concentrée-HCl 6 N (1/4) pendant 10 à 12 heures dans des capsules en téflon placées dans un four à 195 °C.

À la suite de l'un ou de l'autre de ces traitements, les zircons sont nettoyés à l'acide nitrique (HNO_3 4 N) dans un bain ultrasonique. Les cristaux choisis sont finalement placés dans des capsules de dissolution en téflon dans lesquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques milligrammes d'un traceur isotopique (*spike*) composé de $^{202-205}\text{Pb}$ et $^{233-235}\text{U}$, pour être mis au four à 195 °C. Les produits de décomposition sont ensuite traités avec de l'acide chlorhydrique (HCl) pour assurer une dissolution complète. Les solutions sont subséquentement purifiées pour le plomb et l'uranium en employant des colonnes chromatographiques utilisant des résines d'échange anionique en mode chlorhydrique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée par l'utilisation de capsules de dissolution et de colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination en Pb commun (le « blanc »).

Le plomb et l'uranium en solution sont déposés par la suite sur un même filament de rhénium dans un mélange de gel de silice et d'acide phosphorique. Les analyses sont effectuées en mode statique avec des détecteurs Faraday ou en mode dynamique à l'aide d'un compteur d'ions Daly d'un spectromètre de masse VG Sector 54. Une correction de 11 ns pour le temps mort est appliquée au comptage du photomultiplicateur. Ce facteur de correction a été déterminé en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500. Les correc-

tions pour la discrimination thermique des masses et celle du détecteur sont déterminées directement à partir de la mesure du rapport $^{202}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ du traceur inclus dans chaque analyse ou évalué à 0,15 %/AMU pour le Pb si la précision du rapport $^{202}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ est insuffisante. Cette dernière correction a été établie en utilisant les étalons de plomb NIST SRM981 et SRM982. Pour l'uranium, la valeur de fractionnement est en moyenne de 0,15 %/AMU et a été obtenue *in situ* pour chacune des analyses à l'aide du traceur $^{233-235}\text{U}$. Les facteurs de correction ont été subséquentement confirmés par l'analyse du zircon standard z91500 pour lequel nous avons obtenu un âge de $1066,2 \pm 0,6$ Ma, lequel se compare avec l'âge de $1066,4 \pm 0,4$ Ma obtenu par Schoene *et al.* (2006).

Les données brutes provenant du spectromètre de masse ont été traitées à partir des algorithmes proposés par Schmitz et Schoene (2007). Les âges ont été établis en utilisant les calculs de régression linéaire basés sur la méthode modifiée de York (1969). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération : 1) les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb; 2) la discordance des résultats par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la courbe concordia. Lorsque les données se distribuent à proximité ou sur la courbe concordia, l'intersection supérieure est calculée en forçant l'extrémité inférieure de la droite de régression vers un âge de 0 Ma. La validité statistique de ces calculs s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence (*fit*) qui devrait normalement être d'environ 0,50. Néanmoins une valeur de 0,10-0,15 est statistiquement acceptable (voir Ludwig, 2009 pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1 σ (intervalle de confiance de 65 %) alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2 σ (2 écarts-types correspondant à un intervalle de confiance de 95 %).

Modifications méthodologiques

Pulvérisation électrique

Une première modification a été apportée en ce qui a trait au traitement des échantillons pour la récupération des minéraux lourds. Une nouvelle méthode de pulvérisation des échantillons a été mise à l'essai : le *Selfrag* (www.selfrag.com/application-area.php). L'appareil, disponible à l'Université Queen's de Kingston en Ontario, applique une décharge électrique à très haute tension à un échantillon d'environ 2 kg plongé dans l'eau. Cette méthode a pour effet de briser les liens physiques à entre les grains constituant la roche. Il s'agit d'une technique rapide qui permet de minimiser la contamination de l'échantillon lors de la manipulation. Par contre, l'expérience nous permet de constater que ce procédé génère des échantillons présentant une granulométrie très hétérogène et qui doivent donc être tamisés au préalable avant de passer à l'étape de la table à secousses. On constate à ce stade une perte de matériel, correspondant parfois à plus de la moitié de l'échantillon. En conclusion, si l'on choisit de poursuivre avec cette méthode,

il serait préférable à l'avenir de traiter un échantillon plus volumineux (deux à trois fois plus). La réduction de la taille des morceaux placés dans l'appareil pourrait également en augmenter l'efficacité.

L'utilisation du *Selfrag* semble cependant moins adaptée au traitement des échantillons de volcanites felsiques. Ce type de roche à granulométrie très fine n'a pas tendance à se fragmenter facilement pour produire un sable fin en quantité suffisante. Sachant que les zircons présents dans les échantillons de volcanites sont généralement peu abondants et de petite taille, nous favorisons la méthode standard pour la séparation des minéraux lourds provenant de ces roches.

Abrasion chimique

Depuis près d'une trentaine d'années, la méthode d'abrasion à l'air (Krogh, 1982) est employée pour retirer la surface extérieure des zircons. Cette surface est considérée comme la portion la plus métamictisée des cristaux et est responsable du phénomène de perte de Pb, principale cause des résultats discordants. Les travaux de Mattinson (2005) ont permis de démontrer que le phénomène de métamictisation n'est pas exclusivement restreint à la surface des cristaux, mais affecte également l'intérieur de ceux-ci. Pour pallier à cette situation, Mattinson (2005) a mis au point une procédure de traitement des zircons par « abrasion chimique ». Ce nouveau protocole, même s'il demande plus de temps de préparation, est plus efficace et a été utilisé pour les échantillons de l'année 2012-2013 au GEOTOP. Il s'agit essentiellement de faire subir aux cristaux une étape de « recuit » à très haute température dans le but d'isoler les zones cristallines non métamictisées. Par la suite, une dissolution partielle du zircon est effectuée pour permettre d'éliminer préférentiellement les zones métamictisées. Les cristaux analysés à la suite de ce procédé produisent généralement des résultats moins discordants et surtout plus cohérents pour différents cristaux appartenant à un même événement de cristallisation.

Production d'un nouveau traceur isotopique $^{202-205}\text{Pb}$ – $^{233-235}\text{U}$

La solution de traçage isotopique (*spike*) utilisée pour les analyses géochronologiques a été préparée en 1987, année de l'installation du premier spectromètre à ionisation thermique (TIMS) au GEOTOP. La quantité minimale de solution restante nous a obligés à préparer un nouveau traceur. Il s'agit d'un travail laborieux qui demande la plus grande attention afin d'obtenir une solution calibrée avec grande précision et un niveau de contamination en Pb commun minimal. Le nouveau traceur isotopique diffère de l'ancien par le fait qu'une quantité d'isotope de ^{202}Pb non naturel a été ajoutée à l'isotope ^{205}Pb . Une telle solution permet de calibrer les analyses isotopiques, mais également d'établir et de vérifier le facteur de correction pour le fractionnement des isotopes du plomb en cours d'analyse.

Analyse par ablation laser

Un nouveau protocole pour la méthode d'analyse par ablation laser est en cours de développement. Deux nouveaux appareils sont maintenant disponibles dans les laboratoires du GEOTOP. Un spectromètre de masse à source plasma équipé d'un secteur magnétique (Nu Atom HR) est couplé à un système d'ablation laser Photon Machine G2. Ce dernier est équipé d'une cellule d'ablation Helix à double chambres et d'un laser Excimer de 193 nm ayant une pulsion de 4 ns. Le traitement des résultats analytiques est effectué avec le logiciel Lolite 2.5 (Paton *et al.*, 2010), un programme spécialement conçu pour les analyses assujetties aux variations temporelles lors de l'acquisition des données (*time resolved acquisition*) alors que le faisceau laser pénètre dans le cristal et que les conditions analytiques sont modifiées. Le travail se poursuit pour obtenir une méthode pleinement fonctionnelle et au point. Par contre, les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont exacts comme le démontrent les résultats provenant des analyses du standard interne de zircon KLO1125 pendant les différentes sessions de mesure. Les résultats ont donné un âge de $2759,7 \pm 5,3$ Ma (annexe 1), comparable à celui établi par les analyses par dilution isotopique à 2761 ± 1 Ma. Les résultats sont cependant inversement discordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plus anciens que les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ce qui indique que l'on doit poursuivre le travail de calibration des facteurs de fractionnement de l'uranium et du plomb.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

Le tableau 1 résume les résultats des analyses isotopiques et donne la localisation des échantillons, laquelle est également illustrée aux figures 1, 3, 4, 5, 6 et 7. Les résultats des analyses ID-TIMS sont présentés au tableau 2 (erreurs à 2σ). Les résultats des analyses LA-HR-ICP-MS sont donnés au tableau 3 (erreurs à 1σ). Les résultats sont illustrés sous la forme de diagrammes concordia et d'histogrammes (figures 8, 9, 10, 11, 12 et 13). L'annexe 2 expose les photographies des zircons extraits des différents échantillons, alors que les images en cathodoluminescence de certains zircons sont montrées à l'annexe 3.

Province de Churchill, secteur du lac Saffray

La partie sud-est de la Province de Churchill comprend trois entités géologiques. La Zone noyau, au centre, correspond à un craton archéen déformé et remanié au Paléoprotérozoïque. Elle est bordée à l'ouest et à l'est par les unités paléoprotérozoïques déformées de la Fosse du Labrador et de l'Orogène des Torngat respectivement. La cartographie de l'été 2012 couvre une partie de la Zone noyau, ainsi que

la portion orientale de la Fosse du Labrador correspondant à la Zone de Rachel-Laporte. L'échantillon prélevé pour datation provient de la Zone noyau (figure 1).

2012-MS-0036A : Tonalite blanchâtre, Complexe de Qurlutuq, feuillet SNRC 24G14

Géologie

Le Complexe de Qurlutuq est une unité de roches migmatitiques considérées comme provenant de la fusion partielle des grandes unités de gneiss archéen trouvées dans la région (Complexe d'Ungava). L'avancée de la migmatitisation pourrait aussi être à l'origine de la mise en place des grandes masses de granite et de tonalite blanchâtres observées au sud de l'unité de migmatites (Suite d'Aveneau). L'échantillon daté provient d'un gros affleurement constitué d'une roche blanchâtre de composition tonalitique qui montre un rubanement migmatitique ondulant et irrégulier produit par de nombreux schlierens de biotite provenant de l'assimilation presque complète des enclaves. L'objectif de cette analyse est de dater l'âge de la migmatitisation, probablement protérozoïque, et de vérifier la présence possible de zircons hérités qui pourraient provenir des gneiss archéens.

Géochronologie

L'échantillon traité a fourni des zircons en abondance. Les grains présentent plusieurs morphologies (photo 1 de l'annexe 2). Le type le plus abondant est constitué de cristaux prismatiques, incolores et limpides montrant des faces cristallines complexes et des sections prismatiques de longueur très variable. Il est aussi possible de distinguer des xénocristaux très limpides et de différentes tailles. Ces cristaux se caractérisent parfois par la présence de faces cristallines organisées de façon très aléatoire. L'image en cathodoluminescence de la structure interne des zircons (photo 1 de l'annexe 3) montre des cristaux luminescents où une zonation par secteur se superpose à des vestiges de zonation oscillatoire. La superposition de ces deux types de zonation est interprétée comme une évidence d'une recristallisation partielle à l'état solide résultant du métamorphisme des zircons d'origine magmatique (photo 1 de l'annexe 3). La presque totalité des zircons contiennent des noyaux de dimension variable et pratiquement non luminescents, ce qui laisse croire une origine mixte. Quelques rares cristaux montrent une bordure très luminescente qui coupe les structures plus anciennes (photo 2 de l'annexe 3).

Cinq fractions de zircons ont été analysées. Trois étaient constituées d'un cristal unique, alors que les deux dernières fractions étaient constituées de trois et quatre cristaux. Les résultats analytiques de l'ensemble des fractions sont discordants et ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 2526 Ma et 2799 Ma. Les résultats sont colinéaires et ont permis d'effectuer un calcul de régression avec une intersection supérieure à 2813 ± 20 Ma et une intersection

inférieure à environ 1,5 Ga (figure 8a). Ce dernier âge représente l'effet du métamorphisme paléoprotérozoïque à environ 1,8 Ga couplé à l'influence d'une perte en Pb plus récente, alors que l'âge de 2813 ± 20 Ma est interprété comme l'âge moyen du protolite archéen.

Afin de mieux préciser l'âge du protolite et de préciser l'âge de l'événement thermique à l'origine de la recristallisation, une vingtaine de zircons ont été analysés par ablation laser. Les résultats analytiques, présentés sur le diagramme de la figure 8b, indiquent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 2756 Ma et 2855 Ma. L'analyse d'un zircon non luminescent (photo 1 de l'annexe 3; analyse no 9), ne présentant aucune des caractéristiques des autres cristaux récupérés, a donné des résultats discordants de 9,7 % qui ont permis de calculer un âge protérozoïque à 1886 Ma. Comme les zircons semblent avoir été affectés par une recristallisation à l'état solide, il est impossible de distinguer l'âge de chacun des épisodes de cristallisation en examinant la distribution des résultats sur le diagramme concordia de la figure 8b. Un calcul de régression comprenant l'ensemble des résultats montrant des âges archéens a permis d'obtenir une intersection supérieure à 2828 ± 14 Ma et une intersection inférieure à 570 ± 440 Ma. Le premier âge est similaire à celui obtenu à partir des analyses par dilution isotopique. Par contre, l'âge de l'intersection inférieure à environ 500 Ma est nettement plus jeune et permet de constater que la portion interne des zircons analysés par ablation laser est très peu affectée par un éventuel événement thermique protérozoïque autour de 1,8 à 1,9 Ga qui aurait pu être la cause d'une remobilisation importante du protolite archéen. La meilleure hypothèse qui peut être avancée en fonction des résultats obtenus est que l'épisode métamorphique responsable de la remobilisation de la tonalite est d'âge archéen. Même avec un faisceau laser de 30 μm , l'examen des cristaux montre que plus de la moitié des sites analysés par ablation laser ont intersecté plus d'une zone de zircon. Conséquemment, les résultats obtenus peuvent être d'origine mixte. Un traitement statistique de déconvolution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ludwig, 2009) a été effectué pour mieux mettre en évidence les diverses populations d'âge. Ce traitement (figure 8c) met en évidence l'existence de trois modes à 2834 ± 6 Ma, 2809 ± 7 Ma et 2772 ± 9 Ma. La meilleure interprétation qui puisse être avancée en se basant sur ces résultats est que le protolite de la tonalite blanchâtre s'est mis en place à 2834 ± 6 Ma, pour être ensuite affecté par un événement thermique à 2809 ± 7 Ma.

Interprétation

Les âges archéens compris entre 2756 Ma et 2855 Ma obtenus pour cet échantillon sont similaires à ceux obtenus dans les gneiss du Complexe d'Ungava et confirment les âges de 2663 Ma à 2922 Ma obtenus précédemment dans le Complexe de Qurlutuq (Davis *et al.*, 2014; Machado *et al.*, 1989). Ces âges appuient l'hypothèse que cette migmatite est dérivée de la fusion partielle d'un gneiss archéen. L'incer-

titude sur l'âge paléoprotérozoïque obtenu, autour de 1,8 à 1,9 Ga, ne permet pas de tirer de conclusion sur l'âge de la migmatitisation. Les datations antérieures avaient toutefois indiqué des âges de 1808 Ma (Machado *et al.*, 1989) et de 1818 Ma (Davis *et al.*, 2014). Ces âges protérozoïques ont été interprétés comme étant l'âge du métamorphisme et pourraient représenter l'âge de l'épisode de fusion partielle à l'origine des migmatites du Qurlutuq, événement qui se serait produit entre 1820 Ma et 1805 Ma selon Simard *et al.* (2013).

Province du Supérieur, sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, secteur des lacs Sauvrolles et de la Frégate

2012-JG-1195A : Tonalite à biotite, Intrusion de Kamusaawach, feuillet SNRC 33H04

Géologie

L'Intrusion de Kamusaawach se situe au SW du lac Sauvrolles et à 40 km au sud du réservoir La Grande 4 dans la Sous-province de La Grande (partie SW du feuillet 33H, figure 3). Elle a été définie en 2012 à partir des affleurements bordant le lac Kamusaawach (Goutier *et al.*, en préparation). Cette unité est principalement composée de tonalite à biotite et magnétite, avec plus ou moins de hornblende. La roche, à grain fin à moyen, est foliée à gneissique. L'échantillon provient d'une tonalite à biotite foliée contenant des traces de hornblende et sans magnétite qui affleure sur une île de la partie SW du lac Kamusaawach.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon de tonalite à biotite a permis de récupérer des zircons en abondance. Les cristaux présentent deux types morphologiques (photo 2 de l'annexe 2). Le premier type est constitué de prismes allongés à section hexagonale, incolores ou brunâtres avec des terminaisons asymétriques. Le deuxième type est représenté par des cristaux ovoïdes, limpides et incolores avec des faces cristallines passablement émoussées.

Trois fractions ont été constituées à partir de deux à cinq cristaux de la première population. Les résultats analytiques sont concordants considérant les erreurs et indiquent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'environ 2831 Ma. Présentés sur le diagramme concordia (figure 9a), les résultats se regroupent et ont été utilisés pour calculer un âge concordia qui tient compte de l'ensemble des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ainsi que des erreurs associées (voir Ludwig, 2009). L'âge de $2831,0 \pm 0,6$ Ma (MSWD de 0,63; probabilité de 0,97) obtenu est légèrement plus jeune que la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Par ailleurs, cet âge concordia est identique à celui indiqué par l'intersection supérieure de la droite de régression calculée à partir des trois résultats analytiques

en forçant l'intersection inférieure à 0 ± 100 Ma. L'âge de $2831,0 \pm 0,6$ Ma est considéré comme l'âge de cristallisation de la tonalite.

Interprétation

Cette datation isotopique à $2831,0 \pm 0,6$ Ma indique la présence d'une intrusion de tonalite mésoarchéenne dans la région du lac Sauvolles. Cet âge se compare à ceux d'une granodiorite au nord du lac Menarik plus à l'ouest (feuillet 33F06, 2832 ± 5 Ma, Goutier *et al.*, 1998), ainsi qu'aux roches de la Suite de Brésolles au NE de la Sous-province de La Grande (2833 ± 5 Ma, David *et al.*, 2009a) et de l'Intrusion d'Orsigny ($2823,1 \pm 7,4$ Ma, David et Augland, inédit 2014) au NE du lac Sauvolles. Notons que l'Intrusion de Kamusaawach est plus vieille que les volcanites du Groupe de Guyer (2820 Ma à 2806 Ma, Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011a; David *et al.*, 2012), mais plus jeune que les volcanites de la Formation de Rouget (2845 ± 6 Ma, Davis *et al.*, 2014) observées dans le même secteur.

2012-JG-1120A : Monzodiorite quartzifère, Pluton de la Frégate, feuillet SNRC 33G02

Géologie

Le Pluton de la Frégate est une intrusion coupant les roches du Complexe de Laguiche dans la partie centre-nord de la Sous-province d'Opinaca (figure 3). L'intrusion affleure sur les îles et le rivage du lac de la Frégate (Goutier *et al.*, en préparation). Le Pluton de la Frégate est composé principalement de monzodiorite et de monzonite quartzifère porphyroïdes à phénocristaux de feldspath potassique. L'échantillon prélevé pour la datation provient d'une île de la partie est du lac. Il est composé d'une monzodiorite quartzifère à hornblende, biotite et magnétite, à grain moyen à grossier. Les phénocristaux d'orthose sont environ deux fois plus gros que la matrice. La roche contient aussi 2 % d'enclaves centimétriques de hornblendite et de diorite. Celles-ci ont soigneusement été enlevées lors de l'échantillonnage sur le terrain et la préparation de l'échantillon.

L'objectif de cette datation est de déterminer l'âge minimal des paragneiss du Complexe de Laguiche, puisqu'on trouve des enclaves de cette unité dans le pluton. Cette datation visait également à comparer l'âge du Pluton de la Frégate avec les intrusions porphyroïdes de composition intermédiaire à felsique qui sont relativement communes dans les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (par ex. le Pluton de Radisson, le Batholite de Polaris et la Suite de Bezier).

Géochronologie

Les zircons récupérés à la suite du traitement de cette monzodiorite quartzifère sont prismatiques, translucides et légèrement brun rougeâtre (photo 3 de l'annexe 2). Ils sont

rectangulaires en section et parfois presque tabulaires avec des terminaisons émoussées. On trouve aussi une deuxième population constituée de grains incolores et très limpides caractérisés par des faces cristallines ne présentant aucune organisation. Ces derniers ont été interprétés comme des cristaux d'origine mixte constitués de noyaux plus anciens enveloppés d'une surcroissance peut-être associée à un événement thermique tardif. L'examen par cathodoluminescence de la structure interne (photo 3 de l'annexe 3) d'une vingtaine de cristaux de la première population démontre qu'ils sont caractérisés par une zonation de type oscillatoire typique des zircons d'origine magmatique. Quelques cristaux contiennent des noyaux montrant une zonation en secteur. Ces grains ne montrent pas de surcroissance bien développée qui pourrait être associée à un événement tardif de cristallisation.

Quatre fractions de zircons ont été analysées, dont trois constituées d'un seul cristal, et une comprenant trois cristaux. Une première analyse (analyse no 2) a donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2571 ± 1 Ma, significativement plus jeune que les trois suivantes. Ce résultat serait peut-être causé par une perturbation thermique postérieure à la mise en place de l'intrusion. Une autre analyse (analyse no 1) est caractérisée par une très faible concentration en uranium, ce qui a pour effet de réduire considérablement la précision analytique. De plus, ce résultat est inversement discordant. Les deux derniers résultats s'alignent pratiquement sur une même droite. En fixant l'intersection inférieure à 0 ± 200 Ma, l'intersection supérieure de la droite de régression avec la courbe concordia indique un âge de $2710,4 \pm 2,4$ Ma avec un MSWD de 1,09 (figure 9b). Cette estimation est interprétée comme l'âge de cristallisation de la monzodiorite. La différence entre les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus anciens obtenus pour les analyses nos 1 et 4 par rapport à ceux des analyses nos 2 et 3 est interprétée comme le résultat de la combinaison de pertes de plomb moderne et ancienne ou de l'existence d'un événement de cristallisation plus jeune.

Dans le but de tester cette dernière hypothèse, les terminaisons de 20 cristaux et de quelques noyaux ont été analysées par la méthode d'ablation laser. Les résultats analytiques ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 2700 Ma et 2763 Ma. Plusieurs résultats sont inversement discordants, comme on peut le constater sur le diagramme de la figure 9c. Il est particulièrement intéressant de noter que les âges provenant du cœur et de la portion externe des zircons illustrés sur l'image en cathodoluminescence (photo 3 de l'annexe 3) sont identiques à environ 2715 Ma. L'ensemble des âges a été traité statistiquement et les résultats sont présentés sur un diagramme de probabilité-densité (figure 9d). Deux groupes d'âge sont visibles avec des modes à 2706 ± 8 Ma et 2722 ± 4 Ma. Aucun âge pouvant être associé à un événement de cristallisation plus récent n'a pu être mis en évidence. L'âge de $2710,4 \pm 2,4$ Ma obtenu par dilution isotopique est donc retenu comme celui de mise en place du Pluton de la Frégate.

Interprétation

Ces résultats nous permettent de conclure qu'il existe plusieurs générations d'intrusions de composition intermédiaire à felsique à structure porphyroïde dans la Bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG). Une première génération regroupe la monzodiorite porphyrique au nord du lac Menarik (feuillet 33F06; $2712,4 \pm 1,4$ Ma, Davis *et al.*, 2005) et le Pluton de Radisson (feuillet 33F; $2712 \pm 2,3$ Ma, Mortensen et Ciesielski, 1987). Le Pluton de la Frégate à $2710,4 \pm 2,4$ Ma ferait partie de ce groupe, tout comme l'Intrusion de Moly (unité Amol2) de composition granodioritique (feuillet 33G16; $2710,2 \pm 4,3/-2,6$ Ma, Chapon, 2011). L'unité Apol2 du Batholite de Polaris (feuillet 33H; $2700,4 \pm 2,4$ Ma, cette étude) est nettement plus jeune, de même que la Suite de Bezier (feuillet 33G; 2674 ± 12 Ma, St. Seymour *et al.*, 1989). Toutefois, un nouvel échantillon de la Suite de Bezier a été prélevé en 2014 pour valider la datation de St. Seymour *et al.* (1989) en raison des doutes soulevés sur la nature exacte et la localisation de l'échantillon prélevé par ceux-ci.

La datation à $2710,4 \pm 2,4$ Ma du Pluton de la Frégate permet aussi de préciser l'âge minimal des paragneiss du Complexe de Laguiche. Jusqu'à maintenant, les datations du Complexe de Laguiche se limitaient à une datation préliminaire de zircons détritiques à $<2648 \pm 50$ Ma (affleurement 1998-JG-2274, feuillet 33F09; Machado, inédit 1999) et à des âges minimaux de $2671,6 \pm 1,8$ Ma (David *et al.*, 2011b), 2668 Ma (âge sur monazite; Wodicka *et al.*, 2009) et $2665,9 \pm 4,3$ Ma (Morfin *et al.*, 2013), correspondant au début de la migmatisation des paragneiss. Cette partie du bassin de Laguiche est également plus ancienne que les unités sédimentaires de la BVRLG (<2710 Ma, Formation de Keyano, Davis *et al.*, 2014; <2702 Ma, Formation de Marbot, David *et al.*, 2011a).

Province du Supérieur, Sous-province de La Grande, secteur de La Grande 4

2012-AK-4049A : Monzodiorite quartzifère, Batholite de Polaris, feuillet SNRC 33H14

Géologie

L'échantillon prélevé pour datation provient de l'unité porphyroïde du Batholite de Polaris. Ce pluton est peu ou pas déformé et affleure dans la partie est du feuillet 33H14 (figure 4). Sa composition varie de granodiorite à monzodiorite quartzifère. La roche échantillonnée est une monzodiorite quartzifère porphyroïde qui contient 20 % de phénocristaux de feldspath potassique et 20 % de hornblende et de biotite. La datation de ce pluton devrait permettre de vérifier s'il est possible de rattacher cette intrusion aux roches intrusives de la Suite de Bezier (feuillet 33G; 2674 ± 12 Ma, St. Seymour *et al.*, 1989) ou du Pluton de

Radisson (feuillet 33F; $2712 \pm 2,3$ Ma, Mortensen et Ciesielski, 1987) qui présentent des caractéristiques similaires.

Géochronologie

Les zircons récupérés de cet échantillon ont des morphologies passablement hétérogènes (photo 4 de l'annexe 2). Les grains forment des prismes courts ou allongés idiomorphes, rougeâtres à bruns et sont légèrement métamictisés. On trouve aussi des cristaux idiomorphes rougeâtres plus trapus. La presque totalité des zircons contiennent des inclusions en abondance. Quelques cristaux présentent également des noyaux incolores plus anciens.

Cinq fractions analytiques ont été analysées. Deux fractions ne contiennent qu'un seul zircon, alors que les trois autres sont constituées de deux à trois grains. La première analyse (analyse no 4) a donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2711 Ma. Ce résultat est cependant très discordant (17 %) et le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Pb radiogénique sur Pb commun) est très faible. Par contre, ce résultat est colinéaire avec les autres résultats et permet de mieux préciser l'intersection inférieure de la droite discordia. Les quatre autres résultats se positionnent plus près de la courbe concordia et ont permis de calculer deux droites de régression distinctes. L'une des intersections supérieures a donné un premier âge à $2716,4 \pm 1,8$ Ma (MSWD de 2,1), et la seconde un âge plus jeune à $2700,4 \pm 2,4$ Ma (MSWD de 1,1; figure 10a). Les deux âges ainsi obtenus sont distincts. L'âge de $2700,4 \pm 2,4$ Ma est statistiquement plus représentatif et est interprété comme l'âge de cristallisation de la monzodiorite. Le deuxième âge, plus ancien, est interprété comme l'âge d'une composante héritée vraisemblablement remobilisée.

Interprétation

L'unité porphyroïde du Batholite de Polaris montre de fortes similitudes avec les intrusions de la Suite de Bezier (feuillet 33G; 2674 ± 12 Ma, St. Seymour *et al.*, 1989), particulièrement du point de vue structural (structure porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique) et compositionnel (la hornblende comme minéral ferromagnésien dominant). Toutefois, l'âge de cristallisation obtenu ($2700,4 \pm 2,4$ Ma) montre que le Batholite de Polaris s'est mis en place au moins 14 Ma plus tôt que ces intrusions (voir également la discussion précédente touchant le Pluton de la Frégate). Cela implique un événement magmatique différent de celui ayant conduit à la mise en place de la Suite de Bezier. Le Batholite de Polaris serait plutôt contemporain de la Suite de Maurel de la Sous-province de Minto qui contient des roches intrusives felsiques et intermédiaires d'aspect similaire. Cette unité, introduite par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot, a donné des âges de mise en place compris entre 2707 et 2686 Ma (David *et al.*, 2009b, Simard, 2008, Simard *et al.*, 2009).

2012-HH-2131A : Dyke de tonalite coupant la Formation de Keyano, feuillet SNRC 33H14

Géologie

L'échantillon provient d'un niveau felsique exposé dans la partie sud du feuillet 33H14 (figure 4). Ce niveau avait été initialement interprété comme un tuf felsique à yeux de quartz interstratifié avec les metabasites de l'unité Aky3 de la Formation métasédimentaire de Keyano. L'analyse de cet échantillon avait pour but de dater la mise en place de la Formation de Keyano ou encore de vérifier la possibilité que l'unité de metabasite puisse constituer une partie du Groupe de Guyer (2820-2815 Ma, Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011a et 2012) exhumé à la faveur d'un important mouvement vertical le long de failles. À la suite de la réinterprétation de ce niveau comme une unité intrusive coupant la Formation de Keyano (<2710 Ma, Davis *et al.*, 2014), cette datation devrait maintenant permettre de déterminer l'âge minimal des roches sédimentaires de la Formation de Keyano.

Géochronologie

La deuxième phase de broyage de l'échantillon a permis de récupérer plusieurs espèces minérales dont du rutile, de la titanite, de la molybdénite et de la muscovite en abondance. La minéralogie et les microstructures de cet échantillon permettent de croire qu'il s'agit d'une intrusion tardive. Plusieurs petits cristaux de zircon ont été récupérés (photo 5 de l'annexe 2). Ils sont incolores, avec des sections prismatiques moyennement allongées et des faces cristallines de type (110). Les cristaux contiennent systématiquement des inclusions incolores.

Neuf fractions constituées d'un à trois cristaux ont été analysées. Les trois premières fractions (analyses nos 1, 2 et 3) ont donné des résultats inversement discordants qui sont attribués à des erreurs analytiques importantes lors de l'acquisition des isotopes d'uranium. Malgré cela, ces analyses ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui se recoupent, soit entre 2657 ± 6 Ma et 2665 ± 9 Ma. Deux autres analyses ont produit des résultats discordants à partir desquels un calcul de régression linéaire a permis d'obtenir une intersection supérieure représentant un âge de 2707 ± 7 Ma. Quatre analyses supplémentaires montrent également des résultats discordants. Une ligne de régression passant par les analyses nos 1 et 5 (figure 10b) permet d'obtenir une intersection supérieure à 2649 ± 6 Ma (MSWD de 0). Cet âge pourrait représenter l'âge de mise en place de la lithologie felsique. Les relations de terrain semblent favoriser cette dernière hypothèse.

Interprétation

L'âge de cristallisation obtenu (2649 ± 6 Ma) est de presque 200 Ma plus jeune que l'âge de mise en place

des volcanites du Groupe de Guyer. L'analyse chimique et les microstructures de l'échantillon daté montrent qu'il s'agit plutôt d'une roche intrusive felsique recristallisée de composition tonalitique. Cette dernière s'est injectée dans les metabasites parallèlement à la foliation ou a été transposée dans celle-ci. Cette datation permet de déterminer l'âge minimal des sédiments de la Formation de Keyano (<2710 Ma, Davis *et al.*, 2014). Cet âge confirme aussi que la déformation s'est poursuivie jusqu'au moins 2640 Ma (voir section suivante).

2012-PB-1140B : Dyke felsique coupant le Groupe de Guyer, feuillet SNRC 33H11

Géologie

L'échantillon provient d'un niveau de roche felsique intercalé dans les metabasites coussinées du Groupe de Guyer dans la partie centrale du feuillet 33H11 (figure 4). La roche était interprétée initialement comme un tuf intermédiaire ou felsique recristallisé contenant de petits fragments rappelant des lapillis. Le but de l'analyse était de vérifier si cette bande métavolcanique fait partie du Groupe de Guyer. Cette hypothèse est appuyée par la présence d'une bande de roches volcaniques similaire observée dans le feuillet adjacent à l'ouest (33H12) assignée au Groupe de Guyer. Avant la mise en place du Pluton de Nochet, ces deux lambeaux de roches métavolcaniques ne formaient probablement qu'une seule unité.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer une abondance de petits zircons. Les grains ainsi recueillis constituent une population morphologique homogène (photo 6 de l'annexe 2), qui peut être considérée comme étant associée à la mise en place de la roche. Les zircons sont idiomorphes et légèrement brunâtres. Ils sont peu limpides et présentent de nombreuses microfractures, des caractéristiques qui sont interprétées comme des évidences que la structure des cristaux est métamictisée. Les zircons sont principalement constitués des prismes à section rectangulaire peu allongée avec des terminaisons courtes légèrement émoussées. On trouve aussi des cristaux de plus grande taille, tabulaires et généralement plus fracturés.

Quatre fractions composées de petits cristaux ont été analysées. Malgré le traitement par abrasion chimique, les résultats obtenus pour ces analyses sont très discordants avec des valeurs comprises entre 3,8 % et 30 %. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, quoique distincts si l'on considère les erreurs, affichent une certaine cohérence autour de 2,64 Ga et les résultats sont colinéaires. Un calcul de régression effectué en forçant l'intersection inférieure à 0 ± 200 Ma a permis d'obtenir un âge de 2638 ± 11 Ma. Par contre, le MSWD élevé de 5,9 indique que la dispersion des analyses est supérieure à ce qui peut être attribué à l'erreur analytique.

Des problèmes touchant l'évaluation du facteur de fractionnement de l'uranium semblent avoir affecté les résultats de l'analyse no 3. Un nouveau calcul de régression a été effectué sans incorporer cette analyse (ellipse en bleu sur le diagramme concordia, figure 10c). L'intersection supérieure obtenue correspond à un âge de 2640 ± 7 Ma (MSWD de 2,4) qui est interprété comme l'âge de cristallisation.

Interprétation

L'âge de cristallisation obtenu pour cette roche felsique (2640 ± 7 Ma) est évidemment beaucoup plus jeune que ceux des roches du Groupe de Guyer. Les datations réalisées sur des tufs felsiques du Groupe de Guyer ont donné des âges de $2820 \pm 0,8$ Ma (Goutier *et al.*, 2002), $2806,1 \pm 2,3$ Ma (David *et al.*, 2011a) et $2815,9 \pm 3,1$ Ma (David *et al.*, 2012). L'analyse chimique et les microstructures de l'échantillon daté montrent qu'il ne s'agit probablement pas d'un tuf, mais plutôt une roche intrusive felsique recristallisée de composition tonalitique. Celle-ci s'est injectée sous forme d'un dyke dans les metabasites du Groupe de Guyer parallèlement à la foliation ou a été transposée dans celle-ci. Par ailleurs, cet âge indique également que la déformation était encore active après 2640 Ma.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Malartic

La région de Malartic est située dans la partie méridionale de la Ceinture de l'Abitibi (Imreh, 1984; Imreh, 1991; Desrochers *et al.*, 1996; Pilote, 2000). Cette région est constituée d'une alternance d'unités de roches volcaniques (groupes de Malartic, de Louvicourt, de Blake River et de Piché) et sédimentaires (groupes de Cadillac et de Pontiac, Formation de Mont-Brun) d'âge archéen. L'orientation générale de ces unités est ESE. Cette région expose l'extension ouest des unités volcaniques des groupes de Malartic et de Louvicourt, réputées dans le secteur de Val-d'Or pour leur fertilité pour les minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes. L'information géochronologique disponible indique que la Formation de La Motte-Vassan (2714 ± 2 Ma) constitue un équivalent temporel probable de la partie supérieure de l'Assemblage Kidd Munro (Thurston *et al.*, 2008) en Ontario.

Cette région est bordée sur son flanc sud par la Zone de faille de Cadillac-Larder Lake (figure 5). Elle est de plus affectée par les zones de cisaillement de Norbenite, de Marbenite et de la Rivière Héva. Tous ces couloirs de déformation sont spatialement associés à plusieurs indices aurifères et à des intrusions (dykes et stocks) monzonitiques ou tonalitiques d'âge tarditectonique à post-tectonique. La région de Malartic compte six mines d'or d'importance ayant produit chacune plus d'une tonne d'or : Canadian Malartic (actuellement en production), Barnat-Sladen, East Malartic, Malartic Goldfields, Camflo et Malartic Hygrade.

D'autres gisements du côté est de cette région, sur la rive ouest du lac De Montigny, ont également produit une certaine quantité d'or : First Canadian, Marban, Kiena et Norlartic.

MB-12-336 : Tuf intermédiaire, Formation d'Héva, feuillet SNRC 32C04

Géologie

Cet échantillon a été prélevé entre 45 et 80 m dans le forage MH-12-336 (Ducharme et Lieber, 2013) réalisé par la société Niogold (figure 5). Il consiste en un tuf à lapillis de composition intermédiaire à felsique caractérisé par la présence de microphénocristaux de plagioclase (figure 5). La matrice à grain fin est modérément chloritisée. Cet échantillon provient du sommet présumé de la Formation d'Héva (Groupe de Louvicourt).

Géochronologie

Quelques petits fragments de cristaux prismatiques incolores ont été récupérés à la suite du passage au *Selfrag*. Cet échantillon a été traité à nouveau au GEOTOP et un plus grand nombre de cristaux ont pu être récupérés. Nous avons ainsi été en mesure d'identifier deux populations morphologiques distinctes. Le premier groupe est constitué de petits prismes automorphes, incolores et limpides qui présentent des faces cristallines (110). Le deuxième groupe contient des cristaux de plus grande dimension, trapus et présentant des faces cristallines de type (100). En plus de ces deux populations, on distingue des xénocristaux et de nombreux fragments de zircon (photo 7 de l'annexe 2).

Quatre fractions de zircons de la première population ont été analysées, trois formées d'un cristal unique et une fraction constituée de trois petits prismes. On constate sur le diagramme de la figure 11a que les résultats analytiques se regroupent près de la courbe concordia. Les résultats de l'analyse no 4 sont inversement discordants (-2,5 %) et ont donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2670 Ma (non présenté sur le diagramme concordia). Cet âge est plus jeune de 30 Ma que ceux obtenus pour les trois autres analyses et s'explique par une erreur inhérente à la très faible concentration de Pb radiogénique, ce qui amène une grande imprécision dans les mesures des rapports isotopiques et des corrections inexactes du Pb commun. Les résultats de la fraction no 2 indiquent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2708 ± 1 Ma. Ce résultat, légèrement plus ancien et de précision analytique élevée compte tenu de la faible concentration en Pb commun, ne recoupe pas les résultats des autres fractions. Finalement, les résultats des analyses nos 1 et 3 sont concordants (aux erreurs près) et présentent des âges identiques de 2700 ± 5 Ma et 2700 ± 2 Ma. Un calcul de régression linéaire a été effectué en forçant l'intersection vers 0 ± 100 Ma, ce qui a permis d'établir un âge de 2702 ± 4 Ma qui représente la meilleure estimation de l'âge de mise en place du tuf.

Interprétation

L'âge estimé de ce tuf à lapilli (2702 ± 4 Ma) correspond à la valeur obtenue pour la Formation d'Héva plus à l'est (2702 ± 2 Ma) dans le secteur Akasaba (15 km à l'est de Val-d'Or; Pilote, 2000). Cet âge indique que la Formation d'Héva s'étend à l'ouest du lac De Montigny (figure 5), dans un secteur où l'on interprétait auparavant la présence des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac.

CW-11-050 : Dyke de tonalite, feuillet SNRC 32D01

Géologie

Le dyke de tonalite échantillonné a été prélevé entre 79 et 99 m dans le forage CW-11-050 (Gagnon-Lamothe et Bataille, 2013) réalisé par la société Niogold. Cette roche à grain moyen contient environ 4 à 6 % de phénocristaux de quartz. Ce forage se trouve à environ 2 km au sud-est de la baie Carpentier du lac Malartic (figure 5). Cette tonalite fait intrusion dans une séquence composée de komatiite et de basalte tholéiitique appartenant à la Formation de Dubuisson du Groupe de Malartic. La géologie de ce secteur est décrite plus en détail par Pilote *et al.* (2012 et 2013) et Pilote (2013).

Géochronologie

Seulement quelques zircons ont pu être récupérés à la suite du passage de la tonalite au *Selfrag*. La majorité des cristaux sont automorphes et présentent des faces cristallines (110). Les prismes sont moyennement allongés, incolores et limpides (photo 8 de l'annexe 2). En plus des zircons prismatiques, plusieurs fragments et terminaisons de cristaux ont été récupérés. La totalité du matériel récupéré du traitement par abrasion a été utilisée pour constituer les fractions analytiques.

Seulement trois fractions analytiques ont pu être constituées à partir d'un prisme unique, d'une terminaison et deux petits fragments. Les résultats obtenus sont discordants. Toutefois, les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ forment un regroupement autour de 2,68 Ga. Les trois résultats s'alignent sur une même droite et un calcul de régression linéaire a été effectué à partir des résultats des trois analyses en forçant l'intersection inférieure à l'origine. Les résultats obtenus sont statistiquement corrects (MSWD de 2,7) et montrent une intersection supérieure avec un âge de 2678 ± 4 Ma (figure 11b), lequel constitue la meilleure estimation de la mise en place de la tonalite.

Interprétation

L'âge obtenu à 2678 ± 4 Ma représente une valeur communément observée dans les intrusions tonalitiques et monzonitiques des secteurs de Malartic et de Val-d'Or. Ainsi, l'intrusion monzonitique de Camflo a donné un âge U-Pb sur zircons de $2685 \pm 10/-8$ Ma (Zweng *et al.*, 1993), une

tonalite du gîte Orion no 8 (mine Malartic Hygrade) a donné un âge de 2680 ± 2 Ma (Pilote *et al.*, 2013), de même que certains dykes porphyriques à phénocristaux de plagioclase du secteur de la mine Sigma à l'est de Val-d'Or (Wong *et al.*, 1991). Un dyke de composition comparable a par contre fourni un âge plus vieux à la mine Norlartic (2693 ± 2 Ma; Pilote *et al.*, 1993). Ces résultats indiquent à tout le moins le caractère multiphasé et la longue durée du magmatisme tonalitique qui a affecté cette région, particulièrement les différents couloirs de déformation NW-SE.

2012-PP-0001A : Dacite sphérolitique, Formation d'Héva, feuillet SNRC 32D01

Géologie

L'échantillon provient de coulées dacitiques à microstructure sphérolitique formant des lobes allongés d'environ 80 cm par 50 cm. Ces coulées sont exposées au sommet d'une petite colline surmontée d'une tour de télécommunication, à environ 8 km au sud-est du village de Rivière-Héva. Les sphérolites ont un diamètre de 5 à 15 mm et sont disposées de façon concentrique dans la partie externe des lobes. Elles montrent communément un phénomène de coalescence complète dans la partie interne et ne sont alors plus discernables individuellement.

Régionalement, ces coulées et lobes sphérolitiques constituent une unité d'environ 200 à 400 m d'épaisseur qui présente une continuité latérale reconnue sur au moins 6 km. Un niveau comparable, mais d'une puissance nettement plus grande (500 à 1000 m), se trouve dans la partie est de la région de Val-d'Or où il est interprété comme la base de la Formation d'Héva. Cette interprétation est également retenue ici.

Géochronologie

Aucun zircon n'a été récupéré d'un échantillon de 2 kg pulvérisé en utilisant le *Selfrag*. Conséquemment, la totalité de l'échantillon a été traité à nouveau de façon conventionnelle au GEOTOP et quelques zircons ont pu être séparés. Les zircons, sous la forme de cristaux complets ou de fragments, sont de très petites dimensions et montrent une variété de formes et de couleurs (photo 9 de l'annexe 2) : automorphes ou très émoussés, limpides et incolores ou métamictisés et brunâtre.

Un total de six analyses ont été effectuées à partir de cristaux uniques. Les résultats obtenus sont passablement disparates et affichent des pourcentages de discordance très variables, avec trois analyses entre 9,7 % et -7,6 % et trois autres à environ 1 %. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont compris entre 2621 Ma et 2844 Ma, ce qui laisse croire qu'une proportion importante des zircons sont hérités et qu'ils pourraient être affectés par des événements de perte en plomb anciens et récents. Les résultats provenant de deux petits cristaux pourraient indiquer une origine commune avec un âge estimé

à 2853 ± 11 Ma. L'âge minimal pour la mise en place de la dacite est des plus spéculatifs, mais pourrait vraisemblablement être représenté par l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'un des deux zircons jeunes (nos 2 et 4), soit 2686 ± 4 Ma ou 2699 ± 4 Ma.

Interprétation

Considérant l'importante incertitude entourant les âges obtenus et le cadre géologique local, nous ne pouvons pour le moment déterminer l'âge de cet échantillon. Dans le but de dater cette unité, il est recommandé de poursuivre les travaux géochronologiques sur les lithologies adjacentes qui pourraient être contemporaines de ces coulées sphérolitiques.

2012-MC-3132A : Tonalite porphyrique à grain grossier, feuillet SNRC 32D01

Géologie

Cette tonalite porphyrique à phénocristaux de quartz présente une granulométrie grossière. Le site échantillonné se situe au sud-est du lac Malartic, à l'extrémité est d'un pluton d'environ 1,2 km par 7 km orienté NW-SE. Ce pluton tonalitique s'est mis en place à peu près au contact des formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson. Il est bordé sur une partie de son flanc sud par la Faille de la rivière Héva.

Géochronologie

Différentes populations de zircons de qualités très diverses ont été recueillies. Les résultats obtenus sont inconsistants et apparaissent aléatoires. Il n'est pas possible d'en tirer une interprétation claire.

Interprétation

Les résultats préliminaires obtenus pour cet échantillon ne sont pas conformes avec l'histoire géologique de cette partie de la Sous-province de l'Abitibi. Il faudra échantillonner et analyser d'autres portions de ce pluton afin d'obtenir une bonne estimation de son âge de mise en place.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Chapais-Chibougamau

2012-YD-2676A : Granodiorite, Pluton d'Anville, feuillet SNRC 32G11

Géologie

La granodiorite du Pluton d'Anville constitue une intrusion de forme allongée selon une direction E-W qui coupe à sa limite ouest les gneiss tonalitiques du Massif de Lapparent et au sud, la Tonalite de l'Est (Midra *et al.*, 1992). Au nord et à l'est, elle injecte les roches volcaniques mafiques des formations de Chrissie et d'Obatogamau (figure 6). L'intrusion est considérée comme syntectonique par Chown *et al.* (2002). Cette granodiorite foliée est composée de quartz (25 %), d'albite ou oligoclase (40 à 45 %), de feldspath potassique (10 à 15 %), de hornblende verte (10 %), de micas blancs (3 à 4 %), d'épidote (4 à 5 %) et de minéraux accessoires tels l'ilménite, l'apatite et le zircon (Picard, 1985). L'intrusion est coupée par des dykes d'aprites, de pegmatites et de roches mafiques. Elle contient également des enclaves de gabbros et de roches volcaniques mafiques encaissantes. À la bordure nord du Pluton d'Anville, l'aurole de métamorphisme de contact s'étend sur quelques centaines de mètres et se caractérise par un métamorphisme au faciès des cornéennes à hornblende (Charbonneau *et al.*, 1983).

L'affleurement échantillonné est localisé au sud du lac Beauchesne, à 4 km au sud du contact nord de l'intrusion avec les roches volcaniques mafiques de la Formation de Chrissie. La lithologie principale exposée le long d'un chemin forestier est une granodiorite foliée présentant localement des zones fortement micacées (surtout de la biotite, mais aussi de la muscovite et de la chlorite). Les cristaux de quartz sont millimétriques. La granodiorite contient environ 5 % d'enclaves décimétriques à métriques de gabbro amphibolitisé à grain moyen. L'intrusion est coupée par des dykes de leucogranite pegmatitique avec ou sans grenat et des veinules d'épidote et de calcite.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer des zircons en quantité. Les cristaux sont idiomorphes, limpides et rosâtres. Ils forment des petits cristaux prismatiques allongés dans lesquels on trouve des inclusions (photo 10 de l'annexe 2). Les cristaux sont principalement caractérisés par des faces (100), mais on distingue aussi la présence de faces cristallines (110). L'imagerie par cathodoluminescence de la structure interne des zircons montre une zonation oscillatoire, une bonne indication d'un environnement de cristallisation magmatique (photo 4 de l'annexe 3). Quelques cristaux sont de formes ovoïdes et semblent contenir des noyaux plus anciens.

Quatre fractions analytiques, deux constituées chacune

d'un seul cristal prismatique allongé et les deux autres de deux et sept cristaux de petite taille, ont été analysées. Les résultats analytiques obtenus sont concordants (pourcentage de discordance inférieur à 0,7 %) et trois résultats ont livré des âges pratiquement identiques aux erreurs près (tableau 2). Un calcul de régression linéaire en forçant l'intersection à 0 ± 100 Ma a permis de calculer une intersection supérieure représentant un âge de $2714,8 \pm 0,6$ Ma (MSWD de 0,3, figure 12a) interprété comme l'âge de mise en place du pluton. Les résultats de la quatrième analyse ont donné un âge légèrement plus ancien de 2720 ± 3 Ma, ce qui peut indiquer la présence de noyaux plus anciens.

Interprétation

L'âge de mise en place du Pluton d'Anville à $2714,8 \pm 0,6$ Ma est légèrement plus vieux que les âges obtenus antérieurement pour les gneiss tonalitiques du Massif de Lapparent ($2713,4 \pm 2,5$ Ma et $2711,4 \pm 1,1$ Ma; Mortensen, 1993a). Il est synchrone aux dykes de diorite et de tonalite échantillonnés à la fosse Merrill, reconnus comme des phases précoces du Pluton de Chibougamau (2715 ± 1 Ma et $2714 \pm 3/-2$ Ma; Pilote *et al.*, 1997; Joannis, 1998). Le Pluton d'Anville représente donc une intrusion synvolcanique qui a enregistré la déformation régionale.

2003-CG-4001A : Carbonatite, Complexe alcalin du lac Lacroix, feuillet SNRC 32G03

Géologie

Le site échantillonné consiste en une aire d'affleurements isolée sur une île du lac Lacroix. Ce secteur se caractérise par une anomalie magnétique positive elliptique de 3 km sur 4 km bordée au nord par la Faille de Ranan et au sud par la Faille de Lacroix. Cette anomalie correspond probablement à une intrusion alcaline très peu exposée désignée comme le Complexe alcalin du lac Lacroix. Rhéaume *et al.* (2004) décrivent cette aire d'affleurements comme un ensemble de roches alcalines à caractère sodique contenant de 20 à 30 % de néphéline, de 10 à 20 % d'albite, de 20 à 25 % de phlogopite et de biotite verte et de 20 à 25 % de carbonate (calcite). L'abondance de carbonate grossièrement cristallisé et de néphéline, ainsi que le caractère sodique de la roche, sont des caractéristiques fréquemment observées dans les carbonatites. Par ailleurs, ces roches alcalines montrent un rubanement de composition centimétrique souligné par des variations importantes du contenu en biotite et en phlogopite. La foliation tectonique parallèle à la fabrique régionale fait un angle de 20° à 30° avec le rubanement de composition, ce qui laisse croire que cette intrusion est d'âge archéen et que sa mise en place est pré-tectonique à syntectonique.

Géochronologie

Les zircons récupérés sont de taille moyenne et montrent deux types morphologiques (photo 11 de l'annexe 2). Le premier type de cristaux est constitué de fragments de zircons idiomorphes prismatiques dont la couleur varie de grisâtre à rosée. Les cristaux sont trapus, métamictisés, très fracturés et présentent des faces cristallines (100). Le deuxième type de zircons est constitué de cristaux sans section prismatique formés de la juxtaposition de deux terminaisons pyramidales. Les cristaux sont brun rougeâtre et opaques. Tous les cristaux sont de piètre qualité et présentent un aspect métamictisé prononcé avec de nombreuses inclusions.

Cinq fractions ont été analysées, trois constituées d'un cristal unique, une autre formée de deux cristaux et une dernière fraction regroupant cinq zircons. Les cristaux nos 1 et 2 contenaient une quantité importante de plomb commun et ont donné des résultats inversement discordants. Ces caractéristiques sont typiques d'un système ouvert où l'uranium et le plomb ont été mobilisés. Les cristaux ont subi une perte de plomb accompagnée d'une mobilisation de l'uranium. Toutefois, trois des cinq résultats sont colinéaires (analyses nos 1, 4 et 5) et il a été possible de calculer une intersection supérieure représentant un âge de $2687,8 \pm 2,8$ Ma (MSWD de 1,3; figure 12b) interprété comme la meilleure estimation pour la mise en place de la carbonatite. Cette estimation est corroborée par le fait que les résultats de l'analyse no 5, discordants à 1,6 %, ont donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identique aux erreurs près de 2693 ± 3 Ma. Ce zircon présente des concentrations en Pb commun faibles et a montré un signal stable lors de l'analyse au spectromètre. Les deux autres résultats sont plus jeunes à 2665 Ma et 2689 Ma, ce qui peut indiquer une perte de Pb précoce ou encore, plus vraisemblablement, être la conséquence d'une correction inappropriée due à des concentrations très élevées en Pb commun.

Interprétation

La déformation montrée par cette intrusion semblait indiquer un âge archéen. Cette caractéristique est partagée avec les carbonatites de Dolodau (contemporaine de la syénite quartzifère à 2631 ± 8 Ma; voir section suivante), du lac Shortt ($2691 \pm 5/-3$ Ma; Joannis, 1994) et de Grevet (Proulx, 1989), toutes situées en Abitibi. Cette observation est confirmée par cette datation à $2687,8 \pm 2,8$ Ma. Le Complexe alcalin du lac Lacroix est donc contemporain de la carbonatite du Lac Shortt ($2691 \pm 5/-3$ Ma; Joannis, 1994) et de la Syénite de Berthiaume ($2687,9 \pm 1,2$ Ma; Davis *et al.*, 2005).

2012-YD-2605A : Syénite quartzifère, Stock de Dolodau, feuillet SNRC 32G14

Géologie

Le Stock de Dolodau (Bédard, 1988) est une intrusion alcaline de forme elliptique d'environ 2 km sur 1 km allongée selon une direction E-W. Elle comprend un cœur de syénite quartzifère, une zone intermédiaire de monzonite et une bordure de granodiorite. L'intrusion est coupée par des dykes d'aplite, de syénite à muscovite et de carbonatite (sövite à biotite et silicocarbonatite à biotite et amphibole). Des échantillons de dykes de carbonatite de Dolodau ont été datés à 2479 ± 79 Ma (âge K-Ar sur biotite; Bédard et Chown, 1992) et 2677 Ma (âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur apatite; Tilton et Bell, 1994). Ce dernier âge est contemporain à plusieurs intrusions alcalines de la Sous-province de l'Abitibi (Goutier et Melançon, 2010). Les roches du Stock de Dolodau se sont injectées dans les roches volcanoclastiques du membre supérieur de la Formation de Chrissie ($2791,4 \pm 3,2/-2,8$ Ma; David *et al.*, 2011a). L'absence de foliation régionale et de zones de déformation intense indique que l'intrusion est post-tectonique.

Une zone de cisaillement NW-SE à N-S au contact SW de l'intrusion avec les roches de la Formation de Chrissie est l'hôte de l'indice Simard (minéralisation à Au-Ag-W d'origine magmato-hydrothermale). Dans ce couloir de déformation de 1 à 2 mètres d'épaisseur et de 370 mètres d'extension latérale, les dykes de carbonatite viennent bréchifier la syénite et coupent les roches encaissantes (roches volcanoclastiques et gabbro à structure glomérophyrique).

L'échantillon analysé a été recueilli au sud-ouest du lac situé au centre de l'intrusion. La syénite est blanche à rose clair et contient jusqu'à 20 % de quartz. Elle présente également quelques rares cristaux de muscovite et de minéraux foncés (ægyrine). Cette variété de syénite correspond à la nordmarckite décrite par Bédard (1988), soit une syénite à feldspath alcalin hypersolvus contenant essentiellement de la microcline perthitique et du quartz (0 à 13 %).

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer des zircons en abondance. Les cristaux sont idiomorphes et se présentent sous la forme de prismes courts avec des terminaisons asymétriques très simples et des sections prismatiques rectangulaires (photo 12 de l'annexe 2). Les cristaux sont généralement incolores ou légèrement rougeâtres, mais l'abondance de microfractures leur confère un aspect brunâtre. La majorité des cristaux montrent une zonation magmatique interne, ainsi que des inclusions translucides. On peut reconnaître quelques cristaux de zircons hérités, de même que des cristaux de monazite.

Cinq analyses de zircon ont été effectuées à partir de fractions constituées d'un ou de deux cristaux. Les résultats de la

fraction no 2 ont donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ significativement plus ancien à 2668 Ma. Nous interprétons que ce résultat provient d'un noyau hérité. Les analyses nos 4 et 5 ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similaires à 2633 Ma et 2636 Ma. Une droite discordia calculée à partir de ces deux résultats a permis d'établir un âge de 2631 ± 8 Ma (figure 12c), qui est interprété comme l'âge de cristallisation de la syénite. Même si les résultats de l'analyse no 1 sont inversement discordants (-8,6 %), l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2628 Ma vient confirmer l'âge de cristallisation. La discordance inverse de ce résultat est attribuable à un problème analytique associé à l'acquisition des isotopes d'uranium.

Interprétation

Avec un âge de cristallisation de 2631 ± 8 Ma, le Stock de Dolodau constitue l'intrusion archéenne la plus jeune du secteur de Chapais-Chibougamau (Leclerc et Houle, 2013). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus pour des amphiboles métamorphiques ($2633,1 \pm 8,3$ Ma), ainsi que pour des muscovites provenant de filons granitiques qui coupent les amphibolites ($2625,7 \pm 8,2$ Ma) dans le secteur au NE du lac au Goéland, au nord de la Sous-province de l'Abitibi, permettent de croire que les conditions métamorphiques et la déformation régionale se sont maintenues jusqu'à environ 2632 Ma (Daoudene *et al.*, 2014). Les observations de terrain et l'âge obtenu pour la syénite quartzifère post-tectonique du Stock de Dolodau viennent appuyer cette affirmation. De plus, les dykes de carbonatite qui coupent la syénite sont nécessairement plus jeunes que 2631 ± 8 Ma, ce qui remet en question l'âge ^{206}Pb - ^{207}Pb de Tilton et Bell (1994).

2009-FL-9015A : Arénite arkosique, Formation de Daubrée, feuillet SNRC 32G15

Géologie

L'échantillon provient d'une arénite arkosique massive qui fait partie d'une séquence turbiditique de la Formation de Daubrée étudiée en détail dans le mémoire de Simoneau (1986; voir affleurement numéro 2 sur la carte géologique en annexe du mémoire). Il a été prélevé le long de la route 113, à quelques kilomètres à l'ouest de Chapais. La roche est beige à orange en surface altérée et gris verdâtre en surface fraîche. La matrice est riche en chlorite et contient des granules de plagioclase (jusqu'à 4 mm). Les unités adjacentes se composent de siltstone et de mudstone présentant des structures sédimentaires typiques des séquences de Bouma. Le granoclassement, les chenaux et les structures convolutées sont compatibles avec une polarité stratigraphique vers le sud. La datation de cet échantillon devrait permettre de préciser la position stratigraphique de la Formation de Daubrée. Un tuf à lapillis moyen provenant de la Formation de Scorpion (Groupe de Roy) sous-jacente a donné un âge de $2716,4 \pm 1,0$ Ma (David *et al.*, 2012). Les turbidites de la Formation de Daubrée sont typiques d'un dépôt de milieux

sous-marin, alors que les conglomérats des formations de Stella ($<2704 \pm 2$ Ma; Leclerc *et al.*, 2012) et de Haüy ($<2691,7 \pm 2,9$; David *et al.*, 2007) sus-jacentes constituent des dépôts de milieux fluviaux. Ce changement draconien dans les conditions de sédimentation indique la présence d'un hiatus (c'est-à-dire une discordance) entre les roches de la Formation de Daubrée et celles des formations de Stella et de Haüy.

Géochronologie

Aucun zircon n'a été récupéré de cette roche lors d'un premier traitement. Une nouvelle phase est en cours.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de la rivière Octave

2012-PL-1025A : Tuf felsique, Formation de la Rivière Octave, feuillet SNRC 32D15

Géologie

La Formation de la Rivière Octave est une unité de roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires. Elle est bornée au sud par les roches volcaniques de la Formation de Desbouchés et au nord par les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet. La datation d'un tuf felsique de la Formation de la Rivière Octave devrait permettre de vérifier si cette unité peut être rattachée à l'épisode de sédimentation de la Formation de Glandelet ($<2695 \pm 1$ Ma; Rhéaume *et al.*, 2010) ou s'il s'agit d'un épisode marquant la fin du volcanisme régional et précédant les épisodes sédimentaires.

Géochronologie

Les cristaux récupérés sont de petite taille et forment une population morphologique homogène (photo 13 de l'annexe 2). Il s'agit de prismes trapus caractérisés par des faces cristallines (110) et (100). Les cristaux sont incolores à rougeâtres ou légèrement brunâtres. Les terminaisons sont relativement bien développées et présentent des faces cristallines simples.

Quatre fractions ont été sélectionnées, deux formées de zircon unique et deux autres fractions constituées de deux et trois grains. Les résultats ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variables compris entre 2708 Ma et 2724 Ma. Le résultat de l'analyse no 3 a fourni un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus ancien (2728 Ma) que ceux des analyses nos 1 et 2 et le résultat est plus discordant. Par rapport aux analyses précédentes, les résultats obtenus pour l'analyse no 4 présentent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus jeune à 2708 ± 1 Ma qui pourrait indiquer une perturbation du système isotopique postérieure à la cristallisation. Un premier calcul de régression utilisant les trois résultats plus anciens a permis d'obtenir une intersection inférieure représentant un âge négatif, une solution qui ne peut être retenue. Un deuxième calcul de régression a été effectué avec les résultats des analyses

nos 1, 2 et 4. Statistiquement plus robuste (MSWD de 1,7), ce dernier calcul a donné un âge de $2726,3 \pm 2,4$ Ma, lequel est considéré comme la meilleure estimation de l'âge de cristallisation de ce tuf (figure 13a).

Interprétation

L'âge de $2726,3 \pm 2,4$ Ma indique que la Formation de la Rivière Octave est contemporaine du Groupe de Normétal ($2728 \pm 3/-2$ Ma; Mortensen, 1993b; $2725,4 \pm 2,3$ Ma et $2724 \pm 0,8$ Ma, Barrett *et al.*, 2013), située à environ 40 km plus à l'ouest. Ces deux unités sont formées de lithologies comparables et comprennent notamment des roches volcaniques felsiques à intermédiaires dont la composition géochimique est similaire.

La mise en place de ces tufs est nettement plus ancienne que les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet ($<2695 \pm 1$ Ma; Rhéaume *et al.*, 2010) et du Groupe de Chicobi au sud ($<2698 \pm 2,4$ Ma, Ayer *et al.*, 2002). En outre, l'âge obtenu ici est analogue à celui d'un échantillon de diorite quartzifère pegmatitique du Complexe de Valrennes ($2728 \pm 0,9$ Ma; Legault *et al.*, 2002) provenant de la région de Joutel à environ 50 km plus au nord (à ne pas confondre avec la Formation de Valrennes également présente au nord du secteur de la rivière Octave). Les âges de ces unités correspondent à l'assemblage de Deloro (2735-2724 Ma; Thurston *et al.*, 2008), porteur de nombreuses minéralisations de type SMV (Normétal, Joutel, Selbaie, Matagami).

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Rouyn-Noranda

2012-JG-9246A : Dacite, Groupe de Blake River, feuillet SNRC 32D06

Géologie

La rhyolite de Bedford est une unité informelle située à la base de la Formation de Noranda du Groupe de Blake River dans la région de Rouyn-Noranda. La Formation de Noranda est connue pour être l'unité encaissante des nombreux gisements de sulfures massifs volcanogènes archéens qui définissent le type Noranda (Gibson et Galley, 2007). L'âge du centre et du sommet de la Formation de Noranda est contraint par des datations isotopiques précises, mais pas sa base (McNicoll *et al.*, 2014). Une tentative précédente pour dater la rhyolite de Northwest, située à la base de la Formation de Noranda, n'avait pas été couronnée de succès (tableau A1 de McNicoll *et al.*, 2014).

L'échantillon a été prélevé sur l'un des affleurements exposant l'indice cuprifère Bedford Hill (Atkinson, 1980). Les volcanites felsiques encaissantes de cet indice sont très altérées et présentent des faciès massifs fracturés, avec localement des zones bréchiques, des sphérolites et des structures d'écoulement. La chimie de la roche (analyse 2012056861) indique une composition dacitique.

Géochronologie

Aucun zircon n'a été récupéré de cette roche à la suite de l'étape de séparation.

2012-JG-9247A : Rhyolite, Groupe de Blake River, feuillet SNRC 32D06

Géologie

Le centre volcanique felsique de la rivière Kanasuta (nom informel) est l'une des unités les plus importantes du Groupe de Blake River. Il est situé au sud du lac Duparquet, dans la Formation de Duprat-Montbray. Un premier échantillonnage n'avait pas donné de zircon (rhyolite de Dune, tableau A1 de McNicoll *et al.*, 2014).

Le nouvel échantillon a été prélevé plus à l'ouest, sur le bord d'un sentier forestier. Il s'agit d'une rhyolite porphyrique à phénocristaux de plagioclase (2 %, 1 à 2 mm) et de quartz (1 %, 1 à 2 mm), présentant un faciès de lobes avec des structures d'écoulement laminaire. La roche ne présentait ni altération, ni déformation.

Géochronologie

Aucun zircon n'a été récupéré dans cette roche après la séparation minérale, bien que la teneur en zirconium de l'échantillon soit assez élevée à 330 ppm (analyse 2012056863).

RÉFÉRENCES

- ATKINSON, M. L., 1980 – Bedford Hill - A Cu-rich volcanogenic hydrothermal alteration pipe, Noranda area, Quebec. Carleton University; bachelor thesis, 61 pages.
- AYER, J. – AMELIN, Y. – CORFU, F. – KAMO, S. – KETCHUM, J. – KWOK, K. – TROWELL, N., 2002 – Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*; volume 115, pages 63-95.
- BARRETT, T.J. – AYER, J.A. – ORDÓÑEZ-CALDERÓN, J.C. – HAMILTON, M.A., 2013 – Burntbush-Normétal volcanic belt, Abitibi greenstone belt, Ontario–Quebec: geological mapping and compilation project. Discover Abitibi Initiative, Ontario Geological Survey; Miscellaneous Release - Data 299, 135 pages.
- BÉDARD, L.P., 1988 – Pétrographie et géochimie du stock de Dolodau : syénite et carbonatite associée. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de Maîtrise, 170 pages, 3 plans.
- BÉDARD, L.P. – CHOWN, E.H., 1992 – The Dolodau dykes, Canada : an example of an archaean carbonatite. *Mineralogy and Petrology*; volume 46, pages 109-121.
- CHAPON, B., 2011 – Le porphyre archéen à Mo-Cu +/-Au de Tilly, Baie-James, Québec. Université du Québec à Montréal, Québec; mémoire de maîtrise, 112 pages.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est. Dans : Rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-67.
- CHOWN, E.H. – HARRAP, R. – MOUKHSIL, A., 2002 – The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-310.
- DAOUDENE, Y. – TREMBLAY, A. – RUFFET, G. – LECLERC, F., 2014 – Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada : apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-04, 57 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009a – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur - Travaux de 1998, 1999 et 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 89 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – BANDYAYERA, D. – PILOTE, P. – DION, C., 2009b – 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.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011a – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011b – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-11, 37 pages.
- DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.
- 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.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 61 pages.

- DESROCHERS, J.-P. – HUBERT, C. – PILOTE, P., 1996 – Géologie de la région de Val-d'Or - Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 96-01, 123 pages.
- DUCHARME, Y. – LIEBER, E., 2013 – Activity report 2010-2012, Marban Block Property. Niogold Mining Corporation, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67935, 12874 pages, 75 plans.
- GAGNON-LAMOTHE, B. – BATAILLE, C., 2013 – 2011-2012 activity report, Malartic Block Property. Niogold Mining Corporation, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 68073, 3520 pages, 26 plans.
- GIBSON, H.L. – GALLEY, A.G., 2007 – Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of the Archean, Noranda district, Quebec. In Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods (Goodfellow, W.D., editor). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication No. 5, pages 533-552.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages, 1 plan.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.J., 1998 – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages, 1 plan.
- 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, Québec; RG 2001-15, 53 pages, 3 plans.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-Province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; RP 2010-04, 1 page, 2 plans.
- GOUTIER, J. – BURNIAUX, P. – DION, C. – GIGON, J. – TALLA TAKAM, F. – CHARTIER-MONTREUIL, W. – BANDYAYERA, D., en préparation – Géologie de la région du lac de la Corvette (33G01, 33G02, 33G08, 33H04, 33H05, 33H12, 33H13). Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- IMREH, L., 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- IMREH, L., 1991 – Cartes préliminaires au 1:15 840 de l'Abitibi-Est méridional, coupure 32D01. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-37, cartes annotées.
- 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.
- JOANISSE, A., 1994 – Datation de la Carbonatite du lac Shortt. Université du Québec à Montréal; projet de fin d'études, 16 pages.
- JOANISSE, A., 1998 – Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 51 pages.
- 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*; volume 37, pages 485-494.
- KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, 2002 – Évolution du complexe volcanique de Joutel, sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2001-01, 46 pages.
- LECLERC, F. – HARRIS, L.B. – BÉDARD, J.H. – VAN BREEMEN, O. – GOULET, N., 2012 – Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*; volume 107, pages 963-989.
- LECLERC, F. – HOULE, P., 2013 – Géologie de la région du lac Simon (32G15-200-0102). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2013-02, 24 pages.
- LUDWIG, K.R., 2009 – Isoplot 3.71, A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center; Special Publication No.4.
- MACHADO, N.D. – GOULET, N. – GARIÉPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1-15.
- MATTINSON, J., 2005 – Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method. Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*; volume 220, pages 47-66.
- McNICOLL, V. – GOUTIER, J. – DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – ROSS, P.-S. – DION, C. – MONECKE, T. – LEGAULT, M. – PERCIVAL, J. – GIBSON, H., 2014 – U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. *Economic Geology*; volume 109, pages 27-59.
- MIDRA, R. – CHOWN, E.H. – TAIT, L., 1992 – Géologie de la région du lac Dickson. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-30, 65 pages.
- MORFIN, S. – SAWYER, E.W. – BANDYAYERA, D., 2013 – Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec. *Lithos*; Volume 168-169, pages 200-218.
- MORTENSEN, J.K., 1993a – U-Pb geochronology of the Lapparent Massif, northeastern Abitibi belt : basement or synvolcanic pluton? *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 42-47.
- MORTENSEN, J. K., 1993b – U-Pb geochronology of eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 29-41.
- MORTENSEN, J. K. – CIESIELSKI, A., 1987 – U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. In : Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 129-134.

- PATON, C. – WOODHEAD, J.D. – HELLSTROM, J.C. – HERGT, J.M. – GREIG, A. – MAAS, R., 2010 – Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*; volume 11, Q0AA06, doi:10.1029/2009GC002618.
- PICARD, C., 1985 – Géologie de la région du lac Inconnu, Abitibi-Est, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-16, 48 pages.
- PILOTE, P. (éditeur), 2000 – Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-09, 110 pages.
- PILOTE, P., 2013 – Géologie, Malartic. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Carte CG-32D01D-2013-01, 1 plan.
- PILOTE, P. – COUTURE, J.-F. – DESROCHERS, J.-P. – MACHADO, N. – PELZ, P., 1993 – Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 93-03, pages 61-66.
- PILOTE, P. – DION, C. – JOANISSE, A. – DAVID, J. – MACHADO, N. – KIRKHAM, R.V. – ROBERT, F., 1997 – Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet : implications géotectoniques. Ministère des Ressources naturelles; Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, DV 97-03, page 47.
- PILOTE, P. – LACOSTE, P. – MOORHEAD, J. – BERTRAND-BLANCHETTE, S. – OUELLET, M.C., 2012 – Géologie de la région de Malartic. Résumé des conférences et des photographies, Québec Mines 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2013-03, page 41.
- PILOTE, P. – LACOSTE, P. – MOORHEAD, J. – DAIGNEAULT, R. – McNICOLL, V. – DAVID, J., 2013 – Géologie de la région de Malartic. Résumé des conférences et des photographies, Québec Mines 2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-03, page 15.
- PROULX, M., 1989 – Géologie de la région des lacs Esther et Wedding. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-67, 53 pages, 1 plan.
- RHÉAUME, P. – BANDYAYERA, D. – SHARMA, K.N.M., 2004 – Découverte d'un nouveau complexe alcalin dans la ceinture d'Urban-Barry. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; Bulletin Québec Mines, juin 2004, <http://www.mrn.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2004-06/urban-barry.jsp>
- RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – PARENT, M. – McNICOLL, V., 2010 – Géologie de la région de la rivière Bigniba (parties des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2010-06, 47 pages, 1 plan.
- SCHMITZ, M. D. – SCHOENE, B., 2007 – Derivation of Isotope Ratios, Errors and Error Correlations for U-Pb Geochronology Using ^{205}Pb - ^{235}U -(^{233}U)-Spiked Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometric Data. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, volume 8, Q08006, doi:10.1029/2006GC001492.
- 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.
- SIMARD, M. 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009 – Géologie de la région de la rivière Sérigny. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-02, 40 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujuaq et de la Baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-04, 60 pages.
- SIMONEAU, P., 1986 – Pétrographie, sédimentologie et analyse des faciès de la Formation de Daubrée, Chapais, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 487 pages.
- ST. SEYMOUR, K. – TUREK, A. – DOIG, R. – KUMARAPELI, 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.
- THURSTON, P.C. – AYER, J. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy: A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization. *Economic Geology*; volume 103, pages 1097-1134.
- TILTON, G.R. – BELL, K., 1994 – Sr-Nd-Pb Isotope relationships in late archaean carbonatites and alkaline complexes - applications to the geochemical evolution of Archean Mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 58, pages 3145–3154.
- WODICKA, N. – LAMOTHE, D. – LECLAIR, A., 2009 – Géochronologie U-Pb du Projet Ashuanipi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2009-03, 21 pages.
- YORK, D., 1969 – Least-square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 5, pages 320-324.
- WONG, L. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E. – ROBERT, F., 1991 – U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 104, pages 325-336.
- ZWENG, P.L. – MORTENSEN, J.K. – DALRYMPLE, G.B., 1993 – Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Quebec: implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. *Economic Geology*; volume 88, pages 1700-1721.

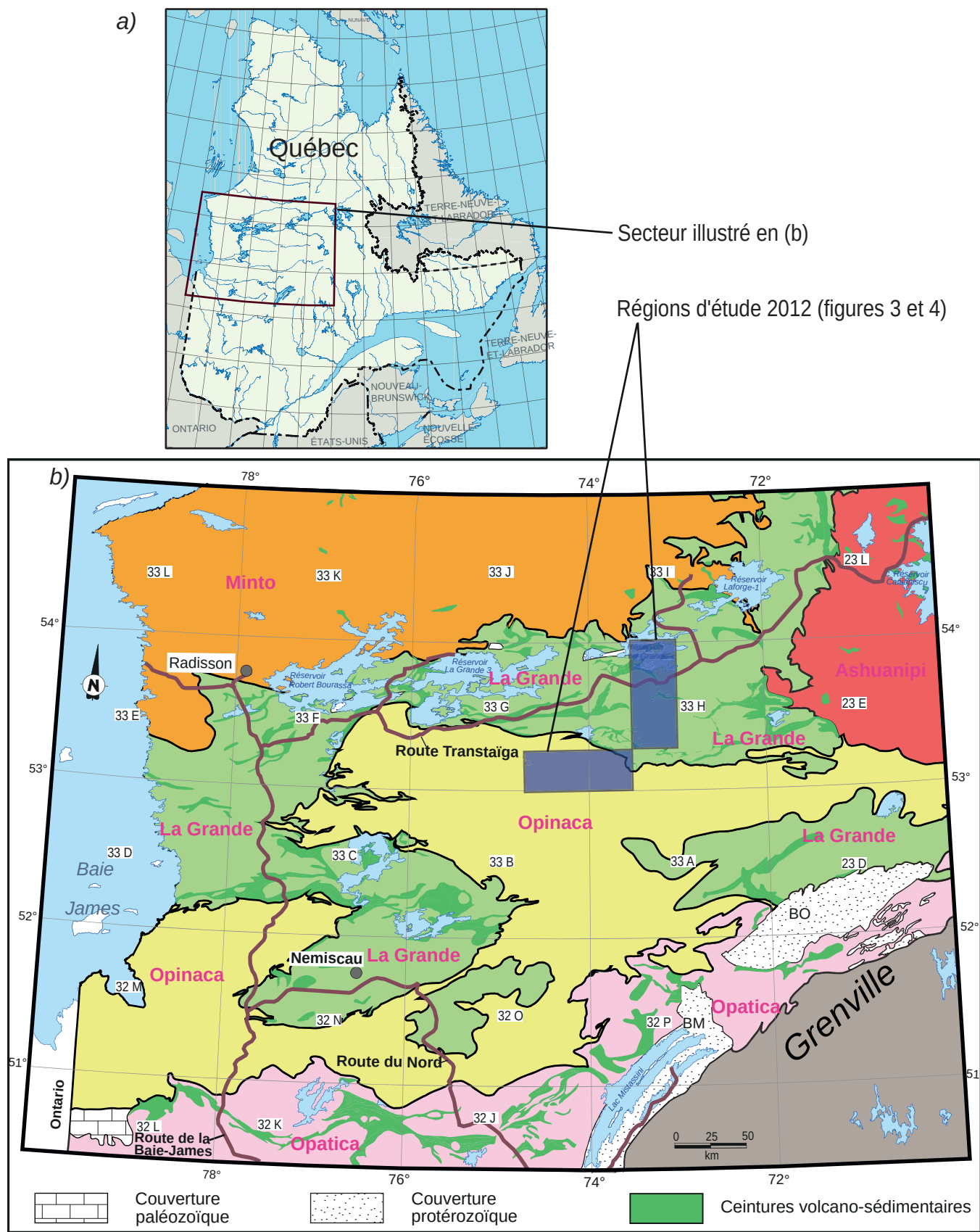


FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région de la Baie-James et localisation géographique des zones à l'étude.

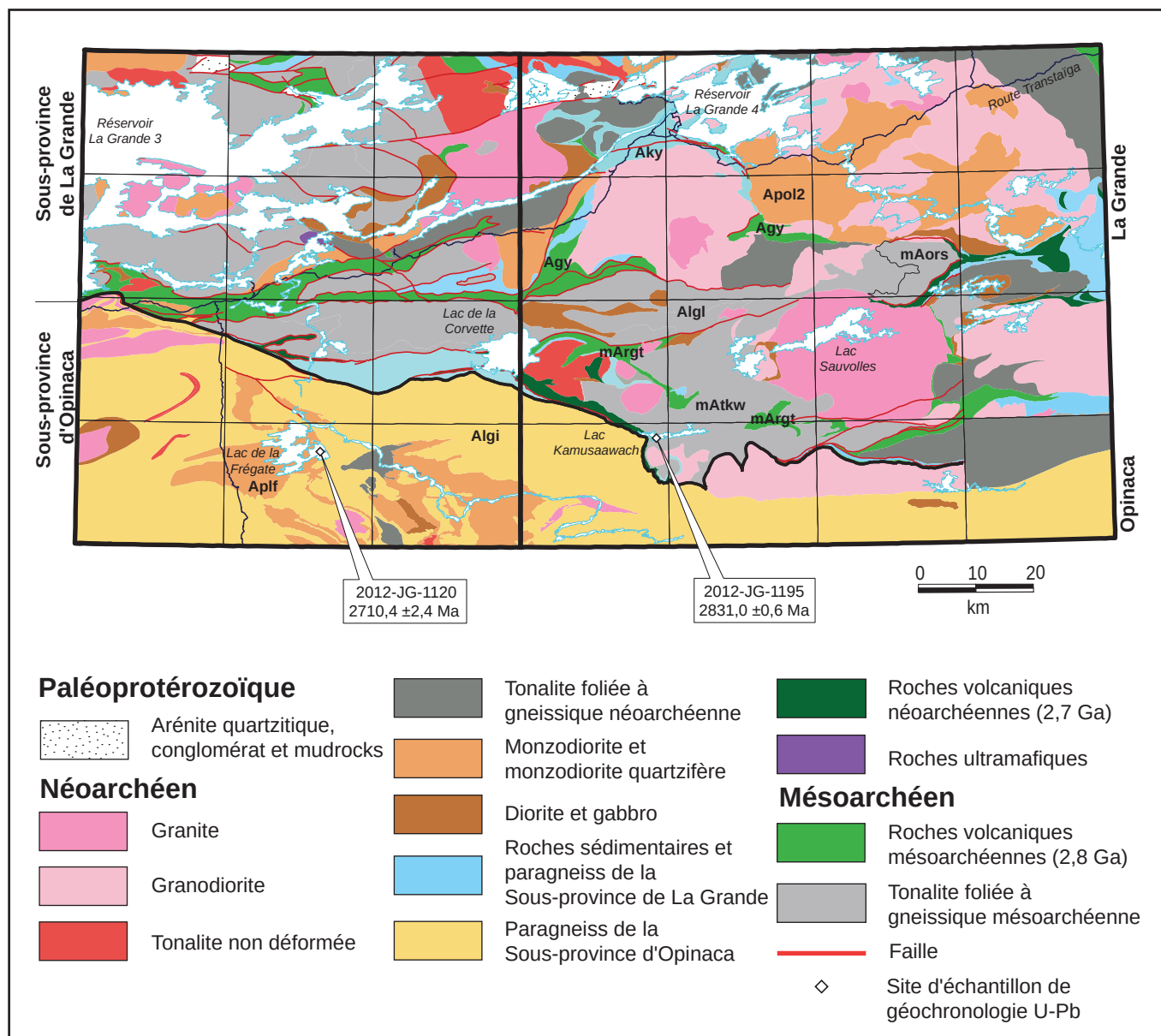


FIGURE 3 – Géologie simplifiée des feuillets SNRC 33G et 33H et localisation des sites d'échantillonnage de géochronologie (Algl : Complexe de Langelier; mAors : Intrusion d'Orsigny; mAtkw : Intrusion de Kamusaawach; Apol : Batholite de Polaris; Aplf : Pluton de la Frégate; Algi : Complexe de Laguiche; Aky : Formation de Keyano; mArgt : Formation de Rouget; Agy : Groupe de Guyer).

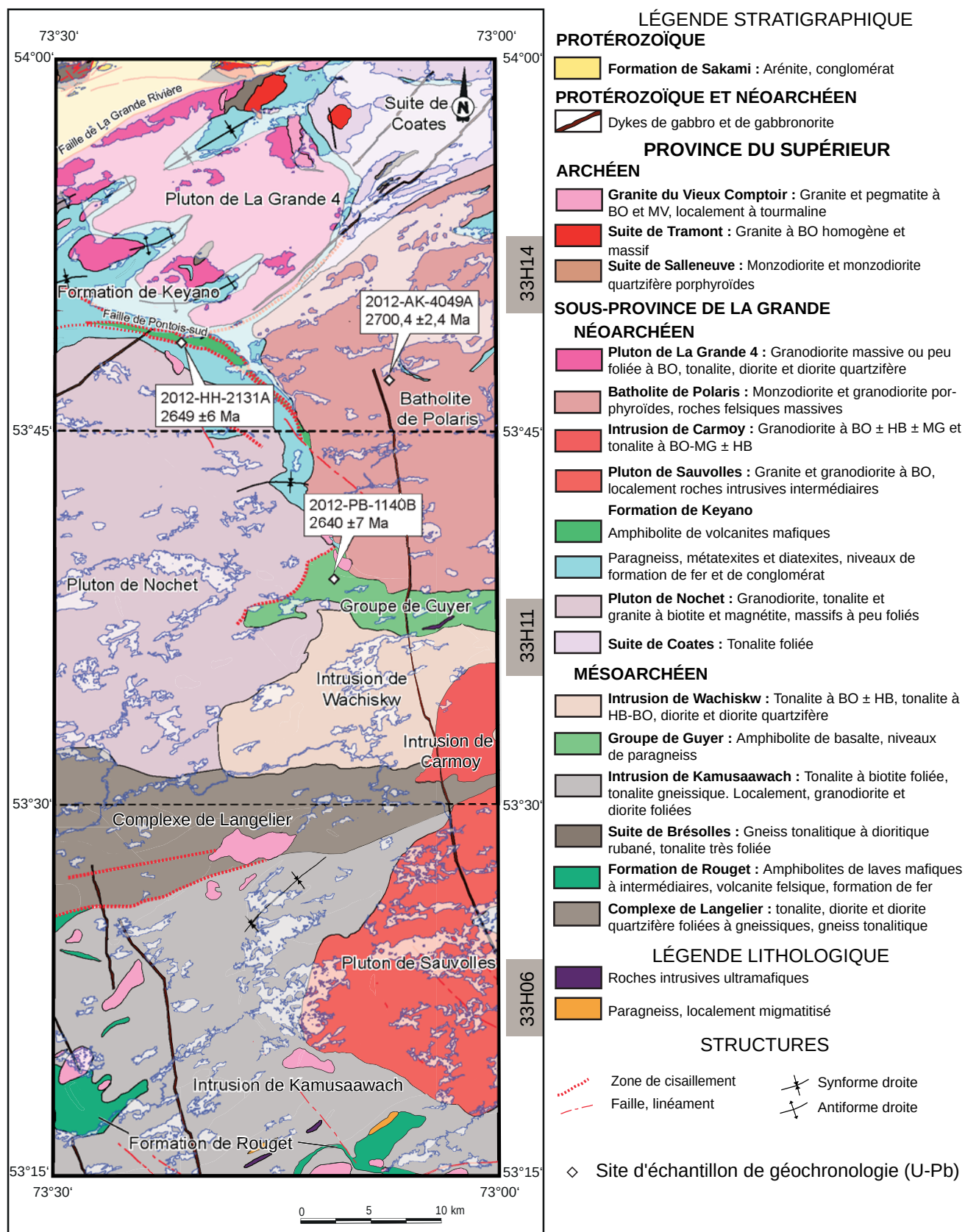
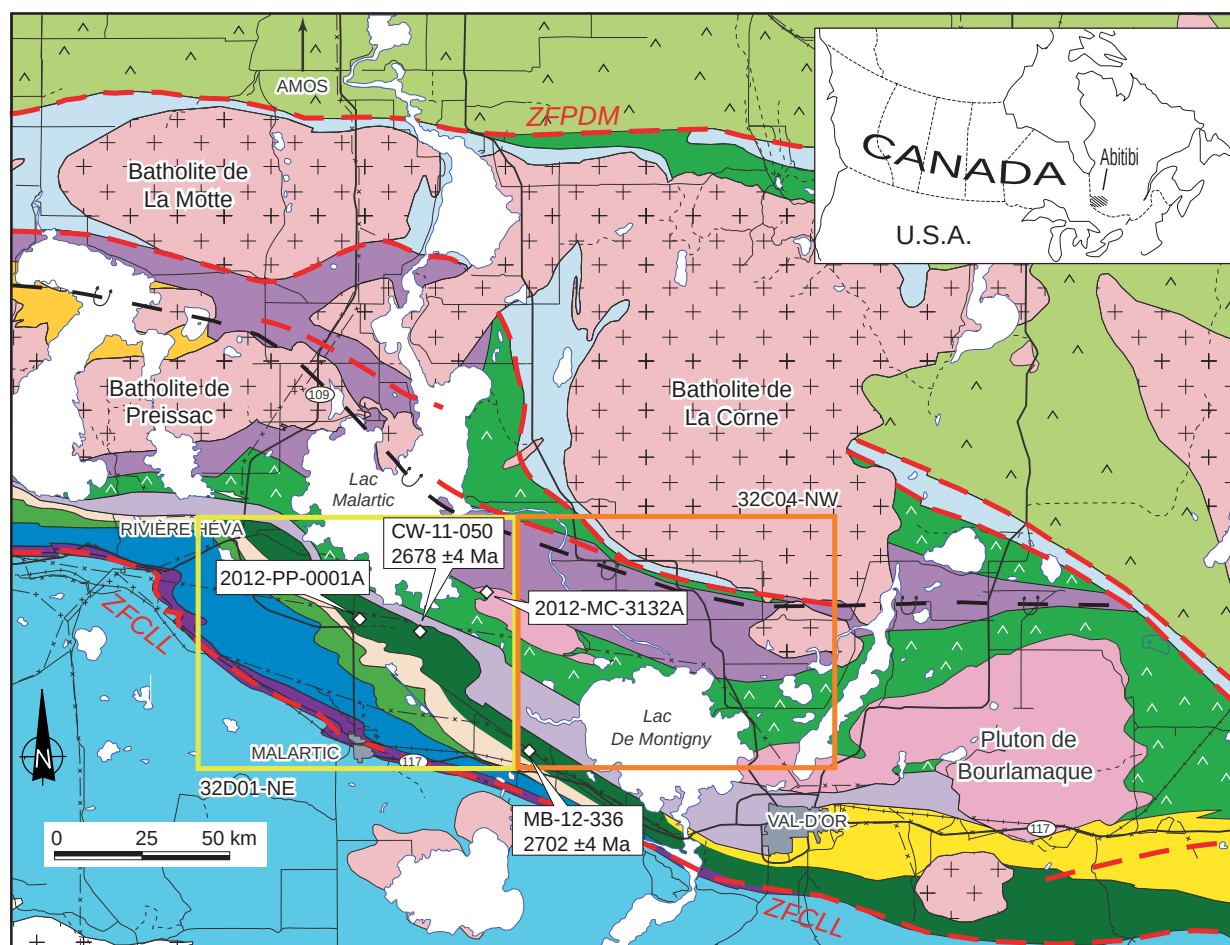


FIGURE 4 – Géologie simplifiée de la région du lac Carmoy (feuilles SNRC 33H06, 33H11 et 33H14) et localisation des sites d'échantillonnage de géochronologie.



+

 Intrusion

^ ^

 Volcanites mafiques non-différenciées de la Zone Volcanique Nord

 Groupe de Pontiac: turbidite

 Groupe de Piché: ultramafites, basalte, wacke, volcanoclastite

 Groupe de Cadillac: wacke, shale, conglomérat, formation de fer au faciès oxydes

 Formation de Mont-Brun: wacke, conglomérat, volcanoclastites

 Formation de Caste: turbidite, conglomérat

 Groupe de Blake River (2705-2696 Ma): volcanites mafiques et felsiques, volcanoclastites

GROUPES DE LOUVICOURT (2706-2700 Ma) :

 Formation d'Héva : basalte et brèche, volcanoclastites

 Formation de Val-d'Or : volcanoclastites andésitiques, rhyolite, basalte et brèche

GROUPES DE MALARTIC (2714-2706 Ma):

 Formation de Jacola: basalte et brèche, komatiite localement

^ ^

 Formation de Dubuisson: basalte, komatiite et rhyolite

 Formation de La Motte-Vassan: komatiite, basalte/volcanoclastites felsiques

⌵

 Anticinal de La Motte

—

 Zones de déformation:

ZFCLL

 Zone de faille de Cadillac-Larder Lake

ZFDPM

 Zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville

◇

 Site échantillonné pour géochronologie U-Pb

FIGURE 5 – Géologie simplifiée de la région de Malartic (feuilles SNRC 32D01 et 32C04) et localisation des sites d'échantillonnage de géochronologie.

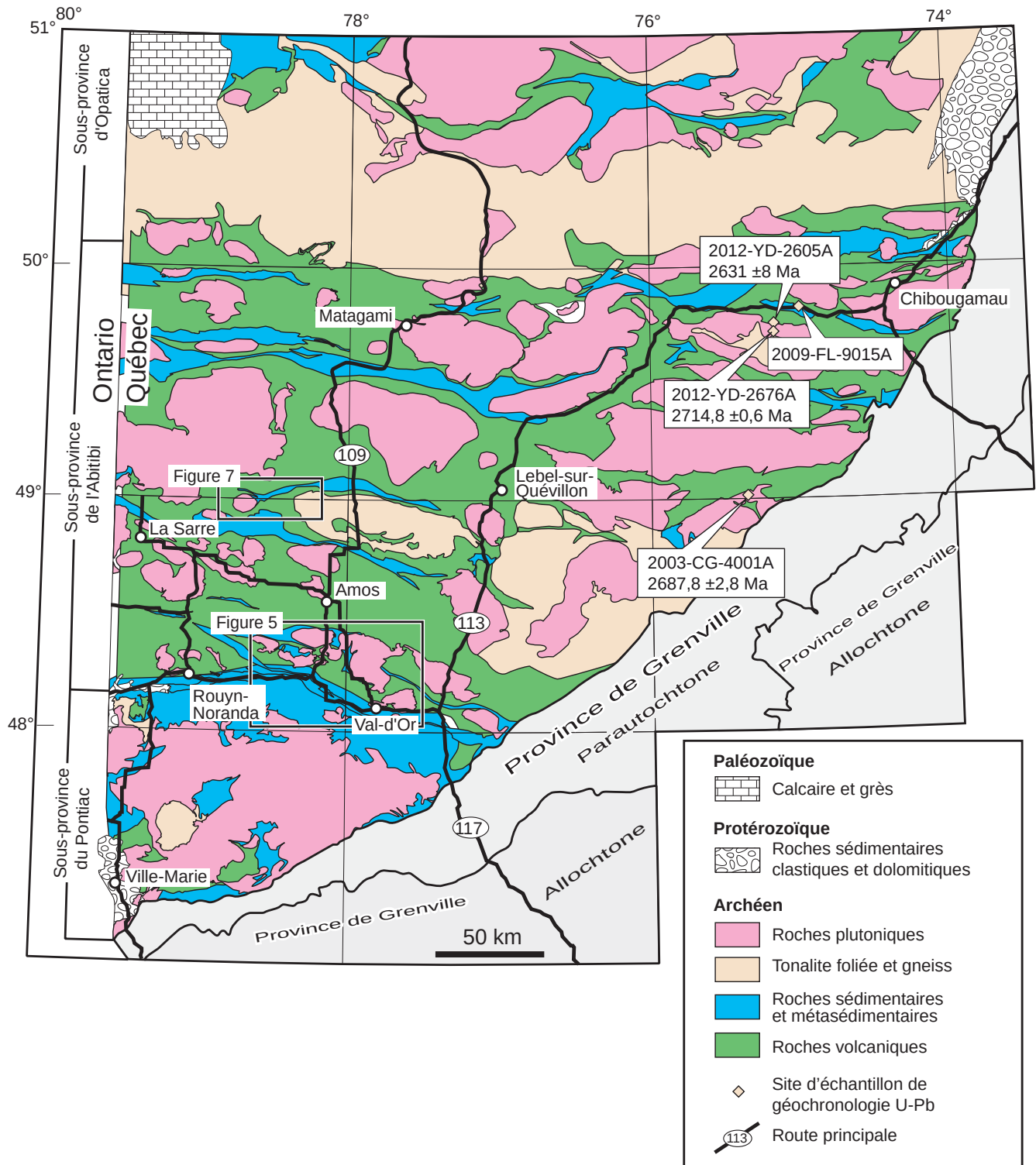


FIGURE 6 – Géologie simplifiée d’une partie de la Sous-province de l’Abitibi et de la Province de Grenville avec la localisation des sites d’échantillonnage de géochronologie.

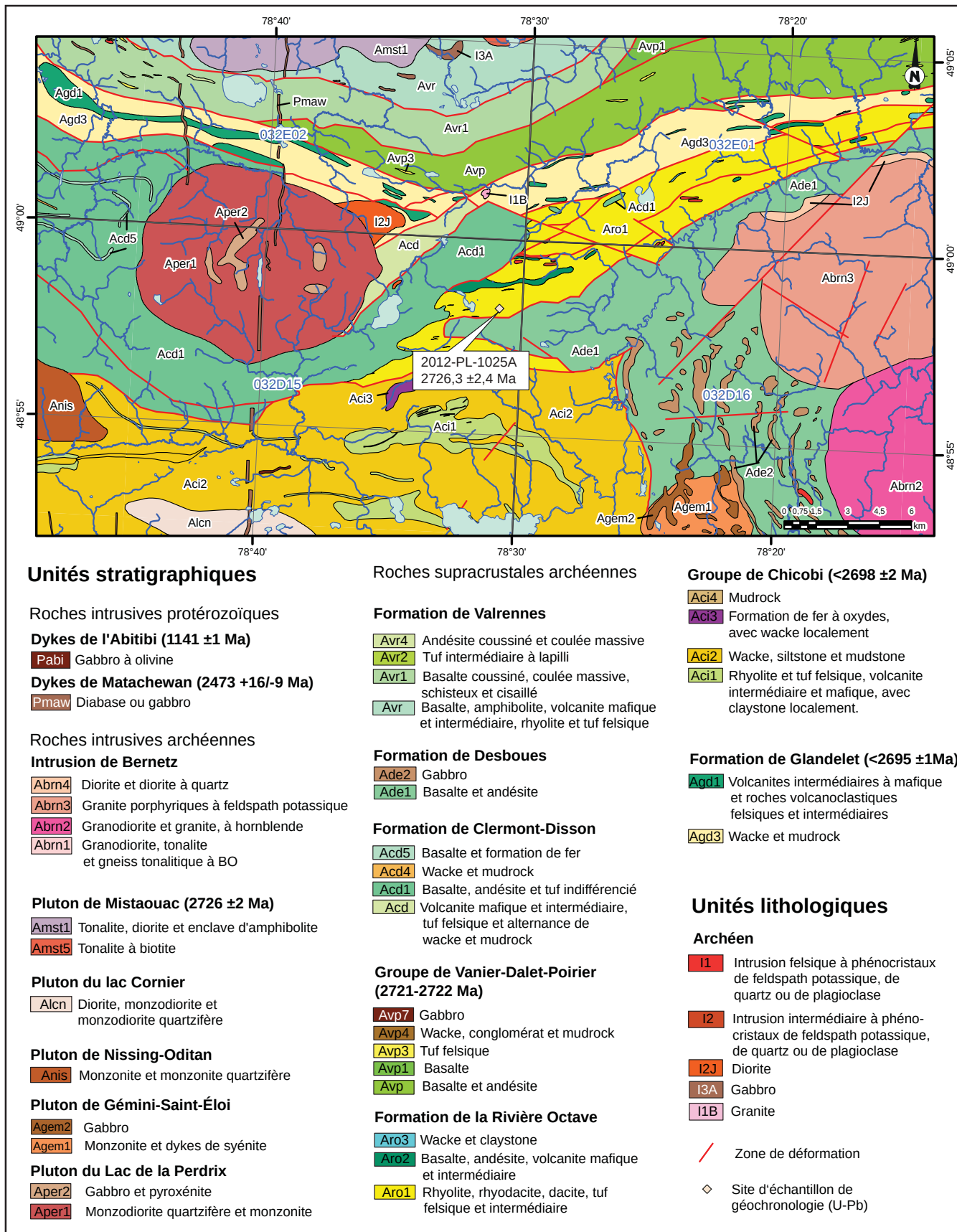


FIGURE 7 – Géologie simplifiée de la région de la rivière Octave (feuilles SNRC 32D15, 32D16, 32E01 et 32E02) et localisation du site d'échantillonnage de géochronologie.

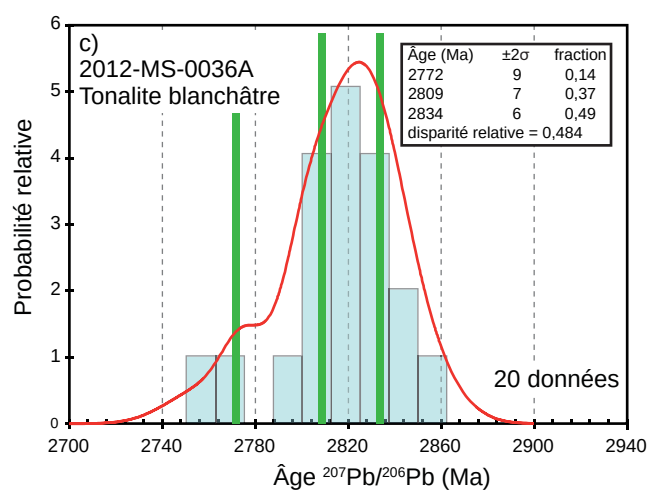
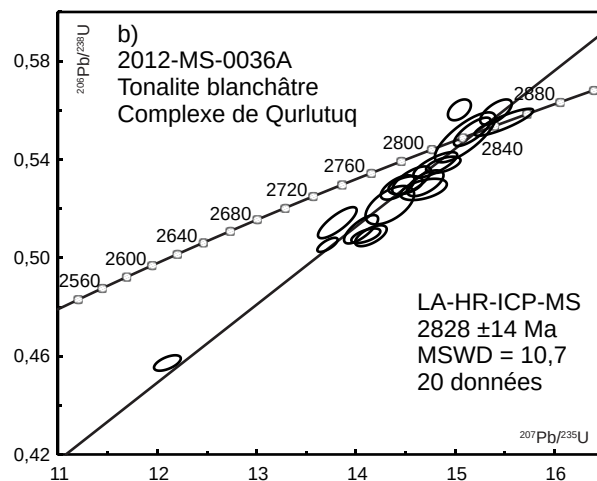
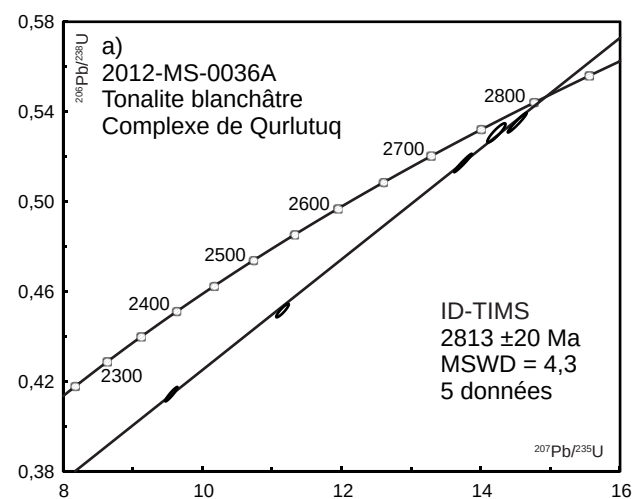


FIGURE 8 – Diagrammes concordia et diagramme de probabilité cumulative (figure 8c) des analyses de zircons pour les échantillons en provenance de la région du lac Saffray effectuées par les méthodes ID-TIMS et LA-HR-ICP-MS. Les résultats analytiques sont présentés aux tableaux 2 et 3.

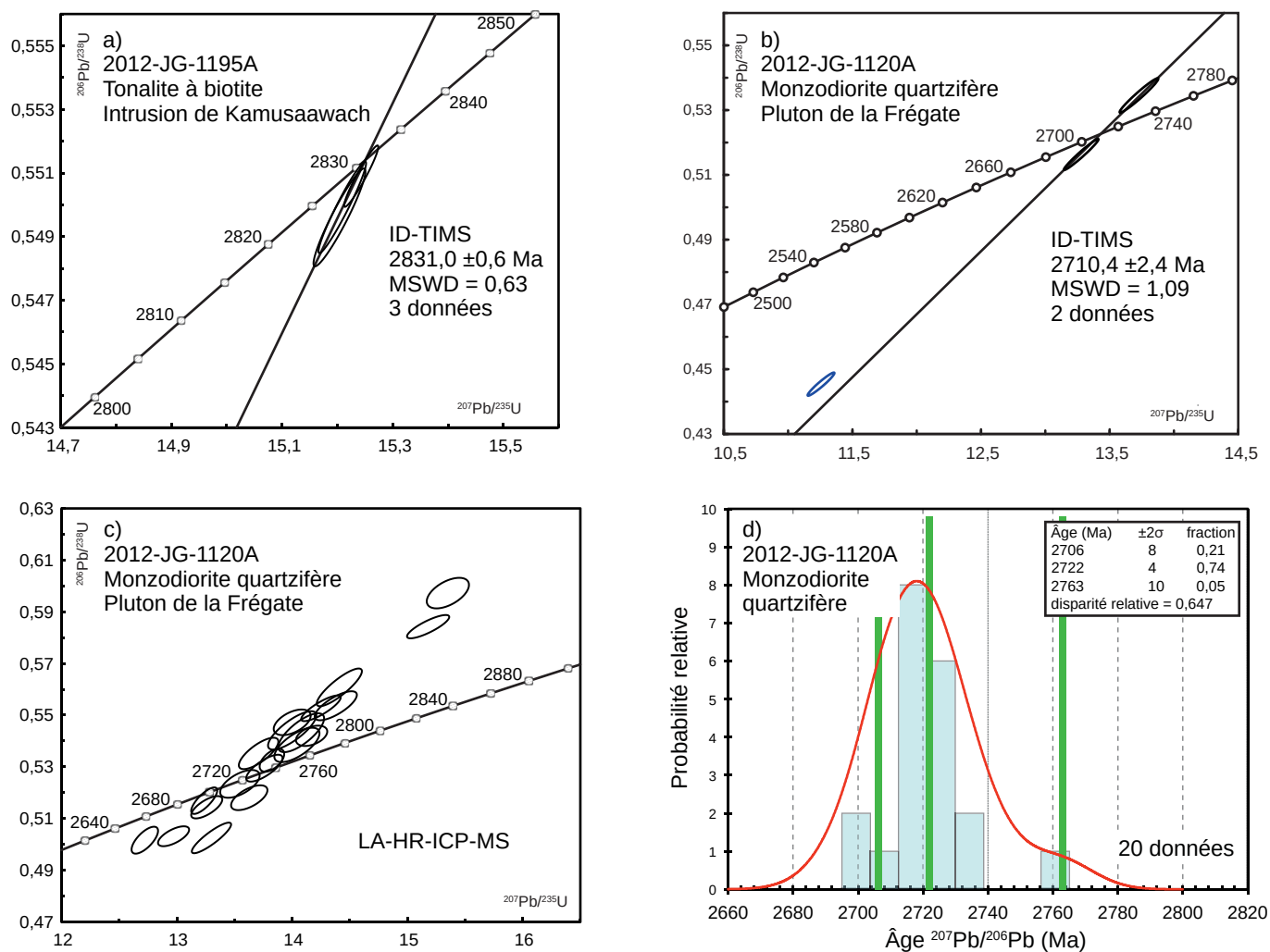


FIGURE 9 – Diagrammes concordia et diagramme de probabilité cumulative (figure 9d) des analyses de zircons pour les échantillons en provenance des sous-provinces de La Grande et d’Opinaca effectuées par les méthodes ID-TIMS et LA-HR-ICP-MS. Les résultats analytiques sont présentés aux tableaux 2 et 3

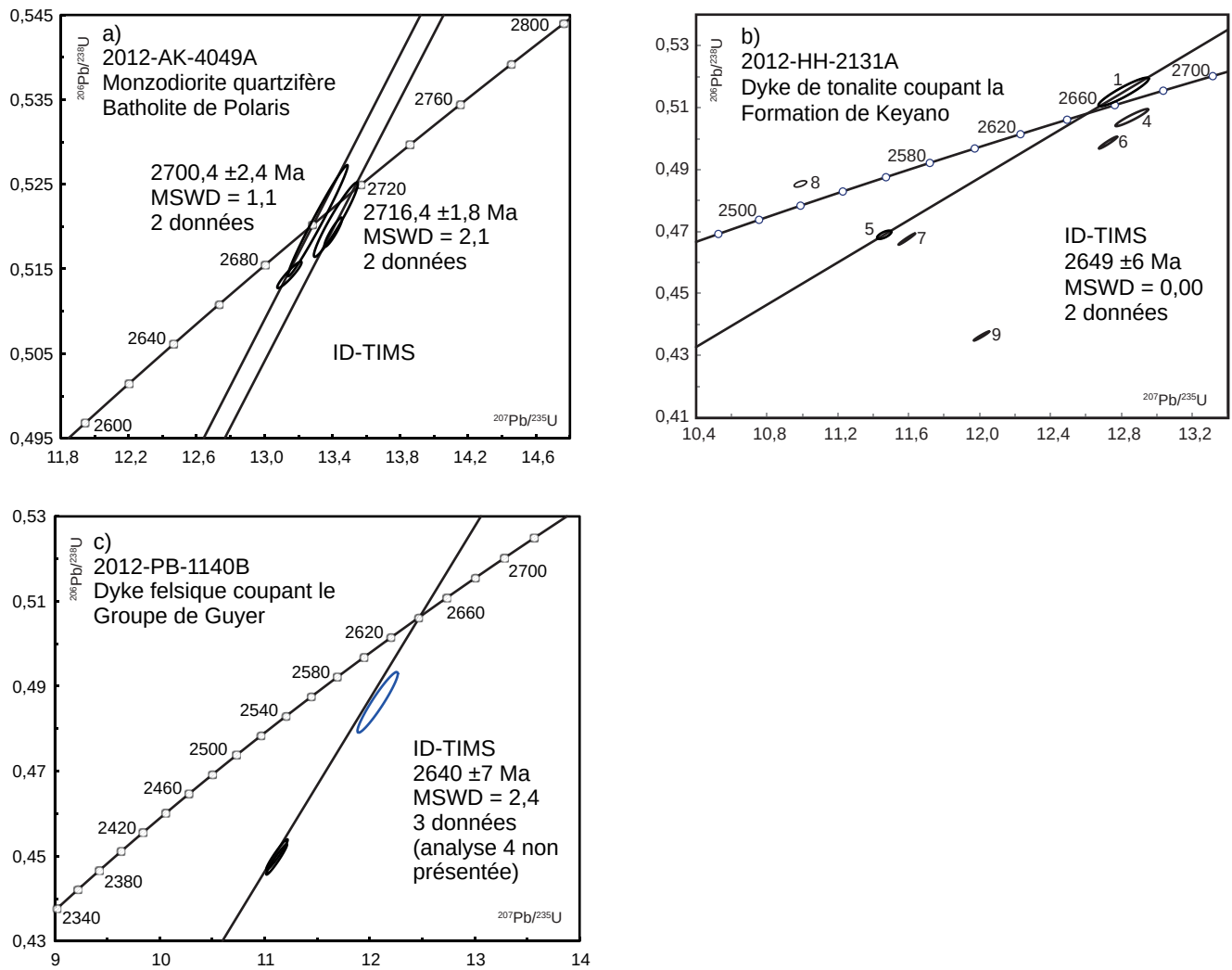


FIGURE 10 – Diagrammes concordia des analyses de zircons pour les échantillons en provenance de la région du lac Carmoy effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2.

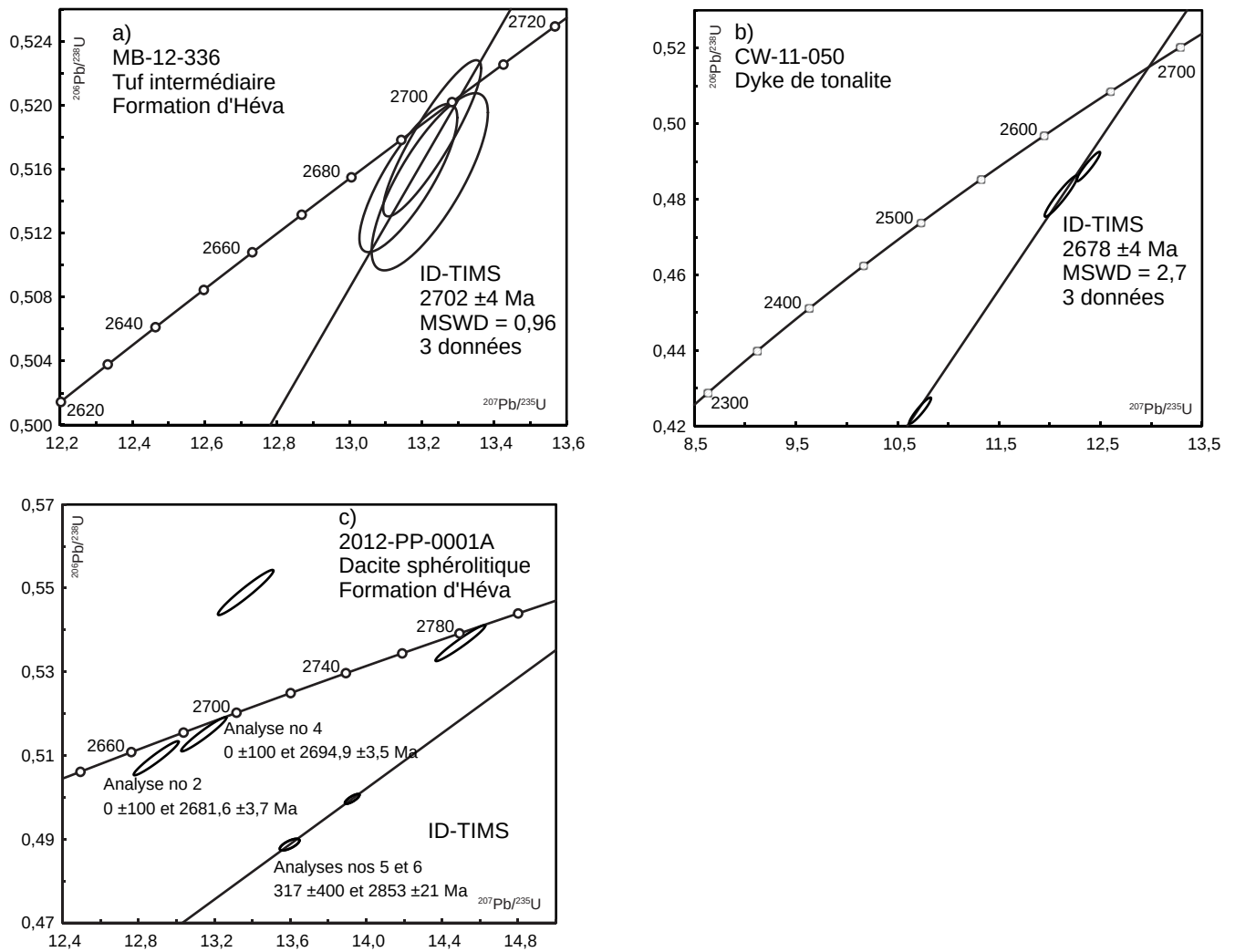


FIGURE 11 – Diagramme concordia des analyses de zircons pour les échantillons en provenance de la région de Malartic effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2.

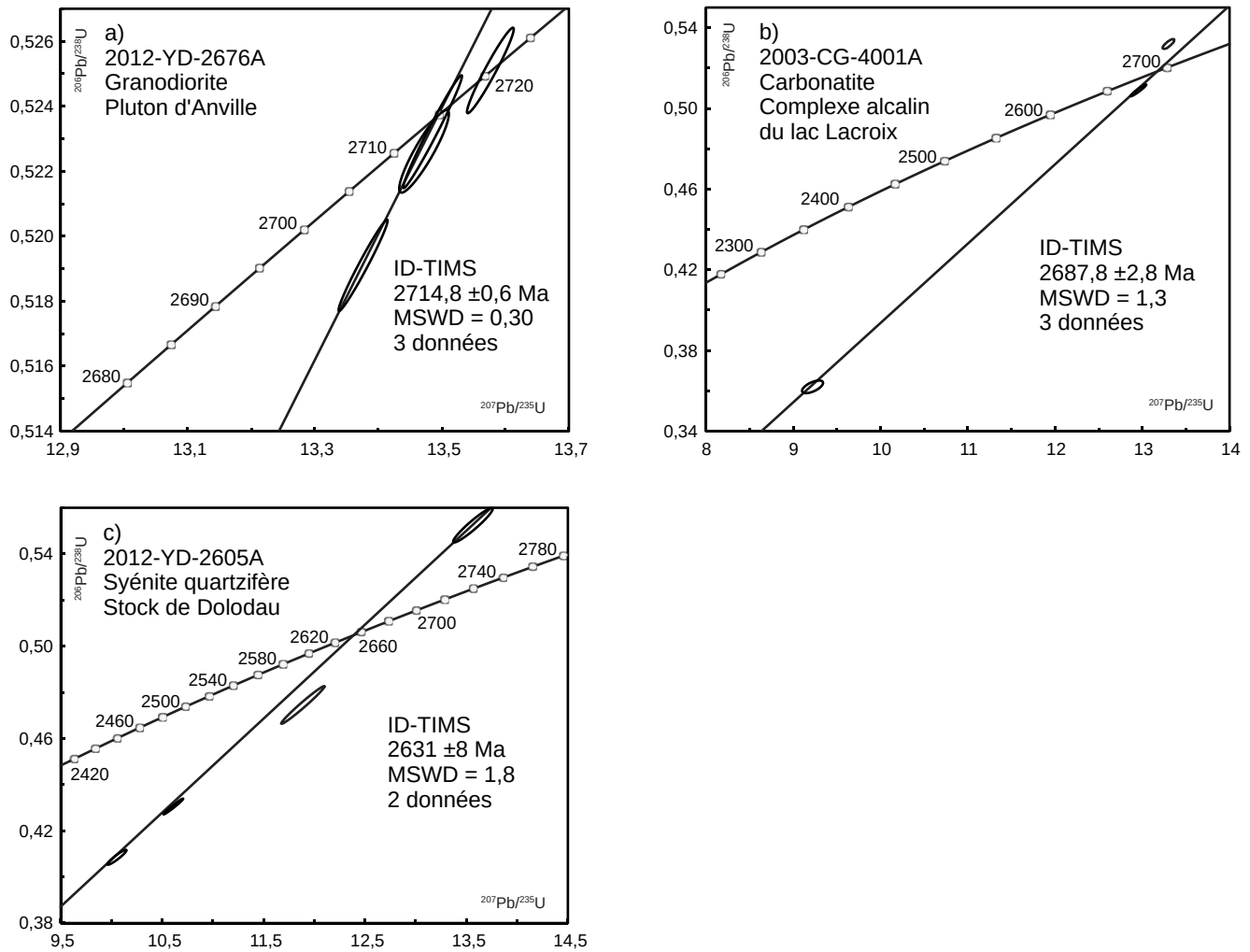


FIGURE 12 – Diagrammes concordia des analyses de zircons pour les échantillons en provenance de la région de Chapais-Chibougamau effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2.

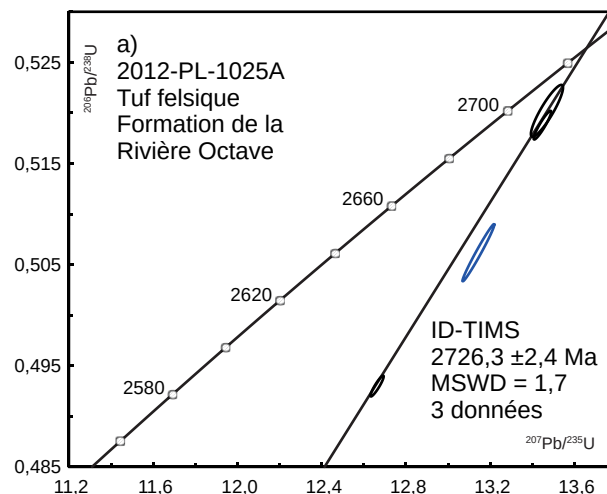


FIGURE 13 – Diagramme concordia des analyses de zircons pour un échantillon en provenance de la région du la rivière Octave effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2.

TABEAU 1 – Résumé des résultats des analyses isotopiques et localisation des échantillons.

N° de laboratoire	N° d'échantillon	Feuillet SNRC	Zone	Localisation (UTM NAD 83)	Unité stratigraphique/lithodémique (code)	Lithologie	Méthode d'analyse	Âge de cristallisation	Âge de métamorphisme	Âge d'héritage
2012-MS-0036A	2012-MS-0036A	24G14	19	599721 m E 6422680 m N	Complexe de Qurlutuq (ApPqur)	Tonalite blanchâtre	ID-TIMS sur zircons LA-HR-ICP-MS sur zircons	2834 ±6 Ma	2809 ±7 Ma	
2012-JG-1195A	2012-JG-1195A	33H04	18	597513 m E 5897619 m N	Intrusion de Kamusaawach (mAtkw)	Tonalite à biotite	ID-TIMS sur zircons	2831,0 ±0,6 Ma		
2012-JG-1120A	2012-JG-1120A	33G02	18	521602 m E 5893576 m N	Pluton de la Frégate (Aplf)	Monzodiorite quartzifère	ID-TIMS sur zircons LA-HR-ICP-MS sur zircons	2710,4 ±2,4 Ma		
2012-AK-4049A	2012-AK-4049A	33H14	18	623851 m E 5960984 m N	Batholite de Polaris (Apol2)	Monzodiorite quartzifère	ID-TIMS sur zircons	2700,4 ±2,4 Ma		2716,4 ±1,8 Ma
2012-HH-2131A	2012-HH-2131A	33H14	18	608419 m E 5963729 m N		Dyke de tonalite coupant la Formation de Keyano	ID-TIMS sur zircons	2649 ±6 Ma		
2012-PB-1140B	2012-PB-1140B	33H11	18	619761 m E 5946214 m N		Dyke felsique coupant le Groupe de Guyer	ID-TIMS sur zircons	2640 ±7 Ma		
MB-12-336	MB-12-336	32C04	18	277300 m E 5334885 m N	Formation d'Héva (Ahe) (Groupe de Louvicourt)	Tuf intermédiaire	ID-TIMS sur zircons	2702 ±4 Ma		
CW-11-050	CW-11-050	32D01	17	716920 m E 5342059 m N		Dyke de tonalite	ID-TIMS sur zircons	2678 ±4 Ma		
2012-PP-0001A	2012-PP-0001A	32D01	17	722200 m E 5335700 m N	Formation d'Héva (Ahe) (Groupe de Louvicourt)	Dacite sphérolitique	ID-TIMS sur zircons	Importante incertitude sur les âges obtenus		
2012-MC-3132A	2012-MC-3132A	32D01	17	708334 m E 5341151 m N		Tonalite porphyrique à grain grossier	ID-TIMS sur zircons	Résultats inconsistants et aléatoires		
2012-YD-2676A	2012-YD-2676A	32G11	18	488460 m E 5507052 m N	Pluton d'Anville (Aanv)	Granodiorite	ID-TIMS sur zircons	2714,8 ±0,6 Ma		2720 ±3 Ma
2003-CG-4001A	2003-CG-4001A	32G03	18	470925 m E 5429809 m N	Complexe alcalin du lac Lacroix (Alx)	Carbonatite	ID-TIMS sur zircons	2687,8 ±2,8 Ma		
2012-YD-2605A	2012-YD-2605A	32G14	18	490827 m E 5511854 m N	Stock de Dolodau (Adol)	Syénite quartzifère	ID-TIMS sur zircons	2631 ±8 Ma		
2009-FL-9015A	2009-FL-9015A	32G15	18	500280 m E 5518537 m N	Formation de Daubrée (Ada)	Arénite arkosique	Pas de zircon			
2012-PL-1025A	2012-PL-1025A	32D15	17	681897 m E 5427414 m N	Formation de la Rivière Octave (Aro1)	Tuf felsique	ID-TIMS sur zircons	2726,3 ±2,4 Ma		
2012-JG-9246A	2012-JG-9246A	32D06	17	640315 m E 5352666 m N	Groupe de Blake River (Abr) Rhyolite de Bedford Hill	Dacite	Pas de zircon			
2012-JG-9247A	2012-JG-9247A	32D06	17	632460 m E 5364207 m N	Groupe de Blake River (Abr) Centre felsique de la rivière Kanasuta	Rhyolite porphyrique	Pas de zircon			

TABLEAU 2 – Résultats des analyses U-Pb par dilution isotopique (ID-TIMS)

N°	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com (pg)	Rapports isotopiques							Âge (Ma)					Disc. (%)	
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2s (%)	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ			
2012-MS-0036A Tonalite blanchâtre, Complexe de Qurlutug																		
1	1zr autom., grand, r	0,011	65,7	1,7	0,19674	0,20	14,516	0,75	0,5351	0,67	0,968	2799,4	3,2	2784,1	7,2	2763	15	1,3
2	3zr sp. limp., incol., autom.	0,001	110,1	1,8	0,19259	0,18	13,734	0,75	0,5172	0,66	0,977	2764,4	2,9	2731,5	7,1	2687	14	2,8
3	4zr lp, limp., incol., autom.	0,007	59,0	4,4	0,19437	0,21	14,218	0,74	0,5305	0,65	0,963	2779,5	3,5	2764,4	7,1	2744	15	1,3
4	1zr lp, autom.	0,007	150,0	9,2	0,17881	0,06	11,131	0,17	0,4515	0,14	0,939	2641,8	1,1	2534,1	1,6	2402	2,8	9,1
5	1zr autom. zr lp	0,005	1348	161,2	0,16679	0,26	9,528	0,76	0,4143	0,64	0,947	2525,7	4,3	2390,3	7,0	2235	12	12
2012-JG-1195A Tonalite à biotite, Intrusion de Kamusaawach																		
1	2zr lp incol. autom.	0,004	42,8	1,9	0,20054	0,07	15,206	0,23	0,5499	0,21	0,961	2830,6	1,1	2828,2	2,2	2824,9	4,9	0,2
2	2zr lp autom. zr frig	0,004	19,4	1,2	0,20058	0,09	15,201	0,25	0,5496	0,23	0,941	2830,9	1,4	2827,9	2,4	2823,7	5,2	0,3
3	5zr lp autom incol	0,008	31,4	1,7	0,20063	0,05	15,240	0,17	0,5509	0,14	0,953	2831,35	0,85	2830,4	1,6	2829,0	3,3	0,08
2012-JG-1120A Monzodiorite quartzifère, Pluton de la Frégate																		
1	1zr sp limpide autom	0,001	157,8	0,5	0,18621	0,22	13,722	0,88	0,5345	0,81	0,970	2709,0	3,6	2730,7	8,4	2760	18	-1,9
2	1zr lp autom br	0,002	392,9	4,5	0,17138	0,07	10,296	0,48	0,4357	0,46	0,990	2571,2	1,1	2461,7	4,4	2331,4	9,0	9,3
3	1zr lp limpide autom	0,002	113,5	1,4	0,18347	0,22	11,256	0,75	0,4450	0,66	0,958	2684,5	3,7	2544,6	7,0	2373	13	12
4	3 mp autom	0,001	268,3	2,8	0,18650	0,19	13,274	0,83	0,5162	0,76	0,975	2711,5	3,2	2699,4	7,9	2683	17	1,0
2012-AK-4049A Monzodiorite quartzifère, Batholite de Polaris																		
1	2zr lp autom	0,001	87,6	4,2	0,18716	0,12	13,389	0,31	0,5189	0,27	0,921	2717,3	2,0	2707,5	2,9	2694,3	6,0	0,8
2	1zr lp autom	0,003	166,0	4,3	0,18523	0,20	13,300	1,09	0,5207	1,03	0,984	2700,3	3,3	2701	10	2702	23	-0,07
3	1zr lp br autom	0,002	155,1	2,4	0,18517	0,23	13,132	0,45	0,5143	0,25	0,934	2699,8	3,8	2689,2	4,2	2675,2	5,6	0,9
4	3zr lp autom	0,001	13,7	2,5	0,18643	0,88	10,800	1,96	0,4202	1,65	0,896	2710,9	14,5	2506	18	2261	31	17
5	2zr autom br lp	0,001	76,5	1,5	0,18668	0,24	13,406	0,79	0,5209	0,69	0,956	2713,1	4,0	2708,7	7,5	2703	15	0,4
2012-HH-2131A Dyke de tonalite coupant la Formation de Keyano																		
1	3zr lp petit limpide autom	0,001	50,9	3,6	0,18042	0,36	12,813	0,91	0,5151	0,73	0,925	2656,7	6,0	2666,0	8,5	2678	16	-0,8
2	2zr lp petit limpide autom	0,001	26,3	2,9	0,18132	0,57	13,287	1,20	0,5315	0,95	0,886	2664,9	9,4	2700	11	2748	21	-3,1
3	2zr petit limpide incol autom	0,001	33,7	1,8	0,18099	0,36	14,945	0,93	0,5989	0,78	0,928	2662,0	5,9	2811,7	8,9	3025	19	-14
4	1zr lp autom limpide	0,001	28,3	1,5	0,18403	0,73	12,859	0,59	0,5068	0,45	0,942	2690	12	2669,4	5,5	2642,9	9,7	1,7
5	2zr petit autom	0,001	132	7,8	0,17727	0,21	11,462	0,29	0,4689	0,23	0,689	2627,5	3,5	2561,5	2,7	2478,9	4,8	5,7
6	1zr mp petit	0,001	104	3,7	0,18506	0,09	12,725	0,33	0,4987	0,32	0,963	2698,8	1,5	2659,5	3,1	2608,2	6,8	3,4
7	1zr lp petit autom	0,001	106	2,6	0,17977	0,07	11,589	0,33	0,4675	0,32	0,980	2650,8	1,1	2571,8	3,1	2472,8	6,5	6,7
8	1zr mp petit autom incol	0,001	206	18,1	0,16419	0,21	10,988	0,26	0,4854	0,17	0,569	2499,3	3,6	2522,1	2,4	2550,6	3,6	-2,1
9	3zr mp rg autom	0,003	223	4,8	0,19968	0,07	12,011	0,30	0,4362	0,28	0,971	2823,6	1,2	2605,2	2,8	2333,8	5,4	17,3

TABLEAU 2 (suite) – Résultats des analyses U-Pb par dilution isotopique (ID-TIMS)

N°	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com (pg)	Rapports isotopiques						Âge (Ma)				Disc. (%)			
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2s (%)	ρ	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2σ	
2012-PB-1140B Dyke felsique coupant le Groupe de Guyer																		
1	3zr arr rg	0,002	188	2,9	0,17859	0,22	11,092	0,74	0,4504	0,65	0,961	2639,8	3,6	2530,9	6,9	2397	13	9,2
2	2zr lp petit autom	0,001	249	2,2	0,17899	0,21	11,089	0,75	0,4493	0,65	0,966	2643,6	3,4	2530,6	7,0	2392	13	9,5
3	1zr lp limpide autom	0,001	77,6	1,8	0,18013	0,43	12,076	1,30	0,4862	1,2	0,945	2654,1	7,1	2610	12	2554	25	3,8
4	2zr lp autom br	0,001	381	23,2	0,17820	0,36	8,196	0,84	0,3336	0,65	0,912	2636,2	6,0	2252,9	7,6	1856	11	30
MB-12-336 Tuf intermédiaire, Formation d'Héva																		
1	3zr lp autom	0,002	17,5	1,5	0,18521	0,31	13,163	0,54	0,5154	0,43	0,814	2700,1	5,1	2691,4	5,0	2679,8	9,5	0,8
2	1zr lp autom	0,001	85,1	0,7	0,18613	0,08	13,222	0,39	0,5152	0,38	0,981	2708,2	1,3	2695,6	3,7	2678,8	8,3	1,1
3	1zr lp petit autom	0,001	18,8	0,7	0,18524	0,10	13,229	0,84	0,5179	0,77	0,996	2700,4	1,6	2696,1	7,9	2690,4	16,9	0,4
4	1zr lp autom	0,001	4,9	1,1	0,18182	1,79	13,254	3,22	0,5287	2,47	0,834	2670	30	2698	30	2736	55	-2,5
CW-11-050 Dyke de tonalite																		
1	2zr frg limpide	0,001	101,0	2,8	0,18220	0,26	12,081	0,77	0,4809	0,66	0,947	2673,0	4,3	2610,7	7,2	2531	14	5,3
2	1zr lp	0,001	127,3	5,8	0,18333	0,28	12,352	0,79	0,4887	0,65	0,941	2683,3	4,6	2631,6	7,4	2565	14	4,4
3	1zr tp limpide incol	0,001	72,5	2,1	0,18310	0,30	10,396	0,81	0,4118	0,68	0,934	2681,1	5,0	2470,7	7,5	2223	13	17
2012-PP-0001A Dacite sphérolitique, Formation d'Héva																		
1	1zr lp grand rg/br autom	0,004	255,8	0,8	0,19583	0,20	14,496	0,74	0,5369	0,65	0,966	2791,8	3,3	2782,7	7,0	2770	15	0,8
2	1zr lp rg limpide autom	0,002	81,2	2,0	0,18360	0,22	12,894	0,75	0,5093	0,65	0,959	2685,7	3,7	2671,9	7,1	2654	14	1,2
3	1zr mp grand autom	0,002	42,6	1,6	0,17658	0,25	13,365	0,89	0,5490	0,80	0,963	2621,0	4,1	2705,8	8,5	2821	18	-7,6
4	1zr grand limpide rs autom	0,003	125,2	2,4	0,18509	0,21	13,145	0,74	0,5151	0,65	0,962	2699,0	3,5	2690,1	7,0	2678	14	0,8
5	1zr sp autom	0,001	71,2	0,7	0,20216	0,16	13,926	0,22	0,4996	0,19	0,796	2843,7	2,6	2744,7	2,1	2612,2	4,1	8,1
6	1zr tp limpide incol	0,001	83,6	0,8	0,20178	0,25	13,597	0,31	0,4887	0,23	0,712	2840,7	4,1	2722,0	2,9	2565,1	4,9	9,7
2012-MC-3132A Tonalite porphyrique à grain grossier																		
1	2zr tp	0,001	75,1	1,1	0,19517	0,07	13,621	0,24	0,5062	0,22	0,956	2786,2	1,2	2723,8	2,3	2640,3	4,7	5,2
2	1zr frg grand	0,008	58,1	14,2	0,19916	0,06	14,877	0,18	0,5418	0,15	0,935	2819,3	1,1	2807,4	1,7	2790,8	3,5	1,0
3	2zr tp limpide	0,002	45,3	2,6	0,19945	0,10	15,047	0,29	0,5471	0,26	0,942	2821,7	1,6	2818,2	2,8	2813,3	6,0	0,3
4	1zr grand autom	0,002	107,3	0,9	0,19392	0,06	14,023	0,23	0,5245	0,21	0,968	2775,69	0,94	2751,3	2,2	2718,1	4,7	2,1
2012-YD-2676A Granodiorite, Pluton d'Anville																		
1	1zr lp autom	0,001	118,5	1,3	0,18692	0,10	13,469	0,24	0,5226	0,20	0,904	2715,2	1,7	2713,1	2,2	2710,2	4,4	0,2
2	1zr lp grand incol	0,005	83,6	0,7	0,18685	0,05	13,373	0,24	0,5191	0,22	0,979	2714,59	0,82	2706,4	2,2	2695,4	4,9	0,7
3	7zr mp limpide autom	0,005	74,3	1,5	0,18688	0,05	13,482	0,28	0,5232	0,27	0,984	2714,93	0,85	2714,0	2,7	2712,8	6,0	0,08
4	2zr lp petit autom	0,001	63	2,4	0,18752	0,21	13,576	0,78	0,5251	0,714	0,965	2720,49	3,41	2720,62	7,33	2720,78	15,86	-0,0

TABLEAU 2 (suite et fin) – Résultats des analyses U-Pb par dilution isotopique (ID-TIMS)

N°	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com (pg)	Rapports isotopiques						Âge (Ma)						Disc. (%)	
					207Pb/206Pb	Erreur 2σ (%)	207Pb/235U	Erreur 2σ (%)	206Pb/238U	Erreur 2s (%)	ρ	207Pb/206Pb	Erreur 2σ	207Pb/235U	Erreur 2σ	206Pb/238U		Erreur 2σ
2003-CG-4001A Carbonatite, Complexe alcalin du lac Lacroix																		
1	1zr autom gr	0,002	184,8	81,4	0,18135	0,25	13,300	0,41	0,5319	0,37	0,797	2665,2	4,1	2701,2	3,8	2749,4	8,3	-3,2
2	1zr sp limpide gr autom	0,001	134,2	78,1	0,18364	0,49	17,401	0,66	0,6872	0,61	0,699	2686,0	8,2	2957,2	6,3	3372	16	-26
3	2zr sp limpide sans-inclusion autom	0,007	30,2	50,6	0,17920	0,52	7,447	0,52	0,3014	0,37	0,352	2645,5	8,7	2166,6	4,7	1698,2	5,5	36
4	5zr grand trouble autom	0,017	161,1	60,3	0,18398	0,83	9,189	1,07	0,3622	0,71	0,624	2689	14	2357,0	9,8	1993	12	26
5	1zr incol br autom	0,002	163,5	1,5	0,18441	0,19	12,934	0,58	0,5087	0,46	0,959	2692,9	3,1	2674,8	5,5	2651	10	1,6
2012-YD-2605A Syénite quartzifère, Stock de Dolodau																		
1	1zr grand rg autom	0,009	4,4	1,9	0,17736	0,36	13,620	1,14	0,5570	1,08	0,948	2628,3	6,0	2724	11	2854	25	-8,59
2	2zr jn autom	0,001	110,3	2,9	0,18168	0,27	11,887	1,46	0,4745	1,41	0,983	2668,3	4,5	2596	14	2503	29	6,18
3	1zr rs autom	0,001	660,3	10,2	0,17056	0,24	8,879	1,15	0,3776	1,08	0,978	2563,1	4,1	2326	10	2065	19	19,44
4	2zr jn autom	0,002	329,4	25,3	0,17781	0,28	10,022	0,78	0,4088	0,65	0,938	2632,6	4,7	2436,8	7,2	2209	12	16,08
5	1zr large autom	0,002	134,4	3,4	0,17818	0,17	10,578	0,75	0,4306	0,65	0,982	2636,0	2,8	2486,8	7,0	2308	13	12,43
2012-PL-1025A Tuf felsique, Formation de la Rivière Octave																		
1	1zr tp	0,001	122,6	3,6	0,18787	0,09	13,438	0,25	0,5188	0,22	0,931	2723,6	1,5	2711,0	2,4	2694,1	4,8	1,1
2	3zr petit autom	0,001	47,3	2,1	0,18768	0,21	13,462	0,47	0,5202	0,40	0,893	2722,0	3,5	2712,6	4,4	2700,1	8,9	0,8
3	1zr mp	0,002	158,8	1,8	0,18834	0,09	13,144	0,47	0,5062	0,46	0,983	2727,7	1,4	2690,1	4,5	2640	10	3,2
4	2zr petit lp autom	0,001	498,8	6,2	0,18609	0,08	12,650	0,20	0,4930	0,17	0,921	2708,0	1,3	2653,9	1,9	2583,7	3,7	4,6

REMARQUES

Pb com : concentration de Pb commun corrigée de la composition isotopique de la contamination : $206/204 = 18,221$; $207/204 = 15,612$; $208/204 = 39,36$ (erreurs de 2 %)

r : Coefficient de corrélation entre les erreurs sur les rapports isotopiques Pb/U et Pb/Pb

Disc : Discordance entre les résultats des rapports isotopiques Pb/U et la courbe concordia.

Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey et al. (1971)

sp=petit prisme, mp=prisme moyen, lp=prisme allongé, incol=incoloré, rs=rose, br=brun, jn=jaunâtre, rg=rougeâtre, gr=grisâtre, autom.=automorphe, frg=fragment, tp=terminalson, arr=arrondi

TABLEAU 3 – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-HR-ICP-MS).

N°	N° analyse	238U (cps)	206Pb (cps)	204Pb (cps)	Th/U	Rapports isotopiques					ρ	Âge (Ma)					Disc. (%)	
						207Pb/206Pb	Erreur 1σ	207Pb/235U	Erreur 1σ	206Pb/238U		Erreur 1σ	207Pb/206Pb	Erreur 1σ	207Pb/235U	Erreur 1σ		
2012-MS-0036A Tonalite blanchâtre, Complexe de Qurlutuq																		
1	MS036-1-01	666400	492900	97	0.52	0.1938	0.001	15.033	0.09	0.5598	0.0034	0.4496	8.8	2817.1	5.9	2865	14	-3.3
2	MS036-1-02	188600	126200	31	0.79	0.1985	0.0024	14.33	0.20	0.5211	0.0064	0.56258	20	2771	13	2708	28	3.8
3	MS036-1-03	196000	116000	59	0.60	0.1916	0.0017	12.09	0.11	0.457	0.0026	0.58791	15	2611	8.5	2426	12	12.0
4	MS036-1-04	209900	137700	37	0.68	0.1952	0.0019	13.8	0.16	0.514	0.0052	0.80593	16	2736	11	2673	22	4.1
5	MS036-1-05	503100	325900	34	0.40	0.197	0.0011	13.701	0.08	0.505	0.0024	0.72278	8.8	2729.1	5.8	2635	10	5.9
6	MS036-1-06	238400	155500	32	0.55	0.2016	0.0016	14.14	0.13	0.5087	0.0035	0.6284	13	2758.5	9	2651	15	6.6
7	MS036-1-07	248900	161400	31	1.01	0.2009	0.0016	14.09	0.12	0.5087	0.0024	0.60659	13	2755.2	8.2	2651	10	6.4
8	MS036-1-08	219400	141000	26	0.90	0.1997	0.0018	14.04	0.14	0.5113	0.0047	0.73872	15	2752.1	9.3	2662	20	5.7
9	MS036-1-09	3320000	1261000	446	0.04	0.11541	0.001	4.812	0.03	0.3025	0.0018	0.04081	14	1786.9	5	1703.5	9	9.7
10	MS036-1-10	240900	164500	39	0.49	0.2004	0.0017	15.16	0.15	0.5509	0.0047	0.77704	14	2824.5	9.7	2828	20	0.0
11	MS036-1-11	289800	195100	76	0.66	0.2036	0.0017	15.48	0.24	0.5547	0.0045	0.86662	14	2844	15	2844	19	0.4
12	MS036-1-12	169200	110600	47	0.91	0.2013	0.0016	14.79	0.18	0.5374	0.0042	0.76971	13	2804	11	2772	18	2.3
13	MS036-1-13	166400	108600	34	0.89	0.1984	0.0017	14.41	0.14	0.5283	0.004	0.63547	14	2776.7	9.2	2734	17	2.8
14	MS036-1-14	170140	116000	11	0.92	0.1991	0.0014	15.4	0.13	0.5589	0.0042	0.65721	12	2840.1	8.4	2862	17	-1.6
15	MS036-1-15	174100	112500	50	0.85	0.2017	0.002	14.69	0.15	0.53	0.0043	0.62187	16	2794.8	9.7	2741	18	3.5
16	MS036-1-16	190800	119800	45	0.83	0.1981	0.0017	14.55	0.16	0.5312	0.0046	0.68168	14	2786	10	2746	19	2.3
17	MS036-1-17	143900	90000	41	0.71	0.1996	0.0023	14.67	0.19	0.5275	0.0035	0.48232	19	2793	12	2731	15	3.2
18	MS036-1-18	118000	76100	62	0.86	0.1994	0.0022	15.09	0.25	0.5486	0.0083	0.77914	18	2820	16	2818	35	0.2
19	MS036-1-19	218800	136300	38	0.75	0.1981	0.0017	14.49	0.14	0.5292	0.003	0.44697	14	2781.8	9.1	2738	12	2.5
20	MS036-1-20	230400	143900	18	0.70	0.2004	0.0016	14.87	0.14	0.5374	0.0027	0.56151	13	2808	9.1	2773	11	1.9
2012-JG-1120A Monzodiorite quartzifère, Pluton de la Frégate																		
1	JG1120-1-21	250100	146700	39	0.22	0.1868	0.0013	12.96	0.11	0.503	0.0031	0.65849	11	2676.2	8.2	2626	13	3.2
2	JG1120-1-22	350900	202100	32	0.24	0.1853	0.0013	12.713	0.09	0.5015	0.0042	0.69332	12	2658.4	7	2620	18	3.0
3	JG1120-1-23	447000	276000	25	0.14	0.1867	0.0013	13.99	0.17	0.5439	0.0061	0.78896	12	2750	11	2799	25	-3.2
4	JG1120-1-24	666000	432000	147	0.09	0.1871	0.0018	13.7	0.14	0.535	0.0049	0.75307	15	2728.9	9.9	2762	20	-1.7
5	JG1120-1-25	167900	102300	23	0.21	0.1869	0.0011	13.25	0.11	0.5142	0.0035	0.69786	9.9	2697.6	8	2674	15	1.5
6	JG1120-1-26	434800	254700	26	0.21	0.18606	0.0091	13.228	0.09	0.5167	0.0042	0.77449	8.1	2695.8	6.7	2685	18	0.8
7	JG1120-1-27	353300	207200	34	0.18	0.1879	0.002	13.54	0.14	0.5232	0.0044	0.59894	18	2717.3	9.6	2713	19	0.3
8	JG1120-1-28	160200	94100	18	0.18	0.1873	0.0016	14.4	0.16	0.5605	0.006	0.8564	14	2776	11	2868	25	-5.5
9	JG1120-1-29	428000	283000	74	0.14	0.1853	0.0013	13.99	0.13	0.547	0.0041	0.51592	11	2750.1	9.1	2812	17	-4.1
10	JG1120-1-30	337700	207800	51	0.17	0.1895	0.0016	13.62	0.13	0.5179	0.0039	0.60804	14	2723.5	8.8	2690	16	1.7
11	JG1120-1-31	250400	136700	48	0.20	0.1881	0.0015	13.75	0.13	0.5293	0.0042	0.75335	13	2732.3	8.7	2738	18	-0.4
12	JG1120-1-32	429100	237700	29	0.19	0.1877	0.0013	15.17	0.15	0.5839	0.0037	0.83228	11	2825.3	9.8	2967	16	-9.0

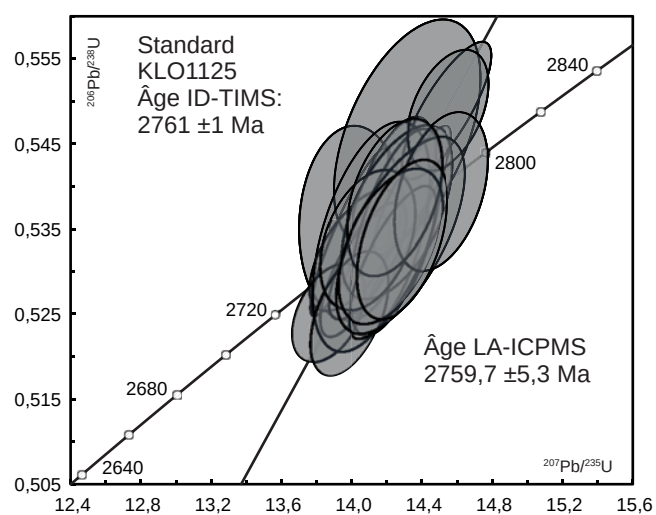
TABLEAU 3 (suite et fin) – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-HR-ICP-MS).

N°	N° analyse	238U (cps)	206Pb (cps)	204Pb (cps)	Th/U	Rapports isotopiques						Âge (Ma)				Disc. (%)		
						207Pb/206Pb	Erreur 1σ	207Pb/235U	Erreur 1σ	206Pb/238U	Erreur 1σ	ρ	207Pb/206Pb	Erreur 1σ	207Pb/235U		Erreur 1σ	
13	JG1120-1-33	421000	258300	20	0,19	0,1865	0,0018	15,34	0,15	0,5969	0,0048	0,53735	15	2836	9,4	3017	19	-11,2
14	JG1120-1-34	169700	107400	6	0,18	0,1891	0,0014	14,16	0,11	0,5418	0,0032	0,42369	12	2760,5	7,3	2791	13	-2,1
15	JG1120-1-35	519000	282000	34	0,26	0,1882	0,0012	14,37	0,15	0,5534	0,0046	0,74902	11	2777	11	2839	19	-4,1
16	JG1120-1-36	402000	223000	18	0,24	0,1879	0,0012	13,815	0,09	0,5323	0,0036	0,55065	10	2736,9	6	2751	15	-1,0
17	JG1120-1-37	534900	290700	33	0,24	0,1924	0,0012	13,29	0,14	0,5024	0,0048	0,88241	10	2700	9,9	2624	21	5,0
18	JG1120-1-38	530000	262500	111	0,23	0,1885	0,0018	14,03	0,16	0,5383	0,0054	0,67764	16	2751	11	2776	22	-1,8
19	JG1120-1-39	278000	148400	7	0,24	0,1875	0,0013	14,07	0,16	0,543	0,0061	0,73935	12	2753	11	2796	25	-2,8
20	JG1120-1-40	482631	255026	12	0,26	0,1874	0,0011	14,24	0,14	0,5524	0,004	0,83964	9,7	2765,5	9,4	2835	16	-4,3

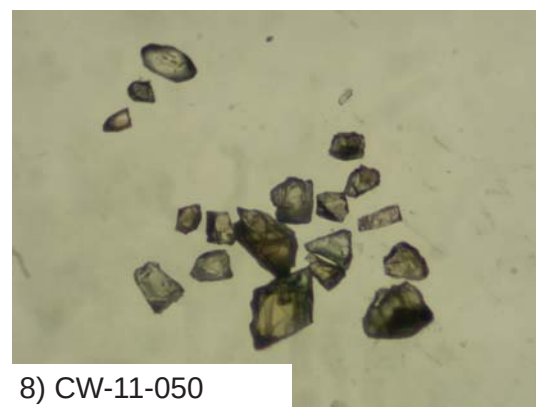
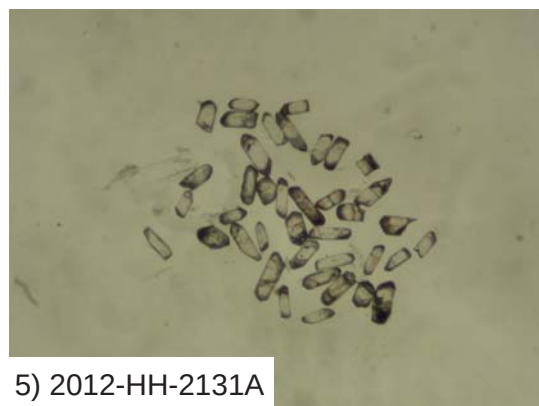
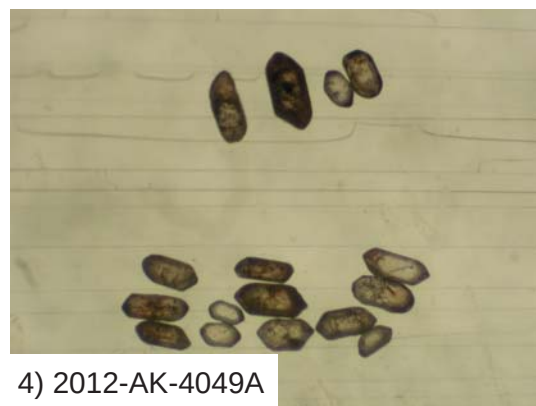
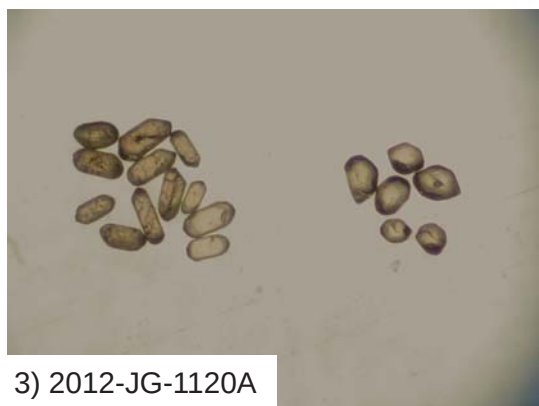
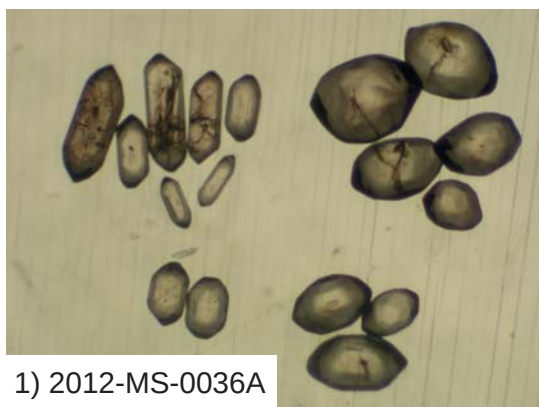
REMARQUES

r : Corrélation entre les erreurs des rapports Pb/U.
Disc : Discordance des résultats par rapport à la courbe concordia
Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey et al. (1971)
cps= nombre de comptes par seconde

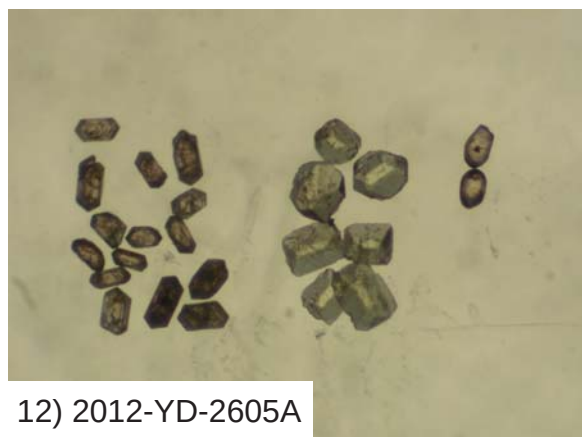
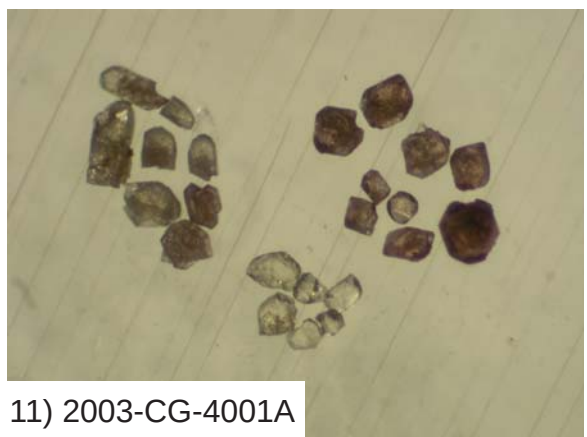
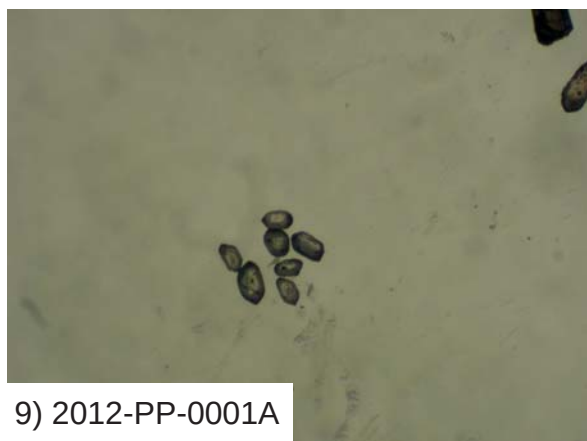
ANNEXE 1 – Diagrammes concordia des analyses du zircon standard interne KLO1125 par la méthode LA-ICP-MS.



ANNEXE 2A – Photographies des zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude (largeur du champ approximativement 1,72 mm).

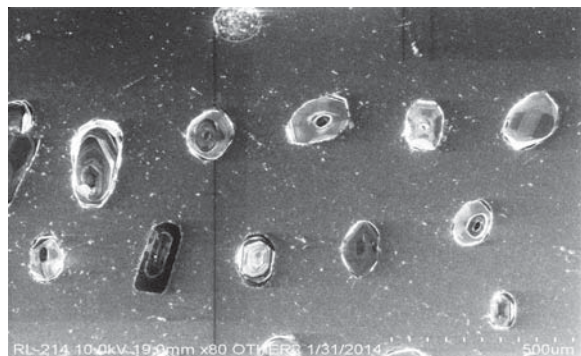


ANNEXE 2B – Photographies des zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude (largeur du champ approximativement 1,72 mm).



ANNEXE 3 – Photographies en cathodoluminescence des zircons provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.

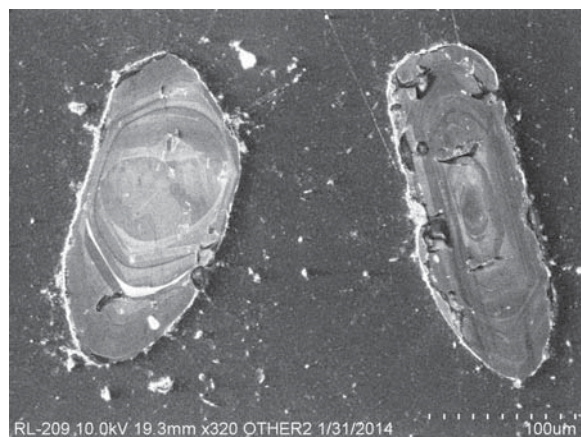
1) 2012-MS-0036A



2) 2012-MS-0036A



3) 2012-JG-1120A



4) 2012-YD-2676A

