



**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**

Yannick Daoudene, Alain Tremblay, Gilles Ruffet et François Leclerc

MB 2014-04

Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

**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**

Yannick Daoudene^a, Alain Tremblay^a, Gilles Ruffet^b, François Leclerc^c,

^a **Université du Québec à Montréal, Département des sciences de la Terre et de
l'atmosphère**

^b **Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, France**

^c **Ministère des Ressources naturelle du Québec**

remis le 20 mars 2014

Résumé

Au nord du continent nord américain, la Province archéenne du Supérieur s'est formée par l'amalgamation de différentes unités litho-tectoniques, notamment des ceintures de roches vertes et des ceintures plutoniques de type TTG, durant l'orogénèse kénoréenne à 2,72-2,68 Ga. Si la géologie de ces unités est globalement assez bien comprise, la nature de leurs contacts reste souvent méconnue et débattue. Il existe aussi très peu de données thermochronologiques qui précisent l'âge et la durée du ou des épisodes métamorphiques régionaux et des déformations associées, à l'échelle de ces sous-provinces archéennes. Pourtant, des telles données sont capitales pour discuter au mieux de l'évolution tectono-métamorphique de ces portions de croûte ancienne, et ainsi pour débattre des modalités de déformation crustale à l'Archéen. En aval de cette problématique de recherche purement fondamentale, l'enjeu est une meilleure compréhension des processus tectoniques, métamorphiques et hydrothermaux, potentiellement associés aux minéralisations archéennes syn-orogéniques.

Afin d'amorcer une discussion quant à l'évolution tectono-métamorphique d'une portion de croûte à l'Archéen, nous avons d'abord choisi d'analyser la structure et le métamorphisme d'une région située au nord des villes de Chapais et Chibougamau, une région-clef puisque chevauchant le contact entre la ceinture de roches vertes de l'Abitibi au sud et la ceinture plutonique de type TTG de l'Opatica au nord. Les résultats de cette analyse montrent que les séries volcaniques et sédimentaires de l'Abitibi reposent sur les tonalites et granodiorites foliées de l'Opatica. Parallèlement, dans la région d'étude, la zone de contact Abitibi-Opatica n'est marquée ni par une déformation cisailante plus importante qu'ailleurs, ni par un saut métamorphique conséquent. En revanche, du côté de l'Abitibi, les roches montrent un gradient métamorphique continu et croissant vers le nord, depuis le faciès schiste vert et de grade plus faible jusqu'au faciès amphibolite. Du côté de l'Opatica, les roches plutoniques déformées montrent des fabriques acquises dans le faciès métamorphique amphibolite. Ces caractéristiques nous suggèrent que l'Abitibi et l'Opatica ont constitué une seule unité tectonique durant la déformation compressive nord-sud, mais aussi que la région d'étude expose des roches ayant appartenu à des domaines crustaux de plus en plus profonds vers le nord.

Les analyses thermochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de micas et d'amphiboles de la région NE du Lac au Goéland suggèrent que l'épisode métamorphique régional, associé à la tectonique compressive nord-sud, débutent au moins vers 2685 Ma. Dans les premiers stades (2685-2632 Ma), les domaines profonds de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi

et les roches sous-jacentes de l'Opatica ont atteint des conditions métamorphiques caractéristiques du faciès amphibolite et la déformation compressive a été accommodée par l'aplatissement nord-sud et par le fluage vertical de la matière crustale. Par la suite, le refroidissement des roches a entraîné une localisation plus importante de la déformation, qui à partir d'au moins 2600 Ma a été accommodée par le mouvement décrochant des zones de cisaillement, NE-SO sénestres et NO-SE dextres, impliquant alors un fluage principalement latéral de la matière.

I. Introduction

Les ceintures de roches vertes archéennes sont mondialement reconnues pour être les hôtes de nombreux gisements en métaux communs et en or (Goldfarb *et al.*, 2005). Si les modalités de formation de certains types de gisements, comme par exemple les sulfures massifs volcanogènes, sont maintenant assez bien comprises, pour d'autres, elles restent encore discutables. C'est notamment le cas des gisements d'or orogénique qui se présentent sous la forme de veines de quartz-tourmaline-carbonate recoupant des roches cisailées au sein, ou en bordure, d'importantes zones de failles régionales (voir Robert *et al.*, 2005 ; Dubé et Gosselin, 2007 ; Percival, 2007). Parmi les questions qui restent encore débattues, l'origine de l'or et la source des fluides minéralisateurs restent les plus récurrentes (voir Ridley et Diamond, 2000 ; Dubé et Gosselin, 2007). Certains auteurs ont en effet proposé que les fluides minéralisateurs sont d'origine métamorphique (Powell *et al.*, 1991 ; Groves *et al.*, 1995 ; Gaboury, 2013) ou magmatique (Spooner, 1991), alors que d'autres travaux évoquent une source mantellique (Kontak et Archibald, 2002). En amont de ces questions, qui sont fondamentales pour l'exploration de ce type de gisements, une meilleure compréhension de l'évolution tectono-métamorphique, associée à la mise en place de ces gisements aurifères, demeure déterminante.

Deux écoles de pensée s'opposent quant aux modalités de formation des orogènes à l'Archéen (4,0-2,5 Ga). La première propose que les modes de formation des orogènes de la Terre archéenne étaient cohérents avec le paradigme de la tectonique des plaques (par exemple Cawood *et al.*, 2006), théorie qui rend bien compte des processus tectoniques et métamorphiques observés en périphérie des plaques lithosphériques au Phanérozoïque. Pour la seconde école de pensée, la tectonique des plaques «moderne» ne rend pas fidèlement compte des caractéristiques orogéniques des chaînes archéennes (voir Chardon *et al.*, 2009), les principaux arguments reposant sur la prédominance d'une déformation verticale durant l'Archéen et au paléo-Protérozoïque, l'absence de faille régionale de chevauchement importante et de détachement majeur, et un métamorphisme dominé par des assemblages de type haute température-basse pression (voir Choukroune *et al.*, 1995 ; Chardon *et al.*, 2002 ; Gapais *et al.*, 2005, 2008 ; Cagnard *et al.*, 2006, 2007). Les tenants de cette école de pensée argumentent que la croûte archéenne évoluant sur un manteau plus chaud, les déformations au sein des zones orogéniques devaient être plus longues et étendues, et que les processus de transferts verticaux de matière au sein de ces orogènes devaient se traduire par d'autres mécanismes que ceux actuellement impliqués dans les chaînes «modernes» (voir par exemple Chardon *et al.*, 2009).

Ce rapport propose d'amorcer une discussion critique quant à l'évolution tectono-métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches de verte de l'Abitibi et des régions avoisinantes. Cette discussion est basée sur de nouvelles observations métamorphiques et structurales, et sur l'apport de données géochronologiques, inédites pour la région, obtenue par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, à partir de l'analyse de micas et d'amphiboles, sélectionnés dans des échantillons représentatifs de la région NE du Lac au Goéland, région qui chevauche le contact Abitibi-Opatika.

II. Contexte géologique régional

La Province archéenne du Supérieur, tectoniquement stable depuis 2,6 Ga (Percival, 2007), forme en quasi-totalité le socle du nord-est du continent nord-américain. Cette province comprend de nombreuses unités tectono-stratigraphiques ou sous-provinces, amalgamées les unes aux autres à l'Archéen, durant la phase orogénique kénoréenne entre 2,72 et 2,68 Ga (Percival, 2007).

Dans la partie sud-est de la Province du Supérieur, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA) est l'une des plus vastes ceintures de roches vertes au monde (figure 1). Cette ceinture, principalement constituée de séries volcaniques et volcano-clastiques mafiques à intermédiaires et de quelques dépôts sédimentaires, a été interprétée comme l'évolution d'un plateau océanique vers un contexte de rifting, en passant par la formation d'arcs insulaires (Thurston, 1994 ; Bédard et Ludden, 1997 ; Kerrich *et al.*, 1999 ; Wyman *et al.*, 1999, 2002). Sur la base de l'âge des différentes unités de roches volcaniques, Percival (2007) a subdivisé la CRVA en trois ensembles, nord, central et sud, qui rajeunissent vers le sud. Au nord, les roches volcaniques ont des âges U-Pb sur zircons compris entre 2,74 et 2,72 Ma (Ludden *et al.*, 1986 ; Chown *et al.*, 1992 ; Legault *et al.*, 2002). Dans la partie centrale, le volcanisme serait daté entre 2,71 et 2,69 Ga (Dimroth *et al.*, 1984 ; Daigneault *et al.*, 2002 ; Dubé et Gosselin, 2007), alors que dans la partie sud de l'Abitibi les roches volcaniques et sédimentaires se seraient formées entre 2,69 et 2,67 Ga (Bleeker et Parrish, 1996 ; Davis, 2002). Toutefois, les âges U-Pb sur zircons, acquis depuis la dernière décennie, indiquent au contraire qu'il n'y a pas de variation spatiale des âges de mise en place des différents groupes volcaniques et sédimentaires, du nord au sud de l'Abitibi, ce qui a conduit Thurston *et al.* (2008) à proposer que le développement de la CRVA, serait en réalité le résultat d'une évolution autochtone, modèle qui se base aussi sur la continuité des unités lithologiques, lithotectoniques et/ou stratigraphiques à l'échelle de l'Abitibi et sur le manque d'évidence de chevauchement important (figure 1).

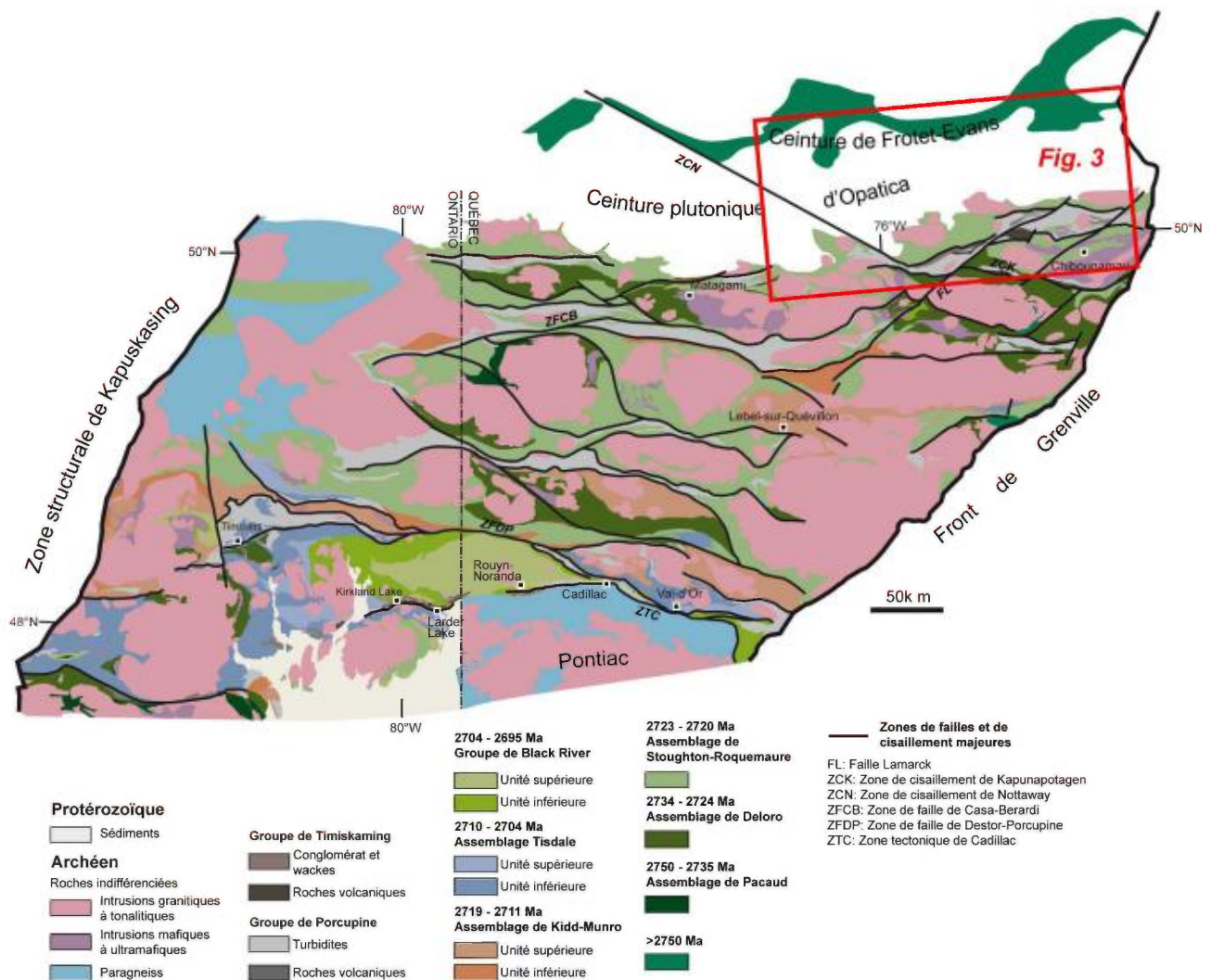


FIGURE 1 - Carte géologique simplifiée de la la CRVA (modifiée d'après Thurston et al., 2008).

L'ensemble des séries volcaniques et sédimentaires de la CRVA a été déformé et variablement métamorphisé aux faciès métamorphiques schiste vert et amphibolite. L'épisode métamorphique régional a été daté dans le sud de l'Abitibi entre 2,68 et 2,66 Ga (Powell et al., 1995). À l'extérieur des grandes zones de déformation, le grain structural dominant est marqué par le plissement est-ouest des séries volcaniques et sédimentaires (voir Daigneault et al., 1990 ; Lacroix et Sawyer, 1994) et une schistosité régionale orientée est-ouest, généralement fortement inclinée (Daigneault et al., 2002 ; Percival, 2007), qui porte une linéation d'étirement à forte plongée (Chown et al., 1992). La CRVA est affectée par un grand nombre de zones de cisaillement conjuguées, d'orientation NO-SE et NE-SO (figure 1) ; les premières montrant une composante de décrochement dextre alors que les secondes ont une composante sénestre (Chown et al., 1992). Dans la région de Val-d'Or – Malartic, la CRVA est délimitée de la Sous-province du Pontiac par la Zone

Tectonique de Cadillac (figure 1), interprétée comme une faille inverse à pendage Nord (Benn *et al.*, 1994 ; Calvert et Ludden, 1999 ; Davis, 2002). Au sud-est et à l'ouest, la CRVA est délimitée par le front de Grenville et la Zone Tectonique de Kapuskasing, respectivement (figure 1).

Bordant l'Abitibi au nord, la ceinture plutonique de l'Opatica (CPO) (figure 1) est constituée d'un ensemble complexe de plutons et de dykes tonalitiques, dioritiques, et granitiques, variablement déformés, recoupant un socle cristallin essentiellement composé de tonalite foliée ; certaines parties de ce socle ayant été migmatisées (Benn *et al.*, 1992 ; Sawyer, 1998). Il existe encore très peu de données géochronologiques permettant de dater précisément la mise en place de ces roches intrusives, mais les âges disponibles dans la littérature suggèrent que les roches de la CPO se sont principalement formées entre 2,82 et 2,68 Ga (Gariépy et Allègre, 1985 ; Benn *et al.*, 1992 ; Sawyer et Benn, 1993 ; Davis *et al.*, 1994). La migmatisation aurait eu lieu vers 2,68-2,67 Ga (Sawyer, 1998). La CPO englobe une ceinture de roches verte est-ouest, longue et étroite, la ceinture de Frotet-Evans (CRVFE) (figure 1), qui est classiquement découpée en 4 segments délimités par des zones de cisaillement décrochant.

Sur la base de profils de sismique réfraction orientés N-S et NE-SO, Calvert et Ludden (1999) ont suggéré la présence d'une paléo-zone de subduction archéenne à l'aplomb de la zone de contact entre la CRVA et la CPO ; leur argument étant l'existence d'un réflecteur d'échelle lithosphérique, plongeant vers le nord sous l'Opatica. Selon cette interprétation, des roches de la CRVA auraient été subduites sous la CPO. Cawood *et al.* (2006) ont proposé que l'architecture sismique de la lithosphère sous la zone de contact Abitibi-Opatica est identique à celles qui peuvent être observées au sein des zones de collision actuelles. Ces auteurs en ont déduit que la tectonique des plaques «moderne» était donc active à l'Archéen. Néanmoins, selon Benn (2006) puis Benn et Moyen (2008), les données sismiques sont aussi compatibles avec un modèle tectonique selon lequel la CRVA et la CPO appartiendraient à une même unité structurale. Dans ce modèle, ces auteurs interprètent le réflecteur sismique d'échelle lithosphérique à pendage nord comme une structure chevauchante prenant racine dans le manteau lithosphérique.

III. Géologie de la région d'étude

La région d'étude est localisée dans la région administrative de la Baie-James et délimitée par le Lac au Goéland à l'ouest, le front de Grenville à l'est, la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans au nord et le massif de Lapparent en Abitibi au sud (figures 1 et 2). Dans la partie qui suit, ne sera décrit que la succession des roches archéennes qui caractérise la région d'étude de ce travail (figure 2).

III.1. La Ceinture de roches vertes de l'Abitibi

La base de l'empilement lithologique de la CRVA est représentée par la Formation de Chrissie, qui affleure seulement à l'extrême sud de la zone d'étude (figure 2). Cette formation est constituée de tufs mafiques à felsiques, de rhyolites d'affinité calco-alcaline, et de basaltes et basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique. La Formation de Chrissie a été récemment datée à 2791,4 ± 3,7/-2,8 Ma (U-Pb sur zircons; David et Dion, 2010), faisant de cette unité l'une des plus anciennes de la CRVA.

Sur la Formation de Chrissie reposent, probablement en discordance, les séries à dominante volcanique du Groupe de Roy (voir Leclerc et Houle, 2010 ; Leclerc *et al.*, 2011). Ce groupe, dont la puissance pourrait atteindre environ 10 km, est classiquement subdivisé en deux cycles volcano-sédimentaires, chacun caractérisé par un empilement de roches volcaniques à dominante mafique puis felsique vers le haut, et se terminant par des séquences volcanoclastiques et sédimentaires (Dimroth *et al.*, 1984 ; Daigneault *et al.*, 1990). Le premier cycle volcanique du groupe de Roy comprends deux formations (Leclerc *et al.*, 2008). À la base, la Formation d'Obatogamau (3-4 km d'épaisseur), se compose principalement de coulées massives de basaltes et de basaltes andésitiques, souvent coussinées, et d'affinité tholéiitique, qui, vers le sommet, laissent place à des horizons de tufs et de sédiments (voir Leclerc *et al.*, 2008 ; Leclerc et Houle, 2013). Au sommet du premier cycle volcanique du Groupe de Roy, la Formation de Waconichi (environ 800 m d'épaisseur) est en grande majorité constituée de roches éruptives felsiques et de roches volcanoclastiques (voir Daigneault et Allard, 1990 ; Leclerc *et al.*, 2008 ; Leclerc et Houle, 2013); certaines de ces roches ayant livré des âges U-Pb sur zircons répartis entre ca. 2731 Ma et ca. 2726 Ma (Mortensen, 1993 ; Legault, 2003 ; Leclerc *et al.*, 2011).

Le second cycle volcanique du Groupe de Roy est constitué, du bas vers le haut, des formations de Bruneau (anciennement Gilman, 1,5 km d'épaisseur), de Blondeau (2-3

km d'épaisseur) et de Bordeleau (Leclerc *et al.*, 2008). À l'instar du premier cycle du Groupe de Roy, le cycle 2 montre également une évolution des lithologies depuis des coulées de basalte et basalte andésitique (la Formation de Bruneau) jusqu'à des séquences où alternent des roches volcaniques felsiques et des roches sédimentaires détritiques (les formations de Blondeau, de Bordeleau). Une lentilles de tuf felsique de la Formation de Bruneau a livré un âge U-Pb sur zircons à $2724 \pm 1,2$ Ma (Davis et Dion, 2012). Des zircons détritiques de subarkoses de la Formation de Blondeau ont fourni un âge maximum pour la sédimentation à 2721 ± 3 Ma. La Formation de Bordeleau, qui affleure au nord de la zone de cisaillement de Faribault (Leclerc et Houle, 2010), termine le second cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy. Toutefois, le positionnement exacte de cette formation, en transition avec le Groupe d'Opémisca sus-jacent, reste difficile à déterminer (Leclerc *et al.*, 2008). La Formation de Bordeleau aurait une épaisseur d'environ 1 km (Pilote, 1986). À l'ouest, dans la région du Lac au Goéland, les Volcanites de la Rivière Bell du Groupe de Wabasse et la Formation de Dussieux (voir Goutier, 2005), sont contemporaines des formations de Bruneau et Blondeau. En effet, les Volcanites de la Rivière Bell reposent sur les roches du Groupe du Lac Watson, daté à ca. 2725-2723 Ma (Mortensen, 1993 ; David *et al.*, 2006). Au dessus, des Volcanites de la Rivière Bell, la Formation de Dussieux a été datée à 2720 ± 3 Ma (Davis *et al.*, 2005). Pour cette raison et afin de clarifier la lecture de ce travail, les volcanites de la Rivière Bell et la Formation de Dussieux sont ici incluses dans le second cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy (figure 2).

En discordance sur le Groupe de Roy, le Groupe d'Opémisca est dominé par des roches sédimentaires détritiques comme des grès, des conglomérats, des wackes, des silstones, et contient en moindre proportion des basaltes et des tufs felsiques (voir Leclerc *et al.*, 2008 ; Leclerc et Houle, 2013). Le Groupe d'Opémisca est subdivisé en trois formations qui sont les formations de Daubrée, de Stella et de Haüy. Au nord du synclinal de Chibougamau, les formations de Stella et de Haüy sont regroupées en une seule unité, la Formation de Chebistuan. Il existe peu de données géochronologiques pour contraindre l'âge de mise en place des ces formations. Dans la région du Lac au Goéland, la Formation de Daubrée est recoupée par la Diorite de la Rivière inconnue (figure 2), datée en U-Pb sur zircons à $2693,6 \pm 0,6$ Ma (McNicoll et Goutier, 2008). Des zircons détritiques prélevés au sein de la Formation de Haüy ont en outre fourni un âge maximal pour la sédimentation de cette formation à $2691,7 \pm 2,9$ Ma (David *et al.*, 2007).

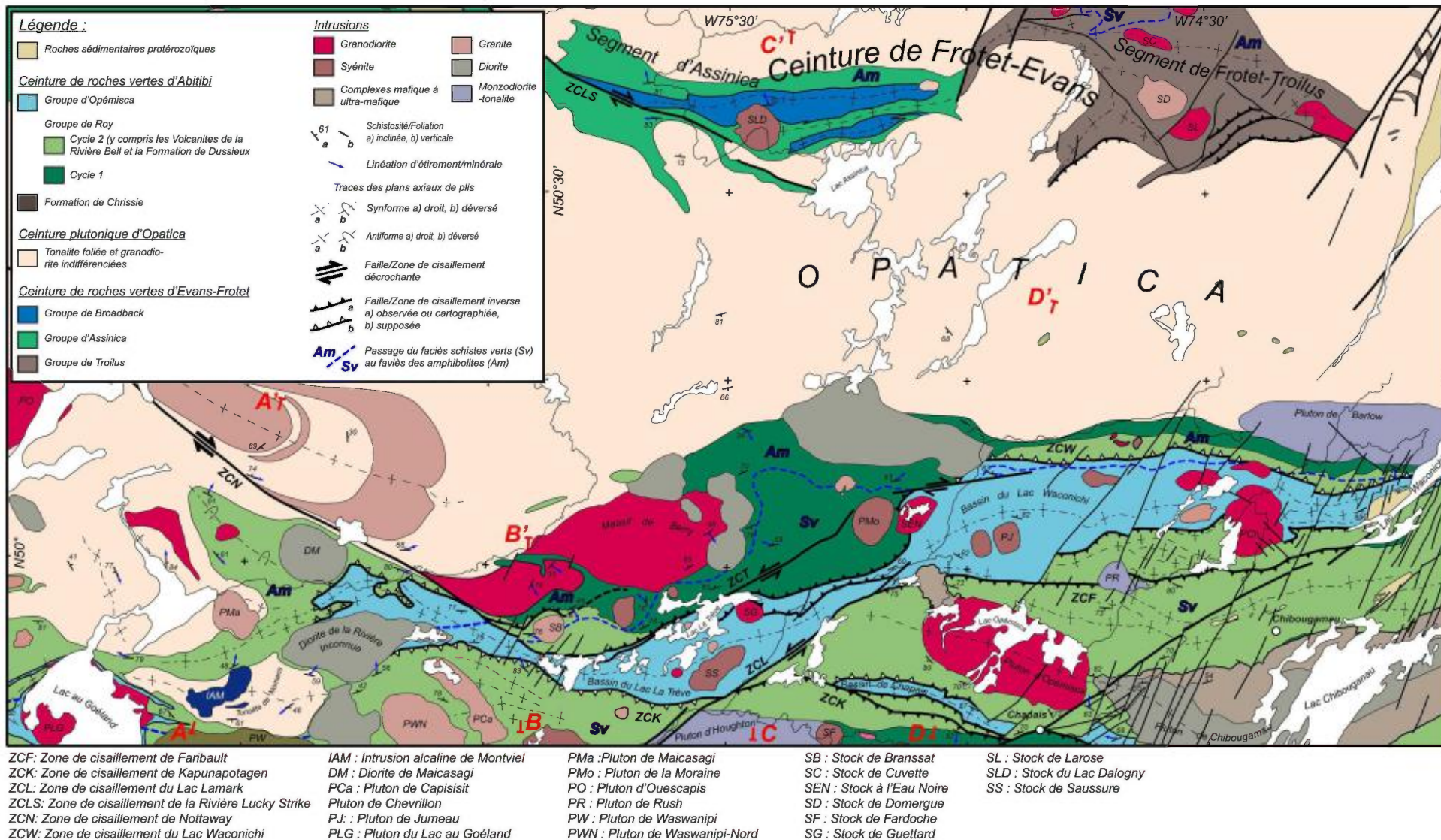


Figure 2 – Carte géologique simplifiée des régions de Chapais-Chibougamau, du Lac au Goéland, et des parties orientales de la ceinture plutonique de l'Opatica et de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans.

L'empilement des roches, que constituent les groupes de Roy et d'Opémisca, est l'hôte de nombreuses intrusions de natures et d'âges variés (figure 2). Le Complexe du Lac Doré, délimitant au nord et au sud le pluton de Chibougamau, est par exemple une intrusion subvolcanique, composée de roches mafiques et ultramafiques, dont la mise en place est contemporaine du premier cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy, ce complexe ayant livré des âges U-Pb sur zircon à 2728 ± 1 Ma et 2727 ± 1 Ma (Mortensen, 1993). Des filons-couches de roches ultramafiques et mafiques, recoupent les formations de Bruneau et de Blondeau. Un ferrogabbro quartzifère issu du filon-couche de Bourbeau (Leclerc et Houle, 2010), a fourni un âge U-Pb sur zircon à 2717 ± 1 Ma (Mortensen, 1993). Ces intrusions sont en partie contemporaines de la mise en place de la Formation de Blondeau. Certains plutons de la région se sont aussi mis en place pendant la formation du Groupe de Roy. C'est le cas par exemple du pluton de Chibougamau, une intrusion polyphasée et édifiée entre ca. 2720 Ma et $2701,7 \pm 2,9$ Ma (voir Krogh, 1982 ; Joannis, 1998 ; McNicoll *et al.*, 2008). D'autres intrusions comme le pluton d'Opémisca, daté en U-Pb sur zircon à 2697 ± 2 Ma, semblent contemporaines d'une partie des roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca.

III.2. La Ceinture de roches vertes de Frotet-Evans

La CRVFE s'étend d'est en ouest sur une distance d'environ 250 km et est classiquement rattachée à la CPO. Cette ceinture de roches vertes est subdivisée en 4 segments délimités par des zones de cisaillement (voir Boily, 2000). Seuls les deux segments orientaux sont représentés sur la carte en figure 2. D'est en ouest, il s'agit des segments de Frotet-Troilus et d'Assinica.

Le segment de Frotet-Troilus est le plus oriental de la CRVFE. Simard (1987) a initialement identifié au nord du segment un seul groupe stratigraphique, le Groupe de Troilus, qu'il a subdivisé en 6 formations et au sud, 3 complexes volcano-sédimentaires. Plus tard, Gosselin (1996) a redéfini la stratigraphie du segment de Frotet-Troilus en intégrant les lithologies des 3 complexes volcano-sédimentaires dans le Groupe de Troilus. La datation U-Pb sur zircon issus d'un dyke felsique associé au gisements Cu-Au de Troilus a fourni un âge à 2782 ± 6 Ma (Pilote *et al.*, 1997).

Prolongeant à l'ouest le segment de Frotet-Troilus, le segment d'Assinica comprend, à sa base, le Groupe d'Assinica composé, de la base vers le sommet, de coulées volcaniques mafiques, de tufs basaltiques, de roches volcaniques felsiques et de pélites (Brisson *et al.*, 1997a et b ; Boily, 2000). Sur le Groupe d'Assinica, reposent les roches sédimentaires métamorphisées du Groupe de Broadback. Il n'existe pas de données géochronologiques sur l'âge de mise en place de ces deux groupes.

III.3. La Ceinture plutonique d'Opatca

La géologie de la CPO reste encore largement méconnue, probablement en raison du fait qu'il existe actuellement très peu de voie d'accès à travers cette ceinture et que les affleurements de qualité semblent rares. La CPO est constituée d'un ensemble de roches intrusives déformées ou pas. Il s'agit principalement de tonalites, de diorites et de granodiorites qui auraient cristallisé entre 2,8 Ga et 2,7 Ga (Sawyer, 1998). Les roches de la CPO ont été affectées par un épisode métamorphique, qui a localement conduit à de la fusion partielle vers 2,68-2,67 Ga (Sawyer *et al.*, 1998). Cet épisode métamorphique est mis en évidence par des âges U-Pb sur titanite compris entre 2,71 Ga et 2,63 Ga (Davis *et al.* 1994). Dans la région du Lac au Goéland (figure 2), nous avons précédemment proposé que la Tonalite de Nomans soit l'expression d'une fenêtre structurale de la CPO, affleurant sous les roches vertes de la CRVA (Daoudene *et al.*, 2013). La mise en place de cette tonalite a été datée en U-Pb sur zircon à $2709,9 \pm 1,2/-1,1$ Ma et deux titanites ont fourni des âges U-Pb à ca. 2650 Ma et ca. 2632 Ma.

IV. Métamorphisme

Dans la région du Lac au Goéland, nous avons précédemment montré, par une analyse microstructurale fine, que la déformation régionale affectant le domaine abitibien a été initialement acquise dans des conditions en température typiques du faciès métamorphique amphibolite (Daoudene *et al.*, 2013).

Plus à l'est, au cœur des bassins sédimentaires de la région de Chapais-Chibougamau (par exemple les bassins de Chapais et du lac Waconichi), les formations du Groupe d'Opémisca ne montrent, à l'affleurement, aucune évidence d'un quelconque métamorphisme. Les fabriques sédimentaires ou diagénétiques (la stratification, le granoclassement, les failles syn-sédimentaires, les figures d'échappement d'eau,...) y sont souvent très bien préservées (figure 3a) et, macroscopiquement, ces roches ne semblent

contenir aucun minéral métamorphique. Vers les bordures des bassins, la chlorite et la séricite deviennent cependant fréquentes, suggérant que dans ces secteurs les formations du Groupe d'Opémisca ont globalement subi des conditions métamorphiques typiques du faciès schiste vert, parfois même plus intense. Au nord du Stock à l'Eau Noire (figure 2), des métapelites de la Formation de Stella contiennent des andalousites chiastolitiques, parfois centimétriques (figure 3b et c). En raison de la proximité de plutons granitiques, ces andalousites pourraient cependant être liées à du métamorphisme de contact. Le long de la bordure nord-ouest du bassin du Lac Waconichi, à proximité du contact avec le Groupe de Roy, les roches de la Formation de Stella ont clairement été affectées par un métamorphisme régional dans la faciès amphibolite. Dans ce secteur, les roches métasédimentaires contiennent de la biotite, du grenat et de la staurotide avec ou sans muscovite (figure 3e). La staurotide se présente sous la forme de plages corrodées et allongées parallèlement à la foliation régionale, des caractéristiques pétrographiques qui suggèrent que ces minéraux se sont développés précocement durant la déformation. Le même type d'association minérale a été observé dans des métapelites de la Formation de Daubrée, affleurant dans la région nord-est du Lac au Goéland. Ces roches métasédimentaires contiennent d'autres minéraux métamorphiques, notamment de la chlorite et du chloritoïde. Le grenat se présente fréquemment sous la forme de reliques corrodées, entourées de couronnes de chlorites (figure 3f), une texture coronitique qui indique un processus de rétro-morphose dans le faciès métamorphique schiste vert. Le chloritoïde, fréquent dans les pélites riches en Fe et en Al métamorphisées dans le faciès schiste vert supérieur, est abondant dans ces lithologies. Ce minéral forme de larges phénoblastes, développés sur la foliation régionale (figure 3g), une caractéristique géométrique indiquant que le développement de ce minéral est tardi- à post-cinématique.

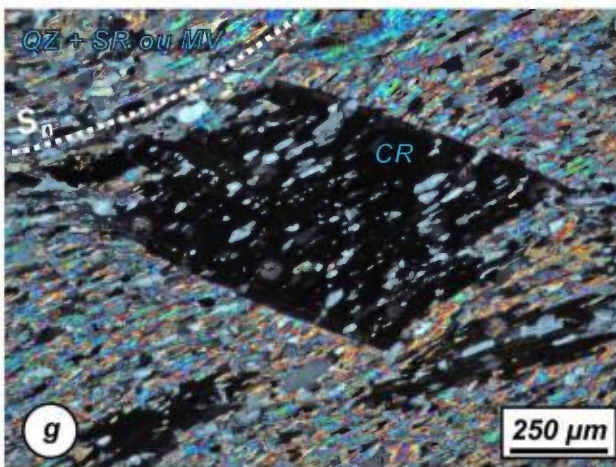
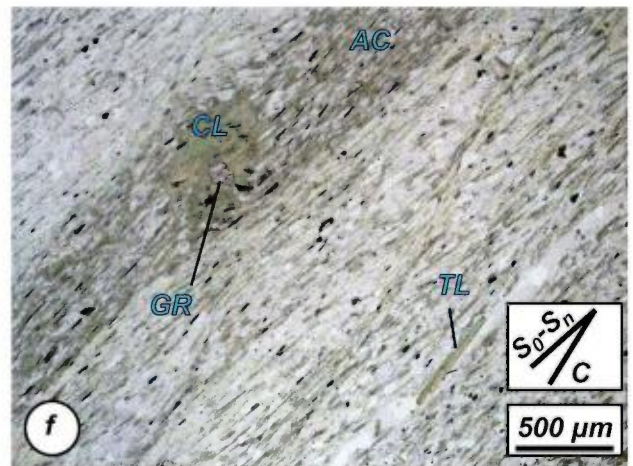
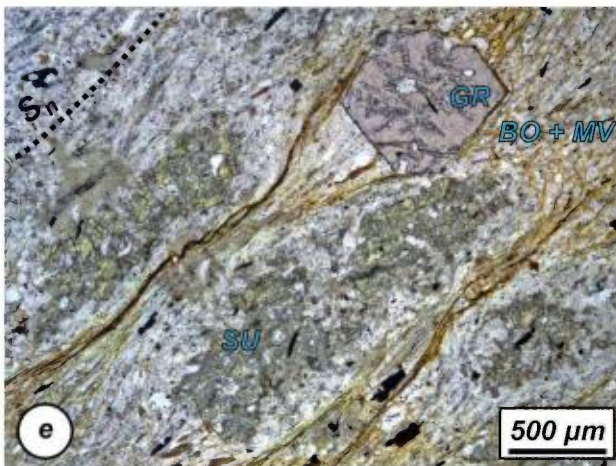
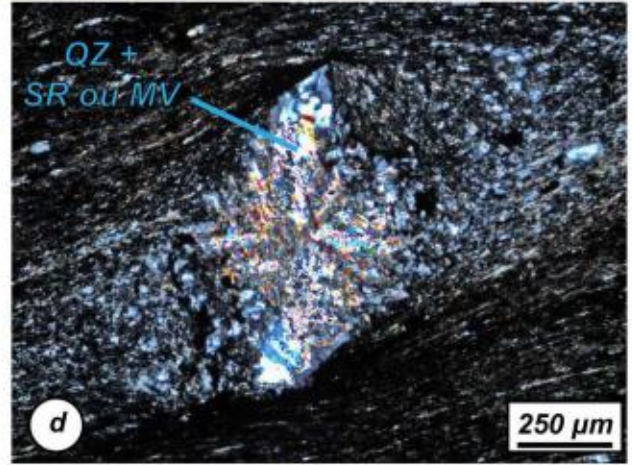
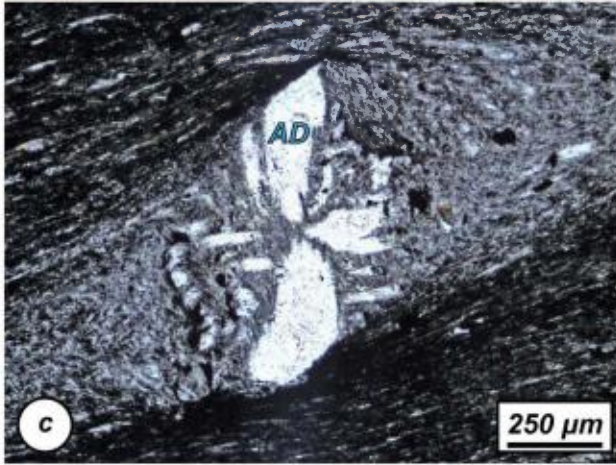
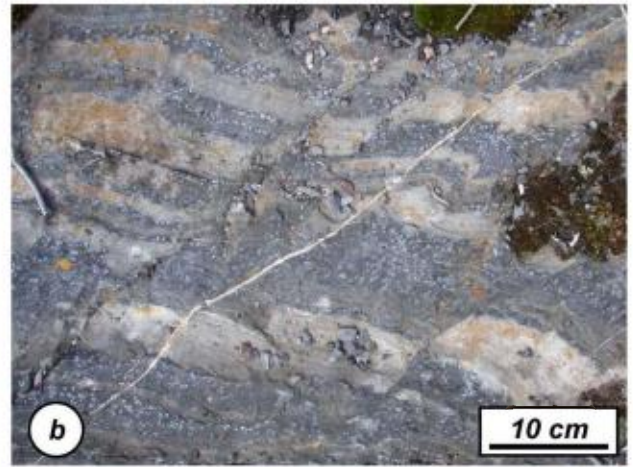
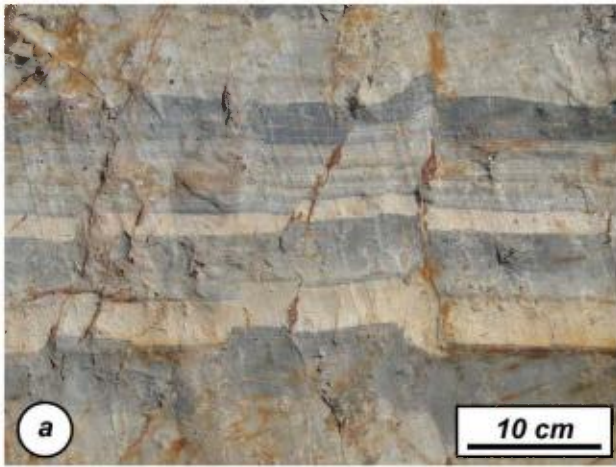


Figure 3 – Caractéristiques métamorphiques de roches sédimentaires appartenant au Groupe d'Opémisca. **a)** Alternance non métamorphique de grès et de silstones (Formation de Daubrée, bassin de Chapais). **b)** Alternance de niveaux pélitiques à séricite et andalousite et de niveaux de grès (Formation de Stella, bordure nord du bassin du Lac Waconichi). **c)** Photographie d'une lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) d'une pélite issue de l'affleurement illustré en b, Cette pélite contient des andalousites chiastolitiques dont la forme est encore assez bien préservée. **d)** Même vue que c) mais ici en lumière polarisée et analysée (LPA). L'andalousite est totalement pseudomorphosée en un agrégat polycristallin de quartz et de mica blanc. **e)** lame mince (LPNA) d'une métapélite à staurotide, grenat, biotite et muscovite. Noter l'allure des staurotides qui forment des plages corrodés, préférentiellement alignées dans la foliation S_n . Bien que le grenat soit ici automorphe, il est lui aussi souvent corrodés. **f)** lame mince (LPNA) d'une métapélite, dans laquelle la stratification S_0 est transposée à la foliation régionale S_n , ici marquée par l'orientation préférentielle des grains d'actinote. Cette roche contient de petits grenats corrodés et entourés par des couronnes de chlorite. **g)** lame mince (LPA) d'une métapélite dans laquelle des phénoblastes de chloritoïde se sont développés sur S_n , ici marquée par l'orientation préférentielle des micas blancs et l'allongement des grains de quartz. La continuité de la foliation à l'intérieur et l'extérieur du chloritoïde, indique que ce minéral est tardi- à post-tectonique. AC : actinote ; AD : andalousite ; BO : biotite ; CL : chlorite ; CR : chloritoïde ; MV : muscovite ; QZ : quartz ; SR : séricite ; SU : staurotide ; TL : tourmaline. La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

Les séquences volcano-sédimentaires du Groupe de Roy sont généralement métamorphosées dans le faciès schiste vert. Les roches volcaniques basiques contiennent beaucoup de chlorite et d'épidote (figure 4a). À l'instar des formations du Groupe d'Opémisca, le long de la bordure nord de la CRVA, les roches volcaniques du Groupe de Roy montrent, en direction du contact avec la CPO, une augmentation du grade métamorphique (figure 4b, c et d), l'actinote puis la hornblende devenant les minéraux ferromagnésiens prédominants. Parallèlement, le grenat fait son apparition au sein des bordures des cousins basaltiques. À proximité du contact avec la CPO, les bordures des cousins deviennent difficilement identifiables et s'effacent au détriment d'un rubanement métamorphique bien exprimé (comparer les photographies b, c, d et e de la figure 4). Comme pour les roches du Groupe d'Opémisca, les metabasites de la Formation d'Obatogamau montrent clairement des évidences de rétro-morphose dans le faciès métamorphique schiste vert. Des amphibolites contiennent, par exemple, des phénoblastes post-cinématiques d'épidote, développés sur la foliation régionale S_n , marquée par l'alignement préférentiel des cristaux de hornblende (figure 4f). D'autres faciès metabasiques contiennent de petits cristaux d'actinote automorphes et sans orientation préférentielle; des caractéristiques suggérant une croissance post-cinématique.

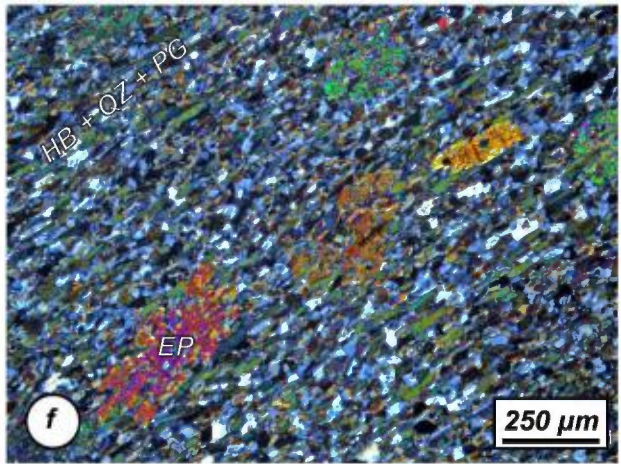
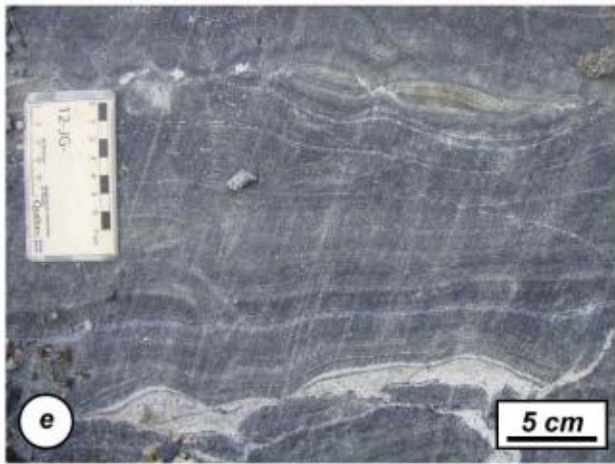
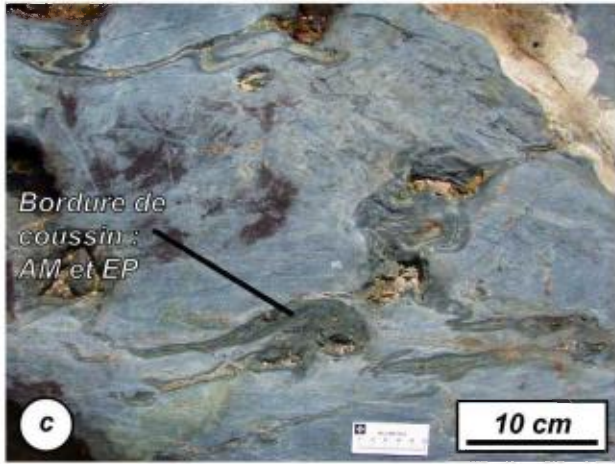
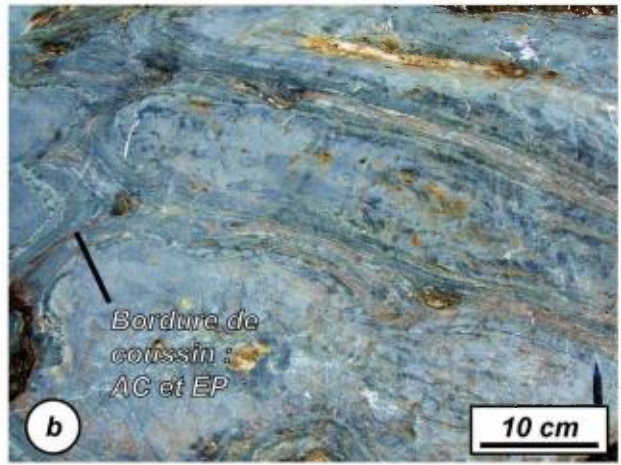
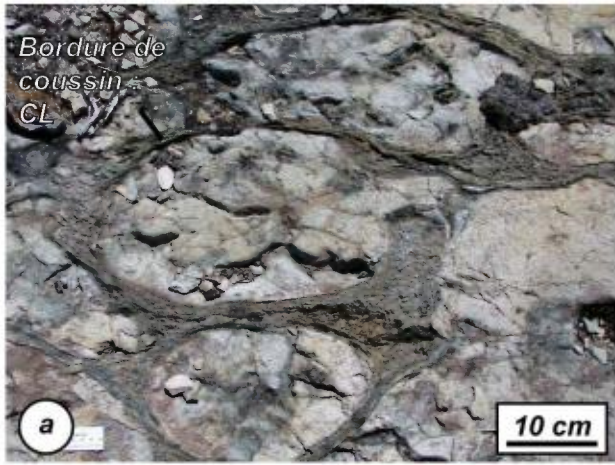


Figure 4 – Photographies illustrant les caractéristiques métamorphiques des basaltes en coussins de la Formation d'Obotagomau, affleurant au nord des bassins des lacs Waconichi et La Trêve (voir figure 2). **a, b, c, d)** basaltes en coussins respectivement métamorphisés dans les faciès schiste vert inférieur (a), schiste vert supérieur (b), schiste vert supérieur – amphibolite inférieur (c) et amphibolite (d). Noter l'aspect de moins en moins net et régulier des bordures des coussins avec l'augmentation du grade métamorphique. **e)** Amphibolite observée au plus proche du contact avec la CPO. Noter la fort rubanement métamorphique. **f)** Vue d'une lame mince (LPA) d'amphibolite dans laquelle la foliation régionale S_n est marquée par l'allongement préférentiel des grains de hornblende. Des phénoblastes d'épidote tardi- à post-cinématiques se sont développés sur S_n . **g)** Basalte en coussins métamorphisé dans le faciès schiste vert et présentant la particularité de contenir des cristaux millimétriques automorphes d'actinote. Ces cristaux ne montrent aucune orientation préférentielle. AC : actinote ; AM : amphibole ; BO : biotite ; CL : chlorite ; EP : épidote ; GR : grenat ; HB : hornblende ; PG : plagioclase ; QZ : quartz. La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

Les roches du segment d'Assinica de la CRVFE montrent des conditions métamorphiques comparables à celles qui caractérisent la bordure nord de la CRVA (figure 5a). Les lithologies les plus alumineuses comportent de la biotite, du grenat et de la staurotide (figure 5b), une association minérale typique du faciès métamorphique amphibolite. Alors que la staurotide se présente sous la forme de reliques plus ou moins corrodées, le grenat forme des grains syn-cinématiques à texture hélicitique (figure 5c). La biotite marque la foliation régionale S_n . Ici aussi, ces roches montrent des évidences de rétro-morphose dans le faciès schiste vert. La biotite est souvent chloritisée et certains faciès contiennent des cristaux automorphes d'actinote, parfois centimétriques, (figure 5d et e), qui peuvent former des rosettes légèrement aplaties perpendiculairement à la foliation S_n , suggérant que la croissance de ces cristaux est tardi- à post-cinématique.

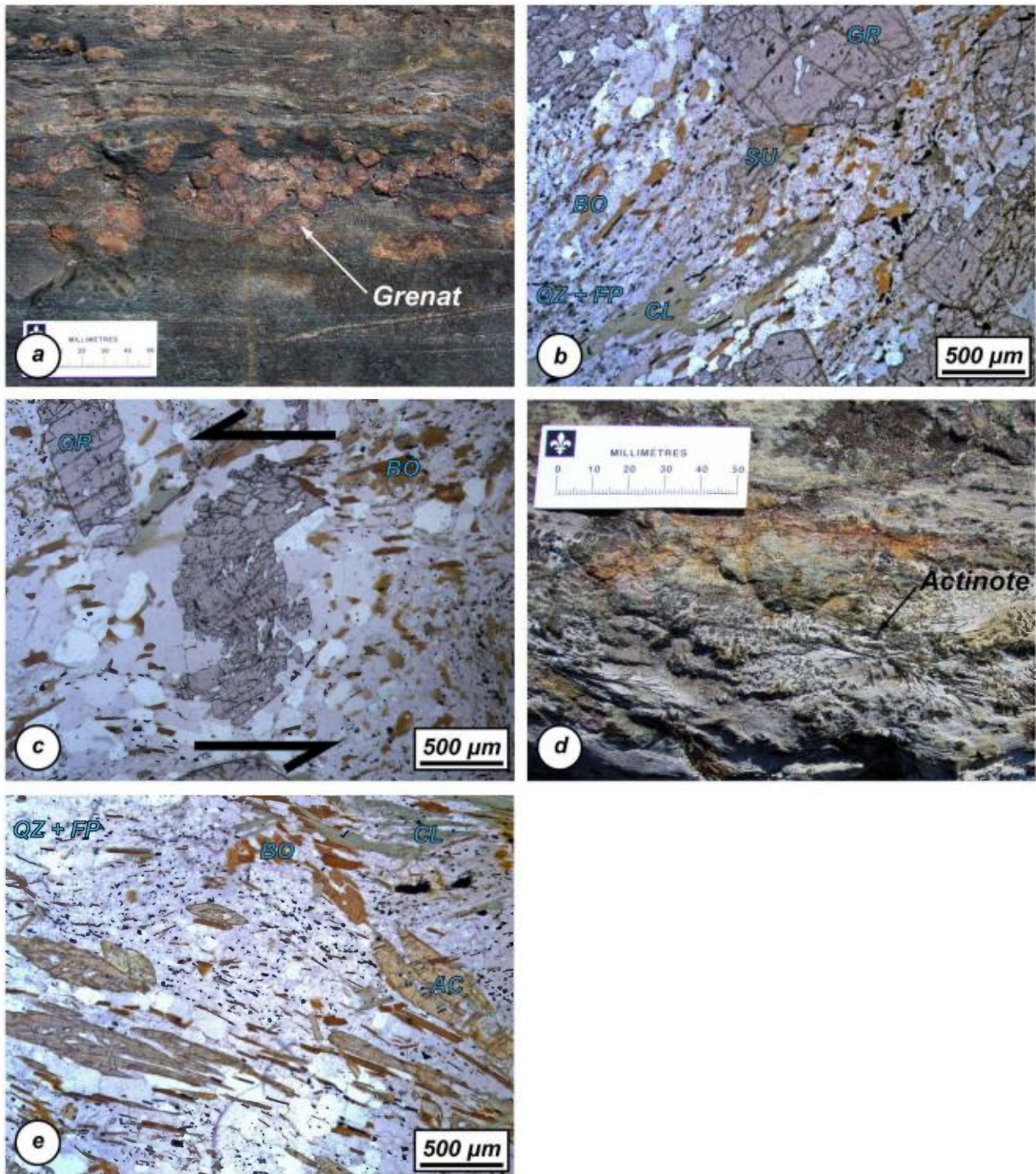


Figure 5 - Photographies illustrant les caractéristiques métamorphiques de roches du segment d'Assinica de la CRVFE. **a)** Amphibolite caractérisée par une alternance d'horizons sans ou avec des grenats ayant parfois une taille centimétrique. **b)** Dans les horizons les plus alumineux, des grains corrodés de staurotides sont observés en lame mince (LPNA). La foliation régionale S_n est soulignée par l'orientation préférentielle des grains de biotite, localement remplacée par la chlorite. **c)** Dans ces faciès (LPNA), le grenat se présente sous la forme de porphyroblastes hélicitiques syn-cinématiques. **d)** Métapélite à grenat, biotite et actinote. Noter l'allure des cristaux d'actinote qui forment des rosettes centimétriques. **e)** Microscopiquement (LPNA), les actinotes sont automorphes et bien qu'ici la majorité est disposée parallèlement à S_n , ailleurs les cristaux la recoupe. AC : actinote ; BO : biotite ; CL : chlorite ; FP : feldspath ; QZ : quartz ; SU : Staurotide. La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

Peu d'affleurements ont été observés dans la CPO, au nord de la région de Chapais-Chibougamau. Les échantillons de roches intrusives déformées qui ont été prélevés montrent, en lame mince, que la déformation régionale a été acquise dans des conditions métamorphiques typiques du faciès amphibolite. Le quartz et le feldspath se caractérisent par des extinctions ondulantes et des bordures de grains fortement lobées (figure 6a). Certains grains de quartz présentent aussi une texture en «échiquier» (figure 6b), qui implique du glissement intracristallin combiné le long des axes $\langle a \rangle$ et $\langle c \rangle$. Ce type de texture, qui a aussi été observé au sein de la Tonalite de Nomans (Daoudene *et al.*, 2013), est fréquent dans les roches de composition granitique déformées dans des conditions en température proches de la fusion partielle (Blumenfeld *et al.*, 1986 ; Gapais et Barbarin, 1986 ; Mainprice *et al.*, 1986 ; Schmid et Casey, 1986 ; Paterson *et al.*, 1989 ; Vernon, 2000). Dans les domaines les plus internes de la CPO, des migmatites ont d'ailleurs été documentées (voir Sawyer, 1998).

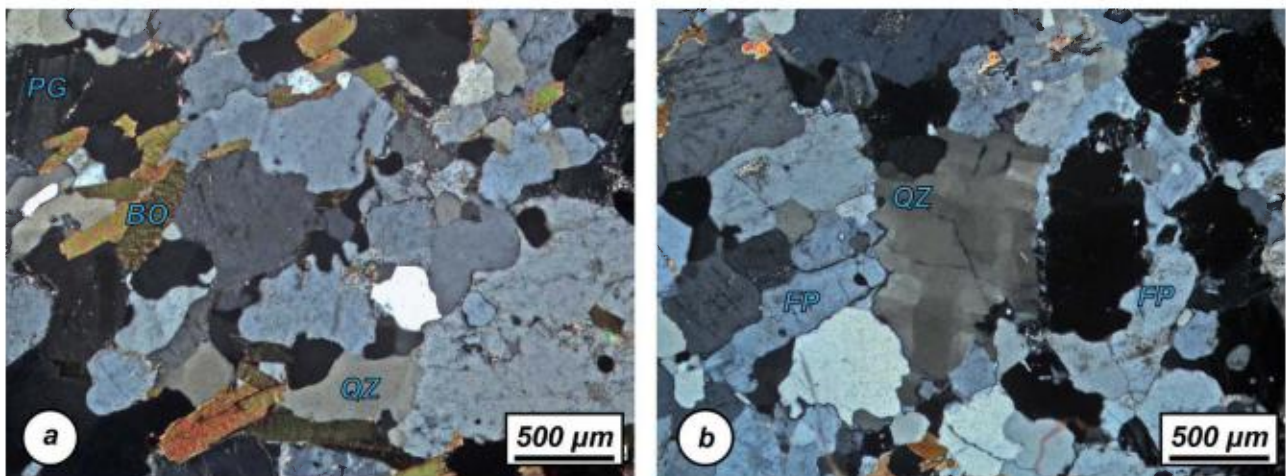


Figure 6 – Photographies illustrant des textures de haut grade métamorphique observées dans des roches faiblement déformées de la CPO. **a)** Vue d'une lame mince (LPA) d'une tonalite foliée, dans laquelle les grains de quartz et de plagioclase sont de tailles importantes et les joints entre ces grains sont fortement lobés. La foliation régionale S_n est ici marquée par l'orientation préférentielle des biotites. **b)** Vue d'une lame mince (LPA) d'une granodiorite déformée, montrant la présence d'un grain de quartz caractérisé par une texture en échiquier. BO : biotite ; FP : feldspath ; PG : quartz ; QZ : quartz. La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

V. Structures

V.1. La déformation régionale D_n

Les séries sédimentaires et volcaniques des groupes de Roy et d'Opémisca sont plissées. Les plis P_n ont des longueurs d'onde variables et présentent des plans axiaux globalement orientés Est-Ouest (figures 2). Toutefois, dans certains secteurs de la région d'étude, par exemple dans la région du Lac au Goéland, les plans axiaux ont une orientation qui varie du NO-SE au ONO-ENE. Ces variations d'orientation pourraient être le résultat du fonctionnement tardif des grandes zones de cisaillement décrochant NO-SE et NE-SO, qui découpent l'ensemble de la région (figure 2). Du nord vers le sud, le domaine abitibien est caractérisé par une succession de synclinaux et d'anticlinaux (figure 2). Les synclinaux sont généralement occupés par les roches du Groupe d'Opémisca (les bassins des lacs La Trêve et Waconichi et le bassin de Chapais) alors que les anticlinaux exposent les séries du Groupe de Roy et de larges intrusions pre- à syn-tectoniques, par exemple les plutons de Chibougamau et d'Opémisca (figure 2). Au nord de la région d'étude, le segment d'Assinica de la CRVFE forme un vaste synclinal d'orientation est-ouest (figure 2).

En dehors des zones situées à proximité des intrusions (figure 2), les roches des groupes de Roy et d'Opémisca sont affectées par une schistosité régionale S_n faiblement à moyennement marquée (figure 4a), certains affleurements ne montrant aucune évidence de déformation. Au sein des basaltes en coussins de la Formation d'Obatogamau, la schistosité est rarement bien exprimée, mais souvent visible dans les bordures des coussins (figure 7b). En direction du contact Abitibi-Opatica, la schistosité régionale S_n passe progressivement à une foliation marquée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (figures 4e, f et 7c). L'orientation de cette schistosité/foliation régionale est généralement Est-Ouest avec des pendages assez forts, vers le sud ou vers le nord (figures 2 et 7a, b, et voir la figure 10 de Daigneault et al., 1990). À l'affleurement, la S_0 apparaît fréquemment transposée à la S_n . La schistosité régionale S_n porte une linéation d'étirement et minérale (L_n) souvent peu marquée et difficilement mesurable (figure 7d). Cette linéation L_n montre des angles de plongement assez prononcés et souvent proches de la ligne de plus grande pente de la S_n . Dans les faciès de plus haut grade métamorphique, cette linéation d'étirement L_n devient minérale et elle s'exprime par l'alignement préférentiel des grains d'amphibole (figure 7e). Au sein du segment d'Assinica

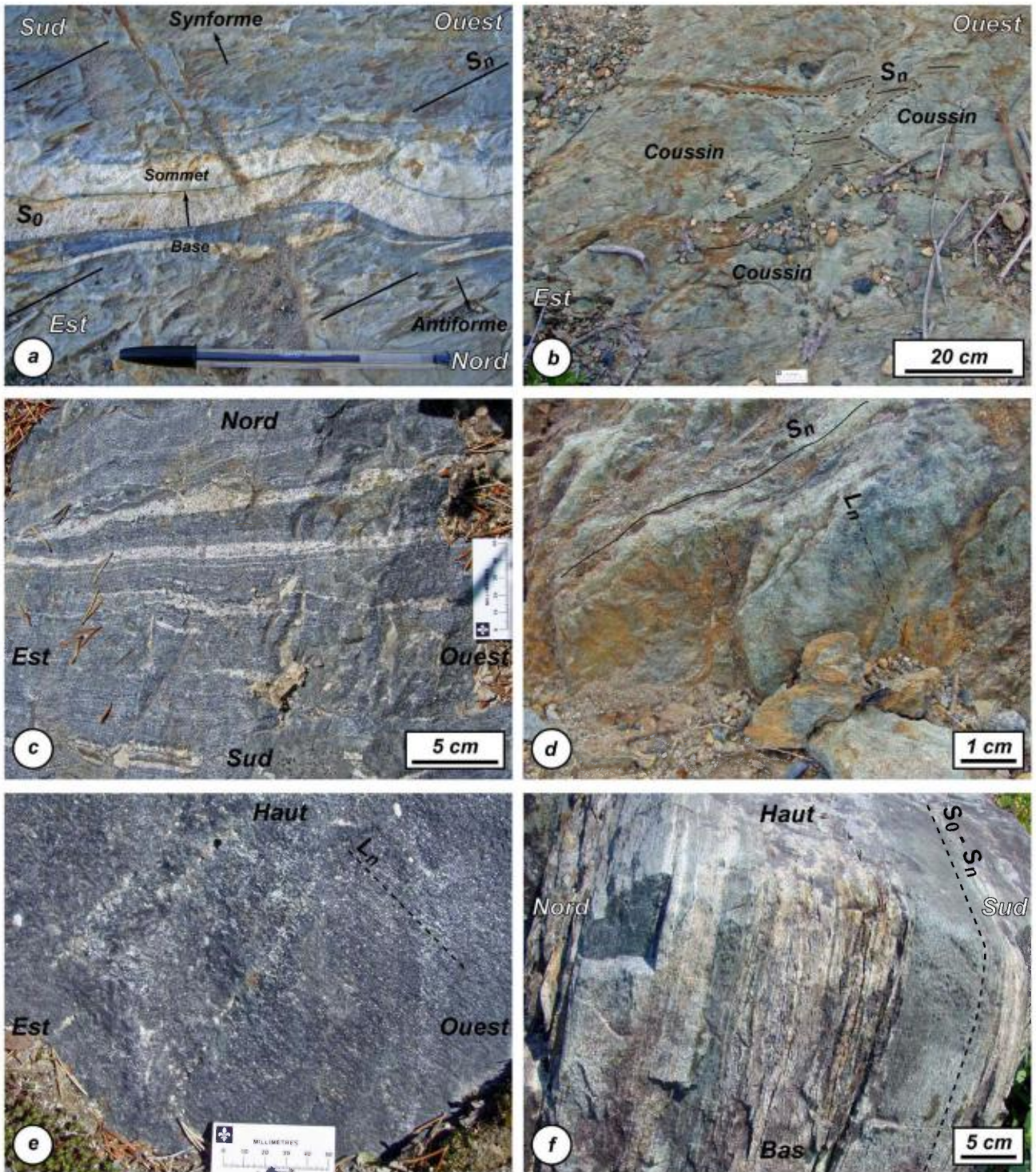


Figure 7 - Fabriques associées à la déformation régionale D_n . **a)** Alternance de silstones et d'arkoses de la Formation de Daubrée (bassin de Chapais). L'obliquité entre la stratification S_0 et la schistosité S_n suggèrent un pli. **b)** Basalte de la Formation d'Obatogamau où S_n s'exprime dans les bordures des coussins. **c)** Foliation régionale S_n dans des amphibolites de la bordure nord de la CRVA. La foliation s'exprime par un rubanement métamorphique. **d)** Linéation d'étirement L_n dans des basaltes de la Formation d'Obatogamau. **e)** Linéation minérale à hornblende dans des amphibolites de la bordure nord de la CRVA. **f)** Alternance de metabasites et métasédiments, dans le segment d'Assinica de la CRVFE. La S_0 est transposée à la S_n . La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

de la CRVFE, les affleurements observés montrent la transposition de la stratification et de la foliation régionale, qui sont subverticales et d'orientation est-ouest (figure 7f).

Des zones de cisaillement Est-Ouest régionales découpent le socle abitibien (figure 2). Bien que ces zones de cisaillement sont généralement peu affleurantes, nos observations de terrain et l'étude des cartes géologiques de la région, suggèrent que ces corridors de déformation sont préférentiellement localisés au niveau des flancs des plis régionaux, en particulier le long des bordures nord et sud des bassins sédimentaires du Groupe d'Opémisca (par exemple, les zones de cisaillement du Lac Waconichi, de Kapunapotagen et de Faribault, figure 2). Le tracé cartographique des zones de cisaillement suggère qu'elles sont subverticales (figure 2) mais qu'elles sont entraînées à l'approche des zones de cisaillement décrochant obliques. Quelques affleurements indiquent que les zones de déformation est-ouest ont été les lieux d'importants mouvements subverticaux. Au nord du bassin du Lac Waconichi, des tectonites linéaires de métaconglomérats ont été observées (figure 8a). Plus à l'ouest, au nord du bassin du Lac La Trêve, des metabasaltes ont été soumis à un fort étirement subvertical (figure 8b). La cinématique de ces zones de déformation n'a pas pu être directement déterminée sur le terrain, mais des sens de mouvements apparents ont pu être déterminés en lame mince sur la base de rotations de porphyroclastes/blastes (figure 8c et d). Ces critères cinématiques nous suggèrent que le fonctionnement des zones de cisaillement est-ouest a contribué à la remontée relative des secteurs en antiforme. Ainsi, ces zones de cisaillement ont permis le chevauchement du Groupe de Roy sur le Groupe d'Opémisca.

Il existe très peu de données permettant de décrire précisément la structure de la CPO. Cependant, nos observations de terrain suggèrent que la foliation régionale, soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens, est souvent faiblement exprimée et qu'elle possède une attitude globalement comparable à la schistosité/foliation régionale S_n en Abitibi. Le pendage de la foliation semble par contre plus variable et peut être localement horizontale. Au nord de la zone de cisaillement de Nottaway, non loin du contact Abitibi-Opatica, affleure en effet une intrusion granitique, qui est affectée par une foliation sub-horizontale (figure 9a) et qui présente la particularité de contenir des xénolithes de tonalite, métriques, plats, et disposés parallèlement à la foliation de la roche hôte, (figure 12b). Ceci suggère que, dans le secteur d'étude, la CPO pourrait localement présenter des structures en dôme.

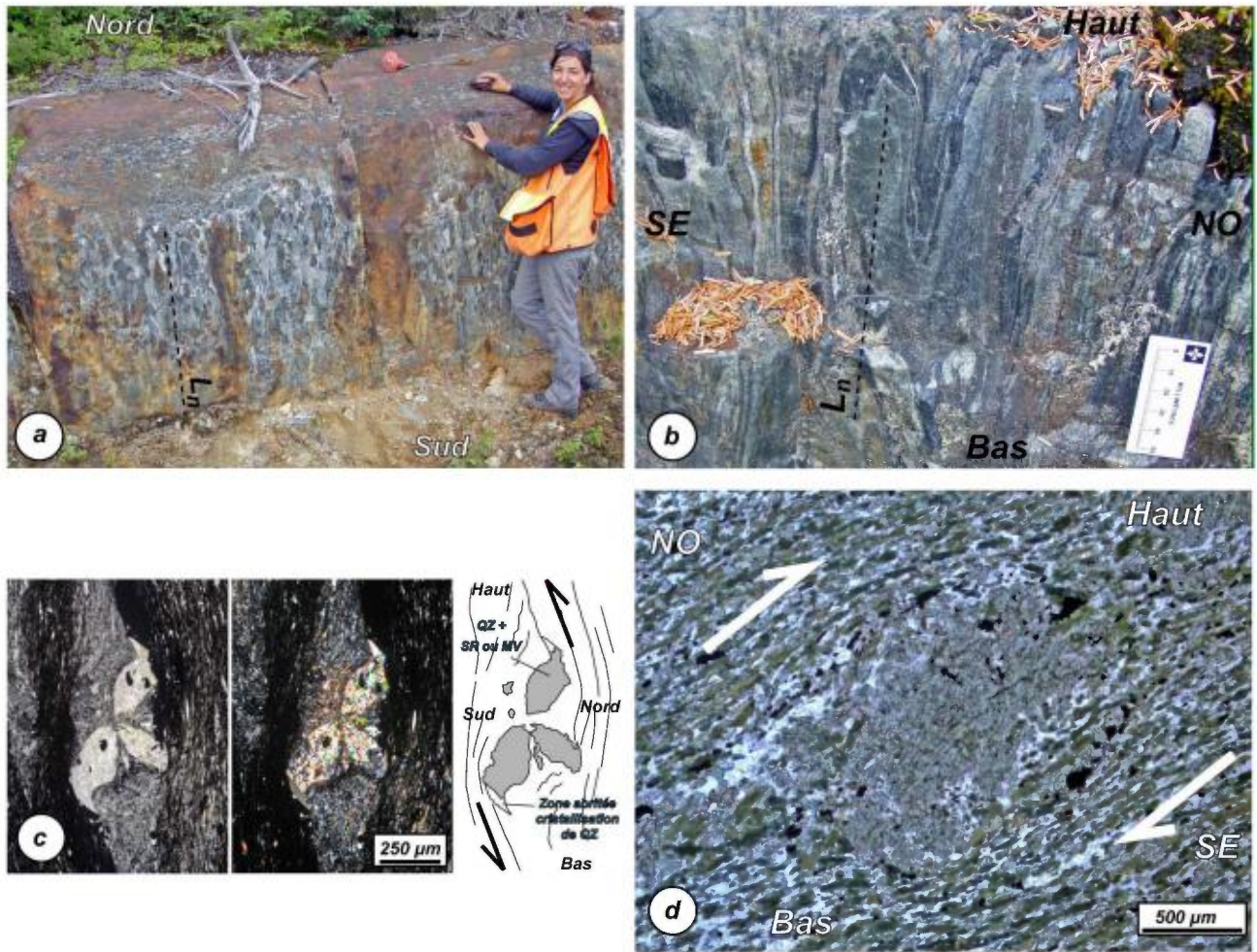


Figure 8 – Photographies illustrant la déformation observée le long de la bordure nord des bassins des lacs Waconichi et La Trêve. **a)** Tectonite linéaire de métaconglomérat. La linéation subverticale est marquée par l’allongement des fragments de roches. **b)** Basalte en coussins métamorphisé dans le faciès amphibolite et affecté par un fort étirement subvertical. **c)** Rotation d’une andalousite chiastolitique indiquant un mouvement apparent inverse (LPA). **d)** Rotation d’un porphyroclaste d’amphibole indiquant là aussi un mouvement apparent inverse (LPNA). La localisation géographique des photographies est donnée en annexe 1.

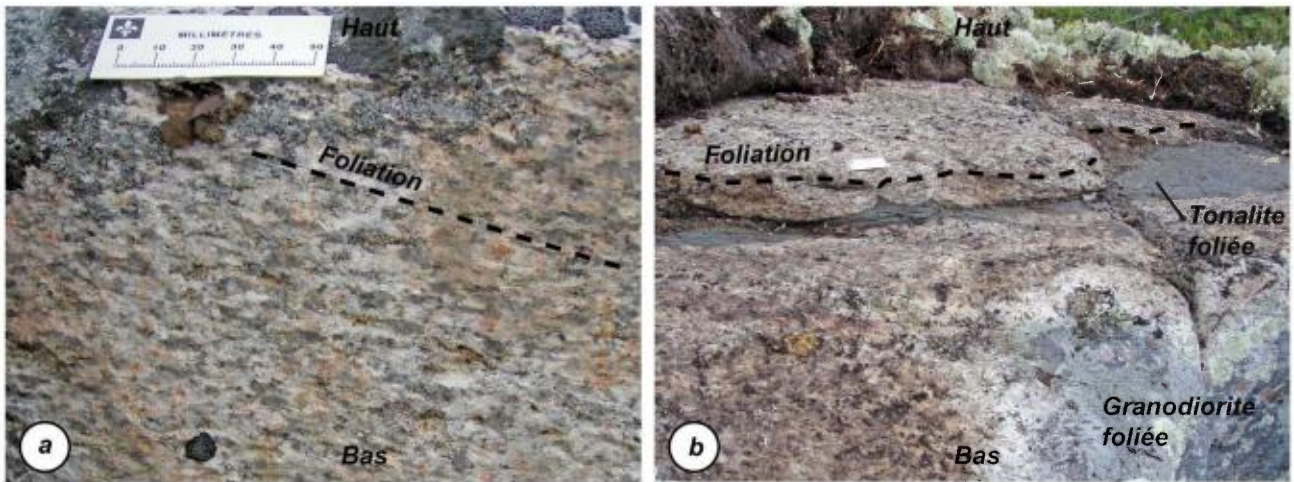


Figure 9 – Fabriques sub-horizontales observées au sein de la CPO. **a)** Granodiorite à la foliation faiblement pentée et marquée par l'orientation préférentielle des amas de biotite et l'aplatissement de grains de quartz. **b)** Xénolithe de tonalite foliée dans de la granodiorite à la foliation plate. Cet affleurement suggère ici un fort raccourcissement subvertical.

Dans la zone de contact Abitibi-Opatica, mais à l'extérieur des zones de cisaillement décrochant, les roches de la région d'étude ne montrent aucune évidence d'une déformation plus intense qu'ailleurs. Cependant, peu d'affleurements ont été observés le long de ce contact, car celui-ci affleure mal et est souvent masqué par des intrusions (figure 2).

V.II. Déformation décrochante D_{n+1}

Cette déformation D_{n+1} s'exprime principalement le long de corridors de déformation décrochante NE-SO et NO-SE. Au sein de ces zones de déformation, une schistosité de crénulation S_{n+1} est fréquemment observée. De plus, la fabrique régionale S_0 - S_n est souvent plissée et les plans axiaux de ces plis P_{n+1} sont sub-parallèles à la schistosité S_{n+1} (figure 10a et b). Cette schistosité S_{n+1} porte une linéation d'étirement L_{n+1} souvent très bien exprimée (figure 10c) et sub-horizontale. De nombreux critères cinématiques ont été observés macroscopiquement et microscopiquement. Il s'agit de structures C-S, de bandes de cisaillement secondaires (C'), de boudinage asymétrique, de plis d'entraînement, de «micas fish»,... (voire les exemples en figures 10a, b, d, e et 12g) L'ensemble de ces structures indique que ces zones de cisaillement NE-SO et NO-SE ont des cinématiques sénestres et dextres, respectivement.

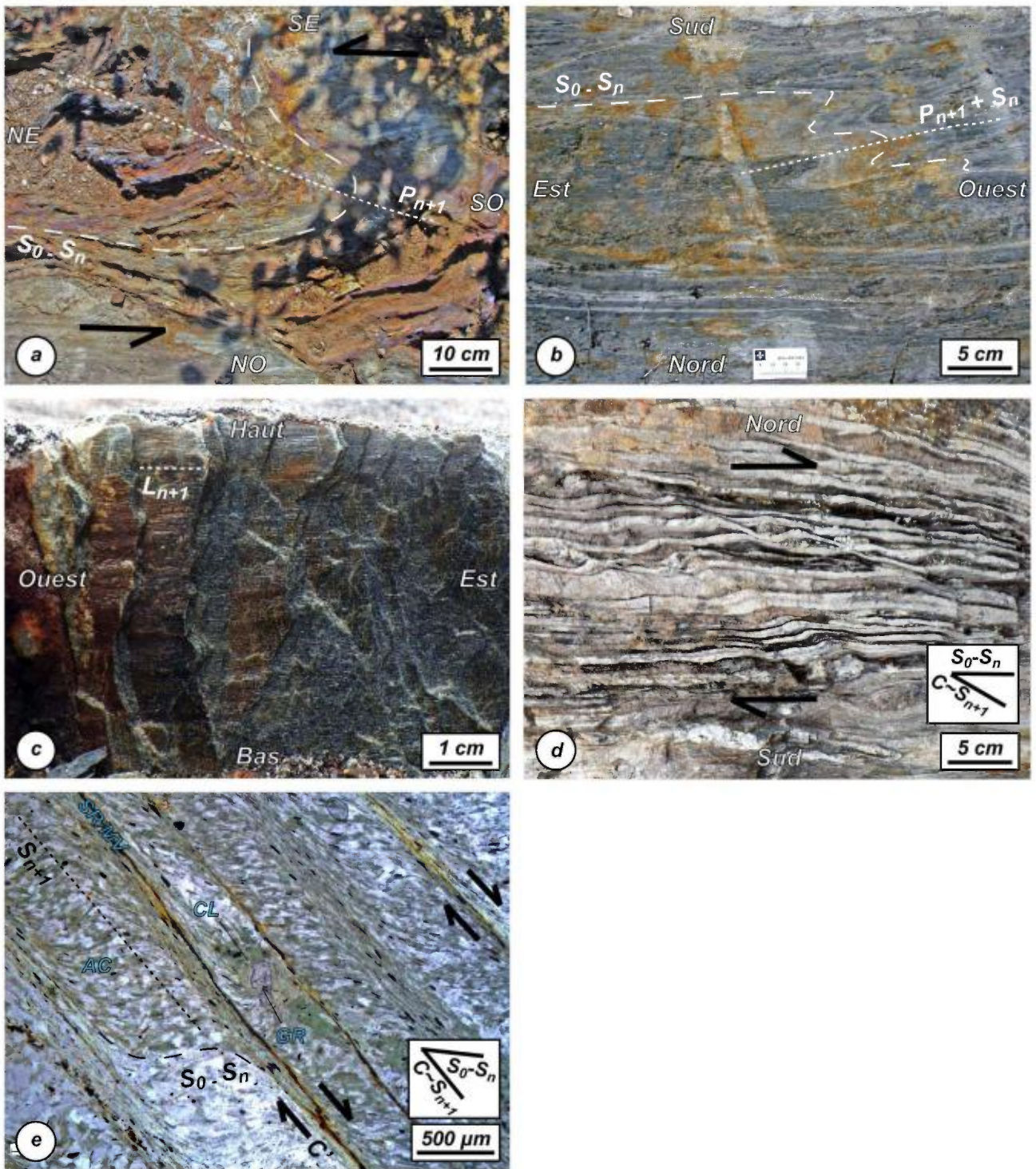


Figure 10 – Déformation et fabriques associées à D_{n+1} . **a)** Plissement de S_n dans des metabasites au faciès schiste vert. Le plan axial de ce pli P_{n+1} est parallèle à la schistosité de crénulation S_{n+1} , non observée sur cette photo. **b)** S_0-S_n plissée dans des métasédiments de la Formation de Stella, le long de la bordure nord du bassin du Lac Waconichi. Les plans axiaux de ces plis P_{n+1} sont parallèles à la schistosité S_{n+1} . **c)** Linéation d'étirement sub-horizontale L_{n+1} . **d)** C' impliquant une cinématique dextre le long de cette zone de cisaillement est-ouest. **e)** Lame mince (LPNA) de l'affleurement présenté en d, montrant la transposition de S_{n+1} sur C' . Les C' sont ici marquées par le mica blanc. AC : actinote ; CL : chlorite ; GR : grenat ; MV : muscovite ; SR : séricite.

VI. Thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans la région du Lac au Goéland

Afin de préciser l'âge et la durée du métamorphisme régional ayant affecté la bordure nord de l'Abitibi et l'Opatoca, 14 échantillons de roches de la région NE du Lac au Goéland ont été sélectionnés pour datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et amphiboles. La localisation des échantillons est donnée sur la figure 11 et les coordonnées géographiques sont fournies en annexe 2 de ce rapport. La méthode de sélection des grains et la procédure analytique sont décrites en annexe 3.

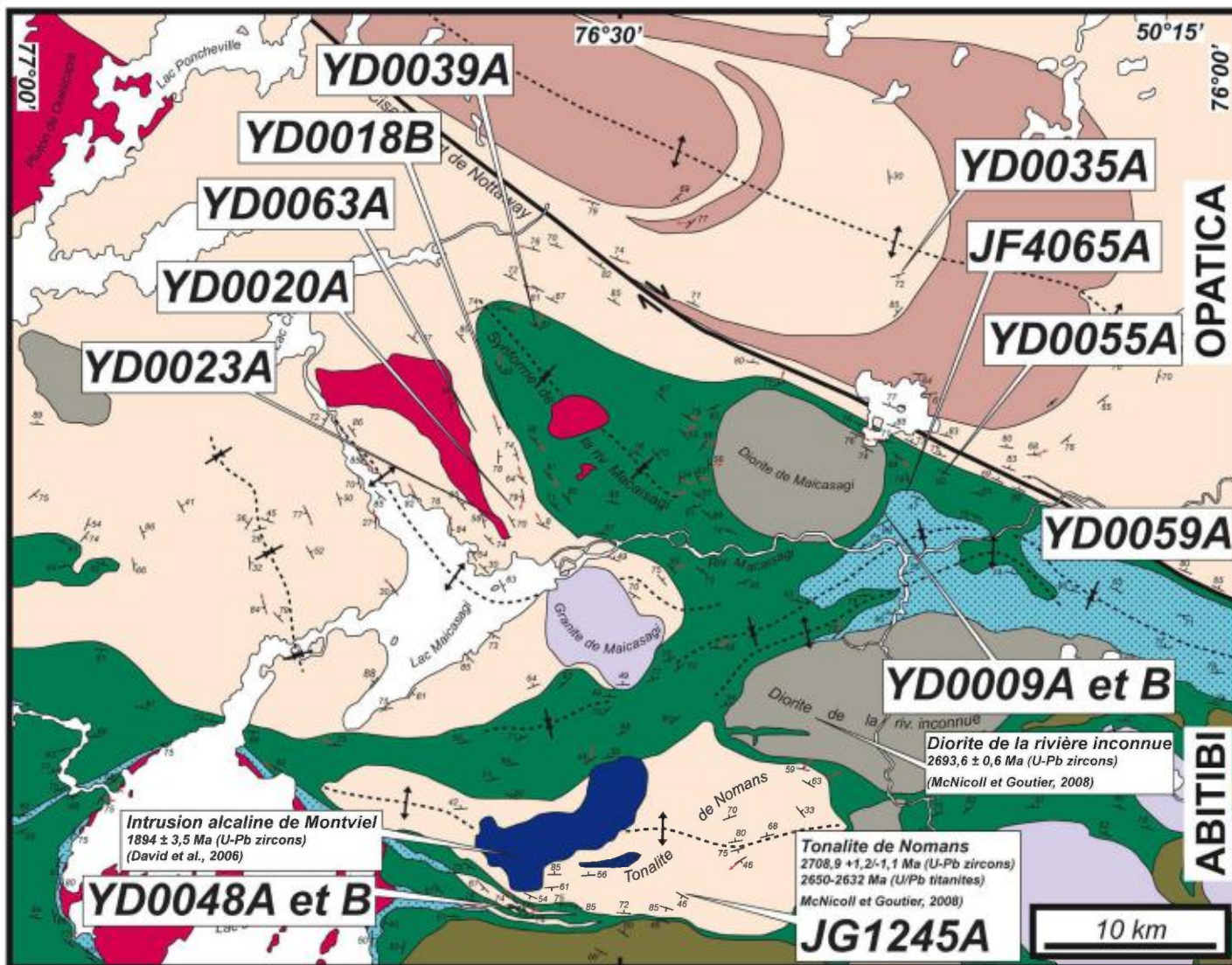
VI.1. Les échantillons

Parmi les 14 échantillons sélectionnés, 4 proviennent de metabasites de la CRVA. Trois sont des amphibolites (YD0009A, YD0039A et YD0048A) au sein desquelles un total de 3 amphiboles et une biotite a été analysé. Ces minéraux ferromagnésiens soulignent la foliation (figure 12a, b et c) et l'alignement préférentiel des amphiboles marque la linéation. Le quatrième échantillon (06JF4065A) est une roche métasédimentaire à staurotide, grenat et biotite collectée au sein de la Formation de Daubrée (figures 11 et 12d) ; alors que la staurotide se présente sous la forme de grains corrodés, la biotite est bien cristallisée et souligne la foliation. Une de ces biotites a été analysée.

Cinq échantillons ont été prélevés dans des faciès plutoniques de l'Opatoca. Quatre sont issus de tonalite affleurant au nord ou à l'ouest du contact Abitibi-Opatoca (YD0018B, YD0020A, YD0035A et YD0063A) (figure 11). Trois amphiboles et quatre biotites ont été sélectionnées à partir de ces échantillons. Une cinquième biotite a été sélectionnée dans un échantillon de la Tonalite de Nomans (06JG1245A). Toutes ces tonalites sont affectées par une foliation faiblement à moyennement exprimée et soulignée par l'orientation préférentielle des ferromagnésiens (figure 12e et f).

Trois muscovites et une biotite analysées sont issues de dykes granitiques, recoupant une granodiorite peu déformée de l'Opatoca (YD0023A) et des amphibolites de l'Abitibi (YD0009B et YD0048B).

Figure 11 – Carte géologique simplifiée de la région NE du Lac au Goéland montrant la localisation des échantillons sélectionnés pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et amphiboles (modifiée d'après Daouadene et al., 2013).



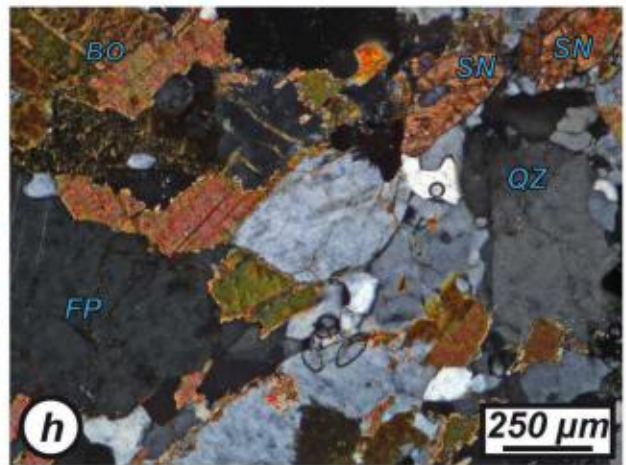
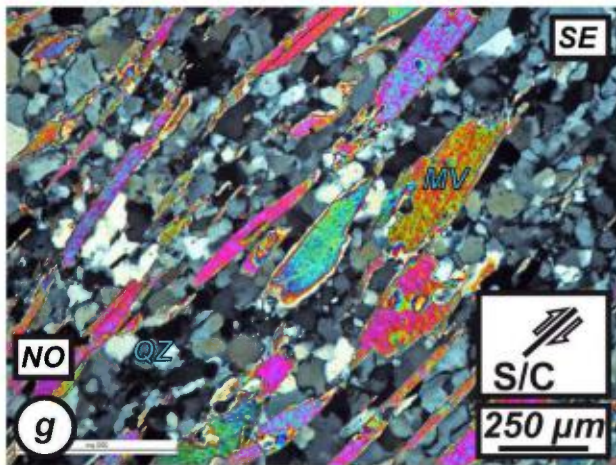
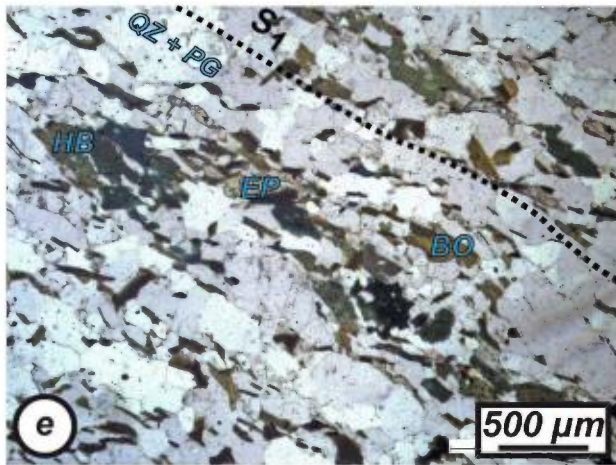
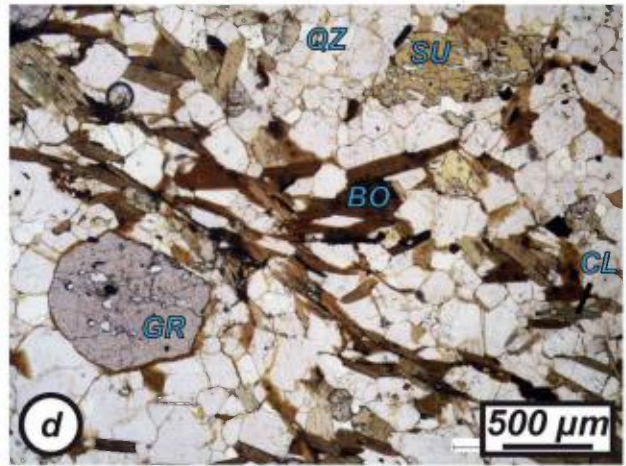
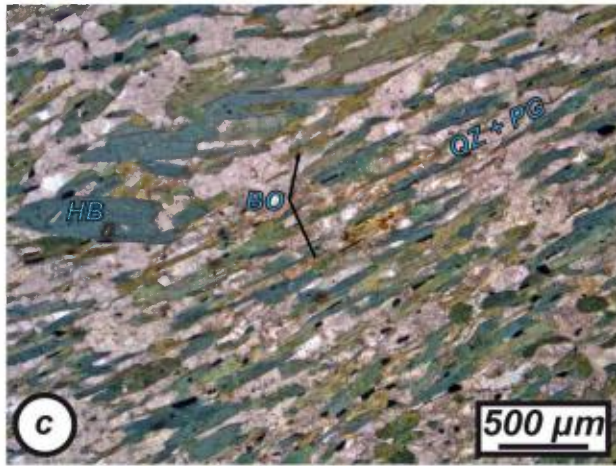
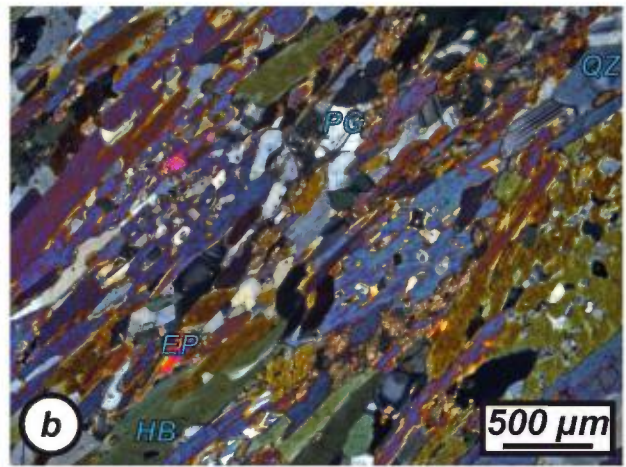
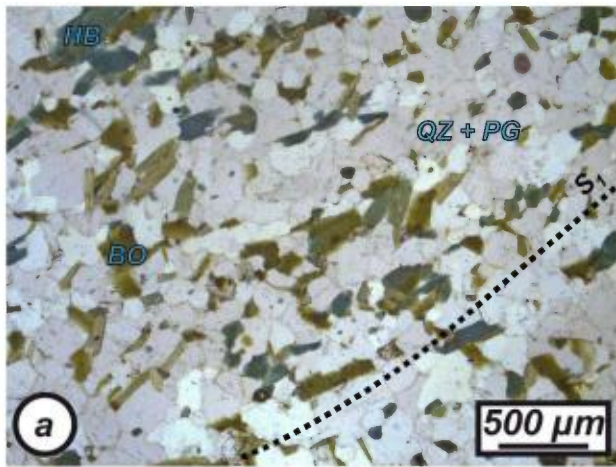


Figure 12 – Caractéristiques pétrographiques de quelques uns des échantillons sélectionnés pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et les amphiboles. **a)** Vue d'une lame mince de l'amphibolite YD0009A (LPNA). L'orientation préférentielle des hornblendes et des biotites souligne la foliation régionale. **b)** Vue d'une lame mince de l'amphibolite YD0048A (LPA). L'orientation préférentielle des hornblendes marque la foliation régionale. De plus, certaines hornblendes se caractérisent par de fines franges de recristallisation, localisées en bordure des grains. Il pourrait s'agir d'actinote. **c)** Vue d'une lame mince de l'amphibolite YD0039A (LPNA). Les grains de hornblendes apparaissent assez bien préservés, mais ils sont intimement associés à de fines lamelles de biotite. **d)** Vue d'une lame mince de la roche métasédimentaire JF4065A à biotite, grenat et staurotide, de la Formation de Daubrée (LPNA). Les biotites sont automorphes, de taille importante et leur orientation préférentielle marque la foliation régionale. **e)** Vue d'une lame mince de la Tonalite foliée YD0063A (LPNA). Alors que les hornblendes se présentent sous la forme de grains xénomorphes, les biotites sont automorphes et soulignent la foliation régionale. **f)** Vue d'une lame mince de la Tonalite de Nomans JG1245A (LPNA). Les biotites forment de grandes lamelles automorphes préférentiellement orientées dans la foliation régionale. **g)** Vue d'une lame mince de la mylonite felsique YD0055A (LPA), échantillonnée dans la zone de cisaillement de Nottaway. Les muscovites se présentent sous la forme de «micas fish» dont l'orientation implique une cinématique dextre. **h)** Vue d'une lame mince de la tonalite YD0059A (LPA), échantillonnée dans la zone de cisaillement de Nottaway. Les biotites forment de petits grains altérés et corrodés, qui montrent, sur leurs pourtours, la présence de fines franges suggérant un processus de recristallisation.

Enfin, deux échantillons sont des roches ayant clairement été affectées par la déformation décrochante associée à la zone de cisaillement de Nottaway, dont une muscovite provenant d'une mylonite felsique (YD0055A) de la CRVA (figure 12g). Le deuxième échantillon provient d'une tonalite de l'Opatca (YD0059A) (figure 12h) qui montre des évidences de déformation ductile-fragile. Une biotite et une amphibole de cette tonalite ont été analysées.

VI.2. Notes pour la lecture des spectres d'âges

L'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'un grain est réalisée par étapes successives de chauffage (voir la procédure analytique en annexe 3). À chaque étape, un âge apparent est calculé. Cet âge correspond alors à une température de chauffage, pour laquelle le grain a libéré une certaine quantité de gaz aux teneurs isotopiques particulières. L'analyse totale d'un grain, jusqu'à sa fusion, permet le calcul de plusieurs âges apparents, dont le nombre est alors égal à celui des étapes de chauffage. Ces âges apparents sont représentés dans un graphique, appelé spectre d'âges (Turner *et al.*, 1966), qui confronte le pourcentage de ^{39}Ar libéré durant les différentes étapes de chauffage aux âges apparents. Ce graphique montre aussi l'évolution des âges apparents en fonction des incréments de température de chauffage, croissants de gauche à droite du spectre.

Si tous les âges apparents sont identiques dans leur marge d'erreur, alors un âge dit «âge plateau» peut être calculé. Dans cette étude, le calcul d'un âge plateau est possible si au moins trois étapes successives représentent 70% ou plus du total en ^{39}Ar libéré par le grain et si il n'y a pas de différence entre les âges apparents et l'âge moyen à un niveau de confiance de 95% (Fleck *et al.*, 1977). Si ces conditions ne sont pas respectées, un âge «pseudo-plateau» peut néanmoins être calculé. Il remplit les mêmes conditions qu'un âge plateau, mais avec un total en ^{39}Ar libéré inférieur à 70% (Castonguay, 2000).

Un âge plateau correspond fréquemment soit à l'âge de la fermeture du système isotopique au sein du minéral lors de son refroidissement, ou subséquentement à sa recristallisation, ou bien soit à l'âge d'un événement particulier (thermique, tectonique, hydrothermal) induisant une réouverture du système avec perte partielle ou totale des isotopes radiogéniques. Certains spectres d'âges présentent des formes complexes qui impliquent plusieurs processus et dont les causes peuvent être multiples. Cependant, l'âge de la cristallisation initiale du grain ou de la fermeture du système isotopique dans ce grain peut être souvent estimé. L'allure de ces spectres fournit aussi de précieuses informations sur les différents processus qui ont conduit aux perturbations. Ces dernières peuvent être liées à une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique à la faveur d'un événement thermique (métamorphisme de contact), tectonique (déformation et/ou recristallisation dynamique) ou d'altération. La perturbation se traduit par des âges anormalement jeunes aux étapes de basses températures de chauffage et les spectres d'âges correspondant montrent généralement une forme en escalier. L'âge par excès de cette perturbation peut alors être estimé par un âge minimal de fermeture initiale du système isotopique fourni par les étapes hautes températures. Le mélange de deux phases minérales d'âges distincts (recristallisation partielle...) peut aussi conduire à une perturbation du spectre d'âges, qui présente souvent une forme convexe, dite «en bosse», ou concave, dite «en selle». Enfin, des déplacements, au sein du réseau cristallin, de l' ^{39}Ar produit durant l'irradiation de l'échantillon peuvent induire des pertes partielles de ^{39}Ar en bordure de grain (c'est le phénomène de recul) et se traduire par des âges apparents anormalement vieux aux étapes de basses températures de dégazage.

VI.3. Résultats

Amphiboles et biotite de l'Abitibi

Les trois amphiboles de la CRVA montrent des spectres d'âges plus ou moins perturbés (figure 13). Deux de ces spectres (YD0009A et YD0048A) sont assez plats et permettent le calcul d'âges pseudo-plateaux à $2676,9 \pm 8,3$ Ma et $2652,3 \pm 8,4$ Ma. Ils montrent cependant un rajeunissement des âges apparents aux moyennes températures de dégazage, pour lesquelles l'amphibole YD0009A fournit un âge apparent minimal à $2660,2 \pm 3,6$ Ma, alors que l'amphibole YD0048A permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à $2633,1 \pm 8,3$ Ma. La troisième amphibole fournit un spectre d'âges plus perturbé, caractérisé par un vieillissement des âges apparents vers les hautes températures de dégazage, avec un maximum à $2616,9 \pm 3,6$ Ma. Aux basses températures de dégazage, ce spectre d'âges livre un âge pseudo-plateau à $2539,9 \pm 8,4$ Ma.

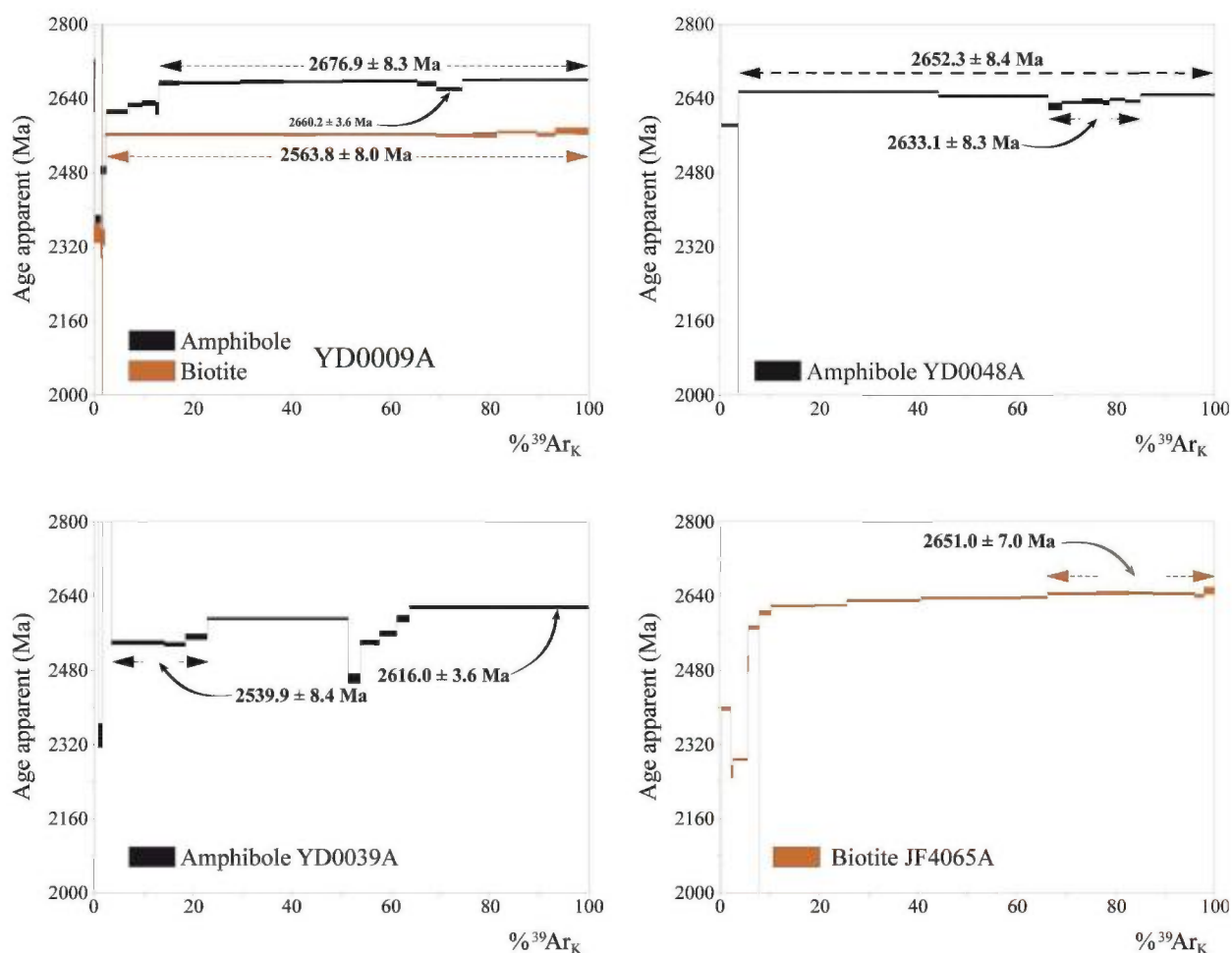


Figure 13 – Spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'amphiboles et de biotites prélevées dans des roches métamorphiques du domaine abitibien, de la région NE du Lac au Goéland.

Les deux biotites analysées (YD0009 et JF4065A) montrent des spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ assez plats (figure 13), permettant le calcul d'âges pseudo-plateaux à $2651,1 \pm 7,0$ Ma et $2563,1 \pm 8,0$ Ma.

Amphiboles et biotites de l'Opatica

Trois amphiboles de tonalite foliée (YD0018B, YD0020A et YD0063A) montrent des spectres d'âges permettant le calcul d'âges pseudo-plateaux à $2660,9 \pm 7,0$ Ma, $2643,9 \pm 8,2$ Ma, et $2647,1 \pm 7,0$ Ma (figure 14), qui sont pratiquement concordants dans leur marge d'erreur respective. Aux hautes températures de dégazage, le spectre d'âges de l'amphibole YD0063A livre un âge apparent ancien à $2667,9 \pm 2,2$ Ma.

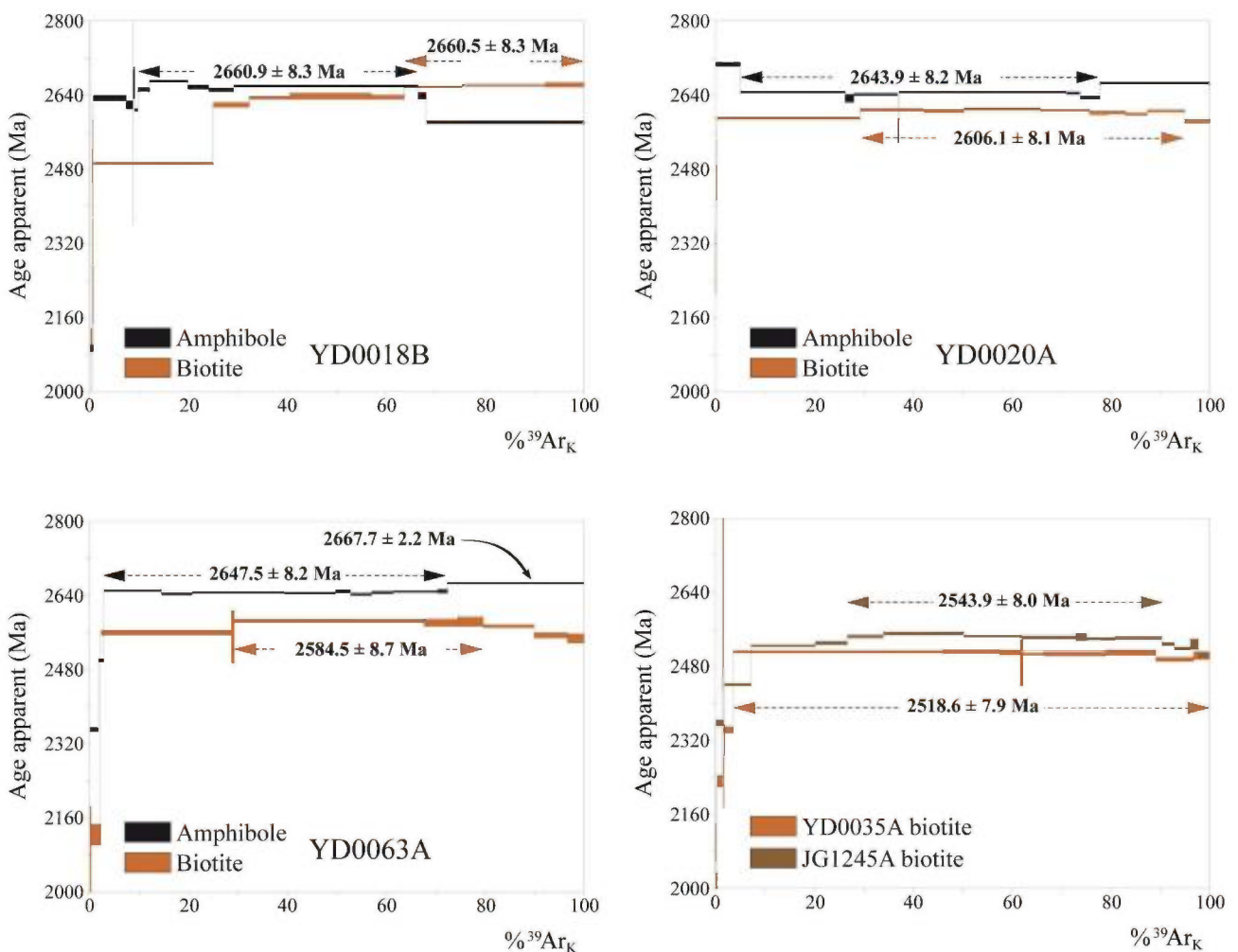


Figure 14 – Spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'amphiboles et de biotites prélevées dans différentes roches intrusives déformées de la CPO, dans la région NE du Lac au Goéland.

Quatre des cinq biotites analysées (YD0020A, YD0035A, YD0063A et JG1245A) se caractérisent par des spectres d'âges peu perturbés, permettant le calcul d'âges pseudo-plateaux compris entre $2606,1 \pm 8,1$ Ma et $2518,9 \pm 7,9$ Ma (figure 14). La biotite JG1245A, qui fournit un âge pseudo-plateau à $2543,9 \pm 8,0$ Ma, provient de la Tonalite de Nomans. La cinquième biotite (YD0018B) montre en revanche un spectre d'âges perturbé (figure 14). Celui-ci se caractérise par un accroissement des âges apparents vers les étapes de hautes températures de dégazage, avec un maximum calculé sous la forme d'un âge pseudo-plateau à $2660,5 \pm 8,3$ Ma. À l'exception de cet âge, les biotites ont donc livré des âges systématiquement plus jeunes que ceux obtenus sur les amphiboles.

Micas de roches intrusives

Les muscovites YD0048B et YD0009B, issues de filons granitiques recoupant des amphibolites de l'Abitibi, présentent des spectres d'âges plats, à partir desquels des âges pseudo-plateaux à $2518,6 \pm 7,9$ Ma et $2600,1 \pm 8,2$ Ma peuvent être calculés, respectivement (figure 15). Vers les hautes températures de dégazage, le spectre de la muscovite YD0009B montre un léger rajeunissement des âges apparents, permettant le calcul d'un âge pseudo-plateau à $2579,6 \pm 8,4$ Ma. La troisième muscovite YD0023A, issue d'un dyke granitique recoupant une granodiorite peu déformée de l'Opatica, montre un spectre d'âges perturbé, caractérisé par une forme vaguement en selle, qui permet le calcul d'âges pseudo-plateaux à $2606,5 \pm 8,2$ Ma et $2625,7 \pm 8,2$ Ma pour le bas et le haut de la selle, respectivement (figure 15).

L'analyse de la biotite YD0009B fournit un spectre d'âges difficilement exploitable (figure 15) ; les âges apparents aux moyennes et hautes températures de dégazage sont néanmoins proches de 2640 Ma et donc plus anciens que ceux de la muscovite issue du même échantillon.

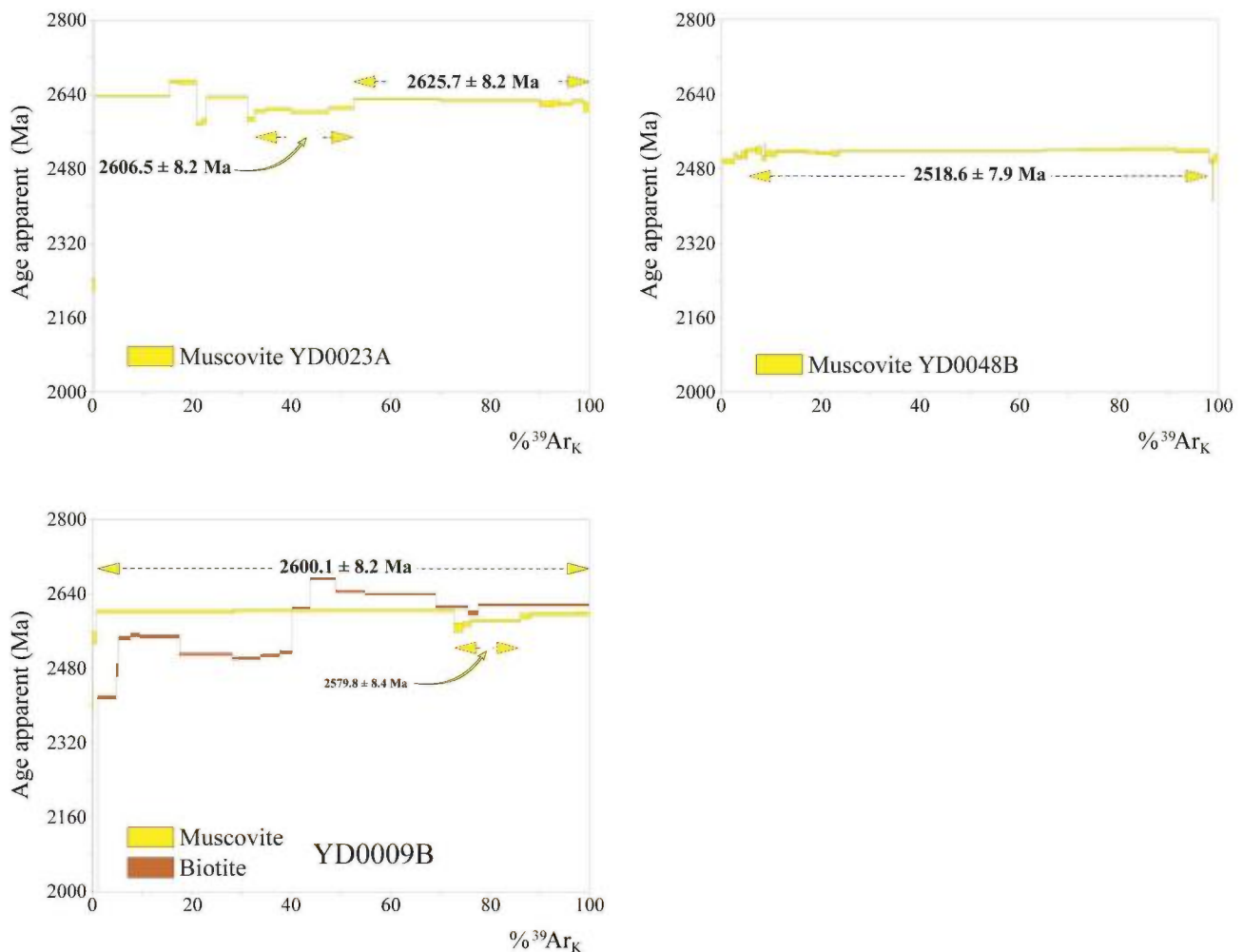


Figure 15 – Spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de trois muscovites et d'une biotite, issues de trois dykes granitiques recoupant des amphibolites de l'Abitibi et une granodiorite de l'Opatica.

Micas et amphibole de la zone de cisaillement de Nottaway

La muscovite YD0055A a fourni un spectre d'âges particulièrement intéressant, caractérisé par un accroissement en marches d'escalier des âges apparents vers les hautes températures de dégazage, pour lesquelles un âge pseudo-plateau a été calculé à $2590,7 \pm 8,4$ Ma (figure 16). Vers les basses températures de dégazage, les âges apparents sont généralement plus anciens que ca. 2480 Ma, un âge que nous pensons être celui de la dernière recristallisation du minéral ou de la fermeture définitive du système isotopique.

La biotite YD0059A montre un spectre d'âges (figure 16) semblable à celui de la muscovite YD0055A. Aux hautes températures de dégazage, le spectre de cette biotite atteint un maximum calculé sous la forme d'un âge pseudo-plateau à $2533,1 \pm 7,9$ Ma. Vers les basses températures de dégazage, les âges apparents sont aussi supérieurs à

ca. 2480 Ma. Cet âge limite bas serait l'âge de la dernière recristallisation partielle de la biotite ou de la fermeture définitive du système isotopique.

En revanche, le spectre d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'amphibole YD0059A n'est pas exploitable et les âges apparents, anormalement jeunes, pourraient impliquer une importante chloritisation du grain analysé.

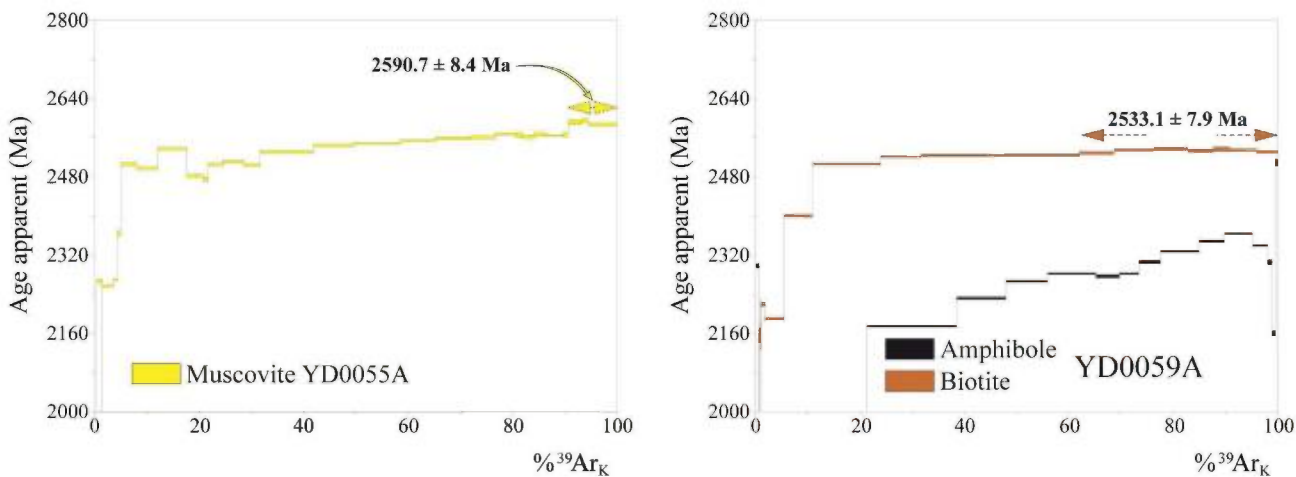


Figure 16 – Spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de micas et d'une amphibole issus de roches ayant été affectées par la cinématique décrochante dextre de la zone de cisaillement de Nottaway.

VI.4. Interprétation des résultats

La figure 17 présente une compilation des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas et des amphiboles obtenus dans la région NE du Lac au Goéland et des âges U-Pb sur zircons précédemment acquis par McNicoll et Goutier (2008).

Dans le secteur NE du Lac au Goéland, les protolithes des roches métamorphiques de l'Abitibi et les tonalites foliées de l'Opatica se sont formées avant ca. 2693 Ma. La Formation de Daubrée du Groupe d'Opémisca, qui compte parmi les formations archéennes les plus jeunes de la région, est en effet recoupée par la Diorite de la Rivière Inconnue (figure 11), datée en U-Pb sur zircons à 2693,6 ± 0,6 Ma (McNicoll et Goutier, 2008). Pour cette raison, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que nous avons obtenus dans le secteur et dont le plus ancien est un âge pseudo-plateau à 2676,9 ± 8,3 Ma (figures 13 et 17), peuvent être pour la majorité attribués à un (des) événement(s) thermique(s) postérieur(s) à la mise en place des roches, à un (des) épisode(s) de déformation et/ou à des circulations de fluides.

La quasi-totalité des hornblendes a fourni des âges compris entre ca. 2685 Ma et

ca. 2636 Ma (figures 13, 12 et 17). Au sein des roches respectives, les cristaux de hornblende soulignent la foliation régionale S_n et la linéation minérale L_n ; des fabriques qui ont été initialement acquises dans des conditions métamorphiques du faciès amphibolite (voir Daoudene *et al.*, 2013). Considérant la température de fermeture isotopique de l'amphibole qui peut être de l'ordre de 550°C (voir annexe 3), la gamme d'âges 2685-2636 Ma représente une estimation de l'âge et de la durée du métamorphisme régional au faciès amphibolite ; conditions métamorphiques qui caractérisent l'ensemble de la région NE du Lac au Goéland. Cette gamme d'âges 2685-2636 Ma est compatible avec les âges U-Pb à ca. 2650 et ca. 2632 Ma de deux titanites métamorphiques issues de la Tonalite de Nomans, par ailleurs datée en U-Pb sur zircons à 2708 +1,2/-1,1 Ma (voir McNicoll et Goutier, 2008) Si on pose l'hypothèse que les âges amphiboles sont des âges de refroidissement, alors l'événement métamorphique associé aurait débuté à au moins ca. 2685 Ma. Le spectre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la hornblende YD0039A a cependant livré des âges apparents significativement plus jeunes, qui a priori sont difficilement interprétables dans ce schéma. Microscopiquement, les hornblendes YD0039A sont intimement associées à de fines lamelles de biotite (figure 12c), qui en raison de leur taille n'ont probablement pas pu être séparées correctement de ces amphiboles pour une analyse. Nous croyons donc que l'allure du spectre d'âges de l'amphibole YD0039A reflète en fait un mélange entre ces deux phases minérales.

Dans le détail, si les âges pseudo-plateaux « anciens » des amphiboles YD0009A et YD0048A pourraient dater la cristallisation initiale du grain, sa recristallisation complète ou encore la dernière réouverture complète puis la fermeture du système isotopique, les âges aux moyennes températures de dégazage pourraient être associés à une recristallisation incomplète ou une réouverture partielle du système isotopique, en réponse à un événement thermique ou une circulation de fluides. En lame mince, les hornblendes YD0009A sont homogènes et ne montrent aucune évidence d'une recristallisation ultérieure, mais celles de l'amphibolite YD0048A se caractérisent souvent par la présence de fines franges d'actinote sur le pourtour des grains (figure 12a), suggérant alors que l'âge pseudo-plateau à $2633,1 \pm 8,3$ Ma pourrait être une estimation maximale de l'âge de la cristallisation de l'actinote aux dépens de la hornblende. Selon cette hypothèse, cet âge à ca. 2633 pourrait correspondre à l'âge de la rétomorphose de cette amphibolite dans le faciès schiste vert supérieur (figure 17), une interprétation cohérente avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenu à partir des muscovites YD0009B et YD0023A issues de dykes granitiques (figure 15). La forme en selle du spectre d'âges de la muscovite YD0023A suggère une cristallisation initiale ou une recristallisation antérieure à $2625,7 \pm 8,2$ Ma puis

une recristallisation partielle après $2606.5 \pm 8,2$ Ma. La muscovite YD0009B provient d'un filon dont la mise en place est contemporaine du métamorphisme au faciès amphibolite, suggérant alors que l'âge pseudo-plateau à $2600.1 \pm 8,2$ Ma de la muscovite date un événement thermique ou hydrothermal postérieur à la mise en place du dyke. En posant l'hypothèse que les titanites de la Tonalite de Nomans ont cristallisé durant le métamorphisme au faciès amphibolite, nous estimons alors que le passage vers le faciès schiste vert supérieur aurait eu lieu vers ca. 2632 Ma (figure 17). Néanmoins, les âges vers 2600 Ma de ces deux muscovites pourraient aussi refléter un événement thermique ou hydrothermal postérieur la cristallisation initiales de grains.

Alors que les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les amphiboles ont fourni une gamme d'âges «anciens», celles sur biotites dans les roches métamorphiques de l'Abitibi et les tonalites foliées de l'Opatica livrent des âges pseudo-plateaux majoritairement «jeunes», sous ca. 2600 Ma (figure 17). Les âges des biotites YD0009A, YD0020A, YD0063A et JG1245A sont clairement des âges de refroidissement, ces biotites ayant été prélevées dans des échantillons dont les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblendes ou U-Pb sur titanites sont beaucoup plus anciens (figure 17). Nous pensons donc que la distribution des âges biotite, sous ca. 2600 Ma, représente le refroidissement des roches métamorphiques de la région NE du Lac au Goéland sous des températures inférieures à 400-300°C et, conséquemment la rétro-morphose dans le faciès schiste vert inférieur. Dans ce contexte, l'âge pseudo-plateau à $2518,6 \pm 7,9$ Ma, d'une muscovite issue d'un filon granitique (figures 15 et 17), pourrait être un âge de cristallisation, suggérant ainsi que certaines intrusions se sont mises en place tardivement dans l'histoire métamorphique de la région. Seuls les biotites de la métapélite JF4065A et de la tonalite YD0018B ont fourni des âges comparables aux âges des amphiboles (figure 17), mais nous n'avons cependant aucun élément pour expliquer ces résultats.

L'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muscovite YD0055A, provenant d'une mylonite felsique de la zone de cisaillement de Nottaway, a fourni un spectre en marche d'escalier dont les âges apparents s'étalent entre ca. 2600 Ma et ca. 2480 Ma (figures 16 et 17). Microscopiquement, les muscovites se présentent sous la forme de «micas fish», dont l'asymétrie atteste de la cinématique décrochante dextre de la zone de cisaillement (figure 12g). Cela suggère que l'âge pseudo-plateau à $2590,7 \pm 8,4$ Ma, calculé à partir des étapes de hautes températures de dégazage, est une estimation minimale de l'âge de la cristallisation initiale de cette muscovite, qui daterait l'amorce de la déformation cisailante. La décroissance des âges apparents vers les basses températures de dégazage, jusqu'à ca. 2480 Ma, correspondrait alors à des réouvertures partielles du

système isotopique durant la poursuite de la déformation cisailante.

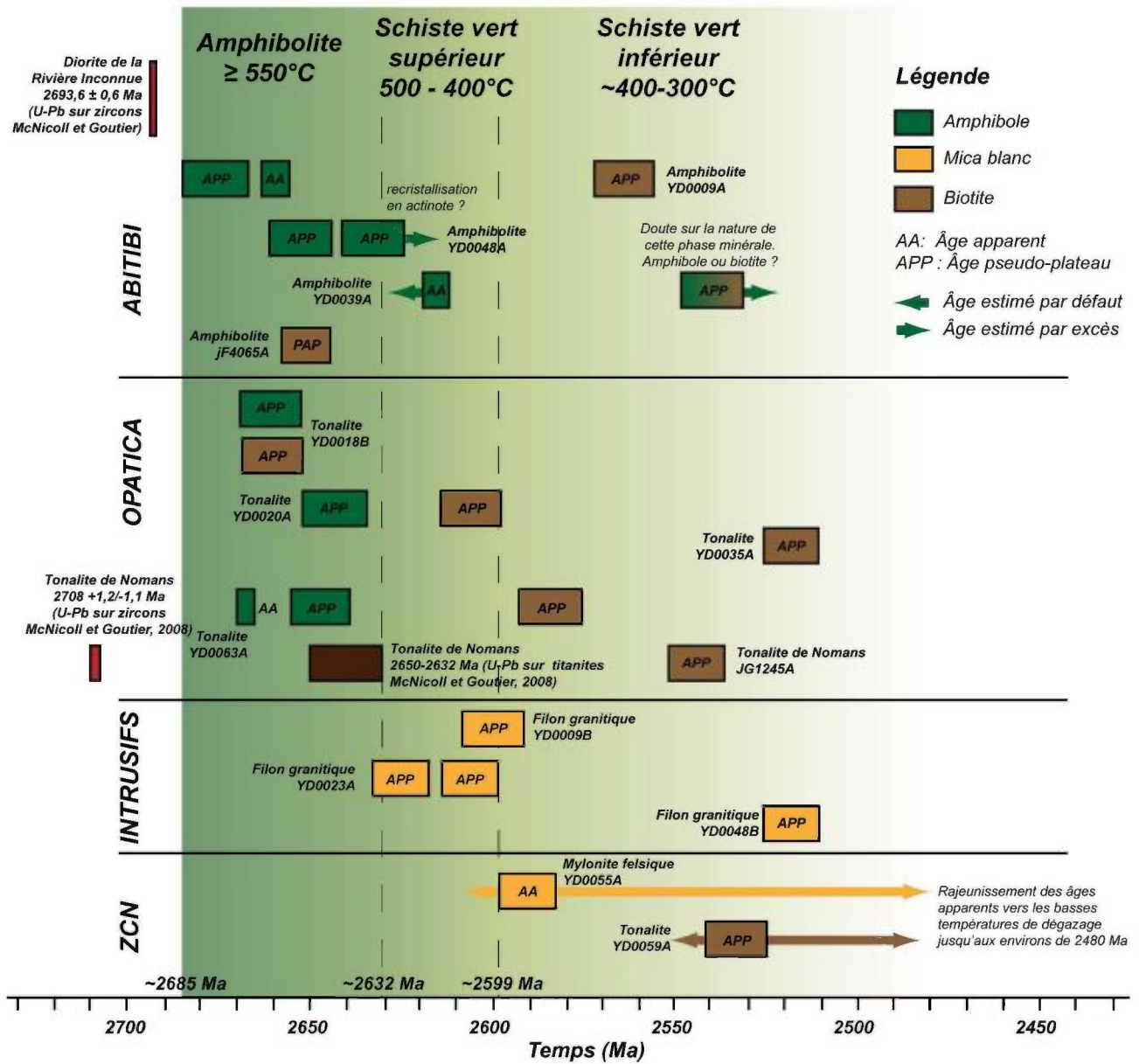


Figure 17 – Compilation des données géochronologiques de la région NE du Lac au Goéland, réalisée à partir des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présentées dans ce rapport et les âges U-Pb sur zircons et titanites, précédemment acquises par McNicoll et Goutier (2008).

VII. Discussion

VII.1. Relation tectono-métamorphique Abitibi-Opatica

Nos données structurales et métamorphiques, qui complètent celles précédemment acquises dans la région NE du Lac au Goéland (Daoudene *et al.*, 2013), suggèrent que dans la région de Chapais-Chibougamau les roches métamorphiques de la CRVA reposent, là aussi, sur celles de la CPO (figure 18). Ceci est notamment supporté par le grade métamorphique qui est globalement plus faible dans l'Abitibi que dans l'Opatica. Comme nous l'avions précédemment suggéré (Daoudene *et al.*, 2013), nous pensons que les résultats de ce rapport excluent que le contact Abitibi-Opatica soit une suture de subduction, telle que certains auteurs l'ont proposé (Calvert et Ludden, 1999 ; Goutier *et al.*, 2003). Nos arguments structuraux sont une absence apparente de déformation cisailante plus importante qu'ailleurs au contact Abitibi-Opatica, ainsi que la continuité et la cohérence des déformations de part et d'autre de ce contact (figure 2). L'étude pétrographique appuie cette interprétation puisque le contact Abitibi-Opatica n'est marqué par aucun saut métamorphique. En effet, que ce soit à la bordure nord de la CRVA ou dans la CPO proches du contact Abitibi-Opatica, les roches montrent des conditions métamorphiques identiques et caractéristiques du faciès amphibolite (figures 3, 4 et 6). Parallèlement, aucune vergence structurale consécutive à une dynamique de subduction et aucune roche présentant des conditions métamorphiques de type haute pression – basse température, n'a été observée sur le terrain. Nos résultats suggèrent en revanche que la CRVA et la CPO ont constitué une seule unité tectonique.

Du côté de l'Abitibi, on observe un gradient métamorphique continu, du sud vers le nord depuis des roches ayant subi un métamorphisme au faciès schiste vert, voir même dans certains secteurs aucun métamorphisme (par exemple au cœur des bassins du Groupe d'Opémisca, figure 3a), jusqu'à des roches au métamorphisme typique du faciès amphibolite à la bordure nord de la CRVA (figures 3 et 4). Du côté de l'Opatica, les roches montrent globalement des conditions métamorphiques au faciès amphibolite (figure 5). Au sein même de la CPO, ces conditions métamorphiques ont même été encore plus élevées puisque des migmatites, datées vers 2,68-2,67 Ga, y sont documentées (Sawyer, 1998). L'épisode de migmatisation serait donc contemporain du métamorphisme au faciès amphibolite qui caractérise la transition Abitibi-Opatica (figures 17). Un tel gradient métamorphique suggère donc que la bordure nord de l'Abitibi et sud de l'Opatica expose en fait des roches ayant appartenu à des domaines crustaux de plus au profonds vers le

nord, en direction des parties les plus internes de la CPO (figure 18). Selon ce schéma, la CPO constituerait donc le socle sur lequel se sont mises en place les séries volcaniques et sédimentaires de l'Abitibi. La présence potentielle d'une fenêtre structurale d'Opatoca du côté Abitibi (la Tonalite de Nomans) est en accord avec cette hypothèse (figures 2 et 18), qui est aussi supporté par la gamme d'âge de mise en place de ces roches : 2,8-2,7 Ga pour la CPO (Sawyer, 1998) et 2,79-2,69 Ga pour la bordure NE de la CRVA (voir ci-dessus).

Cependant, si la zone de contact Abitibi-Opatoca n'est a priori pas soulignée par une déformation cisailante importante, il existe toute de même, à la bordure NE de la CRVA, des zones de cisaillement est-ouest, impliquant des déplacements verticaux importants. Ces zones de cisaillement, qui ont permis notamment le chevauchement du Groupe de Roy sur le Groupe d'Opémisca (figures 2 et 18), sont compatibles avec une tectonique compressive nord-sud, la même que celle associée au plissement P_n des séries volcaniques et sédimentaires de la CRVA et au développement de la schistosité/foliation régionale S_n . Au sein de la CPO, la présence de structures en dôme (figure 18 et voir par exemple le Complexe du Lac Rodayer) suggère, là aussi, des transferts verticaux de matière durant la déformation compressive.

Nous croyons que la CRVFE était originellement rattachée à la CRVA (figure 18) et qu'elle formerait une portion de croûte supérieure qui a été par la suite individualisée et métamorphisée durant la déformation régionale. En appui à cette interprétation, le Groupe de Troilus, qui compte parmi les unités les plus vieilles de la CRVFE, se serait formé vers 2782 ± 6 Ma (Pilote *et al.*, 1997), un âge qui est finalement très proche de celui de la Formation de Chrissie dans la CRVA ($2791,4 \pm 3,7/-2,8$ Ma, U-Pb sur zircons; David et Dion, 2010). De plus, l'orientation des fabriques structurales et les conditions métamorphiques au sein du segment d'Assinica sont comparables à celles de la bordure nord de la CRVA (figures 2, 3e, 5b et 12d). Des données géochronologiques, précisant l'âge du métamorphisme et des déformations de la CRVFE, seraient néanmoins nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

Ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA)

Groupe d'Opémisca (4-6 km)

Formations de Daubrée, de Stella et de Haüy

Groupe de Roy (8-11 km)

Cycle 2 (4-6 km) : Formations de Bruneau, de Blondeau et de Bordeleau (plus Formation de Dussieux et volcanites de la Rivière Bell)

Cycle 1 (4-5 km) : Formations d'Obatogamau et de Waconichi

Formation de Chrissie

Ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (CRVFE)

Groupe de Broadback

Groupe d'Assinica (2 km)

Formation de Rabbit

Ceinture plutonique d'Opatica (CPO)

Tonalite et Granodiorite indifférenciées

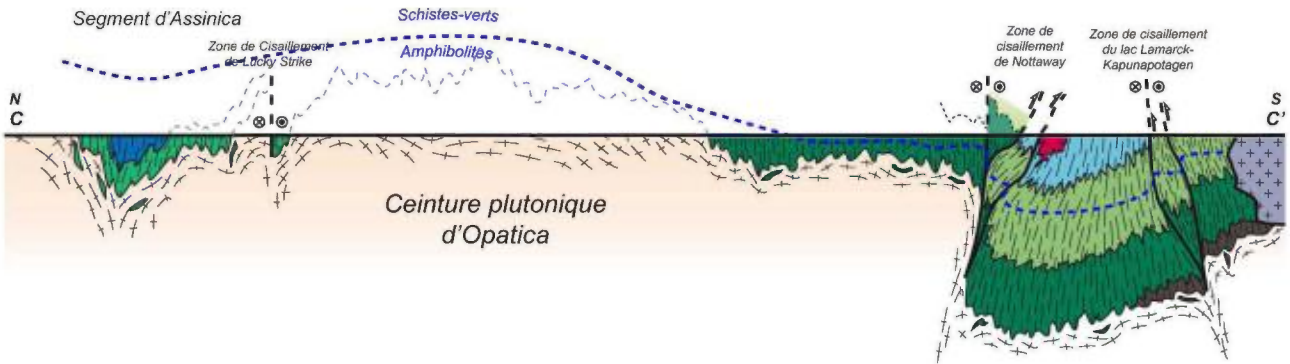
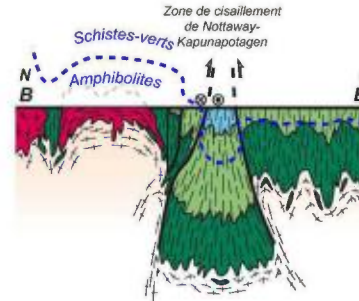
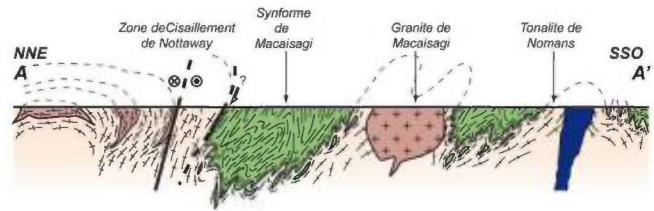
Métasédiments et métavolcanites indifférenciés

Intrusions

Granite Granodiorite

Monzodiorite-Tonalite

Intrusion alcaline de Montviel



5 km

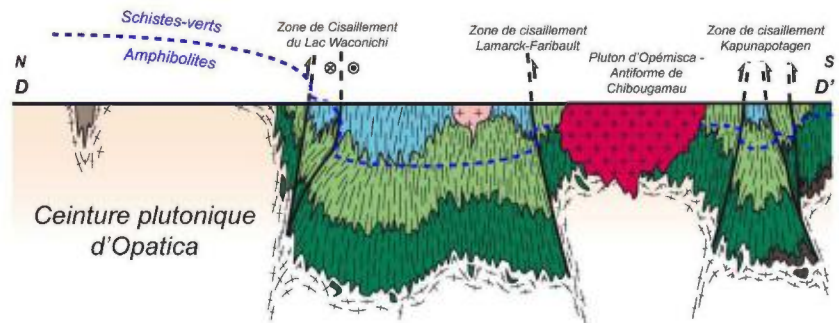


Figure 18 – Coupes géologiques interprétatives nord-sud de la région d'étude. La localisation des coupes est donnée en figure 4.

VII.2. Évolution tectono-métamorphique de la région d'étude

Les données structurales et géochronologiques présentées dans ce rapport nous permettent d'amorcer une discussion quant à l'évolution tectono-métamorphique de la bordure nord de la CRVA et des régions avoisinantes.

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des amphiboles de la région du Lac au Goéland suggèrent que la tectonique compressive nord-sud et le métamorphisme associé auraient débuté dans ce secteur de l'Abitibi vers au moins ca. 2685 Ma. Dans les premiers stades de cet événement compressif, les séries volcaniques et sédimentaires de la CRVA ont été plissées et schistosées/foliées en est-ouest, formant des fabriques qui sont pénétratives à l'échelle de la région d'étude. Une linéation d'étirement et/ou minérale à fort pendage sur cette schistosité/foliation S_n et des zones de cisaillement est-ouest associées témoignent de l'importance des mouvements verticaux au sein de cette portion de croûte archéenne durant la phase de déformation D_n (figures 7d, e et 8), pendant laquelle les domaines les plus profonds de la CRVA et les roches de l'Opatica sous-jacentes ont été métamorphosées au faciès amphibolite (figures 3, 4 et 5). Nous estimons que ces conditions métamorphiques et la déformation régionale D_n ont perduré jusqu'à ca. 2632 Ma (figure 17). Parallèlement, les roches des parties les plus profondes de l'Opatica ont été migmatisées à 2,8-2,7 Ga (Sawyer, 1998). Dans un tel schéma, la place des séries sédimentaires du Groupe d'Opémisca devient discutable, la Formation de Haüy ayant livré un âge à $2691,7 \pm 2$ Ma (U-Pb sur zircons détritiques), qui été interprété comme représentant un âge maximal de sédimentation (David *et al.*, 2007). Ceci nous suggère qu'au moins une partie des séries sédimentaires du Groupe d'Opémisca (la partie sommitale) aurait pu se déposer pendant les stades précoces du métamorphisme régional et donc pendant le développement de bassins syn-tectoniques, occupant des fosses synclinales. Une étude structurale détaillée des bassins de Chapais et des lacs La Trêve et Waconichi serait nécessaires pour établir leur place dans l'histoire tectonique de la région.

Après ca. 2632 Ma (figure 17), le refroidissement de ce segment de croûte archéenne a été vraisemblablement accompagné par une plus grande localisation de la déformation. Ceci est appuyé par l'observation macroscopique et microscopique de minéraux métamorphiques caractéristiques du faciès schiste vert supérieur (actinote, chloritoïde et épidote), dont la croissance est clairement tardi- à post-cinématique (figure 3g, 4f, g, 5d et e). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la région du Lac au Goéland suggèrent que ce refroidissement dans le faciès schiste vert supérieur s'est étendu jusqu'à ca. 2600 Ma

(figure 17).

Enfin, Les spectres d'âges de la muscovite YD0055A et de la biotite YD0059A nous suggèrent que la cinématique en décrochement dextre de la zone de cisaillement de Nottaway a pu se poursuivre sur près de 120 Ma, à partir d'au moins ca. 2600 Ma. Les résultats de ces analyses suggèrent que durant la période 2600-2480 Ma, la déformation D_{n+1} , associée aux zones de cisaillement décrochant, devient prédominante dans l'histoire compressive de la région. Le raccourcissement nord-sud cesse alors d'être principalement accommodé par l'aplatissement et le fluage vertical des roches, mais évolue vers du cisaillement localisé NO-SE dextre et NE-SO sénestre, impliquant alors le fluage latéral de la matière crustale. À ce stade de notre réflexion, les causes réelles de ce changement majeur d'accommodation de la déformation ne peuvent être établies, mais nous croyons que celles-ci doivent être mises en relation avec l'évolution rhéologique de la croûte Abitibi-Opatica et/ou à des changements des conditions aux limites du système, durant la déformation compressive nord-sud.

VIII. Conclusions et perspectives

Nos observations structurales et métamorphiques menées le long de la zone de contact Abitibi-Opatica, au nord de la région de Chapais-Chibougamau, suggèrent que les séries volcaniques et sédimentaires de la CRVA reposent sur un socle formé par la CPO. En outre, dans la région d'étude, le contact Abitibi-Opatica n'est pas souligné par une zone de déformation cisailante plus importante qu'ailleurs et il n'est pas marqué par un saut métamorphique ; des éléments qui ne nous permettent pas d'interpréter ce contact comme la trace d'une zone de subduction archéenne. Le manque d'une vergence structurale régulière et l'absence de roches aux conditions métamorphiques de type HP-BT, des caractéristiques imputables à une dynamique de subduction, appuient cette interprétation. En revanche, la continuité et la cohérence des déformations de part et d'autre du contact Abitibi-Opatica, ainsi que l'évolution croissante et continue, vers le nord, des conditions métamorphiques suggèrent que la CRVA et la CPO ont formé une seule unité tectonique et que la région expose des roches appartenant à des domaines crustaux de plus en plus profonds vers le nord.

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de micas et d'amphiboles, issus de la région NE du Lac au Goéland, nous suggèrent que le métamorphisme régionale et la déformation pénétrative D_n , associés au régime compressif nord-sud dans le nord de la CRVA et la CPO, ont débuté au moins vers 2685 Ma. Dans les premiers stades de cet événement compressif

(2685-2632 Ma), les domaines profonds de la CRVA et les roches sous-jacentes de la CPO ont atteint des conditions métamorphiques typiques du faciès amphibolite et la déformation a été principalement accommodée par l'aplatissement général nord-sud des roches et par le fluage vertical de la matière crustale. Vers 2632 Ma, le refroidissement des conditions métamorphiques régionales a conduit à une localisation plus importante de la déformation, qui a été, en définitif, accommodée par le fonctionnement de zones de cisaillement décrochant, NE-SO sénestre et NO-SE dextre, et que nous estimons avoir fonctionné à partir d'au moins ca. 2600 Ma. Ce changement majeur de l'accommodation de la déformation implique que dans les derniers stades de la déformation compressive, le raccourcissement est principalement accommodé par le fluage latéral de la matière crustale.

Afin de discuter des implications de cette étude, à l'échelle de la CRVA, les résultats géochronologiques que nous présentons ici devront être confrontés à ceux que nous avons obtenu dans le sud de l'Abitibi et ceux qui ont été précédemment publiés dans ces régions. Cette comparaison devrait nous permettre de mettre en évidence certaines corrélations et/ou différences thermochronologiques et, dans le prochain rapport (mars 2015), de proposer un modèle tectono-métamorphique pour la CRVA et les sous-provinces voisines et de discuter le(s) mode(s) de déformation d'une portion de croûte au sein d'un orogène archéen. Parallèlement, l'analyse des données chronologiques datant la mise en place de minéralisations aurifères filoniennes devrait aussi nous permettre de préciser leur place dans l'histoire tectono-métamorphique de la CRVA et de discuter les processus crustaux qui ont conduit à leur formation.

Annexe 1

Numéro de la photographie	Affleurement de géofiche	Coordonnées			
		Zone géographique	Estant	Nordant	
Figure 3	a	12YD2500	U18	500282	5518536
	b	13YD2969	U18	496827	5573330
	c	13YD2959	U18	493865	5550191
	d	13YD2959	U18	493865	5550191
	e	13YD2978	U18	503799	5552846
	f	13YD2980	U18	504550	5551890
	g	13YD2977	U18	503741	5553030
Figure 4	a	13YD2823	U18	471787	5540805
	b	13YD2753	U18	450930	5529401
	c	13YD2931	U18	467166	5545898
	d	13YD2968	U18	487912	5549170
	e	12YD0100	U18	466246	5559024
	f	13YD2909	U18	434812	5530095
	g	13YD2784	U18	467363	5538640
Figure 5	a	13YD2839	U18	453461	5611498
	b	13YD2839	U18	453461	5611498
	c	13YD2839	U18	453461	5611498
	d	13YD2839	U18	453461	5611498
	e	13YD2839	U18	453461	5611498
Figure 6	a	13YD2843	U18	464353	5570222
	b	13YD2793	U18	462469	5544203
Figure 7	a	12YD2500	U18	500282	5518536
	b	13YD2854	U18	465399	5537470
	c	12YD0100	U18	466246	5559024
	d	13YD2854	U18	465399	5537470
	e	12YD0100	U18	466246	5559024
	f	13YD2839	U18	453461	5611498
Figure 9	a	13YD2960	U18	491042	5548728
	b	13YD2905	U18	434621	5530094
	c	13YD2959	U18	493865	5550191
	d	13YD2905	U18	434621	5530094
Figure 10	a	13YD2892	U18	435585	5536520
	b	13YD2892	U18	435585	5536520
Figure 11	a	13YD2822	U18	471759	5540717
	b	13YD2964	U18	471693	5540248
	c	13YD2980	U18	504550	5551890
	d	13YD2980	U18	504550	5551890
	e	13YD2980	U18	504550	5551890
Figure 12	a	12YD0009	U18	407866	5537878
	b	12YD0048	U18	386215	5515680
	c	12YD0039	U18	387633	5549300
	d	06JF4065	U18	408884	5539674
	e	12YD0063	U18	383892	5543471
	f	06JG1245	U18	395419	5516391
	g	12YD0055	U18	411077	5540156
	h	12YD0059	U18	415836	5539949

Tableau des coordonnées géographiques des photographies de ce rapport

Annexe 2

Numéro de l'échantillon	Coordonnées		
	Zone géographique	Estant	Nordant
JG1245A	U18	395419	5516391
JF4065A	U18	408884	5539674
YD0009A et B	U18	407866	5537878
YD0018B	U18	385793	5543095
YD0020A	U18	385690	5538236
YD0023A	U18	385102	5538410
YD0035A	U18	408754	5551883
YD0039A	U18	387633	5549300
YD0048A et B	U18	386215	5515680
YD0055A	U18	411077	5540156
YD0059A	U18	415836	5539949
YD0063A	U18	383892	5543471

Tableau des coordonnées géographiques des échantillons utilisés pour les analyses

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Annexe 3

Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: méthode

Des grains de muscovite, de biotite et d'amphibole ont été sélectionnés dans des fractions minérales de roches, obtenues à l'aide d'un broyeur à pression hydraulique. Avant la sélection des grains, chaque fraction minérale a été tamisée entre 200 et 1000 μm , lavées à l'eau avec un traitement rapide aux ultrasons (10 secondes) afin de décoller les particules les plus fines des grains, puis séchées à l'air libre. Les poudres ont par la suite été séchées à 60°C dans une étuve. Une trentaine de grains par échantillon ont été sélectionnés à la loupe binoculaire. Le choix de ces grains a été fait en fonction de leur dimension, de leur forme, ainsi que de leur pureté.

Les grains ont ensuite été enveloppés dans une feuille d'aluminium pour former de petits paquets (11 mm x 11 mm x 0,5 mm), qui ont été empilés pour former des colonnes dans lesquelles ont été insérés des standards tous les 10 enveloppes. Dans cette étude, le standard utilisé est l'amphibole Hb3gr qui a un âge de $1071,7 \pm 5,4$ Ma (Zartman, 1964 ; Turner *et al.*, 1971 ; Roddick, 1983). Les colonnes ont ensuite été irradiées en position centrale 5c dans le réacteur nucléaire de l'université McMaster (Hamilton, Canada) durant 134,36 et 133,42 heures respectivement.

Les analyses par étapes chauffage au laser-CO₂ sur monograins ont été réalisées avec un spectromètre de masse MAP215. La procédure analytique est décrite dans Ruffet *et al.* (1991, 1995). Des mesures du bruit de fond (blank) sont régulièrement réalisées toutes les 3 étapes d'analyse et soustraites aux résultats des analyses qui suivent. Les mesures isotopiques sont corrigées des interférences isotopiques du potassium, du calcium, et du chlore, ainsi que de la discrimination de masse.

Les températures de fermeture isotopique

Amphibole

Les températures de fermeture (T_f) des amphiboles, bien que moins débattues que celles de la muscovite, restent difficiles à estimer. En plus de l'effet du taux de refroidissement et de la taille des domaines de diffusion, la diffusivité des amphiboles est également influencée par la porosité ionique (Fortier et Gilletti, 1989; Dahl, 1996). Sur la base des compositions mesurées sur des hornblendes naturelles par différents auteurs (par exemple Leake, 1978; Robinson *et al.*, 1982), Dahl (1996) a suggéré une T_f entre 480 et 560°C, calculée pour un rayon de diffusion de 80 μm et un taux de refroidissement de

10°C/Ma. Pour des taux de refroidissement plus élevés, cette T_f peut monter jusque vers 520-560°C. Harrison (1981) a estimé, à partir des pertes d' $^{40}\text{Ar}^*$ issues de traitements isothermaux et hydrothermaux, l'énergie d'activation et le facteur de fréquence de la hornblende. Avec un rayon de diffusion de 80 μm , ces paramètres de diffusion prédisent des températures de fermeture entre 500°C et 580°C pour des taux de refroidissement entre 10 et 500°C/Ma. Cette fourchette a été légèrement revue à la hausse à 550-560°C par Villa (1998) en utilisant les expériences de Kamber *et al.* (1995), suggérant que, selon les caractéristiques du réseau cristallin, la hornblende puisse former un système fermé à la diffusion de l'Ar à des températures aussi élevées que 580°C pour des taux de refroidissement de 0,7°K/Ma (Villa *et al.* 1996). La gamme de températures de fermeture isotopique utilisée pour l'interprétation des données amphibole, présentées dans ce rapport, est de 550-560°C.

Mica blanc

Les températures de fermeture du système isotopique K-Ar dans les micas blancs ont d'abord été estimée à 350°C sur la base d'une calibration d'âges isotopiques par rapport au grade métamorphique des roches (Purdy et Jäger, 1976), mais sont actuellement débattues. Plusieurs études suggèrent qu'en l'absence de déformation et de fluides qui assisteraient la recristallisation, les températures de fermeture isotopique pourraient atteindre 500°C pour la muscovite (Bosse *et al.*, 2005 ; Villa, 1998) et plus de 550°C (Lister et Baldwin, 1996) pour la phengite au faciès métamorphique du schiste bleu. Les nouvelles expériences de détermination des coefficients de diffusion pour la muscovite, établis par Harrison *et al.* (2009), confirment ces températures, bien que ces auteurs aient calculé pour la muscovite une T_f à ca. 425°C pour un rayon de diffusion plus petit (de l'ordre 100 μm , rayon qui correspond à la taille des grains de leurs expériences) et un taux de refroidissement assez faible, à 10°C/Ma. Pitra *et al.* (2010), en se basant sur le modèle et les coefficients de Harrison *et al.* (2009), ont calculé les températures de fermeture pour des rayons de diffusion plus grands (500 et 1000 μm) sur une échelle complète de taux de refroidissement, de 1 à 1000°C/Ma. Ces rayons de diffusion de 500 et 1000 μm ont produit des fourchettes de T_f à 440-560°C et 460-590°C respectivement (voir figure 10 dans Pitra *et al.*, 2010). En considérant un rayon de diffusion compris entre 100 et 1000 μm et un taux de refroidissement de 1-10°C/Ma, qui semblent réaliste dans le cadre de l'étude des domaines archéens aux déformations longues (voir Chardon *et al.*, 2009), la T_f varie entre 400 et 500°C; gamme de température qui est utilisée dans l'interprétation des données présentées dans ce rapport.

Biotite

Pour la biotite, la température de fermeture du système isotopique K-Ar serait comprise dans une gamme de 250 à 400°C (Harrison *et al.*, 1985 ; Montigny, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988 ; Spear, 1993). En considérant un rayon de diffusion compris entre 100 et 1000 μm et le taux de refroidissement inférieur à 100°C/Ma, la T_f serait au maximum de l'ordre de 400°C (Grove et Harrison, 1996). Cependant, En l'absence de processus pouvant induire de la recristallisation, elle pourrait même atteindre 450°C (Villa et Puxeddu, 1994), c'est-à-dire environ 100 à 150°C de plus que celle communément acceptée. Dans cette étude, nous utilisons, pour la biotite, une gamme de températures de fermeture de 300 à 400°C.

Références bibliographiques

- Bédard, L.P., Ludden, J.N., 1997. Nd-isotope évolution of Archean plutonic rocks in the Opatica, Abitibi and Pontiac subprovinces, Québec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 34, 286-299.
- Benn, K., 2006. Tectonic delamination of the lower crust during late archean collision of the Abitibi-Opatica and Pontiac terranes, Superior Province, Canada. In: Benn, K., Condie, K.C., Mareschal, J.C. (Eds), *Archean Geodynamics and Environments*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 164, 267-282.
- Benn, K., Moyen, J.F., 2008. The late Archean Abitibi-Opatica terrane, Superior Province: a modified oceanic plateau. In: Condie, K.C., Pease, V. (eds), *When did plate tectonics begin on planet Earth?* *Geol. Soc. Am. Spe. Pap.* 440, 173-197.
- Benn, K., Sawyer, E.W., Bouchez, J.L., 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Québec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.* 29, 2429-2444.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R., Gillet, J., 1994. Crustal structure and kinematic Framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: An integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth Sci.* 31, 271-281.
- Bleeker, W., Parrish, R.R., 1996. Stratigraphic and U-Pb geochronology of Kidd Creek: Implications for the formation of giant massive sulphide deposits and the tectonic history of the Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* 33, 1213-1231.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D., Bouchez, J.L., 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics* 127, 97-115.
- Boily, M., 2000. Géochimie des volcanites des ceintures volcano-sédimentaires de Frotet-Evans (CVFE) et de la Moyenne-Eastmain. Ministère des Ressources naturelles, MB 2000-12.
- Bosse, V., Féraud, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., Corsini, M., 2005. Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Île de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chem. Geol.* 220, 21-45.
- Brisson, H., Gosselin, C., Baumier, M., Dion, D.J., Gaulin, R., Lefebvre, D.L., 1997a. Géologie de la région du lac Assinica (SNRC 32J/11). Ministère des Ressources naturelles, RG 96-11, 28 p.
- Brisson, H., Gosselin, C., Baumier, M., Dion, D.J., Gaulin, R., Lefebvre, D.L., 1997b. Géologie de la région du ruisseau Lucky Strike (SNRC 32J/12). Ministère des Ressources naturelles, RG 96-10, 21 p.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P., Ehlers, C., 2006. Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* 18, 72-78.
- Cagnard, F., Gapais, D., Barbey, P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precamb. Res.* 154, 125-141.
- Calvert, A.J., Ludden, J.N., 1999. Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics* 18 (3), 412-429.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Pisarevsky, S., 2006. Precambrian plate tectonic: criteria and evidence. *GSA Today* 16(7), 4-11.
- Chardon, D., Peucat, J.J., Jayananda, M., Choukroune, P., Fanning, M., 2002. Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics* 21, 1016, doi: 10.1029/2001TC901032.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*. 477, 105-118.
- Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of

- Archean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P., Ries, A. (Eds), Early Precambrian Processes. Geol. Soc. Spec. Publ. 95, 67-86.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen J.K., 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Québec. *Can. J. Earth Sci.* 29, 2211-2225.
- Dahl, P.S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3687-3700.
- Daigneault, R., Allard, G.O., 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources, Québec, MM89-03.
- Daigneault, R., St-Julien, P., Allard, G.O., 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 27, 1714-1736.
- Daigneault, R., Mueller, W., Chown, E.H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precamb. Res.* 115, 261-290.
- Daoudene, Y., Tremblay, A., Goutier, J., Ruffet, G., Lemarchand, J., 2013. Relations tectoniques entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatika, et apports de la géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans le sud de l'Abitibi, Province du Supérieur (nord du Québec). Ministère des Ressources naturelles, rapport en correction.
- David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M., Rhéaume, P., 2007. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-Province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04.
- David, J., Dion, C., 2010. Géochronologie d'échantillons recueillis par géologie Québec, année 2009-2010 : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec rapport final GM-64849, 33 p.
- Davis, D.W., Dion, C., 2012. Datations ID-TIMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 66443, 41 p.
- Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Québec, constraints on timing provenance and regional tectonics. *Precamb. Res.* 115, 97-117.
- 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 terrain et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2005-02, 20 p.
- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E., Benn, K., 1994. U-Pb geochronology of the Opatika tonalite-gneiss belt and its Relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 32, 113-127.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., 1984. Paleogeography, isostasy, and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: Comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. In: Guha, J., Chown, E.H. (eds), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization. *Can. Inst. Min. Metal. Spe. Pub.* 34, 73-91.
- Dubé, B., Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, In: Goodfellow, W.D. (Ed), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major-deposit-types, District Metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. *Geol. Asssoc. Can. Min. Deposit. Div. Spe. Pub.* 34, 73-91.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica, *Geochem. Cosmochem. Acta* 44, 2005-2020.
- Fortier, S.M., Giletti, B.J., 1989. An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals. *Science* 245, 1481-1484.
- Gaboury, D., 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried

- carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusion. *Geology* 41(12), 1207-1210.
- Gariépy, C., Allègre, C.J., 1985. The lead isotope geochemistry and geochronology of late-kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archean crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2371-2383.
- Gapais, D., Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France), *Tectonophysics* 124, 357-370.
- Gapais, D., Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005. Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. *Tectonics* 24, TC 3002, doi :10.029/2004TC001700.
- Goldfarb, R., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005. Distribution and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. (Eds). *Eco. Geol. 100th Anniversary volume: 1905-2005*. Soc. Eco. Geol. 407-450.
- Gosselin, C., 1996. Synthèse géologique de la région de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, ET-96-02, 21 p.
- Goutier, J., Rhéaume, P., Davis, D.W., 2003. Géologie de la région du lac Olga (32F/14). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-09, 40 pages et 4 cartes.
- Goutier, J., 2005. Géologie de la région du lac au Goéland (32F/15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RG 2005-05, 39 pages et 4 cartes.
- Grove, M., Harrison, T.M., 1996. ^{40}Ar diffusion in Fe-rich biotite. *Am. Min.* 81, 940-951.
- Groves, D.J., Ridley, J.R., Bloem, E.J.M., Gebre-Mariam, M., Hronsky, J.M.A., Knight, J.T., McCuaig, T.C., McNaughton, N.J., and Ojala, J. (1995). Lode-gold deposits of the Yilgarn Block: products of late-Archean crustal-scale over-pressured hydrothermal systems. In: Coward, R.P., Ries, A.C. (eds). *Early Precambrian processes*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 95, 155-172.
- Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Min. Petrol.* 78, 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1435-1448.
- Harrison, T.M., Celerier, J., Aikman, A.B., Hemaqnn, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 1039-1051.
- Joanisse, A., 1998. Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec.
- Kamber, B.S., Blenkinsop, T.G., Villa, I.M., Dahl, P.S., 1995. Proterozoic transpressive deformation in the Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe. *J. Geol.* 103, 493-508.
- Kerrick, R., Polat, A., Wyman, D.A., Hollings, P., 1999. Trace élément systematics of Mg- to Fe- tholeiitic basalt suites of the Superior province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos* 46, 163-187.
- Kontak, D.L., Archibald, D.A., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hydrothermal biotite from high-grade gold ore, Tangier gold deposit, Nova Scotia; Further evidence for 370 Ma gold metallogeny in the Meguma Terrane. *Eco. Geol.* 97, 619-628.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of ore concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 637-649.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W., 1994. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Can. J. Earth Sci.* 32, 97-112.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.* 14, 501-520.
- Leclerc, F., Houle, P., 2010. Géologie de la région du lac Barlow (32G15-200-0202): Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2010-07, 17 p.

- Leclerc, F., Houle, P., 2013. Géologie de la région du lac Simon (32G15-200-0102). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RP 2013-02, 24 p.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., Goulet, N., Houle, P., Roy, P., 2008. Nouvelles subdivisions de la formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec. Résultats préliminaires; Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2008-7, 20 p.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Goulet, N., Roy, P., Houle, P., 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. *Can. J. Earth Sci.* 48, 661-694.
- Legault, M., 2003. Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Département des Sciences de la Terre, Université de Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D.W., Baillargeon, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Québec, Canada. *Precambrian Research* 115, 187-221.
- Lister, G.S., Baldwin, S.L., 1996. Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on Ar diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh. *Tectonophysics*. 253, 83-109.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M. 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Oxford monographs on geology and geophysics*, Oxford Press 9, 212 p.
- McNicoll, V., Goutier, J., 2008. Trois datations U-Pb de la région du lac au Goéland, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Québec. RP 2008-02, 11 pages, 3 figures et 3 tableaux.
- Montigny, R., 1985. Méthode classique potassium-argon. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications : textes réunis par E. Roth et B. Poty, Masson, Série Scientifique, 309-340.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.* 30, 29-41.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.* 11, 349-363.
- Percival, J.A., 2007. Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada, In: Goodfellow, W.D. (Ed), *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. *Geol. Assoc. Can. Min. Deposit. Div. Spe. Pub.* 5, p. 903-928.
- Pilote, P., 1986. Stratigraphie et signification des minéralisations dans le secteur du Mont Bourbeau, Canton de McKenzie, Chibougamau. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 224 p.
- Pilote, P., Dion, C., Joanisse, A., David, J., Machado, N., Kirkham, R., Robert, F., 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs de Chibougamau et de Troilus-Frotet : Implications géotectoniques. In: *Vers de nouvelles découvertes. Séminaire d'information sur la recherche géologique*, Ministère des Ressources naturelles, Programme et résumé 47.
- Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G., 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *J. Metam. Geol.* 28 (2), 183-208.
- Powell, R., Will, T.M., Phillips, G.N., 1991. Metamorphism in Archean greenstone belts: Calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metam.*

Geol. 9, 141-150.

- Powell, W.G., Hodgson, C.J., Hanes, J.A., Carmichael, D.M., McBride, S., Farrar, E., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* 32, 768-786.
- Purdy, J.W., Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 30, 1-32.
- Ridley, J.R., Diamond, L.W., 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds). *Gold in 2000: Soc. Eco. Geol., Rev. Eco. Geol.* 13, 141-162.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., Hodgson, C.J., 2005. Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 1001-1033.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Min. Soc. Am. Rev. Min.* 9B, 1-211.
- Roddick, J.C., 1983. High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2129-2135.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675-1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sezia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.* 121(1-4), 327-343.
- Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *J. Petrol.* 39(6), 1147-1167.
- Sawyer, E.W., Benn, K., 1993. Structure of the High-grade Opatoca belt and adjacent lowgrade Abitibi Subprovince, Canada: An archaic mountain. *J. Struct. Geol.* 15, 1443-1458.
- Schmid, S.M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis pattern. *Geophys. Monogr.* 36, 263-286.
- Simard, A., 1987. Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcanosédimentaire archaïque de Frotet-Evans. Ministère de l'Énergie et des Richesses naturelles, MB-87-17, 300 p.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineral. Soc. Am.*, 799 p.
- Spooner, E.T.C., 1991. The magmatic model for the origin of Archaean Au-quartz vein ore systems: Assessment of the evidence. In: Ladeira, E.A. (ed) *Brazil Gold 91: The economic, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Rotterdam, Brookfield, 313-318.
- Thurston, P.C., 1994. Archaean volcanic patterns, In: Condie, K.C. (Ed), *Archaean Crustal Evolution: Developments in Precambrian Geology* 11, Elsevier Amsterdam, 45-84.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J., Hamilton, M.A., 2008. Depositional gaps in Abitibi Greenstone Belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology* 103, 1097-1134.
- Turner, G., Huneke, J.C., Podosek, F.A., Wasserburg, G.J., 1971. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and cosmic ray exposure age of Apollo 14 samples. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 19-35.
- Turner, G., Miller, J.A., Grasty, R.L., 1966. The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1, 155-157.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electr. Geosci.*, 5:2
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova* 10, 42-47.

- Villa, I.M., Puxeddu, M. 1994. Geochronology of the landerello geothermal field: new data and the "closure temperature" issue. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 415-426.
- Villa, I.M., Grobéty, B., Kelley, S.P., Trigila, R., Wieler, R., 1996. Assessing Ar transport paths and mechanisms for McClure Mountains Hornblende. *Contrib. Min. Petrol.* 126, 67-80.
- Wyman, D.A., Bleeker, W., Kerrich, R., 1999. A 2.7 Ga komatiite, low Ti tholeiite, arc tholeiite transition, and inferred proto-arc geodynamic setting of the Kidd Creek Deposit; Evidence from precise trace element data, In: Hannington, M.D., Barrie, C.T. (Eds), *The Giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada. Econ. Geol Monograph* 10, 511-528.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., Polat, A., 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: Plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precamb. Res.* 115, 37-62.
- Zartman, R.E., 1964. A geochronologic study of the Lone Grove Pluton from the Llano Uplift, Texas. *J. Petrol.* 5 (3), 359-408.