



Étude pétrographique de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau (SNRC 24B), Province de Churchill SE, Québec

Antoine Godet, Loic Labrousse, Marc-Antoine Vanier, Benoit Charette et Carl Guilmette

MB 2016-09



Avertissement

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

Étude pétrographique de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau (SNRC 24B), Province de Churchill SE, Québec

Rapport préliminaire

Godet, Antoine¹; Labrousse, Loic²; Vanier, Marc-Antoine¹; Charette, Benoit³; Guilmette,
Carl¹

1- Université Laval, département de géologie et de génie géologique

2- Université Pierre et Marie Curie, Institut des Sciences de la Terre de Paris

3- Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles

En collaboration avec l'Université Laval et le MERN

Déposé le 15 mars 2016

Résumé

La Province de Churchill Sud-Est est interprétée comme la partie québécoise de la ceinture orogénique Trans-hudsonienne. Elle comprend deux ceintures collisionnelles paléoprotozoïques séparées par un microcontinent, la Zone noyau (ZN). Ce rapport présente les résultats d'une étude pétrographique portant sur la Zone Rachel-Laporte (ZRL) et l'ouest de la ZN (SNRC 24B). Les échantillons décrits sont des amphibolites à grenat et des paragneiss à grenat \pm aluminosilicates. Les paragneiss de la ZRL présentent les assemblages minéralogiques QZ-PG-BO-GR \pm MV \pm CL \pm CC \pm TM \pm FK \pm EP \pm SR et des minéraux accessoires tels que le zircon, le rutile, l'ilménite et la monazite. Les amphibolites présentent des assemblages minéralogiques HB-QZ-PG-GR-CL \pm BO \pm EP \pm CC et les minéraux accessoires ZC-RL-IM-MZ. Les paragneiss de la ZN présentent des paragenèses à QZ-PG-BO-FK-GR \pm MV \pm SM \pm CL \pm CC \pm SR et les amphibolites l'assemblage HB-QZ-PG-GR \pm BO \pm CL \pm OX \pm EP \pm CC. Les observations pétrographiques confirment qu'il existe une augmentation de l'ouest vers l'est de l'intensité de la déformation, de la ZRL vers la ZN, mais aussi à l'intérieur de la ZRL. De plus, une zone à kyanite a été définie dans la partie est de cette zone et des indices de fusion partielle ont été mis en évidence. Une altération de basse température est présente dans la ZRL. La partie de la ZN étudiée montre des conditions métamorphiques au faciès supérieur des amphibolites mis en évidence par de la migmatisation généralisée, ainsi que localement par un métamorphisme au faciès des granulites. Ce travail de pétrographie servira de matériel de base pour une étude thermobarométrique et géochronologique de ce secteur.

Table des matières

Résumé.....	2
Liste des figures	4
Liste des abréviations.....	5
Introduction.....	6
1- Géologie régionale.....	7
1-1 Zone noyau.....	7
1-2 Orogène du Nouveau-Québec.....	8
2- Nature des travaux réalisés	9
3- Résultats.....	10
3-1 Zone Rachel-Laporte	10
3-2 Zone noyau.....	12
4- Interprétations.....	13
5- Travaux futurs.....	15
Conclusion	16
Références.....	17
Annexes.....	20

Liste des figures

Figure 1 : Carte Province du Churchill SE	20
Figure 2 : Localisation de la zone d'étude.....	21
Tableau 1: Résultats de l'étude pétrographique.....	22
Figure 3: Interprétation cinématique des grenats.....	24
Figure 4: Planche microphotographies de fusion partielle	25
Figure 5: Planche microphotographies 2	26

Liste des abréviations

Minéraux	Textures	Formes
AP : Apatite	AE : Altéré	AP: Aplati
BO : Biotite	EQ : Équigranulaire	ID: Idiomorphe
CC : Calcite	FO : Folié	PC: Poecilitique
CL : Chlorite	HG : Hétérogranulaire	SB: Sub-idiomorphe
CX : Clinopyroxène	HJ : Homogène	SQ: Squelettique
FK : Feldspath potassique	MN : Mylonitique	RG: Rétrogradé
GR : Grenat	MY : Myrmékite	XM : Xénormorphe
HB : Hornblende	PL: Plissé	ZO: Zoné
IM : Ilménite	PQ : Porphyroblastique	
KY : Disthène	RE : Recristallisé	
ML : Microcline	SG : Sous-grains	
MV : Muscovite	GN : Granoblastique	
MZ : Monazite		
OX : Orthopyroxène	Lithologies	
PG : Plagioclase	M4 : Paragneiss	
QZ : Quartz	M16 : Amphibolite	
RL : Rutile		
SR : Séricite		
SM : Sillimanite		
SU : Staurotide		
TL : Tourmaline		
ZC : Zircon		

Introduction

L'Orogène Trans-Hudsonien (THO) représente une des ceintures orogéniques les plus étendues sur le globe. Elle a fait l'objet de nombreux travaux et récemment de compilation et d'harmonisation du contenu scientifique produit (*e.g.* Corrigan *et al.* 2009). La Province géologique du Churchill SE (PCSE) correspond à la partie québécoise du THO. Elle est actuellement divisée en trois ensembles lithotectoniques majeurs. À l'ouest, l'Orogène du Nouveau-Québec (ONQ) est interprété comme la prolongation de l'Orogène Trans-Hudsonien. La partie est est affectée par l'Orogène des Torngat (OT). La partie centrale de la PCSE est occupée par la ZN. Bien que les données pétrographiques et géochronologiques de différentes études (*e.g.* Verpaelst *et al.* 2000, James et Dunning 1996, Martelain *et al.* 1998, Van der Leeden 1990) combinées à des données géophysiques (Thomas et Kearey 1980, Kearey 1975, Hall *et al.* 2002) aient amené à un modèle géodynamique de mise en place de la province (Ellis et Beaumont 1999, Wardle *et al.* 2002), l'investigation détaillée du métamorphisme, initiée par Charette et Guilmette (2014, *en préparation*) n'en est qu'à ses débuts. Ces auteurs ont pour la première fois quantifié le métamorphisme pour la partie est de la ZN et l'OT. L'objectif de la thèse de doctorat initiée en septembre dernier par Antoine Godet, en collaboration entre l'Université Laval et le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN), est de poursuivre les travaux en tectométamorphisme de Benoit Charette supervisé par Carl Guilmette (Charette et Guilmette 2014, *en préparation*, et Charette 2016) en réalisant une étude le long d'un transect s'étendant de la ZRL à l'ouest jusqu'à la partie est de la ZN. Les données produites seront alors intégrées aux données existantes de la PCSE pour contraindre le modèle géodynamique de mise en place de la province. En parallèle, de nouvelles méthodes de géochronologie seront utilisées et testées pour évaluer du mieux possible les conditions et la durée du métamorphisme.

Le métamorphisme observé dans l'ONQ se serait produit entre 1,84 et 1,77 Ga pendant le développement de l'orogène (Wardle *et al.* 2002, Clarke et Wares 2004, Perreault et Hynes 1990, James et Dunning 2000, Machado *et al.* 1989). Plus précisément, le métamorphisme de haut grade de la partie nord est daté à 1845-1833 Ma sur Monazite (Machado 1988, Perreault et Hynes 1990), le métamorphisme rétrograde (style barrovien) à 1790-1770 Ma, et le refroidissement final 1740 Ma sur rutile (Machado *et al.* 1989). Par ailleurs, plusieurs de ces auteurs décrivent une gradation métamorphique d'ouest vers l'est dans la Fosse du Labrador, évoluant du faciès prehnite-pumpellyites aux amphibolites, amphibolites supérieures puis aux granulites dans la ZN (Dimroth et Dressler 1978, Clark et Wares 2004, Perreault et Hynes 1990). Plus récemment, Simard *et al.* (2013) interprètent une gradation métamorphique d'ouest en est au sein des domaines de Gabriel (faciès des amphibolites) et de Baies au Feuilles (faciès des granulites), partie ouest de la ZN. Enfin, bien que le métamorphisme de l'ONQ ait été documenté pétrographiquement et que la question de l'origine du métamorphisme ait déjà été abordée, la quantité et la qualité des données apparaissent insuffisantes pour aboutir à un modèle géodynamique d'évolution de l'ONQ

et définir les processus géologiques à l'origine des conditions métamorphiques enregistrées.

On propose alors de quantifier les conditions du métamorphisme de la ZRL et de la partie ouest de la ZN en P-T-t-D à la manière de l'étude de Charette et Guilmette (2014, *en préparation*) réalisée sur la partie est de la ZN et l'Orogène des Torngat.

Les campagnes de cartographie débutées en 2010 par le MERN dans la PCSE représentent une opportunité unique pour la genèse d'une banque de données massive de la zone. Au cours de l'été 2015, des échantillons ont été récoltés dans le segment central de la ZRL et de la partie ouest de la ZN (SNRC 24B). Les problématiques locales sont donc les suivantes : i) Quelles sont les paragenèses métamorphiques de la ZRL et de la partie ouest de la ZN? ii) Quel(s) faciès métamorphiques caractérisent ces zones? iii) Y a-t-il une évolution est-ouest du grade métamorphique de la ZRL vers la ZN? Au sein de la ZRL? iv) Quelles caractéristiques pétrographiques métamorphiques permettent de discriminer ces deux ensembles géologiques? Ce présent rapport décrit les résultats préliminaires de l'étude pétrographique menée dans la ZRL et la partie ouest de la ZN.

1- Géologie régionale

La sous-province du Churchill sud-est est comprise entre les cratons archéens du Supérieur et du Nain respectivement à l'ouest et à l'est (Figure 1). Elle occupe une partie du Québec et du Labrador et s'étend des côtes de la baie d'Ungava au nord jusqu'au front du Grenville au sud. La PCSE est actuellement définie en trois parties géodynamiquement distinctes. À l'est, l'Orogène des Torngat (1,89-1,82 Ga) est interprété comme le résultat de la collision oblique paléoprotérozoïque entre la ZN et le craton du Nain (*e.g.* Hoffman 1990, Wardle *et al.* 2002; Charette, *en préparation*). Différents auteurs ont émis la thèse que le prolongement de l'OT au Groenland est assuré par l'orogène Nagssutoqdien (St Onge *et al.* 2007, 2009, Kolb 2014, Wardle *et al.* 2002). Au centre, la ZN est composée principalement de para- et d'orthoigneiss migmatitisés archéens et paléoprotérozoïques. Enfin, la partie ouest de la PCSE est représentée par l'Orogène du Nouveau Québec, comprenant les séquences volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador et la ZRL. L'ONQ résulterait de l'accrétion en transpression dextre entre le bloc ZN-Nain et le craton du Supérieur entre 1,82 et 1,77 Ga (Wardle *et al.* 2002). Il est interprété comme la continuité québécoise de l'orogène paléoprotérozoïque Trans-Hudsonien s'étendant du milieu des États-Unis au Groenland (Hoffman 1990, Whalen *et al.* 2010, Corrigan *et al.* 2009, St Onge *et al.* 2007).

1-1 Zone noyau

À la suite des premières campagnes de reconnaissance menées par Taylor dans les années 80, la ZN a fait l'objet de nombreuses cartographies, notamment menées récemment par le MERN (Verpaelst *et al.* 2000, Hammouche *et al.* 2011, 2012, Simard *et al.* 2013, Lafrance *et al.* 2014, 2015). La ZN occupe la partie centrale de la PCSE. Elle est délimitée à l'ouest

par la rupture transpressive du Lac Turcotte, et s'étend à l'est jusqu'à l'unité orthogneissique du Lac Lomier Complex.

D'abord définie comme un prolongement de la province de Rae (Hoffman 1988), la ZN est interprétée comme un microcontinent archéen faisant partie intégrante du THO (Wardle 1990, 2002, James *et al.* 1996). Plus récemment, la ZN a été définie comme le prolongement du microcontinent Meta Incognita identifié sur l'île de Baffin (St Onge *et al.* 2007, Corrigan *et al.* 2009). Sur la base d'âges modèles mesurés dans la ZN (James et Dunning 2000), il semble que les roches archéennes de la ZN sont similaires à celles du nord-est du craton du Supérieur. Le modèle géodynamique actuel interprète alors une phase de rifting (avant 1,88Ga pour Wardle *et al.* (2002), avant 2,2 Ga pour James et Dunning (2000), avant 1,98 pour Corrigan *et al.* (2009)) séparant le microcontinent ZN du craton du Supérieur avant leur accrétion lors de la phase collisionnelle de l'ONQ (1,82-1,77 Ga). Ceci contraste avec les données gravimétriques obtenues par Kearey (1975) et Thomas et Kearey (1980) qui suggèrent que la ZN soit une marge du Supérieur.

La ZN est un bloc composite de différents domaines lithotectoniques, assemblé au début du Paléoprotérozoïque (Wardle *et al.* 2002, James et Dunning 2000, Van der Leeden 1990, Ellis et Beaumont 1999, James *et al.* 1996, Hammouche *et al.* 2011 et 2012, Lafrance *et al.* 2014) et séparés par des zones de déformation ductiles paléoprotérozoïques d'échelle lithosphérique (*e.g.* Cisaillement de la Rivière Georges). Elle est composée de gneiss, de migmatites, de roches intrusives, de paragneiss et d'amphibolites, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, métamorphisés au faciès des amphibolites et des granulites (Lafrance *et al.* 2014). La partie nord de la ZN a été décrite comme systématiquement migmatitisée (Isnard *et al.* 1998, Verpaelst *et al.* 2000, Simard *et al.* 2013, Lafrance *et al.* 2014).

Au centre de la ZN, on retrouve le Batholite de De Pas (BDP). Cette ensemble granodioritique et charnockitique s'est mis en place au Paléoprotérozoïque, entre 1,86-1,805 Ga. Le modèle géodynamique de formation a fait l'objet de différentes interprétations. Le modèle reconnu actuellement interprète le BDP comme un arc magmatique de type andin précoce, subductionnel, antérieur à la phase de collision de l'ONQ (Van der Leeden 1990, Dunphy et Skulski 1996, Martelain *et al.* 1998, James et Dunning 2000, Wardle *et al.* 2002), le caractère granulitique de la suite charnockitique étant interprété comme primaire (*e.g.* Martelain *et al.* 1998).

1-2 Orogène du Nouveau-Québec

L'ONQ occupe la partie ouest de la PCSE. Il est le résultat de la collision oblique entre la ZN précédemment accrétée au craton du Nain lors de l'orogénèse des Torngat et le craton du Supérieur entre 1,82 et 1,77 Ga (Wardle *et al.* 2002). L'ONQ représente la continuité de la zone de suture du THO dont l'orientation NNO-SSE est attribuée à une rotation horaire de la partie sud-est de la ZN en réponse à la poussée du Supérieur vers le nord (Hoffman, 1990). L'ONQ est divisé en grands ensembles lithologiques, pour la plupart allochtones (Wardle *et al.* 2002 et références associées). Elles sont séparées par des discordances d'érosion ou par des failles de chevauchement à composante parfois cisailante et décrochante dextre grossièrement orientées NNO-SSE. On retrouve d'ouest en est la Fosse du Labrador et la ZRL, ainsi que des unités de socle archéen (*e.g.* dôme de

Wheeler) interprétées comme des écailles tectoniques (Hoffman 1990, Kearey 1976, Thomas et Kearey 1980, Wardle *et al.* 2002, Simard *et al.* 2013, Perreault et al 1988, Van der Leeden 1990, Clark et Wares 2004).

La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire d'âge paléoproterozoïque (2,17 à 1,87 Ga) plissée et chevauchée vers l'ouest-sud-ouest sur la marge continentale passive du craton du Supérieur lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec dont elle constitue l'avant-pays. Elle s'étend sur plus de 850 km de longueur, de la limite du Grenville, au sud, jusqu'à la baie d'Ungava, au nord. Les roches de la fosse ont été divisées en plusieurs formations regroupées sous le terme Supergroupe de Kaniapiskau (Clark et Wares 2004 et références associées). Ce dernier est divisé en trois cycles : deux cycles volcano-sédimentaires à la base, surmontés par un cycle de roches métasédimentaires de type molasse.

Les parties de socle archéen (*e.g.* Kuujuaq Domain, Dôme de Wheeler) affleurant dans cette partie de la PCSE sont interprétées comme des lambeaux de la Province du Supérieur (Wardle *et al.* 2002) ayant été exhumés lors du chevauchement de la ZN sur la Fosse du Labrador (Simard *et al.* 2013). Le socle archéen à l'est de la Fosse du Labrador a été déformé et métamorphisé pendant la THO contrairement au socle de la partie ouest (2721 ± 3 Ma ; Machado 1989 sur zircons) qui ne semble pas affecté par cette même phase orogénique (Machado 1989, Dimroth 1971). Il présente une évolution polymétamorphique comme le suggère Machado (1989). Ces auteurs indiquent que tous les zircons sont archéens tandis que les monazites, titanites et rutiles sont hudsonniens.

La ZRL (Wardle *et al.* 2002) correspond à la partie orientale de l'ONQ. Elle est principalement constituée de métasédiments et d'amphibolites. La signification géodynamique de cette zone reste encore sujette à débat. Wardle et Van Kranendonk (1996) proposent qu'elle puisse représenter la partie distale de la marge passive du Supérieur ou alors un prisme accréctionnaire lié à l'orogène. La ZRL est limitée par des failles de chevauchement (*e.g.* Faille de Lac Turcotte, Faille du Lac Hérodier, Faille de Pointe au Reef) dont la nature et la mise en place géodynamique ont été peu répertoriées. Les observations de terrain indiquent que l'apparition des minéraux métamorphiques tels que le grenat et/ou le staurotide marque le passage de la Fosse du Labrador à la ZRL. Enfin il est important de mentionner que l'ensemble des unités de la Fosse du Labrador et de la ZRL sont interprétées comme allochtones (Clarke et Wares 2004).

2- Nature des travaux réalisés

L'étude pétrographique dans la partie ouest de la ZN et la ZRL (SNRC 24B) porte sur des échantillons qui ont été choisis en fonction de la présence de grenat et/ou d'aluminosilicates dans la roche. Ce type d'assemblage montre une variance plus faible qui se prête mieux aux études thermobarométriques. Ils ont été collectés lors de la campagne de cartographie de l'été 2015 du MERN (Figure 2). Les lithologies principales échantillonnées pour la présente étude sont des métasédiments et des amphibolites. On notera qu'un échantillonnage des deux lithologies sur un même affleurement permet une approche

quantitative plus précise, les metabasites préservant plus facilement la pression prograde, le pic métamorphique et étant moins sujettes à la fusion partielle. Des lames minces ont été réalisées (laboratoire de l'Université Laval) pour mener une étude pétrographique microscopique. Cette approche complète les descriptions de terrain et sert de point de départ pour choisir les échantillons qui seront analysés pour une approche tectonométamorphique approfondie (levé de thermobarométrie régional, modélisation d'équilibre de phase, géochronologie de minéraux métamorphiques tels que grenat, monazite et zircon).

Dans le cadre de l'étude pétrographique dont les résultats sont reportés dans le présent document (Tableau 1), une attention particulière est portée à la forme et à la nature des grenats (Figure 3), ainsi qu'aux textures affectants les minéraux métamorphiques, tels que les micas et les aluminosilicates, et aux indices de fusion partielle (Figure 4). Une échelle de déformation de 1 à 4 a été définie. Le niveau 1 de l'échelle correspond à des échantillons ne présentant pas de fabrique planaire en lame mince. Le niveau 2 intègre une fabrique planaire, définie par l'alignement des phyllosilicates qui ne sont pas ou peu ségrégués en niveaux. Le niveau 3 correspond à des roches ayant subi une ségrégation des phyllosilicates. Ces derniers définissent la fabrique planaire en relation avec des minéraux allongés tels que le quartz ou la hornblende. Des sous-joints de grains, notamment dans le quartz, y sont associés et remarquable par une extinction ondulante. Ce niveau de déformation est typique des unités migmatitisées à schlierens de micas. Enfin, le niveau 4 de l'échelle de déformation (Figure 5f) intègre les échantillons mylonitisés, présentant à une déformation intense l'échelle de la lame mince, avec des grains fracturés et des textures locales de cataclasite. Les descriptions microscopiques ont été séparées en deux grands groupes en fonction de leur appartenance à la ZRL ou à la ZN.

3- Résultats

3-1 Zone Rachel-Laporte

Les échantillons de paragneiss présentent tous une structure planaire. Il s'agit d'une foliation minérale, assurée par l'alignement des phyllosilicates (biotites, muscovites), accompagné ou non par un aplatissement des grains de quartz et plagioclases. Les grenats des paragneiss sont généralement syn-cinématiques avec une taille moyenne comprise entre 1 et 5mm, mais certains échantillons présentent des grenats centimétriques (1 à 1,5 cm) (*e.g.* IL-3077-A2-15¹). Ils sont de formes variées. Localement, des grenats porphyroclastiques indiquent une croissance anté-cinématique. En général, les grenats sont porphyroblastiques et sont syn-cinématiques. Ils sont pour la plupart subidiomorphes, avec des quantités d'inclusions variables mais sont peu zonés à la différence des grenats des

¹ Se référer aux annexes Tableau 1 pour les échantillons cités en exemple.

amphibolites de la ZRL. Les grenats syn-cinématiques présentent des inclusions orientées selon la foliation minérale externe, voire dans certains cas témoignant d'une rotation syn-tectonique. Des ombres de pression sont par moment observées. Certains échantillons (*e.g.* IL-3074-A2-15, BC-6048-A-15) présentent du staurotide, généralement idiomorphe à sub-idiomorphe, qui selon les cas sont zonés et/ou rétrogradés en biotite (Figures 5d, 5e).

Les biotites présentent différentes morphologies. Elles sont le plus souvent idiomorphes et de la taille de la matrice minérale. On les observe le plus souvent réparties de façon homogène dans la roche mais peuvent se développer dans certains cas autour des grenats, témoignant de la rétrogradation de ces derniers. Une telle observation est aussi faite pour le cas des staurotides (Figure 5d). À l'opposé des biotites de la matrice, les biotites rétrogrades s'organisent dans certains cas en petits amas (*e.g.* BC-6132-A1-15) où elles sont généralement de granulométrie plus grossière que la matrice, et dont l'arrangement suggère un pseudomorphisme et une rétrogradation totale du grenat. Enfin, on observe parfois des petites zonations de bordure sur des biotites, matérialisées par un changement de pléochroïsme et indiquant une légère rétrogradation tardive (*e.g.* MP-1096-A-15). L'affleurement 3077 est le seul à présenter de la tourmaline. Les paragneiss de la ZRL ne contiennent pas de feldspaths potassiques contrairement à ceux de la ZN. Une exception est faite avec l'observation d'un feldspath potassique centimétrique présent sur la lame JC-5003-A-15. Au sein de ce dernier, on retrouve de nombreuses inclusions (MV, PG, QZ, ZC) orientées avec un angle de 60° par rapport à la foliation minérale, ainsi qu'un anneau rétrograde myrmékitique (QZ+PG).

Les roches métabasiques échantillonnées dans la ZRL sont des amphibolites. La proportion d'amphiboles est comprise entre 25 et 60%. On notera que les amphiboles sont assumées comme étant des hornblendes mais que des analyses chimiques à la microsonde seront réalisées pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Les échantillons sont en général affectés par une foliation minérale, marquée par l'alignement et/ou l'aplatissement des amphiboles. Elle est appuyée par l'alignement des biotites quand elles sont présentes dans la lithologie. Les granulométries sont plutôt homogènes au sein des échantillons mais varient de petite à moyenne à l'échelle de la zone. Certaines lames minces révèlent des matrices équigranulaires, granoblastiques à jonctions de grains triples apportant des évidences de recristallisation. Différentes générations d'amphiboles sont parfois identifiées (*e.g.* MV-8023-A-15), avec des premières amphiboles aplaties selon la fabrique planaire, et des secondes plus grosses et non affectées par la foliation. Les échantillons ont, comme c'est le cas pour les métapélites, subis une altération de basse température. Les minéraux de basse température sont la chlorite, la calcite et/ou l'épidote pour la grande majorité des échantillons. Ils s'observent à la fois à l'intérieur des grenats mais aussi dans la matrice, au niveau des bordures de grains.

La proportion des grenats est comprise entre 1 et 25%. Leur taille varie de 1 à 5mm. Ils présentent régulièrement une zonalité, avec des cœurs généralement plus riches en inclusions que les bordures (*e.g.* BC-6107-A1-15). Les inclusions y sont alors agencées de manière concentrique. Les grenats présentent des formes cristallines variées de

xénomorphes à idiomorphes, parfois rétrogradés en amphiboles (Figures 5a, 5b). Les grenats idiomorphes sont plus pauvres en inclusions et sont interprétés comme tardi- à post-cinématiques. Ils sont plus gros que la matrice. Les grenats ne présentent que rarement des inclusions d'amphiboles, comme il est le cas pour l'échantillon BC-6062-A1-15. Cette relation texturale témoigne de la cristallisation syn-cinématique des grenats dans le champ des amphiboles. La présence de biotites est beaucoup moins systématique que dans les métasédiments. Elles ne sont observées que dans quelques échantillons (BC-6062-A1-15; BC-6133-A2-15; BC-6134-B-15; NL-4067-A-15) où elles n'excèdent pas plus de 3 à 4% de la roche. Elles sont parfois associées à la rétrogradation des grenats (*e.g.* BC-6134-B-15).

La ZRL est généralement affectée par une altération de basse température. Cela se matérialise par la présence de calcite (*e.g.* BC-6107-A1-15 ; LP-2133-A-15) qui s'observe préférentiellement au niveau des joints de grains et qui remplace par endroits les amphiboles voire les grenats. De plus, de la séricite se retrouve sur certains échantillons (*e.g.* BC-6132-A1-15) la plupart du temps associée aux feldspaths plagioclases. L'épidote représente la troisième phase minérale caractéristique d'une altération de basse température. On l'observe dans plusieurs échantillons (*e.g.* MV-8024-A1-15 ; IL-3077-A2-15). Elle s'observe de manière éparse au sein de la roche, la granulométrie des épidotes étant systématiquement plus petite que celle de la matrice.

Enfin, de la kyanite est présente dans plusieurs échantillons (Tableau 1). Elle s'observe essentiellement dans la partie orientale de la ZRL. Bien que l'isograde soit difficile à extrapoler, une zone à kyanite est proposée à la figure 2.

3-2 Zone noyau

Les échantillons de la ZN sont représentés par des metabasites de type amphibolites et des paragneiss. La caractéristique fondamentale permettant de discriminer la ZN de la ZRL est la présence systématique de textures de fusion partielle (Figure 4). Elles se matérialisent à l'échelle de la lame mince, par des films de quartz ou de plagioclases monocristallins en bordures de grains, des granulométries très hétérogènes, des leucosomes quartzo-feldspathiques et dans certains cas des schlierens de phyllosilicates. La granulométrie est en général fortement hétérogène, permettant de distinguer les minéraux recristallisés et néoformés, et suggérant de la fusion partielle. Dans plusieurs échantillons, des microgranites sont observés en inclusions dans des grenats, témoignant de leur cristallisation en contexte péritectique. Ces derniers ont des formes plutôt arrondies, parfois dictées par les faces cristallines du grenat hôte.

Les paragneiss présentent des granulométries variées mais à tendance plus grossières et hétérogranulaires que les metabasites. À la différence des métasédiments de la ZRL, les lames minces présentent des lithologies très hétérogranulaires. La foliation minérale est assurée par les biotites, associées aux muscovites et aux sillimanites nématoblastiques lorsque ces minéraux sont présents. Des schlierens de biotite sont parfois formés (*e.g.* BC-

6130-B-15) dans des diatexites. La déformation est relativement plus accentuée que dans la ZRL. Les foliations minérales sont très bien marquées et une ségrégation minérale est quasi systématique. De plus, on observe dans des microlithons, des sous-joints de grains mis en évidence par une extinction ondulante des grains de quartz reflétant là encore une déformation plus intense.

Les grenats sont en général porphyroblastiques, le plus souvent alignés dans la fabrique planaire. Ils peuvent, selon les cas, être associés à des ombres de pression. Ils sont en majorité interprétés comme syn-cinématiques, mais peuvent être anté- à syn-cinématiques dans différents échantillons (*e.g.* MP-1019-B-15; NL-4075-A-15). Ils ont des tailles variables selon les échantillons comprises entre 1 et 10 mm. Des indices de fusion partielle tels que des microgranites sont presque systématiquement relevés. Ils permettent d'affirmer que la majorité des grenats ont alors cristallisés en domaine péritectique, en présence d'un liquide silicaté. Certains échantillons (*e.g.* MV-8004-A-15; NL-4075-A-15) présentent une altération de basse température matérialisée par la présence de chlorite, notamment dans les grenats, et/ou de séricite et calcite.

Les échantillons d'amphibolite de la ZN présentent systématiquement des textures de fusion partielle. Ils comprennent entre 30 et 50% de hornblende, qui s'observe parfois en inclusions dans les grenats (*e.g.* LP-2064-A-15 ; NL-4073-B1-15). Les échantillons présentent en général des granulométries moyennes, homogènes voire équigranulaires. Une foliation minérale moins accentuée que dans les lithologies plus felsiques est définie par l'aplatissement et l'alignement des amphiboles. Les biotites ne sont pas présentes dans tous les échantillons. On les observe par exemple dans les échantillons MP-1079-B1-15 et MP-1019-B-15. Elles ne dépassent jamais 7% de la roche mais se retrouvent orientées selon la fabrique planaire. Les grenats des unités métabasiques de la ZN sont anté- à syn-cinématiques et présentent selon les cas des formes xénomorphes à idiomorphes, avec des quantités d'inclusion variables, pouvant être disposées circulairement et créer une zonalité des grenats (*e.g.* LP-2064-A-15). Cependant, cette zonation est moins fréquente que dans les grenats des amphibolites de la ZRL. On notera que des faces cristallines de grenats squelettiques sont régulièrement préservées.

Finalement, de l'orthopyroxène est observé dans l'échantillon BC-6130-C-15 (Figure 5c). Il se retrouve en couronne symplectitique associée à du plagioclase autour des grenats. Ces derniers sont interprétés comme étant rétrogradés dans le faciès des granulites.

4- Interprétations

Le métamorphisme de la ZRL et de la partie ouest de la ZN est reconnu depuis de nombreuses années (*e.g.* Simard *et al.* 2013, Hammouche *et al.* 2011, Perreault et Hynes 1990, Poirier 1989). Sur la base d'observations de terrain, ces auteurs ont identifié des évolutions ouest-est des conditions métamorphiques, augmentant de la ZRL vers la ZN mais aussi au sein même de la ZRL. Poirier (1989) propose ainsi des isogrades de terrain

avec l'apparition du grenat, du staurotide et de la kyanite, reconnaissant des faciès métamorphiques. Les précédents travaux réalisés au sud (Hammouche *et al.* 2011) et au nord (Simard *et al.* 2013, Poirier 1989) de la région étudiée proposent une évolution graduelle ouest-est, passant du faciès schistes verts dans la Fosse, au faciès amphibolites dans la ZRL puis au faciès amphibolites supérieures à localement granulites dans la ZN. Les observations pétrographiques réalisées dans le cadre de cette étude sont en accord avec les descriptions antérieures. Il semble que le métamorphisme au faciès amphibolites de la ZRL, s'accroît vers l'est avec des indices locaux de fusion partielle qui se généralisent dans la ZN, indiquant du métamorphisme au faciès amphibolites supérieures voire localement granulites.

Premièrement, l'altération bien répandue à travers la ZRL rejoint les descriptions pétrographiques de Simard *et al.* (2013) qui indiquaient déjà que l'épidote, la chlorite et la calcite se retrouvaient parfois en proportion importante (particulièrement dans la Suite de Klein).

Ensuite, les descriptions pétrographiques réalisées semblent indiquer que la fusion partielle généralisée est le facteur discriminant entre la ZRL et la ZN. Certains échantillons de la ZRL présentent toutefois des indices de fusion partielle (*e.g.* JC-5068-A-15). La quantité d'échantillons impliqués dans ce cas étant trop faible, elle ne permet pas de définir une nouvelle zone au sein du Rachel-Laporte. Cela suggère cependant que certaines parties de la ZRL ont atteint localement des conditions de fusion partielle, impliquant un métamorphisme au faciès au moins amphibolites supérieures (Sawyer et Brown, 2008). Ces observations avaient déjà été faites pour la partie sud de la ZRL (Hammouche *et al.* 2011, unité pPLAP15). La ZRL a alors globalement subi des conditions de métamorphisme aux faciès des amphibolites et des amphibolites supérieures. Associée à cela, la présence de feldspaths potassiques est plus courante dans la ZN et se résume à certains échantillons migmatitisés de la ZRL. Les paragneiss de la ZN sont, en outre, très hétérogranulaires comparativement à ceux de la ZRL ce qui appuie un taux de fusion partielle plus élevé. En ce qui concerne les metabasites, les grenats sont la plupart du temps rétrogradés en amphiboles et/ou biotites. Ils sont régulièrement pseudomorphisés par des plagioclases en particulier dans la ZN. On notera que des grenats tardi- à post- cinématiques semblent plus fréquents dans la ZRL que dans la ZN où ils sont majoritairement syn-cinématiques.

De plus, la présence d'orthopyroxène retrouvé en bordure de grenat dans l'échantillon BC-6130-C-15 (Figure 5c) indique du métamorphisme ayant atteint le faciès granulite au moins localement dans la ZN. Cette observation a déjà été soulevée au nord par plusieurs auteurs pour le Domaine de Baie aux Feuilles (ZN) (Poirier 1989, Perreault et Hynes 1990, Simard *et al.* 2013). Ces derniers auteurs indiquent une première phase métamorphique précoce (avant 1845 Ma) au faciès granulitique (pic: 800-850°C et 6-8Kbar) suivie d'un métamorphisme au faciès des amphibolites (1830 Ma). Poirier (1989) indique un pic M2 à 1790-1770 Ma (U/Pb sur monazite et titanite). Au sud, Hammouche *et al.* (2011) décrivent aussi des paragenèses du faciès granulitique (*e.g.* FK+CX+OX) pour les domaines de Crossroad et Mistinibi-Raude (ZN). Le métamorphisme au faciès granulites

est ici interprété comme syn-tectonique, puisque l'orthopyroxène est présent en couronne autour des grenats, ce qui contraste avec le caractère granulitique primaire interprété par Simard *et al.* (2013) pour l'unité de Kaslac.

Enfin, il est difficile à partir des échantillons étudiés de tracer des isogrades des minéraux métamorphiques comme plus au nord (Poirier, 1989). Cependant, une zone à kyanite a été définie au sein de la ZRL dont l'extension vers l'est est hypothétique compte-tenu des lacunes d'échantillons dans cette zone. De plus, l'échelle de déformation préalablement définie permet d'interpréter une augmentation d'ouest en est. L'accroissement du faciès métamorphique vers l'est suggéré par les assemblages minéralogiques et les indices de fusion partielle est en accord avec ces interprétations. Les différences de granulométrie ne permettent pas de définir de relations est-ouest. Au regard de ces résultats préliminaire, il est difficile d'argumenter deux épisodes métamorphiques distincts pour la ZRL tels que suggérés par différents auteurs au nord de la zone d'étude (Poirier 1989, Perreault et Hynes 1990).

5- Travaux futurs

Pour aborder la problématique générale visant à quantifier le métamorphisme de la PCSE, les résultats préliminaires de pétrographie permettent de cibler des sites qui vont faire l'objet d'analyses approfondies. Les échantillons seront analysés à la microsonde électronique de l'Université Laval pour caractériser les solutions solides minéralogiques (*e.g.* grenats, amphiboles, plagioclases, ilménites). Des géothermomètres et thermobaromètres seront utilisés pour contraindre les conditions des pics métamorphiques. Une modélisation des équilibres de phases des échantillons retenus permettra de produire des chemins P-T pour la ZRL et pour la ZN. En complément, une étude géochronologique sera effectuée sur des sites clés (*e.g.* BC-6130-15 pour la ZN) qui présentent des couples d'échantillons paragneiss-métabasite. Plusieurs méthodes de datations seront utilisées pour intégrer l'espace-temps aux pseudosections réalisées. Le couple Lu-Hf, utilisé sur les grenats permettra de dater la partie prograde du chemin P-T. Les couples Sm-Nd utilisés sur grenats ainsi que U-Pb utilisés sur des zircons et monazites permettront de dater la partie rétrograde du métamorphisme, et notamment le passage du solidus. Enfin, une datation de l'âge de l'exhumation pourra être estimée par le couple U-Pb sur rutile et titanite.

La campagne de cartographie du MERN de l'année 2016 permettra des nouvelles collectes d'échantillons, cette fois ci le long d'un transect est-ouest, passant de la ZRL à la partie et de la ZN en passant par le Batholite de De Pas. La même méthodologie sera appliquée, avec une attention particulière donnée aux affleurements à grenat et à ceux présentant des couples métabasite/paragneiss. Cette deuxième phase du projet viendra compléter la coupe théorique de l'étude en prolongeant l'échantillonnage vers l'est.

Enfin, ce projet est en collaboration avec des approches en géologie structurale et en modélisation dans la PCSE. À terme, une compilation des données produites sera effectuée,

augmentant la banque de données à la base d'une interprétation géodynamique. La ZN est-elle un microcontinent détaché du craton du Supérieur? Y-a-t-il une évolution graduelle des conditions P-T de l'Orogène du Nouveau Québec vers celui des Torngat? Est-ce que la PCSE enregistre une tectonique archéenne, phanérozoïque ou transitionnelle entre les deux?

Conclusion

Ce rapport préliminaire s'intègre dans un projet de doctorat mené par Antoine Godet en collaboration entre l'Université Laval et le MERN, visant à caractériser le métamorphisme à travers la PCSE et intégrer ces données pour la compréhension de l'histoire géodynamique de mise en place de la province. Le résultat des études pétrographiques de la ZRL et de l'ouest de la ZN (SNRC 24B) sont présentés. Les échantillons décrits sont des amphibolites à grenat et des paragneiss à grenat \pm aluminosilicates. Les paragneiss de la Zone Rachel-Laporte présentent les assemblages minéralogiques $QZ+PG+BO+GR\pm MV\pm CL\pm CC\pm TM\pm FK\pm EP\pm SR$ et des minéraux accessoires tels que $ZC+RL+IM+MZ$. Les amphibolites présentent des assemblages minéralogiques $HB+QZ+PG+GR+CL\pm BO\pm EP\pm CC$ et les minéraux accessoires $ZC+RL+IM+MZ$. Les paragneiss de la ZN présentent des paragenèses à $QZ+PG+BO\pm FK\pm GR\pm MV\pm SM\pm CL\pm CC\pm SR$ et les amphibolites $HB+QZ+PG+GR\pm BO\pm CL\pm OX\pm EP\pm CC$. Les observations pétrographiques amènent à différentes conclusions. On confirme qu'il existe une augmentation de l'ouest vers l'est de l'intensité de la déformation, de la ZRL vers la ZN, mais aussi à l'intérieur de la ZRL. Une zone à kyanite a été définie dans la partie est de la ZRL. On rapporte de plus des indices de fusion partielle au sein de la ZRL, qui juste au regard des échantillons étudiés ne permettent pas de définir une sous-unité migmatitisée dans la zone. La ZRL a subi de l'altération de basse température caractérisée par la présence d'épidote, calcite, chlorite. Par ailleurs, cette étude confirme une migmatisation généralisée des protolithes dits « fertiles » (métasédiments) de la ZN. Enfin, le faciès des granulites est atteint localement dans la ZN, avec de l'orthopyroxène rétrograde. Semble-t-il justifié de croire que le métamorphisme de la ZN soit archéen? Selon les observations, est-il possible que la partie ouest de la ZN fasse partie de l'ONQ?

Références

CHARETTE, B. – GUILMETTE, G., 2014 – Pétrologie métamorphique de l'Orogène des Torngat et de la marge est de la ZN – Province de Churchill Sud-Est, rapport préliminaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-34, 50 pages.

CHARETTE, B. – GUILMETTE, G. *en préparation* – Thermobarométrie et géochronologie de l'Orogène des Torngat et de la marge est de la ZN - Province de Churchill Sud-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.

CHARETTE, B. *En préparation* – Long-lived Anatexis in the Exhumed Middle Crust from the Torngat Orogen and Eastern Core Zone: Constraints from Geochronology, Petrochronology, and Phase Equilibria Modeling. Univeristy of Waterloo, Thèse de maîtrise, 427 pages.

CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.

CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. Geological Society, London, Special Publications 2009; vol. 327, pages 457-479.

DIMROTH, E. et DRESSLER, B., 1978 – Metamorphism of the Labrador trough. Meta-morphism in the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., Pap, 1978, pages. 78-10.

DUNPHY, J.M. – SKULSKI, T., 1996 – Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a continental arc? *In* : Wardle R.J., Hall, J. (Eds.), Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting, 1996. 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, vol. 36, no 10, pages. 1711-1741.

ERMANOVICS, I. – VAN KRANENDONK, M.J., 1990 – The Torngat Orogen in the North River-Nutak transect area of Nain and Churchill provinces. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 279-283.

HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., 2011 – Géologie de la région du lac Bonaventure. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-03, 37 pages, 1 plan.

HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C., 2012 – Géologie de la région du lac Zeni. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG-2012-02, 35 pages, 1 plan.

HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the birth of a Craton: Early Proterozoic assembly and growth of ProtoLaurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences; vol. 16, pages 543-603.

- HOFFMAN, P., 1990 – Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-39.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; vol. 33, pages 216-230.
- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*; vol. 103, pages 31-54.
- KEAREY, P., 1976 – A regional structural model of the Labrador Trough, northern Quebec, from gravity studies, and its relevance to continent collision in the Precambrian. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 28, no 3, pages 371-378.
- KOLB, J., 2014 – Structure of the Palaeoproterozoic Nagssugtoqidian Orogen, South-East Greenland: model for the tectonic evolution. *Precambrian Research*, vol. 255, pages 809-822.
- LAFRANCE, I. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D., 2014 – Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G et 24F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG-2014-02; 49 pages.
- MACHADO, N. – GOULET, N. – GARIEPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, pages 1-15.
- MARTELAIN, J., 1986 – Batholithe de De Pas. Dans Rapport d'activité 86. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, pages 48-49.
- MARTELAIN, J. – CHENEVOY, M. – BELANGER, M., 1998 – Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec: infrastructure composite d'arc magmatique protérozoïque: *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 35, no. 1, pages 1-15.
- MOORHEAD, J., 1989 – Stratigraphy, structure and metamorphism of the Renia basement gneiss body and the adjacent cover succession in the western hinterland zone of the northern Labrador Trough, west of Kuujuaq, northern Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 174 pages.
- PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen. *Geosciences Canada*; vol. 17, no 4, pages 238-40.
- POIRIER, G.G. – PERREAULT, S. – HYNES, A., 1989 – Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic correlations and evolution* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 397-412.

- SAWYER, E. W., 2008 – Atlas of migmatites. NRC Research Press.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujuaq et de la Baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-04, 60 pages.
- ST-ONGE, M. R. – WODICKA, N. – IJEWLIV, O., 2007 – Polymetamorphic evolution of the Trans-Hudson Orogen, Baffin Island, Canada: integration of petrological, structural and geochronological data. *Journal of Petrology*, 2007, vol. 48, no 2, pages 271-302.
- ST-ONGE, M. – VAN GOOL, J. – GARDE, A., 2009 – Correlation of Archaean and Palaeoproterozoic units between northeastern Canada and western Greenland: constraining the pre-collisional upper plate accretionary history of the Trans-Hudson orogen. *Geological Society, London, Special Publications* vol. 318, no 1, pages 193-235.
- TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 393, 99 pages and 19 maps.
- THOMAS, M. D. – KEAREY, P., 1980 – Gravity anomalies, block-faulting and Andean-type tectonism in the eastern Churchill Province.
- VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, éditeurs). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.
- VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – PERREAULT, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (24I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 62 pages, 10 plans.
- WHALEN, J. – WODICKA, N. – TAYLOR, B E. – JACKSON, G D., 2010 – Cumberland batholith, Trans-Hudson Orogen, Canada: petrogenesis and implications for Paleoproterozoic crustal and orogenic processes. *Lithos*, 2010, vol. 117, no 1, pages 99-118.
- WARDLE, R.J. – VAN KRANENDONK, M.J., 1996 – The Paleoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation. *In: Brewer, T.S., editor! Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*. Geological Society; Special Publication, 112, pages 137-154.
- WARDLE, R.J. – JAMES, D.T – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Science*; Vol. 39, pages 639-663.

Annexes

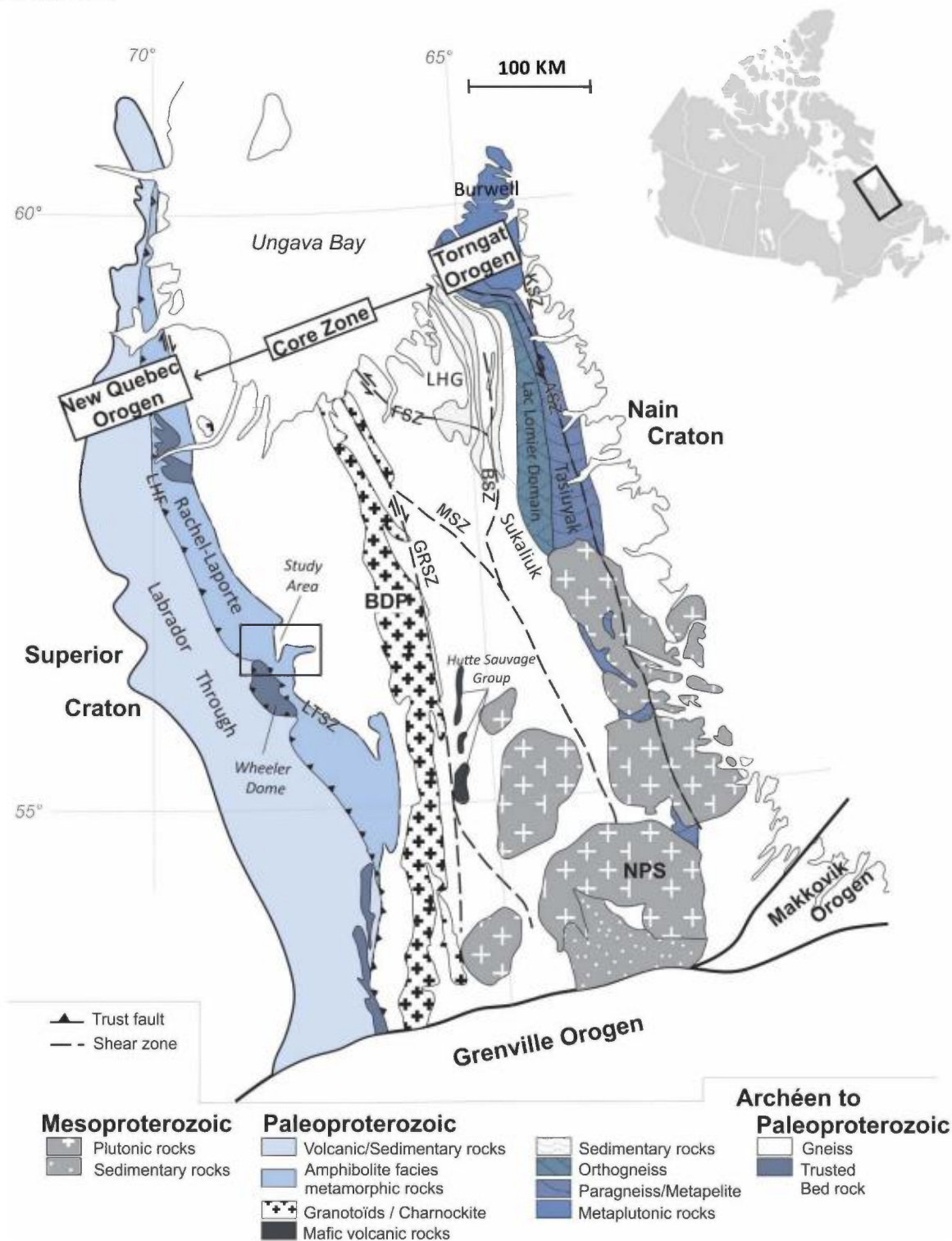


Figure 1 : Carte géologique de la Province du Churchill SE, modifiée d'après Wardle et al. (2002) et Simard et al. (2013). NPS : Suite plutonique du Nain, LHG : Groupe de Lake Harbour, cisaillements: KSZ (Komaktorvick), ASZ (Abloviak), BSZ (Blumath), FSZ (Falcoz), MSZ (Moonbase), GRSZ (Rivière Georges), LTSZ (Turcotte), LHF : Faille du Lac Hérodier

Rachel-Laporte

Zone noyau

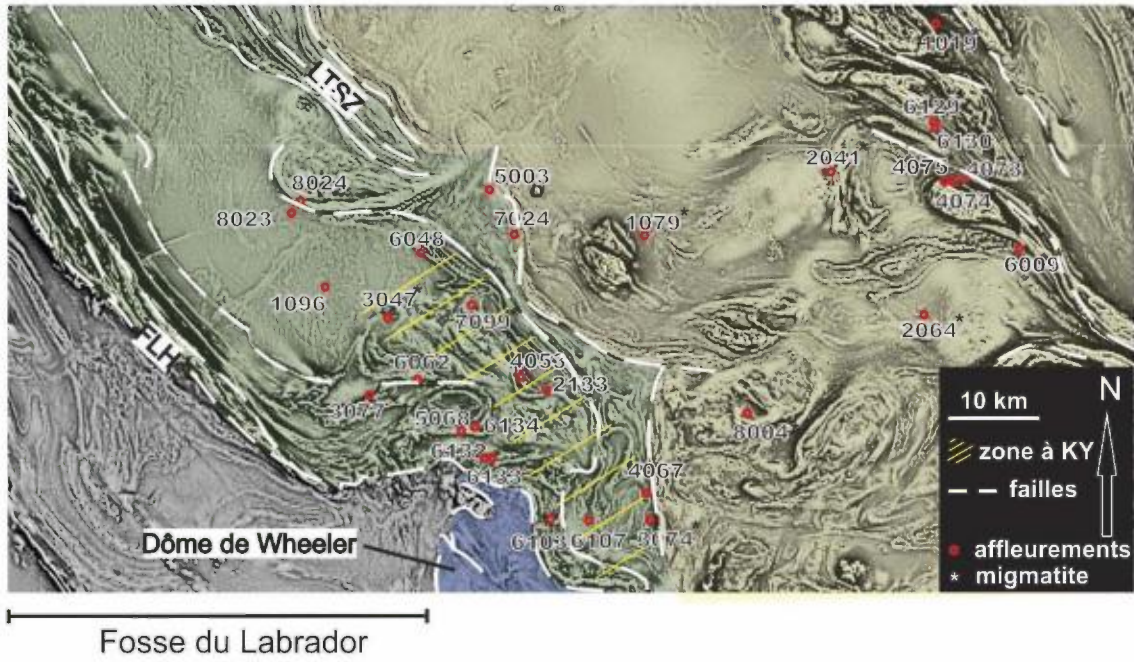


Figure 2 : Carte en composante résiduelle du champ magnétique total et localisation des échantillons étudiés, répartis entre la ZRL et la ZN. On notera que l'expression du cisaillement du Lac Turcotte n'est pas continue et extrapolée le long d'anomalies magnétiques.

Tableau 1 : Résultats de l'étude pétrographique. SNRC : Système National de Référence Cartographique, Est. : Estant. Nord. : Nordant, Litho. : Lithologie avec M4 étant des paragneiss et M16 des amphibolites. M. indique de la fusion partielle, ☐ est la déformation, le champ « -cinématique » correspond à l'interprétation de croissance des grenats.

	Échantillons	SNRC	Est.	Nord.	Litho.	Minéralogie, % modal	Mx de datation	Textures	M.	☐	Grenats			
											- cinématique	Nature des inclusions	Forme	
Rachel-Laporte	MV-8024-A1-15	24B13	570726	6297039	M4	QZ38 PG25 EP15 CL7 HB5 BO5 GR5 IM1	RL	FO HG	AE	2	syn-	QZ	PQ, ID à SB	
	IL-3077-B2-15	24B12	580969	6272257	M4	QZ35 PG25 BO15 GR10 EP8 IM5 MV4 TL3 CL1	ZC	FO HG	RE	3	syn-	EP QZ TL IM	SB	
	IL-3047-A3-15	24B12	584175	6284083	M4	QZ40 SU30 MV25 KY7	MZ	FO HG	(x)	3	-	-	-	
	MP-1096-A-15	24B12	575226	6287902	M4	QZ50 PG25 BO15 GR5 IM2	ZC	RE HJ		2	syn-	QZ BO	ID à SB	
	MO-7024-B-15	24B14	601814	6294269	M4	QZ50 PG25 BO15 GR2 IM1	ZC RL	HG SG	FO	2	syn- à post-	QZ ZC	XM à SB	
	IL-3047-A2-15	24B12	584175	6284083	M4	MV27 BO22 QZ18 KY15 PG12 SM5	ZC MZ	FO HG	x	3	-	-	-	
	BC-6103-A2-15	24B06	605875	6256377	M4	QZ50 PG20 HB15 GR15 BO5	ZC RL	FO GN		3	tardi- à post	SM BO QZ	ID SB PQ PC ZO	
	BC-6048-B-15	24B13	589862	6291374	M4	QZ45 BO20 MV20 GR5 SM5 SU5	RL ZC	FO RE	HG	3	syn-	SM QZ PG	SB ZO	
	JC-5003-A-15	24B14	597998	6302036	M4	QZ35 PG35 BO12 HB7 GR3 FK3	RU ZC MZ	HJ MY		2	syn-	QZ BO ZC	XM à SB	
	BC-6132-A1-15	24B11	594961	6264735	M4	QZ55 MV20 BO20 GR2 SR1 OX3	ZC	RE PG		3à4	anté- à syn-	QZ BO MV	PQ	
	IL-3074-A-15	24B06	619174	6256519	M4	QZ37 KY17 BO16 PG14 MV6 GR4 SM3 SU1 IM1	ZC	FO HG	x	3	anté- à syn-	QZ BO MV PG	PC SB XM	
	MO-7099-A2-15	24B14	595100	6285420	M4	QZ60 KY20 BO10 MV5 FK1 SR2	RL ZC	EQ SG	RE	x	3	-	-	-
	IL-3077-A2-15	24B12	580969	6272257	M4	QZ35 PG35 EP10 CL10 TL5 GR5	ZC MZ	FO EQ	HJ	2	syn-	TL HB EP QZ PG	ID à SB, PJ	
	BC-6107-A1-15	24B06	611471	6256354	M16	HB25 QZ30 GR12 PG10 CC5 CL3 IM2		FO HJ		2à3	tardi- à post	QZ CC CL	ID ZO	
	MV-8023-A-15	24B13	572243	6298668	M16	HB60 QZ20 PG15 CL5 GR1 EP1 IM2	ZC MZ	RE HJ		2à3	anté- à syn-	CL QZ	PJ	
BC-6062-A1-15	24B12	588046	6275271	M16	HB45 QZ20 PG17 GR10 BO2 IM2	RL	HG		2	syn-	QZ PG HB	SB SQ ZO		
BC-6133-A2-15	24B11	594976	6264674	M16	HB30 QZ30 GR15 PG15 BO1 CL1 IM2		FO HG	RE	1à 2	syn-	QZ PG IM CL	SB ZO RE ID		
BC-6134-B-15	24B11	595048	6268872	M16	HB60 QZ20 PG10 GR5 BO2 CL1 IM4	ZC MZ	FO HJ	(x)	2à3	syn-	QZ	SB XM SQ RG		
JC-5068-A-15	24B11	595790	6269056	M16	HB30 QZ30 PG25 GR2 IM5 CL1 AP1		FO SG	HG	x	3	anté-	QZ PG CL	XM SQ AL	

	NL-4067-A-15	24B06	618782	6260539	M16	HB30 QZ30 GR25 BO4 PG10 IM5	RL	EQ RE	2	syn- à post-	QZ IM	ID ZO
	NL-4053-A-15	24B11	601714	6275680	M16	HB35 QZ25 PG25 GR5 CC4 CL2 IM5		FO HG	2	anté- à syn-	QZ PG	PC SB SQ
	LP-2133-A-15	24B11	605544	6274015	M16	HB50 QZ20 PG15 GR5 CL5 CC5 EP2	RL	FO HG	2	anté- à syn-	EP CL QZ PG	SB
ZN	NL-4074-A-15	24B16	659807	6301659	M4	QZ37 PG25 BO15 GR15 ML5 CL2 IM1	ZC RL	FO HG	x 2	syn- et post-	QZ PG BO	ID SB ZO
	BC-6130-B-15	24B16	657677	6304909	M4	QZ29 BO24 SM14 PG12 FK8 GR7 MV4	ZC	SH FO	x 3	syn-	QZ BO ZO MV SM SB AP	ID
	BC-6130-A1-15	24B16	657677	6304909	M4	QZ45 PG20 BO15 GR15 FK5	MZ ZC RL	SG HG	x 3	syn-	QZ FK PG ZC RL	SB
	NL-4075-A-15	24B16	658940	6301595	M4	QZ30 PG25 BO15 GR10 SR5 CC5 IM1	ZC	GN AE HG	x 2à 3	anté à syn-	QZ BO PG CC SR	PQ PC SB AE
	BC-6130-A2-15	24B16	657677	6304909	M4	QZ35 PG30 ML15 BO8 GR 3	ZC	SG HG	x 2	syn-	BO QZ ZC	SB ZO RE PQ
	MV-8004-A-15	24B10	631987	6271095	M4	QZ35 FK15 PG25 BO15 GR7 SR5 CL5	RL ZC	SG	x 2	syn-	QZ PG FK CL SR BO RL	SB
	BC-6009-B-15	24B16	668618	6293269	M4	QZ45 PG20 BO25 GR8 FK5 SM5	ZC	RE HG	x 3	anté- à syn-	QZ BO PG SM	XM
	LP-2041-A-15	24B15	644011	6301779	M4	SM35 QZ25 BO15 PG10 GR5	ZC	SG MN	x 4	syn-	SM BO QZ	SB
	BC-6130-A3-15	24B16	657677	6304909	M4	QZ55 PG35 GR5 BO5	MZ RL ZC	FO RE	x 2à3	syn-	QZ PG BO	SB
	LP-2064-A-15	24B09	655705	6284474	M16	HB35 PG10 QZ10 FK10 GR8 BO7 SR7 CL5 IM3		AE HG	x 3	syn-	QZ PG HB CL IM	SB PC ZO
	MP-1019-B-15	24B16	655302	6315111	M16	HB35 PG30 QZ30 BO5 GR1 CL2 SR2	RL ZC MZ	HJ	x 1à 2	anté- à syn-	QZ PG	SQ RE
	BC-6130-C-15	24B16	657677	6304909	M16	HB45 GR34 QZ 11 OX5 IM3 CL1	MZ ZC	FO HJ	x 2	anté-	PG QZ	ID
	BC-6129-C-15	24B16	657620	6305227	M16	HB30 GR30 QZ20 PG20		FO RE EQ	x 1	syn-	QZ PG	SB SQ
	NL-4073-B1-15	24B16	660968	6302326	M16	HB50 QZ25 PG20 GR5 BO1 IM2		HJ FO	x 2	syn-	QZ PG HB IM	ID SB
	MP-1079-B1-15	24B14	617879	6294634	M16	HB40 QZ15 PG15 GR12 BO2 CL2 SR5 IM6		HJ EQ	x 1à 2	syn-	QZ HB	SQ SB PC
	MP-1079-B3-15	24B14	617879	6294634	M16	HB40 QZ20 PG15 GR10 SR5 CL2		RE EQ AE FO	x 1à2	anté- à syn-	QZ HB PG	XM

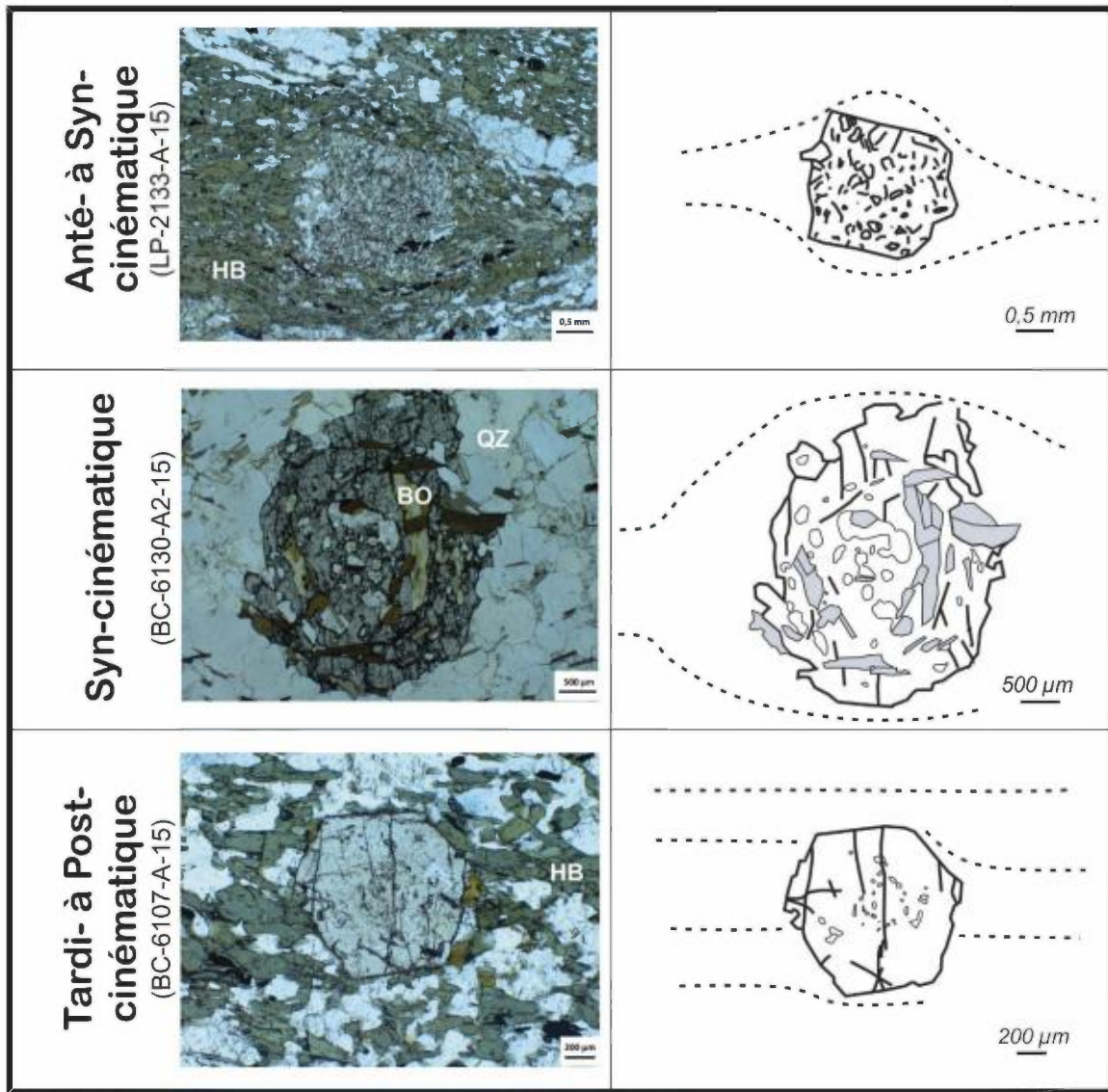


Figure 3 : Microphotographies et interprétations schématiques des différentes générations de grenats. Ainsi, les grenats anté- à syn-cinématiques porphyroclastiques sont généralement contournés par la foliation minérale. Ils sont régulièrement associés à des ombres de pression et incluent parfois des inclusions orientées à angle plus ou moins fort par rapport à la foliation externe. Ils sont généralement démembrés, à squelettiques mais peuvent préserver des faces cristallines bien distinctes. Les grenats syn-cinématiques sont généralement sub-idiomorphes. Ils contiennent des minéraux métamorphiques tels que des biotites, sillimanites ou encore hornblendes. Ils présentent une zonation texturale circulaire avec inclusions de nature et de proportion différentes. Ils sont contenus dans la foliation minérale. Enfin, les grenats tardi- à post-cinématiques sont systématiquement idiomorphes à sub-idiomorphes, à faces cristallines nettes. Ils présentent parfois une légère zonation des inclusions (grenats tardi-cinématiques). Ils se surimposent à la foliation minérale.

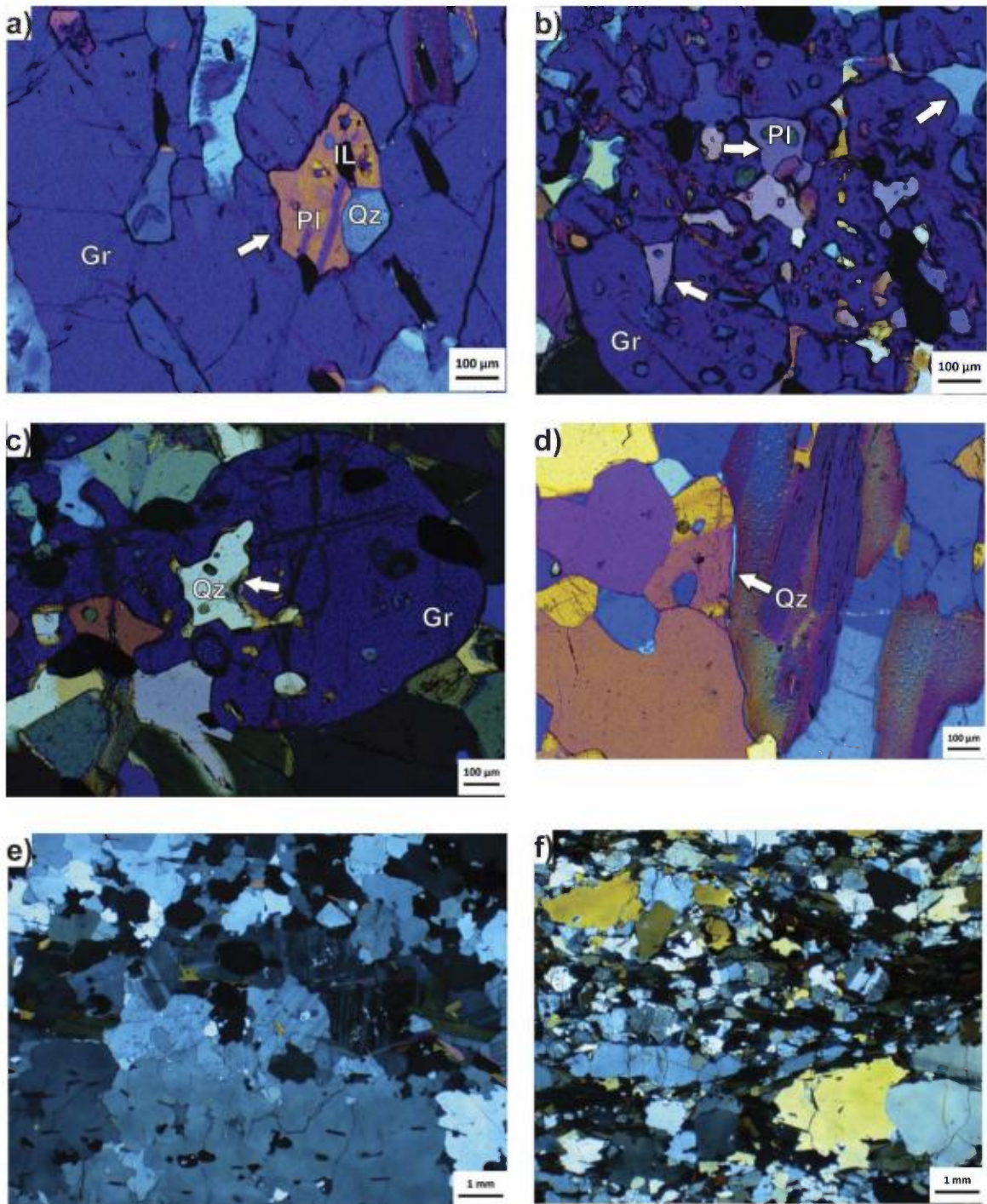


Figure 4: Microphotographies en lumière polarisée analysée avec ou sans plaque de quartz unidirectionnelle. a) BC-6130-A1-15: Microgranite en inclusion dans un grenat. On remarque un unique grain de plagioclase dans l'inclusion b) MP-1079-B1-15: Indice de fusion partielle. Les flèches indiquent des formes typiques d'inclusions de pseudomorphes de liquide et des microgranites. c) MP-1079-B1-15: Microgranite en inclusion dans un grenat. d) BC-6130-A1-15: Film de quartz typique de fusion partielle. e) BC-6130-A3-15: Texture hétérogranulaire typique des migmatites. f) BC-6009-B-15: Idem e).

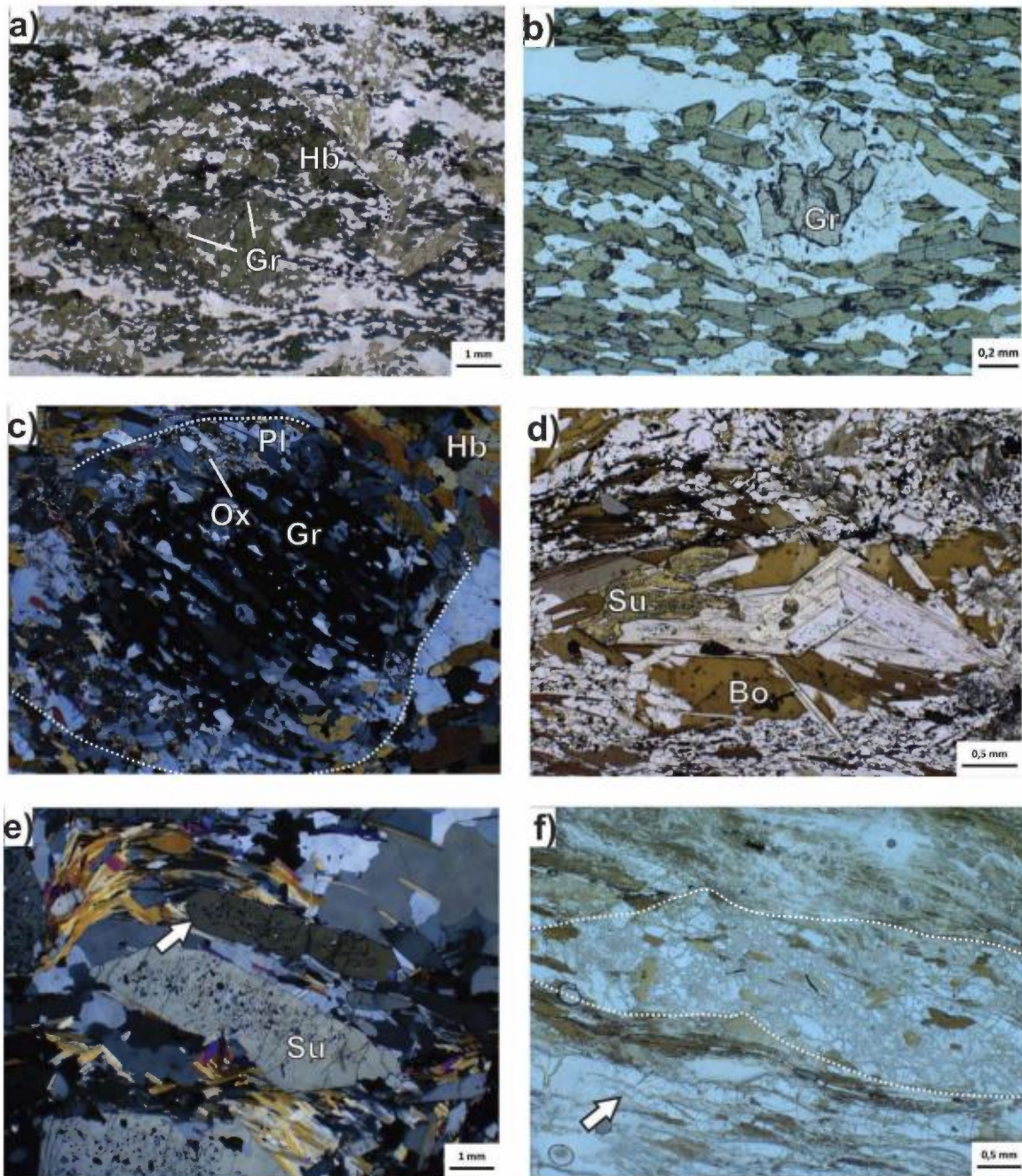


Figure 5: a) JC-5068-A-15: Fantôme de grenat rétrogradé en amphiboles. La ligne en pointillés indique la forme initiale du grenat. b) MV-8023-A-15: Grenat anté-cinématique porphyroclastique avec ombres de pression de quartz. c) BC-6130-C-15: Grenat anté- à syn-cinématique avec une couronne symplectitique d'orthopyroxène et plagioclase dans une amphibolite. d) BC-6048-A-15: Staurotide rétrogradé en biotites. On remarque des faces cristallines préservées du staurotide ainsi qu'une taille des biotites supérieure à celle de la matrice. e) IL-3047-A2-15: Staurotides idiomorphes dans un paragneiss. On remarque une zonation avec des bordures dépourvues d'inclusions. f) LP-2041-A-15: Mylonite (niveau 4 sur l'échelle de déformation). La zone encerclée présente une cataclasite. La flèche indique des grains de quartz fracturés.