

MB 2022-02

Étude métallogénique de la minéralisation en Zn (indice de Moncou) dans l'assemblage volcano-sédimentaire du Complexe de Barrois, partie centrale du Grenville, Lac-Saint-Jean

Documents complémentaires

Additional Files



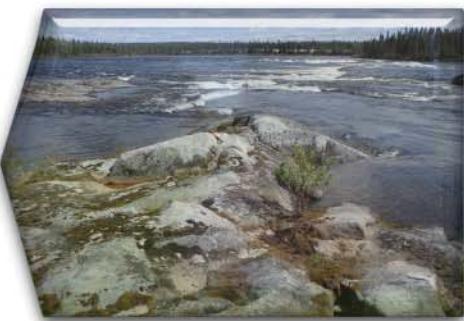
Licence

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



**Étude métallogénique de la minéralisation en Zn (indice de Moncou)
dans l'assemblage volcano-sédimentaire du Complexe de Barrois,
partie centrale du Grenville, Lac-Saint-Jean**

Gaelle Saint-Louis, Bertrand Rottier, Carl Guilmette, Kyle Larson et Abdelali Moukhsil

MB 2022-02



Énergie et Ressources
naturelles

Québec



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 métallogénique de la minéralisation en Zn (indice de Moncou) dans l'assemblage volcano-sédimentaire du Complexe de Barrois, partie centrale du Grenville, Lac-Saint-Jean

Gaelle Saint-Louis ^{1,2}, Bertrand Rottier ^{1,2}, Carl Guilmette^{1,2}, Kyle Larson ³, Abdelali Moukhsil ⁴

Mots-clés : Grenville, minéralisation zincifère, VMS, SEDEX, métavolcanite, fusion partielle sulfure

1. Département de Géologie et Génie Géologique, Université Laval, Québec, Canada
2. Centre de recherche sur la géologie et l'ingénierie des ressources minérales (E4m), Québec, Canada
3. Earth, Environmental and Geographic Sciences, University of British Columbia Okanagan, Kelowna, BC, Canada
4. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Direction du Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec



Table of Contents

Table of Contents	i
Liste des figures	ii
Résumé	1
Introduction	3
Section 1 : Contexte géologique	4
1.1 Géologie générale	4
1.2 Bassins sédimentaires du Géon 12	5
1.3 Géologie régionale	6
1.2.1 Le Complexe de Barrois et la suite plutonique de Bardeau.....	6
1.2.2 Caractéristiques générales de l'affleurement principal.....	6
1.2.3 Autres indices et anomalies de zinc.....	9
Section 2 : Méthodologie	9
2.1 Géochimie	9
2.1.1 Sélection des échantillons et compilation des données	9
2.1.2 Méthode analytique.....	10
2.2 Thermobarométrie.....	10
2.2.1 Méthode « average PT »	10
2.2.2 Thermométrie du Zr dans la titanite	11
2.3 Géochronologie.....	11
2.3.1 Sélection des échantillons.....	11
2.3.2 Méthode analytique.....	11
2.4 Étude pétrographique	12
2.4.1 Cartes micro-XRF.....	12
2.4.2 Electron prob microanalyzer (EPMA).....	12
Section 3 : Résultats	12
3.1 Géochimie	12
3.1.1 Mobilité des éléments et affinité géodynamique du protolite	12
3.1.2 Discriminations pétrologique et pétrogénétique	16
3.2 Thermobarométrie.....	19
3.2.1 « Average PT »	19

3.2.2 Thermométrie Zr dans la titanite	22
3.3 Géochronologie	22
3.3.1 Description des échantillons	22
3.3.2 Régression linéaire	24
3.4 Minéralisation	25
3.4.1 Sphalérite	25
3.4.2 Biotite riche en Zn	28
3.4.3 Chlorite riche en Zn	30
Section 4: Interprétation	31
4.1 Contextes géodynamique, métamorphique et temporel de la minéralisation	31
4.1.1 Géodynamique	31
4.1.2 Métamorphisme et datation	32
4.2 Fusion partielle des sulfures	35
4.3 Modèle proposé et résumé des épisodes de minéralisation	35
Conclusion	38
Références	i

Liste des figures

Figure 1: Division tectonique principale avec localisation de la zone à l'étude (Modifiée de Rivers, 2008).	5
Figure 2: Carte géologique de la région à l'étude. Les points noirs sont les affleurements cartographiés au MERN à l'été 2020.	7
Figure 3: Photographies de l'affleurement principal de l'indice de Moncou (20-GS-6001). (A) section 1 avec une alternance de bancs décimétriques de métavolcanite non minéralisée recoupée par des dykes granitiques; (B) section 2 avec les métavolcanites minéralisées, zone de faille cassante (flèches), pli isoclinal et recouplement de dyke granitique pegmatitique; (C) exemple de métavolcanite non minéralisée faiblement migmatisée avec mobilisat in situ (flèche); (D) Métavolcanite non minéralisée en alternance avec un banc métrique de quartzite impur.	8
Figure 4: Diagramme du #Mg en fonction du ratio $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Kempton et Harmon, 1992). Voir texte pour explications.....	13
Figure 5: Mobilité des éléments majeurs; (A) Diagramme de l'indexe peralumineux (P.I) en fonction de l'indexe d'altération (A.I) (LaFlèche, 1992); (B) Chlorite-carbonate-pyrite-index en fonction de de l'indexe d'altération (A.I) (Large et al., 2001 modifié de Trépanier, 2011).	14
Figure 6 : Mobilité des éléments traces; (A) K en fonction de Rb avec la « Main ignous trend » de Shaw (1986) et la « granulite trend » de Rudnick (1985); (B) U/Th en fonction de La/Th avec valeurs de Gill (1981) et Rudnick (1985).	15
Figure 7:Classification pétrologique de Winchester et Floyd (1977) modifiée par Pearce (1996).	16

Figure 8: Graphiques des REE normalisés aux chondrites; (A) Métavolcanites minéralisées et (B) métavolcanites non minéralisées et potentielles. Valeurs normalisées selon Sun et McDonough (1989). 18	
Figure 9: (A) Patron multiéléments des métavolcanites minéralisées (normalisé au manteau pyrolytique, valeurs de Sun et McDonough, 1995) et (B) Th/Yb vs Nb/Yb des métavolcanites minéralisées, non minéralisées et potentielles (Pearce, 2008). 18	
Figure 10: Exemple de composition des profiles chimiques des grenats (bordure à bordure). 20	
Figure 11: P-T du Barrois de la métapelite et des autres domaines de la ceinture Alloctone (Modifié de Rivers, 2008). Abréviations : OL = orogenic lid, aLP, aHP, aMP = segments de la ceinture allochtones à faible, moyenne et haute pression. Ba = Complexe de Barrois, MIZ = Manicouagan Imbricate Zone, PB= Ceinture Parautochonte, B = terrane de Berthé, S = domaine de Shawanaga, Mk = Domaine Muskoka, LM = terrane du lac Melvile, AH = Adirondack Highlands, M = terrane de Morin, PSM = domaine de Portneuf-Saint-Maurice, N = domaine de Natashquan 21	
Figure 12: Cartes représentatives BSE illustrant les textures des titanites. A-B-C: Lame 20-GS-6001-G1 (minéralisée chl+bt). C-D-E: Lame 20-GS-6001-A1 23	
Figure 13: Régression linéaire de Tera-Wasserburg de la lame G. 24	
Figure 14: Régression linéaire Tera-Wasserburg de la lame A. 25	
Figure 15: Textures en lames minces des Sp1. (A) Association spatiale avec biotite prograde et Sp1 ainsi que Sp1 entourée du liquide anatectique (qtz + plg); (B) Association avec bt légèrement anastamosée de liquide anatectique; (C) jonction triple entre sphalérite/pyrrhotite – ilménite – clinopyroxène; (D) Angles aigus entre les sulfures. 26	
Figure 16: Textures représentatives des Sp2. (A) Sp2 en amas entourée de chl-zn. Sp2 remplit les clivages des cpx; (B) cataclasite avec sphalérite dont la forme des grains est anguleuse; (C) Sp2 entourée de chl-zn dans un cpx; (D) photo en lumière transmise de C. 27	
Figure 17:Boxplot des éléments majeurs et traces des deux groupes de sphalérite 28	
Figure 18: Photomicrographies représentatives des biotites zincifères. (A) Lumière réfléchie illustrant des biotites déformées, parallèles à la foliation et minéralisées; (B) illustration de la relation de recouplement entre les biotites zincifères et les titanites métamorphiques. 29	
Figure 19: Box plot des éléments majeurs des biotites zincifères vs les non minéralisées. 29	
Figure 20: Photomicrographies représentatives des chlorites zincifères. (A) Chl-zn d'orientation variable qui remplacent partiellement les hornblendes et association avec la calcite; (B) remplacement complet par la calcite et la chl-zn; (C) association coronitique avec au cœur les Sp2 et en bordure les chl-zn; (D) exemple de pyroxène complètement pseudomorphisé par la chlorite. 30	
Figure 21: T°C (zirconium dans titanite) en fonction de la date corrigée du Pb207/Pb206 pour la lame A. Les barres d'erreurs sont incluses. 33	
Figure 22: T°C de cristallisation du zirconium dans titanite en fonction de la date corrigée du Pb207/Pb206 de la lame G. Les barres d'erreurs sont incluses. 34	
Figure 23: Résumé des épisodes de minéralisation dans le contexte régional du secteur à l'étude..... 37	

Résumé

La Province de Grenville contient plusieurs ceintures métasédimentaires refermant des minéralisations de métaux usuels (Cu, Pb, Zn) dont les modèles gîtologiques sont mal compris en raison du remaniement polyphasé et du métamorphisme de haut grade qu'elles ont subis durant les orogénèses grenvillienes. L'indice de zinc Moncou ($> 1\% \text{ Zn}$) découvert par l'équipe de cartographie du Grenville (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, MERN) au NW du lac Saint-Jean, est un exemple de ces minéralisations. Ce dernier est encaissé dans des métavolcanites mafiques interstratifiées avec des bancs de quartzite impur du Complexe de Barrois ($< 1224 \text{ Ma}$; Papapavlou *et al.*, 2022), dont le pic de pression-température est estimé à $905 \pm 55 \text{ }^{\circ}\text{C}$ et $11,7 \pm 1,5 \text{ kbars}$.

Malgré le métamorphisme, la signature géochimique des métavolcanites est préservée permettant d'identifier les protolites et de déterminer un environnement géodynamique probable. La géochimie des métavolcanites montre que celles-ci sont des basaltes et des basaltes andésitiques à caractère transitionnel (T-MORB) caractérisés par un faible enrichissement en éléments des terres rares légères (LREE), une absence de fractionnement des terres rares lourdes (HREE), un enrichissement en Th et une anomalie négative en Nb-Ta. Ces observations semblent indiquer que la différenciation magmatique s'est effectuée à la base d'une croûte continentale peu épaisse ($< 20\text{--}25 \text{ km}$). De plus, la signature géochimique des roches indique qu'elles étaient influencées par la contamination crustale ou qu'elles ont été formées par un magma primitif provenant d'un manteau métasomatisé (c.-à-d. dans une zone de subduction), ce qui est compatible avec un environnement de bassin d'arrière-arc.

La minéralisation zincifère encaissée dans les métavolcanites se présente sous forme de 1) d'une première famille de sphalérite (Sp1) pauvre en fer (2,6 à 3,7 % poids FeS) associée à de faibles quantités de PY-PO-CCP-GN, 2) de biotite zincifère, et 3) de chlorite enrichie en Zn-Cu-Mn associée à une seconde famille de sphalérite (Sp2) également pauvre en fer. Les observations pétrographiques montrent que la mise en place de la Sp1 a précédé la fusion partielle *in situ* de la roche puisqu'elle est recoupée par la biotite prograde et systématiquement entourée de minéraux marquant la cristallisation de liquide anatectique, ce qui caractérise la première phase de la minéralisation. La deuxième phase s'est produite lors du métamorphisme et est caractérisée par la présence de biotite enrichie en Zn, déformée et transposée dans la foliation principale. Certains cristaux de biotite sont recoupés par de la titanite métamorphique datée à $1003 \pm 4 \text{ Ma}$ (LA-ICP-MS) qui représente l'âge minimal de la première remobilisation du Zn. La dernière phase de minéralisation de basse température ($< 400 \text{ }^{\circ}\text{C}$) se caractérise par la cristallisation de la chlorite zincifère et de la Sp2.

Bien que le contexte géodynamique identifié soit similaire à celui des formations géologiques contenant des minéralisations de type SEDEX et VMS dans le Grenville, la minéralisation zincifère étudiée dans le cadre de ce projet diffère de celles-ci par 1) l'absence de concentration notable d'autres métaux usuels (p. ex. Pb et Cu) et la faible concentration en Fe de la sphalérite, 2) le fait qu'une partie du Zn soit contenu au sein de la biotite et de la chlorite, et 3) l'absence d'altération dans les roches encaissantes. Néanmoins, les études pétrographiques suggèrent que la minéralisation zincifère s'est formée avant le métamorphisme, tout comme pour les gisements de type SEDEX et VMS du Grenville. Les résultats de

cette étude suggèrent que l'indice zincifère de Moncou représente probablement une partie distale d'un VMS dont la minéralisation a été remobilisée durant le métamorphisme de haut grade.

Introduction

La plupart des géologues d'exploration ont ignoré le potentiel minéral du Grenville sous prétexte que les métaux de base ont probablement été remobilisés du dépôt original par le métamorphisme de haut grade rendant ces gisements faiblement économiques (Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007). Ce préjugé persiste même si le Grenville est une source importante de métaux de base comme le Fe, le Ti et le Zn (Corriveau et al. 2007). Les gisements de classe mondiale de Balmat Edward et Franklin and Sterling Hill sont des exemples reconnus de SEDEX métamorphisés au faciès des granulites, alors que Montauban-les-mines est un exemple de VMS métamorphisé au faciès des amphibolites. Malgré le potentiel reconnu en zinc à l'ouest du Grenville, peu d'indices ont été étudiés à partir de la portion centrale jusqu'à l'est en dépit de la présence de nombreux bassins sédimentaires du même âge que ceux contenant les gisements de Balmat Edward et Franklin and Sterling Hill. De plus et de manière globale, peu d'études portent sur le comportement des sulfures à haute pression-température (Stevens et al., 2005).

Cette étude contribue à comprendre les minéralisations zincifères métamorphisées au faciès des granulites en dressant d'abord un portrait du Complexe de Barrois sur trois axes. Le premier porte sur le contexte géodynamique en étudiant la géochimie des métavolcanites minéralisées et non minéralisées de la région de Normandin (Lac-Saint-Jean, feuillet 32A15). Le deuxième brosse un portrait sur le métamorphisme en calculant la pression et la température au pic avec la méthode « average PT » sur le logiciel THERMOCALC (Powell et Holland, 1984, 1994, 2008) et en comparant les données avec la thermométrie du zirconium dans la titanite. Le troisième est la datation U-Pb sur titanite des métavolcanites minéralisées et non minéralisées qui permet, en premier lieu, de contraindre l'âge minimal de la remobilisation en Zn ainsi que l'âge du métamorphisme légèrement postérieur au pic. Ces données sur la géodynamique, le métamorphisme et la datation permettent de définir le contexte géologique dans lequel la minéralisation zincifère de l'indice de Moncou s'est formée. Finalement, la minéralisation est étudiée via une analyse pétrographique détaillée complétée avec des analyses chimiques effectuées au micro-XRF et à la microsonde électronique.

Section 1 : Contexte géologique

1.1 Géologie générale

La Province de Grenville est la plus jeune orogénèse du Bouclier canadien. Elle représente les racines d'une chaîne de montagnes de type Himalaya, prédominée par des terranes de haut grade métamorphique (amphibolite supérieure à granulite) caractérisées, entre autres, par des structures gneissiques complexes (Rivers, 1983; Davidson, 1998). Leurs remaniements polyphasés rendent l'identification et l'interprétation des protolites ardue et complexifient la reconstitution des contextes géodynamiques dans lesquels ces derniers se sont mis en place (Rivers, 2014). Au nord, le Grenville est séparé de la Province du Supérieur par une discontinuité tectonique importante appelée le Front du Grenville et au sud, par la Province des Appalaches (Davidson, 1998). Le Grenville est subdivisé en deux parties soit le Parautochtone et l'Alloctone qui sont séparées par une zone de chevauchement majeure appelée la Zone de charriage de l'Alloctone (Alloctone Boundary Thrust = ABT; Rivers et al., 1989). Le terme parautochtone désigne les ceintures, domaines et terranes, qui malgré la forte déformation, n'ont pas été transportés de leur location pré-grenvillienne (Rivers et al., 2012). Ces roches sont d'âge archéen à protérozoïque et sont adjacentes au Front du Grenville. L'Alloctone décrit les roches principalement d'âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque reposant structuralement sur l'ABT et qui ont été substantiellement été transportées pendant les orogénèses grenvillienes au sens large (ex. Elzevirien, Shawinigien, Ottawanien, Rigolet; Rivers, 2008, 2012).

La première classification pour caractériser l'évolution tectonique du Grenville est celle de Gower et Krogh (2002) qui base l'évolution géologique en fonction des périodes d'orogénies (compression dominante) en opposition aux événements anorogéniques (extension dominante). La seconde est le modèle de Rivers (2008, 2012) qui définit quatre unités tectoniques principales pour caractériser un orogène chaud de longue durée (large lot long-duration orogen). Selon lui, la ceinture Alloctone est principalement caractérisée par le métamorphisme ayant eu lieu de 1090 à 1020 Ma (signature métamorphique de l'Ottawanien; Rivers, 2008) et séparée en quatre soit : la ceinture de haute-pression de l'allochtone (allochthonous High Pressure Belt = aHP), la ceinture de moyenne à basse pression de l'allochtone (allochthonous Medium–Low Pressure Belt= aM-LP) et le couvercle orogénique (orogenic lid) qui est caractérisé par le manque d'évidence du métamorphisme pénétratif de l'Ottawanien.

Les roches composant le Complexe de Barrois sont localisées dans la aM-LP et devraient donc retourner, selon le modèle de Rivers (2008), une température entre environ 800 et 950°C, une pression entre environ 6 et 11 kbars et un âge de cristallisation au pic métamorphique entre 1020 et 1090 Ma (fig. 1).

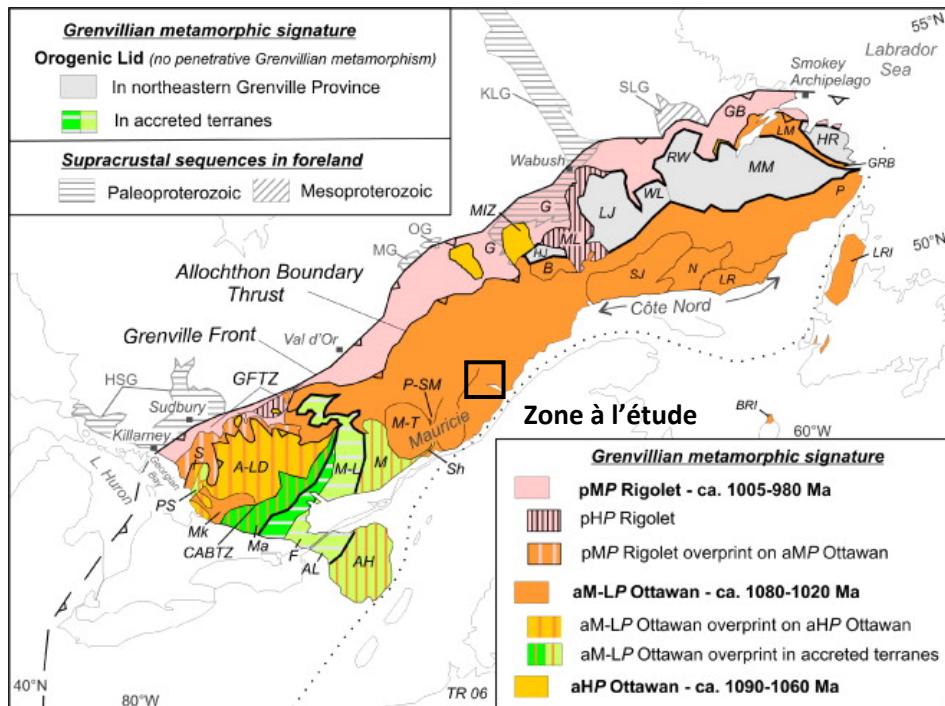


Figure 1: Division tectonique principale avec localisation de la zone à l'étude (Modifiée de Rivers, 2008).

1.2 Bassins sédimentaires du Géon 12

La période du géon 12 est marquée par la mise en place de bassins sédimentaires et volcano-sédimentaires sur l'ensemble du Grenville québécois et ontarien. Le plus important en termes de volume connu jusqu'à présent est la CMB (Central Metasedimentary Belt = CMB; Wyne-Edwards, 1972), la ceinture d'arc composée (CAB = composit arc belt) et le Supergroupe de Grenville qui sont une suite de carbonates, de roche calco-silicatées, de quartzites, de paragneiss, d'amphibolites et de métavolcanites dont les âges maximums de dépôts sont entre environ 1300 et 1220 Ma (Carr et al., 1999; Easton et Kamo, 2011; Chiarenselli, 2015; Peck et al., 2019 et références citées). Ces groupes sont localisés à la frontière entre le Québec et l'Ontario et sont interprétés comme le résultat d'un bassin d'arrière-arc intracontinental avorté (Dickin, 2000; Dickin et McNutt, 2007; Strong et Dickin, 2022).

Des âges de déposition maximale similaires entre 1300 et 1200 (U-Pb sur zircons détritiques) sont aussi répertoriés en Mauricie dans la séquence supracrustale de Saint-Boniface (terrane de Morin; Corrigan et Van Breemen, 1997; daté par Peck et al., 2019), au Lac-Saint-Jean dans les Complexes de Barrois et de Wabash (Papapavlou et al., 2019, 2020, 2022), puis au réservoir de Manicouagan dans le Complexe de Canyon (Dunning et Indares, 2010; Lasalle et al., 2013; Indares et Moukhsil, 2013 et références citées).

Ces bassins sont interprétés comme des témoins de l'ouverture d'un rift intracontinental à cette période (Indares et Moukhsil, 2013; Papapavlou et al., 2022) et auraient possiblement exercé une influence

significative pour la mise en place des complexes anorthositiques et granitoïdes associés (AMCG; anorthosite-mangérite-charnokite-granite) en créant des conduits lithosphériques majeurs facilitant la mise en place des magmas et en amincissant la croûte continentale (Indares et Moukhsil, 2013). Le lien spatial entre les AMCG du géon 11 et 10 et les sédiments du géon 12 est une idée initialement considérée par Martignole (1996) pour l'anorthosite du lac Saint-Pierre qui est étroitement associée au Groupe de Wakeham, puis renforcée par Indares et Moukhsil (2013) qui mettent en évidence le systématisme du phénomène.

1.3 Géologie régionale

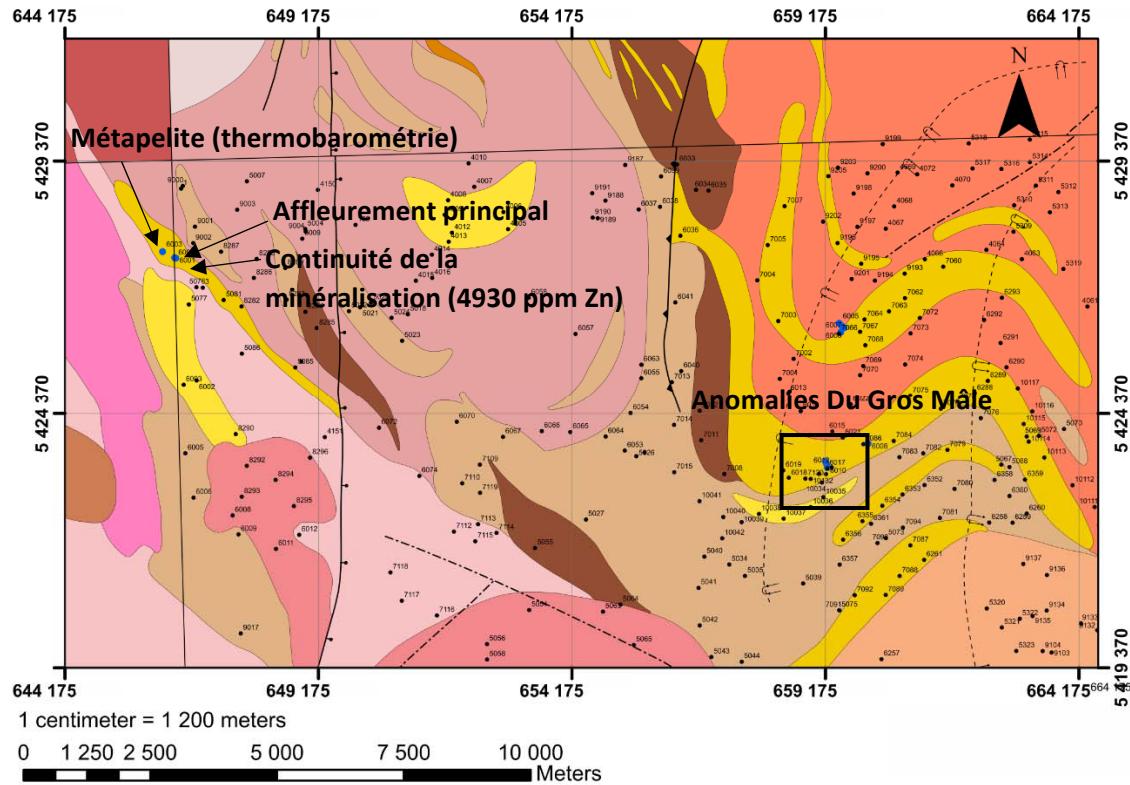
1.2.1 Le Complexe de Barrois et la suite platonique de Bardeau

Le Complexe de Barrois est subdivisé en quatre unités principales. La première est formée d'orthogneiss granodioritique à tonalitique et gneiss granitique qui représentent la lithologie principale (mPboi1). La deuxième est formée d'orthogneiss à orthopyroxène, de charnockite et d'enderbite (mPboi2). La troisième consiste en des orthogneiss à boudins d'amphibolite (mPboi3) et finalement, la quatrième unité est caractérisée par des paragneiss (mPboi4) qui sont à grenat, sulfure et graphite (aspect rouillé sur le terrain), localement interlités avec des bancs de quartzite (Morfin et al., 2015; Moukhsil et Daoudene, 2019; Moukhsil et El Boukri, 2019). De plus, cette étude a montré que cette quatrième unité contenait également des roches mafiques métamorphisées (principalement amphibolite) interprétées comme des métavolcanites. Ces dernières sont directement en contact avec les paragneiss.

Le Complexe se retrouve principalement sous forme de lambeaux décimétriques à kilométriques au sein de la Suite platonique de Bardeau (Moukhsil et Daoudene, 2019) qui est constituée de granitoïdes (syénogranite, syénite à feldspath alcalin, monzogranite, jontunite, syénite quartzifère) dont l'âge de cristallisation est daté à 1364 ± 9 Ma (affleurement 2019-AM-167-A; Papapavlou, 2020). Cela correspond à un événement magmatique de l'Elsonien précoce (1450- 1350 Ma; Gower et Krogh, 2002) qui précède l'orogénèse elzévirienne (1230 – 1180 Ma).

1.2.2 Caractéristiques générales de l'affleurement principal

La minéralisation zincifère principale, l'indice de Moncou, se trouve à l'affleurement 20-GS-6001 (jusqu'à 1,3 wt.% Zn, fig. 2) dans des métavolcanites (mPboi4) faiblement migmatisées (< 10 % de mobilisat) qui avait été initialement décrites en paragneiss par Moukhsil et El Bourki (2019; 19-AM-02-A1).



Gabbronorite de Claire

Gabbronorite localement mélanoctrate, rouillée et à oxydes de Fe-Ti±P; gabbro et proportion mineure de mangérite et leuconorite.

Suite de Saint-Thomas Didyme (1042 ±12 Ma; Papapavlou, 2020)

Mangérite, gabbronorite, charnockite, granite à feldspath alcalin et diorite quartzifère

Suite plutonique d'Allegrin

Syenite quartzifère, granite à feldspath alcalin; proportion mineure de gabbronorite, charnockite et gneiss granitique. Présence d'enclaves de paragneiss

Complexe de Barrois (âge de dépôt maximal 1224 ±18 Ma; Papapavlou, 2020)

Paragneiss quartzofeldspathique à biotite, localement migmatitisé; quartzite, migmatite et gneiss granitique

Paragneiss avec interlits de quartzite

Paragneiss à biotite ± sillimanite ± grenat ± graphite, roche volcanique mafique amphibolitisée, marbre, roche calcosilicatée, grenatite et quartzite ± graphite ± grenat

Suite plutonique de Bardeau (1363 ±9 Ma; Papapavlou, 2020)

Mangérite, syénite à hypersthène, gabbronorite, granite à feldspath alcalin, granite, diorite quartzifère et enclaves de paragneiss migmatitique et de quartzite

Légende lithologique

Gneiss granitique

Figure 2: Carte géologique de la région à l'étude. Les points noirs sont les affleurements cartographiés au MERN à l'été 2020.

La zone non minéralisée de l'affleurement principal est constituée de niveaux décimétriques à métriques métavolcanites non minéralisées (MvNM) faiblement migmatitisées (1 à 10 %) interlités avec des bancs métriques de quartzites impurs à trace de graphite (fig. 3 A-D). Les MvNM ont un assemblage composé d'orthopyroxène, de plagioclase, de biotite avec des proportions variables de clinopyroxène (1 à 10 %). La migmatitisation, lorsque présente, a une texture nébulitique ou une en « patch » discontinue, très

légèrement déformée et contient des cristaux de clinopyroxènes subidoblastiques dans une matrice tonalitique. Ces amas sont interprétés comme la cristallisation de néosomes non ségrégés dans le paléosome formés par la réaction hornblende + plagioclase + quartz = clinopyroxène + liquide (fig. 3 A-D). Ces textures et l'assemblage minéralogique indiquent que le liquide anatectique est *in situ* (Sawyer, 2008).

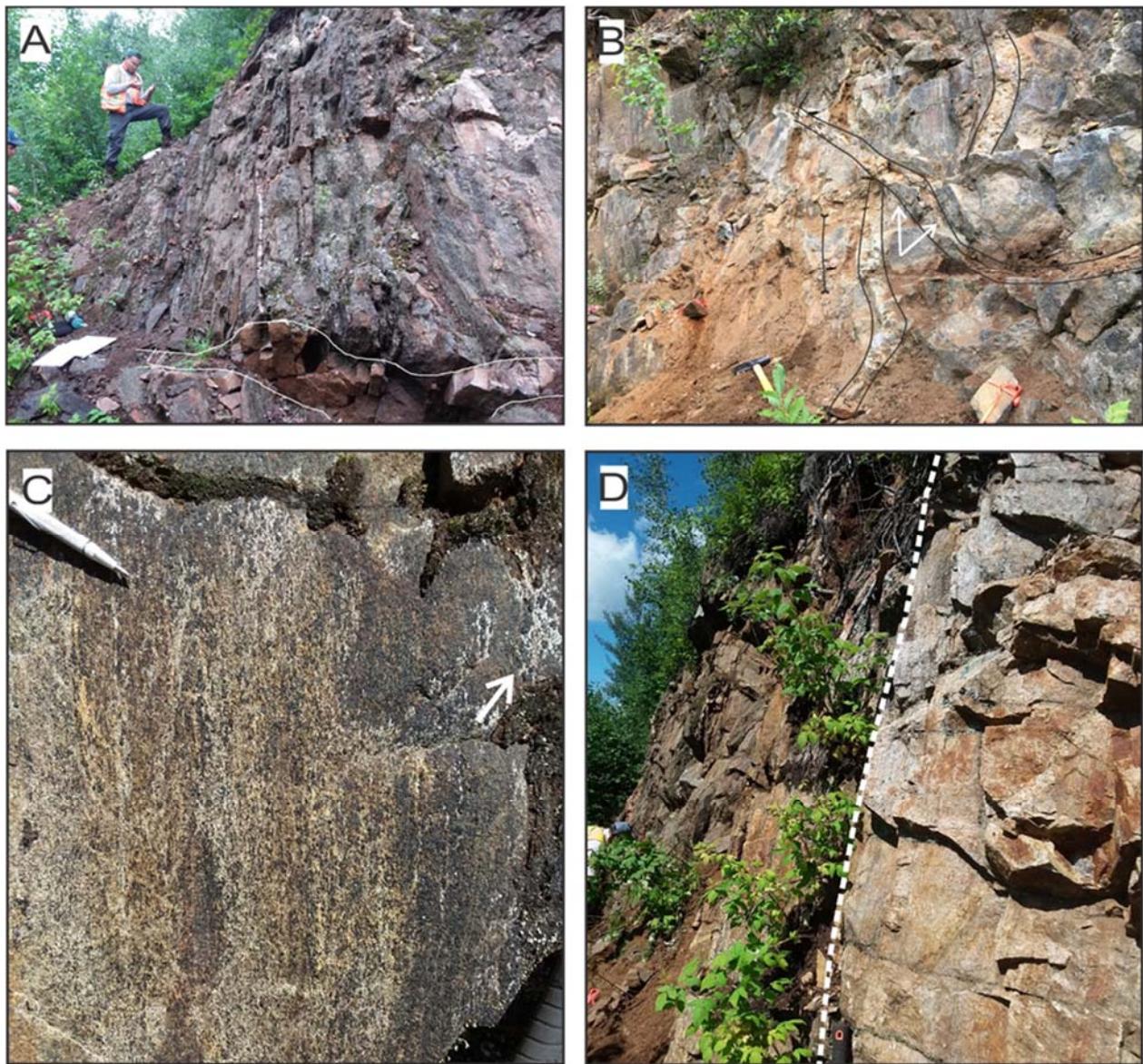


Figure 3: Photographies de l'affleurement principal de l'indice de Moncou (20-GS-6001). (A) section 1 avec une alternance de bancs décimétriques de métavolcanite non minéralisée recoupée par des dykes granitiques; (B) section 2 avec les métavolcanites minéralisées, zone de faille cassante (flèches), pli isoclinal et recouplement de dyke granitique pegmatitique; (C) exemple de métavolcanite non minéralisée faiblement migmatitisée avec mobilisat *in situ* (flèche); (D) Métavolcanite non minéralisée en alternance avec un banc métrique de quartzite impur.

La zone minéralisée, d'une épaisseur d'environ quatre mètres, est composée des métavolcanites minéralisées (MvM; fig. 3 A-D). Les MvM ont un assemblage composé de clinopyroxène-biotite-

plagioclase-feldspath potassique avec des traces de quartz. Les minéraux accessoires, visibles en lame mince sont l'apatite, l'ilménite, la titanite, la magnétite, la pyrite et la pyrrhotite. La minéralisation en sphalérite-biotite riche en zinc et chlorite riche en zinc n'est observable qu'en lame mince et est accompagné de d'autres minéraux économiques (chalcopyrite et rarement galène).

Le grain structural a une orientation moyenne NNW-SSE avec un pendage subvertical vers l'est. La section minéralisée contient un pli isoclinal dont le plan axial est parallèle à S2. Il semble recoupé par une zone de déformation cassante, probablement tardive, dont le miroir de faille a une orientation moyenne de 145°N et un pendage de 81° (fig. 3 A-D). Les stries de failles sont subhorizontales et semblent indiquer un décrochement sénestre (vers le nord). L'ensemble de l'affleurement est coupé par des dykes pegmatitiques de composition granitique d'orientation variable, dont leur proportion est plus élevée dans la zone minéralisée (fig. 3 A-D).

1.2.3 Autres indices et anomalies de zinc

L'échantillonnage de la campagne 2021 démontre qu'il y a une continuité de la minéralisation principale à 120 m au SE (affleurement 21-GS-2263-B1) avec un indice de 4930 ppm Zn. Cette minéralisation constituée de sphalérite et de biotite riche en Zn est contenue dans des métavolcanites rouillées faiblement migmatitisées qui sont interlitées un banc décimétrique de quartzite boudiné.

D'autres anomalies zincifères ont été cartographiées dans le feuillet 32A15 (lac du Gros Mâle avec 19-AD-6017-D1 : 950 ppm Zn et 19-AD-6020-F1 : 174 ppm Zn; fig. 2) mais les valeurs n'ont pas été reproduites lors des échantillonnages des campagnes 2020-2021. Cette région est décrite comme un système d'altération plurikilométrique comprenant des paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite, des quartzites à graphite, des grenatites, des marbres et des roches calcosilicatées (Moukhsil et El Bourki, 2019). Les observations pétrographiques en lame mince de la lame 19-AD-6017-D1 indique la présence de rares inclusions de gahnite dans des grains idiomorphes de sillimanite.

Section 2 : Méthodologie

2.1 Géochimie

2.1.1 Sélection des échantillons et compilation des données

L'étude géochimique est basée sur les MvM et les MvNM les moins altérées possible (LOI < 3 %) échantillonnées lors des campagnes 2020-2021 qui sont localisées dans l'affleurement principal. De plus, une recherche sur la base de données du SIGEOM pour le feuillet 32A15 a été effectuée afin d'utiliser les échantillons qui pourraient possiblement correspondre à des métavolcanites métamorphisés, mais qui n'ont pas été identifiées comme telles dans les travaux antérieurs (Moukhsil et El Bourki, 2020). Ces

roches devraient être décrites comme des gabbronorites granoblastiques finement à moyennement grenues, homogènes et encaissées dans les métasédiments du Barrois sous forme de boudin ou de niveaux transposés dans le grain structural principal. L'association spatiale directe avec les métasédiments est un critère essentiel pour inférer une origine supracrustale (Gower, 2007). Les roches qui présentent des textures ignées (ophitiques et sub-ophitiques) ont été rejetées ainsi que celles identifiées comme des OAGN (oxyde-apatite-gabbronorite, acronyme proposé par Dymek et Owens, 2001) ou des OAGN potentiels.

2.1.2 Méthode analytique

Les analyses géochimiques roches totales ont été réalisées par le laboratoire ACTLAB, en Ontario. Les échantillons ont été lavés, séchés, concassés, pulvérisés puis tamisés au 200 mesh dans le but d'analyser les éléments majeurs, traces, les REE, le soufre total (S_{tot}) et le carbone graphitique (C_{gr}). Pour les éléments majeurs, la décomposition des échantillons s'est effectuée avec fusion du lithium et borate puis ont été analysés au XRF. Pour les éléments traces, la décomposition des échantillons est effectuée par digestion multi-acides (hydrochloridrique, nitrique, perchlorique et hydrofluorique). Les digestats ont été analysés au ICP-MS, alors que les REE ont été préparés par fusion du sodium et peroxyde puis analysés au XRF. L'obtention du S_{tot} et du C_{gr} est effectuée par combustion et spectroscopie infrarouge.

2.2 Thermobarométrie

2.2.1 Méthode « average PT »

L'estimation des conditions de PT au pic est effectuée avec la méthode « average PT » via le logiciel THERMOCALC version 3.33 (Powell et Holland, 1988, 1994, 2008) et la base de données d55. Le premier échantillon analysé est une MvM riche en sphalérite de l'affleurement principal (20-GS-6001-H2) dont l'assemblage minéralogique est dominé par du clinopyroxène, du plagioclase, des feldspaths potassiques et du quartz en trace. Un second échantillon a été sélectionné, parce que l'assemblage de la MvM est probablement trop élémentaire pour contraindre correctement les conditions PT. Il s'agit d'une métapelite dont la minéralogie principale est formée de biotite, grenat, sillimanite, feldspath potassique, plagioclase et graphite. Cette métapelite a été échantillonnée à 290 m au NW de l'indice de Moncou (fig. 2). Cette distance est suffisamment petite pour raisonnablement supposer qu'ils ont été métamorphisés sous les mêmes conditions de pression-température. Les clinopyroxènes, les plagioclases, les biotites non minéralisées, les feldspaths potassiques et les grenats ont été analysés à l'Université Laval avec la microsonde électronique CAMECA SX-100 avec un voltage de 15keV et l'ampérage de 20 nA et une taille de point d'analyse de 2 μ m.

2.2.2 Thermométrie du Zr dans la titanite

La température de cristallisation des titanites a été calculée en utilisant la méthode de Hayden et al. (2008). La pression utilisée est le résultat obtenu sur la métapelite ($1,17 \pm 0,15$ GPa). Étant donné qu'il n'y a pas de rutile observé dans l'assemblage, l'activité du titane ($a\text{TiO}_2$) est estimée à $0,75 \pm 0,25$ (Chambers and Kohn 2012; Ghent and Stout 1984; Kapp et al. 2009). Cette estimation est cohérente pour des roches crustales typiques dont la limite inférieure la plus plausible est de 0,5 (Hayden et Watson 2007; Ferry et Watson, 2007). L'activité du quartz ($a\text{SiO}_2$) est égale à 1 puisque des grains ont été observés en lame mince. La méthode de calcul des incertitudes utilisées est celle des extrêmes et inclut celles du zirconium. Une incertitude cohérente pour ce type de roche devait être environ égale à 20°C (Hayden, 2008).

2.3 Géochronologie

2.3.1 Sélection des échantillons

La titanite est sélectionnée pour la géochronologie parce qu'elle coupe les biotites zincifères qui ont cristallisé pendant la première remobilisation en zinc (voir section 3.4) et pour contraindre le métamorphisme postérieur au pic, celui-ci ayant une température estimée plus élevée que la température de fermeture des titanites ($\approx 900^\circ\text{C}$ vs $700\text{-}800^\circ\text{C}$). La première lame mince analysée est la 20-GS-6001-G1 et est minéralisée en chlorite et biotite, alors que la seconde (20-GS-6001-A1) n'est pas minéralisée.

2.3.2 Méthode analytique

La datation U-Pb sur titanite est effectuée par ablation laser et spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (LA-ICP-MS) à l'Université de Colombie-Britannique à Okanagan (Canada) sur deux lames minces polies. Il inclut un laser Photon Machines Analyte 193 Excimer couplé à un Agilent 8900 triple quadrupole ICP-MS situé dans le Fipke Laboratory for Trace Element Research (FiLTER). De l'hélium (0.7 L/min) est utilisé comme gaz dans la cellule d'ablation et est mélangé avec de l'argon (0.9 L/min) avant l'introduction de l'analyse vaporisée dans la torche à plasma.

Les données sont traitées avec le script ChrontouR (Larson, 2022) sur la plateforme R. La méthode de calcul des isochrones utilisée est celle de Powell (2020). Cette dernière est retenue par rapport à la méthode classique (régression linéaire modèle-1, isoplot; Vermeesch, 2018) parce qu'elle peut traiter les données malgré les erreurs naturelles liées à la dispersion géologique (ex. recristallisation locale, hétérogénéité intrinsèque au cristal). Powell (2020) utilise la « spine » afin d'évaluer la qualité de l'isochrone au lieu du MSWD (mean standard weighted deviation) qui varie, entre autres, en fonction du nombre d'échantillons analysés.

2.4 Étude pétrographique

2.4.1 Cartes micro-XRF

Les cartes micro-XRF sont produites par le labo Tornado m4 à l'Université Laval avec une taille du point d'analyse de 20 µm, un voltage de 50 kv, un ampérage de 600 µA et un temps d'acquisition de 5 ms. Ces cartes permettent notamment l'identification des phases zincifères et sont particulièrement importantes dans cette étude pour reconnaître les silicates enrichis en zinc non identifiables au microscope optique.

2.4.2 Electron prob microanalyzer (EPMA)

Les compositions des sphalérites, des biotites riches en Zn, des chlorites zincifères ont été mesurées à l'Université Laval avec la microsonde électronique CAMECA SX-100 avec un voltage de 15keV, un ampérage de 20 nA et une taille de points d'analyse de 5 µm. Les éléments chimiques analysés pour chaque minéral ainsi que le nombre d'analyses sont présentés dans le tableau 1. Les abréviations utilisées pour les minéraux sont de Kretz (1983).

Tableau 1 Compilation des minéraux analysés pour la minéralisation

Minéral analysé	Éléments analysés	Nombre d'analyse
Sphalérite	S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Id	315
Biotite zincifère et biotite non zincifère	SiO ₂ , TiO ₂ , FeO, Al ₂ O ₃ , MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, ZnO, Cr ₂ O ₃ , SO ₂ , CuO	48
Chlorite zincifère	SiO ₂ , TiO ₂ , FeO, Al ₂ O ₃ , MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, ZnO, Cr ₂ O ₃ , SO ₂ , CuO	84

Section 3 : Résultats

3.1 Géochimie

3.1.1 Mobilité des éléments et affinité géodynamique du protolite

Un des problèmes liés à l'étude géochimique dans les terrains à haut grade métamorphique est la mobilité des éléments majeurs (Ca, Na, K, et Si) et des éléments à faible champ ionique (LFSE: Cs, Rb, K, Rb, Ba, Pb, U, et Th; Saunders et al. 1980) à la suite d'évènements comme la fusion partielle, la déshydratation, le métasomatisme (Pan et Fleet, 1996; Ague, 1991) et les altérations hydrothermales ou de sub-surface. Étant donné que les relations de terrain et l'oblitération des textures primaires ne peuvent pas garantir leur origine volcanique il faut 1) identifier les phases cumulatives pour ne conserver que le liquide parent et 2) vérifier la mobilité des éléments majeurs et traces en comparant les données avec des exemples

modernes non altérés de OIB, MORB et roches liées aux arcs volcaniques. Dans le cas des éléments des terres rares (REE) et des éléments à fort champ ionique (HFSE), il a été démontré que ces derniers sont relativement immobiles lors du métamorphisme et de l'altération hydrothermale si le ratio roche/fluide est élevé et que le fluide est majoritairement composé d'eau (Pan et Fleet, 1996). Leurs concentrations sont donc représentatives du protolite.

3.1.1.1 Identification des phases cumulatives

Le diagramme $\#Mg$ en fonction du ratio SiO_2/Al_2O_3 (Kempton et Harmon, 1992; fig. 4) peut être utilisé pour différencier les phases cumulatives des liquides parents. Les valeurs typiques du ratio SiO_2/Al_2O_3 pour des échantillons non cumulatifs sont entre 2,9 et 5. L'ensemble des métavolcanites ont des proportions concordantes environ égales à ces limites à l'exception d'une métavolcanite minéralisée dont le rapport est de 6,16. Cette donnée a été écartée pour les étapes subséquentes de traitement. Cependant, un regroupement de quatre MvM ont des Mg# élevés (57 et 69 à 77) par rapport aux ratios SiO_2/Al_2O_3 (4,54 à 4,7). Ces échantillons présentent une plus grande quantité de clinopyroxènes ce qui peut expliquer ces valeurs élevées. Les autres étapes de traitement (voir ci-dessous) ont montré qu'il n'y a pas eu mobilité des éléments majeurs et traces. Ils ont donc été conservés.

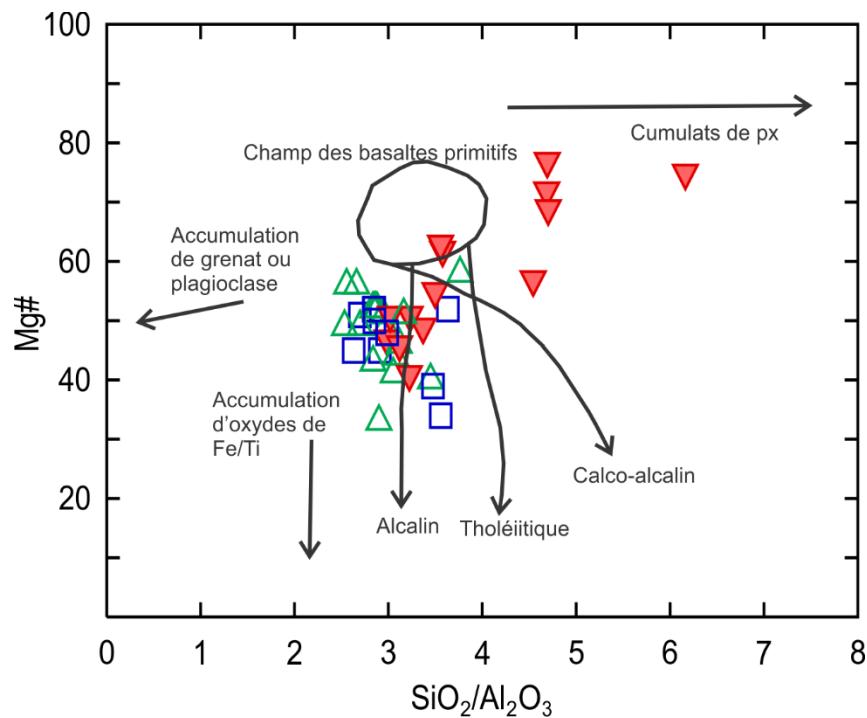


Figure 4: Diagramme du $\#Mg$ en fonction du ratio SiO_2/Al_2O_3 (Kempton et Harmon, 1992). Voir texte pour explications

3.1.1.2 Mobilité des éléments majeurs

Les calculs de l'index d'altération ($A.I = [\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}] / [\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}] \times 100$; Hashiguchi, 1983), de l'index peralumineux ($P.I = \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$; Ishikawa et al., 1976) et du chlorite-carbonate-pyrite-index ($CCPI = 100 * (\text{FeO}_T + \text{MgO}) / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; Large, 2001) permettent d'identifier les volcanites qui n'ont pas subi une perte en éléments majeurs (fig. 5 A-B; $A.I = 35 \pm 10$ et $P.I > 1$; LaFlèche, 1992). Des échantillons typiques de N-MORB ont un $A.I \approx 35$ et un $P.I \approx 0,8$ (LaFlèche, 1992). Les roches ayant un $A.I > 50$ expriment généralement une chloritisation ou une séricitisation, alors que les échantillons plus petits que 20 montrent une albitisation (Large, 2001). La majorité des échantillons ont un $A.I$ compris entre 30 et 50 et un $P.I > 1$ à l'exception de quatre métavolcanites minéralisées, une métavolcanite non minéralisée et de deux métavolcanites potentielles (fig. 5 A-B). Ces données ont été écartées pour les étapes subséquentes de traitement. Pour les autres échantillons, les résultats montrent que la mobilité des éléments majeurs est très faible à nulle.

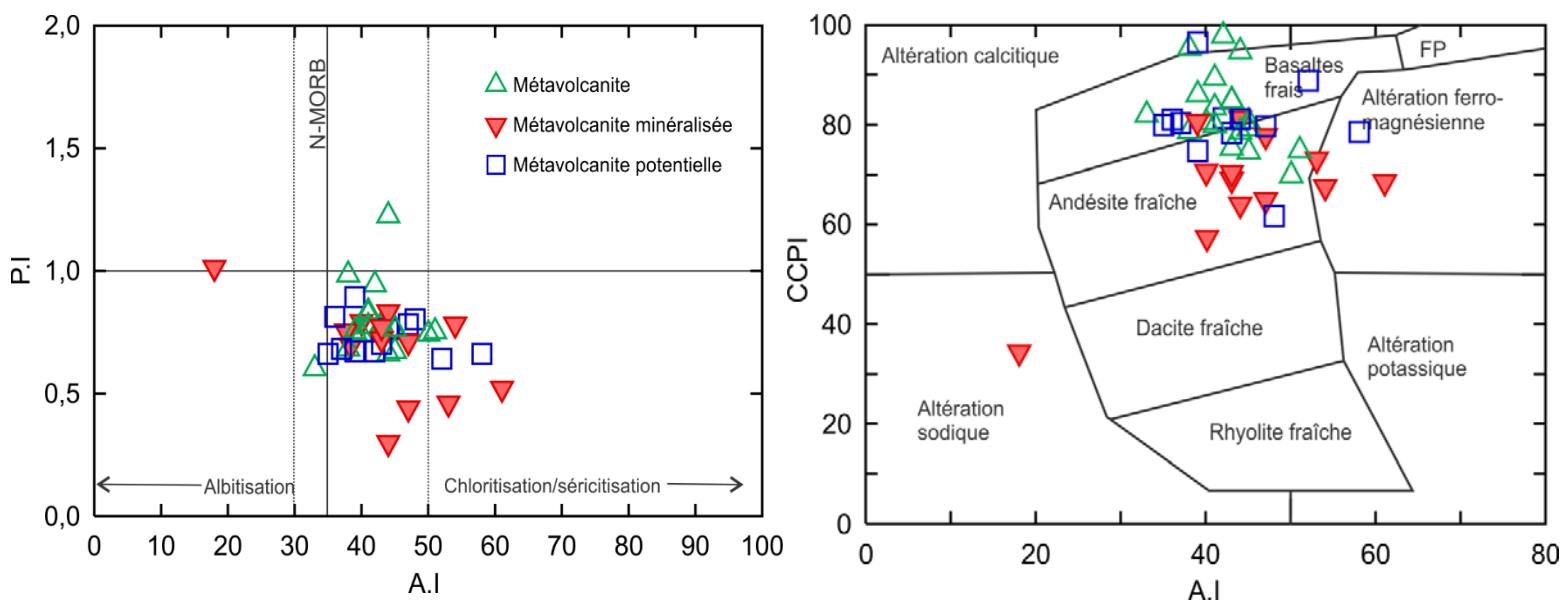


Figure 5: Mobilité des éléments majeurs; (A) Diagramme de l'index peralumineux ($P.I.$) en fonction de l'index d'altération ($A.I.$) (LaFlèche, 1992); (B) Chlorite-carbonate-pyrite-index en fonction de l'index d'altération ($A.I.$) (Large et al., 2001 modifié de Trépanier, 2011).

3.1.1.3 Mobilité des éléments traces

Le ratio K/Rb peut être utilisé comme indicateur de la mobilité des éléments traces, car ces derniers ont des comportements similaires pendant la cristallisation ignée, alors que le métamorphisme au faciès des granulites entraîne un fractionnement du Rb par rapport au K (Shaw, 1968; Rudnick et al., 1985). Les échantillons magmatiques présentent normalement des ratios qui varient entre 250 et 500 (Shaw, 1968), alors que les échantillons métamorphiques dont les éléments traces ont été mobilisés peuvent avoir des ratios dépassant 4000. Les métavolcanites du Complexe de Barrois ont des ratios de K/Rb similaires à des

échantillons de roches magmatiques non altérées à l'exception trois MvNM, une MP et une MvM dont les ratios indiquent une mobilisation (fig. 6A). Ces dernières sont écartées pour les étapes suivantes de traitement.

La caractérisation des pertes du Th et de l'U s'effectue avec les ratios La/Th et U/Th (fig. 6B) en les comparant avec des valeurs de roches ignées « normales » (Gill 1981; Rudnick et al. 1985). Les valeurs du ratios La/Th pour les roches ignées peut aller jusqu'à 10 et varie jusqu'à 25 pour les andésites (Gill, 1985), alors que le rapport Th/U varie de 1 à 7. Trois métavolcanites minéralisées montrent des pertes en Th et aucun des échantillons n'a de perte en U. Ainsi, malgré le métamorphisme de haut grade et la fusion partielle *in situ*, les métavolcanites les moins altérées du Complexe de Barrois montrent une faible mobilité des éléments traces. Donc, leurs concentrations représentent celles des protolites.

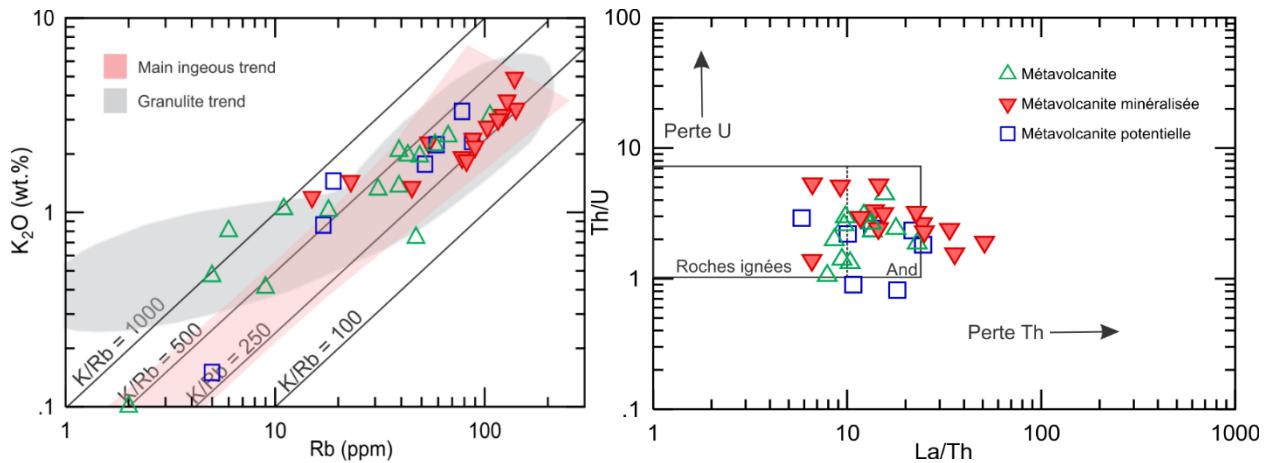


Figure 6 : Mobilité des éléments traces; (A) K en fonction de Rb avec la « Main igneous trend » de Shaw (1986) et la « granulite trend » de Rudnick (1985); (B) U/Th en fonction de La/Th avec valeurs de Gill (1981) et Rudnick (1985).

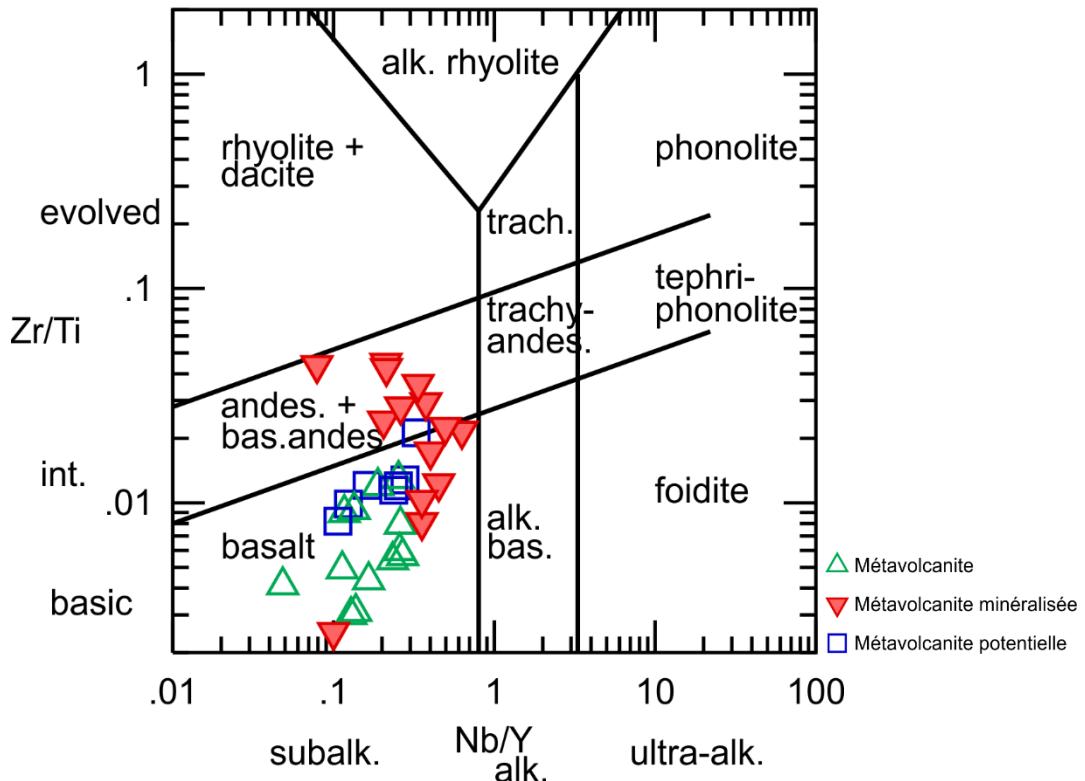


Figure 7: Classification pétrologique de Winchester et Floyd (1977) modifiée par Pearce (1996).

3.1.2 Discriminations pétrologique et pétrogénétique

3.1.2.1 Classification pétrologique

L'ensemble des métavolcanites non minéralisées et potentielles sont des basaltes, alors que les métavolcanites minéralisées sont des basaltes ainsi que des basaltes andésitiques et des andésites (fig. 7). La majorité des échantillons minéralisés sont dans les champs les plus évolués de la différenciation magmatique. L'origine de cette corrélation est difficile à déterminer; elle peut indiquer un lien entre la chimie des roches et l'emplacement de la minéralisation ou que ces faciès plus évolués possèdent une porosité plus importante facilitant la circulation des fluides hydrothermaux au sein de ces roches.

3.1.2.2 Environnement tectonique

La concordance des patrons des éléments des terres rares et multiéléments (fig. 8 A-B, Sun et McDonough, 1989) des métavolcanites mafiques à intermédiaire est une évidence suggérant un lien cogénétique de ces roches (Bonnet et al., 2005). L'enrichissement en éléments des terres rares légers (LREE) est faible à modérer, alors que la pente des lourdes (HREE) est nulle. Les métavolcanites non minéralisées et potentielles ont des anomalies en Eu (Eu/Eu^*) nul à négatives, alors que celles des minéralisées sont négatives. Le faible rapport $(La/Yb)N$ des métavolcanites non minéralisées et potentielles (entre 1,90 et

6,20) et des métavolcanites minéralisées (entre 2,95 et 23,66) montre leur caractère transitionnel (Barret et MacLean, 1999). La présence d'une anomalie nulle à négative en Eu ainsi que du faible fractionnement en terre rare lourde (HREE) indique que ces roches se sont différenciées dans la croute inférieure dans le champ de stabilité du plagioclase et que le fractionnement d'amphibole et/ou de grenat a été faible (Ulmer et al., 2018). Cela indique que ces dernières se sont différenciées à la base d'une croute peu épaisse (< 20-25 km; Ulmer et al., 2018). Le patron multiélément indique la présence de pic négatifs en Nb-Ta, Zr et Ti (fig. 9A, McDonough et Sun, 1995) qui sont des indicateurs typiques d'une zone de subduction ou de contamination crustale (Pearce et Norry, 1979, Pearce et al., 1995). L'ensemble de ces évidences concordent avec un environnement de bassin d'arrière-arc, également démontré avec le diagramme du Th/Nb vs Nb/Yb (fig. 9B, Pearce, 2008) qui illustre un enrichissement en Th dont la source avait une signature initiale N-MORB à E-MORB. Les échantillons forment d'une droite parallèle au « mantle array » ce qui est un critère diagnostique d'un environnement de suprasubduction, contrairement à la contamination crustale qui formerait plutôt une droite oblique au « mantle array » (Pearce, 2008).

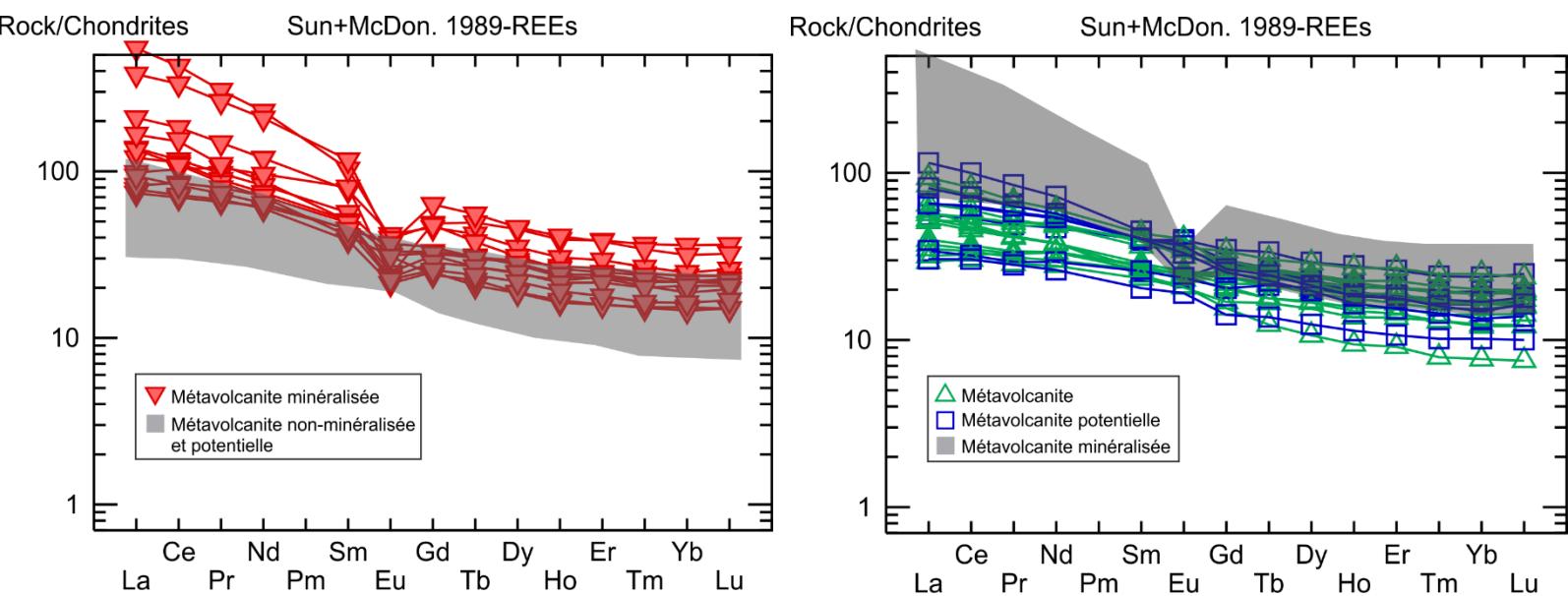


Figure 8: Graphiques des REE normalisés aux chondrites; (A) Métavolcanites minéralisées et (B) métavolcanites non minéralisée et potentielles. Valeurs normalisées selon Sun et McDonough (1989).

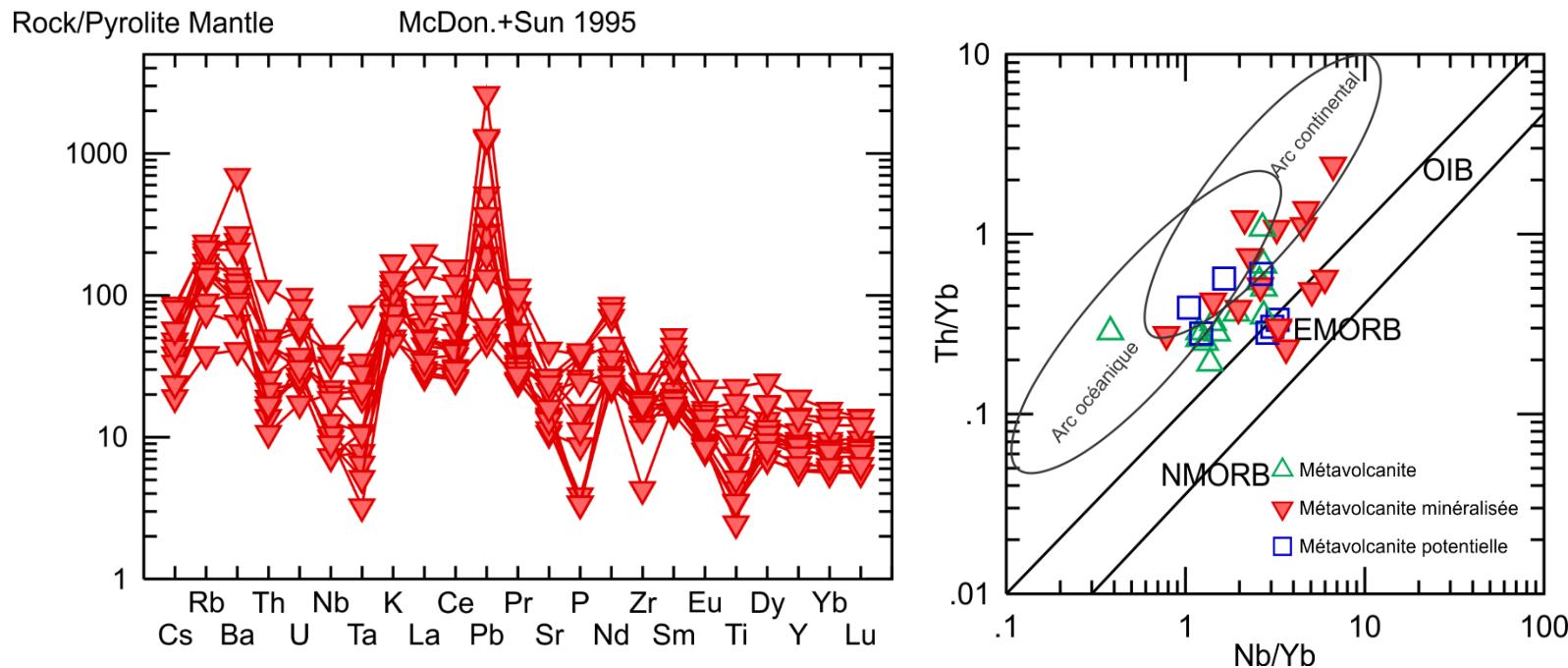


Figure 9: (A) Patron multiéléments des métavolcanites minéralisées (normalisé au manteau pyrolytique, valeurs de Sun et McDonough, 1995) et (B) Th/Yb vs Nb/Yb des métavolcanites minéralisées, non minéralisées et potentielles (Pearce, 2008).

L'interprétation d'un mouvement d'extension à cette période (≈ 1200 Ma) est également l'hypothèse retenue à l'ouest du Grenville dans la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ) avec les métavolcanites du Domaine de Canyon et du « Banded Complex » (Indares et Moukhsil, 2013) ainsi qu'à l'est dans la CMB (Dickin et McNutt, 2007; Strong et Dickin., 2022).

3.2 Thermobarométrie

3.2.1 « Average PT »

3.2.1.1 Stratégie analytique et observations qualitatives

Le métamorphisme rétrograde induit des processus qui changent les concentrations dans les phases minérales et conséquemment, fausse les P-T estimées. Pour les métapelites granulitiques avec un assemblage de biotite (bt) – grenat (grt) – sillimanite (sil) – feldspath potassique (kfs) – plagioclase (pl), trois phénomènes importants sont à considérer : 1) La diffusion des éléments majeurs (active à des températures $> \sim 500^{\circ}\text{C}$) créant des zonations chimiques au sein des cœurs des grenats, où de telles zonations ne sont pas observées (fig. 10); (2) la réaction de transfert net (ReNTR; $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{melt} = \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$; Kohn et Spear, 2000; Spear, 2004) dont les effets sont d'enrichir en Mn les bordures des grains des grenats (absence illustrée, fig. 10) en plus de produire du plagioclase et de la biotite qui ne représentent pas nécessairement les conditions au pic et (3) la rééquilibration du Fe-Mg entre les grenats et la biotite lors du refroidissement qui augmente le contenu en Fe des biotites et diminue la température estimée (Spear et Florence, 1992; Spear et al., 1999; Kohn et Spear, 2000). Afin d'éviter les biotites produites par la ReNTN et les rééquilibrées, la sélection est effectuée en fonction des critères suivants. Premièrement, elles doivent être déformées et parallèles à la foliation ce qui permet d'éviter les biotites rétrogrades. Ensuite, elles ne doivent pas être en contact avec les grenats, mais plutôt protégées de la diffusion par une phase non réactive comme les feldspaths ou le quartz et finalement, elles doivent contenir un maximum de Ti (Henry et al., 2005) qui est un indicateur de haute température.

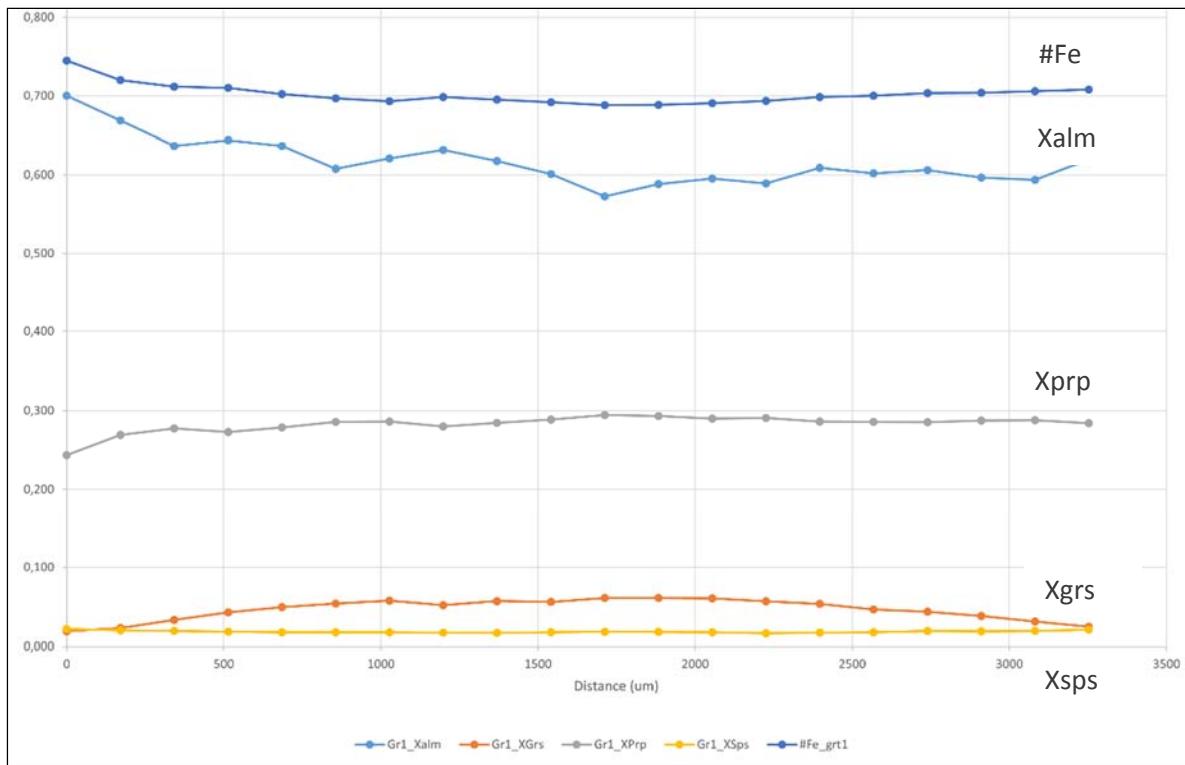


Figure 10: Exemple de composition des profils chimiques des grenats (bordure à bordure).

L'assemblage de la métavolcanite au pic serait formé de clinopyroxènes (cpx)- biotite (bt)- plagioclase (pg)- feldspath potassique (kfp). Les minéraux qui sont formés lors du métamorphisme rétrograde (ex. chlorite, certaines biotites) ne sont considérés. Les critères pour identifier les biotites progrades sont leurs bordures irrégulières, leurs associations spatiales avec le liquide anatectique (Sawyer, 2008) et leur taux de Ti élevé (Henry et al., 2005). Contrairement à la métapelite, la métavolcanite est composée de clinopyroxène, de plagioclase et de feldspath potassique dont la diffusion est relativement lente (Brady, 1983; Brady et McCallister). Leurs compositions devraient donc refléter celles au pic.

3.2.1.2 Conditions PT

Pour la métapelite, la pression et la température obtenues avec ces précautions est de $11,7 \pm 1,5$ kbars et 906 ± 56 °C. Les réactions indépendantes utilisées sont :

- 1) grossulaire + quartz + 2sillimanite = 3anorthite
- 2) pyrope + 2grossulaire + 3eastonite + 6quartz = 3phlogopite + 6 anorthite
- 3) 7 phlogopite + 12anorthite = 5pyrope + 4 grossulaire + 3 eastonite + 4sanidine + 4H₂O
- 4) 2annite + 3 anorthite + 3quartz = grossulaire + 2almandin + 2sanidine + 2H₂O

Le résultat reporte la P-T des métasédiments du Complexe de Barrois à la limite entre les granulites de moyenne et de haute pression en bordure inférieure du champ de la kyanite (fig. 11). Cela est cohérent

avec les observations effectuées en lame mince (absence de la muscovite $> 650^\circ \text{C}$, absence de kyanite et présence de sillimanite).

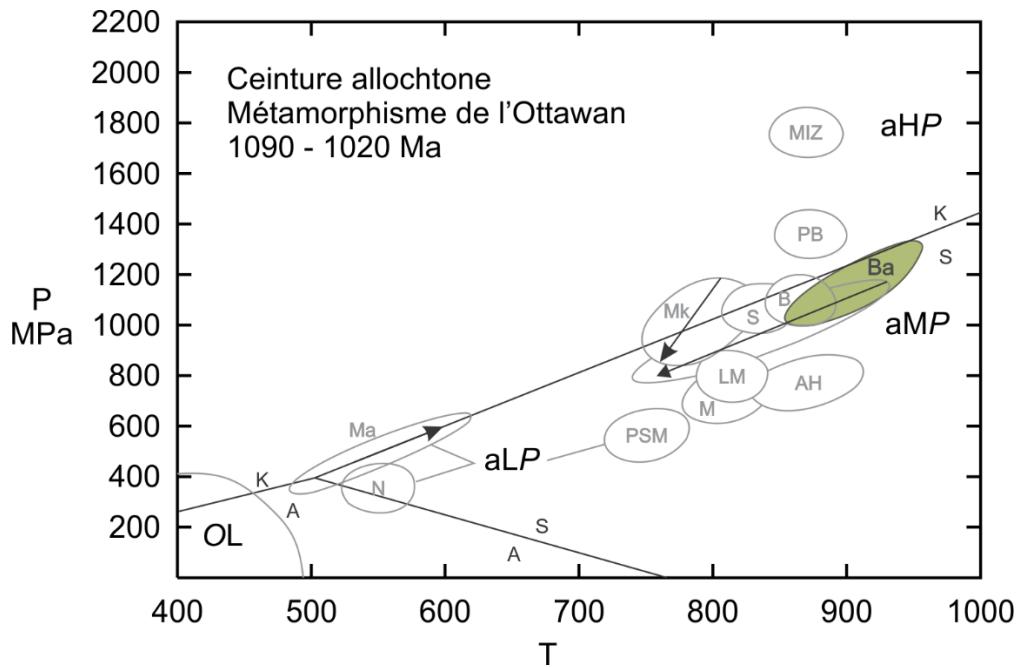


Figure 11: P-T du Barrois de la métapelite et des autres domaines de la ceinture Allochtones (Modifié de Rivers, 2008).
 Abréviations : OL = orogenic lid, aLP, aHP, aMP = segments de la ceinture allochtones à faible, moyenne et haute pression. Ba = Complexe de Barrois, MIZ = Manicouagan Imbricate Zone, PB = Ceinture Parautochonte, B = terrane de Berthé, S = domaine de Shawanaga, Mk = Domaine Muskoka, LM = terrane du lac Melvile, AH = Adirondack Highlands, M = terrane de Morin, PSM = domaine de Portneuf-Saint-Maurice, N = domaine de Natashquan

Pour la métavolcanite, les réactions indépendantes utilisées sont :

- 1) Ca-Tschermak+ quartz = anorthite
- 2) eastonite + diopside + quartz = phlogopite + anorthite
- 3) 3 eastonite + 3 hedenbergite + 3 quartz = 2 phlogopite + annite + 3 anorthite

La pression et température obtenues sont de $992 \pm 460^\circ \text{C}$ et $12,8 \pm 2,6 \text{ kbars}$. L'incertitude élevée de la température est le reflet d'un assemblage insuffisant pour la contraindre avec plus de précision. Néanmoins, le résultat est similaire par rapport à la métapelite en plus d'être cohérent avec les textures observées en lame mince indiquant le passage au faciès des granulites soient : les feldspaths potassiques perthitiques en flamme, le « grain boundary migration » (GBM) et de la recristallisation statique surimprimée par la « grain boundary area reduction » (GBAR) des feldspaths (Passchier & Trouw, 2005). Les biotites subidiomorphes avec les bordures de grain irrégulières montrent qu'elles ont fusionné partiellement. La pression obtenue est dans l'erreur de celle obtenue pour la métapelite.

3.2.2 Thermométrie Zr dans la titanite

Pour la lame A, le thermomètre indique une température moyenne de cristallisation de la titanite de $787 \pm 38^{\circ}\text{C}$, alors que celui de la lame G est de $804 \pm 39^{\circ}\text{C}$. L'âge du métamorphisme est donc estimé lorsque la température a atteint l'ordre de 750 à 840°C , par rapport au pic ($< 905^{\circ}\text{C}$).

3.3 Géochronologie

3.3.1 Description des échantillons

La lame mince 20-GS-6001-G1 est localisée à 10 m au nord de la zone minéralisée sur l'affleurement principal (20-GS-6001). Elle contient 889 ppm de zinc présent dans les biotites et les chlorites. La foliation principale est définie par les biotites qui sont déformées et recoupées par les titanites métamorphiques (fig. 18, section 3.4.2). Cette relation permet de contraindre l'âge minimal de la première remobilisation du zinc marqué par la cristallisation des biotites riches en zinc (voir section 3.4). La seconde lame (20-GS-6001-A1) est localisée à 20 m au nord de la zone enrichie en zinc mais n'est pas minéralisée. Elle permettrait, en théorie, de dater l'âge de refroidissement du métamorphisme postérieur au pic au faciès granulitique. L'assemblage minéralogique pour les deux lames est constitué de hb-cpx-pl-kfs-bt±qtz et correspond à des basaltes-andésitiques et des andésites (fig. 7; Pearce (1996) modifié de Winchester et Floyd, 1977).

La grande majorité des titanites pour les deux échantillons ont une texture coronitique avec un cœur d'ilménite ce qui est un indicateur textural de leur origine métamorphique ou hydrothermale (Harlov, 2006). Les cartes chimiques élémentaires ainsi que les BSE illustrent qu'elles sont homogènes (i.e. absence quasi-totale de zonation, de distinction d'un cœur et bordure, de surcroissance) mais montrent parfois des textures en « patch » (fig. 12 A-F). Elles sont xénomorphes, parfois fracturées et contiennent des

inclusions de biotites déformées (fig. 12 E). L'homogénéité des textures en lame mince ainsi que les cartes chimiques sont des évidences qu'il s'agit probablement d'une seule population.

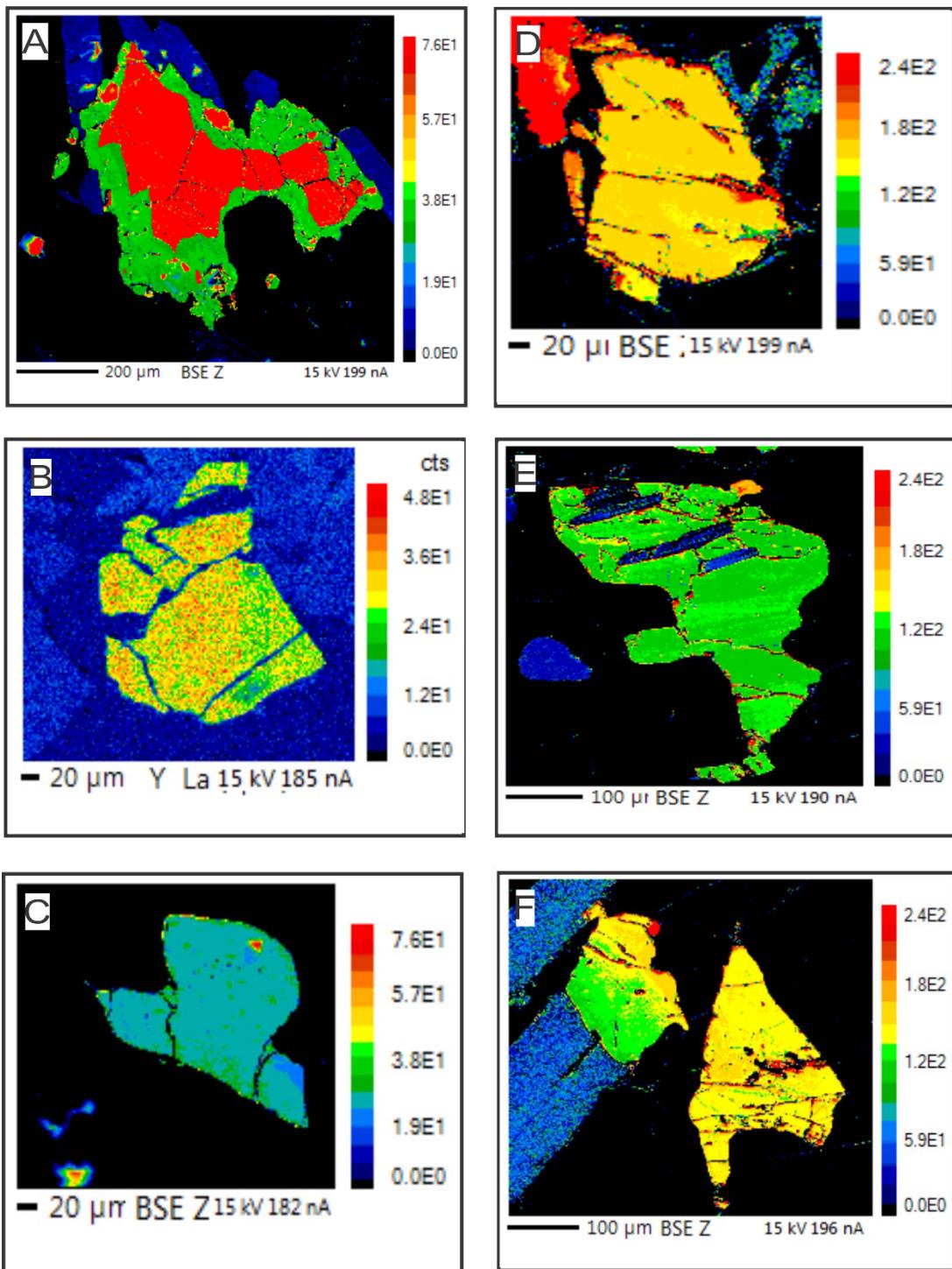


Figure 12: Cartes représentatives BSE illustrant les textures des titanites. A-B-C: Lame 20-GS-6001-G1 (minéralisée chl+bt). C-D-E: Lame 20-GS-6001-A1

3.3.2 Régression linéaire

Le diagramme Tera-Wasserburg de la lame 20-GS-6001-G1 retourne une date de 1003 ± 4 Ma avec une spine égale à 0,8 et un ratio de Pb commun de 0,867 (fig. 13; Powell, 2020), ce qui correspond à l'âge minimal pour la première remobilisation du zinc. Celui de la 20-GS-6001-A1 retourne une date de 968 ± 4 Ma, une spine de 1,02 et un ratio de Pb commun de 0,842 (fig. 14). La date correspondrait à un âge de refroidissement légèrement postérieur au pic métamorphique (faciès granulitique) lorsque la température a atteint l'ordre de 750-850°C.

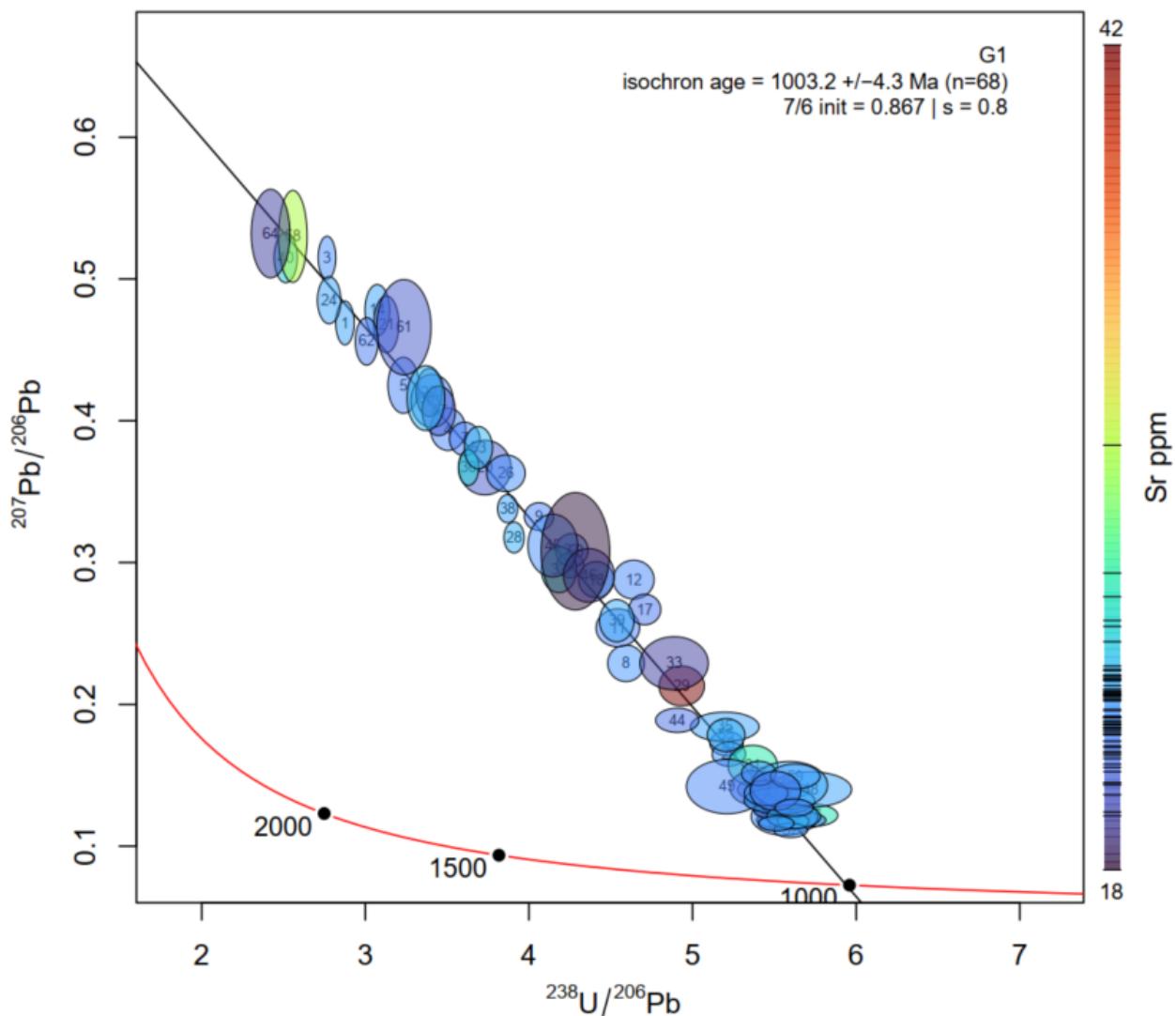


Figure 13: Régression linéaire de Tera-Wasserburg de la lame G.

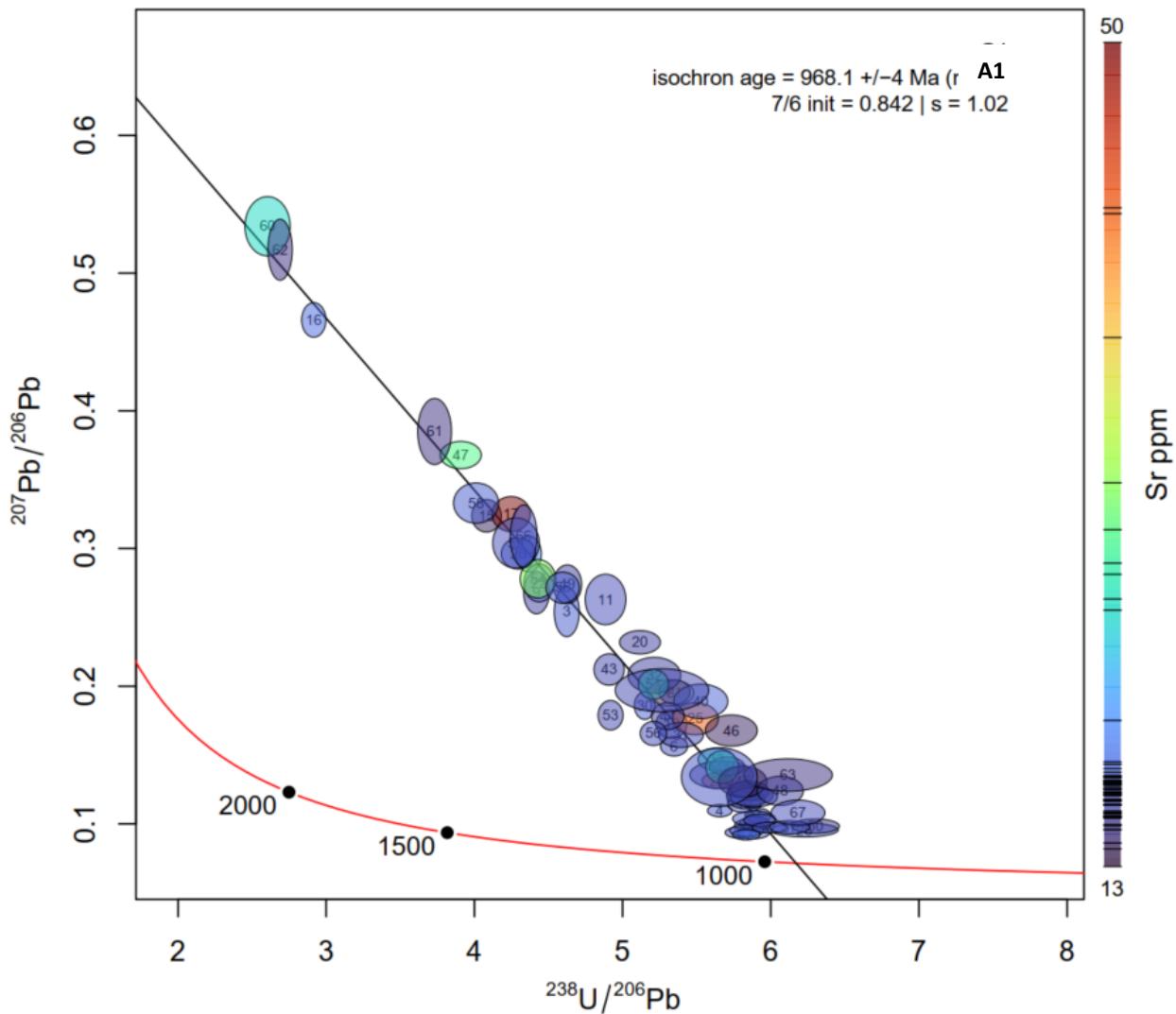


Figure 14: Régression linéaire Tera-Wasserburg de la lame A.

3.4 Minéralisation

3.4.1 Sphalérite

3.4.1.1 Description pétrographique

La sphalérite est uniquement encaissée dans les métavolcanites les plus différenciées dont l'assemblage est composé de clinopyroxène, plagioclase, feldspath potassique, biotite, trace de quartz, de sphalérite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galène (mineure), ilménite, titanite et chlorite. Les sphalérites constituent le cœur de la minéralisation et sont texturalement séparées en deux groupes.

Le premier (Sp1) est spatialement associé avec les biotites progrades, différenciables des rétrogrades par leur texture anastomosée, leur bordure de grain irrégulier et les textures perthitiques avec le liquide anatectique tonalitique (qtz+plg; Sawyer, 2008). Elles sont parallèles à la foliation principale et parfois très

déformées. Les sphalérites progrades sont presque systématiquement entourées du liquide anatectique (fig. 15 A-D). Les bordures de grain sont dentelées et irrégulières ce qui démontre qu'elles n'ont pas co-cristallisé avec le liquide, sans quoi elles seraient automorphes (fig. 15 A-D). Elles ont des jonctions triples à 120° lorsqu'elles sont en contact avec les clinopyroxènes (rare) montrant qu'elles sont recristallisées (15 A-D; Tomkins et al., 2007). Ces sphalérites sont texturalement associées avec la chalcopyrite, la pyrite, la pyrrhotite et la galène (rare). Les angles très faibles entre les sulfures (15 A-D) sont des indicateurs de fusion partielle (Frost et al., 2002, 2011; Baillie et Reid, 2005).

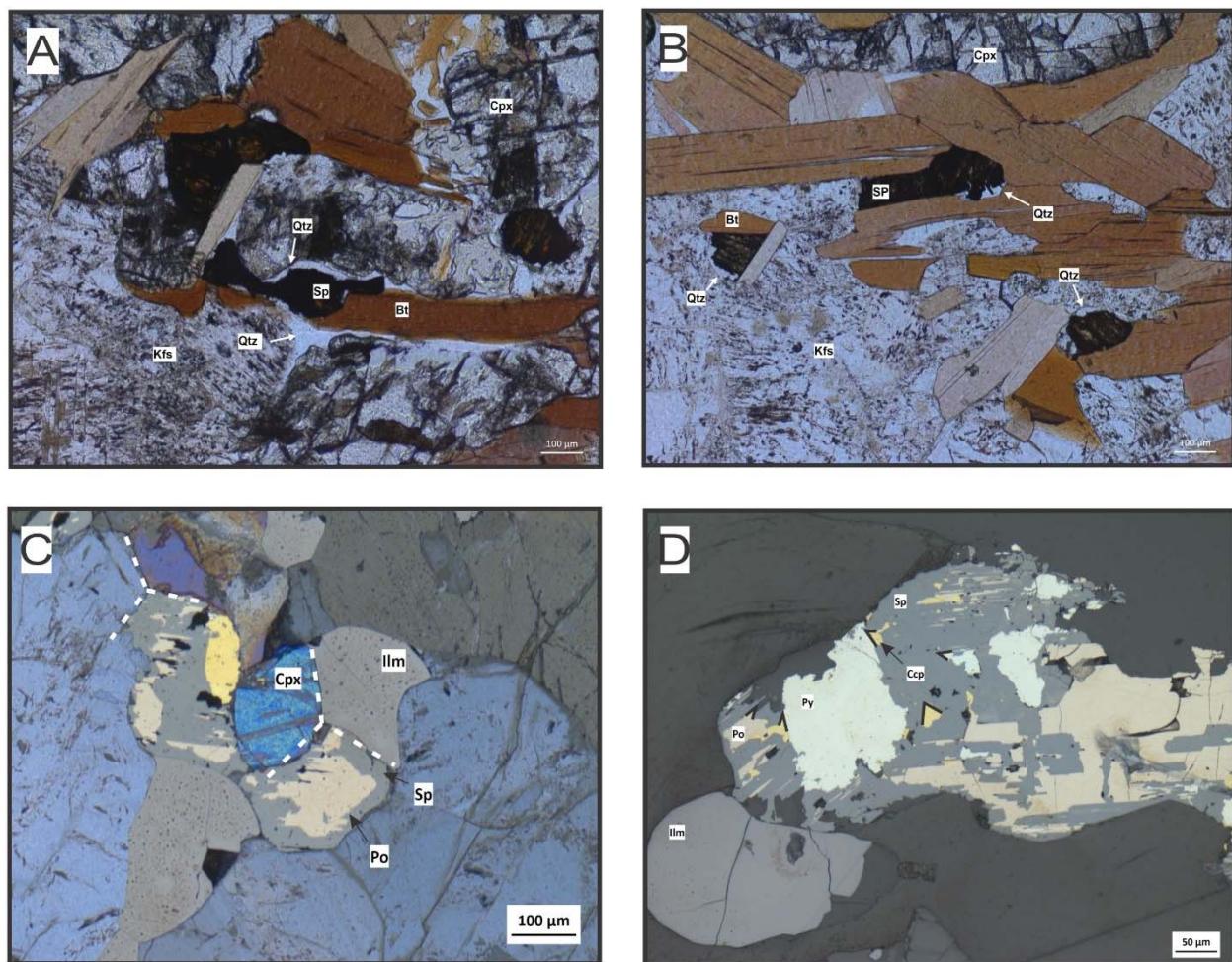


Figure 15: Textures en lames minces des Sp1. (A) Association spatiale avec biotite prograde et Sp1 ainsi que Sp1 entourée du liquide anatectique (qtz + plg); (B) Association avec bt légèrement anastomosée de liquide anatectique; (C) jonction triple entre sphalérite/pyrrhotite – ilménite – clinopyroxène; (D) Angles aigus entre les sulfures.

Le deuxième groupe (Sp2) se distingue des Sp1 par son absence d'association avec d'autres sulfures. Elles se trouvent soit en amas irréguliers, en remplissage dans les clivages des clinopyroxènes ou en recouvrant ces derniers (fig. 16 A-D). Les Sp2 sont généralement couronnées des chlorites zincifères sur leurs bordures. Elles sont aussi associées à de la déformation cassante où les grains des Sp2 sont fracturés dans

une cataclasite tardive (16 A-D). Celle-ci est formée d'une matrice calcique très finement grenue qui recoupe la foliation principale et contient également des grains d'ilménite broyés. L'orientation de cette déformation n'est pas connue, puisque la lame (21-GS-2263-B1) portant cette structure n'est pas orientée. L'association avec les chlorites zincifères, les relations de recouplement des clinopyroxènes ainsi que leur remplissage et la déformation cassante montrent que ce groupe de sphalérite est tardives et différent du premier.

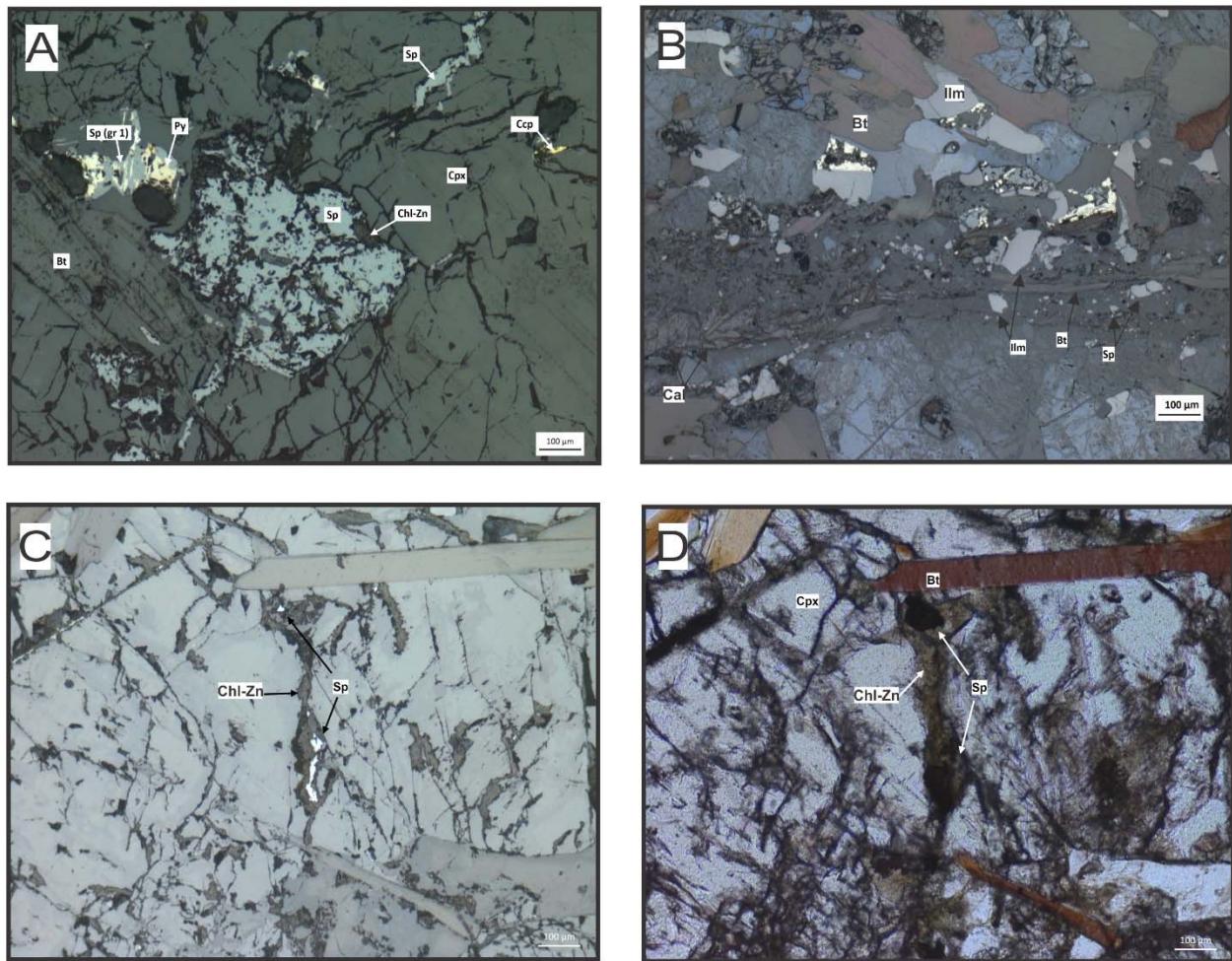
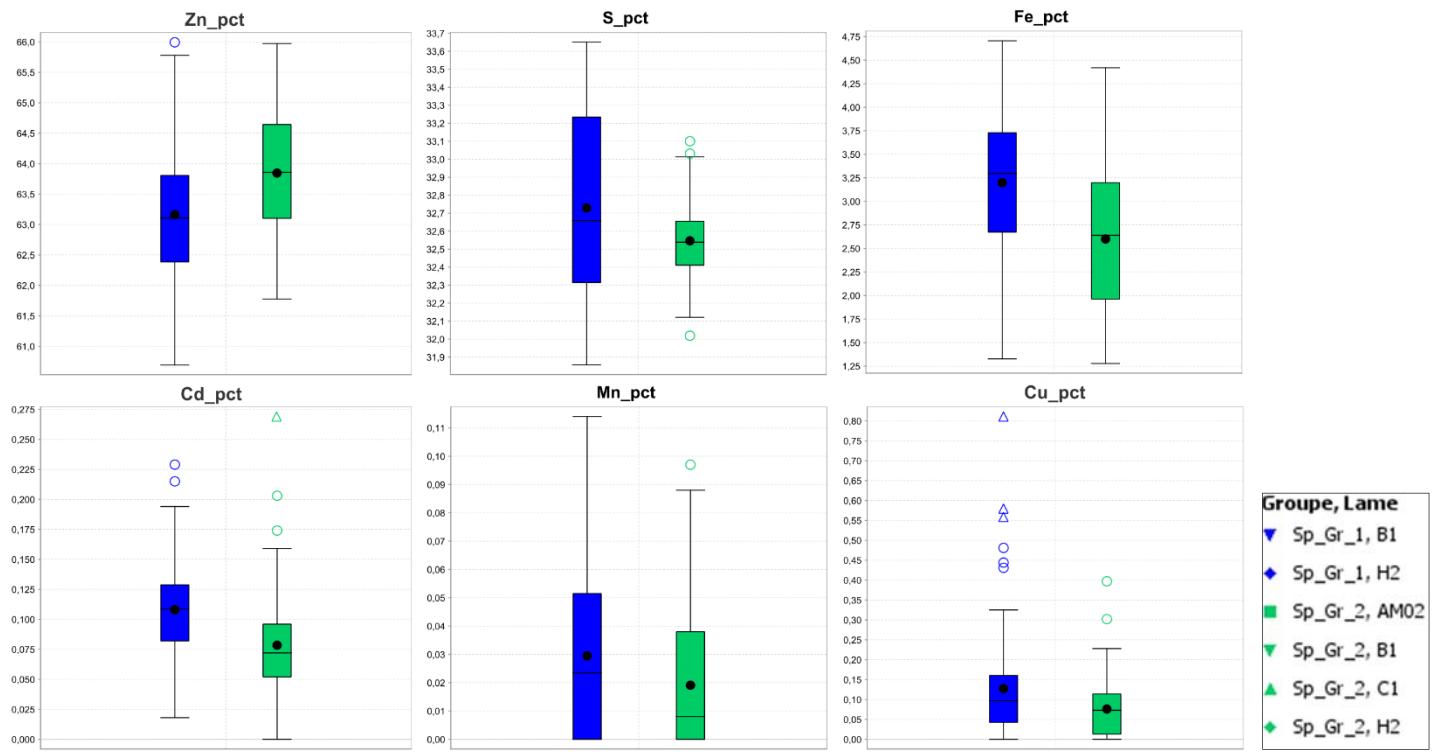


Figure 16: Textures représentatives des Sp2. (A) Sp2 en amas entourée de chl-zn. Sp2 remplit les clivages des cpx; (B) cataclasite avec sphalérite dont la forme des grains est anguleuse; (C) Sp2 entourée de chl-zn dans un cpx; (D) photo en lumière transmise de C.

3.4.1.2 Géochimie des éléments majeurs

La géochimie des éléments majeurs des Sp1 et Sp2 montre qu'elles sont chimiquement similaires (fig. 17). Le taux de Fe est en moyenne de 3,1% pour les Sp1 et baisse à 2,6% pour les Sp2. Les valeurs anomalies en Cu pour les Sp1 peuvent être expliquées par l'association spatiale avec la chalcopyrite qui n'est pas observée avec les Sp2.



3.4.2 Biotite riche en Zn

Les biotites riches en Zn sont déformées, subidiomorphes et parallèles à la foliation principale (fig.18 A-B). Elles sont spatialement associées au liquide anatectique où leurs bordures de grains sont irrégulières, une des observations qui différencie les biotites progrades des rétrogrades (Sawyer, 2008). Elles sont recoupées par des titanites métamorphiques ce qui permet de contraindre l'âge minimal de cette remobilisation (fig. 12 A et 18 B). Hormis leurs concentrations en Zn elles, ne sont significativement pas différentes des biotites non minéralisées (fig. 19) et contiennent entre 0,5 et 4,1 wt% ZnO.

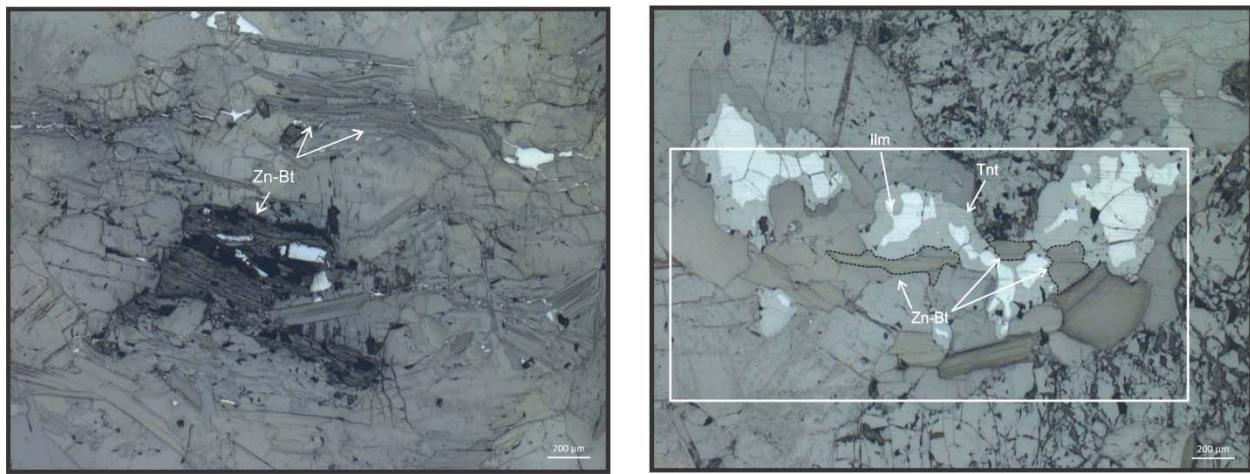


Figure 18: Photomicroographies représentatives des biotites zincifères. (A) Lumière réfléchie illustrant des biotites déformées, parallèles à la foliation et minéralisées; (B) illustration de la relation de recoupement entre les biotites zincifères et les titanites métamorphiques.

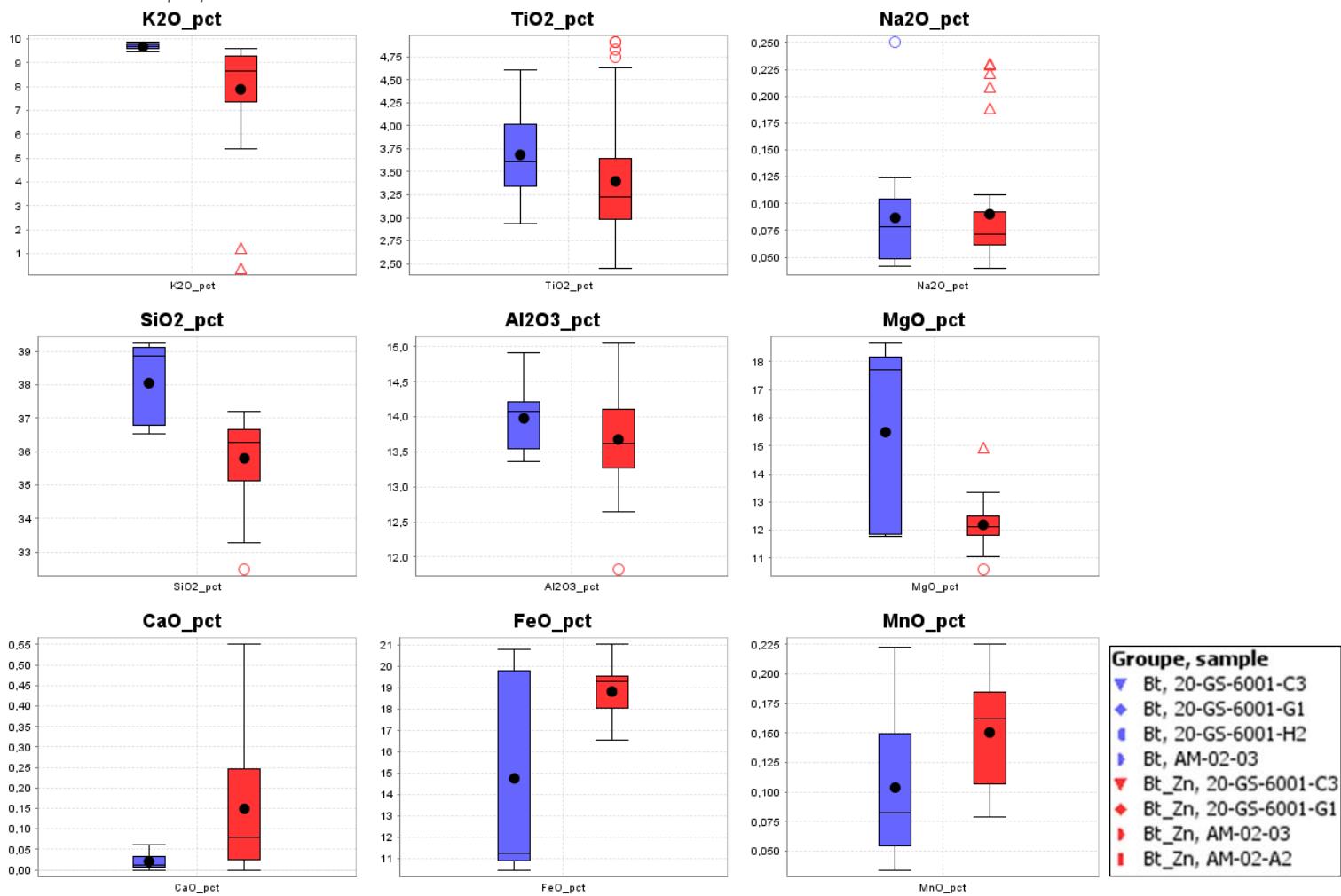


Figure 19: Box plot des éléments majeurs des biotites zincifères vs les non minéralisées.

3.4.3 Chlorite riche en Zn

Les chlorites zincifères sont de la diabandite et contiennent en moyenne entre 1 et 6 % de ZnO en plus de traces de Cu (jusqu'à 0,1 % CuO). Elles sont non déformées, post métamorphiques et pseudomorphisent parfois les clinopyroxènes ainsi que les amphiboles (fig. 20 A-D). Elles sont souvent associées à la calcite et ont parfois des coeurs de titanites altérées. Elles forment également une couronne autour des Sp2 (fig. 20 A-D).

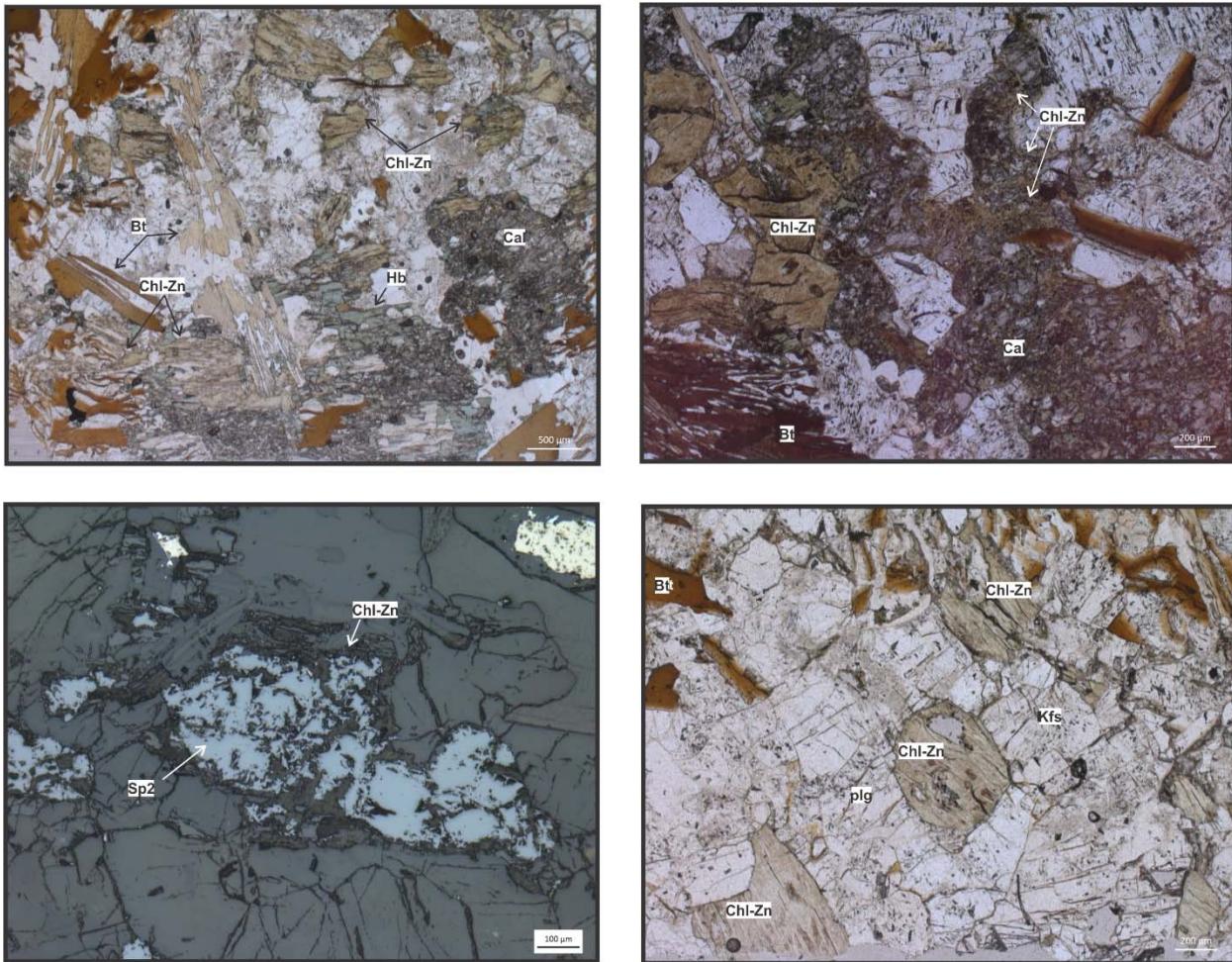


Figure 20: Photomicroographies représentatives des chlorites zincifères. (A) Chl-zn d'orientation variable qui remplace partiellement les hornblendes et association avec la calcite; (B) remplacement complet par la calcite et la chl-zn; (C) association coronitique avec au cœur les Sp2 et en bordure les chl-zn; (D) exemple de pyroxène complètement pseudomorphisé par la chlorite.

Section 4: Interprétation

4.1 Contextes géodynamique, métamorphique et temporel de la minéralisation

4.1.1 Géodynamique

L'étude géochimique montre que la signature des métavolcanites du Complexe de Barrois correspond à celles de basaltes et de basaltes andésitiques de bassin d'arrière-arc (BABB), qui est un environnement favorable à la formation de SEDEX et de VMS (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010; Piercey, 2010). De plus, les métavolcanites sont interlitées avec des bancs de quartzite impur signifiant que les protolites se sont formées dans un environnement où la sédimentation de grès avait lieu, ce qui montre que le milieu de déposition était proximal ou sous l'influence du continent Laurentia. Cette interprétation est confirmée avec les zircons détritiques des quartzites du Barrois et du Wabash qui suggèrent que la sédimentation s'est effectuée dans d'un environnement d'extension intracontinental (Papapavlou et al., 2022). Cette conclusion est également favorisée dans le Grenville oriental (région de Manicouagan) pour les métavolcanites du Domaine de Canyon et du Banded Complex (Indares et Mouskil, 2013) qui sont d'âge similaire au Barrois (1202 +40/-25 Ma et 1238 +16/-13 Ma; Indares et Dunning, 2004; 1238 ±13 Ma U-Pb sur zircon; Lasalle et al., 2013). Ce Domaine est interprété comme les reliques d'une ceinture volcanique bimodale (Indares et Dunning, 2004; Dunning et Indares, 2010; Indares et Mouskil, 2013).

L'interprétation d'un BABB pour les métasédiments d'âge Elzévirien est aussi la plus acceptée à l'ouest du Grenville (Dickin, 2000; Dickin et McNutt, 2007; Strong et Dickin, 2022; Rivers et Corrigan, 2000). Alors que ces métasédiments (CMB, CAB et Supergroupe du Grenville) sont les hôtes des gisements de type SEDEX (ex. Balmat Edward, Franklin et Sterling Hill) ainsi que de nombreux indices de Pb-Zn importants (ex. zone de Maniwaki-Gracefield; zone de Bryson-Renfrew; Larivière, 2012), les caractéristiques de ces minéralisations sont nettement différentes de l'indice de Moncou (Whelan et al, 1984; DeLorraine, 2001 et références citées). Les deux plus importantes sont i) l'environnement de déposition est généralement dans des marbres dolomitiques et mété évaporites dont l'extension est d'ordre kilométrique, par rapport au Barrois où la minéralisation est encaissée dans des volcanites et ii) la minéralisation est composée de sphalérite et de wurtzite, ou de silicates et oxydes de Zn (ex. willémite, franklinite), alors que celle de cette présente étude contient de la sphalérite, des biotites et chlorites zincifères.

Ainsi, considérant le ratio sédiment VS roches volcaniques, en plus de l'absence de marbres liés directement à la minéralisation, l'environnement de formation de l'indice de zinc Moncou est plus compatible avec les gisements de type VMS que SEDEX.

En revanche, l'indice de Moncou comporte également des différences importantes par rapport aux VMS métamorphisés grenvilliens (Montauban; Stamatelopoulou 1977, 1984; Bernier et al., 1987 et Ceinture Supracrustale de La Romaine et Groupe de Wakeham; Bonnet et al., 2005, Corriveau et Bonnet, 2005). Premièrement, il n'est pas démontré que la minéralisation est liée à un système d'altération hydrothermal métamorphisé (ex. méta-exhalite, grenatite, gneiss alumineux ou ferrugineux; Corriveau et Bonnet, 2005 ou gneiss à sillimanite, cordiérite-anthophyllite ou grenat-gahnite manganésifère; Bernier, 1984). En contrepartie, une zone du Complexe de Barrois localisée à 13 km à l'ESE qui comprend les anomalies zincifères du Gros-Mâles, est interprétée comme un système d'altération hydrothermal (Moukhsil et El Bourki, 2019). Malgré la distance entre ces deux affleurements, la présence de métasédiments et/ou métavolcanites altérés présentant des enrichissements en zinc tend à montrer que le Complexe de Barrois a un potentiel pour les minéralisations de type VMS.

4.1.2 Métamorphisme et datation

La thermobarométrie de la métapelite (20-GS-6003-A2 : $T = 905 \pm 55^\circ\text{C}$ et $P = 11,7 \pm 1,5 \text{ kbars}$) et de la métavolcanite (20-GS-6001-H2 : $T = 992 \pm 460^\circ\text{C}$ et $P = 12,8 \pm 2,6 \text{ kbars}$) confirme que le Barrois est métamorphisé au faciès des granulites de moyenne à haute pression. Selon le modèle de Rivers (2008), la région à l'étude devrait retourner une P-T entre 800 et 950 °C et 6 et 11 kbars. Ces résultats, même si légèrement supérieurs à ceux attendus, concordent avec les données du métamorphisme de l'Ottawanien (fig. 11). Si tel est le cas, alors l'âge du métamorphisme enregistré devrait être compris entre 1080 et 1020 Ma. Or, la datation U-Pb sur titanite retourne des dates de $968 \pm 4 \text{ Ma}$ (20-GS-6001-A1, non minéralisée) et $1003 \pm 4 \text{ Ma}$ (20-GS-6001-G1, minéralisée) qui sont synchrones au métamorphisme de la phase du Rigolet (1005-970 Ma), période restreinte à la ceinture Parautochtone du Grenville (Rivers, 2008, 2012).

D'autres titanites de la ceinture Alloctone ont enregistré des âges similaires à ceux obtenus du Barrois (métatuff et métagranite du Domaine de Canyon (TIMS); Dunning et Indares (2010) et tuff dacitique de la Ceinture Supracrustale des Escoumins (TIMS); Groulier et al., 2018) qui sont respectivement de 995, 987 et 1001, 983 Ma. Ces dernières sont interprétées comme un âge métamorphique (Indares et Dunning, 2010), l'enregistrement d'un événement thermique tardif (Groulier et al., 2018) ou un âge de refroidissement (Rivers, 2008).

La différence temporelle entre les âges de titanites et la période de l'Ottawanien est attendue étant donné que la température de fermeture des titanites est plus petite que les pics enregistrés dans la Ceinture Allochtone (voir fig. 5c de Rivers, 2008). Toutefois, les courbes de refroidissement des titanites sont basées sur une température de fermeture du Pb de l'ordre de 600 à 700°C (Cherniak, 1993, 2000), alors qu'elle

peut être significativement plus élevée ($> 800^{\circ}\text{C}$; Spencer et al., 2013; Hartnady et al., 2019), tel que montre les résultats de cristallisation des titanites via le Zr (750-850°C). Comme la température de fermeture est toujours débattue à ce jour (Kohn, 2017), l'interprétation de leurs âges par rapport au métamorphisme est une tâche ardue.

De plus, il est possible que le système des titanites ait partiellement été ouvert par des processus comme la recristallisation, la déformation ou la dissolution-représécipitation (Moser et al., 2022). L'influence et les conséquences de ces mécanismes sont encore mal comprises en général, mais peuvent être soupçonnées en regardant, entre autres, la température de cristallisation (*Zr-in-titanite*; Hayden et al., 2008) en fonction des âges corrigés (Moser et al., 2022). Si le nuage de point forme une tendance dont la pente est positive, alors il est possible que les titanites représentent un âge de refroidissement. Dans le cas d'une pente nulle, on supposerait plutôt une réinitialisation incomplète. C'est ce qui est observé pour les deux

lames analysées (figs. 21 et 22).

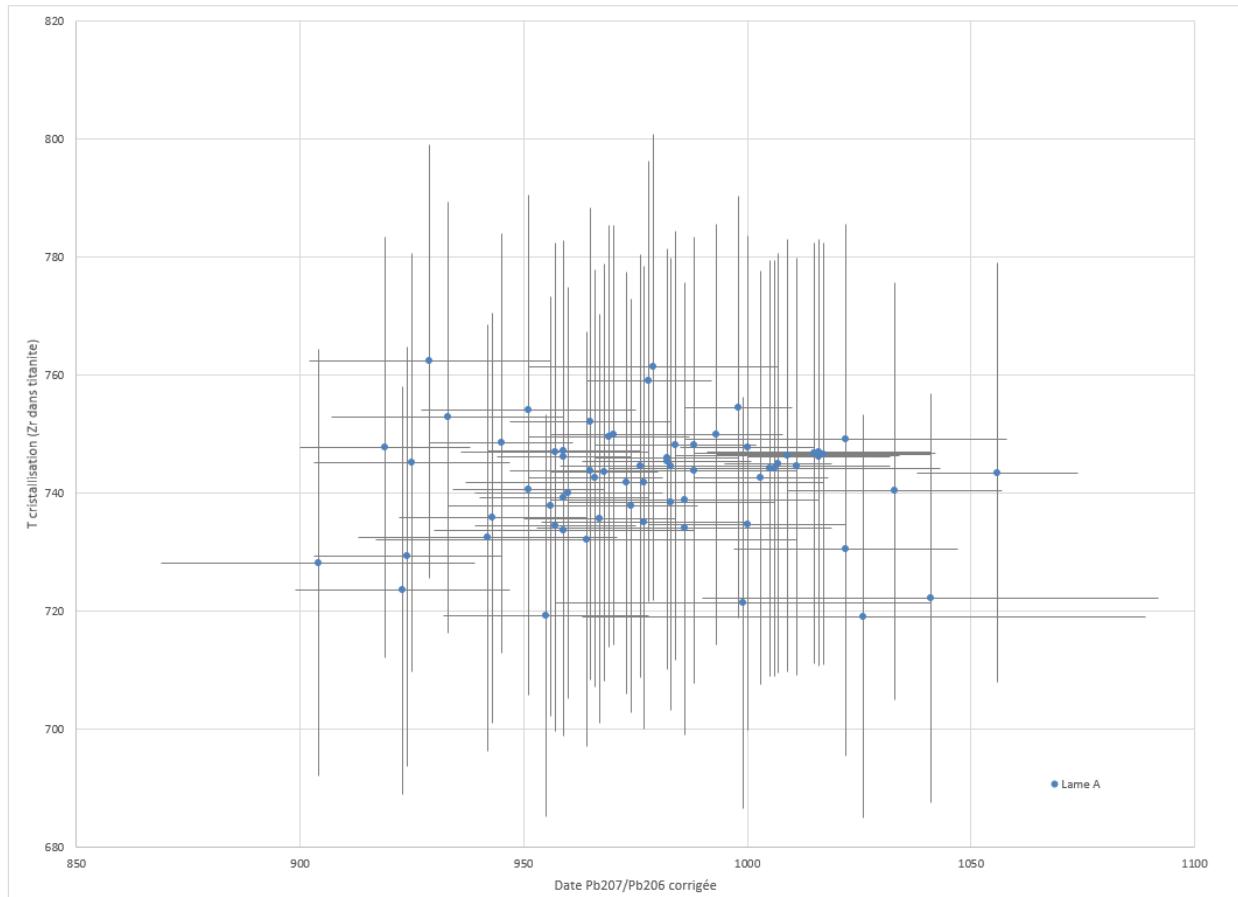


Figure 21: $T^{\circ}\text{C}$ (zirconium dans titanite) en fonction de la date corrigée du Pb207/Pb206 pour la lame A. Les barres d'erreurs sont incluses.

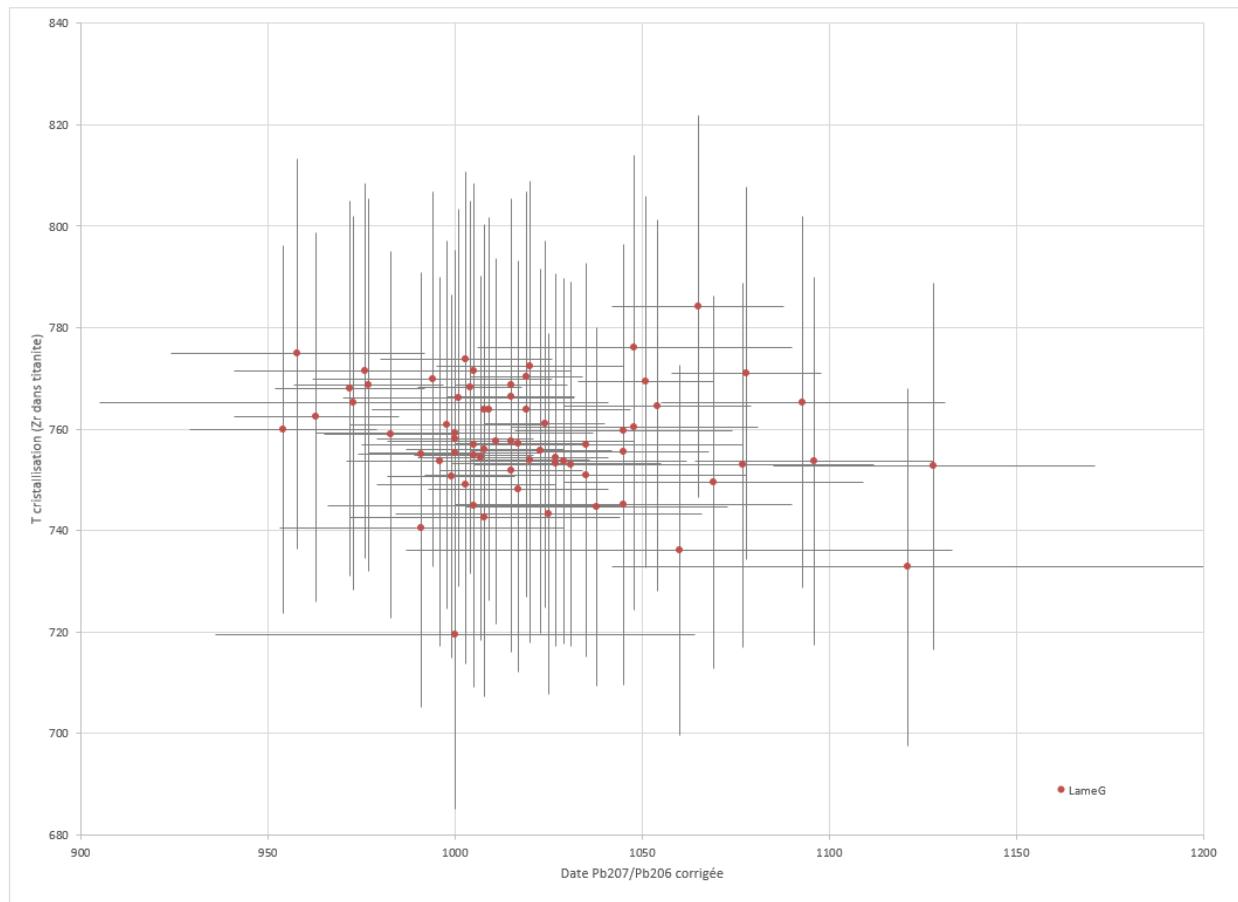


Figure 22: $T^{\circ}\text{C}$ de cristallisation du zirconium dans titanite en fonction de la date corrigée du $\text{Pb207}/\text{Pb206}$ de la lame G. Les barres d'erreurs sont incluses.

En bref, il n'est pas possible d'interpréter avec certitude l'âge « métamorphique » des titanites avec les données que cette présente étude fournit et les connaissances actuelles sur la datation de ce minéral, mais il est raisonnable de suggérer qu'elles aient cristallisé ou été partiellement réinitialisées lors du métamorphisme de l'Ottawanien.

Malgré les difficultés liées à l'interprétation des titanites, l'âge minimal de la première remobilisation (1003 ± 4 Ma) est considéré acceptable grâce sa relation avec les biotites zincifères.

L'intervalle de temps entre la période de déposition (≈ 1200 Ma, Papapavlou et al., 2022) et l'âge de la première remobilisation (biotite zincifères) est d'environ 200 Ma où l'évènement Adirondien (1180-1080 Ma) et l'Ottawanien (1090 – 1020 Ma) ont eu lieu dans la région (fig. 23). Ainsi, le massif anorthositique du Lac-Saint-Jean (MALSJ), dont l'âge de cristallisation est daté à 1160-1135 Ma (Hébert et al., 2004), aurait pu exercer une influence en générant des fluides chauds ou en métamorphisant une première fois

les métavolcanites et métasédiments. Cependant, aucune évidence de l'empreinte de cet évènement dans les roches de la région à l'étude n'a été observée.

4.2 Fusion partielle des sulfures

La composition du premier stage de la minéralisation de l'indice de Moncou (sphalérite-pyrrhotite±chalcopirite±pyrite et rarement galène) est un assemblage dont le point de fusion (pF) peut être atteint au faciès des granulites (Frost et Marvogenes, 2002; Stevens et al., 2005; Tomkins et al., 2007) qui dépend fortement de la composition chimique initiale. Par exemple, une minéralisation riche en Ag, As, Au, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, Tl, Te peut avoir un $pF < 400^{\circ}\text{C}$. La première étape de la minéralisation ne contient pas ces éléments et est dominée par la sphalérite, pyrrhotite, pyrite, chalcopirite et galène. Également, l'étude de Tomkins et al. (2007) a montré que la fusion totale de tels assemblages est réalisée à des températures $> 850^{\circ}\text{C}$ pour des pressions autour de 13 kbars, donc inférieures aux températures déterminées pour le pic métamorphique. De plus, la fusion totale à partielle des sulfures du premier stage de la minéralisation de l'indice de Moncou est aussi suggéré par leurs textures (jonctions triples à 120°) et par le fait que ces derniers sont entourés de minéraux interprétés comme le résultat de la cristallisation du liquide anatectique. La fusion de ces sulfures est aussi cohérente avec le faible taux en Fe (5.3 mole % FeS en moyenne) des sphalérites de ce stade. En effet, si les sphalérites avaient co-précipité avec la pyrrhotite, comme pourrait le suggérer les textures entre ces deux minéraux, ces dernières devraient avoir des teneurs en fer supérieures à 20 mole % FeS (Scott and Barnes, 1971). Stevens et al., (2005) ont plutôt montré que les sphalérites co-cristallisent avec la pyrrhotite à partir d'un liquide sulfuré dominé par le Fe et le Zn ont une teneur en fer plus faible (autour de 11.9 mole % FeS). L'ensemble de ces évidences suggèrent donc que les sulfures formant le premier stage de la minéralisation de l'indice de Moncou ont été au moins partiellement fondu. Par conséquent, les textures primaires de ces assemblages ont été oblitérées par leur fusion durant le métamorphisme au faciès granulite, compliquant ainsi leurs interprétations.

4.3 Modèle proposé et résumé des épisodes de minéralisation

L'absence d'altération des roches encaissantes associées avec la minéralisation ne permet pas de définir un type gisement à la minéralisation zincifère à l'indice de Moncou. Cependant, les résultats de cette étude suggèrent qu'il pourrait correspondre à la partie distale d'un VMS métamorphisé au faciès des granulites formé dans un bassin d'arrière-arc. La partie distale expliquerait l'absence ou la présence très faible d'altération typique d'un VMS (chloritisation, séricitisation).

L'hypothèse la plus probable, si le modèle d'une minéralisation de type VMS est retenu, serait que 1) les basaltes et basaltes andésitiques du Complexe de Barrois se sont déposés dans un bassin d'arrière-arc durant l'orogénèse Elzévirienne à \approx 1200 Ma. La première phase de minéralisation (Sp1, la chalcopyrite, la pyrite, la galène et la pyrrhotite) s'est probablement formée de manière synchrone aux métavolcanites. (2) Les roches se sont enfouies, ont peut-être été métamorphisées une première fois avec la mise en place de l'anorthosite du Lac-Saint-Jean, qui aurait pu causer la première remobilisation en Zn. Cette dernière se serait produite au maximum pendant l'orogénèse grenvillienne en cristallisant les biotites zincifères recoupées par les titanites. (3) Finalement, lors du refroidissement, une deuxième remobilisation aurait précipité les Sp2 ainsi que les chlorites zincifères et la calcite associée. Il est possible d'une déformation cassante (tardive) ait provoqué cette circulation hydrothermale.

En bref, l'hypothèse la plus probable pour caractériser l'indice de Moncou serait (fig. 23):

Stade 1 : dépôt probablement syngénétique avec les roches volcaniques;

Stade 2 : Lors du métamorphisme Ottawanien (1) fusion partiel des sulfures et (2) remobilisation 1 du zinc pour former les biotites riches en Zn et;

Stade 3 : Lors du refroidissement - circulation d'un fluide hydrothermal de basse température, 2^{eme} remobilisation du zinc permettant la formation de chlorite riche en Zn, calcite + Sp2. La nature des fluides formant cette deuxième remobilisation est inconnue.

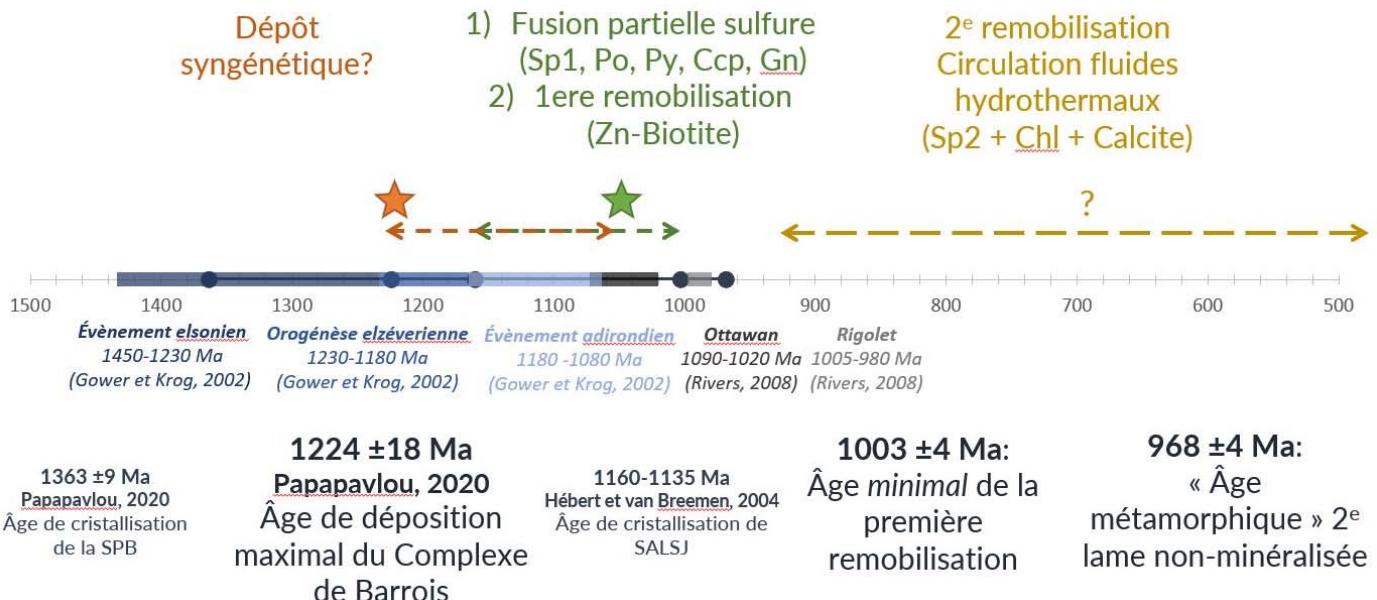


Figure 23: Résumé des épisodes de minéralisation dans le contexte régional du secteur à l'étude.

Conclusion

Le Complexe de Barrois est l'hôte d'une minéralisation zincifère (1,1 wt.% Zn) encaissée dans des métavolcanites intermédiaires qui sont interlitées avec des métavolcanites mafiques et des bancs de quartzite impur. Malgré le métamorphisme au faciès des granulites, les éléments majeurs et traces des métavolcanites sont restés relativement immobiles ce qui permet de contraindre un environnement géodynamique probable. L'analyse de la géochimie a permis de déterminer qu'il s'agit de basalte et de basaltes andésitiques à andésite à caractère transitionnel (T-MORB) qui ont probablement été influencés par une zone de subduction et dont la source est en base d'une croûte continentale peu épaisse. Ces évidences sont concordantes avec l'ouverture un bassin d'arrière-arc, ce qui est un environnement favorable pour la formation de gisement de type SEDEX ou VMS. Ce mouvement d'extension et la déposition des sédiments du Barrois se sont produits à 1224 ± 18 Ma (U-Pb sur zircon détritique; Papapavlou, 2020), puis ont été métamorphisés à une pression de $11,7 \pm 1,5$ kbars et une température de $905 \pm 55^\circ\text{C}$, ce qui correspond à la limite inférieure des granulites de haute pression. L'âge minimal du métamorphisme est estimé à 1003 ± 4 Ma lorsque la température des titanites a atteint l'ordre de 750 à 840°C . Il s'agit également de l'âge minimal de la première remobilisation en Zn encaissée dans les biotites, puisque ces dernières sont recoupées par les titanites.

En plus des biotites zincifères, la minéralisation est composée de sphalérites qui sont séparées en deux groupes : le premier (Sp1) est pré-métamorphique et est caractérisé par son association avec les biotites progrades, le liquide anatectique et aux sulfures (chalcophyllite, pyrrhotite, pyrite et galène (mineure)). Ces textures et l'assemblage minéralogique laissent croire qu'elles ont fusionné partiellement lors du métamorphisme granulitique. Le 2^e groupe de sphalérite (Sp2) a cristallisé lors du refroidissement, parce qu'elles sont étroitement associées aux chlorites zincifères, à de la déformation cassante (cataclasite) et qu'elles remplissent les clivages des clinopyroxènes ou les recoupent. Cette dernière remobilisation à la caractéristique de n'être porteuse que du Zn.

La présence de Zn indique un potentiel probable pour des gisements de VMS dans les séquences métasédimentaires riches en volcanite de la région du Lac-Saint-Jean. Pour l'exploration, il semble que principalement les métavolcanites sont minéralisées et donc peuvent être utilisées comme proxy pour l'exploration future des indices de Zn de la région.

Références

- Ague, J. J. (1991). Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, 19(8), 855-858.
- Bailie, R. H., & Reid, D. L. (2005). Ore textures and possible sulphide partial melting at Broken Hill, Aggeneys, South Africa I: Petrography. *South African Journal of Geology*, 108(1), 51-70.
- Barrett, T.J., and MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. In *Volcanogenic-associated massive sulphide deposits: process and examples in modern and ancient settings*. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. *Reviews in Economic Geology*, No. 8, pp. 105–133
- Bernier, L. R., Pouliot, G., & MacLean, W. H. (1987). Geology and metamorphism of the Montauban north gold zone; a metamorphosed polymetallic exhalative deposit, Grenville Province, Quebec. *Economic Geology*, 82(8), 2076-2090.
- Bonnet, A. L., Corriveau, L., & La Flèche, M. R. (2005). Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(10), 1783-1814.
- Brady, J. B. (1983). Intergranular diffusion in metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 283, 181-200.
- Brady, J. B., & McCallister, R. H. (1983). Diffusion data for clinopyroxenes from homogenization and self-diffusion experiments. *American Mineralogist*, 68(1-2), 95-105.
- Carr, S. D., Easton, R. M., Jamieson, R. A., & Culshaw, N. G. (2000). Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 193-216.
- Chambers, J. A., & Kohn, M. J. (2012). Titanium in muscovite, biotite, and hornblende: Modeling, thermometry, and rutile activities of metapelites and amphibolites. *American Mineralogist*, 97(4), 543-555.
- Cherniak, D. J. (1993). Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*, 110(1-3), 177-194.
- Cherniak, D. J. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(2), 198-207.
- Chiarenzelli, J., Kratzmann, D., Selleck, B., & deLorraine, W. (2015). Age and provenance of Grenville supergroup rocks, Trans-Adirondack Basin, constrained by detrital zircons. *Geology*, 43(2), 183-186.
- Corrigan, D., & Breemen, O. V. (1997). U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(3), 299-316.

Corriveau, L., & Bonnet, A. L. (2005). Pinwarian (1.50 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(10), 1749-1782.

Corriveau L., Perreault S. and Davidson A., 2007, Prospective metallogenic settings of the Grenville Province, in, Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 819-847

Davidson A., 1998, An overview of Grenville Province geology, Canadian Shield; Chapter 3, in, Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America, (co-ord.) Lucas S.B. and St-Onge M.R.; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7, p. 205-270 (also) Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-1

DeLorraine, W. F. (2001). Metamorphism, polydeformation, and extensive remobilization of the Balmat zinc orebodies, northwest Adirondacks, New York.

Dickin, A. P. (2000). Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 165-181.

Dickin, A. P., & McNutt, R. H. (2007). The Central Metasedimentary Belt (Grenville Province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1-2), 97-106.

Dunning, G., & Indares, A. (2010). New insights on the 1.7–1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan–Baie Comeau transect. *Precambrian Research*, 180(3-4), 204-226.

Dymek, R. F., & Owens, B. E. (2001). Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbronorites) associated with massif anorthosites. *Economic Geology*, 96(4), 797-815.

Easton, R.M., 1992, The Grenville Province and the Proterozoic history of central and south-ern Ontario, in Thurston, P.C., ed., Geology of Ontario: Ontario Geological Survey Special Vol-ume 4, Part 2, p. 714–964.

Ferry, J. M., & Watson, E. B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437.

Frost, B. R., Mavrogenes, J. A., & Tomkins, A. G. (2002). Partial melting of sulfide ore deposits during medium-and high-grade metamorphism. *The Canadian Mineralogist*, 40(1), 1-18.

Frost, B. R., Swapp, S. M., & Mavrogenes, J. (2011). Textural evidence for extensive melting of the Broken Hill orebody. *Economic Geology*, 106(5), 869-882.

Gauthier, M., & Chartrand, F. (2005). Metallogeny of the Grenville Province revisited. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42, 1719-1734.

Ghent, E. D., & Stout, M. Z. (1984). TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(3), 248-255.

Gill, J. B. (1981). What is “Typical Calcalkaline Andesite”? In *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* (pp. 1-12). Springer, Berlin, Heidelberg.

Gower, C. F. (2007). Protolith recognition of metamorphosed felsic volcanic/volcaniclastic rocks, with special reference to the Grenville province in southeast Labrador. *Current Research. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources*, 07-01.

Gower, C. F., & Krogh, T. E. (2002). A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 795–829.

<https://doi.org/10.1139/e01-090>

Groulier, P. A., Indares, A., Dunning, G., Moukhsil, A., & Jenner, G. (2018). Syn-orogenic magmatism over 100 my in high crustal levels of the central Grenville Province: characteristics, age and tectonic significance. *Lithos*, 312, 128-152.

Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., & Förster, H. J. (2006). Formation of Al-rich titanite (CaTiSiO₄O–CaAlSiO₄OH) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of fH₂O and fO₂. *Lithos*, 88(1-4), 72-84.

Hartnady, M. I., Kirkland, C. L., Clark, C., Spaggiari, C. V., Smithies, R. H., Evans, N. J., & McDonald, B. J. (2019). Titanite dates crystallization: Slow Pb diffusion during super-solidus re-equilibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 37(6), 823-838.

Hashigushi, H., Yamada, R. and Inoue, T., 1983. Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan. *Econ. Geol.*, 387-394.

Hayden, L. A., Watson, E. B., & Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4), 529-540.

Hayden, L. A., & Watson, E. B. (2007). Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3-4), 561-568.

Hébert, C., van Breemen, O., Tollo, R. P., Corriveau, L., McLelland, J., & Bartholomew, M. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Québec: structural relationships and U-Pb geochronology. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 65-80

Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.

- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting target for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geol.* 26, 105/117.
- Indares, A., & Dunning, G. (2004). Crustal architecture above the high-pressure belt of the Grenville Province in the Manicouagan area: new structural, petrologic and U-Pb age constraints. *Precambrian Research*, 130(1-4), 199-228.
- Indares, A., & Moukhsil, A. (2013). Geon 12 crustal extension in the central Grenville Province, implications for the orogenic architecture, and potential influence on the emplacement of anorthosites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(9), 955-966.
- Kapp, P., Manning, C. E., & Tropper, P. (2009). Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite-rutile equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(7), 509-521.
- Kempton, P. D., & Harmon, R. S. (1992). Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 971-986.
- Kertz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 68, 277-27.
- Kohn, M. J. (2017). Titanite petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 419-441.
- Kohn, M. J., & Spear, F. (2000). Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28(12), 1127-1130.
- Laflèche, M. R., Dupuy, C., & Bougault, H. (1992). Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. *Precambrian Research*, 57(3-4), 207-241.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., & Huston, D. L. (2001). The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, 96(5), 957-971.
- Larivière, J. F. (2012). *Hypogene Zinc Silicates, Oxides and Sulfides in Mesoproterozoic Grenville Supergroup Marbles of the Bryson-Renfrew Region (Quebec and Ontario): Distribution and Genetic Significance* (Doctoral dissertation, Université du Québec à Montréal).
- Larson, K. P., (2022). Scripts for plotting geochronological and petrochronological data in R, V. 29. Doi 10.17605/OSF.IO/P46MB
- Lasalle, S., Fisher, C. M., Indares, A., & Dunning, G. (2013). Contrasting types of Grenvillian granulite facies aluminous gneisses: Insights on protoliths and metamorphic events from zircon morphologies and ages. *Precambrian Research*, 228, 117-130.
- Leach, D., Marsh, E., Bradley, D., Gardoll, S., & Huston, D. (2005). The distribution of SEDEX Pb-Zn deposits through Earth history. In *Mineral deposit research: Meeting the global challenge* (pp. 145-148). Springer, Berlin, Heidelberg.

Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D., & Gardoll, S. J. (2010). Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105(3), 593-625.

Martignole, J. 1996. Tectonic setting of anorthositic complexes in the Grenville Province, Canada. In: Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot. Edited by D. Demaiffe. Universite Libre des Bruxelles, Brussels, Belgium. pp. 3-18

McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.

McLelland, J., Daly, J. S., & McLelland, J. M. (1996). The Grenville orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. *Tectonophysics*, 265(1-2), 1-28.

Moukhsil, A., Daoudene, Y. (2019). Géologie de la région du lac des Commissaires, Province de Grenville, région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. MERN. BG 2019-01, 1 plan.

Moukhsil A., El Boukri M. (2019) GRENVILLE, RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN, QUÉBEC, CANADA, Projet visant les feuillets 32A09, 32A10, 32A15, 32A16, BG 2020-01

Morfin S., Tremblay C., Solgadi F., Moukhsil A. et Daigneault R. (2015) Géologie de la région de Chambord, Roberval et Notre-Dame-de-la-Doré (feuilles SNRC 32A08, A09 et A10) et reconnaissance des feuilles SNRC 32A06, A07.

Morisset, C. E., Scoates, J. S., Weis, D., & Friedman, R. M. (2009). U-Pb and 40Ar/39Ar geochronology of the Saint-Urbain and Lac Allard (Havre-Saint-Pierre) anorthosites and their associated Fe-Ti oxide ores, Québec: Evidence for emplacement and slow cooling during the collisional Ottawan orogeny in the Grenville Province. *Precambrian Research*, 174(1-2), 95-116.

Moser, A. C., Hacker, B. R., Gehrels, G. E., Seward, G. G., Kylander-Clark, A. R., & Garber, J. M. (2022). Linking titanite U-Pb dates to coupled deformation and dissolution-reprecipitation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(3), 1-27.

Pan, Y., & Fleet, M. E. (1996). Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 251-262.

Papapavlou, K. (2019). U-Pb geochronology report, Grenville 2018-2019. UQAM. MB 2019-11, 21 pages.

Papapavlou, K. (2020). U-Pb geochronology report; Grenville 2019-2020. UQAM. MB 2020-09, 25 pages.

Papapavlou, K., Moukhsil, A., Poirier, A., & Davies, J. H. F. L. (2022). The Pre-Grenvillian assembly of the southeastern Laurentian margin through the U-Pb-Hf detrital zircon record of Mesoproterozoic supracrustal sequences (Central Grenville Province, Quebec, Canada). *Geological Magazine*, 159(2), 199-211.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.

Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48.

Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K., & Luff, I. W. (1995). Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology*, 36(4), 1073-1109.

Pearce, J. A., & Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1), 33-47.

Peck, W. H., Quinan, M. P., & Selleck, B. W. (2019). Detrital zircon constraints on Grenville sedimentation at the margin of Laurentia. *Precambrian Research*, 331, 105342.

Piercey, S. J. (2010). An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits.

Powell, R., & Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of metamorphic Geology*, 6(2), 173-204.

Powell, R., & Holland, T. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1-2), 120-133.

Powell, R., & Holland, T. J. B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155-179.

Powell, R., Green, E. C., Marillo Sialer, E., & Woodhead, J. (2020). Robust isochron calculation. *Geochronology*, 2(2), 325-342.

Price, R. A., & Douglas, R. J. W. (Eds.). (1972). Variations in tectonic styles in Canada. Geological Association of Canada.

Rivers, T. (1983): "The northern margin of the Grenville Province in western Labrador—anatomy of an ancient orogenic front." *Precambrian Research* 22.1-2: 41-73.

Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian research*, 86(3-4), 117-154.

Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research*, 167(3-4), 237-259.

Rivers, T. (2012). Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(1), 1-42.

Rivers, T. (2015). Tectonic setting and evolution of the Grenville Orogen: An assessment of progress over the last 40 years. *Geoscience Canada*, 77-124.

- Rivers, T., & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 359-383.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., & Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8(1), 63-84.
- Rudnick, R. L., McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1985). Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(7), 1645-1655.
- Saunders, A. D., Tarney, J., & Weaver, S. D. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3), 344-360.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research press.
- Scott, S. D., & Barnes, H. L. (1971). Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology*, 66(4), 653-669.
- Shaw, D. M. (1968). A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(6), 573-601.
- Spear, F. S. (2004). Fast cooling and exhumation of the Valhalla metamorphic core complex, southeastern British Columbia. *International Geology Review*, 46(3), 193-209.
- Spear, F. S., & Florence, F. P. (1992). Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. *Precambrian research*, 55(1-4), 209-241.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., & Cheney, J. T. (1999). P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to mineralogy and petrology*, 134(1), 17-32.
- Spencer, K. J., Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Andersen, T. B., Cottle, J. M., Stearns, M. A., ... & Seward, G. G. E. (2013). Campaign-style titanite U-Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chemical Geology*, 341, 84-101.
- Stamatelopoulou-Seymour, K., & MacLean, W. H. (1977). The geochemistry of possible metavolcanic rocks and their relationship to mineralization at Montauban-Les-Mines, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(11), 2440-2452.
- Stamatelopoulou-Seymour, K., & MacLean, W. H. (1984). Metamorphosed volcanogenic ores at Montauban, Grenville Province, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 22(4), 595-604.
- Stevens, G., Prinz, S., & Rozendaal, A. (2005). Partial melting of the assemblage sphalerite+ galena+ pyrrhotite+ chalcopyrite+ sulfur: implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 100(4), 781-786.

Strong, J. W., & Dickin, A. P. (2022). Neodymium isotope mapping a polygenetic TTG batholith: failed back-arc rifting in the Central Metasedimentary Belt, southwestern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 59(2), 71-86.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Tomkins, A. G., Pattison, D. R., & Frost, B. R. (2007). On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. *Journal of Petrology*, 48(3), 511-535.

Ulmer, P., Kaegi, R., & Müntener, O. (2018). Experimentally derived intermediate to silica-rich arc magmas by fractional and equilibrium crystallization at 1·0 GPa: an evaluation of phase relationships, compositions, liquid lines of descent and oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 59(1), 11-58

Valentino, D. W., Chiarenzelli, J. R., & Regan, S. P. (2019). Spatial and temporal links between Shawinigan accretionary orogenesis and massif anorthosite intrusion, southern Grenville province, New York, USA. *Journal of Geodynamics*, 129, 80-97.

Vermeesch, P., (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Whelan, J. F., Rye, R. O., & deLorraine, W. F. (1984). The Balmat-Edwards zinc-lead deposits; synsedimentary ore from mississippi valley-type fluids. *Economic Geology*, 79(2), 239-265.

Winchester, J. A., Floyd, P. A., Ciesielczuk, J., Lewandowska, A., Szczepanski, J., & Turniak, K. (1996). Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. *Geologische Rundschau*, 85(2), 225-238.

