

# MB 2018-31

Chemins PT et style d'exhumation du Complexe de Mistinibi, Province du Churchill Sud-Est, Canada

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*License*

Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

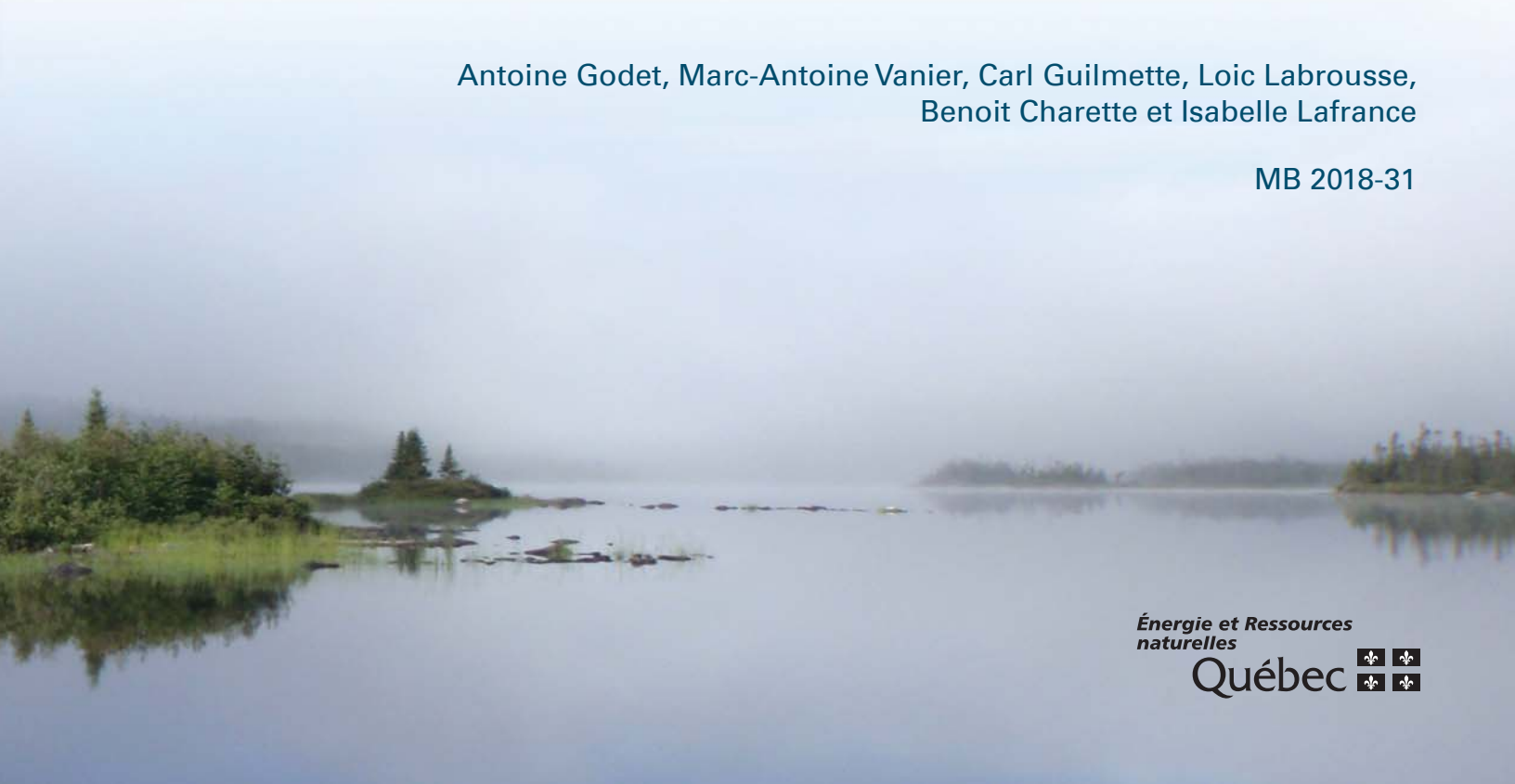
Québec 



## **Chemins PT et style d'exhumation du Complexe de Mistinibi, Province du Churchill Sud-Est, Canada**

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

MB 2018-31



**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.

# **Chemins PT et style d'exhumation du Complexe de Mistinibi, Province du Churchill Sud-Est, Canada**

**Antoine Godet<sup>\*1</sup>, Marc-Antoine Vanier<sup>1</sup>, Carl Guilmette<sup>1</sup>, Loic Labrousse<sup>1,2</sup>, Benoit Charette<sup>3</sup>,  
Isabelle Lafrance<sup>3</sup>**

*1. Université Laval, Québec, Canada*

*2. Sorbonne Université, Paris, France*

*3. Ministère de l'énergie et des ressources naturelles, Québec, Canada*

Rapport d'avancement

Délivré le 15 mars 2018

## Résumé

La Province du Churchill Sud-Est (PCSE) expose les racines de différents domaines lithotectoniques amalgamés et compris entre deux ceintures orogéniques paléoprotérozoïques, en faisant un sujet de choix pour la compréhension des régimes tectoniques et thermiques de cette époque charnière. Le Complexe de Mistinibi constitue l'un de ces domaines. Il présente des lithologies supracrustales paléoprotérozoïques affectées par un métamorphisme répandu au faciès supérieur des amphibolites et des granulites. Une étude pétrologique détaillée ainsi que des modélisations de l'équilibre de phases dans le système (Mn)NCKFMASHTO par le logiciel THERMOCALC sont appliquées sur deux couples d'échantillons métapélite/métabasite. Les pressions maximales obtenues s'accordent à ~8 kbar, pour des températures variant de 735 °C à 815 °C. L'épisode métamorphique au pic est interprété antérieur à la déformation. Les chemins pression-température définissent une trajectoire horaire suivie d'un refroidissement isobare, typique d'une exhumation liée à une érosion lente dans un contexte de haute température. Les âges et les gradients métamorphiques ne coïncidant ni avec l'empreinte de l'Orogène des Torngat ni avec celle de l'Orogène du Nouveau Québec, le Complexe de Mistinibi semble avoir sauvé sa propre histoire métamorphique, plus de 100 Ma avant le reste de la PCSE.

# Table des matières

Résumé.....	2
I. Introduction.....	5
II. Contexte géologique .....	6
III. Stratégie d'échantillonnage.....	7
IV. Pétrographie et chimie minérale.....	8
i. Conditions analytiques .....	8
ii. Résultats .....	9
16-AG-2122-A .....	9
16-AG-2122-D.....	9
16-AG-2049-A .....	10
16-AG-2049-B .....	10
V. Modélisation d'équilibres de phases.....	11
i. Méthodologie .....	11
ii. Topologie des pseudosections .....	12
iii. Chemins PT .....	12
VI. Discussion .....	14
VII. Remerciements.....	15
VIII. Références.....	17
IX. Annexes .....	21

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Chimie minérale des solutions solides représentatives (%).....	21
Tableau 2: Chimies représentatives des grenats (%).....	22
Tableau 3: Chimies utilisées dans la modélisation d'équilibres de phases (%).....	22

## Liste des figures

Figure 1: Carte de localisation des échantillons.....	23
Figure 2: Macrophotographies.....	24
Figure 3: Carte SEM-MLA.....	25
Figure 4: Microphotographies de lames minces.....	26
Figure 5: Profils quantitatifs de grenat et cartes élémentaires représentatives.....	27
Figure 6: Pseudosections pour le couple 2049.....	27
Figure 7: Pseudosections pour le couple 2122.....	27
Figure 8: Chemins pression-température comparatifs et gradients rétrogrades.....	30

## I. Introduction

L'une des questions qui anime le monde de la recherche en géodynamique terrestre ces dernières années est la transition entre les régimes tectoniques archéens et ceux dits modernes. Les discussions portent sur le moment de la transition, sa durée, ses conditions thermiques (Brown, 2006) ou encore l'existence d'un modèle transitoire (Cagnard et al., 2011; Johnson et al., 2017; Weller and St-Onge, 2017). L'Orogène Trans-Hudson (THO) introduit par Hoffman (1981) expose plusieurs zones collisionnelles paléoprotérozoïques séparant différents cratons archéens de tailles variables du craton du Supérieur (Corrigan et al., 2009; Hoffman, 1990; Lewry and Collerson, 1990; St-Onge et al., 2006; Whalen et al., 2010). Cette disposition préservée s'avère être un sujet de choix dans l'étude des conditions thermiques de cette époque.

La Province du Churchill Sud Est (PCSE) occupe une partie septentrionale du Québec et du Labrador (Figure 1). Comprise entre les cratons Nord Atlantique et Supérieur, elle expose des marges péricratoniques associées à des domaines lithotectoniques de croûte moyenne à inférieure exhumée dont la nature et la provenance ne sont pas toujours claires. La PCSE est alors définie en trois grands ensembles (Figure 1), à savoir d'est en ouest : (1) l'Orogène paléoprotérozoïque des Torngat (OT) d'affinité *Large Hot Orogen* (e.g. Charette, 2016; Wardle et al., 2002; Wardle et al., 1990); (2) la Zone Noyau (ZN) comprenant des domaines archéens à paléoprotérozoïques d'affinité métamorphique peu connue assemblés le long de zones de déformation ductiles (e.g. Wardle et al., 2002); (3) l'Orogène du Nouveau Québec (ONQ) de type accréctionnaire, chevauchant vers l'ouest une partie de la ZN sur le Supérieur et son avant pays (voir pour une revue Charette et al., 2016; Simard et al., 2013).

Le Complexe granulitique de Mistinibi (Van der Leeden, 1986) affleure dans le centre de la PCSE, au sein du Domaine de Mistinibi-Raude. Les datations existantes révèlent des âges de mise en place uniquement paléoprotérozoïques compris entre ca. 2400 et 2000 Ma (Corrigan et al., 2018; Lafrance et al., 2016) rendant ce jeune domaine unique au sein du THO. L'expression du Complexe de Mistinibi est de plus caractérisée par une anomalie magnétique faible généralisée et peu perturbée (Vanier et al., en préparation). Bien que les assemblages minéraux aient permis d'identifier des conditions de croûte moyenne à inférieure répandues, aucune étude thermobarométrique quantitative n'est reportée à ce jour dans cette zone. Les récentes campagnes de cartographie du Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec ont permis de nouvelles collectes d'échantillons dans le Complexe de Mistinibi. Ce présent rapport



révèle les dernières avancées de quantification métamorphique sur quatre échantillons ciblés de la région. Les chemins pression-température PT et modes d'exhumation sont définis à partir d'une approche complémentaire combinant une étude pétrologique détaillée, des nouvelles données de chimie minérale, et des modélisations d'équilibres de phases.

## II. Contexte géologique

À la suite des premières campagnes de reconnaissance menées par Taylor dans les années 70 (Taylor, 1979), la Zone noyau a fait l'objet de plusieurs travaux récents de cartographie, notamment effectués par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec (MERN, Charette et al., 2016; Hammouche et al., 2012; Hammouche et al., 2011 ; Lafrance et al., 2015; Lafrance et al., 2014; Verpaelst et al., 2000). D'abord définie comme un prolongement de la Province de Rae (Hoffman, 1988), la ZN est interprétée comme un microcontinent archéen à paléoprotérozoïque faisant partie intégrante du THO (James et al., 1996; St-Onge et al., 1999; Wardle et al., 2002; Wardle et al., 1990) et associée au microcraton Meta Incognita identifié sur l'île de Baffin (St-Onge et al., 2000). L'architecture interne de la Zone noyau suggère qu'il s'agit d'un bloc composite de différents domaines lithotectoniques (Figure 1), assemblés au début du Paléoprotérozoïque et séparés par des zones de déformation ductiles conjuguées d'échelle crustale à lithosphérique (Hammouche et al., 2012; Hammouche et al., 2011 ; James et al., 1996; James and Dunning, 2000; Lafrance et al., 2014; Van der Leeden et al., 1990; Vanier et al., en préparation; Wardle et al., 2002). L'approche métamorphique quantitative dans la PCSE est récente et a seulement été appliquée aux deux ceintures orogéniques bordant la province. Ainsi, l'orogène des Torngat, adjacent au Complexe de Mistinibi dans la partie orientale, a fait l'objet d'une approche thermobarométrique quantitative dans sa portion québécoise (Charette, 2016). Basé sur les assemblages minéralogiques, des pseudosections, de la thermobarométrie et l'absence d'indices de haute pression, cet auteur propose un gradient métamorphique barrovien pour l'ensemble des unités affectées par l'orogène. Les pics métamorphiques (ca. 1885 et 1840 Ma), définis par les assemblages mafiques, sont systématiquement plus élevés que les métapélites et atteignent jusqu'à 12.5kbar. Enfin, Charette (2016) indique un refroidissement du système jusqu'à 1780 Ma, interprétant une exhumation contemporaine pour tous les terrains affectés par l'OT, et non reliée à un processus tectonique.

Dans la partie occidentale de la PCSE, l'Orogène du Nouveau Québec présente quant à lui des pics métamorphiques inférieurs à 9kbar et jusqu'à 790°C, des évidences locales de décompression isothermale et un refroidissement paléoprotérozoïque à partir de ca. 1807 Ma (Godet et al., en préparation). La géométrie, la courte longévité du cycle orogénique, le régime thermique et la définition d'un gradient métamorphique barrovien ont amené plusieurs auteurs à le décrire comme un orogène accréctionnaire (e.g. Godet et al., en préparation; Wardle et al., 2002).

Le Complexe de Mistinibi, inclus dans le Domaine lithotectonique de Mistinibi-Raude délimité par les zones de cisaillement de la Rivière George et de Moonbase (Vanier et al., en préparation), est principalement constitué de paragneiss migmatisés et de diatéxites, et inclut des unités gabbroïques, amphibolitiques et granitiques (Hammouche et al., 2012; van der Leeden, 1994 et Lafrance et al. 2016 pour une revue). Lafrance et al (2016) divisent cette zone en plusieurs unités dont les principales sont : (1) une unité de paragneiss potassique rubané et comprenant 2-30% de leucosomes. Ces auteurs y décrivent des structures stromatiques ainsi que du plissement ou du boudinement local ; (2) une unité de diatexite présentant un rubanement discontinu, des schlieren, des textures de fluage et qui a une affinité peralumineuse. Les assemblages minéraux à grenat, biotite, sillimanite ± hornblende (Lafrance et al. 2016) et localement orthopyroxène (Godet et al., 2017) suggèrent des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites supérieur et des granulites.

Contrairement à tous les ensembles lithotectoniques définis dans la ZN, à l'exception du Batholite de De Pas (1860-1805 Ma, Lafrance et al., 2015; Lafrance et al., 2014; Simard et al., 2013; Verpaelst et al., 2000; Wardle et al., 2002), le Complexe de Mistinibi présente des âges uniquement paléoprotérozoïques. Lafrance et al. (2016) ont alors obtenu des âges à 2094±13 Ma (cœurs des zircons dans les unités de diatexite) et 2005±12 Ma (surcroissance métamorphique). Il en est de même pour les unités lithologiques composant le domaine de Mistinibi-Raude comme le Complexe de Ntshuku (2373±3 Ma, D. Davis, *communication personnelle*) et le Groupe de la Hutte Sauvage (pic de déposition à 2321±3 Ma et âge maximal de déposition 1973±26 Ma, D. Davis, *communication personnelle*).

### III. Stratégie d'échantillonnage

Les sites d'échantillonnage ont été sélectionnés parmi les affleurements décrits par les géologues du MERN au cours de l'été 2016. Les géofiches descriptives sont accessibles sur la plate-forme

SIGEOM (<http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/>). Il s'agit de deux paires d'échantillons à grenat, comprenant chacune deux lithologies distinctes, à savoir une métapélite et une metabasite (Figure 1). Bien qu'elles aient subi les mêmes conditions métamorphiques, ces deux lithologies ne préservent généralement pas les mêmes informations PT et leur quantification est alors complémentaire.

Le site 2049 expose un paragneiss migmatisé à biotite-grenat (Figure 2a) dont l'aspect hétérogène est causé par la répartition des leucosomes (~ 10% de la surface de l'affleurement). Une roche mafique amphibolitique à grenat est observée sur un niveau métrique boudiné parallèlement à la foliation orientée N320° et globalement verticale. Les deux lithologies ont été échantillonnées pour cette étude.

Le site 2122 présente un paragneiss migmatisé à niveaux de diatexite (5%). Le mobilisat représente environ 10 % de la surface totale de l'affleurement. Des enclaves boudinées mafiques, dont la taille varie de 3 à 30 cm sont alignées dans la foliation principale à N170/70°. Une linéation d'étirement minéral est reportée à N335/65°. On note la présence de grenat dans toutes les lithologies. L'échantillonnage a ciblé les enclaves et l'encaissant immédiat peu migmatisé (Figure 2b-c).

## IV. Pétrographie et chimie minérale

### i. Conditions analytiques

Des analyses ponctuelles ont été réalisées avec la microsonde Cameca SX-100, sous la supervision de Marc Choquette au Département de Géologie et de Génie Géologique de l'Université Laval. Les conditions analytiques étaient 15kV, 20nA avec un temps d'acquisition au pic de 20s et 10s sur l'arrière-plan. Les standards utilisés pour la calibration ont été des oxydes (Smithsonian microbeam standards) ou des minéraux (Mineral Standard Mount MINM25-53 of Astimex Scientific Limited; Jarosewich et al. 1980). Les données ont été réduites selon le modèle PAP. Les analyses ponctuelles ont été réalisées au cœur des cristaux pour les solutions solides ciblées. De plus, des profils de points ont été réalisés dans les grenats. Une moyenne de 20 analyses ponctuelles a été mesurée, visant à traverser d'une bordure à l'autre les grenats en passant si

possible par le centre de nucléation. Enfin des cartes élémentaires en Fe, Mg, Ca et Mn ont été produites avec une résolution de 512x512 pixels et un temps d'acquisition de 20ms par pixel. Les analyses retenues présentent des totaux compris entre 98,5 et 101,5 wt%. Les données représentatives sont présentées dans le tableau 1 et la figure 5. Des cartes SEM-MLA ont été produites au laboratoire CREAT (Memorial University Newfoundland, Saint John's) pour les quatre lames minces présentées afin d'obtenir les proportions modales des différentes phases minérales.

## ii. Résultats

### *16-AG-2122-A*

L'échantillon 2122A est une métapélite, foliée et très homogène à l'échelle de la lame mince. L'assemblage minéral observé est Qtz-Grt-Bt-Pl-Ilm et la proportion modale de chaque phase est indiquée sur la figure 3. Les chimies minérales représentatives sont indiquées dans le Tableau 1. Les fantômes de porphyroblastes de grenat se distinguent par la forme des plagioclases ( $An_{45-62}$ ). Les rares portions préservées de grenat (Tableau 2, Figure 5,  $X_{Alm}$  0.64-0.70;  $X_{Sps}$  0.05-0.17;  $X_{Prp}$  0.07-0.15;  $X_{Grs}$  0.08-0.14) montrent une zonation de diffusion par rééquilibration intracrystalline à haute température (Caddick et al., 2010; Spear, 1991), à bordures d'échange cationique avec la biotite (Spear and Florence, 1992). Les cœurs ont des composantes pyropes et grossulaires plus riches ( $X_{Prp}$  0.15;  $X_{Grs}$  0.14) que les bordures ( $X_{Prp}$  0.07;  $X_{Grs}$  0.08). Les bordures semblent enrichies en Mn ( $X_{Sps}$  0.17-0.20) en comparaison aux cœurs ( $X_{Sps}$  0.05). La biotite ( $Fe\#$  0.56-0.58;  $Ti$  a.p.f.u 0.19-0.24;  $Al^{IV}$  2.64-2.65) est pré-cinématique, marquant la foliation et contournant par endroit les anciens porphyroblastes de grenat. Elle est interprétée prograde.

### *16-AG-2122-D*

Cet échantillon est retrouvé sous forme d'enclave dans la lithologie 2122A. Il s'agit d'une amphibolite à grenat-hornblende-clinopyroxène-sphène. Le grenat ( $X_{Alm}$  0.52-0.59;  $X_{Sps}$  0.02-0.03;  $X_{Prp}$  0.11-0.16;  $X_{Grs}$  0.26-0.29) représente 6% de la roche. Les profils quantitatifs plats s'expliquent par diffusion intracrystalline à haute température et les bordures plus ferreuses et manganifères à des échanges de cations entre solutions solides (voir 2122A). La Mg-hornblende ( $Mg\#_{0.43-0.61}$ ,  $(Na+K)_A$  0.04-0.42,  $Si_{6.5-7.4}$  a.p.f.u) s'exprime dans la matrice et en remplacement des clinopyroxènes. Ces derniers ( $Fe\#_{0.31-0.36}$ ,  $Na$  0.01,  $Ca_{0.9}$  a.p.f.u) présentent des valeurs en sodium faibles. Le plagioclase ( $An_{94-97}$ ) est très calcique. Le sphène représente 5% de la roche et s'exprime sous forme de cristaux idiomorphes millimétriques. Plusieurs symplectites hornblende-plagioclase

(figure 4d), observées le plus souvent autour des grenats, pourraient être le produit du rétro-morphisme en raison de la présence d'un ancien liquide anatectique.

#### *16-AG-2049-A*

L'échantillon 2049A présente une métapélite foliée à rubanée relativement homogène dont l'assemblage minéralogique est Qtz-Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm. Les porphyroblastes de grenats ( $X_{Alm}$  0.67-0.79;  $X_{Sps}$  0.01-0.02;  $X_{Prp}$  0.15-0.28;  $X_{Grs}$  0.03-0.04) varient en taille de 1 à 3mm. Deux habitus texturaux s'observent. Un ruban riche en plagioclase ( $An_{27-29}$ ) (en haut sur la figure 3c) contient les plus gros grenats de l'échantillon. Ces derniers sont poecilitiques, riches en inclusions de quartz et préservent par endroit des faces cristallines. Aucune zonation texturale n'y est relevée. Les profils quantitatifs sont plats, indiquant de la rééquilibration intracristalline à haute température. Ils montrent des bordures réactionnelles plus riches en Fe et Mn ( $X_{Alm}$  0.79;  $X_{Sps}$  0.02), interprétées comme des échanges tardifs de cations avec la biotite (voir 2122A). Un second ruban, riche en feldspath potassique ( $Or_{88-91}$ ), comprend des grenats subidiomorphes. Leurs cœurs texturaux sont riches en inclusions de quartz, parfois orientées à angle par rapport à la foliation de la matrice, contrairement au reste des cristaux de grenat qui en sont dépourvus. Ces observations pourraient témoigner de deux phases de cristallisation distinctes. L'alignement des biotites ( $Fe\#$  0.45-0.46;  $Ti$  a.p.f.u 0.27-0.33;  $Al^{IV}$  2.61-2.67) marque la foliation principale. Elles sont considérées progrades.

#### *16-AG-2049-B*

Cet échantillon est une amphibolite, de protolite mafique, à grenat-hornblende-clinopyroxènes. Les grenats ( $X_{Alm}$  0.57-0.63;  $X_{Sps}$  0.02-0.03;  $X_{Prp}$  0.14-0.18;  $X_{Grs}$  0.19-0.22) sont xénomorphes, consommés lors du métamorphisme rétrograde. Ils ne présentent pas de zonation en éléments majeurs si ce n'est de minces bordures réactionnelles à la manière des grenats de l'échantillon 2049A mais remplacés par des hornblendes. Les amphiboles ( $Mg\#_{0.53-0.57}$ ,  $(Na+K)_A$  0.47-0.52,  $Si_{6.5}$  a.p.f.u) occupent 50% de la roche et varient en composition de tschermakite à edenite (Godet et al., 2017; Leake et al., 2004). Elles s'observent dans la matrice ainsi qu'en remplacement de clinopyroxènes. Ces derniers enregistrent les conditions de plus haute pression ( $Fe\#_{0.34-0.37}$ ,  $Na_{0.02}$ ,  $Ca_{0.9}$  a.p.f.u) mais leur faible contenu en sodium exclut des conditions éclogitiques préservées. Le plagioclase ( $An_{44-48}$ ) est relativement peu calcique. Des petits films de plagioclase autour de

hornblende (figure 4c) témoignent de l'existence d'un liquide anatectique et du passage de l'échantillon dans des conditions suprasolidus.

## V. Modélisation d'équilibres de phases

### i. Méthodologie

Les deux échantillons de métapélites migmatisées ont été modélisés dans le système MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> (MnNCKFMASHTO) et ceux de metabasite dans le système NCKFMASHTO. Les pseudosections ont été calculées via le logiciel THERMOCALC 3.40 (Powell et al., 1998), utilisant la base de données tc-ds62 et les modèles d'activités aX de White et al. (2014b). Ceci implique les modèles d'activités de la biotite, du grenat, de la staurotite, de la chlorite, du chloritoïde, de l'orthopyroxène et de l'ilménite (White et al., 2014b) ; de l'augite, de la hornblende et du liquide anatectique des metabasites (Green et al., 2016) des micas blancs (White et al., 2014a); de l'épidote (Holland and Powell, 2011) et des feldspaths (Holland and Powell, 2003). Le quartz, l'H<sub>2</sub>O, le rutile et les aluminosilicates sont considérés purs. Les incertitudes liées à de telles modélisations sont discutées dans Palin et al. (2016). Les abréviations utilisées sont : q=quartz, g=grenat, pl et pli=plagioclase, ksp=feldspath potassique, bi=biotite, mu=muscovite, cd=cordierite, ilm=ilménite, ru=rutile, opx=orthopyroxène, aug=augite, hb=hornblende, sph=sphène, liq et L=liquide, sill=sillimanite.

Les compositions de métapélites utilisées dans les modélisations ont été calculées par équilibre de masse en utilisant les proportions modales obtenues par SEM-MLA et les chimies représentatives des solutions solides obtenues à la microsonde (Tableau 3). En l'absence de magnétite ou d'hématite, le degré d'oxydation a été fixé à O=0,05 (Patrick, 2016). Dans le cas des échantillons basiques, les analyses globales ont été utilisées après soustraction du phosphore et correction du CaO pour les apatites. La quantité d'eau a été fixée artificiellement de manière à saturer le solidus (H<sub>2</sub>O = ~ 1% mol.) à 7 kbar. Le ratio  $X_{Fe^{3+}} = Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})=0.12$  (Rebay et al., 2010, Palin et al., 2016) a été appliqué afin d'obtenir le FeO. Le taux d'oxydation est calculé comme suit :  $2FeO + O = Fe_2O_3$  et  $X_{Fe^{3+}}=2O/FeO$ .

Les isomodes ont servi de contrôle de premier ordre pour reproduire les proportions modales observées. Si applicable, au moins trois isoplètes différents ont été croisés pour contraindre des

conditions PT, soit le Fe# ( $x=Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ) des phases ferromagnésiennes, la part grossulaire  $z(g)$  des grenats ( $Ca/Ca+Fe+Mg+Mn$ ) et la composition en anorthite des plagioclases ( $Ca/Ca+Na+K$ ). Étant considéré relativement immobile et moins sujet à la diffusion (Vielzeuf et al., 2007), le calcium et la composante grossulaire ont servi à estimer les valeurs de pression.

## ii. Topologie des pseudosections

Les modélisations d'équilibres de phases sur les échantillons pélitiques résultent en des pseudosections de topologies similaires. Les résultats sont présentés aux figures 6a et 7a. Le solidus et l'apparition de liquide anatectique dans le système arrivent à 740°C pour 2122A et entre 760 et 790°C pour 2049A. Les assemblages observés, *i.e.* q-g-bi-pl-ilm dans le cas de 2122A et q-pl-ksp-g-bi-ilm pour 2049A, sont délimités à haute température par l'apparition de l'orthopyroxène (~820 à 870°C) et à basse pression par l'entrée de la cordiérite, en moyenne à 5kbar et jusqu'à 7kbar dans le cas de 2049A. La déshydratation complète de la biotite arrive ~10°C après l'apparition de l'orthopyroxène, avec des productions de 10-15% (2049A) et 25% (2122A) de liquide anatectique. La transition ilménite/rutile segmente les champs sexavariants observés.

Les pseudosections des metabasites (figures 6b et 7b) présentent des différences entre elles. Les solidus de 2122D et 2049B, hydratés et saturés respectivement à 8 et 7kbar, sont compris entre ~720 et 760°C et ~640 à 700°C. L'isomode d'apparition du grenat est dépendant de la pression. Il s'observe autour de 7kbar pour 2122D et passe de 11kbar/600°C à 8kbar/900°C dans le cas de 2049B. L'entrée de l'orthopyroxène, associée à la consommation totale du quartz, s'observe à haute température dans le cadran inférieur droit des pseudosections. La hornblende disparaît autour de 800°C pour 2122D alors qu'elle est modélisée stable sur quasiment l'entièreté de la pseudosection 2049B (excepté HP-HT). On note une transition des phases titanifères, passant de l'ilménite à basse pression-haute température, au sphène en augmentant la pression. Les champs observés sont respectivement délimités par l'orthopyroxène, la hornblende et le plagioclase pour 2122D ; et le grenat, l'orthopyroxène, la biotite et le quartz pour 2049B.

## iii. Chemins PT

La modélisation d'équilibres de phases permet de déterminer des conditions PT subies par des roches métamorphiques. Aux faciès amphibolites supérieures ainsi qu'aux granulites, les pseudosections permettent le plus souvent de prédire une partie rétrograde du chemin PT, du pic métamorphique vers le passage rétrograde du solidus. L'utilisation complémentaire de paires de lithologies, pélitique et mafique, autorise la reconstruction de fragments des chemins pression-

température. Si la composition calculée reflète celle de la roche observée, les isomodes et isoplètes sont attendus à se croiser dans le champ observé. Quand ceci est possible, au moins trois isoplètes compositionnels ont été utilisés pour contraindre les conditions métamorphiques. Le  $Fe\#$  ( $Fe/(Fe+Mg)$ ) des phases ferro-magnésiennes est croisé avec la proportion grossulaire des grenats.

Dans les deux cas métapélitiques, les isomodes se croisent proche du solidus, confirmant une estimation réaliste de la quantité d'eau. L'assemblage péritectique de même que l'instabilité de la muscovite à basse pression suggèrent qu'il y a eu extraction de liquide anatectique hydraté (White et al., 2001; White et al., 2007). Ce changement chimique au cours de l'évolution métamorphique, en plus de l'homogénéisation des grenats et l'absence d'inclusions témoins, exclut la possibilité de retracer l'histoire prograde des échantillons (e.g. Guilmette et al., 2011; Indares et al., 2008). Les roches observées conservent alors l'équilibre chimique au moment de la cristallisation finale du liquide anatectique au passage rétrograde du solidus. L'échantillon 2122A indique des conditions de 8kbar et 735°C, au croisement des isoplètes  $x(g)=0.81$  et  $z(g)=0.08$ . On note que la composante grossulaire variant de  $z(g)=0.08$  à  $z(g)=0.14$  (Tableau 2) prédit un passage de l'échantillon à plus haute pression et un chemin PT associé en sens horaire. Pour 2049A, des conditions de 7kbar et 765°C sont obtenues en croisant les isoplètes  $x(g)=0.75$ ,  $x(bi)=0.46$  et  $z(g)=0.03$ .

Pour les échantillons mafiques, les conditions PT définies sont légèrement plus élevées que celles de leurs compairs métapélitiques. Pour 2122A, le croisement des isoplètes  $x(g)=0.77$ ,  $z(g)=0.29$ ,  $x(hb)=0.39$  définit des conditions PT de 8.3kbar et 775°C. À des conditions proches, les isoplètes  $x(g)=0.77$ ,  $z(g)=0.22$ ,  $x(hb)=0.47$  se croisent à 8 kbar et 815°C. Dans les deux derniers cas, les isoplètes mesurés de  $x(aug)$  sont attendus à des pressions légèrement plus hautes (comprises entre 0.5 et 1.5 kbar) que celle définie, suggérant (1) des pics métamorphiques à plus hautes pression et température que celles prédites; (2) des chemins PT en sens horaire, ou (3) des artéfacts liés à la formulation des relations thermodynamiques et à l'estimation du degré d'oxydation du système. Toutefois, il semble raisonnable d'indiquer des conditions thermiques aux pics inférieures à 830°C pour 2122 et 840°C pour 2049, en raison du non franchissement des isomodes *hb-out* et *qtz-out* respectivement.



## VI. Discussion

Cette approche complémentaire, intégrant travail de terrain, pétrographie détaillée et modélisation d'équilibres de phases sur des couples d'échantillons, permet la quantification métamorphique d'une partie des chemins pression-température. Les assemblages métamorphiques à grenat, biotite, sillimanite et feldspath potassique observés dans les métapélites et associés à la présence de liquide anatectique révèlent des conditions de haute température au faciès des granulites. L'absence de zonation chimique dans les porphyroblastes de grenat suggère un rééquilibrage par diffusion (Caddick et al., 2010; Spear, 1991), témoignant là encore d'une longue résidence des échantillons supracrustaux à haute température. De plus, on note l'absence d'orthopyroxène s'expliquant soit (1) par sa non croissance, soit (2) par la rééquilibration chimique rétrograde du système. Cependant, Godet et al. (2017) relèvent sa présence plus au nord, indiquant des conditions granulitiques anhydres locales de plus haute température. De la même façon, l'absence de minéraux caractéristiques, telle que la sapphirine, exclut des conditions métamorphiques de très haute température supérieures à 900°C. Enfin, les relations texturales indiquent que la déformation responsable de la foliation principale est tardive par rapport au pic métamorphique.

Plusieurs lithologies ont été modélisées par équilibres de phases. Les résultats sont cohérents entre eux et présentent un enregistrement métamorphique similaire entre les métapélites et les metabasites. Les pressions maximales d'environ 8 kbar semblent être généralisées dans le Complexe de Mistinibi. Les gradients rétrogrades calculés définissent un refroidissement isobare de moyenne pression - haute température de 45°C/km (affleurement 2122) et 18°C/km (affleurement 2049). Ces valeurs sont comparables à d'autres terranes granulitiques comme la ceinture granulitique de Damara (Goscombe et al., 2017) estimée entre 38 et 47°C/km, ou encore plusieurs autres protérozoïques à phanérozoïques aux gradients d'environ 20°C/km discutées dans Brown (2006), Harley (1992), ou encore Pattison et al. (2003). Ces différents auteurs proposent que l'origine de l'anomalie thermique puisse être causée par différents facteurs dont (1) le dégagement de chaleur par désintégration radioactive, (2) la présence d'une croûte amincie, (3) un phénomène de sous placage mantellique. Le refroidissement isobare est interprété comme résultant d'une exhumation lente par érosion dans un contexte tectonique chaud, typiquement de haute à très haute température. Ce gradient métamorphique rétrograde est différent de celui

des orogènes adjacents (Figure 8), excluant une histoire métamorphique contemporaine au Complexe de Mistinibi.

Peu de données de géochronologie sont actuellement disponibles pour le Complexe de Mistinibi. Toutefois, elles révèlent que les âges de ce domaine lithotectonique sont paléoprotérozoïques (voir *Contexte géologique*). Le plus jeune âge existant est  $2005 \pm 12$  Ma (Lafrance et al., 2016), mesuré sur des surcroissances métamorphiques de zircon dans une diatexite. Il pourrait alors s'agir de l'âge minimum du métamorphisme rétrograde et du passage rétrograde du solidus au moment de la cristallisation finale du liquide anatectique (Kelsey et al., 2008; Yakymchuk and Brown, 2014; Yakymchuk et al., 2015). L'exhumation du Complexe de Mistinibi s'est donc effectuée au moins 100 millions d'années avant celle de l'Orogène des Torngat (ca.  $<1885$  Ma, Charette B., 2016) et 200 Ma avant celle de l'Orogène du Nouveau Québec (ca.  $<1807$  Ma, Godet et al., en préparation). De la même façon, le cisaillement de la Rivière George, daté à 1825 Ma (Dunphy and Skulski, 1996), interprété contemporain à celui de la Moonbase et comportant des linéations subhorizontales (Vanier et al., en préparation), est lui aussi  $>150$  Ma plus jeune. Les zones de cisaillement ductiles bordant le Complexe de Mistinibi ne semblent alors pas responsables de son exhumation. Cela est fréquent dans les orogènes chauds (e.g. ceinture granulitique de Laponie, ca. 1,9-1,8 Ga) où l'absence d'un manteau lithosphérique fort inhibe la localisation de la déformation le long de structures permettant une exhumation tectonique (Cagnard et al., 2011; Cagnard et al., 2006; Cruden et al., 2006).

Les données multidisciplinaires mettent en avant des différences de chronologie, de pression et de gradient de refroidissement entre les ceintures orogéniques des Torngat et du Nouveau Québec bordant la PCSE et le Complexe de Mistinibi. Ceci exclut un lien de parenté et une empreinte métamorphique de ces deux phases orogéniques sur le Complexe de Mistinibi. Un tel comportement tectonique paléoprotérozoïque est en accord avec le domaine voisin d'Orma au sud-ouest (James et al., 2003), qui semble lui aussi avoir échappé aux empreintes de l'OT et de l'ONQ.

## VII. Remerciements

Cette étude fait partie intégrante du projet de doctorat initié par l'auteur principal, en collaboration avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec et supporté

par le projet GEM II. Les auteurs tiennent à remercier Marc Choquette pour les analyses à la microsonde ainsi que David Grant et Dylan Goudie pour la cartographie SEM-MLA.

## VIII. Références

- Brown, M., 2006, Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic: *Geology*, v. 34, no. 11, p. 961-964.
- Caddick, M. J., Konopasek, J., and Thompson, A. B., 2010, Preservation of Garnet Growth Zoning and the Duration of Prograde Metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 51, no. 11, p. 2327-2347.
- Cagnard, F., Barbey, P., and Gapais, D., 2011, Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt: *Precambrian Research*, v. 187, no. 1, p. 127-142.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J. P., and Ehlers, C., 2006, Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times: *Terra Nova*, v. 18, no. 1, p. 72-78.
- 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., et Mathieu, G., 2016, Géologie de la région du Lac Jeanin (SNRC 24B): Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, v. Rapport électronique.
- 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., van Rooyen, D., Bandyayera, D., and Bilodeau, C., 2018, Lithotectonic Framework of the Core Zone, Southeastern Churchill Province, Canada: *Geoscience Canada*, v. 45, no. 1, p. 1-24.
- Cruden, A. R., Nasser, M. H., and Pysklywec, R., 2006, Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical vice models: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 253, no. 1, p. 79-104.
- Dunphy, J., and Skulski, T., Petrological zonation across the De Pas batholith: a tilted section through a continental arc, *in Proceedings Report of 1996 ECSOOT Transect Meeting*. Edited by RJ Wardle and J. Hall. Lithoprobe Secretariat, The University of British Columbia, Report1996, p. 44-58.
- Godet, A., Guilmette, C., Labrousse, L., Smit, M. A., Davis, D. W., Raimondo, T., and Caron, B., en préparation, P-T-t paths across the New Quebec Orogen and their relationships to tectonic.
- Godet, A., Guilmette, C., Labrousse, L., Vanier, M.-A., et Charette, B., 2017, 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, no. MB 2017-16.
- Goscombe, B., Foster, D. A., Gray, D., and Wade, B., 2017, Metamorphic response and crustal architecture in a classic collisional orogen: The Damara Belt, Namibia: *Gondwana Research*, v. 52, p. 80-124.
- Green, E., White, R., Diener, J., Powell, R., Holland, T., and Palin, R., 2016, Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 34, no. 9, p. 845-869.
- Guilmette, C., Indares, A., and Hébert, R., 2011, High-pressure anatexis paragneisses from the Namche Barwa, Eastern Himalayan Syntaxis: Textural evidence for partial melting, phase equilibria modeling and tectonic implications: *Lithos*, v. 124, no. 1-2, p. 66-81.

- Hammouche, H., Legoux, C., Goutier, J., et 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., et 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.
- Harley, S., 1992, Proterozoic granulite terranes, *Developments in Precambrian Geology*, Volume 10, Elsevier, p. 301-359.
- Hoffman, P., 1981, Autopsy of Athapuscow aulacogen: a failed arm affected by three collisions, in: *Proterozoic Basins of Canada*, p. 97-102.
- 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.
- , 1990, Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Edited by JF Lewry and MR Stauffer. Geological Association of Canada, Special Paper, v. 37, p. 15-39.
- Holland, T., and Powell, R., 2003, Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, no. 4, p. 492-501.
- Holland, T. J. B., and Powell, R., 2011, An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 29, no. 3, p. 333-383.
- Indares, A., White, R., and Powell, R., 2008, Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 8, p. 815-836.
- 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., Nunn, G., Kamo, S., and Kwok, K., 2003, The southeastern Churchill Province revisited: U-Pb geochronology, regional correlations, and the enigmatic Orma Domain: *Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Report*, p. 03-01.
- 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.
- Johnson, T. E., Brown, M., Gardiner, N. J., Kirkland, C. L., and Smithies, R. H., 2017, Earth’s first stable continents did not form by subduction: *Nature*.
- Kelsey, D. E., Clark, C., and Hand, M., 2008, Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 2, p. 199-212.
- Lafrance, I., Bandyera, D., et Bilodeau, C., 2015, Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H): Ministère des Ressources naturelles, Québec, v. RG-2015-02, p. 61 pages.
- Lafrance, I., Bandyera, D., Charette, B., Bilodeau, C., et David, J., 2016, Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A): Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec, v. RG 2016-05, p. 61.
- Lafrance, I., Mathieu, G., et Charette, B., 2017, Synthèse du sud-est de la Province de Churchill (SEPC): Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, v. Québec Mines 2017, no. poster.

- Lafrance, I., Simard, M., et Bandyaera, 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.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., and Schumacher, J. C., 2004, Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature: *Mineralogical Magazine*, v. 68, no. 1, p. 209-215.
- Lewry, J. F., and Collerson, K. D., 1990, The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivision, and problems: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Edited by JF Lewry and MR Stauffer. Geological Association of Canada, Special Paper, v. 37, p. 1-14.
- Palin, R. M., Weller, O. M., Waters, D. J., and Dyck, B., 2016, Quantifying geological uncertainty in metamorphic phase equilibria modelling; a Monte Carlo assessment and implications for tectonic interpretations: *Geoscience Frontiers*, v. 7, no. 4, p. 591-607.
- Patrick, M., 2016, Metamorphic investigation of mid-P aluminous gneisses from the central Grenville Province: Memorial University of Newfoundland.
- Pattison, D. R., Chacko, T., Farquhar, J., and McFARLANE, C. R., 2003, Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange: *Journal of Petrology*, v. 44, no. 5, p. 867-900.
- Powell, R., Holland, T., and Worley, B., 1998, Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC: *Journal of metamorphic Geology*, v. 16, no. 4, p. 577-588.
- Simard, M., Lafrance, I., Hammouche, H., et Legouix, C., 2013, Géologie de la région de Kuujuaq et de la Baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K): Ministère des Ressources naturelles, Québec, v. RG 2013-04, p. 60 pages.
- Spear, F. S., 1991, On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, no. 4, p. 379-388.
- Spear, F. S., and Florence, F. P., 1992, Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches: *Precambrian research*, v. 55, no. 1-4, p. 209-241.
- St-Onge, M. R., Lucas, S. B., Scott, D. J., and Wodicka, N., 1999, Upper and lower plate juxtaposition, deformation and metamorphism during crustal convergence, Trans-Hudson Orogen (Quebec-Baffin segment), Canada: *Precambrian Research*, v. 93, no. 1, p. 27-49.
- St-Onge, M. R., Scott, D. J., and Lucas, S. B., 2000, Early partitioning of Quebec: Microcontinent formation in the Paleoproterozoic: *Geology*, v. 28, no. 4, p. 323-326.
- 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.
- Taylor, F. C., 1979, Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories, Geological Survey of Canada.
- Van der Leeden, J., 1986, Géologie de la région du Lac Mistinibi, Nouveau-Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, no. DP 86-12.
- van der Leeden, J., 1994, Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage, (territoire du Nouveau-Québec), Ministère des ressources naturelles.
- Van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R., and Martelain, J., 1990, The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America.
- Vanier, M.-A., Godet, A., Guilmette, C., Harris, L., Cleven, N., Charette, B., et Lafrance, I., en préparation, Extrusion latérale en croûte moyenne dans la Province de Churchill sud-est,

- démontrée par interprétations géophysiques, analyse structurale et pétrofabriques du quartz, v. Rapport d'avancement de maîtrise.
- Verpaelst, P., Brisebois, D., Perreault, S. S., K.N.M, et 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, v. RG 99-08, p. 62 pages, 10 plans.
- Vielzeuf, D., Baronnet, A., Perchuk, A., Laporte, D., and Baker, M., 2007, Calcium diffusivity in alumino-silicate garnets: an experimental and ATEM study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 2, p. 153-170.
- 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.
- Wardle, R. J., Ryan, B., and Ermanovics, I., 1990, The eastern Churchill province, Torngat and New Quebec orogens: an overview: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4.
- Weller, O. M., and St-Onge, M. R., 2017, Record of modern-style plate tectonics in the Palaeoproterozoic Trans-Hudson orogen: *Nature Geoscience*.
- Whalen, J. B., Wodicka, N., Taylor, B. E., and Jackson, G. D., 2010, Cumberland batholith, Trans-Hudson Orogen, Canada: Petrogenesis and implications for Paleoproterozoic crustal and orogenic processes: *Lithos*, v. 117, no. 1-4, p. 99-118.
- White, R., Powell, R., and Holland, T., 2001, Calculation of partial melting equilibria in the system Na<sub>2</sub>O–CaO–K<sub>2</sub>O–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (NCKFMASH): *Journal of metamorphic Geology*, v. 19, no. 2, p. 139-153.
- White, R., Powell, R., Holland, T., Johnson, T., and Green, E., 2014a, New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, no. 3, p. 261-286.
- White, R. W., Powell, R., and Holland, T. J. B., 2007, Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, no. 5, p. 511-527.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., and Green, E. C. R., 2014b, New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, no. 3, p. 261-286.
- Yakymchuk, C., and Brown, M., 2014, Behaviour of zircon and monazite during crustal melting: *Journal of the Geological Society*, v. 171, no. 4, p. 465-479.
- Yakymchuk, C., Brown, M., Clark, C., Korhonen, F. J., Piccoli, P. M., Siddoway, C. S., Taylor, R. J. M., and Vervoort, J. D., 2015, Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 33, no. 2, p. 203-230.

## IX. Annexes

Minéral Ech.	Biotite		Plagioclase				Kfs	Hb			Cx	
	2049A	2122A	2049A	2122A	2049B	2122D	2049A	2049B	2122D	2049B	2122D	
SiO <sub>2</sub>	36,10	35,29	59,65	56,25	55,44	42,33	62,90	51,45	43,56	50,89	51,05	
TiO <sub>2</sub>	2,85	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	2,09	0,23	0,17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,59	18,79	24,76	27,47	27,86	35,95	18,83	3,05	11,49	2,02	2,17	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,07						0,03	0,03	0,00	0,00	
MgO	11,31	9,08	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	12,46	9,88	12,14	11,20	
CaO	0,00	0,02	6,01	9,34	10,15	20,28	0,07	12,26	11,97	20,84	23,06	
MnO	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,05	0,14	0,15	
FeO	16,95	20,73	0,00	0,09	0,06	0,22	0,05	17,60	15,82	11,30	10,89	
BaO	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,42					
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,09	8,33	6,40	5,96	0,28	1,37	0,20	1,17	0,28	0,14	
K <sub>2</sub> O	9,78	9,60	0,15	0,08	0,05	0,00	14,73	0,08	1,18	0,00	0,01	
H <sub>2</sub> O	3,93	3,82						1,97	1,95			
F	0,14	0,17						0,12	0,10			
Cl	0,01	0,05						0,00	0,03			
<b>Total</b>	<b>99,83</b>	<b>99,53</b>	<b>98,96</b>	<b>99,66</b>	<b>99,52</b>	<b>99,07</b>	<b>98,37</b>	<b>99,59</b>	<b>99,31</b>	<b>99,50</b>	<b>99,17</b>	
Si	5,35	5,36	2,69	2,54	2,51	1,99	2,96	7,54	6,53	1,93	1,95	
Al <sup>iv</sup>	2,65	2,64	1,31	1,46	1,49	1,99	1,04	0,46	1,47	0,09	0,10	
Al <sup>vi</sup>	0,60	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,56			
Ti	0,32	0,19						0,01	0,24	0,01	0,00	
Cr	0,00	0,01						0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	2,10	2,63	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	1,72	1,96	0,36	0,35	
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	
Mg	2,50	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,72	2,21	0,69	0,64	
Li	0,48	0,35										
Ca			0,29	0,45	0,49	1,02	0,00	1,93	1,92	0,85	0,94	
Na	0,02	0,03	0,73	0,56	0,52	0,03	0,12	0,06	0,34	0,02	0,01	
K	1,85	1,86	0,01	0,00	0,00	0,00	0,88	0,01	0,23	0,00	0,00	
Ba			0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00			
OH	3,93	0,08						1,95	1,95			
F	0,06	0,01						0,05	0,05			
Cl								0,00	0,01			
<b>Fe#</b>	<b>0,46</b>	<b>0,56</b>						<b>0,39</b>	<b>0,47</b>	<b>0,34</b>	<b>0,35</b>	
<b>Mg#</b>	<b>0,54</b>	<b>0,44</b>						<b>0,61</b>	<b>0,53</b>	<b>0,66</b>	<b>0,65</b>	
Or			0,82	0,43	0,26	0,02	87,33					
Ab			70,89	55,10	51,41	2,45	12,31					
An			28,29	44,47	48,33	97,52	0,37					

Tableau 1 : Chimie minérale des solutions solides représentatives (%).



Échantillons	2049A	2049B	2122A	2122A	2122D
SiO <sub>2</sub>	36,79	37,69	37,02	37,73	37,85
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,29	0,00	0,01	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,07	21,37	21,10	21,59	21,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,43	0,11	0,00	0,34
FeO	32,75	26,79	30,69	30,68	24,08
MnO	0,58	0,71	6,17	2,24	0,82
MgO	6,01	4,37	2,15	3,47	3,97
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	1,30	8,16	2,99	4,80	10,59
<b>Total</b>	<b>99,61</b>	<b>99,82</b>	<b>100,23</b>	<b>100,51</b>	<b>99,03</b>
Si	2,92	2,97	2,99	2,99	2,99
Al iv	0,08	0,03	0,01	0,01	0,01
Al vi	1,99	1,95	1,99	2,00	1,97
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02
Fe <sup>2+</sup>	2,18	1,76	2,07	2,04	1,59
Mn	0,04	0,05	0,42	0,15	0,06
Mg	0,71	0,51	0,26	0,41	0,47
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,11	0,69	0,26	0,41	0,90
Almandin	70,51	57,89	68,56	67,63	52,55
Grossulaire	3,45	21,92	8,33	13,62	28,98
Pyrope	24,37	17,30	8,67	13,71	15,63
Spessartine	1,34	1,60	14,11	5,03	1,84
<b>Fe#</b>	<b>0,75</b>	<b>0,77</b>	<b>0,89</b>	<b>0,83</b>	<b>0,77</b>

Tableau 2: Chimies représentatives des grenats (%).

Ech.		H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	FeO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	O
16-AG-2122-A	<i>m/a</i>	3,61	68,66	8,64	3,01	4,71	6,36	2,29	1,84	0,78	0,06	0,05 *
16-AG-2122-D	<i>xrf</i>	3,58	50,30	8,24	14,36	9,62	12,03	0,32	0,46	0,73		0,37 **
16-AG-2049-A	<i>m/a</i>	2,12	68,28	11,12	2,74	3,80	4,45	3,62	3,24	0,54	0,03	0,05 *
16-AG-2049-B	<i>xrf</i>	6,14	49,63	8,61	10,58	10,06	11,00	0,66	1,80	1,18		0,34 **

*m/a* : calculée par mass balance  
*xrf* : roche totale

\*fixé (Patrick, M., 2016)  
\*\*2FeO + O = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tableau 3: Chimies utilisées dans la modélisation d'équilibres de phases (%).

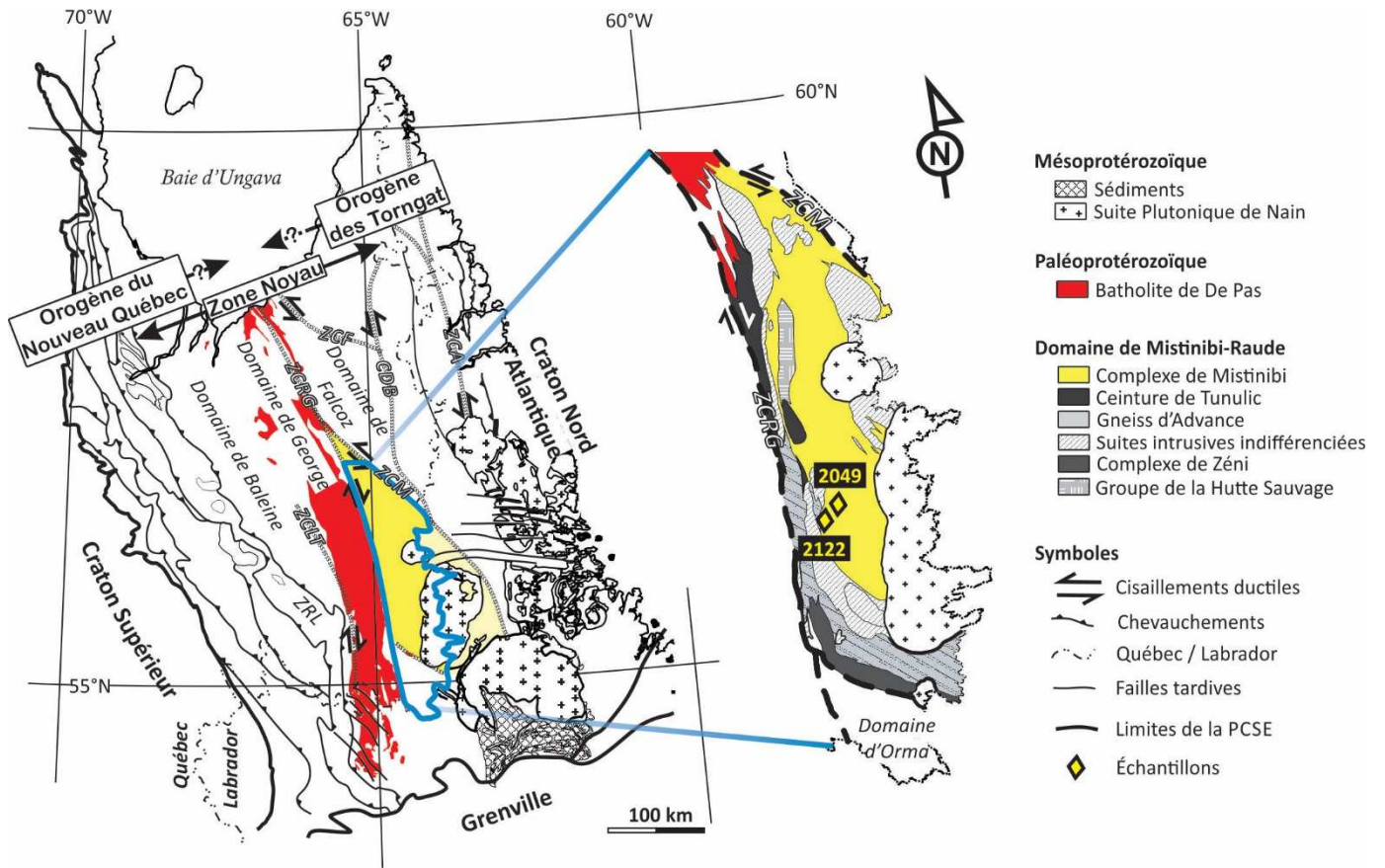


Figure 1: Carte de localisation des échantillons (assemblée et modifiée de [sigeom.mines.gouv.qc.ca](http://sigeom.mines.gouv.qc.ca) et [geoatlas.gov.nl.ca](http://geoatlas.gov.nl.ca), octobre 2017, et Lafrance et al., 2017). Les abréviations sont : ZRL=Zone Rachel Laporte, ZCLT=Zone de Cisaillement du Lac Tudor, ZCRG= Zone de Cisaillement de la Rivière George, ZCM= Zone de Cisaillement de la Moonbase, ZCF= Zone de Cisaillement de la Falcoz, ZCA= Zone de Cisaillement d'Abloviak, CDB=Corridor de Déformation de la Blumath.



Figure 2: Macrophotographies. a) métasédiment 2049A à grenats centimétriques et rubans de leucosome; b) surface altérée de la métapélite 2122A homogène, à foliation régulière; c) Enclave déformée de l'échantillon mafique 2122D dans la métapélite 2122A.

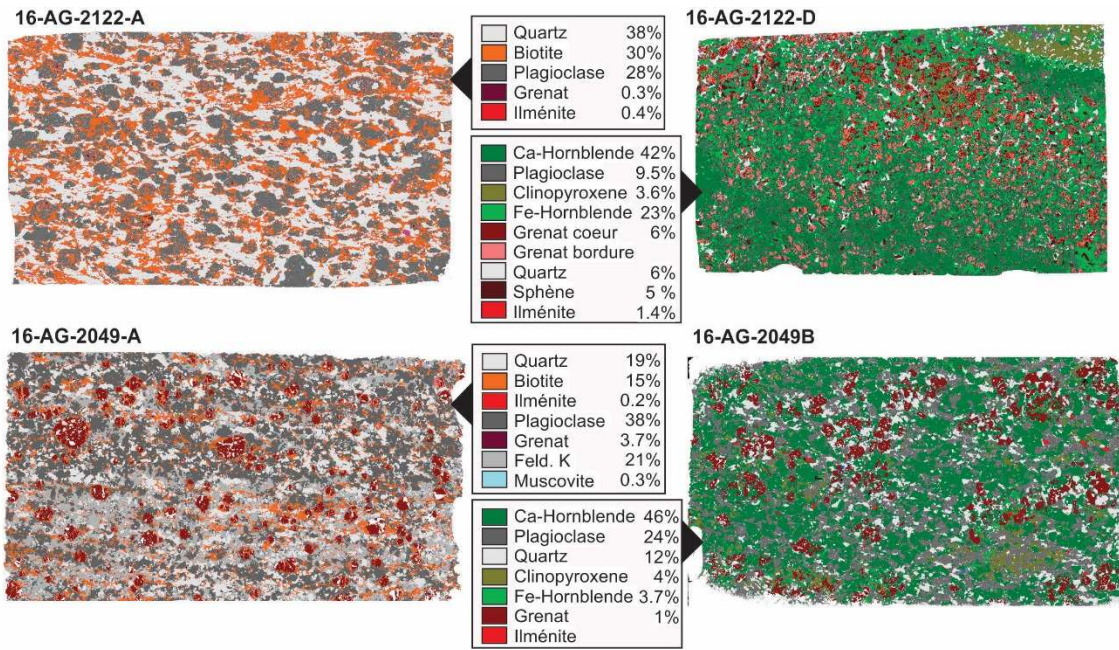


Figure 3: Carte SEM-MLA de lames minces (45x27mm). Le pourcentage volumique de chaque phase est indiqué dans la légende.



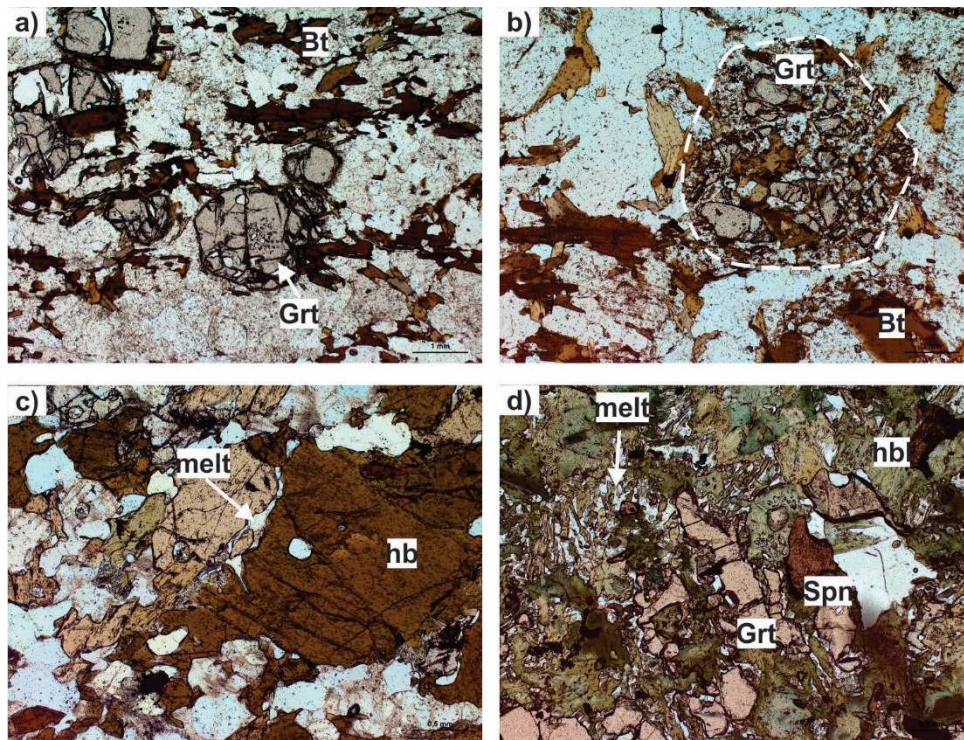


Figure 4: Microphotographies de lames minces en lumière transmise. a) échantillon 2049A à grenats zonés à cœurs riches en inclusions de quartz. L'alignement préférentiel de la biotite définit la foliation; b) échantillon 2122A à relique de grenat porphyroblastique (trait blanc discontinu); c) échantillon 2049B à film de plagioclase témoin de la cristallisation d'un liquide anatectique; d) échantillon 2122D à grenat-hornblende-sphène. La flèche blanche indique une ancienne poche de liquide anatectique.

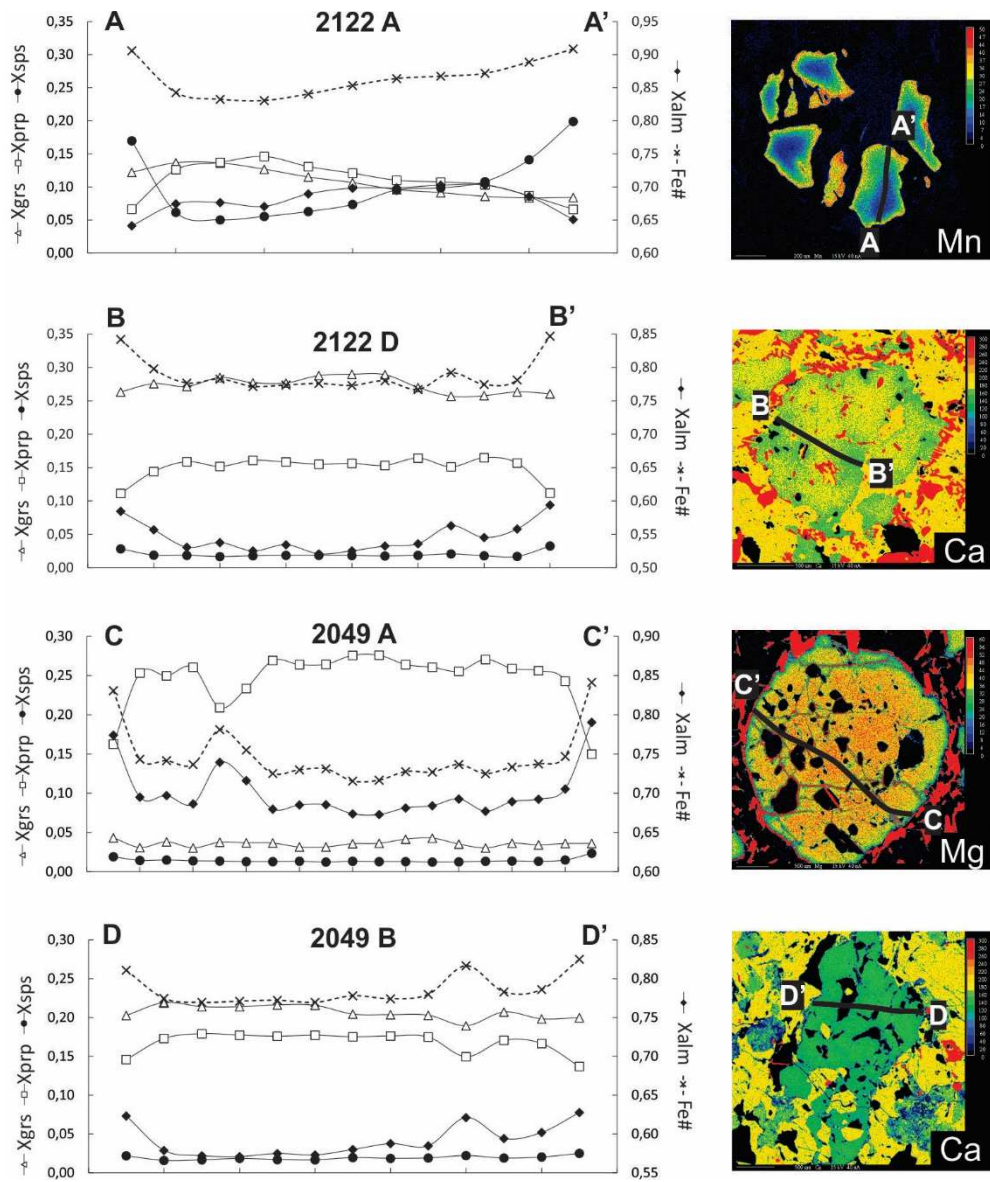


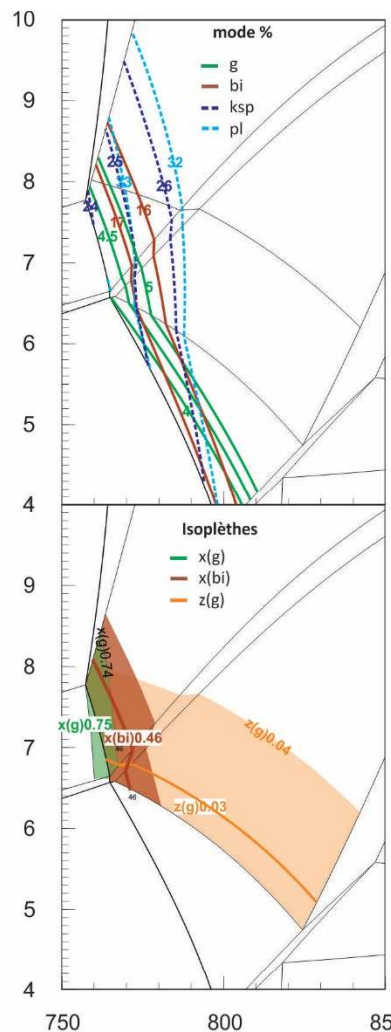
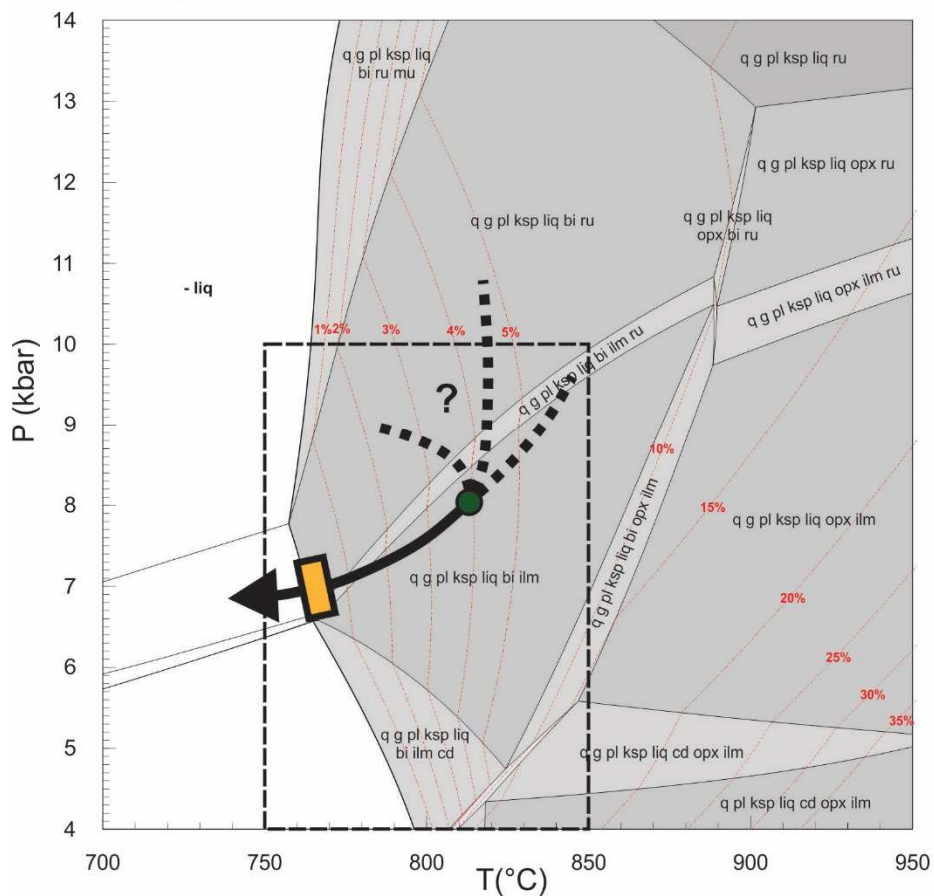
Figure 5: Profils quantitatifs de grenat et cartes élémentaires représentatives.

Figure 6: Pseudosections pour le couple 2049. Le pourcentage de liquide anatectique prédit est indiqué par les lignes rouges.

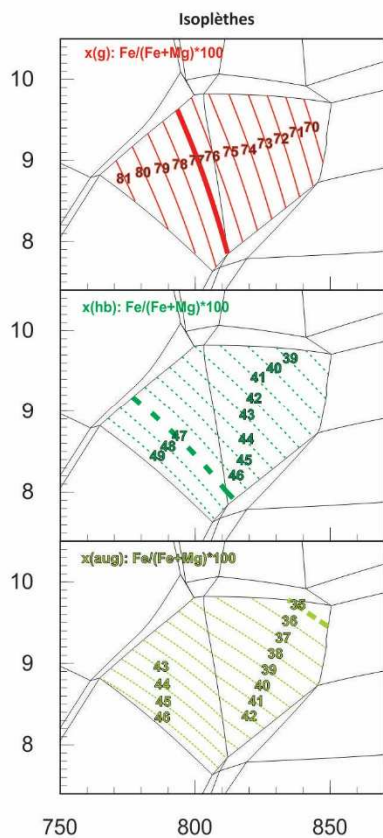
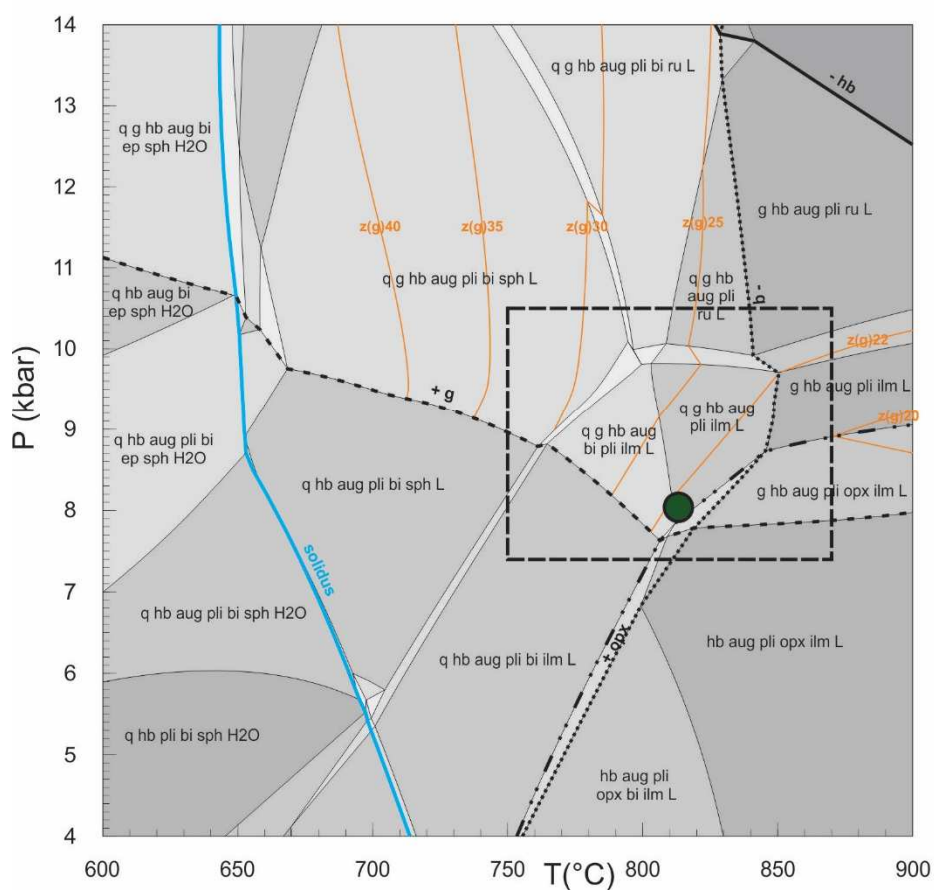
Figure 7: Pseudosections pour le couple 2122. Le pourcentage de liquide anatectique prédit est indiqué par les lignes rouges.



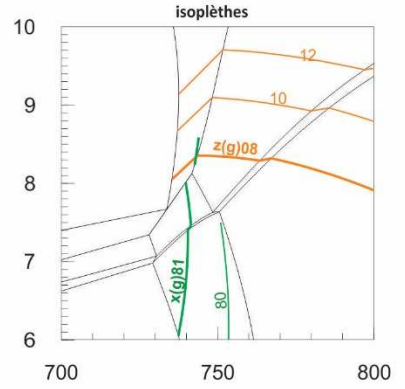
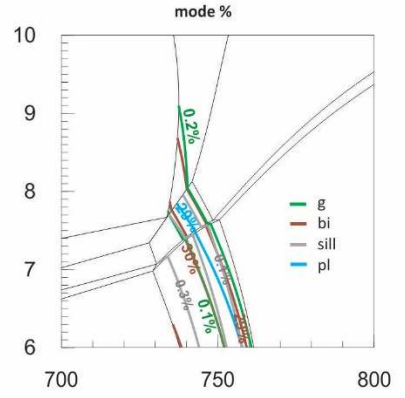
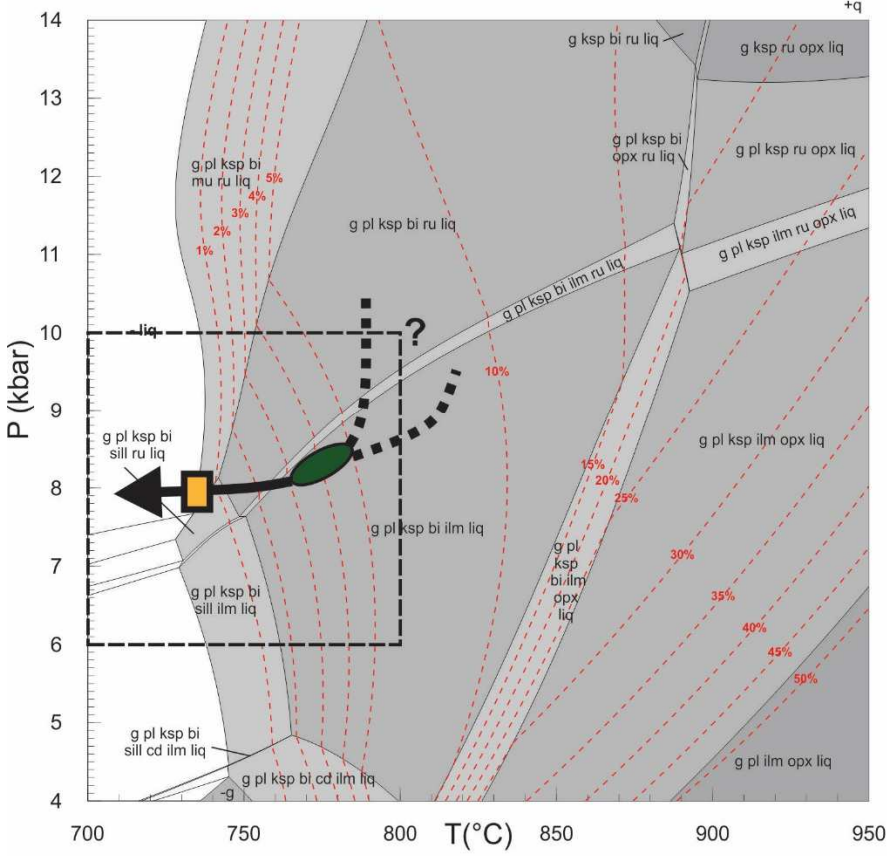
### Métapélite - 2049 A



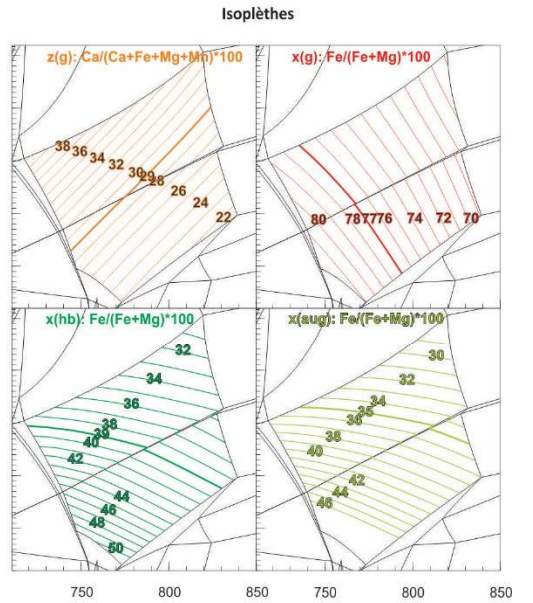
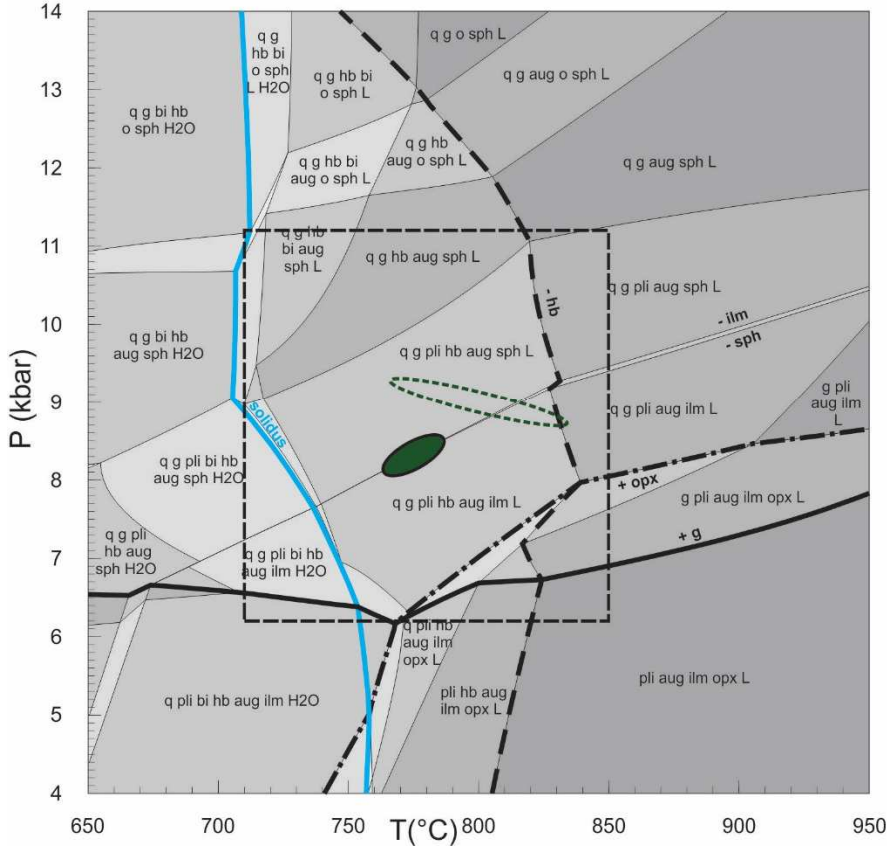
### Métabasite - 2049 B



### Métapélite - 2122 A



### Métabasite - 2122 D





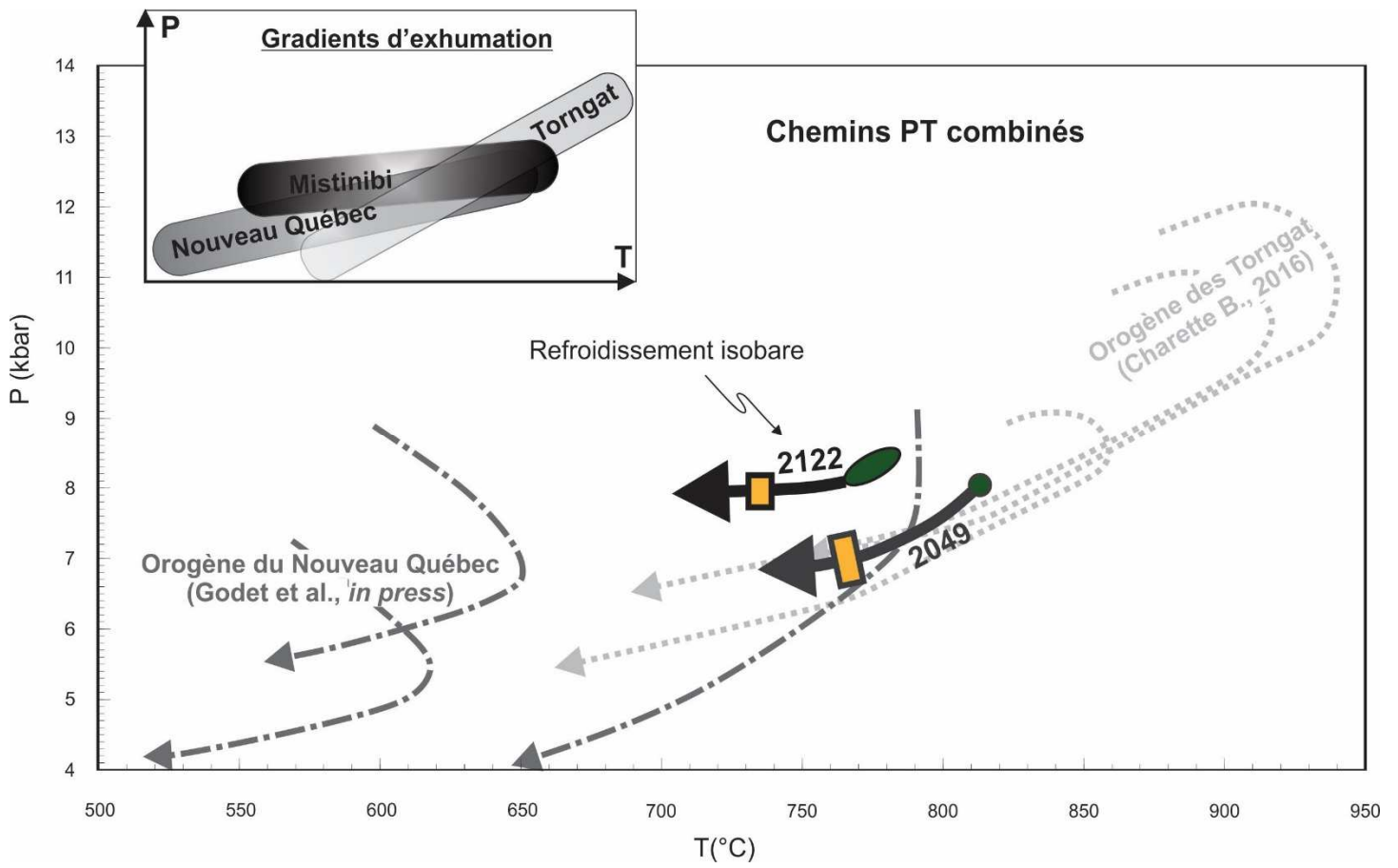


Figure 8: Chemins pression-température comparatifs et gradients rétrogrades.