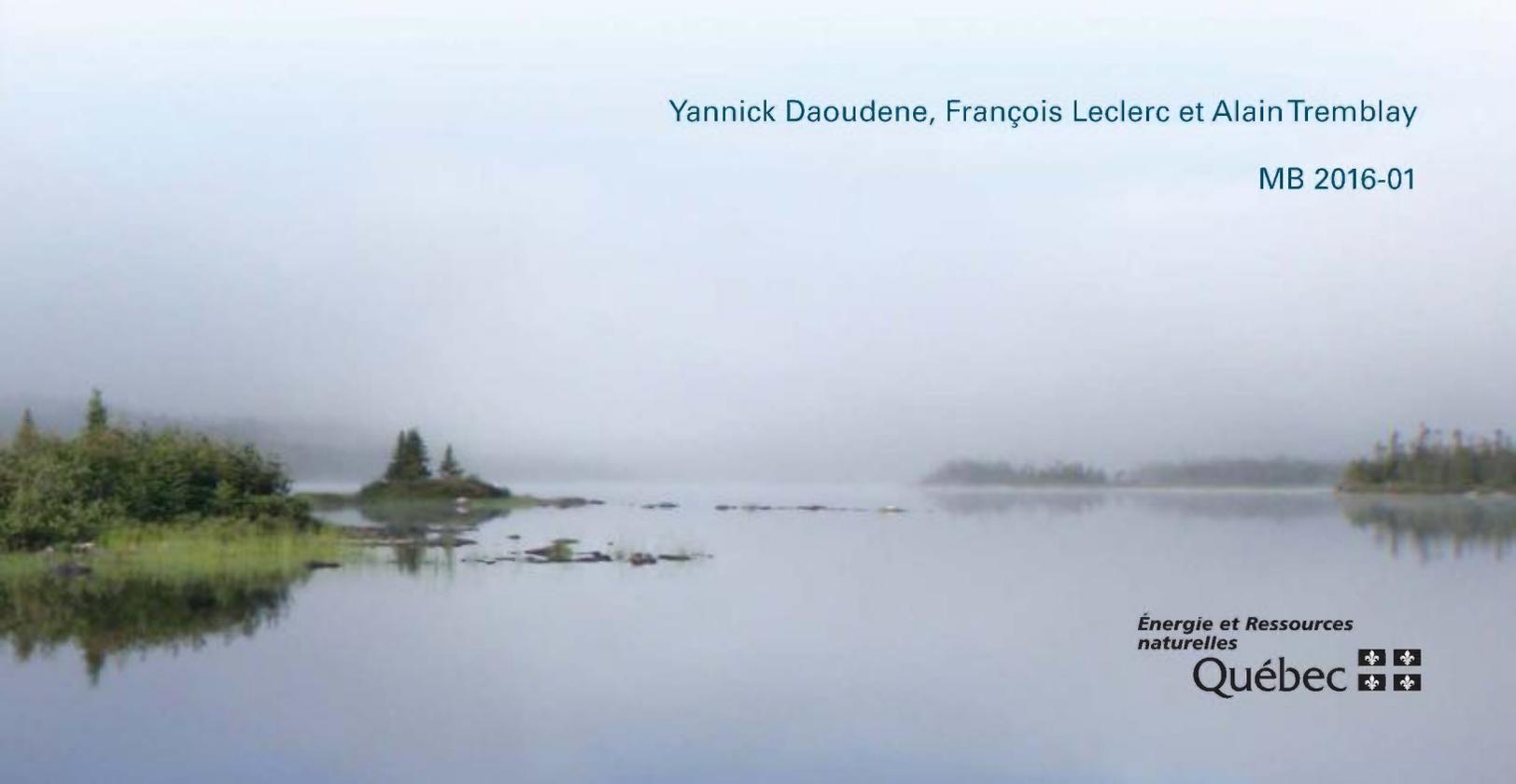




Une histoire tectonométamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatika, Province du Supérieur, Québec, Canada

Yannick Daoudene, François Leclerc et Alain Tremblay

MB 2016-01



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.

Une histoire tectonométamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatoca, Province du Supérieur, Québec, Canada

Yannick Daoudene^a, François Leclerc^a, Alain Tremblay^b

^a Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec

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

MB 2016-01

Mots-clés : Sud-est de la Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, Sous-province d'Opatoca, Métamorphisme régional, Déformation, Compilation géochronologique

Résumé

La Province du Supérieur comprend des ceintures de roches vertes, des domaines métasédimentaires et des domaines plutoniques de type TTG qui ont été déformés durant l'Orogénèse kénoréenne entre 2,7 Ga et 2,68 Ga. Bien que la géologie de ces unités est de mieux en mieux décrite et comprise, la nature de leurs contacts ainsi que l'âge et la durée du métamorphisme régional associé à cette déformation restent encore méconnus et une source importante de débat. C'est le cas notamment de la zone de contact entre la Sous-province de l'Abitibi, constituée de roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts et des amphibolites, et la Sous-province d'Opatoca qui forme un vaste ensemble de roches plutoniques. L'acquisition d'informations structurales et thermochronologiques dans ce secteur s'avère incontournable afin de mieux cerner l'évolution tectonométamorphique de la croûte archéenne et des modes de déformation. À travers l'analyse structurale et métamorphique de la région comprise entre le lac au Goéland, à 90 km à l'est de Matagami, et Chibougamau, nous montrons dans ce rapport que les roches sédimentaires et

volcaniques de l'Abitibi reposent sur les roches plutoniques de l'Opatica. Cet ensemble est marqué par une schistosité ou une foliation pénétrante E-W et est découpé par des zones de cisaillement qui peuvent être grossièrement subdivisées en deux catégories. Les zones de cisaillement précoces sont généralement orientées E-W et montrent une cinématique verticale, alors que les zones plus tardives sont souvent obliques et dominées par des mouvements en décrochement. Du sud vers le nord, en direction du contact avec l'Opatica, les conditions métamorphiques augmentent progressivement, passant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. Le contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica est rarement observé et ne semble pas être marqué par une discontinuité métamorphique ou une déformation cisailante verticale importante. Dans la région d'étude, les roches de l'Opatica semblent donc représenter le soubassement ou le socle des roches volcaniques et sédimentaires de l'Abitibi. Les données thermochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ récemment acquises dans la région suggèrent que le métamorphisme régional, associé à la tectonique compressive nord-sud, débute vers 2685 Ma au plus tard. Jusqu'à 2632 Ma, les domaines profonds de l'Abitibi et les roches sous-jacentes de l'Opatica ont enregistré des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites. Durant ce laps de temps, la déformation compressive a été principalement accommodée par le fluage vertical de la croûte, un phénomène qui se traduit par un aplatissement généralisé nord-sud, le plissement des domaines supracrustaux, le développement d'une géométrie en dômes et bassins dans les domaines plus profonds et l'initiation de zones de cisaillement présentant une cinématique verticale. Par la suite, lors du refroidissement progressif de la croûte, la déformation devient plus localisée. Ce processus, bien visible à partir de 2600 Ma, s'exprime notamment par la cinématique en décrochement senestre et dextre le long de grands corridors de déformation NE-SO et NO-SE. Ce changement cinématique indique qu'à ce stade, le fluage et l'extrusion latérale de la croûte sont devenus prédominants. La comparaison de nos données thermochronologiques à celles précédemment acquises ailleurs dans le sud-est de la Province du Supérieur semble indiquer que l'âge et la durée du métamorphisme régional et des déformations associées sont sensiblement les mêmes pour l'ensemble de ce secteur. La concomitance des événements métamorphiques et de déformations associées à l'échelle régionale, ainsi que les caractéristiques structurales du sud-est de la Province

du Supérieur favorisent un mode de déformation « verticaliste », difficilement compatible avec l'hypothèse encore récemment proposée d'une dynamique de subduction ou de collision au contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatca.

<1.0> INTRODUCTION

Les cratons archéens sont principalement composés de ceintures de roches vertes juxtaposées à des domaines constitués d'un mélange complexe de roches intrusives de type TTG. Les ceintures de roches vertes montrent une déformation régionale pénétrative, associée à des fabriques planaires à fort pendage et des linéations à fort plongement tandis que les ceintures de roches plutoniques sont caractérisées par une structure en « dômes et bassins » (e.g. Anhaeusser *et al.*, 1969; Choukroune *et al.*, 1995; Collins *et al.*, 1998; Chardon *et al.*, 1998, 2009; Bédard *et al.*, 2003;). Parallèlement, les roches au sein des cratons archéens ont été affectées par des conditions métamorphiques de type moyenne/haute température - basse/moyenne pression (MT/HT-BP/MP) (e.g. Condie, 1981; Percival, 1994; Chardon, 1997), variant entre le faciès schiste vert et le faciès granulite, depuis les niveaux crustaux les plus superficiels vers les plus profonds. Si les caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques des cratons archéens sont bien documentées, les mécanismes et les moteurs de la déformation de ces portions de croûte anciennes demeurent encore sujet à débats (voir par exemple Cawood *et al.*, 2006; Chardon *et al.*, 2009, van Hunen et Moyen, 2012; Bédard *et al.*, 2013). Sur la base de données structurales, géophysiques et géochimiques, de nombreuses études ont proposé que les processus de déformation au sein des cratons archéens sont comparables à ceux qui rendent compte de l'évolution tectonique des chaînes de montagnes au Phanérozoïque et qui sont dès lors compatibles avec la paradigme de la tectonique des plaques (e.g. Percival et Williams, 1989; Kusky, 1989; Card, 1990; Lacroix et Sawyer, 1993; Cawood *et al.*, 2006). Les modèles associés interprètent les cratons archéens comme le résultat de l'amalgamation progressive de différentes unités tectono-stratigraphiques communément observées au sein des orogènes phanérozoïques (e.g. Kusky, 1989; Mueller *et al.*, 1996; Daigneault *et al.*, 2002; Percival *et al.*, 2006; Pease *et al.*, 2008). À l'inverse, des études basées à la fois sur les caractéristiques structurales et métamorphiques des cratons archéens et les résultats de modélisations numériques ou

analogiques proposent que les processus tectoniques qui ont modelé ces domaines anciens devaient être différents de ceux prédits par la théorie de la tectonique des plaques (e.g. Hamilton, 1998, 2011; Chardon *et al.*, 1998; 2009). Dans ces modèles, les processus d'enfouissement et d'exhumation des roches crustales impliquent des transferts verticaux de la matière conduisant au développement d'une géométrie en dôme et bassins, généralisée à l'ensemble des domaines crustaux archéens (voir Choukroune *et al.*, 1997; Chardon *et al.*, 1998, Harris *et al.*, 2012; Thébaud et Rey, 2013).

Avec pour objectif de contribuer à l'étude des mécanismes de déformation qui ont opéré au sein des cratons archéens, ce rapport présente les caractéristiques structurales et métamorphiques d'une région clef du sud-est de la Province du Supérieur, en Amérique du Nord; la région de Chapais-Chibougamau. Cette région se localise à cheval entre la Sous-province de l'Abitibi au sud, un domaine en grande partie composé de roches vertes, et la Sous-province d'Opatoca au nord, une ceinture de roches plutoniques de type TTG. Sur la base de l'interprétation de la ligne 48 du profil de sismique réfraction LITHOPROBE, de nombreuses études ont suggéré que la zone de contact Abitibi-Opatoca marquerait une zone de subduction archéenne (Calvert *et al.*, 1995; Calvert et Ludden, 1999; White *et al.*, 2003). Cette interprétation s'appuie sur la présence d'un réflecteur d'échelle lithosphérique, plongeant vers le nord sous l'Opatoca. Cependant, nous montrons dans ce rapport que nos observations structurales et métamorphiques le long de la zone de contact Abitibi-Opatoca ne favorisent pas un tel modèle.

À notre connaissance, peu d'études précisent l'âge et la durée du métamorphisme régional associé aux déformations des cratons archéens, via notamment l'utilisation de méthodes thermochronologiques adaptées comme la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Avant ce travail et à l'exception de l'étude de Powell *et al.* (1995), il n'existait toujours pas de documents traitant de l'âge du métamorphisme régional du sud-est de la Province du Supérieur. Pourtant, de telles études sont fondamentales pour discuter au mieux des modes de déformation crustale à l'Archéen. En effet, les caractéristiques de la distribution spatiales et temporelles des âges métamorphiques dans les cratons archéens, doivent permettre de préciser les mécanismes d'enfouissement et d'exhumation qui ont opéré dans ces larges zones de raccourcissement crustal. Afin de discuter des modes de déformation au sein des cratons archéens, nous proposons une compilation des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dernièrement

acquises dans les régions de Val d'Or - Malartic et de Chapais - Chibougamau (Daoudene *et al.*, 2013, 2014) et de données géochronologiques précédemment publiées et qui documentent l'âge de la déformation régionale et du métamorphisme associé, dans différentes régions du sud-est de la Province du Supérieur.

<2.0> GÉOLOGIE RÉGIONALE

La Province du Supérieur est tectoniquement stable depuis ca. 2,6 Ga (Percival, 2007) et forme le socle de la partie nord-est du continent nord-américain. Ce craton archéen est composé d'un grand nombre d'unités tectono-stratigraphiques, traditionnellement subdivisées en 4 types de sous-provinces (Card et Ciesielski, 1986; Card *et al.*, 1990) (figure 1a). Ces sous-provinces et les unités qui les composent se seraient successivement amalgamées du nord vers le sud durant l'orogène kénoréen, entre 2,72 et 2,68 Ga (Percival *et al.*, 2006; Percival, 2007). Le domaine sud-est de la Province du Supérieur comprend les sous-provinces d'Opatoca, de l'Abitibi et de Pontiac (figure 1b).

Au nord, la Sous-province d'Opatoca, que nous nommerons par la suite la ceinture plutonique d'Opatoca (CPO), est principalement constituée d'un mélange complexe de roches intrusives de type TTG (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993; Sawyer, 1998). Dans sa partie nord, la CPO comprend la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (CRVFE), une ceinture de roches volcaniques et sédimentaires principalement métamorphosées au faciès amphibolite et recoupées par divers plutons (Simard, 1987; Gosselin, 1996).

Juxtaposant au sud la CPO, la Sous-province de l'Abitibi est formée d'assemblages de roches volcaniques et sédimentaires injectés par des massifs de roches plutoniques de composition intermédiaires à felsiques (e.g. Goutier et Melançon, 2010). Afin de clarifier la lecture de ce rapport et malgré la présence en Abitibi d'une grande quantité de roches intrusives, nous appellerons cette sous-province la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA). Sur la base des caractéristiques lithologiques et géochronologiques des différents assemblages volcaniques et sédimentaires, la CRVA a été traditionnellement subdivisée en deux domaines approximativement séparés par la

zone de failles de Destor-Porcupine (figure 1b). Au nord, la Zone Volcanique Nord (ZVN), comprend des roches volcaniques qui se sont principalement mises en place entre 2730 Ma et 2705 Ma, alors que la Zone Volcanique Sud (ZVS) au sud se démarque par la présence de roches volcaniques plus jeunes, d'âges essentiellement compris entre 2700 Ma et 2690 Ma (voir Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2002). La zone de failles de Destor-Porcupine marquerait l'emplacement d'une zone de subduction archéenne à pendage nord, séparant la ZVN de la ZVS (Daigneault *et al.*, 2002). Les âges U-Pb sur zircons acquis depuis la dernière décennie ne confirment toutefois pas le rajeunissement systématique nord-sud des assemblages volcaniques de la CRVA, ce que Thurston *et al.* (2008) soulignent en démontrant la continuité géographique des assemblages stratigraphiques à l'échelle de l'Abitibi (figure 1b). Le manque d'évidence impliquant des chevauchements importants, ont conduit Thurston *et al.* (2008) à interpréter la CRVA les assemblages stratigraphiques de l'Abitibi comme des séquences de roches autochtones déformées.

La présence d'un réflecteur sismique d'échelle lithosphérique plongeant vers le nord sous l'Opatoca (e.g. Calvert *et al.*, 1995; Calvert et Ludden, 1999) a conduit de nombreuses études à proposer que les déformations de la CPO et de la bordure nord de la CRVA sont le résultat d'un processus d'accrétion, lié au fonctionnement d'une zone de subduction/collision archéenne (Wyman *et al.*, 2002; van der Velden et Cook, 2005; Cawood *et al.*, 2006), malgré l'absence d'observations de terrain convaincantes. Selon ces interprétations, les roches de la CPO chevaucheraient celles de la bordure nord de la CRVA. Toutefois, pour Benn (2006) et Benn et Moyen (2008) les données sismiques de la CRVA et de la CPO sont aussi cohérentes avec un modèle tectonique dans lequel ces deux unités n'en formeraient qu'une seule avant la déformation régionale. Benn (2006) et Benn et Moyen (2008) réinterprètent alors le réflecteur sismique d'échelle lithosphérique comme un important niveau de décollement prenant racine dans le manteau lithosphérique.

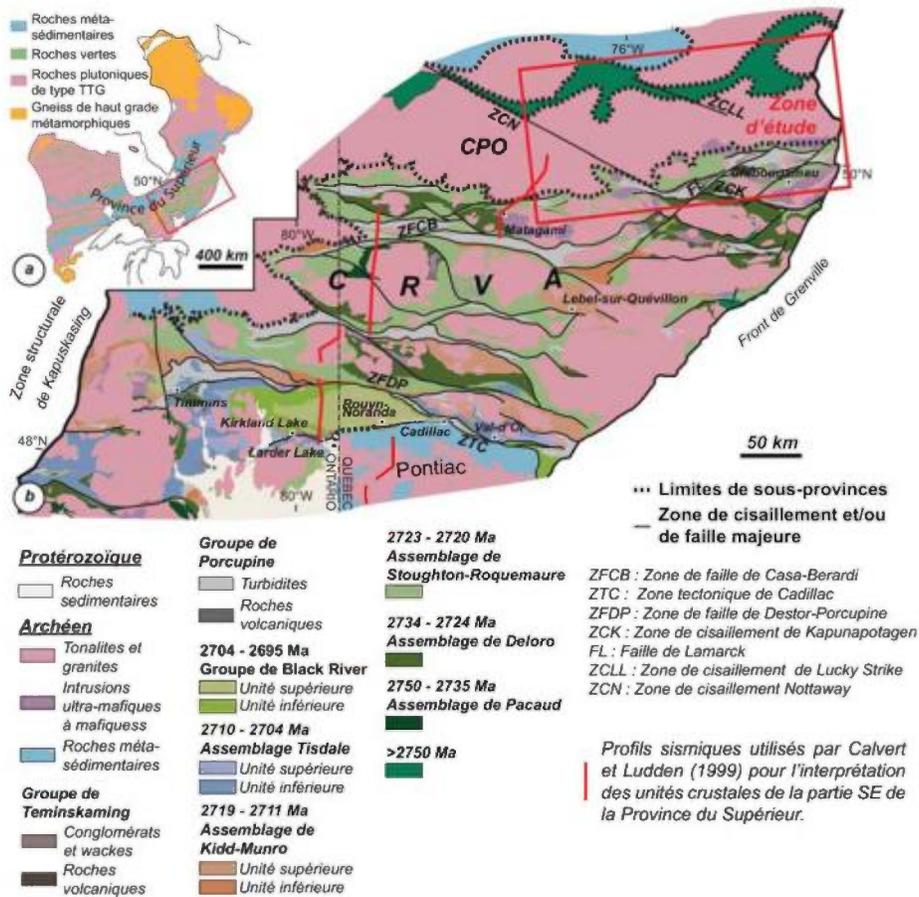


Figure 1 - a) Carte de localisation des 4 types de domaines lithotectoniques de la Province du Supérieur (modifiée d'après Card, 1990 et Benn *et al.*, 1992). **b)** Carte géologique simplifiée de la partie sud-est de la Province du Supérieur (modifiée d'après Thurston *et al.*, 2008).

Au sud du domaine sud-est de la Province du Supérieur, la Sous-province de Pontiac est délimitée de la CRVA par la zone tectonique de Cadillac (ou la zone de faille de Larder Lake – Cadillac). La Sous-province de Pontiac est essentiellement constituée de turbidites métamorphisées au faciès schiste vert près du contact avec la CRVA et au faciès amphibolite plus au sud. Ces roches sédimentaires encaissent de nombreux plutons granitiques. Les âges U-Pb de zircons détritiques suggèrent que les turbidites de la Sous-province de Pontiac se sont déposées après ca. 2685 Ma (Mortensen et Card, 1993; Davis, 2002). La zone tectonique de Cadillac aurait eu une histoire polyphasée (Daigneault *et al.*, 2002), puisqu'elle est fréquemment interprétée comme une faille inverse à fort pendage vers le Nord qui rejoue localement en cisaillement dextre (Benn *et al.*, 1994; Calvert et Ludden, 1999; Davis, 2002). Le domaine sud-est de la Province du

Supérieur est délimité au sud-est et à l'ouest par la zone tectonique du Front de Grenville et la zone tectonique de Kapuskasing, respectivement (figure 1b).

<3.0> LITHOLOGIES DE LA RÉGION DE CHAPAIS-CHIBOUGAMAU

<3.1> La ceinture de roches vertes d'Abitibi

Dans la région de Chapais-Chibougamau, l'empilement lithologique des roches de la CRVA peut être décrit de la façon suivante. À la base, la Formation de Chrissie, datée à 2791,4 ± 3,7/-2,8 Ma en U-Pb sur zircons (David *et al.*, 2011b), affleure au sud de Chapais (figure 2). Cette formation, qui compte parmi l'une des plus vieilles de la CRVA, est composée de tufs mafiques à felsiques, de rhyolites d'affinité calco-alkaline et de basaltes et basaltes andésitiques d'affinité tholéitique. Au-dessus de la Formation de Chrissie, le Groupe de Roy dont la puissance pourrait atteindre 13 km comprend deux cycles de roches volcano-sédimentaires mafiques à felsiques (Allard *et al.*, 1979; Dimroth *et al.*, 1984; Daigneault *et al.*, 1990). À la base, le premier cycle volcanique comprend les formations d'Obatogamau (basaltes tholéitiques) et de Waconichi (rhyolites tholéitiques et roches volcanoclastiques calco-alkalines) (Leclerc *et al.*, 2011; Ross *et al.*, 2013). La Formation de Waconichi a fourni des âges U-Pb sur zircons répartis entre ca. 2732 et ca. 2726 Ma (Mortensen, 1993; Legault, 2003; Leclerc *et al.*, 2011; David *et al.*, 2012). Au sommet du Groupe de Roy, le second cycle volcanique comprend, du bas vers le haut, les formations de Bruneau, Blondeau, Scorpion et Bordeleau. Ce second cycle montre une évolution des lithologies depuis des coulées de basaltes et de basaltes andésitiques jusqu'à des séquences où alternent des roches volcanoclastiques et des roches sédimentaires (Leclerc *et al.*, 2011). Les formations du second cycle du Groupe de Roy ont fourni des âges qui se répartissent entre ca. 2725 et ca. 2716 Ma (David *et al.*, 2012; Davis *et al.*, 2014; Leclerc *et al.*, 2012). Dans la région du lac au Goéland, les volcanites de la rivière Bell et de la Formation de Dussieux (Goutier, 2005) ont livré des âges U-Pb sur zircons dans l'intervalle 2725-2717 Ma (Mortensen, 1993; Davis *et al.*, 2005; David *et al.*, 2006), ce qui implique une évolution synchrone au second cycle volcanique du Groupe de Roy.

Figure 2 - Carte lithologique simplifiée des régions de Chapais-Chibougamau, du lac au Goéland, et des parties orientales de la ceinture plutonique d'Opatoca et de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans. ZCF : zone de cisaillement de Faribault ; ZCL : Zone de cisaillement de Lamarck ; ZCLS : zone de cisaillement de la rivière Lucky Strike ; ZCN : zone de cisaillement de la rivière Nottaway ; ZCT : zone de cisaillement du lac La Trève ; ZCW : zone de cisaillement du lac Waconichi

Reposant en discordance sur les roches du Groupe de Roy, les roches du Groupe d'Opémisca sont essentiellement composées de conglomérat, d'arénite et de mudrock, mais incluent en proportion mineure des coulées d'andésites potassiques et des tufs de même composition (Picard et Piboule, 1986; Charbonneau *et al.*, 1991). Dans la région du lac au Goéland, la Formation de Daubrée à la base du Groupe d'Opémisca est recoupée par la diorite de la rivière Inconnu, datée par la méthode U-Pb sur zircons à $2693,6 \pm 0,6$ Ma, (McNicoll et Goutier, 2008). La datation U-Pb sur zircons détritiques de la Formation de Haüy a livré un âge maximal à $2691,7 \pm 2,9$ Ma pour la sédimentation de cette séquence (David *et al.*, 2007), située au sommet du Groupe d'Opémisca.

Les assemblages volcaniques et sédimentaires des groupes de Roy et d'Opémisca sont recoupés par une grande variété de roches intrusives. Les roches mafiques à ultramafiques du Complexe du Lac Doré, ont livré des âges U-Pb sur zircons à ca. 2729-2726 Ma (Mortensen, 1993), ce qui implique qu'elles sont contemporaines du premier cycle volcanique du Groupe de Roy. Les filons-couches mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings (par exemple le filon-couche de Bourbeau) sont datés vers 2717 Ma (Mortensen, 1993), suggérant une mise en place à la fin de l'histoire volcanique associée au second cycle du Groupe de Roy. Les intrusions de diorite et de tonalite (par exemple les plutons de Chibougamau, La Dauversière, Lapparent, Anville) ont fourni des âges U-Pb entre 2718 et 2702 Ma (Krogh, 1982; Mortensen, 1993; Pilote *et al.*, 1997; Joannis, 1998; McNicoll *et al.*, 2008; Côté-Mantha, 2009; David *et al.*, 2011a). La mise en place de ces intrusions s'accompagne de dykes quartzo-feldspathiques dont certains sont associés à des minéralisations aurifères. Des intrusions de monzonite, de granodiorite, de granite et de syénite (par exemple les plutons de Muscocho, Boisvert, Barlow, Opémisca, stock de Dolodau) se mettent en place au cours de la déformation régionale entre 2702 et 2631 Ma (Gariépy et Allègre, 1985; Frarey et Krogh, 1986; Mortensen, 1993; Davis *et al.*, 2005; Augland *et al.*, 2016).

<3.2> La ceinture plutonique d'Opatica

Bien que les lithologies de la CPO soient peu documentées, elles sont décrites comme appartenant principalement à un ensemble de "gneiss gris" (Sawyer, 1998), souvent leucocrates malgré leur appellation. Ces "gneiss gris", au rubanement compositionnel parfois bien marqué (figure 3a), se composent de diorite, de monzodiorite/monzogabbro, de tonalite et de trondhémite. Ces faciès sont variablement déformés et encaissent des intrusions de granodiorite et de granite à magnétite. Ces intrusions peu ou pas déformées se présentent sous la forme de dykes (figure 3b) et de plutons plus ou moins étendus. Au centre de la CPO, des portions des "gneiss gris" ont été migmatisées (Benn *et al.*, 1992; Sawyer, 1998). Il existe peu de données géochronologiques qui précisent les âges de mise en place des roches de la CPO. Toutefois, celles disponibles dans la littérature suggèrent que ces roches se sont formées entre 2,82 et 2,68 Ga (Gariépy et Allègre, 1985; Davis *et al.*, 1995). Les observations de terrain suggèrent que les faciès les moins différenciés sont souvent les plus précoces (figure 3b). Selon Sawyer (1998), la migmatisation locale des "gneiss gris" aurait eu lieu vers 2,68-2,67 Ga.

La CPO comprend aussi des affleurements de roches volcaniques et plutoniques mafiques qui apparaissent en carte sous la forme de lentilles d'épaisseur et d'extension variables (figure 2), certaines d'entre elles pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Ces roches montrent des conditions métamorphiques du faciès amphibolite. Les protolithes de ces roches métamorphiques sont des coulées volcaniques mafiques, parfois coussinées, des tufs de composition mafique à intermédiaire, des gabbros et des roches plutoniques ultramafiques (figures 3c, d, e et f). La datation préliminaire d'un échantillon d'amphibolite (YD5004), issu de l'une de ces lentilles, suggère que le protolithe de cette roche a cristallisé à 2774 ± 17 Ma (Roffeis *et al.*, 2015), un âge qui est comparable à ceux documentés pour la Formation de Chrissie (David *et al.*, 2011b) et du Groupe de Troilus (voir ci-dessous).



Figure 3 - Série de photographies illustrant des lithologies qui peuvent être fréquemment observées au sein de la ceinture plutonique d'Opatica. **a)** "Gneiss gris" montrant une alternance d'horizons de tonalite grisâtre et de trondhjemite leucocrate (554581 mE, 5585574 mN). **b)** Dyke de granite rose non déformé, recoupant une tonalite grise légèrement foliée (547687 mE, 5563776 mN). **c)** Basaltes en coussins métamorphisés au faciès amphibolite (555231 mE, 557490 mN). **d)** Alternance de niveaux tufacés, métamorphisés au faciès amphibolite (548570 mE, 5578524 mN). **e)** Gabbro à texture gloméroporphyrique fortement déformé. Ce gabbro montre la présence d'une forte linéation soulignée par l'alignement subvertical des amas de plagioclase (555260 mE, 5574878 mN). **f)** Péridotite faiblement déformée et marquée par un réseau de fractures remplies de serpentine et de chlorite (538808 mE, 5583238 mN).

<3.3> La ceinture de roches vertes de Frotet-Evans

Comprise dans la CPO, la CRVFE est une ceinture de roches volcaniques et sédimentaires plus ou moins étroite et orientée E-O sur une distance d'environ 250 km (figures 1b et 2). Cette ceinture de roches vertes est classiquement découpée en 4 segments par des zones de cisaillement obliques (voir Boily, 2000). Trois segments sont représentés sur la figure 2. D'est en ouest, ce sont les segments de Frotet-Troilus, d'Assinica et de Storm-Evans.

Les roches volcaniques et sédimentaires du segment de Frotet-Troilus forment le Groupe de Frotet, dont des tufs ont fourni des âges U-Pb sur zircons à 2780 ± 28 Ma et 2750 ± 28 Ma (Thibault, 1985). Un dyke felsique de la mine de Troilus a aussi livré un âge U-Pb sur zircons 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, principalement composé de roches volcaniques mafiques à felsiques (Brisson *et al.*, 1997a et b; Boily, 2000). Au sommet, le Groupe de Broadback est essentiellement représenté par des roches sédimentaires (figure 2). À notre connaissance, il n'existe actuellement aucune donnée géochronologique précisant l'âge de mise en place des roches des groupes d'Assinica et de Broadback.

Dans la région d'étude présentée en figure 2, les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE montrent des conditions métamorphiques typiques du faciès amphibolite, à l'exception des domaines centraux du segment de Frotet-Troilus où les conditions métamorphiques sont au faciès schiste vert (voir Simard, 1987). À l'instar de la CRVA, les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE sont recoupées par des intrusions tardi- à post-tectoniques, de composition tonalitique et granitique.

<3.4> Lithologies post-archéennes

L'ensemble des formations archéennes est recoupé dans la région d'étude par un grand nombre de dykes de diabase orientés NE-SO et NO-SE (figure 2). Ces dykes, dont certains forment l'essaim de dykes Mistassini, se seraient formés dès ca. 2,51 Ga (Hamilton, 2009; Maurice *et al.*, 2009). À l'affleurement, les roches filoniennes ne

montrent aucune évidence de déformation. En carte, les dykes recoupent sans décalage apparent les structures archéennes préexistantes. Par ailleurs, les roches archéennes sont localement recouvertes en discordance par des roches sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque, appartenant à la Formation de Chibougamau ou au Groupe de Mistassini (figure 2).

<4.0> GÉOLOGIE STRUCTURALE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Dans la région d'étude, des fabriques structurales associées à deux principales phases de déformation peuvent être reconnues. La première phase de déformation, que nous nommerons D_n , est régionale et pénétrative, alors que la seconde D_{n+1} est localisée le long de zones de cisaillement décrochant (Daoudene *et al.*, 2014).

<4.1> La déformation régionale D_n

Les assemblages volcaniques et sédimentaires de la CRVA montrent une déformation régionale pénétrative D_n associée à du raccourcissement subhorizontal nord-sud. Ces assemblages sont affectés par des plis P_n , de longueur d'onde variable. Ces plis présentent des plans axiaux globalement orientés Est-Ouest (figure 4). Cependant, dans certains secteurs de la CRVA, les plans axiaux des plis régionaux P_n ont des directions bien plus obliques, et même parfois subméridiennes (par exemple dans la région du lac au Goéland). Cette orientation particulière des plis pourraient le résultat du fonctionnement tardif des zones de cisaillement décrochant NO-SE et NE-SO, durant la phase de déformation D_{n+1} (par exemple la zone de cisaillement de la rivière Nottaway) (figures 2 et 4). Le domaine nord-est de la CRVA est ainsi caractérisé du sud vers le nord par une succession d'anticlinaux et de synclinaux, globalement orientés est-ouest. Alors que les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca occupent généralement le cœur des synclinaux, les anticlinaux exposent à l'affleurement les roches des formations du Groupe de Roy ainsi que des intrusions pré- à syn-tectoniques (par exemple les plutons de Chibougamau et d'Opémisca). Les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE sont

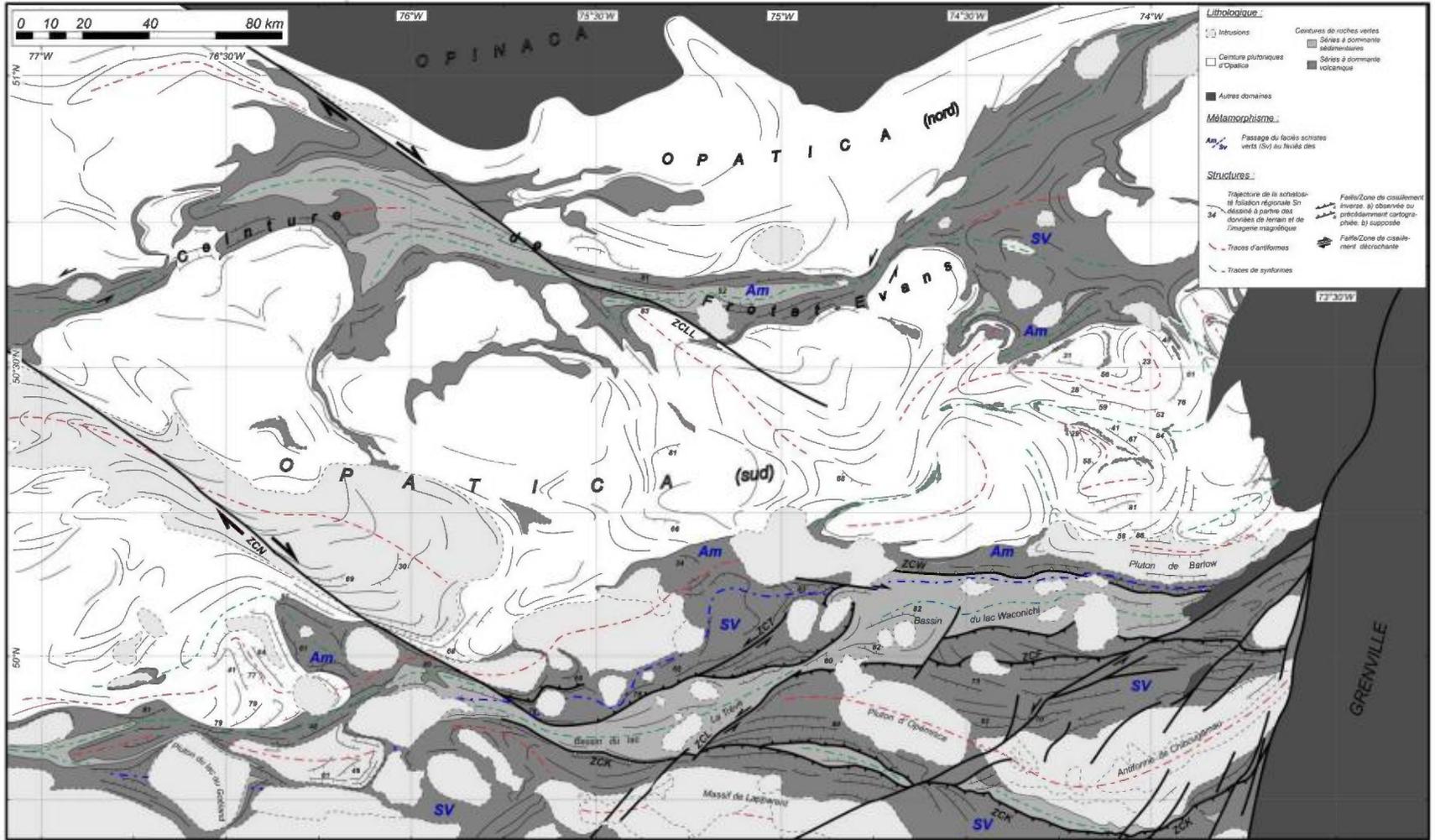


Figure 4 - Carte structurale simplifiée des régions de Chapais-Chibougamau, du lac au Goéland, et des parties orientales de la ceinture plutonique d'Opatica et de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans.

aussi plissées et forment, à l'échelle régionale, un étroit synclinal est-ouest, qui se sépare en deux branches dans les segments de Frotet-Troilus et de Storm-Evans (figure 4).

Les roches volcaniques et sédimentaires des groupes de Roy et d'Opémisca montrent aussi une schistosité S_n faible à modérée, mais pénétrative sur l'ensemble du nord-est de la CRVA. Avec l'augmentation du grade métamorphique vers le nord en direction du contact Abitibi-Opatica, la schistosité passe progressivement à une foliation soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (c'est-à-dire la biotite, l'actinote-trémolite et la hornblende). Cette schistosité/foliation S_n montre globalement une orientation est-ouest, subparallèle aux plans axiaux des plis P_n , et des pendages généralement abrupts plongeant vers le nord ou vers le sud (figure 5). À l'affleurement, la stratification S_0 des groupes de Roy et d'Opémisca est fréquemment transposée à S_n . La schistosité/foliation régionale S_n contient une linéation d'étirement et ou minérale L_n rarement bien exprimée et souvent difficilement mesurable. Cette linéation est globalement caractérisée par des angles de chute prononcés et elle montre fréquemment une orientation proche de celle de la ligne de plus grande pente de S_n (figure 5). Dans les faciès de haut grade métamorphique, cette linéation L_n est marquée par l'orientation préférentielle des hornblendes. Les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE montrent des fabriques qui sont comparables à celles de la déformation régionale D_n de la CRVA (figure 4). L'empilement volcanique et sédimentaire de la CRVA est aussi coupé par des zones de cisaillement est-ouest, dont le développement apparaît en partie tardif à la phase de déformation D_n . Ces corridors de déformation subverticaux sont préférentiellement localisés le long des flancs de plis régionaux P_n (figure 4). À l'affleurement, les fabriques qui caractérisent ces zones de cisaillement suggèrent des mouvements subverticaux importants (voir Daoudene *et al.*, 2014). Le fonctionnement de ces zones de cisaillement, que nous estimons être tardif à la phase de déformation D_n , a contribué à la remontée relative des domaines en antiforme par rapport aux domaines en synforme, et au chevauchement probable des roches du Groupe de Roy sur celles du Groupe d'Opémisca (Daoudene *et al.*, 2014) (figure 4).

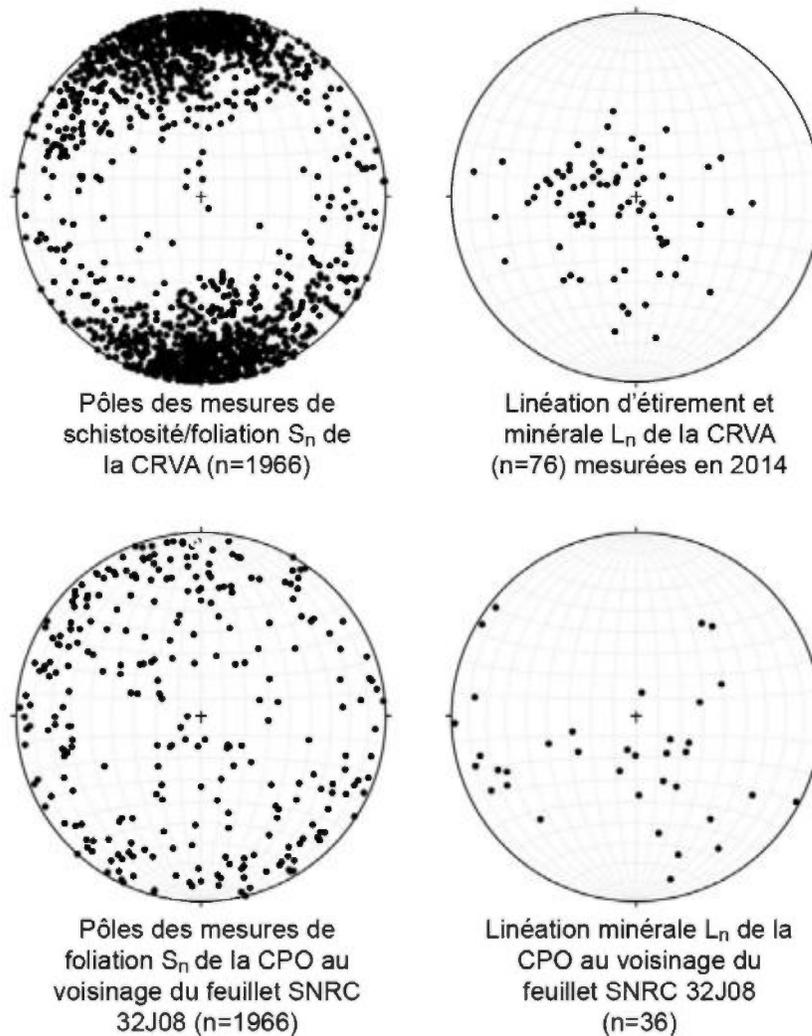


Figure 5 - Projections stéréographiques (canevas de Wulf, hémisphère inférieur) des fabriques associées à déformation régionale D_n , mesurées dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA) et dans de la ceinture plutonique d'Opatica (CPO), de la région d'étude présentée en figure 2.

Dans la CPO, la déformation régionale D_n s'exprime par la présence d'une foliation S_n plus ou moins marquée et dont l'attitude est très variable (figure 5). Cependant, cette foliation S_n montre en carte des trajectoires qui suggèrent que la CPO est structurée en une succession de dômes/antiformes et de synformes (figure 4). À ce jour, la faible quantité de données structurales mesurées dans la CPO ne permet pas encore de préciser correctement l'allure des plis et des dômes. Néanmoins, bien que plissés, le tracé des plans axiaux des dômes/antiformes et des synformes semblent

globalement est-ouest, une direction qui apparaît cohérente avec celles des fabriques D_n de la CRVA (figures 4 et 5). Par ailleurs, le rubanement compositionnel des "gneiss gris" est souvent plissé (figure 3a), une caractéristique qui suggère que la déformation D_n reprend une déformation antérieure. La linéation L_n mesurée dans la CPO apparaît elle aussi plus désordonnée que celle mesurée dans la CRVA (figure 5). Cette linéation qui est rarement observable est faiblement exprimée et marquée par l'orientation préférentielle d'agrégats quartzo-feldspathiques. En l'état actuel des données, la signification de cette linéation L_n paraît difficilement interprétable, mais au regard de sa variabilité en terme d'orientation, elle pourrait aussi correspondre à une linéation précoce, plissée durant la déformation régionale D_n . Dans la CPO, les lentilles de roches vertes, métamorphisées au faciès amphibolite ont été principalement identifiées et interprétées à partir des cartes magnétiques de haute résolution au niveau des structures en synforme. En carte, ces lentilles présentent des grands axes subparallèles à la foliation S_n des roches de type TTG environnantes (figure 4). À l'intérieur de ces lentilles, la foliation est généralement bien marquée et cohérente avec celle des roches plutoniques adjacentes. Localement, dans les lentilles de roches « vertes » les plus déformées, la foliation porte une linéation minérale et d'étirement bien marquée, subverticale et soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de hornblende ou d'autres éléments constitutifs de la roche (figure 3e).

<4.2> La déformation régionale D_{n+1}

La déformation D_{n+1} s'exprime principalement le long des zones de cisaillement décrochant NE-SO et NO-SE; des orientations obliques aux fabriques associées à la déformation régionale D_n . Certaines de ces zones de cisaillement coupent à la fois les roches vertes de la CRVA et de la CRVFE ainsi que les roches plutoniques de la CPO (figures 2 et 4). À l'intérieur des corridors de déformation, une schistosité S_{n+1} , souvent de crénulation, est bien exprimée. Cette schistosité est subparallèle aux plans axiaux des plis P_{n+1} qui reprennent la fabrique S_0 - S_n (voir Daoudene *et al.*, 2014). La schistosité S_{n+1} porte une linéation d'étirement L_{n+1} souvent bien développée et fréquemment subhorizontale. Les nombreux critères cinématiques qui peuvent être observés au sein des

zones de cisaillement décrochant NE-SO et NO-SE suggèrent des mouvements obliques sénestre et dextre, respectivement (Daoudene *et al.*, 2014). Les structures préexistantes ont été localement réorientées le long des zones de cisaillement décrochant, en particulier les plans axiaux des plis P_n et les zones de cisaillement chevauchant est-ouest.

<5.0> BRÈVE DESCRIPTION DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

À l'exception de la bordure nord, les roches de la CRVA sont généralement métamorphisées au faciès schiste vert. Au cœur des bassins synclinaux, caractérisés par la présence des roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca, ces conditions métamorphiques peuvent même être de plus bas grade (voir Daoudene *et al.*, 2014).

Au voisinage du contact avec la CPO, les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVA montrent des évidences d'un grade métamorphique plus élevé, typiques du faciès amphibolite (figure 4). Dans cette région, la hornblende remplace l'actinote-trémolite au sein des roches mafiques et la biotite devient abondante et le grenat fréquent. Les minéraux ferromagnésiens soulignent les fabriques associées à la déformation régionale D_n . Dans les faciès sédimentaires alumineux, le grenat et la staurotide peuvent être observés (Daoudene *et al.*, 2014). Les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE montrent globalement des conditions métamorphiques typiques du faciès amphibolite, à l'exception du cœur du segment de Frotet-Troilus où les conditions métamorphiques sont au faciès schiste vert (Simard, 1987).

Au nord de la CRVA, les roches intrusives felsiques de la CPO montrent des évidences d'une déformation régionale D_n principalement acquise dans le faciès métamorphique amphibolite, mais des grains de quartz à la texture en échiquier suggèrent que le grade métamorphique a été localement plus élevé (voir Daoudene *et al.*, 2014), ce que confirme aussi la présence de migmatites dans les domaines les plus internes de la CPO (Sawyer, 1998). Les lentilles de roches mafiques montrent aussi une déformation acquise à haute température. Les faciès les plus métamorphiques de la CRVA et de de la CRVFE montrent aussi des évidences de rétro-morphose tardi- à post- D_n , du faciès amphibolite au faciès schiste vert. (Daoudene *et al.*, 2014).

<6.0> INTERPRÉTATION STRUCTURALE ET MÉTAMORPHIQUE

Dans la région d'étude, l'absence d'une vergence structurale dominante (figure 5), le manque apparent d'une déformation cisailante sub-verticale intense au contact entre l'Abitibi et l'Opatoca et l'absence de saut métamorphique significatif suggèrent que la CRVA et la CPO ont constitué une seule et même unité crustale, avant la phase de déformation régionale D_n . Les données structurales le long de la zone de contact Abitibi-Opatoca, ainsi que l'accroissement du gradient métamorphique depuis le faciès schiste vert dans les domaines les plus superficiels de la CRVA jusqu'au faciès amphibolite dans la CPO (figure 4), suggèrent que les roches de la CRVA reposent sur celles de la CPO (figure 6). Sur la base de nos observations métamorphiques et structurales, nous avons alors proposé que, dans la région d'étude, les roches plutoniques de la CPO appartiennent à un socle, probablement remobilisé et partiellement fondu durant la déformation D_n , et sur lequel se serait précédemment formé l'empilement des roches volcaniques et sédimentaires de la CRVA (figure 6). Cette interprétation est en adéquation avec les âges disponibles datant la cristallisation des plus vieilles roches de la CPO (ca. 2,82 Ga, Davis *et al.*, 1995), de la CRVA (ca. 2,79 Ga; David *et al.*, 2011b) et de la CRVFE (ca. 2,78 Ma et 2,75 Ma; Thibault, 1985). En effet, ces âges suggèrent que les plus vieilles roches de la CPO pourraient constituer le socle des empilements volcaniques et sédimentaires plus jeunes de la CRVFE et du nord de la CRVA.

L'architecture structurale et métamorphique de la croûte Abitibi-Opatoca est compatible avec un mode de déformation régionale D_n vertical (figure 6). Dans la CRVA, le raccourcissement Nord-Sud a été d'abord accommodé par le plissement et l'aplatissement généralisés des roches volcaniques et sédimentaires, puis de façon probablement tardive par l'initiation et le fonctionnement des zones de cisaillement est-

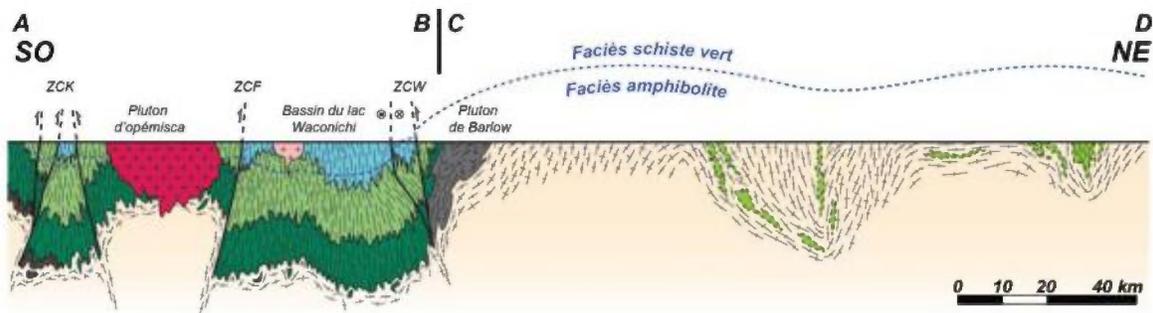


Figure 6 - Coupe géologique composite et interprétative de la région d'étude. Le tracé de cette coupe est donné en figure 2. ZCK : ZCF : zone de cisaillement de Faribault ; zone de cisaillement de Kapunapotagen ; ZCW : zone de cisaillement du lac Waconichi.

ouest à la cinématique subverticale, principalement localisées le long des flancs de plis régionaux (figure 4). Dans les domaines crustaux plus profonds (la CPO), le raccourcissement nord-sud a conduit au développement d'une géométrie en dômes/antiformes et bassins. Ainsi, le plissement généralisé des roches volcaniques et sédimentaires et le fonctionnement des zones de cisaillement à la cinématique subverticale dans la CRVA, ainsi que le développement d'une géométrie en dômes/antiformes et bassins de la CPO, suggèrent que le raccourcissement nord-sud associé à la déformation D_n a été principalement accommodé par des transferts verticaux de la matière crustale. Dans ce schéma, les lentilles de roches vertes identifiées dans la CPO et dont les lithologies sont comparables à celles qui peuvent être observées à la base de l'empilement des roches volcaniques et sédimentaires de la CRVA (figures 2, 4 et 6) pourraient correspondre à des lambeaux de roches supracrustales. Ces lambeaux qui semblent être préférentiellement distribués dans les régions en synforme de la CPO (figure 4), auraient été détachés du domaine supracrustal sus-jacent et enfouis durant la phase de déformation D_n . Cette hypothèse s'appuie aussi sur l'âge préliminaire à 2774 ± 17 Ma datant le protolithe d'une amphibolite prélevée au sein d'une lentille de roches vertes de la CPO (U-Pb sur zircons, Roffeis *et al.*, 2015). Cet âge est en effet proche de celui de la Formation de Chrissie qui forme la base de l'empilement volcanique et sédimentaire du nord-est de la CRVA. Ce résultat préliminaire est également comparable aux âges obtenus pour le Groupe de Troilus (Thibault, 1985; Pilote *et al.*, 1997). Dans ce modèle de tectonique verticale, nous pensons que la CRVFE pourrait correspondre à une

vaste portion de roches volcaniques et sédimentaires, qui aurait été initialement rattachée à la CRVA, mais séparée à la faveur de la déformation régionale D_n . D'autres données géochronologiques permettant préciser les âges des roches volcaniques et sédimentaires de la CRVFE sont nécessaires pour discuter cette hypothèse.

La déformation D_{n+1} est une déformation localisée, principalement le long de grandes zones de cisaillement NE-SO et NO-SE, montrant respectivement une cinématique senestre et dextre (figure 4). Les fabriques associées au fonctionnement de ces corridors de déformation reprennent les structures associées à D_n . Entre les zones de cisaillement obliques, qui ont structuré la région d'étude en larges domaines sigmoïdaux (figure 2 et 4), les roches ne montrent aucune évidence de fabrique associée à la déformation D_{n+1} . Les caractéristiques structurales de la déformation D_{n+1} sont toujours compatibles avec un raccourcissement nord-sud, mais celui-ci est à ce stade accommodé par l'extrusion et le fluage latéral est-ouest de la matière crustale. Le fait que la déformation D_{n+1} soit plus localisée par rapport à D_n suggère que la croûte s'est progressivement refroidie durant la tectonique de raccourcissement nord-sud. Cette interprétation est aussi appuyée par nos résultats thermochronologiques en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (voir Daoudene *et al.*, 2014).

Deux hypothèses peuvent-être envisagées pour expliquer le passage de la déformation D_n à la déformation D_{n+1} , c'est-à-dire le passage d'un mode durant lequel le raccourcissement horizontal de la croûte est principalement accommodée par des mouvements verticaux de la matière à un mode où l'extrusion et le fluage latéral domine. Dans la première, ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes tectoniques distincts, mais qui sont tous les deux associés à une même direction de raccourcissement subhorizontal. Dans la seconde, que nous privilégions en raison des résultats thermochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Daoudene *et al.*, 2014 et voir ci-dessous), le passage d'un mode de déformation à l'autre s'inscrit dans un continuum. Les deux phases de déformation D_n à D_{n+1} sont alors associées à un événement tectonique unique de raccourcissement crustal nord-sud. Dans ce cas, la transition d'une déformation pénétrative, s'exprimant par des transferts verticaux de matière crustale, à une déformation cisailante localisée, impliquant le fluage et l'extrusion latérale de la croûte,

pourrait être liée à un changement majeur des conditions aux limites du système et/ou à un changement majeur de la rhéologie crustale durant l'épaississement.

<7.0> CHRONOLOGIE DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET IMPLICATIONS

L'acquisition récente de données thermochronologiques en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues à partir d'échantillons provenant de la zone de contact Abitibi-Opatoca, nous a permis de proposer une histoire chiffrée de l'évolution tectonique et métamorphique de la région de Chapais-Chibougamau (Daoudene *et al.*, 2014). Cette histoire, que nous pensons s'inscrire dans un continuum de déformation, débiterait vers au moins 2685 Ma, âge minimal du pic du métamorphisme régional. Ce pic métamorphique pourrait être même plus précoce, puisqu'un échantillon d'amphibolite (YD5004) a fourni un âge U-Pb préliminaire à 2723 ± 1 Ma, à partir d'une génération de zircons jeunes (l'âge du protolithe étant probablement aux alentours de 2771 Ma, Roffeis *et al.* 2015). Cet âge à 2723 Ma pourrait constituer le témoin d'un épisode métamorphique de très haut grade, peut-être même celui lié à la fusion partielle et locale des "gneiss gris" de la CPO, bien que la gamme d'âges proposée par Sawyer (1998) soit significativement plus jeune. Cet échantillon d'amphibolite a aussi livré un âge U-Pb sur titanites à 2688 ± 2 Ma, qui est comparable à ceux précédemment publiés par Davis *et al.* (1995) dans la CPO (figure 7). Entre 2685 Ma et 2632 Ma, les roches des domaines les plus profonds de la CRVA et les roches de la CPO, au voisinage de la zone de contact Abitibi-Opatoca, ont enregistré des conditions métamorphiques typiques du faciès amphibolite. Le rajeunissement des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sous ca. 2600 Ma obtenu à partir des biotites issues des mêmes échantillons suggère que les conditions en température ont décliné progressivement du faciès amphibolite vers le faciès schiste vert, le long de la zone de contact Abitibi-Opatoca (Daoudene *et al.*, 2014). Ce refroidissement se serait produit jusqu'à ca. 2518 Ma, âge le plus récent obtenu à partir de l'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une biotite, prélevée dans une tonalite de la CPO. Par ailleurs, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une muscovite syn-cinématique (mica-fish) et d'une biotite, sélectionnées dans des roches déformées de la zone de cisaillement de la rivière Nottaway, suggèrent que la tectonique décrochante a débuté vers au moins 2,6 Ga, dans la région de Chapais-Chibougamau (Daoudene *et al.*, 2014).

La figure 7 propose une compilation d'âges métamorphiques documentés pour la CRVA et les domaines archéens adjacents. Cette compilation permet de dégager plusieurs points, qui nous apparaissent cruciaux pour discuter du mode de la déformation de cette portion de croûte à l'Archéen. D'une part, cette compilation suggère que les régions concernées ont enregistré une histoire tectono-métamorphique commune et contemporaine, qui va à l'encontre des précédentes interprétations proposant que le sud-est de la Province du Supérieur est caractérisé par le rajeunissement vers le sud de la déformation (e.g. Mueller *et al.*, 1996; Daigneault *et al.*, 2002). L'ensemble de ces régions montre en effet des âges U-Pb sur titanites et des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles qui se répartissent principalement entre 2,7 Ga et 2,63 Ga. La titanite et l'amphibole possèdent des températures de fermeture isotopique en U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, comprises entre 650°C et 550°C (voir Villa, 1998). Cette gamme d'âges métamorphiques suggère qu'entre 2,7 Ga et 2,63 Ga, le sud-est de la Province du Supérieur a enregistré des conditions métamorphiques de haut grade, au moins en ce qui concerne les domaines les plus profonds de cette portion de croûte archéenne. Durant cette période de temps, la tectonique compressive nord-sud dans la CRVA et la CPO a été accommodée par l'aplatissement généralisé des roches et par des transferts verticaux de la matière crustale. Dans un tel schéma, une géométrie en synforme et antiforme s'est développée dans les domaines supracrustaux. Pendant le plissement de la croûte superficielle, les roches sédimentaires des assemblages de type Porcupine et Temiskaming (âges maximum de sédimentation entre ca. 2692 Ma et 2670 Ma; voir par exemple Davis, 2002; David *et al.*, 2007) viennent progressivement remplir les fosses développées à l'aplomb des régions en synforme (voir Lin *et al.*, 2013), aux flancs desquels vont se développer des zones de cisaillement à la cinématique subverticale. Par la suite, la distribution après ca. 2,63 Ga de la majorité des âges métamorphiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtenus à partir de micas issus de différentes régions du sud-est de la Province du Supérieur, suggère que cette portion de croûte s'est progressivement refroidie jusqu'au moins 2,5 Ga. De façon concomitante à ce refroidissement et bien qu'il existe encore peu de données pour appuyer cette hypothèse, le sud-est de la Province du Supérieur pourrait avoir enregistré un changement majeur du mode d'accommodation de la déformation vers 2,6 Ga, durant le continuum de

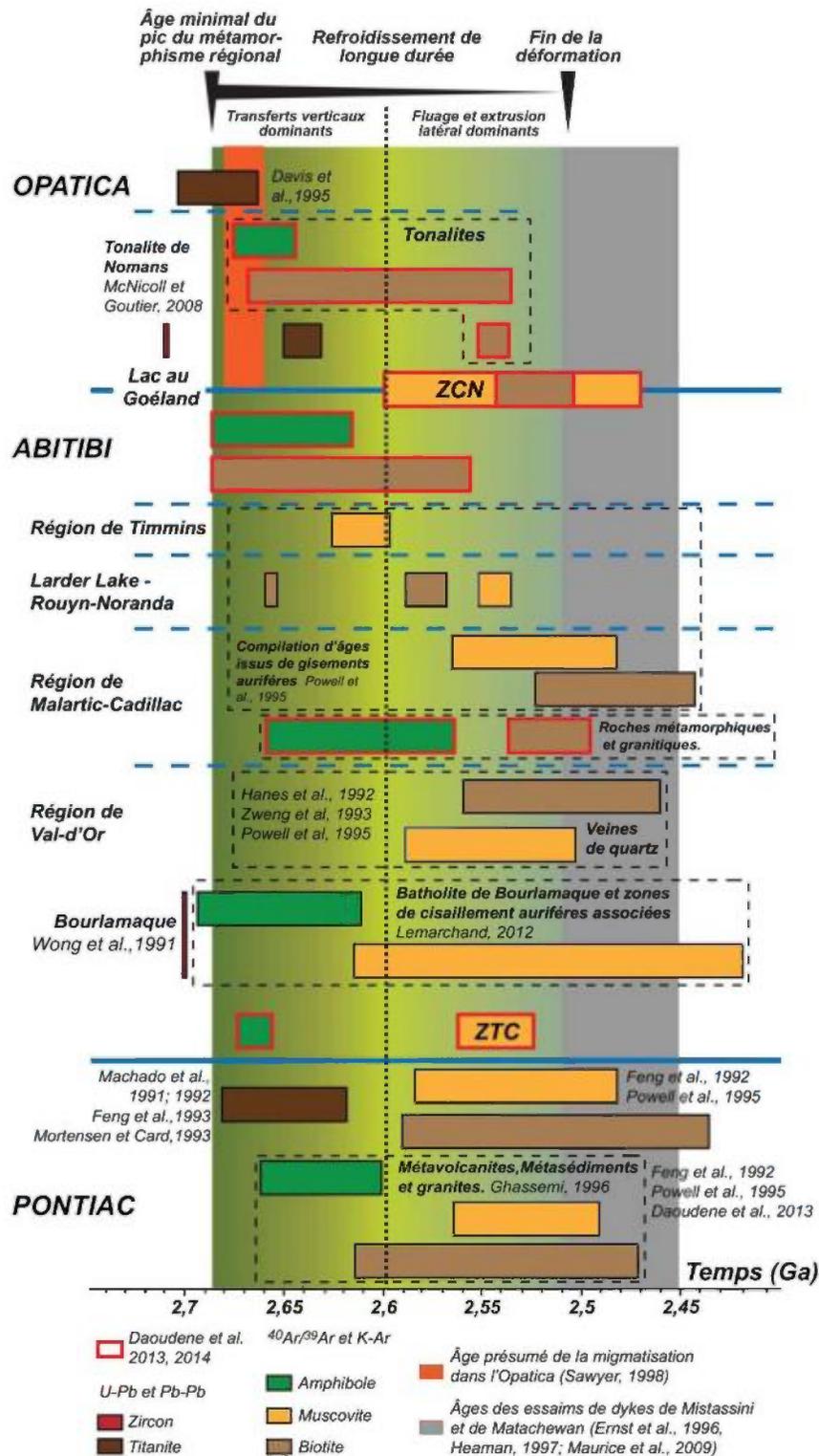


Figure 7 - Compilation des âges métamorphiques documentés pour la ceinture plutonique d'Opatica, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et la sous-province de Pontiac.

raccourcissement nord-sud. Ce raccourcissement, qui était principalement accommodé par un aplatissement généralisé des roches et par des transferts verticaux de la matière crustale, s'exprime alors par l'extrusion et le fluage est-ouest de la croûte, via le fonctionnement de grands systèmes décrochants NE-SO et NO-SE et la réactivation locale des zones de cisaillement préexistantes (e.g. la zone tectonique de Cadillac). Toutefois, cette cinématique décrochante pourrait avoir débuté plus précocement. En effet, l'âge U-Pb sur zircons à 2686 ± 4 Ma d'un granite à la texture C/S de la zone de cisaillement de la rivière Nottaway (Davis *et al.*, 1995), pourrait impliquer que ce corridor de déformation a joué très tôt dans l'histoire tectonique régionale, à la condition que la mise en place de ce granite soit synchrone à la déformation D_{n+1} . Par ailleurs, une titanite hydrothermale associée à la fabrique décrochante de la zone de déformation de Larder Lake - Cadillac a aussi fourni un âge U-Pb à 2665 ± 4 Ma (Wilkinson *et al.*, 2011). Quoiqu'il en soit, cette phase de déformation décrochante D_{n+1} se poursuit jusqu'au moins 2,5 Ga, en particulier le long de la zone de cisaillement de la rivière Nottaway (Daoudene *et al.*, 2014). La gamme d'âges des dykes de diabase associés aux essaims de Mistassini et de Matachewan fournit un âge minimal à la déformation archéenne (figure 7). Ces dykes, qui ne sont pas déformés et qui recoupent l'ensemble des structures préexistantes, seraient aussi vieux que ca. 2.51 Ga (e.g. Hamilton, 2009; Maurice *et al.*, 2009).

D'autre part, la compilation des âges métamorphiques présentée en figure 7 montre que l'histoire du sud-est de la Province du Supérieur est longue et s'étale sur au moins 180 Ma. Cette caractéristique n'est pas réellement surprenante, compte tenu des gammes d'âges fréquemment proposées pour le fonctionnement des zones orogéniques précambriennes (Vidal *et al.*, 1991; Bédard *et al.*, 2003; Gapais *et al.*, 2005; Chardon *et al.*, 2009). Cependant, notre étude est inédite par rapport aux travaux qui ont précédemment suggéré que le métamorphisme régional et les déformations associées dans la partie sud-est de la Province du Supérieur se sont déroulés sur des périodes de temps courtes, de l'ordre de quelques dizaines de millions d'années, entre approximativement 2,7 et 2,66 Ga (e.g. Davis *et al.*, 1995; Powell *et al.*, 1995; Wilkinson *et al.*, 2011). Une histoire longue et probablement lente pourrait expliquer l'architecture

métamorphique de la CRVA et de la CPO. En effet, les conditions métamorphiques au sein de ces terrains sont globalement monotones. Elles varient du faciès schiste verts au faciès amphibolite dans la CRVA et sont généralement au faciès amphibolite dans la CPO. Ceci suggère qu'à l'échelle du domaine sud-est de la Province du Supérieur, les isogrades sont globalement subhorizontaux, ou affectés par un plissement de grande longueur d'onde et de faible amplitude (Faure, 2015). Cette interprétation est aussi appuyée par l'absence de saut métamorphique significatif que ce soit au sein de la CRVA ou au niveaux de ses bordures nord et sud avec les sous-provinces voisines (Benn *et al.*, 1994; Ghassemi, 1996; Daoudene *et al.*, 2014; Faure, 2015). À une échelle plus locale, les isogrades ont probablement une allure plus perturbée en particulier au voisinage de zones de cisaillement à la cinématique subverticale importante (figure 6). Quoiqu'il en soit, à l'échelle du sud-est de la Province du Supérieur, une géométrie d'isogrades dont l'amplitude varie peu est compatible avec une déformation très lente, dans le sens où les roches, au cours de leur déplacement vertical, doivent avoir le temps nécessaire afin que leur paragenèse soit thermiquement rééquilibrée de façon constante. Ce rééquilibrage est observé sur le terrain, puisque les niveaux crustaux les plus métamorphisés de la CRVA, montrent très fréquemment de la rétomorphose dans le faciès schiste vert (voir Sauvé et Trudel, 1991; Powell *et al.*, 1995; Simard, 2011; Daoudene *et al.*, 2014).

À la lumière des informations structurales et métamorphiques présentées dans ce rapport, nous proposons que le mode de la déformation fini-archéenne du sud-est de la Province du Supérieur est plutôt en accord avec un mode de tectonique verticale. Si les déformations et le métamorphisme régional qui caractérisent cette portion de croûte archéenne devaient être la conséquence d'un processus d'accrétion de différentes unités litho-tectoniques dans une zone de subduction-collision, nous nous attendrions à un rajeunissement des âges métamorphiques vers le sud ou vers le nord. Parallèlement, nous devrions aussi observer une vergence prédominante des fabriques structurales. Or, ni l'un ni l'autre ne sont observés. Au contraire, dans un mode où la déformation crustale est lente et accommodée par de multiples mouvements verticaux de la matière, une distribution homogène des âges métamorphiques, dans le temps et l'espace, paraît cohérente.

<8.0> CONCLUSION

Notre étude structurale et métamorphique de la région de Chapais-Chibougamau ne favorise pas la présence d'une zone de subduction archéenne plongeant vers le nord, malgré les interprétations sismiques existantes. Au contraire, nos observations suggèrent que le nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA) et la ceinture plutonique d'Opatoca (CPO) ne formaient qu'une seule et même unité avant l'événement tectonique compressif nord-sud de la fin de l'Archéen. Les roches volcaniques et sédimentaires de la CRVA constituent les domaines les plus superficiels de cette portion de croûte, alors que les roches intrusives de la CPO forment des domaines profonds. Dans ce schéma, la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (CRVFE), comprise dans la partie nord de la CPO, pourrait être une portion de roches supracrustales initialement rattachée à la CRVA. Les données géochronologiques disponibles, qui documentent les âges de mise en place des séquences volcaniques de la CRVA et de la CRVFE, ainsi que l'identification de lambeaux de roches vertes au sein de la CPO, semblent appuyer cette hypothèse.

Notre analyse de la déformation dans la région de Chapais-Chibougamau ainsi que notre compilation des âges métamorphiques à l'échelle du sud-est de la Province du Supérieur favorisent un modèle dans lequel la déformation de cette portion de croûte archéenne implique des mouvements verticaux de la matière. Cette déformation qui est associée à du raccourcissement nord-sud subhorizontal s'étalerait sur au moins 180 Ma. Dès au moins 2685 Ma, notre estimation de l'âge minimal du pic du métamorphisme régional, la déformation se traduit principalement, dans un premier temps, par des transferts verticaux de la matière crustale, conduisant au développement d'une structure en dômes et bassins. Vers au moins 2,6 Ga, un changement majeur du mode d'accommodation de la déformation compressive a eu lieu. Le raccourcissement nord-sud est alors principalement accommodé par l'extrusion et le fluage latéral de la matière crustale jusqu'aux environs de 2,5 Ga. Ce changement cinématique est accompagné d'un refroidissement lent de la croûte, qui a probablement conduit à la localisation progressive de la déformation.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O. – CATY, J.-L. – CHOWN, E.H. – CIMON, J. – GOBEIL, A. – BAKER, D., 1979 – Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada, livret-guide de l'excursion B-1, 95 pages.
- ANHAEUSSER, C.R. – MASON, R. – VILJOEN, M.J. – VILJOEN, R.P., 1969 - Reappraisal of some aspect of Precambrian shield geology. Geological Society of America Bulletin; volume 80, pages 2175-2220.
- AUGLAND, L.E. – DAVID, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLA TAKAM, F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., 2016 – Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP-2015-01.
- BÉDARD, J.H. – BROUILLETTE, P. – MADORE, L. – BERCLAZ, A., 2003 - Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic model. Precambrian Research; volume 127, pages 61-87.
- BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – THURSTON, P.C., 2013 – The hunting of the snArc. Precambrian Research; volume 229, pages 20-48.
- BENN, K., 2006 – Tectonic delamination of the lower crust during late archean collision of the Abitibi-Opatoca and Pontiac terranes, Superior Province, Canada. In: Benn, K., Condie, K.C., Mareschal, J.C. (Editors), Archean Geodynamics and Environments. American Geophysical Union; Geophys. Monograph 164, pages 267-282.
- BENN, K. – MOYEN, J.F., 2008 – The late Archean Abitibi-Opatoca terrane, Superior Province: a modified oceanic plateau. In: Condie, K.C., Pease, V. (editors), When did plate tectonics begin on planet Earth? Geological Society of America; Special Paper 440, pages 173-197.

- 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. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 271-281.
- 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. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- BENN, K. – MILES, W. – GHASSEMI, M.R. – GILLET, J., 1994 – Crustal structures and kinematic Framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: An integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 271-281.
- BOILY, M., 2000 – Géochimie des volcanites des ceintures volcano-sédimentaires de Frotet-Evans (CVFE) et de la Moyenne-Eastmain. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-12, 73 pages.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – BEAUMIER, C. – DION, D.J. – GAULIN, R. – LEFEBVRE, D.L., 1997a – Géologie de la région du lac Assinica (SNRC 32J/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-11, 28 pages.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – BEAUMIER, C. – 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.
- CALVERT, A.J. – LUDDEN, J.N., 1999 – Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*; volume 18, pages 412-429.
- CALVERT, A.J. – SAWYER, E.W. – DAVIS, W.J. – LUDDEN, J.N., 1995 – Achaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*; volume 375, pages 670-674.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CARD, K.D., 1990 – A review of the Superior Province of the Canadian Shield. A product of Archean accretion. *Precambrian Research*; volume 48, pages 99-156.
- CAWOOD, P.A. – KRÖNER, A. – PISAREVSKI, S., 2006 – Precambrian plate tectonic: criteria and evidence. *GSA Today*; volume 16, pages 4-11.

- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1991 – Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 88-01, 200 pages, 13 plans.
- CHARDON, D., 1997 – Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique. Université de Rennes 1; thèse de doctorat, 257 pages.
- CHARDON, D. – CHOUKROUNE, P. – JAYANANDA, M., 1998 – Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Research*; volume 91, pages 15-39.
- CHARDON, D. – GAPAIS, D. – CAGNARD, F., 2009 – Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*; volume 477, pages 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.C. (editors), *Early Precambrian Processes*. Geological Society of London Special Publication; volume 95, pages 67-86.
- CHOUKROUNE, P. – LUDDEN, J.N. – CHARDON, D. – CALVERT, A.J. – BOUHALLIER, H., 1997 – Archean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. Geological Society of London; Special Publication 121, pages 63-98.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- COLLINS, W.J. – VAN KRANENDONK, M.J. – TEYSSIER, C., 1998 – Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia : driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of structural geology*; volume 20, pages 1405-1424.
- CONDIE, K.C., 1981 – *Archean greenstone belts*. Elsevier, Amsterdam, 434 pages.
- CÔTÉ-MANTHA, O. – DAIGNEAULT, R. – GABOURY, D. – CHARTRAND, F. – PILOTE, P., 2012 – Geology, Alteration, and Origin of Archean Au-Ag-Cu

Mineralization Associated with the Synvolcanic Chibougamau Pluton: The Brosman Prospect, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Economic Geology*; volume 107, pages 909-934.

DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O. – ST-JULIEN, P., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 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. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-290.

DAOUDENE, Y. – TREMBLAY, A. – GOUTIER, J. – LECLERC, F. – RUFFET, G., 2013 – Évolution tectonique et métamorphique de la bordure Nord de la Sous-province de l'Abitibi (Québec, Canada) – Phase 2. Québec Mines 2013, Résumés de conférences et des photoprésentations, page 71.

DAOUDENE, Y. – TREMBLAY, A. – RUFFET, G. – LECLERC, F., 2014 – Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada : Apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Rapport QERMB, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB2014-02, 57 pages.

DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-Province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.

DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.

DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011a – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill

en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; RP2011-02, 37 pages.

DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011b – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; RP 2010-11, 37 pages.

DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP2012-01, 33 pages.

DAVIS, D.W., 2002 – U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Québec, constraints on timing provenance and régional tectonics. *Precambrian Research*; volume 115, pages 97-117.

DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995 – U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.

DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RP2005-02, 20 pages.

DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 - Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP2014-05, 62 pages.

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. (editors), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization. CIMM Special paper 34, pages 73-91.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L. – WEST, T.D. – PALMER, H.C., 1996 – Diabase (Dolerite) dyke swarms of the world, first edition. Geological Survey of Canada; Open File 3241, 104 pages.
- FAURE, S., 2015 – Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métagraphiques en Abitibi. Rapport, Projet CONSOREM 2013-03, 52 pages.
- FENG, R. – KERRICH, R. – MCBRIDE, S. – FARRAR, E., 1992 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the thermal history of the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1389-1411.
- FENG, R. – MACHADO, N. – LUDDEN, J., 1993 – Lead geochronology of zircon by LaserProbe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 57, pages 3479-3486.
- FRAREY, M.J. – KROGH, T.E., 1986 – U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. Dans : Current Research, Part A. Commission Géologique du Canada; Paper 86-1A, pages 43-48.
- GAPAIS, D. – POTREL, A. – MACHADO, N. – HALLOT, E., 2005 – Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. Tectonics; volume 24, TC 3002; doi: 10.1029/2004TC001700.
- 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. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 49, pages 2371-2383.
- GHASSEMI, M.R., 1996 – Tectonic evolution of the Late Archean Pontiac Subprovince, Superior Province, Canada: Structural, metamorphic, and geochronological studies. Université d'Ottawa; thèse de doctorat, 314 pages.
- GOSSELIN, C., 1996 – Synthèse géologique de la région de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET96-02, 23 pages.

- 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.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles; RP2010-04, 1 carte, échelle 1 500 000.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'essai de dykes Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB2009-17, 13 pages.
- HAMILTON, W.R., 1998 – Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*; volume 91, pages 143-179.
- HAMILTON, W.R., 2011 – Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plume from deep mantle have never operated. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2010.12.007
- HANES, J.A. – ARCHIBALD, D.A. – HODGSON, C.J. – ROBERT, F., 1992 – Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. *Economic Geology*; volume 87, page 1849-1861.
- HARRIS, L.B. – GODIN, L. – YAKYMCHUK, C., 2012 – Regional shortening followed by channelflow induced collapse: A new mechanism for "dome and keel" geometries in Neoarchean granite-greenstone terrains. *Precambrian Research*; volume 212-213, 139-154.
- HEAMAN, L.M., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga : Remnants of an ancient large igneous province? *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- JOANISSE, A., 1998 – Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 51 pages.
- KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume, 46, pages 637-649.
- KUSKY, T.M., 1989 – Accretion of the Archean Slave province. *Geology*; volume 17, pages 63-67.

- LACROIX, S. – SAWYER, E.W., 1993 – An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 97-112.
- LECLERC, F. – BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – MCNICOLL, V. – 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. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 48, pages 661-694.
- LECLERC, F. – HARRIS, L.B. – BÉDARD, J.H. – VAN BREEMEN, O. – GOULET, N., 2012 – Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*; volume 107, pages 963-989.
- LEGAULT, M. 2003 – Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chiboutimi; thèse de doctorat, 488 pages.
- LEMARCHAND, J., 2012 – Les minéralisations filoniennes aurifères du Pluton de Bourlamaque (Val-d'Or, Abitibi) : Synthèse structurale et apports de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Université du Québec à Montréal, Université de Rennes 1; thèse de doctorat, 248 pages.
- MACHADO, N. – RIVE, M. – GARIÉPY, C. – SIMARD, A., 1991 – U-Pb geochronology of granitoids from the Pontiac Subprovince : preliminary results. *Geological Association of Canada; Program with Abstracts*, volume 16, page A78.
- MAURICE, C. – DAVID, J. – O'NEIL, J. – FRANCIS, D., 2009 – Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms from the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada. *Precambrian Research*; volume 174, pages 163-180.
- MCMICOLL, V. – GOUTIER, J., 2008 – Trois datations U-Pb de la région du lac aux 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.

- McNICOLL, V. – DUBÉ, B. – GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DION, C. – MONECKE, T. – ROSS, P.-S. – THURSTON, P. – PILOTE, P. – BÉDARD, J. – LECLERC, F. – BÉCU, V. – PERCIVAL, J. – LEGAULT., M. – GIBSON, H. – AYER, J., 2008 – Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre : incidences pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. Québec Exploration 2008, Résumés des conférences et des photoprésentations, page 40.
- MORTENSEN, J.M., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 29-41.
- MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – Age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1970-1980.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J.K. – CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Tectonophysics; volume 265, pages 127-150.
- PEASE, V. – PERCIVAL, J. – SMITHIES, H. – STEVENS, G. – VAN KRANENDONK, M., 2008 – When did plate tectonics begin ? Evidence from the orogenic record. Geological Society of America; Special publication 440, pages 199-228.
- PERCIVAL, J.A., 1994 – Archean high-grade metamorphism, In: Condie, K.C. (Editor) Archean crustal evolution. Elsevier Amsterdam, pages 357-410.
- PERCIVAL, J.A., 2007 – Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada, In: Goodfellow, W.D. (Editor), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada; Mineral Deposit Division Special publication 5, pages 903-928.
- PERCIVAL, J.A. – WILLIAMS, H.R., 1989 – Late Archean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. Geology; volume 17, pages 23-25.
- PERCIVAL, J.A. – SANBORN-BARRIE, M. – SKULSKI, T. – STOTT, G.M. – HELMSTAEDT, H. – WHITE, D.J., 2006 – Tectonic evolution of the western

- Superior Province from NatMap and Lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 43, pages 1085-1117.
- PICARD, C. – PIBOULE, M., 1986 – Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami – Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 2. Le groupe hautement potassique d'Opémisca. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 1169-1189.
- PILOTE, P. – DION, C. – JOANISSE, A. – DAVID, J. – MACHADO, N. – KIRKHAM, R.V. – ROBERT, F., 1997 – Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet : implications géotectoniques. Ministère des Ressources naturelles; Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, DV 97-03, page 47.
- POWELL, W.G. – CARMICHAEL, D.M. – HODGSON, C.J., 1995 – Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 787-805.
- ROFFEIS, C. – DAOUDENE, Y. – LECLERC, F., 2015 – ID-TIMS Geochronology on Precambrian zircons from northern Quebec; treatment, complications and results. AGU-GAC-MAC-CGU, Montreal, Canada, Abstract ID: 35537.
- ROSS, P.S. – BOURKE, A. – LECLERC, F., 2013 – Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forages dans la région de Chibougamau 2012-2013. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB2013-07 133 pages.
- SAUVÉ, P. – TRUDEL, P., 1991 – Géologie de la mine O'Brien (région de Cadillac). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-07, 49 pages.
- SAWYER, E.W., 1998 – Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*; volume 39, pages 1147-1167.
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993 – Structure of the High-grade Opatica belt and adjacent lowgrade Abitibi Subprovince, Canada: An archean mountain. *Journal of structural geology*; volume 15, pages 1443-1458.

- SIMARD, A., 1987 – Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne de Frotet-Evans. Ministère de l'Énergie et des Richesses naturelles, Québec; MB87-13, 300 pages.
- SIMARD, M., 2011 – Multi événements de déformation, de métamorphisme et d'hydrothermalisme à l'origine du gisement Lapa. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 498 pages.
- THÉBAUD, N. – REY, P.F., 2013 – Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: Controls on long-lived mineralized hydrothermal systems away from continental margins. *Precambrian Research*; volume 229, pages 93-194.
- THIBAUT, P., 1985 – Application à la méthode U-Pb (zircon) à des roches ignées des ensembles volcanosédimentaires de l'Abitibi et de Frotet-Evans. Université de Montréal; mémoire de maîtrise, 165 pages.
- THURSTON, P.C. – AYER, J.A. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional gaps in the Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*; volume 103, pages 1097-1134.
- van HUNEN, J. – MOYEN, J.F., 2012 – Archean subduction: fact or fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*; volume 40, pages 165-219.
- VAN DER VELDEN, A.J. – COOK, F.A., 2005 – Relict subduction zones in Canada. *Journal of Geophysical Research*; volume 110, doi:10.1029/2004JB003333
- VIDAL, M. – DELOR, C. – POUCKET, A. – SIMÉON, Y. – ALRIC, G., 1996 – Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga; le style « archéen » des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France*; volume 167, pages 307-319.
- VILLA, I.M., 1998 – Isotopic closure. *Terra Nova*; volume 10, pages 42-47.
- WHITE, D.J. – MUSACCHIO, G. – HELMSTAEDT, H.H. – HARRAP, R.M. – THURSTON, P.C. – VAN DER VELDEN, A. – HALL, K., 2003 – Images of a lower-crustal oceanic slab : Direct evidence for tectonic accretion in the Archean western Superior province. *Geology*; volume 31, pages 997-1000.

- WILKINSON, L. – CRUDEN, A.R. – KROGH, T.E., 2011 – Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake-Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 36, pages 627-647.
- 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. *Precambrian Research*; volume 115, pages 37-62.
- ZWENG, P.L. – MORTENSEN, J.K. – DALRYMPLE, G.B., 1993 – Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic Quebec: implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. *Economic Geology*; volume 88, pages. 1700-1721.