



Analyse structurale et microstructures des zones de cisaillement de la Rivière George et du Lac Tudor

Marc-Antoine Vanier, Carl Guilmette, Lyal Harris, Antoine Godet,
Nathan Cleven, Benoit Charette et Isabelle Lafrance

MB 2017-12

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.

Analyse structurale et microstructures des zones de cisaillement de la Rivière George et du Lac Tudor

Marc-Antoine Vanier¹, Carl Guilmette¹, Lyal Harris², Antoine Godet¹, Nathan Cleven¹, Benoit Charette³, Isabelle Lafrance³

- 1- Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Québec, QC, Canada*
- 2- Institut National de Recherche Scientifique, centre-Eau Terre Environnement
490 de la Couronne, Québec (QC) G1K 9A9*
- 3- Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, 5700, 4e avenue ouest, local D307, Québec (Qc) G1H 6R1*

Rapport préliminaire

Déposé le

24 mars 2017

Résumé

Le Sud-Est de la Province de Churchill (SEPC) est composé de deux zones orogéniques paléoprotérozoïques, entre lesquelles est intercalée la Zone noyau, un microcontinent archéen remobilisé au Paléoprotérozoïque. Le modèle géodynamique actuel envisage une première collision entre la Zone noyau et le Craton de Nain lors de l'Orogène des Torngat (1,87 à 1,82 Ga), puis une seconde entre la marge ouest de la Zone noyau et le Craton du Supérieur (1,82 à 1,77 Ga) à l'origine de l'Orogène du Nouveau Québec (ONQ; Wardle *et al.*, 2002). La Zone noyau est traversée par d'importantes zones de cisaillement ductiles dont les relations chronologiques avec la ceinture de plis et de chevauchements de l'ONQ demeurent imprécises.

Le présent projet de maîtrise vise à décrire les styles de déformation du SEPC, à déterminer la chronologie de ces structures et à évaluer les conditions de température associées à leur développement. L'analyse structurale préliminaire démontre la présence de plis déversés vers l'ouest dans la Zone de Rachel-Laporte. Ceux-ci s'incurvent vers le sud et deviennent verticaux près de la Zone de cisaillement du Lac Tudor (ZCLT). Une zone de cisaillement dans le domaine de Mistinibi présente des linéations d'étirement minéral plongeant en général de 35 à 60° vers le nord. Les microstructures observées en lames minces dans l'ONQ indiquent des conditions de déformation comprises entre 400 et 700 °C selon les échantillons, alors qu'elles sont supérieures à 630 °C dans la ZCLT. La Zone de cisaillement de la Rivière George (ZCRG) semble avoir été active dans un large intervalle de température, soit de 300 à 700 °C. Les prochains travaux viseront à préciser les relations entre le plissement dans la Zone de Rachel-Laporte et le mouvement en décrochement dextre le long de la ZCLT. La présence d'une éventuelle structure à faible pendage sous la Zone de Rachel-Laporte sera également testée à l'aide des données aéromagnétiques filtrées de façon à mettre en évidence les structures profondes. Les travaux à venir dans la Zone noyau viseront à évaluer les températures de déformation de la ZCRG en employant les thermomètres des axes c du quartz et du titane dans le quartz.

Table des matières

Introduction	3
Géologie structurale régionale	5
Structure de l'Orogène du Nouveau-Québec.....	6
Structure de la Zone noyau	7
Modèles tectoniques existants.....	10
Problématique.....	11
Objectifs.....	11
Méthodologie	12
Recristallisation dynamique et température de déformation	13
Résultats.....	14
Orogène du Nouveau-Québec.....	14
La Zone noyau.....	23
Microstructures de déformation.....	24
Microstructures du domaine 2	27
Microstructures du domaine 3	30
Microstructures du domaine 6	30
Microstructures du domaine 7	35
Thermométrie qualitative de la déformation.....	35
Discussion et travaux à venir	37
Analyse structurale et interprétation de la géophysique	37
Microstructures du quartz et thermométrie	39
Conclusion	40
Remerciements.....	41
Références	42

Liste des figures

Figure 1 : Carte d'interprétation du traitement tilt et de l'analyse structurale.....	16
Figure 2 : Stéréogrammes des domaines 1 et 2.....	17
Figure 3 : Stéréogrammes des domaines 3, 6 et 7	20
Figure 4 : Stéréogrammes des domaines 4 et 5	21
Figure 5 : Photographie et microphotographies du domaine 2	28
Figure 6 : Photographies et microphotographie du domaine 3	29
Figure 7 : Microphotographies du domaine 6.....	32
Figure 8 : Microphotographies du domaine 6.....	33
Figure 9 : Photographies et microphotographies des domaines 6 et 7	34

Liste des Tableaux

Tableau 1 : microstructures du domaine 2.....	25
Tableau 2 : microstructures du domaine 3.....	25
Tableau 3 : microstructures du domaine 6 sud	25
Tableau 4 : microstructures du domaine 6 nord.....	26
Tableau 5 : microstructures du domaine 7.....	26

Liste des abréviations

Mécanismes de recristallisation dynamiques

BLG : bulging
GBM : grain boundary migration
GBAR : grain boundary area reduction
SGR : subgrain rotation

Minéraux

MV : muscovite
BT : biotite
DP : diopside
SM : sillimanite
PG : plagioclase
FP : feldspath
HB : hornblende
PX : pyroxene
GR : grenat
ST : serpentinite
MG : magnétite
CL : chlorite
EP : épidote

Roches

V1 : roches volcaniques felsiques
V2 : roches volcaniques intermédiaires
T2 : Mylonite
T2C : ultramylonite
I1C : granodiorite
I2G : monzodiorite quartzifère
I1 : roche intrusive felsique
S2C : arkose
I1B : granite
M21 : diatexite
M4 : paragneiss
I1S : granodiorite à orthopyroxène
I1P : granite à orthopyroxène
S2 : arénite
M3 : orthogneiss
I1D : tonalite
I2F : monzonite
I2C : syénite quartzifère

Textures et structures

Ru : rubanné
Fo : folié
GR : granoblastique
HJ : homogène

HG : hétérogranulaire
PC : porphyroclastique

Zones de cisaillement et orogènes

ONQ : orogène du Nouveau-Québec
OT : Orologène des Torngat
SEPC : sud-est de la Province de Churchill
ZCLG : zone de cisaillement du Lac aux Goélands
ZCLT : zone de cisaillement du Lac Tudor
ZCRG : zone de cisaillement de la Rivière George

Introduction

Le sud-est de la province de Churchill (SEPC) constitue un segment du vaste Orogène trans-hudsonien (OTH) ayant abouti à l'accrétion de plusieurs cratons archéens (Hearne, Nain, Rae, Slave, Zone noyau/Meta Incognita, Sugluk, Sask) avec le Craton du Supérieur. (Corrigan et al. 2009; Hoffman, 1988; St-Onge, et al., 2006). Le SEPC occupe le territoire québécois et labradorien compris entre les cratons archéens du Supérieur à l'ouest et de Nain à l'est et est recoupé au sud par l'orogène protérozoïque du Grenville (figure 1). Un modèle géodynamique analogue à la collision entre les continents indien et eurasien au Cénozoïque a d'abord été proposé par Hoffman (1990). Ce modèle permettait entre autres d'expliquer le mouvement opposé des décrochements des orogènes Torngat (senestre) et du NV1ouveau-Québec (dextre). Des similarités quant à la durée et la nature des évènements tectonométamorphiques ont ensuite été mises de l'avant par St-Onge et al. (2005). Plus récemment, la découverte de boudins de roche mafique au faciès des éclogites suggère la présence d'un gradient de haute pression dans la ceinture de Cape Smith (Weller et St-Onge, 2017). L'OTH représente donc une excellente opportunité pour l'étude des environnements géodynamiques de collision à une période charnière de l'histoire terrestre marquée par la transition de la tectonique archéenne à la tectonique des plaques modernes (Condie and O'Neill, 2010). L'étude de la PSCE est particulièrement intéressante puisqu'elle se distingue au sein de OTH par la préservation de matériel juvénile, par rapport à plusieurs autres ceintures orogéniques qui contiennent uniquement les marges déformées de microcontinents archéens (Hoffman, 1988).

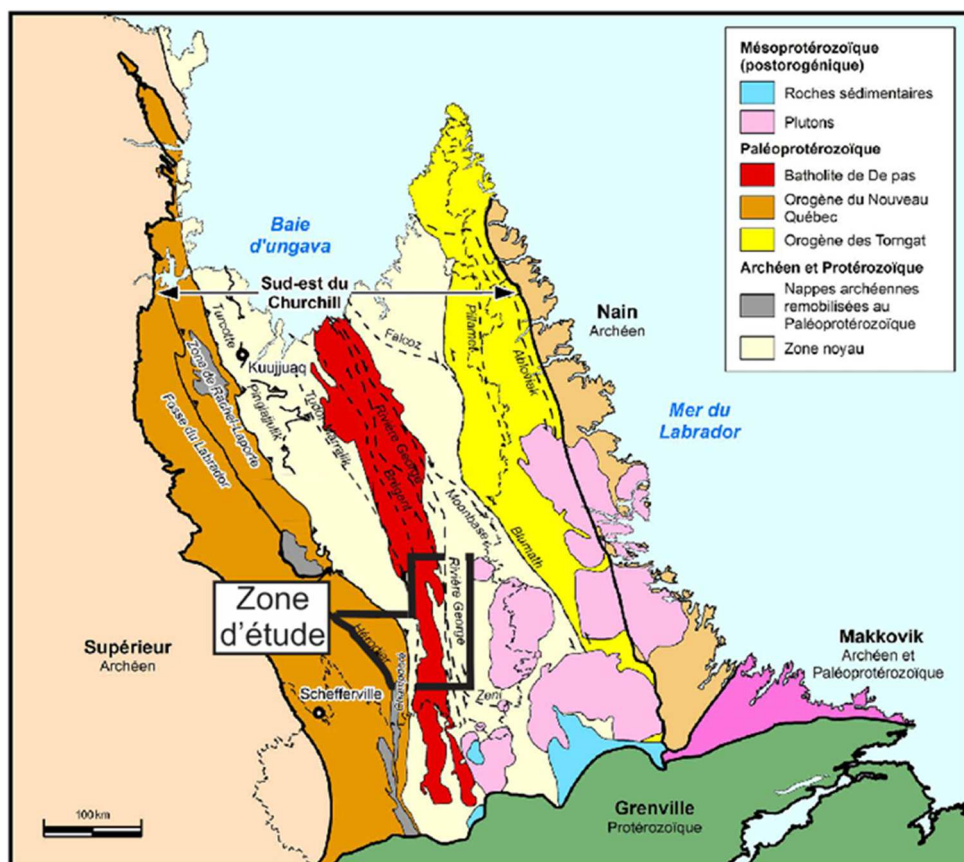


Figure 1 : Carte du sud-est de la Province de Churchill et localisation de la zone d'étude (Charette et al., 2016)

Le présent rapport préliminaire débute avec une présentation de la géologie régionale accentuant les informations structurales. Les résultats présentés comportent d'abord une analyse structurale couvrant partiellement les feuillets SNRC 23P, 23O et 24A (figure 1). L'analyse s'appuie sur le traitement du levé aéromagnétique accentuant les structures superficielles de la région. L'analyse structurale est accompagnée de descriptions de la déformation à l'échelle macroscopique et microscopique. Le rapport contient les descriptions des microstructures de la déformation de 48 lames minces orientées. Ces observations sont ensuite employées à l'application du thermomètre qualitatif de la déformation développée par Stipp *et al.* (2002).

Géologie structurale régionale

Le SEPC est un amalgame de trois domaines lithotectoniques dont la structure actuelle est le produit des orogènes des Torngat (OT) et du Nouveau-Québec (ONQ). Ces orogènes représentent respectivement les domaines oriental et occidental, alors que la Zone noyau est intercalée entre les deux (figure 1). Une synthèse des travaux antérieurs de géochronologie, de pétrologie et de géophysiques a abouti à un modèle géodynamique par accréation successive en régime de transpression de la Zone noyau avec le Craton de Nain (OT) (1,87 à 1,85 Ga) puis de la Zone noyau avec le craton du Supérieur (ONQ) (1,82 à 1,77 Ga) (Wardle et al. 2002). Toutefois, les mêmes auteurs mettent en évidence le manque d'information sur la chronologie des grandes structures particulièrement pour la portion ouest de la Zone noyau et de l'ONQ. Plus récemment, les travaux du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) ont permis de réaliser une cartographie systématique à l'échelle 1 pour 250 000 à laquelle s'ajoute les travaux de Charette (2016) en géothermobarométrie et géochronologie sur un transect de la portion est de la Zone noyau et de l'ouest de l'OT. Charette (2016) remarque entre autres la surimpression de fabriques en décrochement sur les assemblages métamorphiques du champ de la sillimanite. La Zone noyau contient un amalgame de domaines lithotectoniques discriminés à partir de critères pétrologiques, métamorphiques, géochronologiques (James et al., 1996; James et Dunning, 2000; van der Leeden, 1990 ; Corrigan *et al.*, 2015). Ainsi, les structures majeures en décrochement tels les cisaillements de la Rivière George, du Lac Moonbase et du Lac Tudor juxtaposent des terrains potentiellement exotiques. Par exemple, la zone de cisaillement du Lac Tudor (ZCLT) juxtapose le batholite de De Pas avec les métasédiments de la Zone de Rachel-Laporte (Girard, 1990, van der Leeden *et al.*, 1990; James et Dunning 2000) et la zone de cisaillement de la Rivière George (ZCRG) sépare un domaine néoarchéen (environ 2,7 Ga) et un bloc juvéniles paléoprotozoïque (environ 2,5 à 2,35 Ga) (Corrigan et al. 2015). Alors, il est possible que ces structures aient un historique complexe incluant un rôle dans le collage primaire des blocs, avant d'être réactivées en décrochement.

Structure de l'Orogène du Nouveau-Québec

La portion nord de l'ONQ a été étudiée par Wares et Goutier (1990) qui décrivent une ceinture de plis et de chevauchement comprenant une première phase de chevauchement le long d'un décollement à faible angle suivit du raccourcissement principal à la faveur de failles et de plis à fort angle. Goulet (1995) a identifié une phase de plis isoclinaux repris par des plis ouverts. Les travaux mentionnés précédemment décrivent principalement la déformation des roches supracrustales de la Fosse du Labrador qui sont limitées à l'est par la faille du Lac Hérodier, où la Zone de Rachel-Laporte chevauche la Fosse du Labrador (Clark et Wares, 2004).

Dans le secteur d'étude, la faille en chevauchement entre la Fosse du Labrador et la Zone de Rachel-Laporte est nommée faille du lac Keato (Baragar, 1967) et faille du Lac Elsie (Girard 1995). En s'appuyant sur les corrélations stratigraphiques entre les formations sédimentaires de la Fosse du Labrador et celles de la Zone de Rachel-Laporte, Girard (1995) lui attribue une composante de déplacement normal. Cette affirmation est par contre remise en doute par les récents travaux de Henrique Pinto *et al.* (en préparation), qui démontrent que les sédiments de la Zone de Rachel-Laporte ont une origine distincte de ceux de la Fosse du Labrador. Les métasédiments de la Zone de Rachel-Laporte présentent une foliation NW rectiligne qui est affectée par un clivage de crénulation d'orientation 240 et 340°(Charette et al., 2016).

La transition entre la Zone noyau et l'ONQ demeure sujette à discussion. Pour la portion sud, la limite proposée est la ZCLT à mouvement transpressif dextre (van der Leeden et al., 1990) et contemporaine au métamorphisme du faciès des amphibolites supérieur (James et Dunning, 2000). Cette structure n'est pas présente dans la portion nord (Bardoux et al., 1998). Les levées aéromagnétiques suggèrent qu'elle s'incurve vers le NW et pourrait se joindre à d'autres failles de chevauchement présentes au nord de l'ONQ (Wardle et al., 2002) ou la zone de cisaillement de la Rivière Marralik (Charrette et al., 2016). La ZCLT affecte les

granitoïdes du Batholite de De Pas, mais il y a des injections granitiques associées au batholite qui recoupent également les fabriques mylonitiques, de sorte que Charrette et al., (2016) attribuent le cisaillement à une période antérieure à 1805 Ma, âge minimum du Batholite de De Pas. D'autres datations ont été réalisées au Labrador et indiquent un âge minimal de la déformation à 1802 ± 9/-14 (James et Dunning, 2000).

D'autres structures NS importantes se trouvent entre la ZCLT et le chevauchement au contact de la Zone de Rachel-Laporte avec la Fosse du Labrador. Parmi ces structures, la faille du Lac Turcotte est l'une des mieux connues. Elle est observée à l'ouest de Kuujuaq par Poirier (1989). La Zone noyau chevaucherait la Zone de Rachel-Laporte le long de cette faille marquée par la présence de mylonites. Dans le secteur d'étude, la zone de cisaillement de Champdoré (Hammouche et al., 2011) se trouve au contact entre la Zone de Rachel-Laporte et le domaine de Mckenzie attribué à la Zone noyau (James et Dunning, 2000). Le mouvement de cette zone de cisaillement est indéterminé (Hammouche et al., 2011). Il existe donc plus d'une structure majeure dans la région d'étude qui pourrait correspondre à la limite est de la Zone noyau.

Structure de la Zone noyau

Le terme de la Zone noyau a été introduit par James et al., (1996) pour définir l'assemblage de roches plutoniques et métamorphiques d'âge archéen et paléoprotérozoïque se trouvant entre les roches supracrustales de la Zone de Rachel-Laporte et l'OT. La Zone noyau est disséquée par de grandes zones de cisaillement ductiles qui délimitent des sous-domaines (James et Dunning, 2000; Girard, 1900a).

Le domaine de Mistinibi-Raude occupe le territoire à l'est de la ZCRG. Il est principalement composé des paragneiss migmatitisés du Complexe de Mistinibi, de la suite intrusive de Palatin et de la ceinture volcanique de Ntshuku (van der Leeden *et al.*, 1990). Le métamorphisme y est assumé paléoprotérozoïque et contemporain au grain structural orienté vers le nord-ouest (James et Dunning, 2000). La foliation y est pénétrative verticale et contient des linéations

subhorizontales (van der Leeden *et al.*, 1990; Hammouche *et al.*, 2012). Au sud, le domaine de Mistinibi-Raude est en contact tectonique avec le domaine d'Orma le long de la Zone de cisaillement du Lac Zéni. Il s'agit d'un domaine néoarchéen composé en partie d'orthoogneiss tonalitique, de roches supracrustales et d'intrusions mylonitisés (James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000; James *et al.*, 2003; Hammouche *et al.*, 2012).

La ZCRG occupe un corridor nord-sud d'une largeur de 6 à 20 km. Dans cette bande, les unités géologiques sont amincies et totalement transposées dans la foliation mylonitique (van der Leeden *et al.*, 1990; Lafrance *et al.*, 2015). Près de la Baie d'Ungava, l'âge de ce cisaillement est évalué à 1799 ± 5 Ma sur la base d'une datation sur zircon représentant la fin du métamorphisme (Isnard *et al.*, 1998) alors qu'au Labrador, Dunphy et Skulski (1996) avancent que la ZCRG était faiblement active vers 1825 Ma. Donc, il n'y a actuellement peu de contrainte sur l'âge minimal de la ZCRG advenant le cas où elle aurait été active après le pic métamorphique.

Dans la région présentement décrite, le cisaillement affecte principalement le complexe de la Rivière George, qui est un domaine hétérogène composé de roches ignées intermédiaires à mafiques métamorphisées, de paragneiss et de métavolcanoclastites. La suite intrusive de Palatin (2,3 Ga) (Girard, 1990b), les volcanites bi-modales du Complexe de Ntshuku et les paragneiss du Complexe de Mistinibi sont également localement cisailés (Girard, 1990a; van der Leeden *et al.*, 1990). La fabrique dominante correspond à un aplatissement subvertical marqué par le rubanement mylonitique subvertical qui contient des linéations d'étirements subhorizontales (van der Leeden *et al.*, 1990; Girard, 1990a; Hammouche *et al.*, 2012; et Lafrance *et al.*, 2015). Mêmes si dans l'ensemble la ZCRG présente de linéation subhorizontales, des linéations abruptes plongeant vers le SW affectent les minéraux métamorphiques dans le secteur de la rivière Déat (Girard, 1990c) Cette zone se trouve au sud du groupe de la Hutte sauvage et présente une déformation intense d'une largeur d'une vingtaine de kilomètres associée à la ZCRG (Girard, 1990c).

Une dominance d'indicateurs cinématiques dextre est rapportée, de même que plusieurs senestres et de rares verticaux (Girard, 1990a; van der Leeden *et al.*, 1990, Hammouche *et al.*, 2012; Lafrance *et al.*, 2015). Van der Leeden *et al.* (1990) proposent donc que l'historique de la cinématique de la ZCRG dans le secteur du lac de la Hutte sauvage est complexe et débiterait par un décrochement ductile dextre, suivi par une extension oblique senestre et qui se terminerait par un épisode de contraction tardive à la limite fragile-ductile. Cette séquence permettrait la mise en place du groupe de la Hutte sauvage en contact avec la ZCRG durant la phase extensionnelle (van der Leeden *et al.* 1990). Le groupe de la Hutte sauvage est interprété comme une séquence sédimentaire épicrotonique d'âge paléoprotérozoïque (Girard, 1992). Ce groupe est en contact avec la ZCRG et ne présente pas de fabrique de décrochement. Il est également déposé en discordance sur le complexe de Mistinibi (Girard, 1990; van der Leeden *et al.*, 1990). Près de la baie d'Ungava, la ZCRG montrerait également un mouvement dextre combiné à un déplacement normal vers l'est (Bardoux *et al.*, 1998).

Le Batholite de De Pas occupe une proportion majeure du territoire de la Zone noyau et est situé majoritairement entre la ZCLT et la ZCRG qui affectent ces roches. Il fait 23 à 40 km de largeur et s'étend sur plus de 600 km de longueur, selon un axe NNW-SSE. Il est composé de granitoïdes souvent à phénocristaux de feldspaths potassiques (Lafrance *et al.*, 2016; James *et al.*, 1996; Martelain *et al.*, 1998). Dans le segment sud, un faciès à orthopyroxène a été décrit à l'intérieure de la moitié ouest. Ce faciès est interprété comme étant comagmatique avec les granitoïdes hydratés (Martelain *et al.*, 1998). La tendance d'évolution des magmas indique qu'il s'agit d'une intrusion d'affinité calco-alkaline (Martelain *et al.*, 1998) et il est interprété comme un arc subductionnel (van der Leeden *et al.*, 1990; Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000) ou syncollisionnel (Wardle *et al.*, 1990). Il a aussi subi une contamination par les roches archéennes encaissantes (Dunphy et Skulski, 1996). Le Batholite de De Pas est affecté par la ZCRG et la ZCLT (Lafrance *et al.*, 2015, Girard, 1990a). La déformation est plus

prononcée dans les flancs est et ouest alors qu'au centre la déformation est fréquemment nulle. Des plis déversés vers l'ouest d'axe NNW-SSE affectent le flanc ouest du Batholite de De Pas (Hammouche *et al.*, 2011).

Modèles tectoniques existants

Un modèle géodynamique pour la PCSE doit prendre en compte la manière dont ont évolué les différents styles de déformations dans le contexte d'une tectonique polyphasée et d'un métamorphisme de haute température sur une période prolongée de 40 à 60 Ma (Charette, 2016). Ellis et Beaumont (1999) ont proposé un modèle en étau où la Zone noyau agit en tant que corps incompetent coincé entre deux blocs rigides, soit les cratons du Supérieur et du Nain. Ce modèle s'appuie sur la présence d'un décollement sous la Zone noyau à la base de la croûte continentale (Hall *et al.*, 1995) et sur un modèle conceptuel d'accrétion par collisions obliques successives (Wardle et van Kranendonk, 1996). Les modélisations prédisent trois affirmations vérifiables : 1) une partie de la déformation de l'ONQ est contemporaine à celle de l'OT 2) la déformation de la Zone noyau est pervasive et contemporaine au stade final de l'OT et de l'ONQ et 3) les cisaillements de la Zone noyau sont synchronisés. Si tel est le cas, l'agencement des zones de cisaillement serait compatible avec le comportement d'une lithosphère affaiblie et caractérisée par un détachement basal.

Un modèle alternatif propose une analogie entre la collision Inde-Eurasie et l'OTH (Hoffman 1990 , St Onge 2006). Dans un tel scénario le SEPC se situe sur le flanc de l'OTH. Donc d'après le modèle analogue à la collision Inde-Eurasie proposé par Hoffman (1990) et St-Onge (2006), la PCSE est en retrait par rapport à l'indenteur que constitue le craton du Supérieur. Auquel cas, l'agencement des zones de cisaillements en décrochement est susceptible de présenter des similitudes avec celui associé à l'extrusion du bloc Indochine dont l'une des caractéristiques est la superposition des fabriques en décrochement sur les assemblages métamorphiques de plus haut grade (Searl 2006, Taponnier *et al.*, 1990). La présence de cette même superposition demeure une hypothèse à valider pour la ZCLT et la ZCRG. De même que le synchronisme entre les zones

de cisaillements composant un agencement dont la cinématique permettrait un mouvement l'extrusion.

Problématique

Les modèles ayant été proposés dans la littérature se distinguent principalement par la relation temporelle qu'ils impliquent entre le pic métamorphique correspondant à la collision et la déformation. Le modèle en étau prédit une déformation synmétamorphique compatible avec le comportement affaibli de la Zone noyau qui subit un important événement de fusion partielle. Alors que le modèle d'extrusion prévoit une déformation postmétamorphique. Chacun de ces modèles implique toutefois que les cisaillements senestre et dextre sont cinématiquement liés, ce qui n'est pas forcément le cas, ouvrant ainsi la porte à d'autres propositions. La problématique de ce projet se décline en deux aspects, d'abord identifier le style de la déformation puis définir l'état thermique des zones de cisaillements paléoprotérozoïques du Lac Tudor et de la Rivière George dans le contexte d'un mouvement prolongé et actif durant l'exhumation devant être validé.

Objectifs

Ce projet de maîtrise vise à décrire les styles de déformations présents dans le sud de la PCSE et leur relation temporelle. Il se traduit par trois sous objectifs précis.

- 1) Réaliser une analyse structurale et décrire les différentes fabriques du secteur
 - i) Identifier les différentes phases de plissement de l'ONQ et leurs relations avec la ZCLT suivie de la construction d'une coupe structurale.
 - ii) Décrire les zones de cisaillement à l'est de la ZCRG et la nature de leur relation avec cette dernière.
 - iii) Tester la présence de structures profondes et intermédiaires.
- 2) Définir à quelle gamme de température ont été actives les Zones de cisaillement de la Rivière George et du Lac Tudor et comparer les résultats du thermomètre des axes-c du quartz et du Ti dans le quartz.

- 3) Dater la déformation dans les zones de cisaillement de la Rivière George et du Lac Tudor et associer à ces âges une température afin de pouvoir utiliser la température comme intermédiaire du temps.

Méthodologie

L'analyse structurale traite l'ensemble des mesures du secteur d'étude qui ont été mesurées durant quelques campagnes de cartographie géologique menée par le MERN depuis 2009 et disponibles dans le SIGEOM. Afin de simplifier les projections stéréographiques, les structures planaires sont regroupées en une seule catégorie comprenant les foliations, les gneissosités et les rubanements mylonitiques. À noter que les rubanements migmatitiques ne sont pas traités dans le présent rapport. Le levé aéromagnétique de haute résolution est utilisé de manière complémentaire aux mesures de terrain. Ce dernier est d'abord filtré afin de conserver uniquement le signal de surface. Par la suite, un traitement de type tilt est appliqué pour annuler les décalages dues au pendage des structures et des contacts géologiques. Il met aussi en valeur les contrastes de susceptibilités magnétiques présents dans le socle rocheux (Miller et Singh, 1994). La carte du tilt a ensuite été utilisée pour tracer des linéaments structuraux. La figure 2 présente ces linéaments, de même que les domaines structuraux, les grandes structures et la position des échantillons. Un total de sept domaines structuraux ont été définis. Les domaines et sous-domaines sont traités individuellement selon des attributs structuraux propre à chaque domaine, par exemple l'attitude des plans axiaux, des axes de plis ou des linéations.

Les axes de plis théoriques sont calculés pour les domaines présentant du plissement. Cette structure théorique correspond au pôle du grand cercle passant par les pôles des foliations affectées par le plissement.

Dans les domaines structuraux contenant un nombre significatif de mesure de crénulation, celles-ci ont été traitées selon trois catégories ; les foliations S_2 , les foliations S_3 et les foliations de phase inconnues, soit dans les cas où une seule foliation de phase indéterminées est présente sur les affleurements. Toutefois, il n'est pas question ici de corréliser les phases de déformation des domaines ou

sous-domaines structuraux entre eux. S_1 est employé comme première phase de déformation par défaut pour tous les domaines.

Recristallisation dynamique et température de déformation

Une méthode d'approximation de la température de la déformation a été développée par Stipp et al. (2002). L'étude d'une zone de cisaillement contemporaine à un métamorphisme de contact a permis d'associer des microstructures de recristallisation dynamique du quartz à des températures évaluées par géothermobarométrie sur les assemblages métamorphiques. Ainsi ils associent le BLG à des températures entre 280 et 400 °C. La recristallisation dynamique du quartz est alors incomplète et il se comporte partiellement tel un porphyroclaste. Il est aussi mentionné qu'à l'intérieur de cette plage, la hausse de la température entraîne plus de saturation entre les grains. Une microstructure de cœur et manteau commence à se former dans la zone de transition avec le SGR. Entre 400 et 500 °C, le quartz recristallise par SGR, qui est caractérisé par la microstructure de polygonisation, puis entre 500 et 700 °C par GBM. Ce mécanisme est subdivisé en deux plages de température. Une première de 500 à 630 °C où la recristallisation est limitée par les minéraux étrangers. Menant entre autre à la formation de de microstructures en pincement. Puis entre 630 et 700 °C la recristallisation n'est plus influencée par les autres minéraux. La taille des grains de quartz augmente jusqu'à dépasser le millimètre et ceux-ci entourent les autres minéraux. Les extinctions de type «chess board» sont aussi courantes. Les températures au-delà de 700 °C ne sont pas traitées par ce thermomètre. Dans le cas où il y a plus d'un mécanisme de recristallisation dynamique actif, il s'agit d'évaluer lequel est dominant, puisque c'est ainsi que la méthode a été développée. En se basant sur ces critères microstructuraux, il est possible d'associer des plages de température aux échantillons décrits aux tableaux 1 à 5. Par contre la température de déformation n'est pas le seul paramètre influençant les mécanismes de recristallisation. L'affaiblissement de la roche par la présence d'eau peut favoriser les glissements de type prisme [c] (Law, 2014), qui sont à l'origine des extinctions de type «chess board». Le taux de déformation peut aussi influencer sur les microstructures de déformation, si ce dernier est plus faible, les

températures seront sous-estimées (Stipp et al., 2002b). Le thermomètre est donc calibré pour un taux de déformation de 10^{-14} s^{-1} à 10^{-12} s^{-1} .

Résultats

Orogène du Nouveau-Québec

Le domaine 1 se trouve à l'extrémité occidentale du secteur d'étude, il est séparé de la Fosse du Labrador par la Faille du Lac Keato (Baragar, 1967.) qui n'est pas accessible en affleurement dans le secteur. Toutefois, cette structure est bien marquée par des linéaments d'orientation NW-SE. Ce domaine est composé d'une séquence monotone de métasédiments. La stratification primaire est totalement transposée dans une foliation régulière d'attitude moyenne $052^\circ/17^\circ$ (figure 2) qui est définie par l'orientation des micas. Le domaine est possiblement localement affecté par des plis couchés (figure 3), tel qu'observé par Girard (1995).

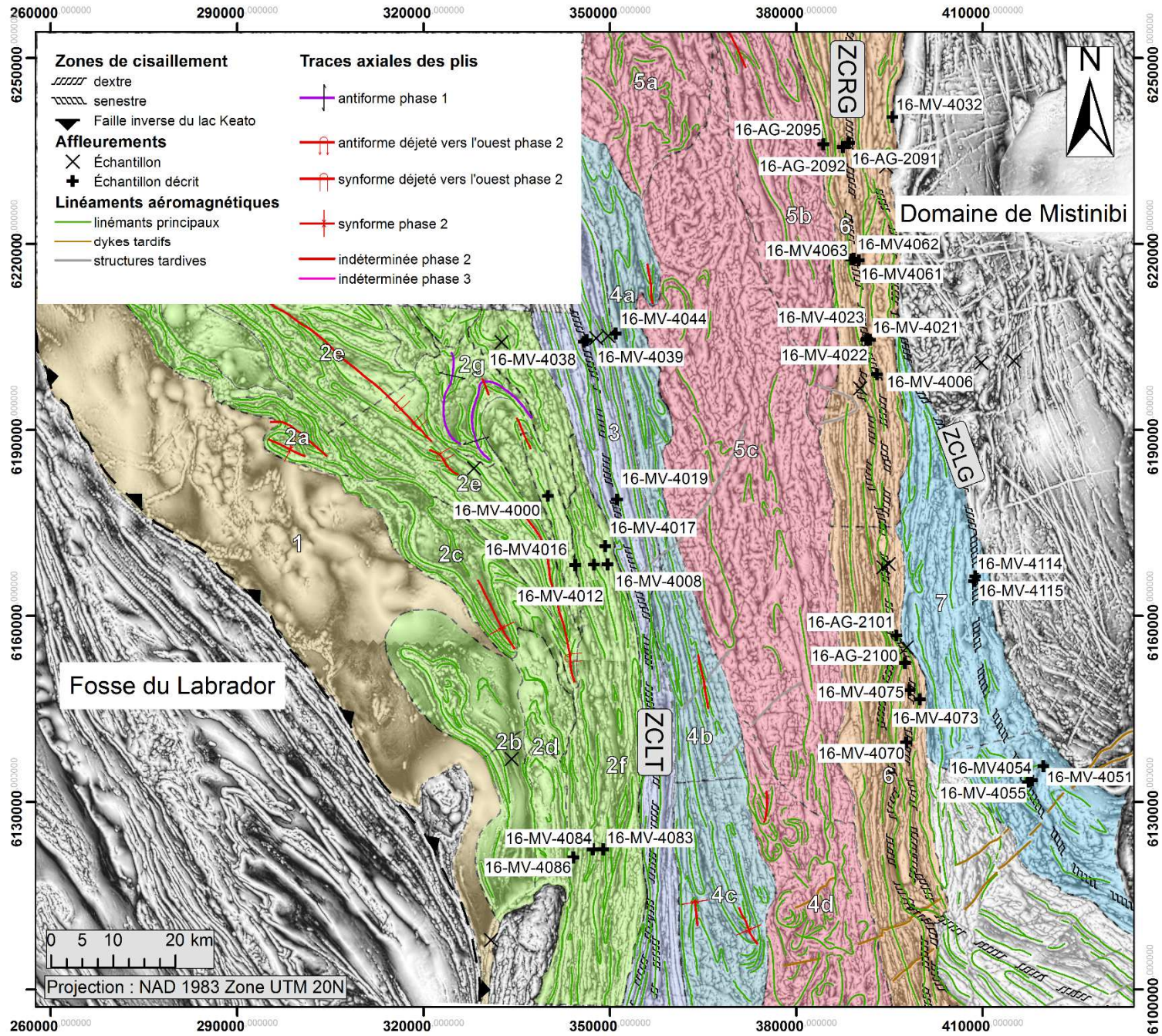
Le domaine 2 regroupe plusieurs sous-domaines qui ont pour caractéristiques communes d'être plissés. de même qu'une possible influence de la ZCLT sur la ceinture de plis et de chevauchements. Le domaine 2 présente régulièrement de la crénulation. Les traces axiales des plis interprétés montrent aussi des patrons d'interférences formés par la superposition de plis (figure 2). Ce domaine est affecté par plus d'une phase de déformation.

Sur la carte d'interprétation du traitement tilt (figure 2), les sous-domaines montrent une convergence des traces axiales en s'approchant de la ZCLT. Le domaine 2a présente un plissement approximativement N-S. La charnière théorique est estimée à $099^\circ/34^\circ$ et le pli observé au sud du domaine correspondrait à un synforme plongeant modérément vers l'est.

Les sous-domaines 2c et 2e montrent une distribution des pôles des foliations se plaçant approximativement le long de grands cercles (figure 3). Ces distributions, combinées aux nombreux linéaments plissés (figure 2) et aux mesures de plans axiaux et de charnières de plis indiquent que ces domaines sont affectés par des plis. Le sous-domaine 2c est composé d'un synforme et d'un antiforme tout deux déjetés vers l'ouest. L'axe théorique des plis est estimé subhorizontal et orienté vers le SE. Le sous-domaine 2e est scindé en une partie nord et une partie sud,

car les fermetures de plis sont respectivement en direction NW et SE. Les charnières mesurées et calculées sont très faiblement inclinées et leurs plongées mènent à des contradictions entre les fermetures du pli et la géométrie antiforme du pli. Ce sous-domaine est formé d'un antiforme déversé vers l'ouest de plan axial $300^{\circ}/69^{\circ}$ au sud et indéterminé au nord. De plus, deux mesures de S_3 sont projetées sur le stéréogramme, celles-ci sont proches des plans axiaux et pourraient donc correspondre au clivage associé à la formation de ce pli. Les linéaments de la carte aéromagnétique montrent une géométrie de bassin produite par l'interférence du premier pli de plan axial ($300^{\circ}/69^{\circ}$) avec une seconde phase de plissement d'orientation approximativement NE tel qu'interprété à la figure 2. La plongée de l'antiforme du sous-domaine 2e est estimée subhorizontale et le plissement d'axe NE demeure très ouvert et de grande amplitude.

Figure 2 : Carte d'interprétation dutraitement tilt et de l'analyse structural



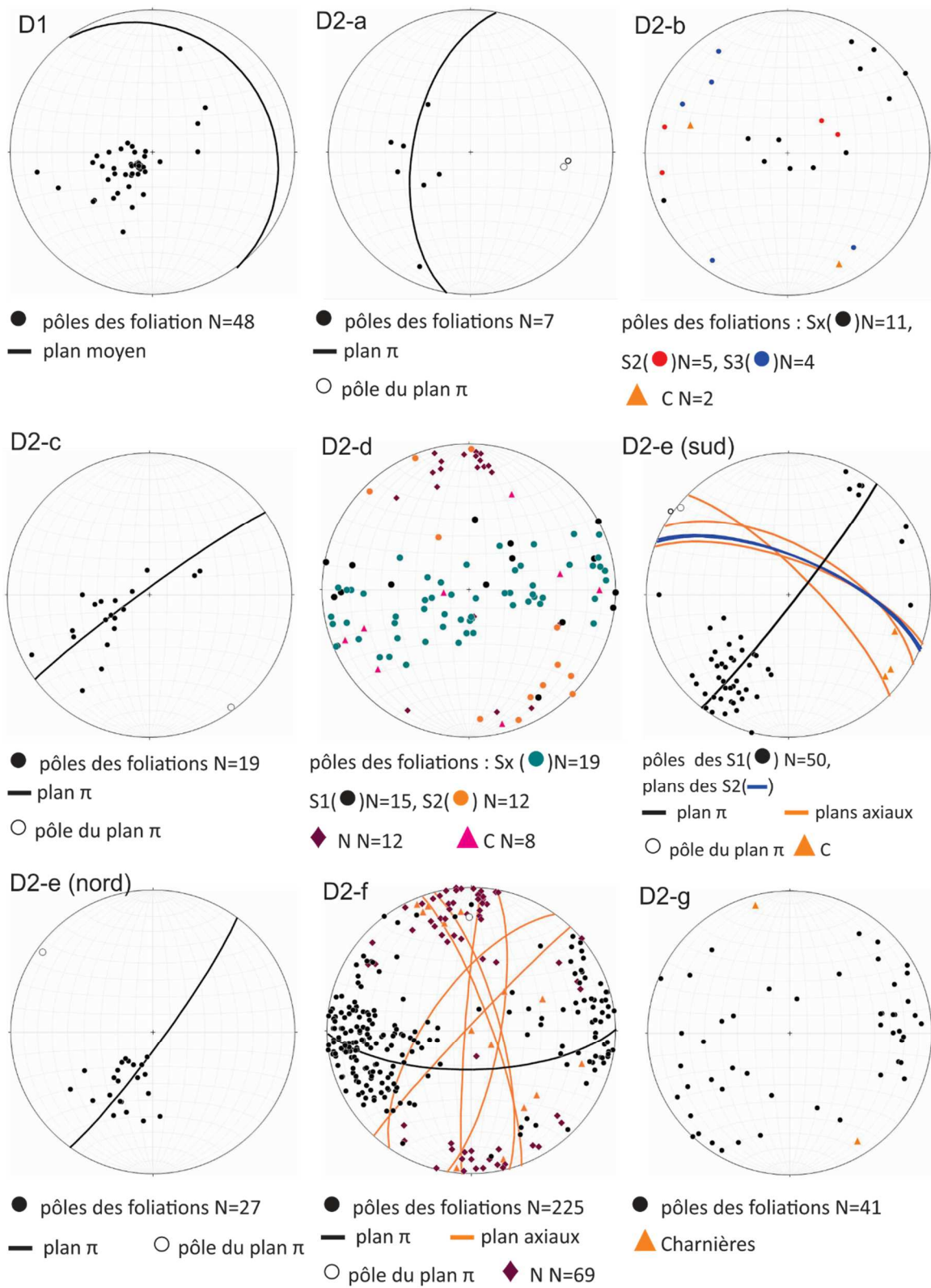


Figure 3 : Stéréogrammes des domaines 1 et 2 (N=linéations d'étirement minéral; C=charnières)

Les sous-domaines 2b et 2d sont ceux où la crénulation est la plus pervasive. La distribution des pôles des S_n du sous-domaine 2d forme un grand cercle se superposant à celui formé par les S_2 . (figure 3). Donc lorsqu'une seule foliation est observée sur un affleurement, il s'agit vraisemblablement d'une S_2 . Dans le domaine 2d, cette fabrique est distribuée selon un patron de pli concentrique dont l'axe est estimé à $347^\circ/03^\circ$. Il y a par contre très peu des charnières mesurées qui correspondent à cet axe de pli théorique. Les charnières mesurées sont plutôt contenues dans le grand cercle des S_2 . Une hypothèse expliquant cela serait la difficulté de distinguer sur le terrain les linéations d'intersections entre les S_2 et les S_3 avec les véritables charnières. Quant aux linéations minérales, elles correspondent bien à l'attitude de la charnière théorique et indiquent un plus fort étirement dans l'axe N-S que dans le reste du domaine 2. Contrairement au sous-domaine 2e, les S_3 ne sont pas compatibles avec les plis d'axe N-S étant donné que le plan moyen ne contient pas la charnière théorique. La distribution des foliations S_2 et S_n pourrait décrire un grand cercle, mais le nombre de mesures n'est pas suffisant pour définir le type de plis. De la même manière que dans le sous-domaine 2d, les S_3 sont de même orientation que la trace axiale de ces plis tardifs. Le sous-domaine 2f est caractérisé par des plis isoclinaux. Leurs charnières mesurées et théoriques présentent un faible plongement vers le nord tout comme la moyenne des linéations minérales. Quelques plans axiaux mesurés sont compatibles avec le plissement des fabriques planaires.

Les pôles du sous-domaine 2g sont distribués d'une manière très dispersée. Il en ressort quand même un patron suggérant qu'il y a un plissement antiforme. Les mesures ne se prêtent pas à estimer la charnière théorique étant donnée la grande variabilité des données. Cette distribution est due au patron d'interférence en crochet de type 2 (Ramsay et Huber, 1987; figure 2). Il est possible d'y observer la trace axiale d'un pli antiforme isoclinal (Poirier, 1995) qui est reprise par un pli d'axe N-S.

Le domaine 3 correspond à la ZCLT. Il est caractérisé par des linéaments rectilignes et des troncatures (figure 2). Il se distingue par l'absence de plissements dans les linéaments. Les fabriques planaires sont constantes et ont une attitude moyenne de $170^{\circ}/89^{\circ}$ alors que la dizaine de linéations mesurées ont une plongée modérée vers le nord à $353^{\circ}/35^{\circ}$ (figure 4).

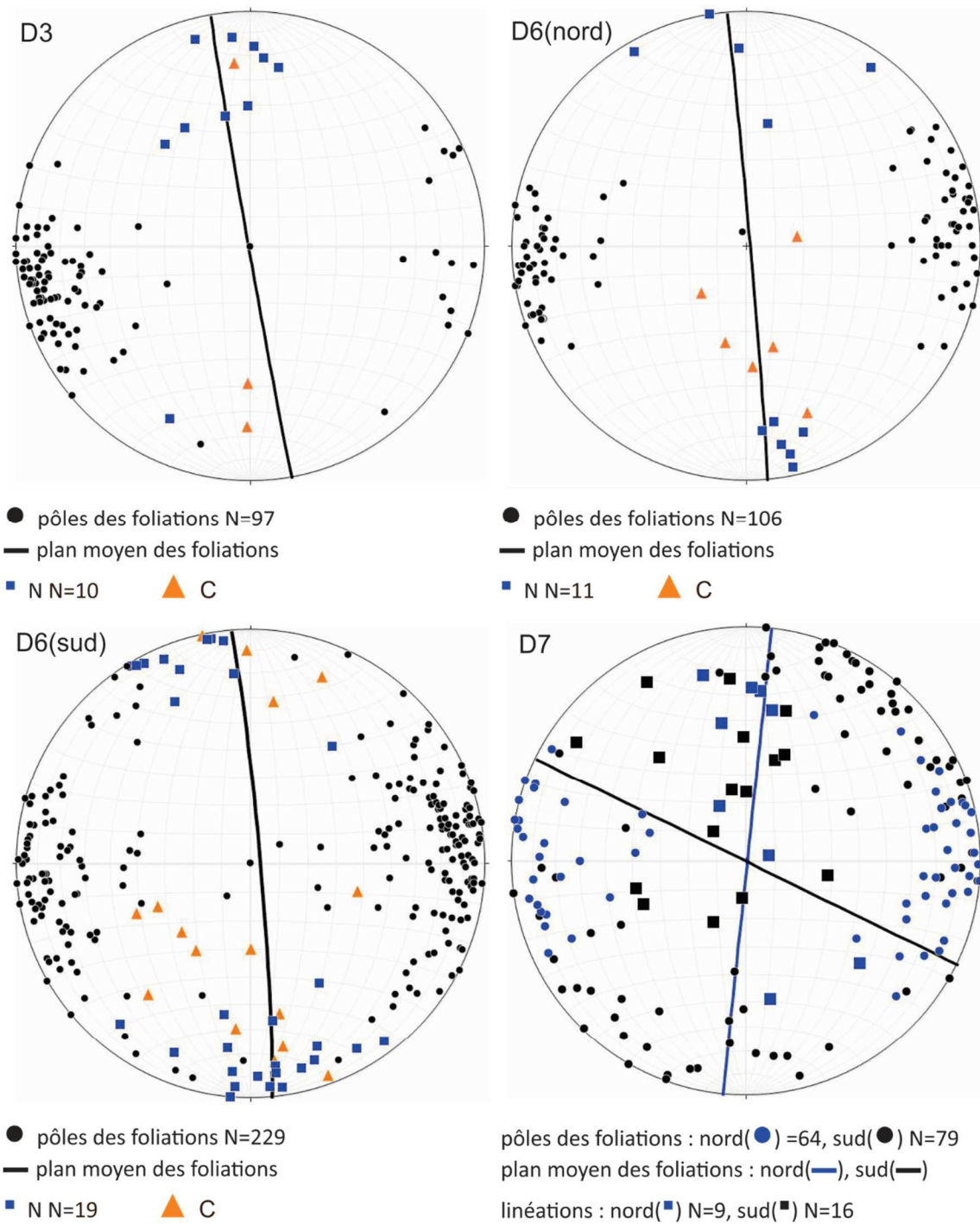


Figure 4 : Stéréogrammes des domaines 3, 6 et 7 (N=linéations d'étirement minéral; C=charnières)

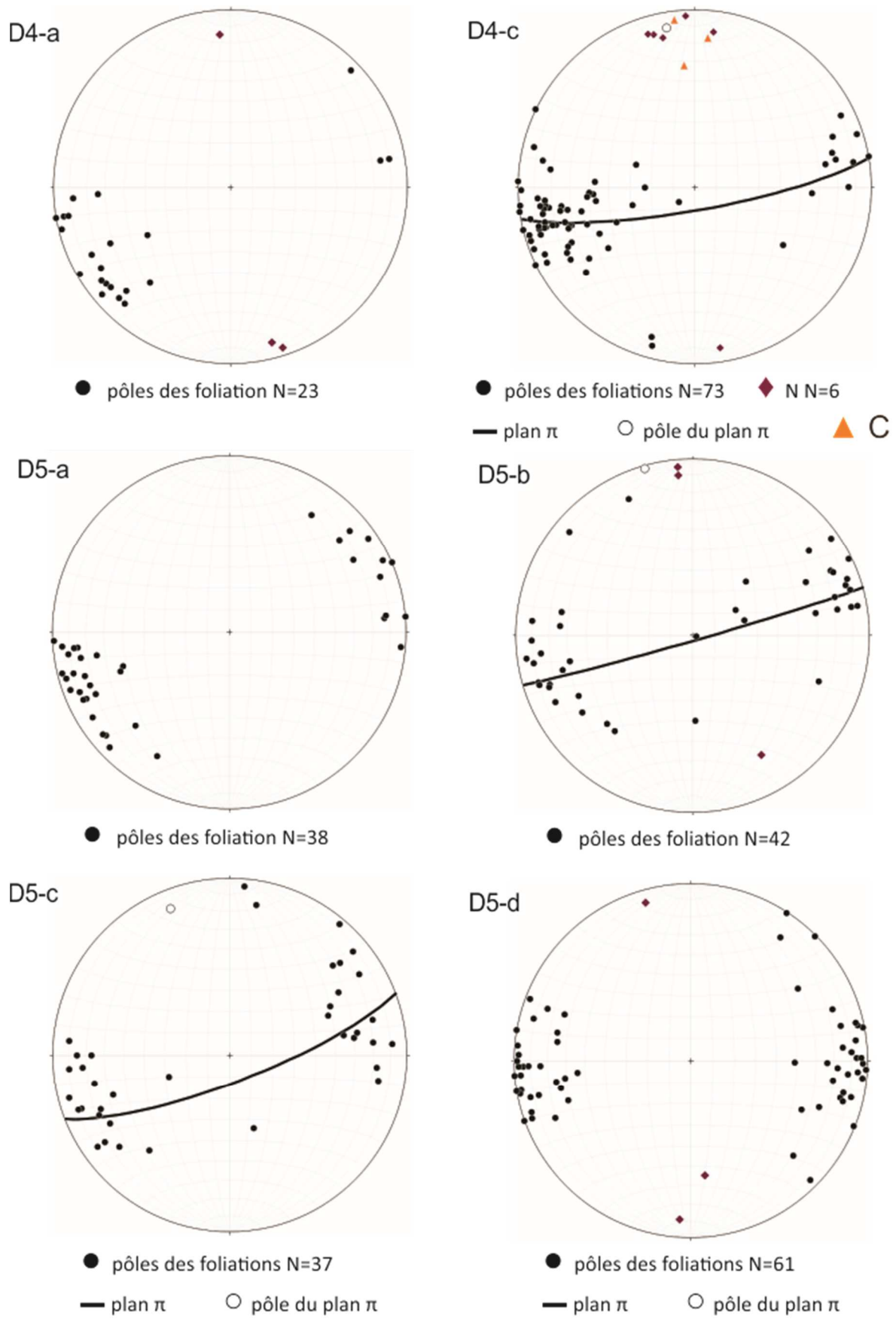


Figure 5 : Stéréogramme des domaines 4 et 5 (N=linéations d'étirement minéral; C=charnières)

Le domaine 4 occupe la portion ouest du Batholite de De Pas. L'interprétation des linéaments suggère la présence d'un plissement isoclinal d'orientation NNW-SSE à N-S. Ce plissement et la déformation beaucoup moins intense sont les caractéristiques qui le distinguent du domaine 3. La distribution des pôles de foliation y est également plus dispersée (figure 5). Il est localement possible d'observer le rubanement magmatique primaire. Le domaine 4 est subdivisé en trois sous-domaines afin d'analyser plus localement le plissement et de ne pas générer de distorsion en combinant le secteur sud qui est cartographié au 1 pour 50 000.

L'analyse du sous-domaine 4c montre une distribution des pôles de foliation légèrement elliptique par laquelle passe un grand cercle définissant une charnière théorique ayant une plongée très faible vers le nord, ce qui est cohérent avec les mesures de linéations et de charnières. L'ensemble de ces informations suggère la présence de plis serrés à isoclinaux dans ce sous-domaine. Un plan axial d'orientation 340° et de pendage inconnu, a été mesuré dans le sous-domaine 3b. La distribution des pôles de foliation des sous-domaines 4a et 4b est similaire à celle du 4c, mais le nombre de mesures est insuffisant pour estimer un grand cercle passant par les pôles des foliations.

Le domaine 4 forme une bande adjacente à la ZCLT affectée par des plis isoclinaux de trace axiale généralement parallèle aux linéaments du cisaillement. L'orientation de ces plis dévie légèrement dans le sous-domaine 4c et forme un angle maximal de 30° avec la ZCLT. Il est également intéressant de remarquer que les linéations des domaines 2 et 4 sont subhorizontales alors que la moyenne pour le domaine 3 (ZCLT) plonge à 35° vers le nord.

La Zone noyau

Le domaine 5 comprend essentiellement le Batholite de De Pas. Il est moins déformé que le domaine 4. La signature aéromagnétique est diffuse et chaotique. Peu de linéaments sont observables, particulièrement dans le sous-domaine 5c. Ils sont généralement plissés et forment de possibles patrons d'interférences de plis dans le sous-domaine 5b. Le sous-domaine 5d est aussi caractérisé par des linéaments plissés et replissés (figure 2) similaires à ce qui a été décrit dans le domaine de Crossroad, au Labrador (James *et al.*, 1996). Les sous-domaines 5b et 5c ont des distributions des pôles de foliation similaires. Elles forment deux amas, ce qui suggère la présence d'un plissement isoclinal à charnière théorique subhorizontale d'orientation NNW (figure 5). Cela est en accord avec l'interprétation des linéaments (figure 2).

La ZCRG traverse l'ensemble du secteur d'étude et affecte une variété de lithologies, principalement des roches ignées felsiques à intermédiaires. La déformation se manifeste par des textures porphyroclastiques et un rubanement mylonitique. Par endroits, la déformation est suffisamment importante pour former des ultramylonites. Les indicateurs cinématiques observés en affleurement sont en majorité dextres. Il s'agit principalement de fabrique C'/C, C/S et de porphyroclastes de type sigma ou delta (figure 10). La ZCRG est subdivisée en deux parties. Dans le domaine 6 (nord), les linéations mesurées ont une attitude moyenne de $170^{\circ}/14^{\circ}$ et sont contenues dans un plan de cisaillement principal d'attitude $355^{\circ}/89^{\circ}$. Quant au domaine 6 (sud), la linéation moyenne est de $170^{\circ}/06^{\circ}$ et le plan de cisaillement moyen a une attitude de $355^{\circ}/87^{\circ}$. Ces attributs structuraux sont donc très similaires au nord et au sud. La distribution des pôles de foliation est toutefois plus dispersée au sud, dû la déviation du cisaillement (figure 2 et 4). Quant aux charnières de plis mesurées, elles ont majoritairement une plongée modérée vers le sud. Elles sont plus dispersées dans le domaine 6 sud où certaines plongent faiblement vers le nord (figure 4). Des plis intrafoliaux d'échelle métrique sont présents à travers la ZCRG (figure 10)

Au cours des travaux de terrains, plusieurs bandes cisillées d'épaisseur décimétriques à kilométriques ont été observées à l'est du cisaillement de la

Rivière George. Le domaine 7 correspond à ce territoire où se trouve des corridors cisailés intercalé avec des domaines ayant subi peu de déformation. Trois attributs structuraux mènent à ne pas inclure ce secteur dans le même domaine structural que la ZCRG : i) la présence de linéations plongeant généralement entre 30° et 65° vers le nord; ii) une virgation du plan de cisaillement vers le SE; et iii) la présence d'indicateurs cinématiques senestres. Ainsi, la zone de cisaillement occupant le domaine 7 a été nommée la Zone de cisaillement du Lac aux Goélands (ZCLG) d'après le lac éponyme où elle se situe. L'analyse structurale subdivise le domaine entre deux sections. Ainsi, le plan moyen de la portion nord est d'attitude $186^\circ/90^\circ$ alors qu'il est de $116^\circ/90^\circ$ au sud. Ce changement de direction est marqué par une distribution étalée des pôles des foliations entre les deux maximums de densité qui définissent les plans moyens

Microstructures de déformation

Les lames minces ont été préparées à partir des échantillons orientés collectés à l'été 2016. La majorité des lames minces ont été préparées dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie. Les observations pétrographiques sont synthétisées aux tableaux 1 à 5. Pour la présente étude, une attention particulière a été portée aux mécanismes de déformation du quartz et aux indicateurs cinématiques. Les valeurs représentatives de la taille des grains ayant subi de la recristallisation dynamique sont notées pour chaque lame mince.

Tableau 1 : microstructures du domaine 2

Échantillons	SNRC	Est.*	Nord.*	Plan de coupe	roche	texture	% de QZ et mécanisme de recristallisation	extinction «chess board»	GBAR	taille en X (µm)	taille en Z (µm)	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	Indicateur cinématique	sens	plage de température (°C) estimée (Stipp et al., 2002)
16-MV-4000-A-2	23P12	340069	6179359	XZ	M4[S2]	RU FO GR	45 GBM			250	75	MV(15) TL(tr.)			M	S	500-630
16-MV-4008-A	23P11	349667	6168226		I1B[M3]	FO GR	20 GBM SGR	X	X	150	150		BT(4)				630-700
16-MV-4012-A	23P11	347468	6168203	XZ	M14	HJ RU	25 GBM SGR		X	1000	200		DP(25)MV(3)				400-630
16-MV-4016-A-2	23P11	344450	6168117	XZ	M4[S2]	FO RU GR	35 GBM SGR		X	300	200		BT(2)MV(3)				400-630
16-MV-4017-B	23P11	349983	6171391	YZ	M21[M4]	FO GR	25 GBM SGR		X		600		BT(5) HB(3)	BT(5) HB(3)			400-630
16-MV-4083-A1-2	23P03	348971	6122379	XZ	M4[S2]	FO RU	30 GBM SGR	X		800	300		MV(8) SM(1)				630-700
16-MV-4083-B	23P03	348971	6122379	XZ	M4	FO	35 SGR GBM			700	250		SM(4)BT(3) MV(3)		D	D	400-500
16-MV-4084-A3	23P03	347290	6122403	XZ	M4[S2]	FO	30 SGR GBM			150	100	MV(12) BT(2)	MV(12) BT(2)		M	D	400-500
16-MV-4086-A-2	23P03	344173	6121099		M4[S2]	RU GR HG	20 GBM		X	500	200			BT(4) SM(1)			500-630

*les coordonnées sont en UTM zone 20N

Tableau 2 : microstructures du domaine 3

Échantillons	SNRC	Est.*	Nord.*	Plan de coupe	roche	texture	% de QZ et mécanisme de recristallisation	extinction «chess board»	GBAR	taille en X (µm)	taille en Z (µm)	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	Indicateur cinématique	sens	plage de température (°C) estimée (Stipp et al., 2002)
16-MV-4038-A2	23P14	345838	6204215	XZ	I1S[T2]	RU FO PC[PG]GR	20 GBM	X		2250	250	BT(4) OX(1)		ST(tr.)	M D	D	630-700
16-MV-4038-A3-2	23P14	345838	6204215	XZ	I1S[T2]	RU FO PC[HB, PX] GR	18 GBM	X		1800	250	BT(3) OX(3) HB(2)			M D	D	630-700
16-MV-4038-A4	23P14	345838	6204215	XZ	I1S	RU FO	35 GBM	X		3000	500	BT(4) HB(5) PX(tr.)			M	D S	630-700
16-MV-4039-A2	23P14	346278	6204454	XZ	I1S	RU FO	15 GBM	X		2500	800	PX(3) BT(1)					630-700
16-MV-4044-A1-2	23P14	350964	6205546	XZ	I1S	HG RU	20 GBM	X		1200	300	PX(2) BT(1)			M	D	630-700
16-MV-4044-A2-1	23P14	350964	6205546	YZ	I1S	HG FO RU	20 GBM	X			250	PX(2) BT(1)					630-700
16-MV-4019-A	23P11	351199	6178813	YZ	I2P	FO RU GR	12 GBM	X	X		400	PX(3) BT(2)					630-700

*les coordonnées sont en UTM zone 20N

Tableau 3 : microstructures du domaine 6 sud

Échantillons	SNRC	Est.*	Nord.*	Plan de coupe	roche	texture	% de QZ et mécanisme de recristallisation	extinction «chess board»	GBAR	taille en X (µm)	taille en Z (µm)	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	Indicateur cinématique	sens	plage de température (°C) estimée (Stipp et al., 2002)
16-MV-4070-D-2	23P07	397736	6139617	XZ	T2[I1B]	PC[FP] RU	40 GBM BLG	X		450	175	MG(1)		CL(1)			630-700
16-MV-4073-A-2	23P07	399943	6146548	XZ	I2[I2]	PC[FP] RU	15 GBM		X	200	75	PX(1) BT(5)					500-630
16-MV-4075-A-2	23P07	398205	6148051	XZ	I1B[T2]	PC[HB, PG] RU	35 GBM	X	X	1000	150	HB(8) BT(1)					630-700
16-AG-2100-A-2	23P10	397546	6152391	XZ	I1B	PC(FP) RU	30 GBM	X	X	350	125	BT(4)					630-700
16-AG-2101-A-2	23P10	396136	6156824	XZ	T2[I1B]	PC[FP, HB, GR] RU	15 GBM SGR		X	250	75	GR(1) HB(5) BT(2)	GR(1)				500-630

*les coordonnées sont en UTM zone 20N

Tableau 4 : microstructures du domaine 6 nord

Échantillons	SNRC	Est.*	Nord.*	Plan de coupe	roche	texture	% de QZ et mécanisme de recristallisation	extinction «chess board»	GBAR	taille en X (µm)	taille en Z (µm)	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	Indicateur cinématique	sens	plage de température (°C) estimée (Stipp et al., 2002)
16-MV-4062-C	24A02	389258	6217623	XZ	V1[T2]	PC [FP] RU	25 GBM			175	125				H	D	500-630
16-MV-4063-A-2	24A02	388855	6217506	XZ	I1C[T2]	PC [FP]RU GR	35 GBM			200	125				H	D	500-630
16-MV-4061-A-1	24A02	390096	6217337	XZ	V1	HJ HG PC[FP]	55 GBM	X		150	40			EP(tr.) CL(tr.)			500-630
16-MV-4022-A-1	23P15	391431	6204663		T2[I2G]	PC[FP] FO	12 GBM SGR					BT(6)					500-630
16-MV-4006-A-2	23P15	392861	6199095	XZ	V2	RU	25 GBM	X		500	175	MG(1)	BT(4)				500-630
16-MV-4022-B-2	23P15	391431	6204663	XZ	T2[1]	PC [FP]	25 SGR GBM			75	50				H	D	400-500
16-MV-4023-B-2	23P15	391305	6204551	XY	T2[I1B]	PC [FP] RU HG	30 GBM SGR			200	150	BT(2)					400-630
16-MV-4021-A-1	23P15	391864	6204541	XZ	T2[I1]	PC [FP] GR	40 GBM SGR	X	X	400	200	MG(1)		CL(1)			500-630
16-MV-4032-A	24A07	395481	6240488	YZ	T2[V2]	PC[FP,BT,HB]	12 GBM SGR				125	BT(10) HB(3)					500-630
16-MV-4032-B	24A07	395481	6240488	YZ	S2C	HJ HG FO	35 SGR BLG				175	BT(10) HB(3)					400-500
16-AG-2091-A-2	24A07	388487	623677	XZ	I1B[T2]	PC[FP] HG	20 GBM SGR BLG			200	200	BT(1)		CL(1)			400-600
16-MV-2092-A1-2	24A07	387543	6235649	XZ	T2C[I1B]	PC[FP,HB]	22 GBM SGR BLG			100	100	HB(2) BT(1)		CL(1)			400-600
16-MV-2092-A2	24A07	387543	6235649	XZ	T2[I1B]	RU PC[PG]	60 BLG SGR GBM			10	10		CL(tr.) EP(tr.)		D	D	280-400
16-MV-2092-B-2	24A07	387543	6235649	XZ	I1B[T2]	PC [PG] HG	15 SGR GBM BLG			150	100	PX(1)		CL(1) EP(1)			400-500
16-MV-2095-B	24A07	384393	623611	YZ	M21[M4]	RU FO PC[PG] GR	30 BLG GBM	X	X			BT(12) MV(3)					280-400

*les coordonnées sont en UTM zone 20N

Tableau 5 : microstructures du domaine 7

Échantillons	SNRC	Est.*	Nord.*	Plan de coupe	roche	texture	% de QZ et mécanisme de recristallisation	extinction «chess board»	GBAR	taille en X (µm)	taille en Z (µm)	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	Indicateur cinématique	sens	plage de température (°C) estimée (Stipp et al., 2002)
16-MV-4115-A-2	23P09	408645	6165554	XZ	I1D	FO GR PC[PG]	25 GBM		X	250	125		BT(10) OX(1)	BT(10) OX(1)			500-630
16-MV-4115-B2-2	23P09	408645	616554	XZ	M4[M20]	PC[PG] FO	20 GBM			400	250		BT(10) MV(4) PX(1)				500-630
16-MV-4115-C-2	23P09	408645	6165554	XZ	I1B T2	PC (PG) RU	35 GBM SGR			500	250						500-630
16-MV-4055-A-2	23P09	417328	6133173	XZ	I2F[T2]	PC[PG] FO	0					BT(5) HB(2) MG(1)		CB(1)	H	S	500-630
16-MV-4055-C-2	23P09	417328	6133173	XZ	I1B[T2]	RU GR	35 GBM SGR			175	125		EP(4)				500-630
16-MV-4054-D-2	23P09	408645	6165554	XZ	T2C[I2F]	PC[HB,PG,BT] GR	5 GBM			75	75	BT(7) HB(3)		CB(1)	H	S	500-630
16-MV-4051-A	23P09	419781	6135817	XZ	I2C[T2]	PC[PG]	7 GBM		X	100	100	BT(8) HB(3)					500-630

*les coordonnées sont en UTM zone 20N

Microstructures du domaine 2

Les observations de la déformation à l'échelle microscopique ont majoritairement été effectuées dans les échantillons provenant du sous-domaine 2f (figure 2). Ces lames minces proviennent d'échantillons de paragneiss de protolithe arkosique et de quelques migmatites qui ont été cartographiées dans la partie est du sous-domaine. Les observations pétrographiques sont résumées au tableau 1. Le principal mécanisme de recristallisation dynamique du quartz est le «*grain boundary migartion*» (GBM) par lequel se sont formés des rubans et lentilles de quartz allongées. Les grains qui les composent ont des bordures irrégulières (figure 6). Les microstructures typiques de GBM observées sont le pincement, soit lorsque la migration des bordures de grains contourne les autres minéraux, et les extinctions de type «chess board» (microtectonics et Stipp *et al.*, 2002). De la recristallisation dynamique par «subgrain rotation» (SGR) est aussi présente. Elle se manifeste par une microstructure de polygonisation (figure 6) où il se forme des sous-grains polygonaux et de nouveaux grains de même forme. Les bordures entre les grains sont alors droites. Ce mécanisme n'affecte pas seulement les limites de grains, mais aussi l'intérieur (Stipp *et al.*, 2002), tel qu'illustré à la figure 6. Plusieurs lames minces montrent des grains ayant subi divers degrés de «grain boundary reduction area» (GBAR), qui rend les bordures de grains courbes et forme une microstructure partiellement granoblastique de grains à extinction nette (Passchier et Trouw, 2005). Ces microstructures témoignent d'une recristallisation statique, ce qui est courant dans les roches déformées à haute température (Paschier et Trouw, 2005). Il y a également la présence de sillimanite postcinématique et syncinématique qui indique des températures élevées lors de la déformation qui se serait prolongée. Les indicateurs cinématiques présents dans le sous-domaine 2f sont dextres alors que ceux présents à l'affleurement du sous-domaine 2g sont senestres (figure 6).

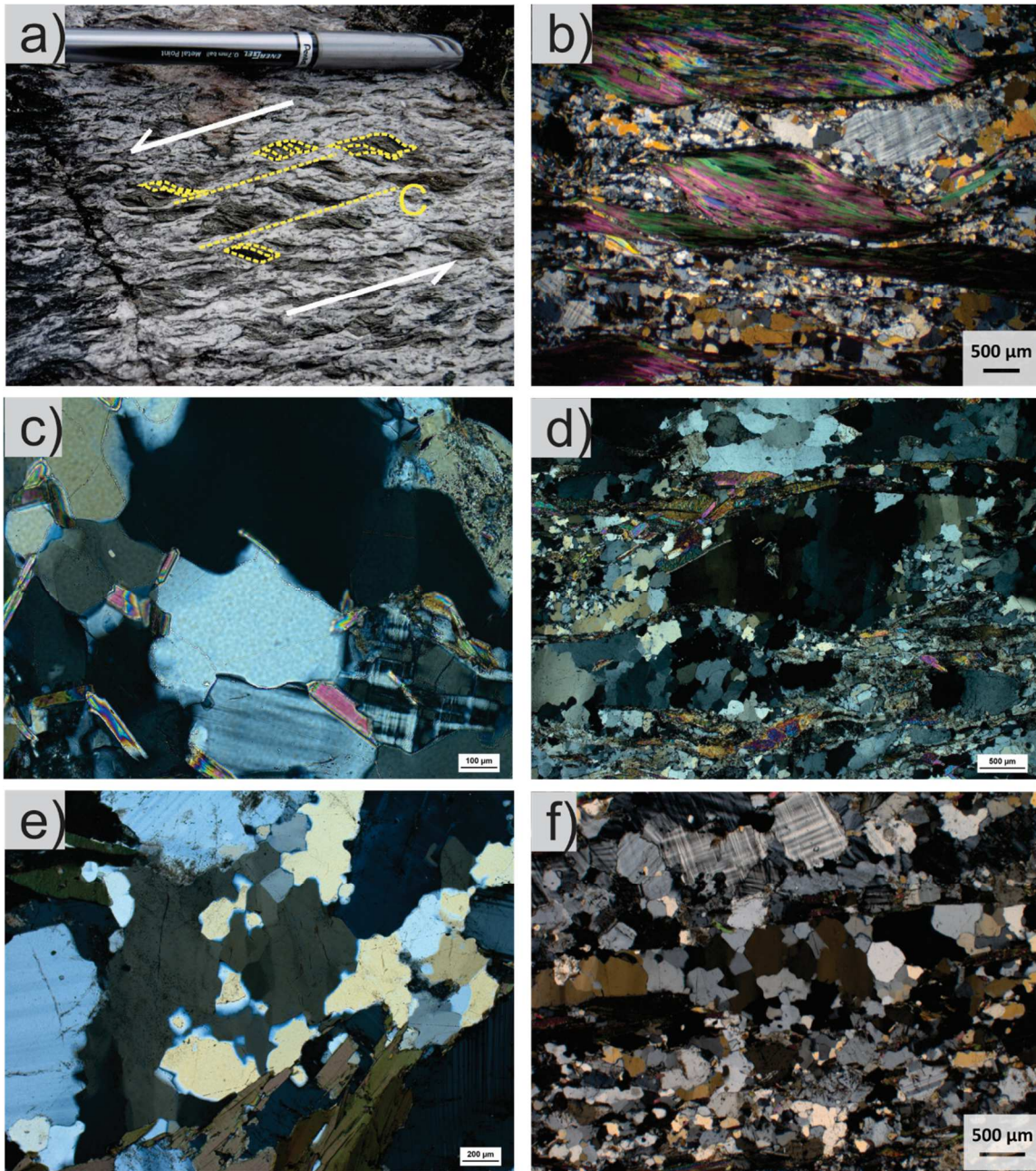


Figure 6 : Photo d'affleurement domaine 2g (a) et microstructures du domaine 2 (b, c, d, e et f). **a)** (16-MV-4000) méta-arkose à mica fish senestre, **b)** (16-MV-4000-A-2) mica fish senestre, **c)** (16-MV-4000-A-2) microstructures de pincement du QZ indiquant une recristallisation par GBM, **d)** (4083-A1-2) lentille de QZ à bordures irrégulières et sous-grains indiquant une recristallisation par GBM et SGR **e)** (16-MV-4017-B) microstructures de polygonisation, grain de QZ montrant des sous-grains polygonaux et recristallisation de nouveaux grains de forme similaire par SGR, **f)** (16-MV-4016-A-2) lentille allongée de QZ montrant des angles à 120 °, des extinctions nettes ou des sous-grains et des contacts courbes, indiquant une recristallisation dynamique suivi de GBAR

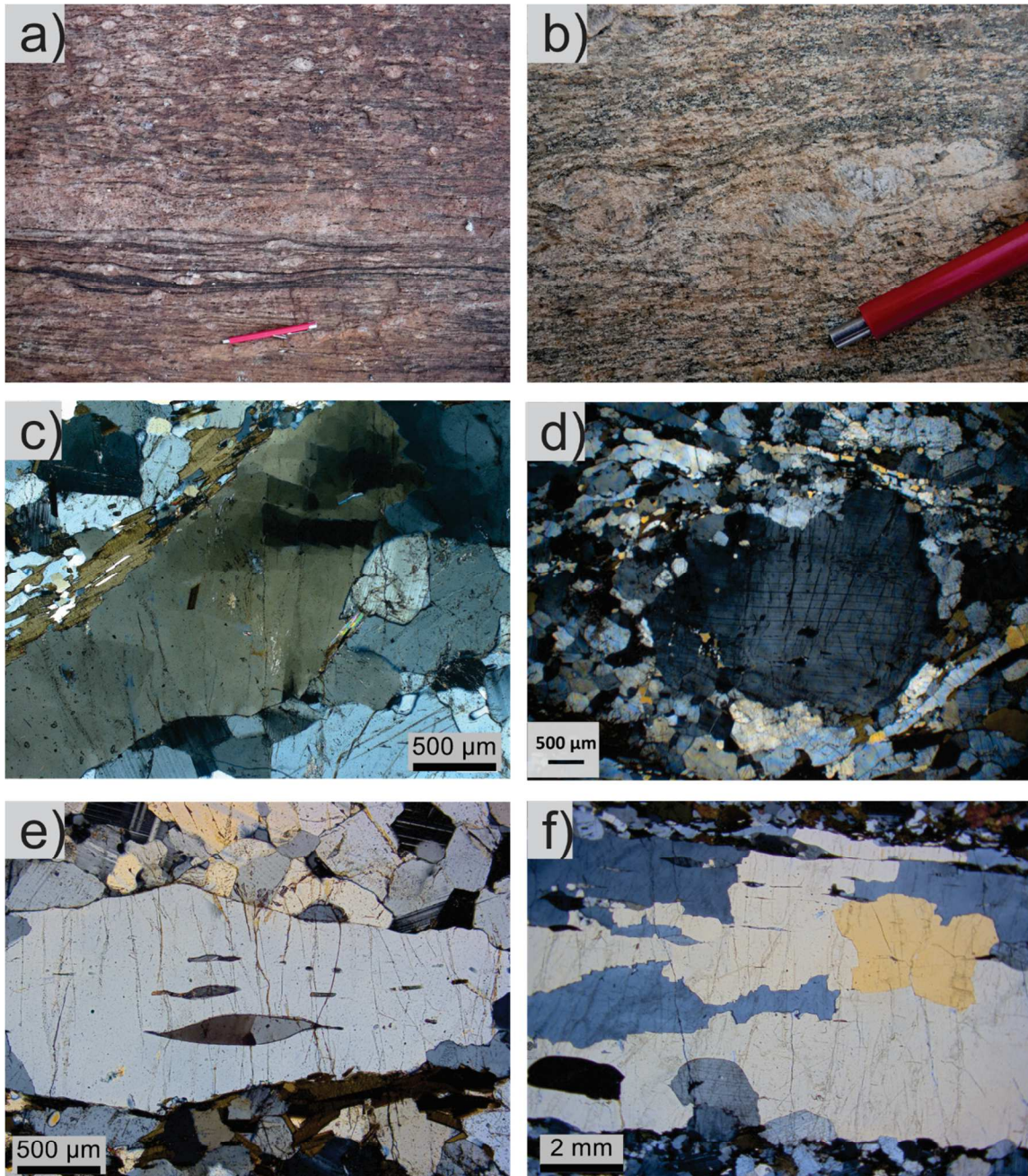


Figure 7 : Photos d'affleurements de la ZCLT (a et b) et microstructures de la ZCLT (c, d, e et f). **a)** (16-MV-4041) et **b)** (16-MV-4039) charnockite polorphroclastique et mylonitisée, **c)** (16-MV-4039-A-2) extinction de type «chess board» **d)** (16-MV-4038-A2) FP porphyroclastique de type sigma indiquant un mouvement dextre et la recristallisation dynamique du FP par SGR, **e)** (16-MV-4038-A3-2) ruban de quartz recristallisé par GBM et «fish» de feldspath dextre , **f)** (16-MV-4038-A-4) ruban de QZ contenant des grains à bordures irrégulières interdigitées formé par GBM et un «fish» de FP senestre

Microstructures du domaine 3

En affleurement, la ZCLT affecte les gneiss charnockites de Knox et du Batholite de De Pas. Les zones de déformation intense sont marquées par des bandes décimétriques à décamétriques de charnockites porphyroclastiques légèrement mylonitisées (figure). Les porphyroclastes montrent rarement d'asymétrie, mais quelques-uns suggèrent un cisaillement dextre. Un rubanement compositionnel d'échelle décimétrique à millimétrique est fortement développé et parallèle à la foliation. Il y a également des rubans de quartz millimétriques à centimétriques. En lame mince, ces rubans sont composés de grains de 1200 à 3000 μm de longueur et 250 à 800 μm de largeur (tableau 2). Ces derniers montrent des extinctions de type «*chess board*» et des bordures irrégulières interdigitées (figure 7). Il y a aussi des grains apparaissant isolés lorsqu'observés en plan, en raison de la croissance des grains en trois dimensions (Stipp *et al.*, 2002). Ces grains entourent également des «*fish*» de feldspath indiquant majoritairement un mouvement dextre. Ces microstructures indiquent une recristallisation complète du quartz par GBM. La déformation des feldspaths est moins apparente. Ceux-ci sont souvent présents en mosaïque granoblastique et équigranulaire. Des feldspaths porphyroclastiques à couronne de grains recristallisés par SGR sont aussi présents. Le quartz et les feldspaths sont en général ségrégués en rubans. (figure 7). La hornblende et les pyroxènes peuvent aussi être porphyroclastiques.

Microstructures du domaine 6

La ZCRG présente des mécanismes de recristallisation du quartz variés. La figure 8 les présente dans l'ensemble et les tableaux 3 et 4 résument les observations en lames minces. Le GBM est la microstructure la plus largement présente. Elle se manifeste par la formation de rubans ou de lentilles étirés composés de grains de quartz grossièrement carrés ou allongés. Les extinctions de type «*chess board*» sont fréquentes. Les limites de grains sont interdigitées et présentent souvent des renflements.

Le secteur sud présente une certaine homogénéité quant aux mécanismes de recristallisation dynamique du quartz, alors que la portion nord présente des

microstructures de BLG de SGR et de GBM. Le BLG est localement le mécanisme de recristallisation dynamique le plus apparent. La lame mince 2092-A2 présente un ruban de quartz d'un centimètre d'épaisseur dont les grains sont fortement affectés par le BLG et forment une foliation oblique entraînée dans un plan de cisaillement où le BLG est plus intense. La déviation des grains de quartz et un porphyroclaste delta indique un cisaillement dextre. La présence de grains ayant subi moins de BLG et ayant conservé une forme plus carrée dans une zone abritée par un porphyroclaste de feldspath suggère une première recristallisation par GBM suivie de BLG (figure 7). De plus, du BLG affecte des grains préalablement recristallisés par GBAR (échantillon 16-AG-2092-B). À l'échelle d'un transect d'une douzaine de kilomètres, il y a des échantillons dominés par chacun des trois mécanismes de recristallisation dynamique. Les variations de l'intensité du BLG sont observées à l'échelle de la lame mince, de l'affleurement et kilométrique. Le BLG est plus prononcé au nord du secteur d'étude et dans les échantillons provenant des affleurements les plus déformés.

Les mécanismes de recristallisation des feldspaths et l'intensité de la recristallisation exposent des variations concomitantes avec celles observées pour le quartz. Les lames minces provenant du sud contiennent des rubans de feldspath finement recristallisé en alternance avec les rubans de quartz (figure 8). Le mécanisme de recristallisation le plus courant pour les feldspaths est alors le SGR qui forme des microstructures de cœur et manteau et peut consommer totalement le feldspath original (figure 9). Dans le secteur nord, les feldspaths ont souvent un comportement plus rigide. Ils forment des porphyroclastes elliptiques dont l'axe long forme souvent un angle non nul avec le plan de cisaillement. Ceux-ci semblent donc avoir atteint une position d'équilibre par rotation dans une matrice fine et recristallisée. Les feldspaths montrent aussi en moindre importance des macles mécaniques. Lorsque présente, la hornblende est porphyroclastique. Les minéraux d'origine métamorphique autre que les micas sont rarement présents. Quelques échantillons contiennent des grenats antécinématiques ou de la chlorite post-cinématique.

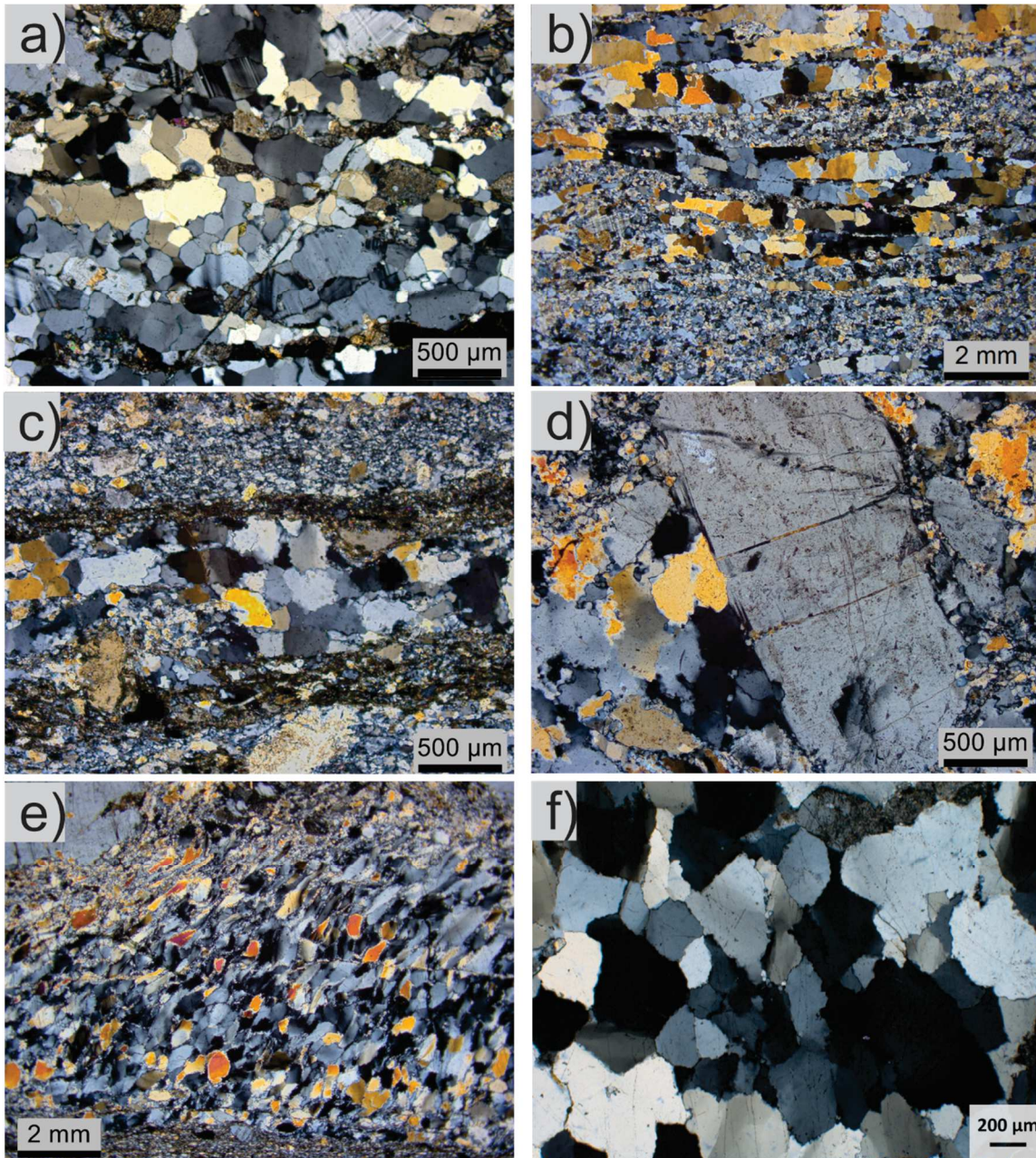


Figure 8 : Microstructures de recristallisation dynamique du quartz dans la ZCRG. **a)** (16-MV-4021-A-1) grains à extinctions nettes, angles à 120° et bordures courbes témoignant de GBAR, **b)** (16-MV-4070-D-2) alternance de rubans de grains de QZ à bordures irrégulières recristallisées par GBM avec des rubans de FP recristallisés par SGR, **c)** (16-MV-4062-C-1) mosaïque de QZ grossièrement carré avec BLG, **d)** (16-AG-2092-A2) idem dans une zone abritée par un porphyroclaste de FP, **e)** (16-AG-2092-A2) ruban de QZ centimétrique dont les grains forment une foliation oblique indiquant un cisaillement senestre et montrent de la recristallisation par BLG, **f)** (16-AG-2095-B) microtexture de GBAR affecté par du BLG

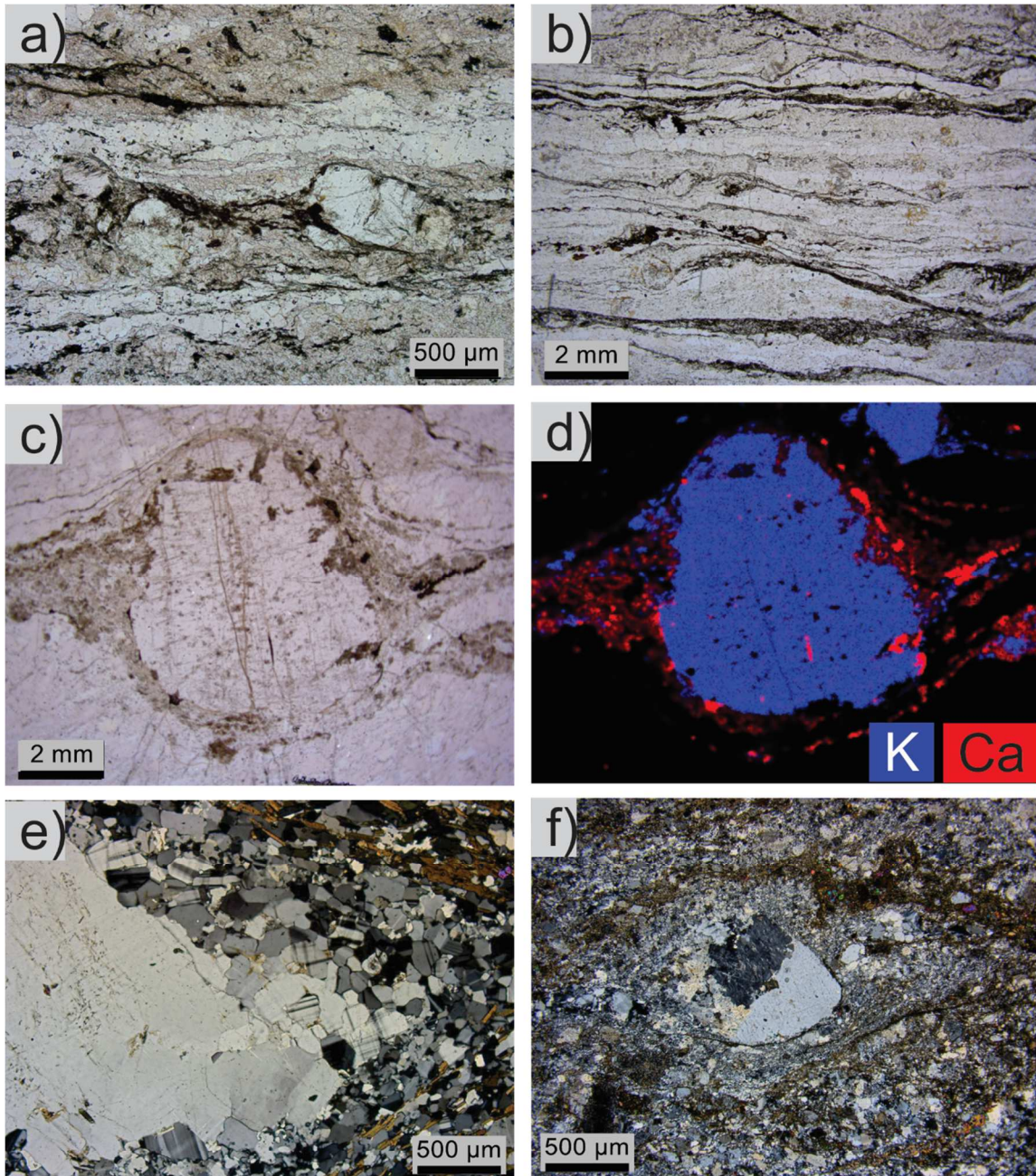


Figure 9 : Microstructures des FP et indicateurs cinématiques dans la ZCRG. **a)** (16-MV-4022-B-2) porphyroclastes de FP libres de tourner dans une matrice recristallisée **b)** (16-MV-4062-C1) bandes de cisaillement indiquant un mouvement dextre **c)** (16-AG-2092-A2) porphyroclaste de type delta indiquant un mouvement dextre, **d)** idem, image générée à partir d'une cartographie élémentaire réalisée par microXRF, **e)** (16-AG-2101-A-2) recristallisation dynamique du FP par SGR, **f)** (2092-B-2) porphyroclaste de FP avec microstructure de coeur et manteau formé par SGR et BLG

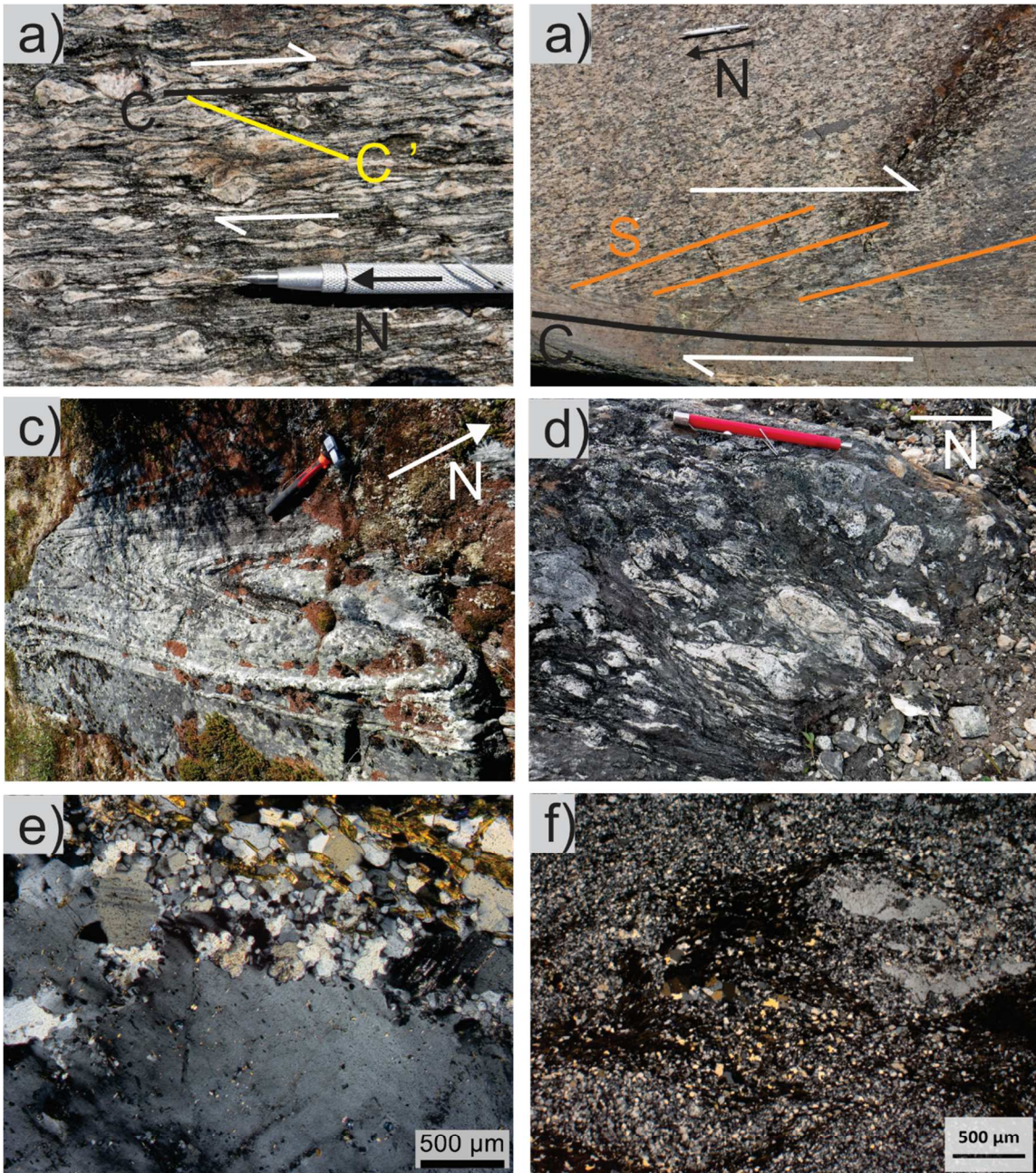


Figure 10 : Photos d'affleurements de la ZCRG (a, b et c), de la ZCLG (d) et microstructures du FP dans la ZCLG (e et f). **a)** et **b)** (16-MV-4070) fabrique C'/C où la déformation est la plus intense et SC où elle est plus faible, **c)** (16-MV-4006) plis intrafolial, **d)** (16-MV-4055) linéation des porphyroclastes de FP à inclinaison modérée, **e)** (16-MV-4051-A) BLG d'un porphyroclaste de FP, **f)** (16-MV-4054-D-2) porphyroclastes de FP totalement ou partiellement recrystallisés dynamiquement par SGR et BLG, microstructures de coeur et manteau

Microstructures du domaine 7

Les échantillons provenant du domaine 7 sont des roches intrusives intermédiaires à felsiques et des métasédiments migmatitisés. Les roches plus riches en quartz montrent la recristallisation dynamique du quartz par GBM et localement par SGR. Du GBAR est aussi observé pour deux échantillons. Les feldspaths sont partiellement à totalement recristallisés par SGR et BLG. Ils forment une matrice fine lorsque la recristallisation dynamique est complète ou une microstructure de cœur et manteau lorsqu'elle est incomplète (figure 10). La biotite est antécinématique et marque des plans C' qui sont employés comme indicateurs cinématiques.

Thermométrie qualitative de la déformation

Les microstructures du quartz observées dans les sous-domaines 2f et 2g indiquent des températures de la déformation entre 400 et 700 °C. Les échantillons de cette région posent un défi supplémentaire, puisque la déformation n'y est pas très intense et que les roches métasédimentaires contiennent une proportion significative de micas qui inhibent partiellement le développement de fabrique dans le quartz. L'échantillon 16-MV-4083-A1-2 montre des extinctions de type «*chess board*» qui peuvent être associées à une déformation entre 630 °C et 700 °C. Cela est compatible avec la présence de sillimanite syncinématique. Par contre l'échantillon 16-MV-4083-B contient aussi de la sillimanite, mais est dominé par le SGR. Ce cas illustre bien la limite de d'exactitude de cette méthode qualitative entièrement dépendante de l'identification des mécanismes de déformation. Particulièrement lorsque le mécanisme de recristallisation dominant est difficile à identifier.

Les microstructures de déformation du quartz pour l'ensemble des échantillons du domaine 3 (ZCLT) indiquent toutes une recristallisation du quartz à des températures supérieures à 630 °C. Cela est cohérent avec la taille des grains qui dépasse souvent un millimètre. D'après Stipp *et al.*, (2002), une augmentation de la taille des grains est attendue lors d'une recristallisation à haute température.

Ces roches sont également des charnockites où les pyroxènes sont frais suggérant l'absence de fluides aqueux durant la déformation. La quantité d'eau présente dans ces roches peut donc être estimée à un niveau suffisamment bas pour ne pas avoir affaibli la roche de manière significative.

Les cinq échantillons du sud de la ZCRG (domaine 6 sud) suggèrent une température de déformation généralement au-dessus de 630 °C et par endroits entre 500 °C et 630 °C. Le GBM y est dominant et souvent accompagné d'extinction de type «*chess board*». Vers le nord, les échantillons de la ZCRG montrent une vaste variété de microstructures de recristallisation dynamique. Cela suggère que le cisaillement de cette portion de la ZCRG a été actif à une large gamme de température. Des échantillons collectés sur un transect E-W au nord de la zone d'étude montrent des mécanismes de recristallisation du quartz associés à une plage de températures élevées (500 à 630 °C); 16-MV-4032-A) et d'autres associés à de plus faibles températures (300 à 400 °C); 16-AG-2092-A2 et 16-AG-2095-B). Les microstructures de basse température demeurent toutefois rares à l'échelle de la ZCRG et plus fréquentes dans la portion nord du secteur d'étude.

Les échantillons de la ZCLG (domaine 7) sont moins propices à l'utilisation des microstructures du quartz pour estimer la température de la déformation puisque plusieurs contiennent moins de 10 % de quartz. Dans ce cas la déformation des feldspaths peut être utilisée. Pour les échantillons 16-MV-4051-A 16-MV-4054-D-2 et 16-MV-4055-A, des températures plus fiables sont estimées en utilisant les mécanismes de recristallisation des feldspaths. Pour ces roches, il s'agit du SGR qui indique une température entre 600 et 800 °C (Passchier et Trouw, 2005). Ces températures sont corroborées par la recristallisation du quartz par GBM dans les autres échantillons.

Discussion et travaux à venir

Analyse structurale et interprétation de la géophysique

La présente analyse structurale met en évidence le style de déformation par plissement déversé vers l'ouest, de part et d'autre de la ZCLT, de même que la présence de linéations parallèles à l'axe principal des plis. Ces observations suggèrent que la principale phase de déformation des domaines 1, 2 et 4 correspond à un raccourcissement accommodé par le plissement synchrone à une extension parallèle à l'attitude des linéations, soit N-S.

Le domaine 2 constitue une ceinture de plis dont l'orientation va de NW-SE (domaine 2a) à N-S (domaine 2d). Cette progression s'effectue en s'approchant de la ZCLT. Les sous-domaines 2b et 2e montrent une gradation vers l'est où les plis deviennent plus serrés et la foliation plus abrupte. Ceci suggère que les plis du domaine 2b sont davantage déjetés. Les sous-domaines 2d et 2f montrent un passage de plis concentriques à isoclinaux. Le domaine 2 est faiblement affecté par une phase de plissement tardive qui a généré des arcs de cercle dans les linéaments et formé une géométrie en dômes et bassins (figure 2). Ces plis semblent être très ouverts et de grande amplitude. La foliation S₃ des sous-domaines 2b et 2d pourrait correspondre au plan de clivage de cette phase de plissement tardive. La faible pénétration des S₃ serait alors compatible avec ces plis peu développés ayant généré des patrons d'interférence en dômes et bassins de type 1 (Ramsay et Huber, 1987). La foliation S₃ demeure toutefois difficile à interpréter dans le contexte régional, d'autant plus que la distribution des données dans le sous-domaine 2d est extrêmement hétérogène. La présence ponctuelle de cette fabrique à travers le domaine suggère qu'elle n'est pas pénétrative. L'orientation de ces foliations est approximativement la même que celle des traces axiales présentes dans le domaine 2 (figure 2 et 3).

La présence de plis serrés et inclinés vers l'ouest dans le domaine 4 indique que l'influence de l'ONQ s'arrêterait à la limite est de ce domaine. Le Batholite de De Pas serait alors déformé par l'ONQ, tel que proposé Girard 1990a. Par contre, il n'est pas encore clair si la ZCLT est synchrone avec cette déformation ou si celle-

ci est postérieure. Sur la base des données actuelles, elle se distingue tout de même par des linéations plus inclinées (35 °) et l'absence de plis.

Il faut toutefois noter que très peu de mesures structurales sont disponibles par rapport à la superficie de plusieurs des domaines de l'ONQ. Cela limite la compréhension de la géométrie des plis. Les sous-domaines et domaines 2a, 2b, 4 et 5 sont particulièrement problématique cet égard.

L'analyse structurale de la Zone noyau a mis à jour la Zone de cisaillement du Lac aux Goélands qui présente des linéations plongeant de 30 à 65 ° vers le nord. Le sens du mouvement serait senestre, mais cela s'appuie sur très peu d'observations. Si elles sont exactes, le terrain à l'est du cisaillement a descendu par rapport à celui à l'ouest. Le manque de validation des indicateurs cinématiques et le régime de déformation transpressif proposé pour la Zone noyau soulèvent la possibilité que les linéations ne soient pas orientées dans la direction de transport. Une telle situation est possible lorsque l'angle de convergence atteint environ 10 ° (Tikoff et Greene, 1997). Pour développer une interprétation tectonique à ce cisaillement, il est nécessaire de poursuivre l'interprétation des linéaments dans le Domaine de Mistinibi-Raude. Une attention particulière devra être portée au secteur au sud du Groupe de la Hutte Sauvage, soit à l'endroit où Girard (1995) a observé des linéations abruptes vers le SW. La relation de ce domaine cisailé avec la ZCRG est pour le moment incertaine. Il semble que les linéaments du domaine 7 rejoignent ceux de la ZCRG plus au nord, ce qui laisserait croire à un cisaillement satellite de la ZCRG.

L'analyse structurale présentée dans ce rapport démontre qu'il y a suffisamment d'information pour réaliser une coupe E-W des domaines 1 à 4 où il sera possible de mieux décrire la géométrie des plis et de calculer l'attitude de certains plans axiaux des plis qui sont pour le moment inconnus. Connaître les plans axiaux permettra d'avoir de meilleure contrainte pour identifier les patrons d'interférences. La présence de patrons d'interférence de plis de type 1 et 2 ou 3 a été démontrée, mais la compréhension de ceux-ci est encore trop embryonnaire pour être employé à l'interprétation tectonique de la région.

Le signal de surface du levé aéromagnétique n'a également pas été exploité au maximum. L'interprétation méthodique des linéaments de traitements supplémentaires doit être faite pour mieux décrire la zone de transition entre les domaines 2, 3 et 4. Ce qui permettra de définir la relation entre la déformation en raccourcissement et extension N-S avec celle en cisaillement. L'application de filtres sur les données brutes permettra aussi d'isoler les longueurs d'onde d'amplitudes intermédiaire et grande afin d'obtenir le signal à différentes profondeurs. Cette technique sera utile pour étudier la ceinture de plis et de chevauchement et la présence éventuelle d'une structure à faible pendage vers l'est, qui correspondrait à une surface de chevauchement de la Zone de Rachel-Laporte sur la Fosse du Labrador.

Microstructures du quartz et thermométrie

Les observations actuelles en lames minces sont un bon point de départ pour une étude plus exhaustive de la structure thermique des cisaillements du SEPC. Les échantillons du domaine 2 ont été plus problématiques. Avec la méthode actuelle, les températures suggérées sont donc peu précises, soit entre 400 et 700 °C. Un élément important à souligner ici est la présence de sillimanite syncinématique à postcinématique. L'étude thermométrique du domaine 3 (ZCLT) semble plus prometteuse. Uniquement en utilisant les microstructures, il est possible d'estimer la température à plus de 630 °C. D'après les échantillons collectés, cette température est homogène à travers le domaine. Elle est également plus élevée que celle observée dans le domaine adjacent. L'application de thermomètre quantitatif à ces roches permettrait possiblement de définir un gradient E-W de la température de déformation qui pourrait ensuite être comparé au gradient métamorphique mis en évidence par Godet *et al.*, (en préparation). Advenant un gradient identique, la déformation serait contemporaine au métamorphisme.

Pour la ZCRG, deux constats sont faits à ce stade : i) une déformation de haute température (630 à 700 °C) a probablement affecté l'ensemble de la ZCRG et ii) des microstructures suggèrent une recristallisation dynamique de plus basse

température (300 à 400 °C) superposée à la première. À la lumière de ces faits, une étude quantitative de la température de déformation et l'analyse de fabriques cristallographiques du quartz sont des outils pertinents. L'analyse des fabriques de l'axe-c du quartz dans un échantillon tel 2092-A2 permettrait éventuellement de confirmer la présence d'une fabrique du quartz antérieur à celle du BLG. En effet, sous le régime du BLG, les grains de quartz se comportent de manière rigide. Les nouveaux grains sont limités aux bordures et leur taille est de seulement 5 à 25 μm (Stipp *et al.*, 2002). Donc les grains ne montrant pas de réorientation dans la foliation oblique pourraient révéler une fabrique des axes-c du quartz ayant été formés par GBM. Les fabriques du quartz peuvent aussi révéler le sens du cisaillement dans le cas de patrons asymétriques. Ensuite, ces mêmes données peuvent servir à déterminer l'angle d'ouverture des axes-c du quartz pour l'application d'un thermomètre quantitatif (Law, 2014). Cette méthode permet d'améliorer la précision par rapport à la technique qualitative en plus d'être utilisable à plus de 700 ° (Law, 2014). Elle est également moins dépendante de l'observation des microstructures qui peuvent être ambiguës, telles que celles observées dans le domaine 2. Un second thermomètre de la température peut être employé, il s'agit de corréler la teneur en Ti du quartz recristallisé avec la température de recristallisation (Wark et Watson, 2006). Ce thermomètre a l'avantage d'être indépendant de l'affaiblissement dû à l'eau et du taux de déformation. Par contre le Ti est présent comme élément trace dans le quartz. Donc l'utilisation de la microsonde électronique limite le seuil d'utilisation de ce thermomètre à 600°C (Wark et Watson, 2006). L'application de différentes méthodes permettra une réplication des résultats si ceux-ci sont exacts.

Conclusion

La problématique de ce projet se décline en deux aspects, d'abord identifier le style de la déformation puis définir l'état thermique des zones de cisaillements paléoprotozoïques du Lac Tudor et de la Rivière George dans le contexte d'un mouvement prolongé et actif durant l'exhumation devant être validé.

En conclusion, ce projet de maîtrise comporte deux volets, soit la caractérisation de la déformation du sud de la PCSE et l'évaluation de l'état thermique des zones de cisaillement de la Rivière George et du Lac Tudor. Des résultats préliminaires indiquent la présence d'une ceinture de plis et de chevauchement dans la portion ouest du secteur d'étude. Le synchronisme des structures en compressions avec le décrochement de la zone de cisaillement demeure une problématique à investiguer pour la suite du projet. Ce rapport également met en relief la pertinence d'exploiter les températures enregistrées durant la déformation pour suivre l'évolution des zones de cisaillement. Cette approche combinant l'analyse structurelle à grande échelle à une étude thermométrique plus détaillée permettra à terme de mieux contraindre temporellement et thermiquement la déformation de la PCSE et ainsi valider les prédictions des modèles actuellement proposés pour l'évolution tectonique de la PCSE.

Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier les assistants et le pilote d'hélicoptère qui ont contribué à rendre la collecte de données nécessaire à ce projet possible. Une mention est également faite à Edmond Rousseau, qui a fabriqué les lames minces. Ce projet est en collaboration avec le MERN qui fournit une multitude de ressources essentielles au projet.

Références

- Bardoux, M., Digonnet, S., Donohue, L., Girard, B., Robillard, M., David, J., Parent, M., et Gariépy, C. 1998, Paleoproterozoic tectonics affecting Archean lower crust of southern Ungava Bay. In Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting. Compiled by R. J. Wardle and J. Hall. The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, Report 68, pages 1-17.
- Baragar, W.R.A., 1967, Wakuach Lake map area, Quebec-Labrador. Geological Survey of Canada; Memoir 344, 174 pages, 2 maps.
- Bertrand, J.M. Roddick, J.C. van Kranendonk, M.J. Ermanovics, I., 1993, U-Pb geochronology of deformation and metamorphism across a central transect of the Early Proterozoic Torngat Orogen, North River map area, Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1470–1489.
- Charette, B., 2016, Long-lived Anatexis in the Exhumed Middle Crust from the Torngat Orogen and Eastern Core Zone: Constraints from Geochronology, Petrochronology, and Phase Equilibria Modeling: University of Waterloo, v. mémoire de maîtrise, p. 427 pages.
- Charette, B., Lafrance, I., and Mathieu, G., 2016, Géologie de la région du Lac Jeanin (SNRC 24B): Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; v. Rapport électronique.
- Condie, K. C., and O'Neill, C., 2010, The Archean-Proterozoic boundary: 500 My of tectonic transition in Earth history: American Journal of Science, v. 310, no. 9, p. 775-790.
- Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N., and de Kemp, E., 2009, The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 327, no. 1, p. 457-479.
- Corrigan, D. Wodicka, N. McFarlane, C. Lafrance, I. Bandyayera, D. Bilodeau. C., 2015, Historique de croissance crustale dans la Zone noyau: nouvelles contraintes liées aux datations U-Pb de zircons dans le cadre du projet GEM-II Hudson-Ungava. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Mines 2015. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2015-05, page 71..
- Dunphy, J.M., Skulski, T., 1996, Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a continental arc? Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting, 1996 (Wardle R.J. and Hall, J., editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 57, pages 44-58. Ellis, S. – Beaumont, C., 1999. – Models of Convergent Boundary Tectonics: Implications for the Interpretation of Lithoprobe Data. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 36, pages 1711-1741.
- Girard, R., 1992, Le Groupe de la Hutte Sauvage: sédimentation alluvionnaire épi-orogénique dans l'arrière-pays de la fosse du Labrador (Protérozoïque inférieur, Nouveau-Québec): Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, no. 12, p. 2571-2582.
- Girard, R., 1990a, Les cisaillement latéraux dans l'arrière-Pays des orogènes du Nouveau-Québec et de Torngat : Une revue: Geoscience Canada, v. 17, no. 4, p. 301-304

- Girard, R., 1990b, Géologie de la région de la rivière Déat (raport final). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 90-15, 149 pages, 2 plans.
- Girard, R., 1990c, Évidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2,3 Ga) sur le plateau de la rivière George: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 265-268
- Girard, R., 1995, Géologie de la région du lac Deborah Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 177 pages, 1 plan.
- Godet, A., Guilmette, C., Labrousse, Loïc, Vanier, M-A et Charrette, B., (En préparation), Caractérisation du gradient métamorphique dans la croûte moyenne de l'Orogène du Nouveau-Québec et relations à la tectonique : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec;
- Goulet, N., 1995, Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador, Le Secteur, Ministère des ressources naturelles.
- Hammouche, H., Legoux, C., Goutier, J., and Dion, C., 2012, Géologie de la région du lac Zeni: Ministère des Ressources naturelles, Québec, p. 35 pages, 31 plan.
- Hammouche, H., Legoux, C., Goutier, J., Dion, C., and Petrella, L., 2011, Géologie de la région du lac Bonaventure.: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, v. RG 2011-03, p. 37 pages, 31 plan.
- Henrique-Pinto, R., Guilmette, C., Bilodeau, C., and McNicoll, V., en préparation. Evidence for transition from a continental forearc to a collisional pro-foreland basin in the eastern Trans-Hudson Orogen: detrital zircon provenance analysis in the Labrador Trough, Canada: *Precambrian Research*, v. PRECAM_2016_384.
- Hoffman, P. F., 1988, United Plates of America, the birth of a craton-Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 543-603.
- Isnard, H., Parent, M., Bardoux, M., David, J., Gariépy, C., and Stevenson, 1998, R., U–Pb, Sm–Nd and Pb–Pb isotope geochemistry of the high-grade gneiss assemblages along the southern shore of Ungava Bay, *in* *Proceedings Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (4–5 May 1998)*. Edited by RJ Wardle and J. Hall. Lithoprobe Secretariat, The University of British Columbia, Lithoprobe Report1998, Volume 68, p. 67-77.
- James, D., Connelly, J., Wasteneys, H., and Kilfoil, G., 1996, Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, no. 2, p. 216-230.
- James, D. T., and Dunning, G. R., 2000, U–Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the core zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia: *Precambrian Research*, v. 103, no. 1, p. 31-54.
- Law, R. D. 2014, Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, pages 129–161.
- Lafrance, I., Simard, M., and Bandyera, D., 2014, Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G et 24F): Ministère des Ressources naturelles, Québec, v. RG-2014-02, p. 49 pages.

- Lafrance, I. Bandyayera, D. Charette, B. Bilodeau, C. David, J., 2016, Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2016-05; 61 pages.
- Machado, N., Goulet, N., and Gariépy, C., 1989, U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, no. 1, p. 1-15.
- Machado, N. Perreault, S. Hynes, A., 1988., Timing of the continental collision in the northern Labrador Trough, Quebec: Evidence from U-Pb geochronology. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting; Program and Abstracts, volume 13, p. 76.
- Martelain, J. Chenevoy, M. Bélanger, M., 1998, Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec : infrastructure composite d'un arc magmatique protérozoïque. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 35, pages 1-15.
- Nun, G. A. G., Hearman, L. M. et Krogh, T. E., 1990, Archean crust in the continuation of Rae Province (Eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 259-265
- Miller H. G., Singh, V., 1994, Potential field tilt-a new concept for location of potential sources. *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217.
- Passchier, C. W. et Trouw, R. A., 2005, *Microtectonics* : Springer-Verlag Berlin. 366 pages.
- Poirier, G., 1995, Rapport du permis 1, Projet De Pas. SOQUEM. Rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53445, 96 pages, 11 plans.
- Ryan, B. (*compilateur*), Krogh, T.E., Heaman, L., Schärer, U., Philippe, S., and Oliver, G. 1991, On recent geochronological studies in the Nain Province, Churchill Province and Nain Plutonic Suite, north-central Labrador. *In* Current research. Geological Survey, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 91-1, pp. 257–261.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884
- Scott, D.J., 1998, An overview of the U-Pb geochronology of Paleoproterozoic Torngat Orogen, Northeastern Canada. *Precambrian Research*; volume 91, pages 91-107.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884
- Tikoff, B., and Greene, D., 1997, Stretching lineations in transpressional shear zones: an exemple from the Sierra Nevada Batholithe, California: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39.
- St-Onge, M. R., Wodicka, N., and Ijewliw, O., 2006, Polymetamorphic Evolution of the Trans-Hudson Orogen, Baffin Island, Canada: Integration of Petrological, Structural and Geochronological Data: *Journal of Petrology*, v. 48, no. 2, p. 271-302.

- Ramsay, J. G. et Huber, M. I., 1987, *The Thecnics of Mofern Structural Geology Volume 2: Folds and fractures*: Academic Press inc. Londres. 700 pages.
- Van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R., and Martelain, J., 1990, *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*.
- Wardle, R.J. Ryan, B. Nunn, G.A.G. Mengel, F.C., 1990, *Labrador segment of the Trans-Hudson Orogen: crustal developement through oblique convergence and collision. In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.
- Wardle, R. J., James, D. T., Scott, D. J., and Hall, J., 2002, *The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen*: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, no. 5, p. 639-663.
- Wares, R., Goutier, J., 1990, *Deformational style in the foreland of the Northern New Québec Orogen*. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 244-249.
- Wark, D. A., Watson, E. B., 2006, *TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer*: *Contrib Minteral Petrol*, v. 152, p. 743-754.