

MB 2025-06

Rapport d'avancement (2023-2025) : Traçage des processus géologiques contrôlant la formation des gisements de graphite de haute qualité dans les parties centrale et ouest de la Province de Grenville, Québec

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

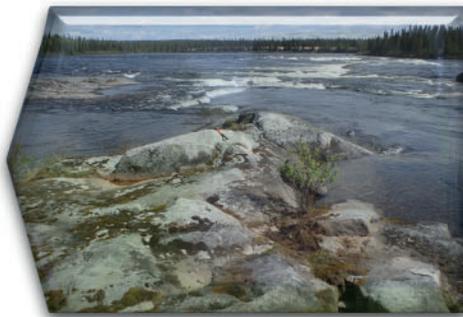


Licence

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

Ressources naturelles
et Forêts

Québec 



Rapport d'avancement (2023-2025) : Traçage des processus géologiques contrôlant la formation des gisements de graphite de haute qualité dans les parties centrale et ouest de la Province de Grenville, Québec

Eleanore Blereau, Lutfi Ersay, Bertrand Rottier et Renaud Soucy La Roche

MB 2025-06

Ressources naturelles
et Forêts

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.

*Rapport d'avancement
(2023-2025) :*

Traçage des processus géologiques contrôlant la formation des gisements de graphite de haute qualité dans les parties centrale et ouest de la Province de Grenville, Québec

Présenté par :

Eleanore Blereau

Lutfi Ersay

Bertrand Rottier

Renaud Soucy La Roche

Rapport présenté à

Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec



Faculté des sciences et de génie



**Institut national
de la recherche
scientifique**

Eau Terre
Environnement

Table des matières

I.	Résumé.....	1
I.	Mise en contexte	1
II.	Introduction générale	2
III.	Contexte géologique régional	3
IV.	Partie IA : Âge et sources sédimentaires des séquences métasédimentaires de la partie centrale et ouest de la Province de Grenville.....	6
	A. Échantillonnage et méthodes	6
	B. La ceinture de moyenne pression.....	8
	Résultats.....	8
	Interprétations préliminaires	11
	C. Terranes de Mont-Laurier et de Morin	13
	Résultats préliminaires.....	13
	D. Implications préliminaires pour l’exploration du graphite	19
V.	Partie 1B : Métamorphisme régional	20
	A. Échantillonnage et méthodes	20
	B. Résultats.....	20
VI.	Partie 2 : Résultats sur les gisements de Matawinie, La Loutre et Miller	27
	A. Échantillonnage et méthodes	27
	Travail sur le terrain et échantillonnage.....	27
	Observations pétrographiques, identification des minéraux et des textures et cartographie des éléments :.....	28
	Géochimie de la roche entière et géochimie des isotopes stables.....	28
	A. Gisement de graphite de Matawinie	29
	Pétrographie de la roche hôte et minéralisation.....	30

Isotopes du carbone et du soufre.....	33
B. Gisement de graphite de La Loutre.....	35
Pétrographie des roches hôtes.....	36
C. Gisement de graphite de Miller.....	38
Roche hôte et style de minéralisation	39
D. Conclusions préliminaires.....	41
A. Références.....	43

I. Résumé

Les séquences métasédimentaires des parties ouest et centrale de la Province de Grenville contiennent de nombreux indices, gîtes et gisements de graphite qui présentent un intérêt économique important. Néanmoins, les processus géologiques contrôlant la distribution et la qualité des minéralisations de graphite au sein de ces séquences sont encore mal définis. Les objectifs de ce projet sont de mieux caractériser l'influence des facteurs primaires, comme l'âge et la source des sédiments, et des facteurs secondaires comme le polymétamorphisme et la circulation tardive de fluides hydrothermaux, sur la localisation et la qualité des gîtes de graphite des parties ouest et centrale de la Province de Grenville au Québec. Ces travaux incluent des études régionales dans les terranes de Mont-Laurier et de Morin et au sein de la ceinture de moyenne pression, ainsi que des études locales sur les gîtes de graphite de Matawinie, de La Loutre et de Miller. Les résultats préliminaires incluent des datations de zircons détritiques de 30 échantillons, la description pétrographique et texturale de 10 échantillons de gneiss alumineux, ainsi que la description des lithologies et des minéralisations en graphite des trois gisements étudiés. Ces résultats semblent indiquer que les sources des séquences métasédimentaires pauvres en graphite (Complexe de Wabash et Suite supracrustale de Rouge-Mattawin) sont distinctes des autres unités. Les travaux sur les trois gîtes étudiés soulignent la diversité des minéralisations en graphite, tant du point de vue de la nature des roches encaissantes que des processus impliqués : maturation métamorphique, remobilisation du graphite par des liquides silicatés anatectiques et précipitation du graphite par des fluides hydrothermaux.

I. Mise en contexte

Ce rapport présente les résultats préliminaires des travaux de recherche réalisés dans le cadre de l'obtention d'une subvention « Développement Durable du Secteur Minier » du FRQNT intitulée « *Traçage des processus géologiques contrôlant la formation des gisements de graphite de haute qualité dans la Province de Grenville du centre et de l'ouest du Québec* » qui regroupe trois partenaires : le MRNF, Nouveau Monde Graphite et Lomiko Metals. Le projet de recherche est réalisé sous la direction du Prof. Bertrand Rottier (U. Laval) et du Prof. Renaud Soucy la Roche (INRS) avec la contribution des Profs. Carl Guilmette, Georges Beaudoin et Crystal Laflamme.

Les travaux réalisés dans le cadre de ce projet sont conduits par l'associée de recherche Eleanore Blereau, docteur en géologie, à l'Université Laval et par l'étudiant au doctorat Lütfi Ersay à l'INRS. E. Blereau a commencé ses travaux en mai 2024 et L. Ersay en septembre 2023. Ce rapport est donc divisé en deux parties présentant respectivement les résultats obtenus par E. Blereau et par L. Ersay. L'ensemble des résultats présentés ainsi que leurs interprétations sont préliminaires et sont sujets à de potentielles changements lors du raffinage futur des données obtenues.

L'ensemble des auteurs de ce rapport tiennent à remercier les partenaires du projet le MRNF, Nouveau Monde Graphite et Lomiko Metals et plus particulièrement Dr. Abdelali Moukhsil, M. Antoine Cloutier, et Mme Gordana Slepcev pour leurs implications dans le projet.

II. Introduction générale

Le graphite est un minéral industriel clef permettant à nos sociétés modernes le passage à une économie verte et moins carbonée. Les séquences métasédimentaires présentent dans la partie ouest et centrale de la Province de Grenville présentent de nombreux indices, gites et gisements de graphite. Néanmoins, plusieurs facteurs exercent une influence sur le caractère économique des gites de graphite dont la taille des paillettes de graphite (100 à plus de 300 microns) et la pureté (entre 92 et 98 % C) du concentré produit, les deux étant parfois corrélés. Les différents gites présents dans la Province de Grenville ont donc des potentiels économiques variables en fonction de leurs caractéristiques.

Les concentrations en graphite des séquences métasédimentaires résultent de la graphitisation de la matière organique présente au sein d'horizons spécifiques lors d'un ou plusieurs épisodes métamorphiques de haut grade (> 700 °C, faciès supérieur des amphibolites et des granulites). Ces horizons riches en graphite sont communs dans la plupart des séquences métasédimentaires de la Province de Grenville, mais la majorité des gites et des gisements de graphite de haute qualité sont distribués au sein des terranes de Mont-Laurier et de Morin et du Groupe de Gagnon. L'origine de cette distribution spatiale est inconnue et peut être liée à un biais d'exploration ou à différents facteurs géologiques comme : (1) l'âge et la nature des dépôts sédimentaires incluant leur concentration en matière organique; (2) les conditions d'oxydo-réduction des bassins sédimentaires qui sont importantes pour la préservation de la matière organique durant la sédimentation et la diagenèse; (3) leur histoire métamorphique contrôlant la cristallinité du graphite et la taille des paillettes; et (4) la remobilisation du graphite par des fluides hydrothermaux ou des liquides silicatés. L'incompréhension des facteurs expliquant cette distribution spatiale empêche une exploration efficace des gisements de graphite de haute qualité dans la Province de Grenville au Québec.

L'objectif du projet est donc d'évaluer l'influence de trois facteurs géologiques sur la localisation des gisements de graphite dans le Grenville ouest et central ainsi que sur la taille et la pureté des paillettes de graphite de ces gisements : (1) déterminer l'influence de l'âge de déposition et de la source des sédiments précurseurs sur la répartition spatiale et

la qualité des gisements de graphite ; (2) définir l'influence de la superposition d'évènements métamorphiques et de leurs durées sur la taille et la pureté des paillettes de graphite ; (3) de caractériser l'influence de la circulation des fluides métamorphiques (hydrothermaux et magmatiques) sur la taille et la pureté des paillettes de graphite. Pour atteindre ces objectifs, une étude régionale est réalisée au sein des séquences métasédimentaires présentes dans les terranes de Mont-Laurier, de Morin et dans la zone non subdivisée au nord (ceinture de moyenne pression). Cette étude régionale inclut une étude intensive des zircons détritiques provenant des roches métasédimentaires de ces trois zones (partie 1A) ainsi qu'une étude des conditions métamorphiques (partie 1B). Pour compléter cette étude régionale, des études directement sur les gisements de graphite de haute qualité de Matawinie (Nouveau Monde Graphite), de La Loutre (Lomiko Metals) et de Miller (Canada Carbon Inc.) sont en cours de réalisations (partie 2). Pour chaque gisement, une caractérisation détaillée de la minéralogie, de l'évolution métamorphique (P-T-t), et de la chimie isotopique (S et C) est en cours de réalisation.

III. Contexte géologique régional

La Province de Grenville est la plus jeune orogénie du Bouclier canadien, elle forme en Ontario et au Québec une ceinture de roches principalement mésoprotérozoïques faisant 350 km de large en moyenne et s'étendant sur plus de 2000 km entre les Grands Lacs et le Labrador (Rivers et al., 2012; Figure 1). Au nord, la Province de Grenville est séparée de la Province du Supérieur par une discontinuité tectonique importante appelée le Front du Grenville et est bordée au sud par les Basses-Terres du Saint-Laurent et la Province des Appalaches (Davidson, 1998). La Province de Grenville est issue de l'amalgamation de différents « terranes » sur la marge de Laurentia durant de multiples orogénies dont la plus récente est l'orogénie grenvillienne au sens strict (Ottawan et Rigolet; Rivers, 2008; Rivers et al., 2012). Ces orogénies ont induit : (1) un métamorphisme de haut grade (amphibolite supérieure à granulite) ayant affecté la majorité des roches formant la Province, (2) des structures gneissiques complexes et (3) du magmatisme d'âge et de nature variés (Rivers, 2015).

Le Grenville ouest et central inclus les terranes de Mont-Laurier, de Morin et dans la zone non subdivisée au nord (ceinture de moyenne pression) au sein desquels sont présentes différentes séquences métasédimentaires. Ces séquences métasédimentaires ont été peu étudiées : leurs âges de déposition, la source de leurs sédiments, et leurs évolutions métamorphiques ne sont documentés que sur la base d'un faible nombre d'échantillons. De plus, l'extension spatiale des séquences métasédimentaires déjà définies est mal délimitée comme illustré par leurs contacts géologiques abrupts correspondants à des limites de feuillets cartographiques (Figure 1B).

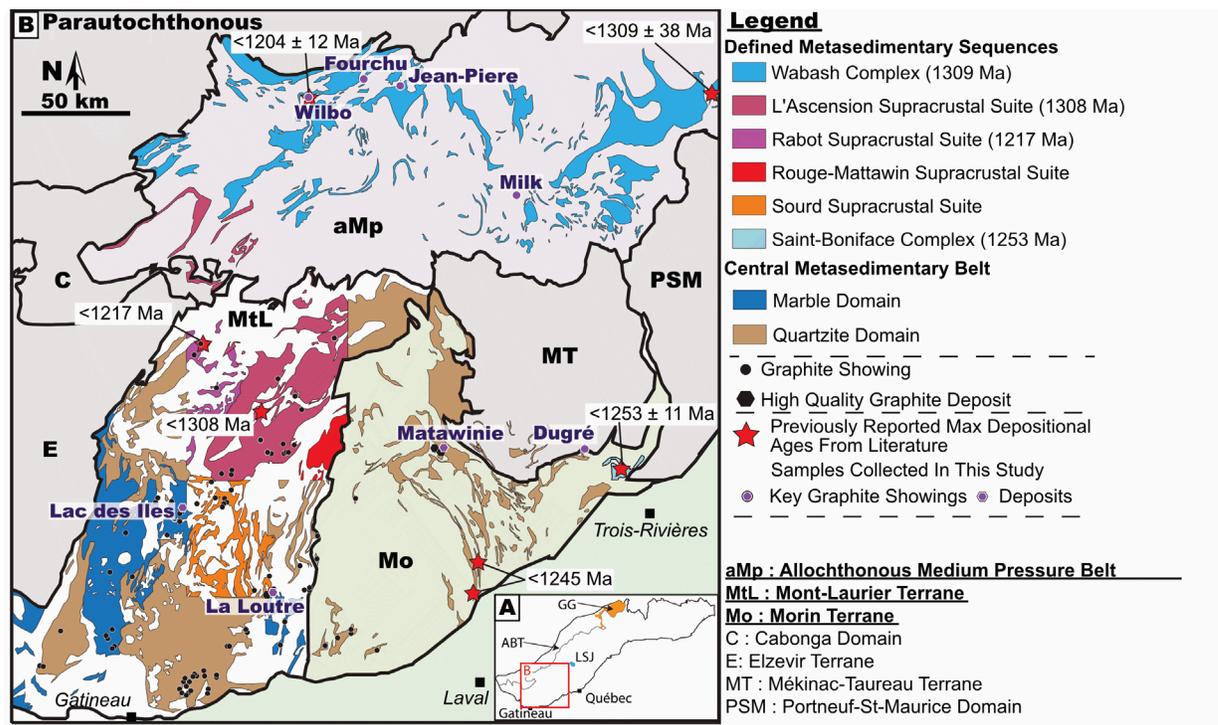


Figure 1 : A) Localisation de la zone d'étude ; LSJ – Lac-Saint-Jean, GG – Groupe de Gagnon, ABT- zone de charriage de l'allochtone. B) Distribution des séquences métasédimentaires dans les terranes de Mont-Laurier (MtL), de Morin (Mo) et dans la ceinture de moyenne pression (aMp).

Le terrane de Mont-Laurier contient plusieurs séquences métasédimentaires dont seulement les séquences métasédimentaires de l'Ascension (< 1308 Ma), de Rabot (< 1217 Ma), de Rouge-Mattawin et du Sourd (non datées) ont été définies (Figure 1B; Nantel 2008; Davies and Nantel 2016). Ces séquences contiennent la majorité des gisements de graphite connus du Grenville ouest et central dont le gisement de graphite de haute qualité de La Loutre (Figure 1B). Le peu d'information disponible semble indiquer des sources de sédiments différentes pour ces séquences : les séquences de l'Ascension et de Rabot sont

dominées par des sources mésoprotérozoïque (~1430 Ma) et paléoprotérozoïque (~1850 Ma), respectivement (Nantel 2008). Du métamorphisme de haut grade (faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites) est documenté entre 1210 et 1130 Ma vers la fin de l'orogénie Elzévirienne (1245-1225 Ma) et durant l'orogénie de Shawinigan (1190-1140 Ma), bien que les limites temporelles ne soient pas contraintes précisément (Wodicka et al., 2004). Le terrane de Mont-Laurier a été moins affecté durant l'orogénie Ottawan (1090-1020 Ma), avec un métamorphisme dont les conditions de température sont restées sous la barre des ~500 °C et une déformation tectonique limitée (Corriveau 2013; Schneider et al., 2013).

Les séquences métasédimentaires du terrane de Morin présentent une plus faible densité de minéralisation de graphite que le terrane de Mont-Laurier, mais elles contiennent le gisement de graphite de haute qualité de Matawinie (Figure 1B). Les séquences métasédimentaires du terrane de Morin n'ont pas été définies excepté la séquence informelle de Saint-Boniface (sud du terrane de Morin; Figure 1B) dont l'âge maximal de déposition est de 1253 ± 11 Ma et qui est dominée par des sources mésoprotérozoïques (~1450 Ma; Peck et al., 2019). Les séquences métasédimentaires du terrane de Morin ont subi deux épisodes métamorphiques de haut grade (faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites) vers 1190-1140 Ma durant l'orogénie Shawinigan et autour de 1090-1070 Ma au début de l'orogénie Ottawan (Peck et al., 2019; Peck and Quinan 2022).

Au nord des terranes de Mont-Laurier et de Morin, dans la ceinture de moyenne à basse pression, affleure la séquence métasédimentaire du Complexe de Wabash où deux échantillons ont donné des âges de zircons détritiques distincts (Figure 1B). Un premier échantillon à l'est âgé de $< 1309 \pm 38$ Ma est dominé par des sources paléoprotérozoïques (~1900-1800 Ma; Papapavlou et al. 2022) tandis qu'un deuxième échantillon âgé de $< 1204 \pm 12$ Ma est dominé par des sources mésoprotérozoïques (~1350 Ma; Figure 1B; Moukhsil et al., 2015). Bien que cette séquence sédimentaire affleure sur plus de 200 km, elle ne contient qu'un faible nombre d'indices de graphite (p. ex. Wilbo, Fourchu, Jean-Pierre et Milk; Figure 1B; Moukhsil et al., 2015). L'évolution métamorphique de cette séquence n'est pas documentée, mais des indices d'un métamorphisme ayant atteint le faciès

supérieur des amphibolites à celui des granulites durant les orogènes Shawinigan et/ou Ottawan sont rapportées (Moukhsil et al., 2015).

IV. Partie IA : Âge et sources sédimentaires des séquences métasédimentaires de la partie centrale et ouest de la Province de Grenville.

A. Échantillonnage et méthodes

Un total de 30 échantillons a été sélectionné pour réaliser des analyses géochronologiques U-Pb + éléments traces par LA-ICP-MS. Vingt-huit de ces échantillons ont été récoltés par E. Blereau sur le terrain durant l'été 2024, un échantillon (MG23-012B) a été échantillonné en 2023, par Mohamed Ghazali, un étudiant de Prof. Soucy la Roche, et un échantillon a été sélectionné par Prof. Rottier en 2023. Ce dernier échantillon du gisement de Matawinie (Po-PAR-21-03 BX2) est le seul provenant d'une carotte de forage. La localisation des échantillons est reportée sur la Figure 2, ainsi que dans l'annexe 1. La majorité des échantillons sont des quartzites relativement purs mais certains échantillons sont des méta-grauwacke et d'autres des gneiss à grenat et biotite (Annexe 1).

Les zircons provenant des 30 échantillons sélectionnés ont été séparés puis montés dans l'époxy. Avant les analyses, les zircons ont été imagés par cathodoluminescence au MEB au *Mineral Exploration Research Centre isotope Geochemistry Lab* (MERC-IGL) à la Laurentian University (Ontario). Les images de cathodoluminescence ont permis le placement des points d'analyses LA-ICP-MS dans les différents domaines des grains de zircons (p. ex. cœur magmatiques, surcroissance métamorphique). La datation U-Pb ainsi que l'analyse des éléments traces des zircons ont été effectuées par ablation laser et spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (LA-ICP-MS) utilisant la méthode « split stream » utilisant un point d'analyse de 35 µm de diamètre. Les analyses ont été réalisées au *Mineral Exploration Research Centre isotope Geochemistry Lab* (MERC-IGL) à la Laurentian University (Ontario). L'ablation laser a été effectuée en utilisant un Photon Machines Analyte G2 ArF excimer laser ayant une longueur d'onde de 193 nm et

une fréquence de pulse < 5 ns, ce dernier était couplé avec chambre d'ablation de type HelEx II cell. Les analyses U-Th-Pb ont été réalisées en utilisant un Thermo Scientific Neptune Plus multicollector (MC) ICP-MS équipé de neuf cavités de Faraday. Les analyses d'éléments traces ont été réalisées en utilisant un Thermo Scientific iCap-TQ ICP-MS en mode quadrupôle simple. L'ensemble des détails sur les méthodes analytiques sont présent dans les documents supplémentaires de la publication de Mole et al. (2021). Pour un échantillon (Po-PAR-21-03 BX2), les analyses U-Th-Pb ont été réalisées l'Université de Colombie-Britannique à Okanagan (Canada) utilisant 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).

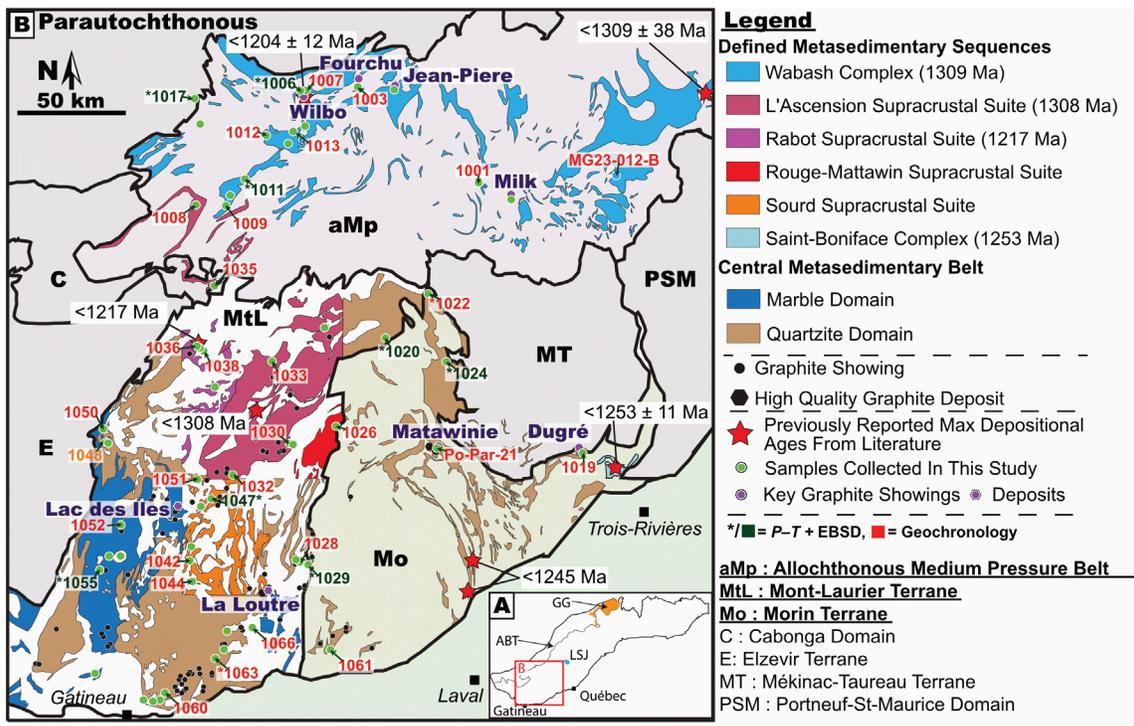


Figure 2 : figure similaire à la figure 1 montrant la distribution des échantillons de géochronologie ainsi que ceux utilisés pour étudier métamorphisme régional.

Environ 200 analyses ont été réalisées par échantillon, soit ~6 000 au total. Pour chaque échantillon, environ 20 % des analyses ont été réalisées sur les surcroissances métamorphiques et le reste sur des grains ou des cœurs présentant des textures magmatiques. Dans un premier temps, les analyses ont été filtrées en utilisant leurs contenus en éléments traces, toutes les analyses présentant des concentrations en Sr >

5 ppm et des concentrations en Ti > 50 ppm ont été écartées car probablement affectées par des inclusions. De plus, le contenu en Lu a été utilisé en plus de la texture des grains pour discriminer les analyses provenant de grains ayant une origine magmatique de ceux ayant une origine métamorphique, puisque ces derniers ont une teneur en Lu plus faible. Ce critère est utilisé de manière qualitative combiné à l'analyse des textures et aucune valeur seuil n'a été fixée car la concentration en éléments trace dont le Lu des zircons métamorphiques dépend notamment des minéraux métamorphiques cocristallisant (Rubatto, 2017). Les diagrammes d'estimation par noyaux et les âges maximaux de déposition ont été calculés utilisant seulement les grains présentant un taux de discordance inférieur à 10 % et en utilisant seulement les grains interprétés comme détritiques (pour les âges maximaux de déposition). Les âges maximaux de déposition ont été calculé en utilisant la méthode de Vermeesch et al. (2021). Les résultats préliminaires obtenus pour chaque zone sont présentés ci-dessous. Les échantillons provenant des terranes de Mont-Laurier et de Morin et l'échantillon MG23-012-B de de la ceinture de moyenne pression ont été analysés en mars 2025 et donc le traitement de ces derniers est très préliminaire en date de ce rapport; seulement les résultats bruts seront présentés sans discussion.

B. La ceinture de moyenne pression

Résultats

Un total de 8 échantillons provenant de la ceinture de moyenne pression a été analysé (24-EB-1008; 24-EB-1001; 24-EB-1007, 24-EB-1009; 24-EB-1012; 24-EB-1003; 24-EB-1013; MG23-012-B; Figure 2B). Sept de ces échantillons provient du Complexe de Wabash défini par Moukhsil et al. (2015) et un échantillon provient de la Suite supracrustale de l'Ascension (24-EB-1008). Les données obtenues viennent compléter les données géochronologiques existantes du Complexe de Wabash incluant l'échantillon 14-AM-005A (Moukhsil et al., 2015) et l'échantillon 18YD2075 (Papapavlou et al., 2022) ayant donné des âges maximaux de dépôts de 1204 ± 12 Ma et 1309 ± 38 Ma, respectivement (Figure 2). De plus Papapavlou et al. (2022) a aussi effectué des analyses géochronologiques sur deux quartzites (échantillons 19AM02B et 19FS7085) provenant du Complexe de Barrois, une séquence sédimentaire localisé au NE de la zone d'étude,

ayant des âges maximaux de dépôts de 1202 ± 40 Ma (9AM02B) et 1281 ± 48 Ma (19FS7085).

Les diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont présentés sur la Figure 3. Au minimum, trois grands groupes d'échantillons peuvent être distingués en fonction de la distribution des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenues (Figure 3).

Le premier groupe est formé uniquement de l'échantillon 24-EB-1008 provenant de la Suite supracrustale de l'Ascension (Figure 2B). Les zircons de cet échantillon forment deux populations distinctes, une première dominée par des dates archéennes de ~ 2550 Ma à ~ 2680 Ma et une deuxième population ayant des dates entre ~ 1000 Ma et ~ 1060 Ma (Figure 3). Les dates obtenues ne sont pas cohérentes avec l'hypothèse que cet échantillon appartient à la Suite supracrustale de l'Ascension d'âge Mésoprotérozoïque, et suggèrent plutôt que le protolithe sédimentaire est archéen et similaire au Complexe du Grand Lac Victoria du Parautochtone. Plus de travaux sont nécessaires pour déterminer si cette unité représente un lambeau du parautochtone inclus dans l'allochtone, ou si la limite entre le parautochtone et l'allochtone cartographiée ~ 15 km au NW de l'échantillon daté (Moukhsil et al., 2015) doit être révisée.

Les deuxième et troisième groupes sont constitués d'échantillons mésoprotérozoïques (Figure 3). Ces deux groupes se distinguent par la quasi-absence de zircons détritiques d'âge > 1.5 Ga dans le groupe 2 (Figure 3). Sur un diagramme de positionnement multidimensionnel (Vermeesch, 2013), les deux groupes sont facilement discernables (Figure 4). Les zircons détritiques des échantillons du groupe 3 ont des âges principalement entre ~ 1250 et ~ 2000 Ma et de rares zircons archéens ont seulement été observés dans l'échantillon 24-EB-1001. Aucune distribution spatiale spécifique de ces deux groupes d'échantillons n'a été observée (Figure 2). Par exemple, les échantillons EB-24-1012 et EB-24-1013 ont été échantillonnés à ~ 25 km l'un de l'autre et appartiennent au groupe 3 et 2, respectivement. Les âges maximaux de déposition sont de 1176 ± 41 Ma (24-EB-1003) et 1245 ± 28 Ma (24-EB-1013) pour les deux échantillons du groupe 2 (Figure 3). Pour le groupe 3 les âges obtenus sont 1197 ± 29 Ma (24-EB-1001), 1216 ± 26 Ma (24-EB-1012), 1309 ± 31 Ma (24-EB-1007), et 1321 ± 29 Ma (24-EB-1007; Figure 3). Aucune distribution spatiale spécifique des âges maximaux de déposition obtenus n'est visible. L'ensemble des

échantillons des groupes 2 et 3 présentent des zircons métamorphiques dont les dates sont en majorité entre ~1000 et 1100 Ma, avec une proportion mineure de zircons métamorphiques présentant des dates entre 1100 et 1150 Ma (Figure 3). L'échantillon 14-AM-005A analysé précédemment (Moukhsil et al., 2015) est similaire aux échantillons du groupe 2 (Figure 4). L'échantillon 18YD2075 analysé précédemment par Papapavlou et al. (2022) est différents de ceux des groupes 2 et 3, mais similaire aux échantillons provenant du Complexe de Barrois.

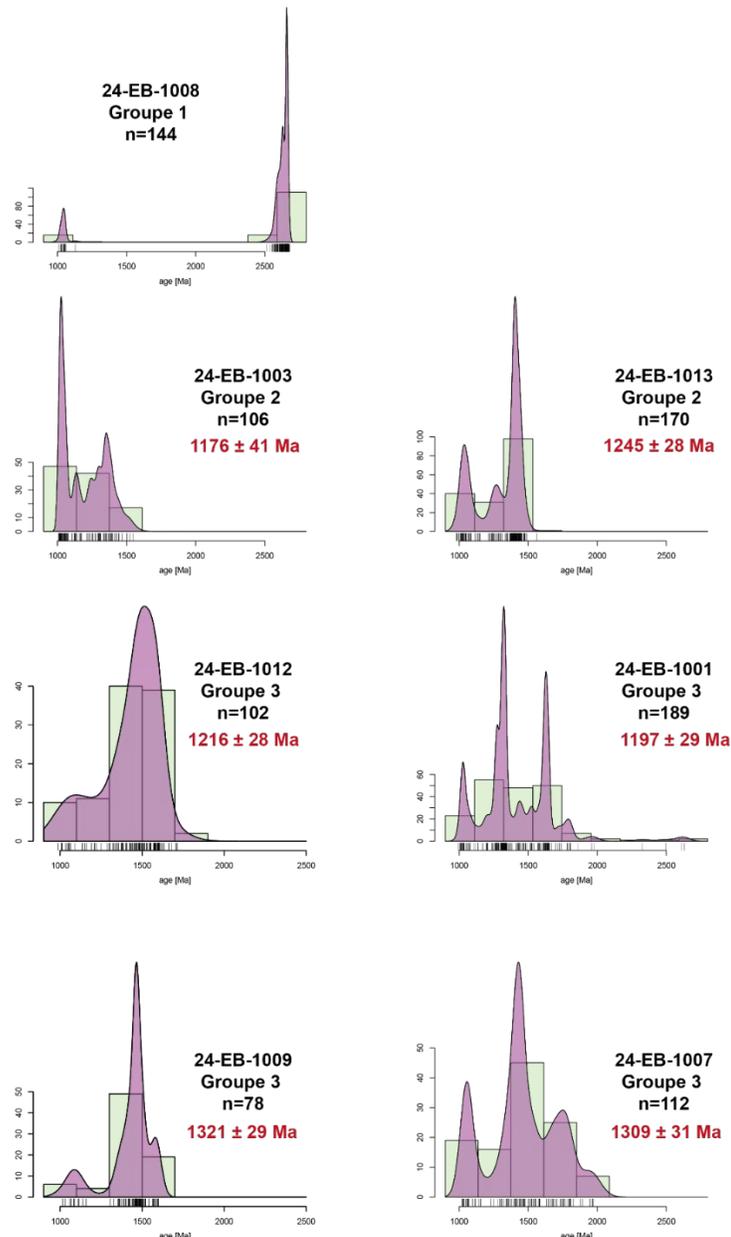


Figure 3: Diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les échantillons provenant de la ceinture de moyenne pression. L'échantillon MG23-012-B n'est pas présenté car les résultats sont encore en cours de traitement. Les âges maximaux de déposition sont indiqués en rouge.

Interprétations préliminaires

Les échantillons provenant des groupes 2 et 3 sont considérés comme provenant de la même grande unité géologique (Groupe de Wabash). L'origine de la différence de distribution des âges détritiques au sein des échantillons de ces deux groupes est difficile à interpréter, en raison du fort degré de métamorphisme et des déformations ayant affectés

les roches sédimentaires analysées qui empêchent toute reconstruction stratigraphique. Les deux groupes d'échantillons observés peuvent être interprétés comme correspondant à des niveaux stratigraphiques différents du groupe de Wabash. Cette interprétation est peu probable considérant l'absence de distribution spatiale spécifique des échantillons de ces deux groupes. Alternativement, il est possible que ces échantillons représentent des sédiments formés par des processus sédimentaires différents entraînant une distribution des âges détritiques des zircons différents (Zimmermann et al. 2015). Cette hypothèse reste à confirmer et sera évaluée par une étude plus approfondie de la minéralogie des échantillons.

La distribution des âges des zircons détritiques des échantillons provenant des groupes 2 et 3 sont différents de ceux de l'échantillon 18YD2075 (Figure 4) analysé précédemment par Papapavlou et al. (2022), notamment par le faible nombre de zircons détritiques > 1800 Ma. L'échantillon 18YD2075 présente une distribution des âges des zircons détritiques similaires aux échantillons 19AM02B et 19FS7085 provenant du Complexe de Barrois. Cela suggère que la limite entre les sédiments appartenant aux complexes de Wabash et de Barrois a besoin d'être redéfinie.

Les âges maximaux de déposition des échantillons provenant des groupes 2 et 3 vont de 1176 ±41 Ma (24-EB-1003) à 1321 ±29 Ma (24-EB-1007). Ces âges ne représentent pas la longévité du bassin sédimentaire mais reflète un biais d'échantillonnage des zircons les plus jeunes. L'âge maximal de déposition 1176 ±41 Ma (24-EB-1003) représente donc l'âge le plus représentatif. Cet âge est similaire à l'orogène Shawinigan ayant affecté les terranes de Mont-Laurier et de Morin. L'implication géodynamique de cet âge est en cours d'analyse.

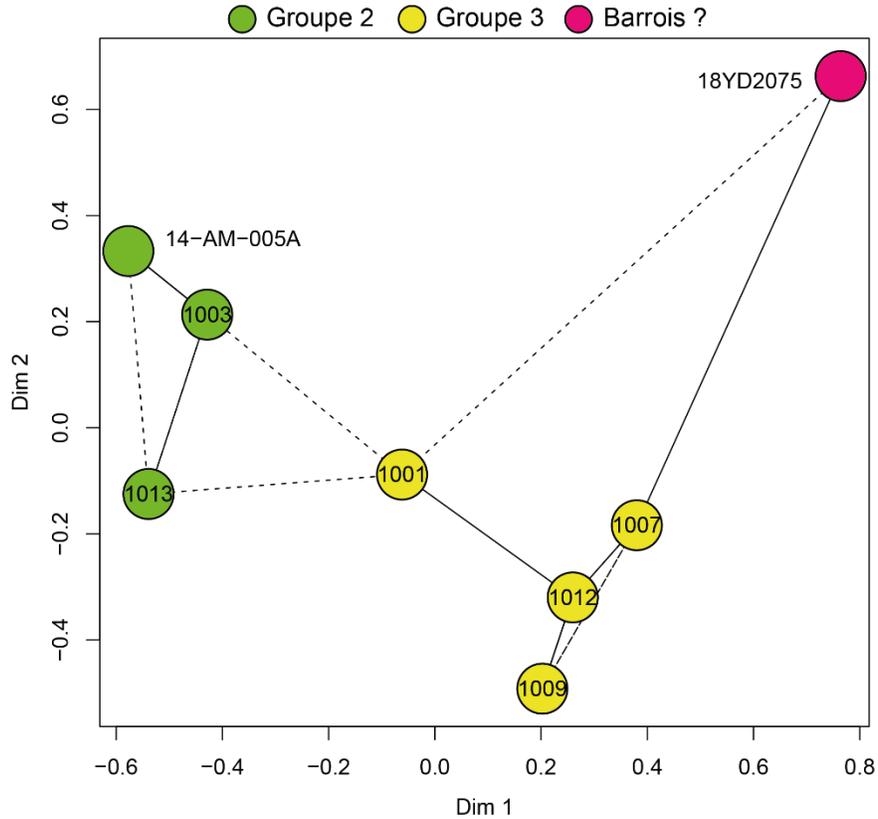


Figure 4 : Diagramme de positionnement multidimensionnel (Vermeesch, 2013) montrant les échantillons appartenant aux groupes 2 et 3 et incluant les échantillons de la littérature provenant du Complexe de Wabash (Moukhsil et al., 2015; Papapavlou et al., 2021)

C. Terranes de Mont-Laurier et de Morin

Résultats préliminaires

Un total de 20 échantillons a été analysé au sein des terranes de Mont-Laurier et de Morin ainsi que 1 échantillon au sein du domaine de Cabonga. Les diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont présentés aux figures 5, 6 et 7. Le diagramme de positionnement multidimensionnel (Vermeesch, 2013) ne montre pas de différence systématique entre les échantillons provenant de ces trois zones (Mont-Laurier, Morin, Cabonga; Figure 8). Au sein du diagramme de positionnement multidimensionnel, les échantillons 1019_EB, 1026_EB, 1048_EB, et 1050_EB sont différents (Figure 8) et

leurs caractéristiques sont rapidement résumées ci-dessous après une description générale des autres échantillons.

En excluant, les échantillons atypiques, l'ensemble des échantillons provenant des trois zones étudiées (Mont-Laurier, Morin, Cabonga) ont des diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui sont caractérisés par des pics à ~1150 - ~1200 Ma, ~1280 - ~1310 Ma, ~1400 - ~1450 Ma, ~1630 Ma -1660 Ma, ~1770 - ~1830 Ma, et des dates archéennes (Figures 5, 6, 7). Au sein du terrane de Mont Laurier, plusieurs séquences supracrustales et domaines ont été définis incluant le domaine de marbre, le domaine de quartzite, la Suite supracrustale du Sourd, la Suite supracrustale de l'Ascension, la Suite supracrustale de Rabot, et la Suite supracrustale de Rouge-Mattawin (Figure 1). À l'exception de cette dernière, les échantillons de ces différentes séquences et domaines présentent des zircons ayant une distribution des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très similaires (Figures 6, 7, 8) indiquant que ces derniers sont formés par des sédiments ayant une source commune. De manière similaire, les échantillons provenant du terrane de Morin ont une signature similaire indiquant une source commune aux sédiments du terrane de Mont Laurier (Figures 5, 6, 7, 8). Néanmoins, pour certains échantillons, le pic de dates à ~1770 - ~1830 Ma est faiblement développé (1042_EB, 1044_EB, 1052_EB, 1060_EB, 1063_EB) expliquant qu'ils forment un groupe sensiblement différent sur le diagramme de positionnement multidimensionnel (Figure 8). Ces échantillons viennent de différentes séquences et domaines du terrane de Mont Laurier et indiquent probablement soit des variations subtiles de source ou un enregistrement différent des zircons détritiques.

Les échantillons 1019_EB, 1026_EB, 1048_EB, et 1050_EB sont atypique par rapport aux autres échantillons analysés (Figures 5, 6, 7, 8). L'échantillon 1019_EB provient du terrane de Morin, au nord du Complexe de Saint-Boniface, proche de la limite avec le terrane de Mékinac-Taureau. Il présente des zircons métamorphiques grenvillien et des zircons détritiques < 1500 Ma (Figure 5), il est donc relativement similaire aux échantillons du groupe 2 du Complexe de Wabash (Figure 3). Cet échantillon est différent des autres échantillons analysés du terrane de Morin (Figure 5) et des données déjà publiées (Peck et al., 2019). Les implications géologiques de cet échantillon sont en cours d'étude.

Les échantillons 1048_EB et 1050_EB proviennent du domaine de marbre et sont proches de la zone de déformation de Cayamant qui sépare le domaine de marbre du terrane de Lac Dumoine à l'ouest. L'échantillon 1050_EB se démarque fortement des autres échantillons par la présence de zircons ayant seulement des dates grenvilliennes et Shawinigan suggérant que l'ensemble des zircons sont métamorphiques (Figure 7). Un métamorphisme d'âge grenvillien est non documenté dans le domaine du marbre, cet échantillon représente une anomalie dont les implications géologiques sont en cours d'étude. Il est à noter qu'un métamorphisme d'âge grenvillien est documenté au sein du terrane de Lac Dumoine (Indares and Dunning 1997). L'échantillon 1048_EB est différent des autres échantillons du terrane de Mont Laurier par l'absence de zircon ayant des âges > 1500 Ma (Figure 7), néanmoins cet échantillon est dominé par des zircons présentant un fort degré de discordance avec seulement 55 sur 200 grains ayant un degré de discordance < 10 %. La représentativité du diagramme d'estimation par noyaux doit donc être évalué avant toute interprétation.

L'échantillon 1026_EB est le seul échantillon provenant de la Suite supracrustale de Rouge-Mattawin (Nantel, 2008). Le diagramme d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cet échantillon indique trois pics distincts à 1170, 1310, et 1630 Ma (Figure 6). L'absence de pics de dates > 1630 Ma le distingue des autres échantillons provenant du terrane de Mont Laurier. La Suite supracrustale de Rouge-Mattawin pourrait donc être formé de sédiments ayant une source différente de ceux ayant formé les autres suites supracrustales présentes au sein du terrane de Mont Laurier.

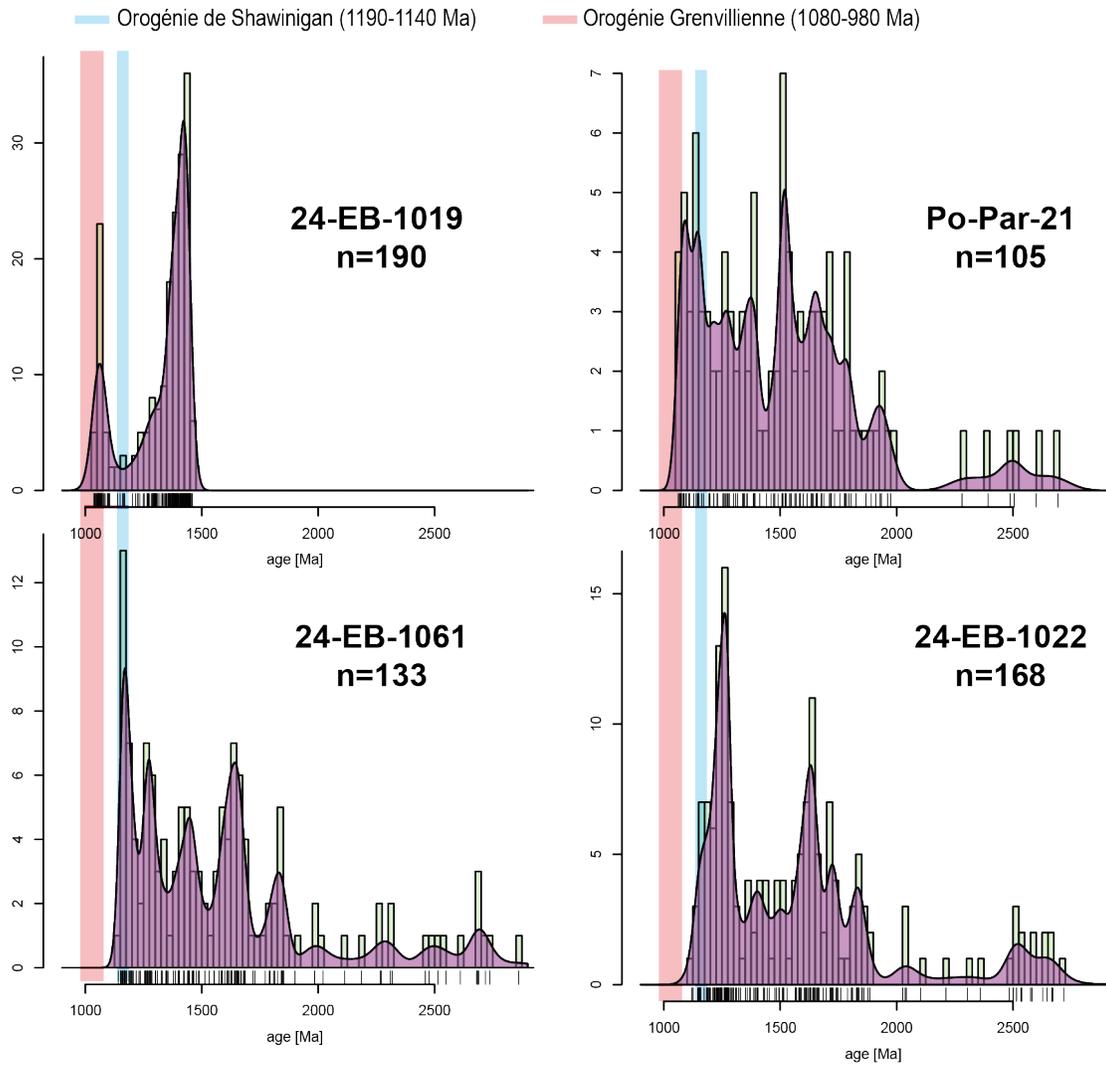


Figure 5 : Diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les échantillons provenant du terrane de Morin

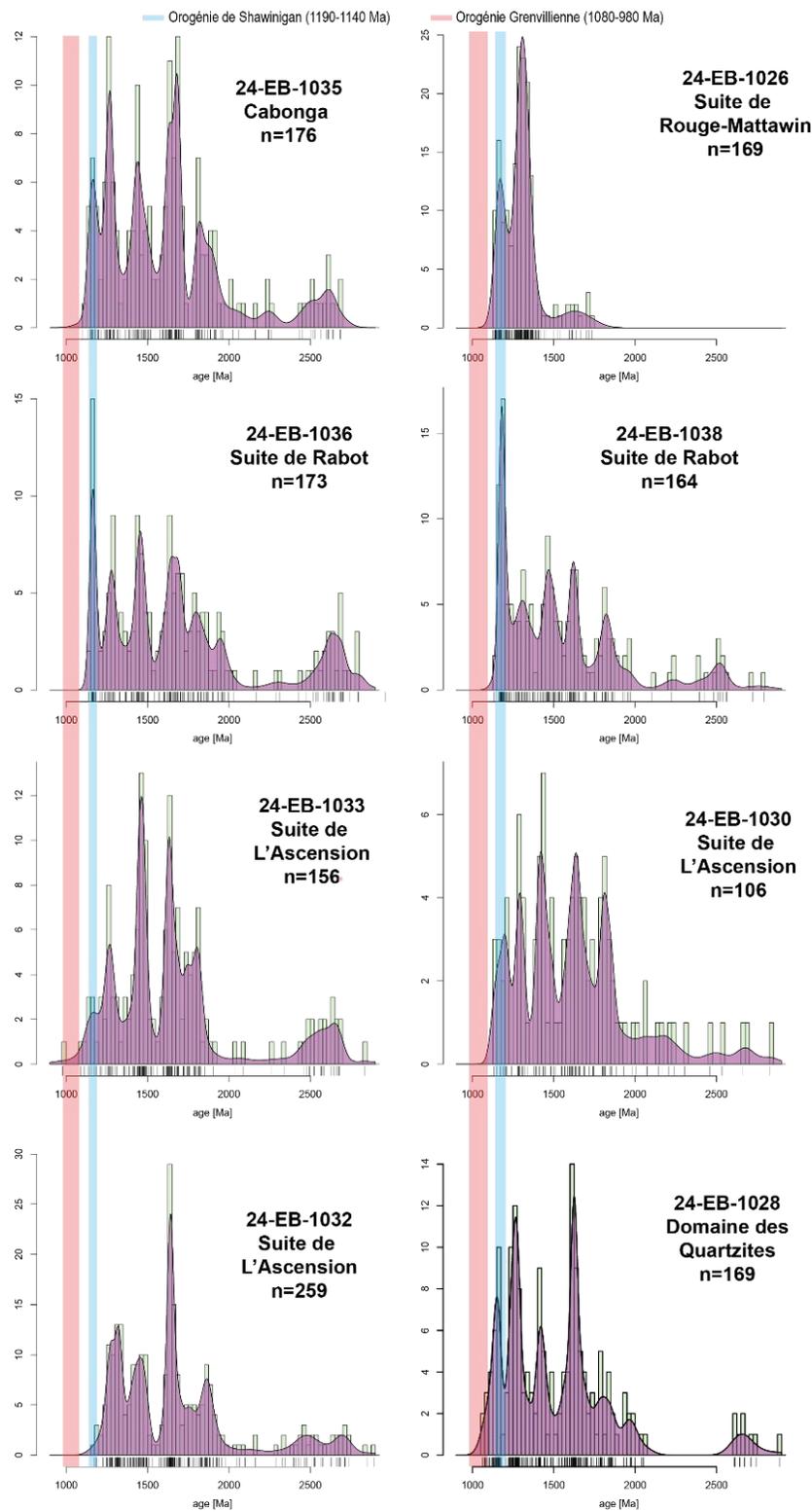


Figure 6 : Diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les échantillons provenant du terrane de Mont Laurier

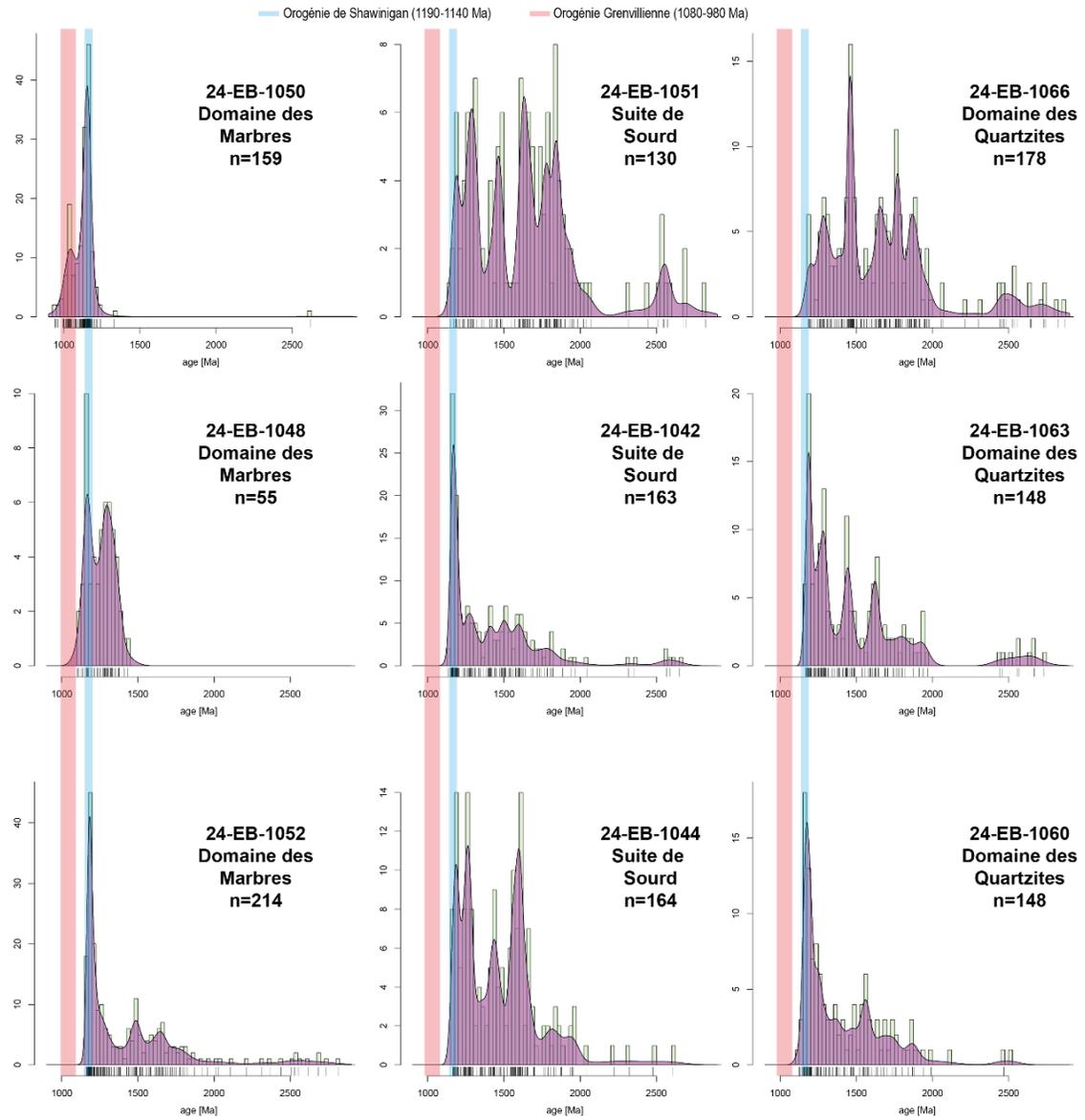


Figure 7 : Diagrammes d'estimation par noyaux des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les échantillons provenant du terrane de Mont Laurier (suite)

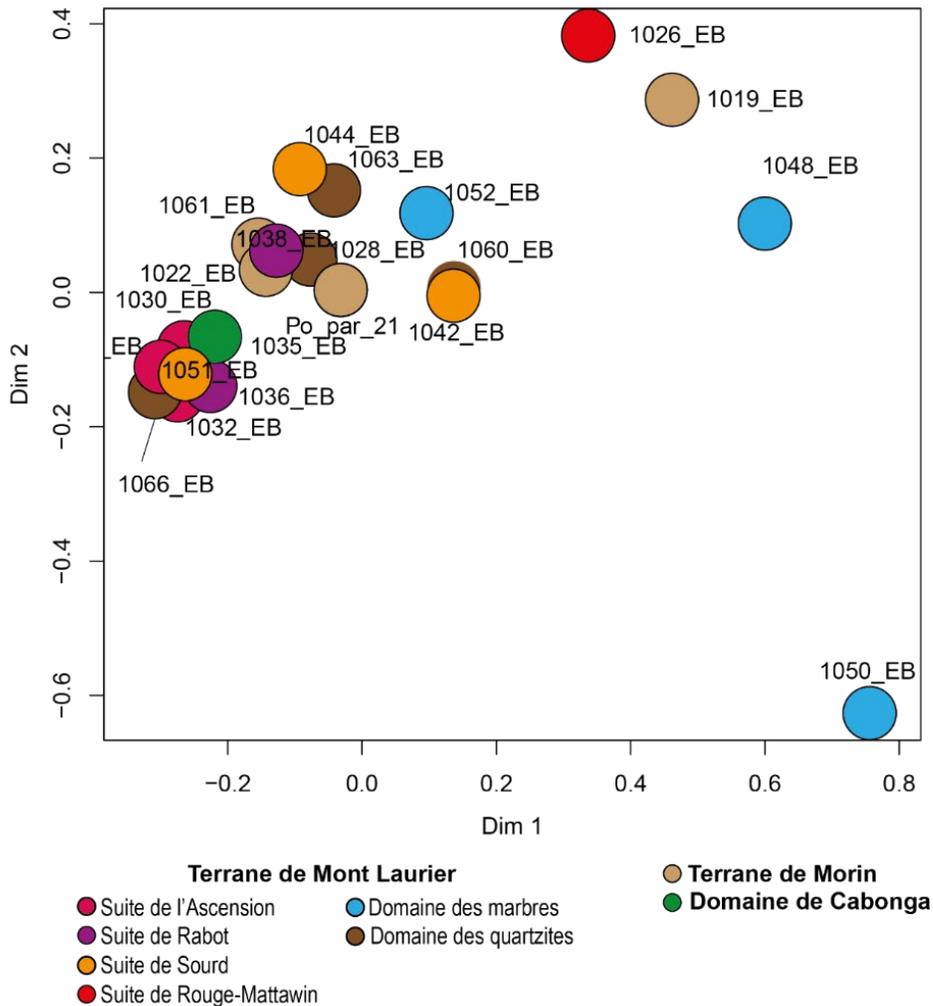


Figure 8 : Diagramme de positionnement multidimensionnel (Vermeesch, 2013) montrant les échantillons provenant des terranes de Mont Laurier et Morin, et du domaine de Cabonga. Le diagramme considère les zircons métamorphiques qui peuvent influencer la répartition des échantillons.

D. Implications préliminaires pour l'exploration du graphite

Les analyses effectuées et leurs traitements préliminaires suggèrent que le Complexe de Wabash est formé de sédiments ayant des sources différentes de ceux formant le Complexe de Barrois et les séquences supracrustales des terranes de Mont Laurier et de Morin. Cette différence de source des sédiments peut être une des explications pour la plus faible présence de minéralisation en graphite au sein du Complexe de Wabash. Les différentes séquences supracrustales des terranes de Mont Laurier et de Morin sont formés

par des sédiments ayant une source similaire. La seule exception est la Suite supracrustale de Rouge-Mattawin, cette suite supracrustale est la seule ne présentant pas d'indice de graphite et est donc potentiellement moins prospective.

V. Partie 1B : Métamorphisme régional

A. Échantillonnage et méthodes

Un sous-ensemble de 10 échantillons de gneiss alumineux (échantillons en vert et marqués d'un * dans la figure 2) a été sélectionné dans la ceinture aMp et les terranes de Mont-Laurier et de Morin afin d'évaluer l'évolution et les conditions du métamorphisme. Le métamorphisme est un facteur clé dans la création et l'amélioration de la qualité du graphite et de la taille des paillettes. Il est donc tout aussi crucial de comprendre les conditions métamorphiques et de contraindre les trajectoires $P-T$ potentielles que d'améliorer notre compréhension de l'âge de déposition des sédiments. Les échantillons de gneiss alumineux sélectionnés contiennent tous du grenat et au moins un aluminosilicate (sauf un échantillon). Ce type de lithologie a été choisi car ces roches contiennent souvent un grand nombre de minéraux qui peuvent enregistrer plusieurs événements de métamorphisme. Les échantillons font l'objet d'une étude pétrographique détaillée et d'une analyse microstructurale, associées à une cartographie par diffraction d'électrons rétrodiffusés (EBSD), afin de démêler l'évolution des paragenèses enregistrées, d'évaluer le nombre d'événements métamorphiques et la relation entre les différentes générations de minéraux et de microstructures avec la déformation. Ces résultats seront utilisés pour contraindre les conditions métamorphiques les plus importantes par le biais d'une modélisation des équilibres de phase. Les résultats pétrographiques et microstructuraux préliminaires sont résumés ci-dessous.

B. Résultats

24-EB-1006- Complexe de Wabash

L'échantillon 1006 est un gneiss à grenat et sillimanite provenant du nord du Complexe de Wabash, à proximité de l'indice de graphite de Wilbo (Figure 2). Cet échantillon présente,

dans la matrice, de larges porphyroblastes de grenat avec des zones riches en inclusions et des zones pauvres en inclusions, ainsi que des grenats plus petits avec une quantité moindre d'inclusions dans la matrice, mais aussi à proximité des ségrégations leucocrates (Figure 9A). Les ségrégations leucocrates sont principalement constituées de feldspath-K qui ont souvent une texture perthitique avec des quantités moindres de quartz et des quantités mineures de plagioclase (Figure 9A). Le plagioclase est souvent en intercroissance avec de petits grains de quartz, des films de plagioclase sont présents et le quartz peut former des grains faiblement diédriques avec le feldspath-K (Figure 9A). Ces zones sont interprétées sur la base de ces microstructures comme des ségrégations de liquide silicaté résultant de la fusion partielle ou des leucosomes. La matrice est principalement composée de sillimanite dont la granulométrie varie de grossière à fine, ainsi que de quantités moindres de quartz, de feldspath-K, de plagioclase et de rutile (Figure 9A). La sillimanite définit une forte foliation parallèle aux leucosomes (Figure 9A). Les porphyroblastes de grenat contiennent des inclusions de quartz, de rutile et de disthène, mais aussi des inclusions de sillimanite. Le grenat avec des inclusions de disthène semble situé dans des régions chimiquement différentes d'après les cartes uXRF préliminaires. Les inclusions de disthène montrent des signes de déformation plastique. Il est probable que l'échantillon ait subi un trajet P-T horaire passant par le champ de stabilité du disthène puis par celui de la sillimanite.

24-EB-1011 - Complexe de Wabash

L'échantillon 1011 est un gneiss à grenat et sillimanite du centre du Complexe de Wabash, à environ 75 km au sud-ouest de l'indice de graphite de Wilbo (Figure 2). Les porphyroblastes de grenat sont largement exempts d'inclusions, avec de rares inclusions de rutile, de disthène et d'ilménite (Figure 9B). La matrice est dominée par de la sillimanite grossière, du quartz et des quantités moindres de feldspath-K avec un peu de plagioclase et des traces de rutile et d'ilménite (Figure 9B). Une très petite quantité de biotite est également présente dans la matrice près du grenat. La sillimanite formant de gros grains dans la matrice définit une forte foliation et montre des signes de déformation plastique. Une deuxième population de sillimanite, à grain plus fin, est texturalement située sur les bords ou à proximité des porphyroblastes de grenat, s'incrétant dans le grenat lorsqu'il est

en contact (Figure 9B). Ces grains de sillimanite sont également orientés de manière aléatoire, avec peu ou pas de déformation plastique (Figure 9B). Cet échantillon a probablement connu une trajectoire P-T horaire avec deux événements de croissance de la sillimanite.

24-EB-1017 – Parautochtone

L'échantillon 1017 est un gneiss à grenat et sillimanite du parautochtone, proche de la ville de Clova (Figure 2). L'échantillon contient des porphyroblastes automorphes de grenat contenant des inclusions de quartz et de plagioclase plus ou moins abondantes et de rares inclusions de rutile (Figure 9C). Une forte foliation est définie par la biotite et la sillimanite. La biotite est en parti remplacé par des grains fins de sillimanite avec un peu de quartz (Figure 9C). La sillimanite à grain plus grossier, plus rare, est généralement orientée dans la foliation, mais certains grains sont également orientés de manière aléatoire (Figure 9C).

24-EB-1022B – Terrane de Morin

L'échantillon 1022 est un gneiss à grenat et sillimanite situé près de la limite triple entre les terranes de Mont-Laurier, de Morin, et de Mékinac-Taureau (Figure 2). Il a été échantillonné sur le même affleurement que le quartzite 1022_EB utilisé pour la datation des zircons. Il présente de grands porphyroblastes automorphes de grenat contenant souvent des cœurs riches en inclusions et des bords pauvres en inclusions (Figure 9E). De grandes inclusions de quartz et de biotite sont présentes ainsi que des inclusions plus fines de rutile, de quartz et d'ilménite (Figure 9E). La matrice est principalement constituée de quartz avec des quantités moindres de sillimanite et des quantités mineures de biotite et de plagioclase. La foliation est définie par des aiguilles de sillimanite (Figure 9E). La biotite dans la matrice se trouve principalement autour du grenat. Cet échantillon a connu une histoire prograde sans aluminosilicate mais avec du rutile, suivie d'un métamorphisme à température relativement plus élevée dans le champ de stabilité de la sillimanite, probablement le long d'un chemin P-T dans le sens des aiguilles d'une montre.

24-EB-1024– Terrane de Morin

L'échantillon 1024 est un gneiss à grenat et sillimanite situé dans le terrane de Morin, près de la limite avec le terrane de Mékinac-Taureau (Figure 2). Les gros grains de sillimanite

de forme générale rectangulaire sont interprétés comme des pseudomorphes du disthène (Figure 9F). On trouve également des vestiges du disthène à l'intérieur de petits porphyroblastes de grenat qui entourent les gros grains d'aluminosilicate (Figure 9F). La matrice est principalement constituée de quartz et de grenat avec des quantités moindres de plagioclase, de biotite et de sillimanite et d'ilménite à grain plus fin (Figure 9F). La biotite et l'ilménite semblent se former après la sillimanite et le grenat à gros grains. Cet échantillon a probablement connu une évolution dans le sens des aiguilles d'une montre passant par le champ de stabilité du disthène au cours du métamorphisme prograde avant la croissance du grenat. Cette évolution a été suivie d'une croissance du grenat et d'une croissance de la sillimanite, toujours dans le champ de stabilité du grenat.

24-EB-1020 - Terrane de Mont-Laurier

L'échantillon 1020 est un gneiss à grenat et sillimanite situé dans le domaine de quartzite du terrane de Mont-Laurier, près de la limite entre les terranes de Mont-Laurier et de Morin (Figure 2). De rares porphyroblastes de grenat équants contiennent des inclusions de sillimanite qui définissent une foliation antérieure perpendiculaire à la foliation de la matrice. Les porphyroblastes de grenat plus petits, équants ou plus allongés, présentent de grandes inclusions de quartz et de plus petites inclusions de rutile, d'ilménite et de sillimanite (Figure 9D). La matrice est dominée par le quartz, avec un peu de plagioclase, de feldspath-K et de biotite (Figure 9D). Des grains de sillimanite très grossiers sont situés dans l'ombre du plus gros porphyroblaste de grenat et sont interprétés comme pseudomorphes du disthène sur la base des microstructures et des informations EBSD (Figure 9D). Ces gros grains sont entourés de sillimanite à grain plus fin qui définit la foliation actuelle et se développe également autour des porphyroblastes de grenat (Figure 9D). Cet échantillon est interprété comme ayant subi un événement métamorphique de pression plus faible et de température plus élevée (champ de stabilité de la sillimanite), qui a été suivi par une évolution métamorphique horaire à travers les champs de stabilité du disthène puis de la sillimanite.

24-EB-1029 - Terrane de Mont-Laurier

L'échantillon 1029 est un gneiss à grenat et sillimanite situé dans le terrane de Mont-Laurier, près de la limite avec le terrane de Morin, dans le domaine des quartzites (Figure

2). Cet échantillon présente un grand nombre de porphyroblastes de grenat, souvent avec des noyaux riches en inclusions fines et des bords pauvres en inclusions (Figure 9G). L'échantillon présente une forte foliation définie par la sillimanite, qui conserve aussi potentiellement une foliation antérieure dans les ombres de pression du grenat. La matrice varie de riche en quartz à riche en feldspath-K selon l'endroit où l'on se trouve dans l'échantillon, les autres caractéristiques étant constantes (Figure 9G). L'ilménite et de moindres quantités de rutile sont principalement présentes dans la matrice (Figure 9G). Des inclusions de sillimanite peuvent être présentes dans le grenat, la plupart étant à grain très fin et les inclusions grossières étant très rares. Dans les domaines riches en feldspath-K, on peut observer des films de plagioclase ainsi que des textures perthitiques et du feldspath en contact avec de petits grains de quartz à faible angle dièdre ou remplissant des jonctions triples (Figure 9G). Ce domaine est interprété comme ayant partiellement fondu, les régions matricielles dominées par le quartz étant plus restitiques. De rares reliques de disthène ont été trouvées à proximité et partiellement à l'intérieur de porphyroblastes de grenat dans le domaine de la matrice riche en quartz.

24-EB-1047- Terrane de Mont-Laurier

L'échantillon 1047 est un schiste siliceux frôlant le gneiss, situé dans la Suite supracrustale du Sourd, dans le terrane de Mont-Laurier (Figure 2). Cet échantillon présente une foliation bien définie, délimitée par des feuillets de biotite et des aiguilles de sillimanite (Figure 9H). Aucun grenat n'a été observé. La matrice est principalement composée de quartz avec des quantités moindres de feldspath-K et de plagioclase et un peu de rutile (Figure 9H). La taille des grains de sillimanite varie; quelques gros grains plus rares sont plus arrondis (Figure 9H). L'absence de grenat est probablement due à une différence de la composition.

24-EB-1055 - terrane de Mont-Laurier

L'échantillon 1055 est un gneiss à grenat et sillimanite provenant du domaine de marbre à l'ouest du terrane de Mont-Laurier (Figure 2). Cet échantillon contient deux types de grenats, des grenats équants plus typiques qui sont pauvres en inclusions et des grenats allongés qui sont très riches en inclusions alignées de sillimanite, avec des bords irréguliers pauvres en inclusions en intercroissance avec du quartz (Figure 9I). Une grande relique de disthène est préservée en inclusion avec de la biotite dans l'un des grenats équants. Les

grenats équants contiennent également des inclusions de biotite et de quartz. La matrice est riche en quartz et en biotite avec des quantités moindres de plagioclase, de feldspath-K et de sillimanite (Figure 9I). Une foliation modérée est définie par la sillimanite, la biotite et les grenats allongés. Cet échantillon a probablement suivi une trajectoire P-T horaire, passant par le champ de stabilité du disthène, suivie par le champ de stabilité de la sillimanite, avec deux phases de croissance des grenats.

24-EB-1063B- terrane de Mont-Laurier

L'échantillon 1063B est un gneiss à grenat et sillimanite variablement altéré, situé dans le domaine de quartzite au sud du terrane de Mont-Laurier (Figure 2). Il a été échantillonné sur le même affleurement que le quartzite 1063_EB utilisé pour la datation des zircons. L'échantillon présente de grands amas de grenat, ainsi que des grains plus isolés qui ont des inclusions de sillimanite. Les grands amas ont tendance à être entourés de grains de sillimanite, la foliation étant principalement définie par la biotite. De petits grains de disthène orientés de façon aléatoire ont été trouvés dans les zones riches en biotite autour de ces grands amas de grenats. Dans les zones où les grenats contiennent des aiguilles de sillimanite, on trouve de gros grains de feldspath-K déformés enveloppés par la foliation (Figure 9J). La matrice est principalement constituée de quartz et de feldspath-K avec des quantités moindres de biotite et de sillimanite, ainsi que de plagioclase et d'ilménite en quantité mineure (Figure 9J).

Aucun des échantillons analysés ne présente de signe de métamorphisme à basse pression et à haute température qui aurait probablement donné naissance à des minéraux tels que la cordiérite et potentiellement l'orthopyroxène. En outre, les textures de résorption du grenat sont limitées, en particulier l'absence presque totale de textures coronales/symplectiques impliquant le grenat.

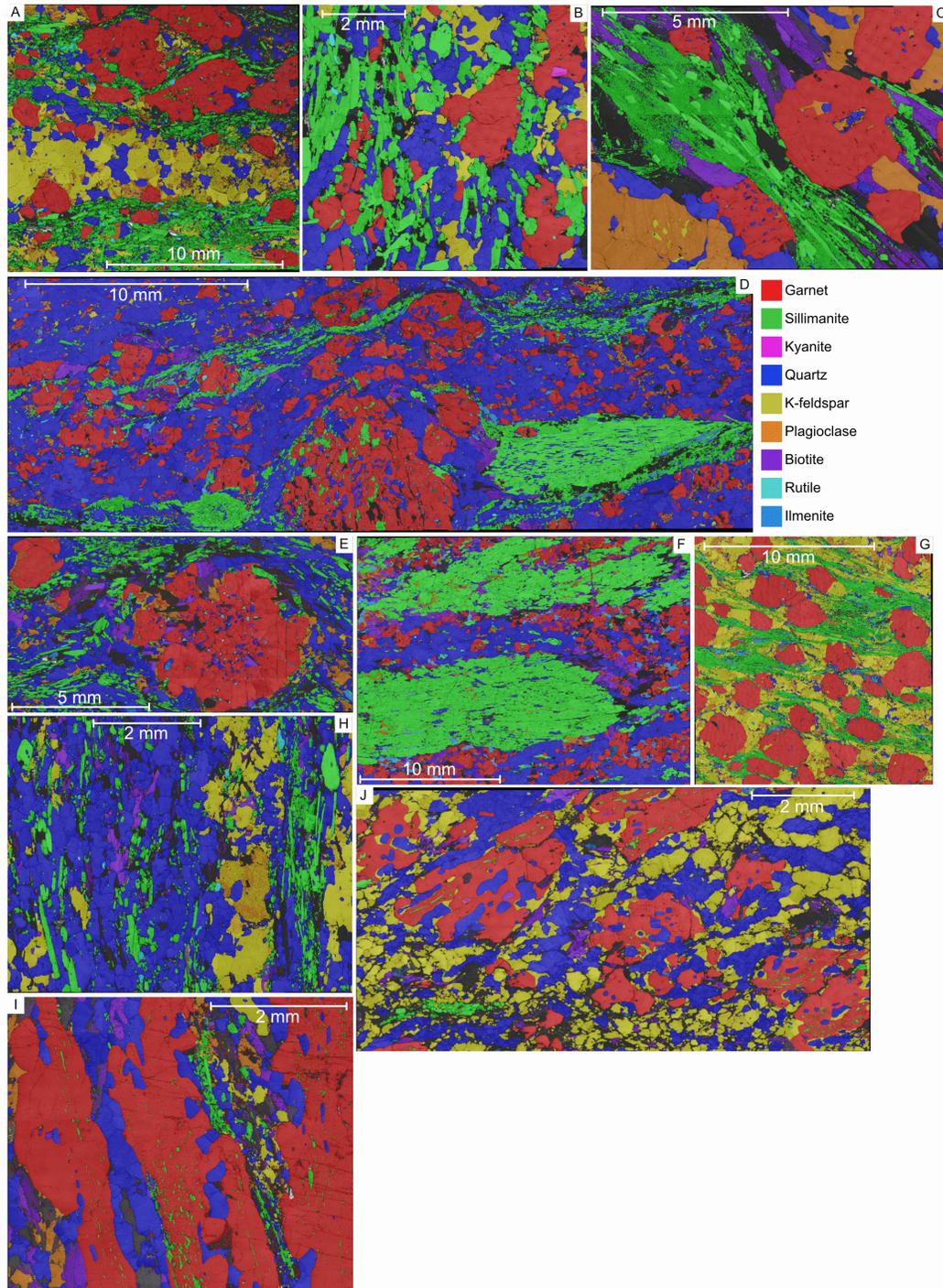


Figure 9 : Carte des phases obtenues par EBSD. A - 24-EB-1006, B - 24-EB-1011, C - 24-EB-1017, D - 24-EB-1020, E - 24-EB-1022, F - 24-EB-1024, G - 24-EB-1029, H - 24-EB-1047, I - 24-EB-1055: grenats riches en inclusions, J - 24-EB-1063: grenats riches en inclusions

VI. Partie 2: Résultats sur les gisements de Matawinie, La Loutre et Miller

A. Échantillonnage et méthodes

Travail sur le terrain et échantillonnage

Des travaux de terrain ont été réalisés en septembre 2023, en commençant par une campagne d'échantillonnage de 15 jours sur le gisement de Matawinie et les affleurements voisins du Terrane de Morin. Des échantillons de roche ont été prélevés sur des carottes de forage et des affleurements de surface par L. Ersay. Ceux-ci comprennent des gneiss migmatitiques, des leucosomes pegmatitiques, des gneiss métapélitiques à grenat-sillimanite-biotite, des gneiss quartzofeldspathiques à grain fin, des roches calcosilicatées et des gneiss intermédiaires à mafiques.

En août 2024, une campagne de terrain de deux semaines a été menée sur le gisement de graphite de La Loutre. Les échantillons prélevés par L. Ersay incluent principalement les intervalles minéralisés des carottes de forage qui sont représentatifs des assemblages de minéraux métamorphiques et d'altération et des différentes textures de graphite observées. La série d'échantillons comprend des quartzites graphitiques, des marbres et gneiss calcosilicatés, des schistes et gneiss quartzofeldspathiques riches en graphite et des métapélites à grenat-sillimanite-biotite. Des échantillons orientés et non orientés ont également été prélevés sur des affleurements à l'intérieur et à proximité du gisement.

Les travaux sur le gisement Miller ont consisté en un échantillonnage ciblé pendant une semaine à l'été 2024. Les échantillons prélevés par L. Ersay comprennent des veines de graphite massives et semi-massives, ainsi que les roches hôtes associées : (1) marbre graphitique avec minéralisation disséminée, (2) amas calcosilicatés et de wollastonite riches en graphite au contact entre le marbre et le gneiss pélitique, et (3) gneiss quartzofeldspathique et calcosilicaté rubané avec graphite parallèle à la foliation. Les relations structurales entre les veines, les plis, les zones de cisaillement et la foliation régionale ont été documentées sur chaque affleurement échantillonné.

Observations pétrographiques, identification des minéraux et des textures et cartographie des éléments :

Une analyse pétrographique au microscope optique a été réalisée sur des lames minces orientées coupées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation minérale pour documenter les assemblages minéraux, les textures de réaction et les caractéristiques des paillettes de graphite. Une attention particulière a été accordée à la distinction entre la minéralisation de graphite liée à un métamorphisme prolongé, à l'anatexie, et/ou à l'activité des fluides hydrothermaux.

La cartographie μ XRF de lames minces entières a été réalisée à l'aide d'un spectromètre Bruker Tornado M4 au MicroLab (Université Laval). Cette analyse a permis d'identifier et de quantifier les principaux minéraux, de distinguer les textures métamorphiques primaires des altérations secondaires et de cartographier la distribution spatiale des minéraux opaques de gangue tels que la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite associés au graphite.

L'identification des minéraux a été complétée à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) équipé d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés (imagerie BSE) et d'un détecteur de spectroscopie à dispersion d'énergie (EDS) à l'INRS. Des analyses chimiques détaillées ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique Cameca SX- Five (EMPA), équipée de cinq spectromètres de dispersion de longueur d'onde (WDS), au laboratoire FiLTER de l'Université de la Colombie-Britannique Okanagan. Des cartes élémentaires des grains de grenat ont été acquises en vue de révéler la zonation chimique qui sera utile pour les études P-T-t.

Géochimie de la roche entière et géochimie des isotopes stables

L'analyse de la composition géochimique de la roche entière des échantillons de roche a été effectuée à ActLabs (Ancaster, Ontario; option 4 Lithoresearch). Les éléments majeurs et traces ont été analysés par ICP-OES et ICP-MS, respectivement. Les concentrations de carbone total et de soufre dans les mêmes poudres de roche ont été mesurées à l'aide avec un détecteur infrarouge (option 4F d'Actlabs).

Les valeurs isotopiques du carbone et du soufre ont été analysées au Queen's Facility for Isotope Research (QFIR) à l'aide d'un spectromètre de masse sur les mêmes poudres de

roches entières que celles utilisées pour la lithogéochimie. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont rapportées en utilisant la notation delta (δ) en unités de permille (‰) par rapport à l'étalon international Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) et les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ ont été calculées en normalisant les rapports $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ dans l'échantillon par rapport à celui de l'étalon international Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT).

Vingt-neuf échantillons de carottes de forage et d'affleurements du gisement de Matawinie ont été analysés pour la géochimie de la roche entière, et vingt-six de ces échantillons ont également été analysés pour déterminer la composition isotopique du carbone et du soufre. Une analyse similaire sera effectuée sur un nombre similaire d'échantillons du gisement de La Loutre (lithogéochimie déjà analysée). En raison de l'absence de minéraux sulfurés dans le gisement Miller, seule l'analyse isotopique du carbone sera effectuée sur des paillettes extraites d'environ 15 échantillons.

A. Gisement de graphite de Matawinie

Le gisement de graphite Matawinie est situé près de Saint-Michel-des-Saints, à environ 150 km au nord de Montréal (Figure 1). Il comprend des ressources indiquées et mesurées de 130,3 millions de tonnes avec une teneur moyenne en carbone graphitique de 4,26 % (Allaire et al., 2022). La roche hôte du gisement de Matawinie est un paragneiss quartzofeldspathique (semi-pélitique) et métapélitique à grenat-sillimanite-biotite (Figure 10). Ce paragneiss a subi un métamorphisme de faciès amphibolite supérieur à granulite et est associé à un orthogneiss charnockitique. La taille des paillettes dans ce gisement varie de fine à grande mais forme surtout des paillettes grossières dont la taille varie de 180 à > 300 microns (Allaire et al., 2022).

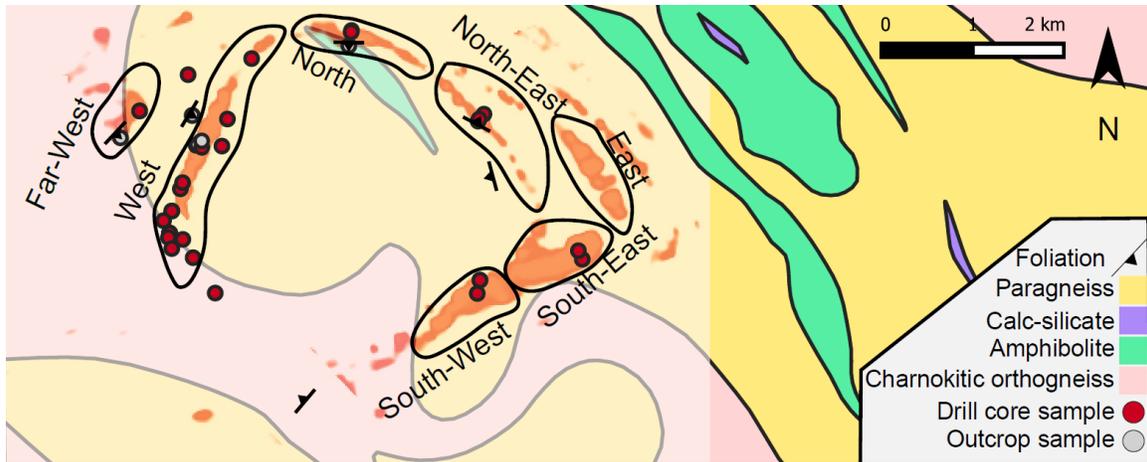


Figure 10 : Carte lithologique du gisement de graphite de Matawinie et carte du levé électromagnétique aéroporté (TDEM; modifié de SIGEOM et Allaire et al., 2023) avec localisation des échantillons. Les couleurs chaudes indiquent les zones conductrices, soulignant la présence de graphite et de minéralisation sulfurée.

Pétrographie de la roche hôte et minéralisation

Gneiss quartzofeldspathique

Le gneiss quartzofeldspathique est principalement composé de quartz et de plagioclase, avec des quantités variables de biotite et de muscovite. Le feldspath-K est soit absent, soit présent en quantités mineures, et la sillimanite est présente localement. L'apatite est constamment présente et sert de minéral indicateur clé, facilitant la distinction entre les semipélites quartzofeldspathiques et les gneiss pélitiques (Figure.11A-B). Le graphite est présent sous forme de paillettes dans le gneiss. Dans les domaines riches en plagioclase (par exemple, l'échantillon #5002-A2 ; Figure 11C), les paillettes de graphite sont orientées de façon aléatoire par rapport à la foliation principale. En revanche, dans les domaines riches en quartz (par exemple, l'échantillon #5002-A3 ; Figure 11A), les paillettes sont alignées parallèlement à la foliation. Le graphite forme des paillettes uniformes d'une taille d'environ 300 microns, mais localement, elles atteignent jusqu'à 1 mm de longueur et sont associées à des sulfures, principalement de la pyrrhotite et, dans une moindre mesure, de la pyrite dans le gneiss quartzofeldspathique. Dans le leucosome sans graphite, les sulfures apparaissent sous forme de veines avec une lisière de biotite bien développée. Dans les leucosomes riches en graphite, les paillettes forment des veinules avec moins de minéraux sulfurés.

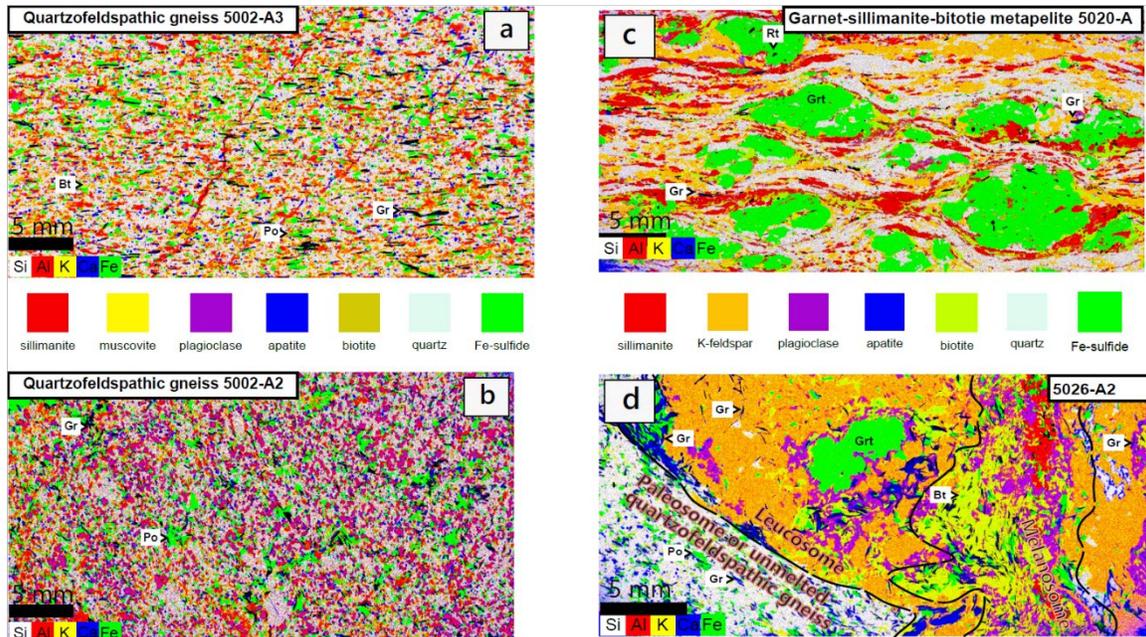


Figure 11 : Cartes minéralogiques dérivées des cartes μ XRF du gisement de Matawinie. A) Graphite parallèle à la foliation. B) Métapélite à sillimanite-grenat-biotite. C) Paillettes de graphite non orientées dans un gneiss quartzofeldspathique. D) Paire leucosome-mélanosome et leur contact avec un paléosome ou un gneiss quartzofeldspathique.

Gneiss métapélitique (grenat-sillimanite-biotite)

Le gneiss métapélitique peut être classé comme une métapélite quartzofeldspathique à grenat- sillimanite-biotite, bien que certains échantillons soient dépourvus de grenat (p. ex., 5002A-5) ou de sillimanite (p. ex., 5030-A). La minéralisation en graphite est généralement moins abondante dans le gneiss métapélitique par rapport au gneiss quartzofeldspathique, bien que sa concentration varie d'un échantillon à l'autre. Le graphite est généralement associé à la sillimanite et au feldspath-K, s'alignant le long de la foliation principale qui entoure les porphyroblastes de grenat partiellement résorbés (p. ex. 5020-A ; Figure 11C).

Le gneiss métapélitique présente une texture migmatitique (p. ex., 5020-A) caractérisé par l'alternance de bandes sombres - riches en graphite et en biotite - et de bandes claires (felsiques) composées de feldspath-K, de plagioclase et de quartz. Cette stratification minéralogique et chimique le résultat d'une fusion partielle (anatexie). Les leucosomes sont dominés par le feldspath-K et le quartz, avec des quantités moindres de plagioclase, et des quantités mineures de mica et de sillimanite. Ils contiennent des paillettes de graphite grossières dont la longueur dépasse 3 mm. Elles apparaissent localement sous forme

d'amas de grande taille au contact entre le leucosome et le gneiss environnant (#5026-A2 ; Figure 11D).

Migmatite résiduelle

Cette unité est exposée en surface dans et autour du gisement de Matawinie. Cette migmatite résiduelle est caractérisée par une teneur en grenat particulièrement élevée - atteignant jusqu'à 35 % vol. (Figure 12A) - qui dépasse celle observée dans les roches métapélitiques typiques. Les zones interstitielles incolores à blanches entre les grains de grenat sont composées principalement de feldspath-K, de sillimanite et de quartz. Le grenat, interprété comme une phase péritectique contenant des inclusions de liquide de fusion partielle cristallisé, s'est probablement formé par fusion par déshydratation de la biotite, suivant la réaction suivante :



Dans l'échantillon #5003-B, la biotite est absente, ce qui indique une consommation complète de la biotite pendant le processus de fusion et une perte du liquide d'anatexie. Les porphyroblastes de grenat sont zonés, avec des cœurs qui contiennent de fines paillettes de graphite, du feldspath-K, de la sillimanite, du quartz et des inclusions d'ilménite (Figure 12B). Ces cœurs sont séparés des bordures internes, relativement exemptes d'inclusions, par des limites irrégulières, qui pourrait indiquer un évènement de résorption du grenat entre les stades de croissance. Les bordures externes du grenat contiennent des aiguilles de sillimanite. La présence de paillettes de graphite plus grossières dans la matrice suggère une recristallisation ou un grossissement après la croissance du cœur du grenat (Figure 12C). Les cartes EPMA des éléments majeurs du grenat zoné ne révèlent pas de zonation compositionnel, bien qu'une légère variation soit observée dans la teneur en Ca. Cette absence de zonation peut être attribuée à une diffusion intragranulaire à haute température.

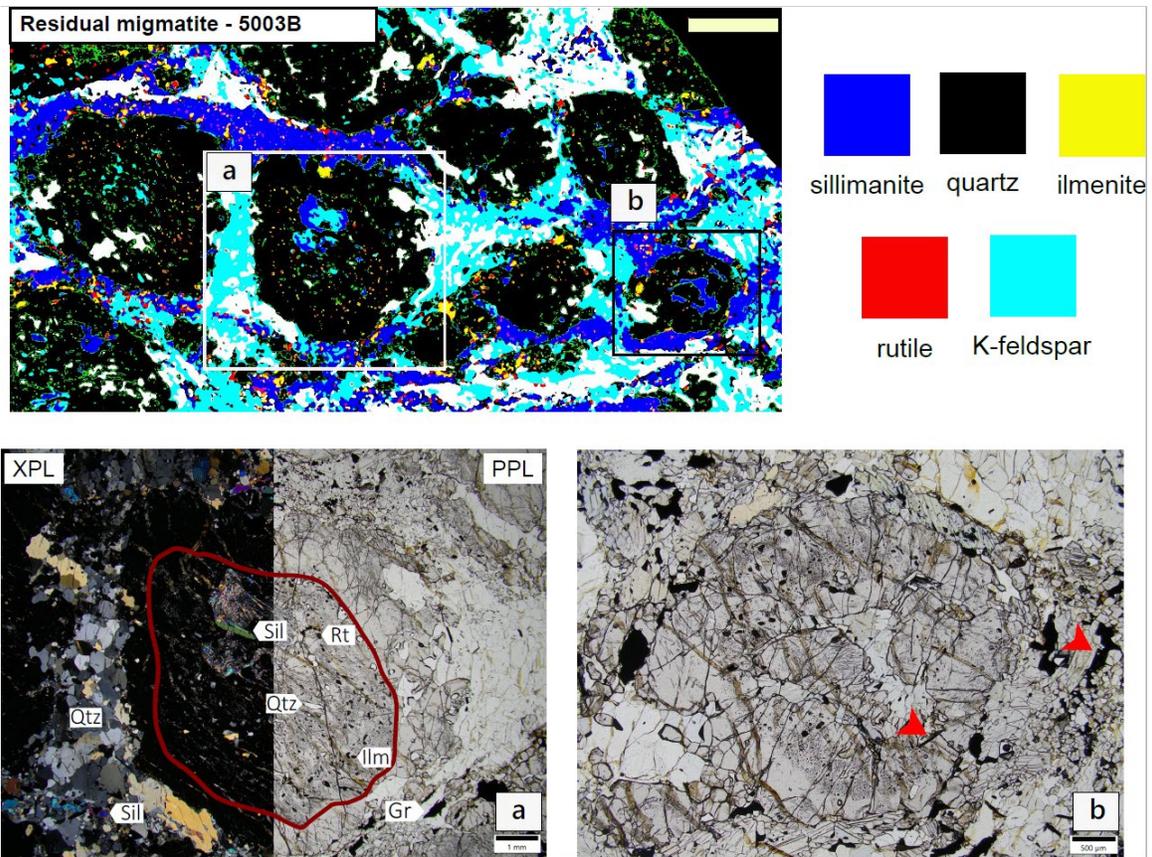


Figure 12 : Carte minéralogique dérivée des cartes μ XRF de la migmatite résiduelle. A-B) Photomicrographies des porphyroblastes de grenat zonés dans l'échantillon #5003-B. Notez l'augmentation de la taille des paillettes de graphite entre le cœur du grenat et la matrice (flèches rouges). Sil : sillimanite, Rt : rutile, Ilm : ilménite, Grt : grenat, Bt : bitotite, Qtz : quartz, Gr : graphite.

Gneiss intermédiaire à mafique

Cette unité lithologique est relativement rare dans les carottes de forage examinées. La minéralisation en graphite est également présente dans les gneiss intermédiaires à mafiques, qui se distinguent par l'abondance de pyroxène ou d'amphibole, ainsi que de grenat, de plagioclase, de feldspath-K et de quartz. Le graphite se présente sous forme de grandes paillettes dans la matrice et il est associé au pyroxène ou à l'amphibole (hornblende) et forme des inclusions de paillettes grossières dans les porphyroblastes de grenat.

Isotopes du carbone et du soufre

Les échantillons de gneiss quartzo-feldspathique présentent systématiquement des compositions isotopiques légères en carbone, avec des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ allant de -29,6 ‰ à -

20,2 ‰ (Figure 13). Ces roches présentent également la plus grande variation des valeurs $\delta^{34}\text{S}$ (3,2 ‰ à 24,2 ‰), ce qui suggère une variabilité importante des sources de soufre.

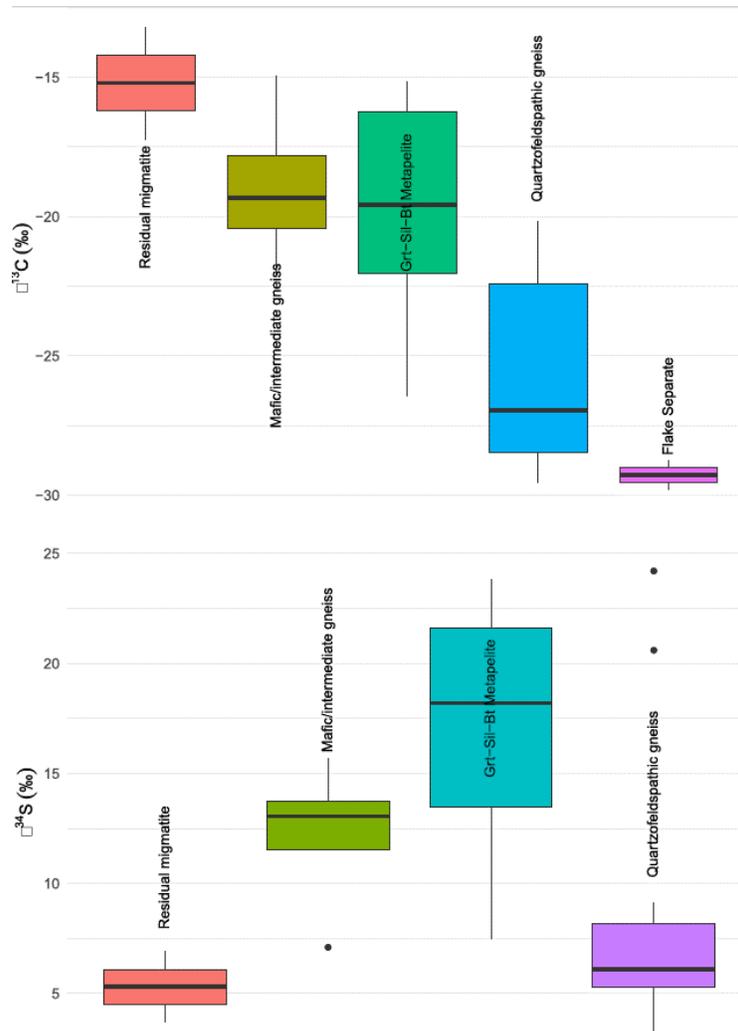


Figure 13 : Compositions isotopiques du carbone et du soufre du graphite du gisement de Matawinie.

Les roches hôtes métapélitiques donnent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -15,1 ‰ et -26,4 ‰ et présentent une gamme considérable de valeurs $\delta^{34}\text{S}$ (7,5 ‰ à 23,8 ‰). Les échantillons de gneiss mafiques/intermédiaires ($n = 3$) donnent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ allant de -22,1 ‰ à -14,9 ‰. Les signatures isotopiques du carbone les plus lourdes (autour de -13 ‰) sont enregistrées dans les migmatites résiduelles. Les variations observées dans les compositions isotopiques du carbone reflètent probablement des différences dans les protolithes, tels que les origines pélitiques ou semi-pélitiques. Dans l'ensemble, les données combinées sur les isotopes du carbone et du soufre sont compatibles avec une origine

biogénique du graphite, bien que la large gamme de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ indique que les compositions isotopiques peuvent avoir été modifiées pendant l'anatexie ou par l'interaction avec des fluides métamorphiques tardifs.

B. Gisement de graphite de La Loutre

Le gisement de graphite La Loutre est situé dans la partie orientale du domaine des quartzites du terrane de Mont Laurier à environ 30 km à l'ouest-sud-ouest de Mont-Tremblant (Figure 1). La communauté la plus proche, Duhamel, est située à 5 km à l'ouest. Le gisement possède des ressources indiquées de 64,7 Mt à une teneur moyenne de 4,59 % de Cg (Raponi et al., 2021). Il comprend deux zones minéralisées : la zone EV et la zone Battery (Figure 14). Le graphite est principalement présent dans les paragneiss; le quartzite et le marbre contiennent également du graphite disséminé. La taille des paillettes varie, la plupart étant fines à intermédiaires (75-150 microns), bien que des paillettes grossières dépassant 300 microns soient également présentes (Iund et al., 2023).

La minéralisation en graphite est présente dans plusieurs unités rocheuses qui se distinguent par leur texture et leur composition minérale. Les observations faites sur les carottes de forage et les affleurements ont permis d'identifier comme hôtes des marbres calcosilicatés, des gneiss quartzofeldspathiques calcosilicatés, des gneiss quartzofeldspathiques et des gneiss métapélitiques à grenat et à sillimanite.

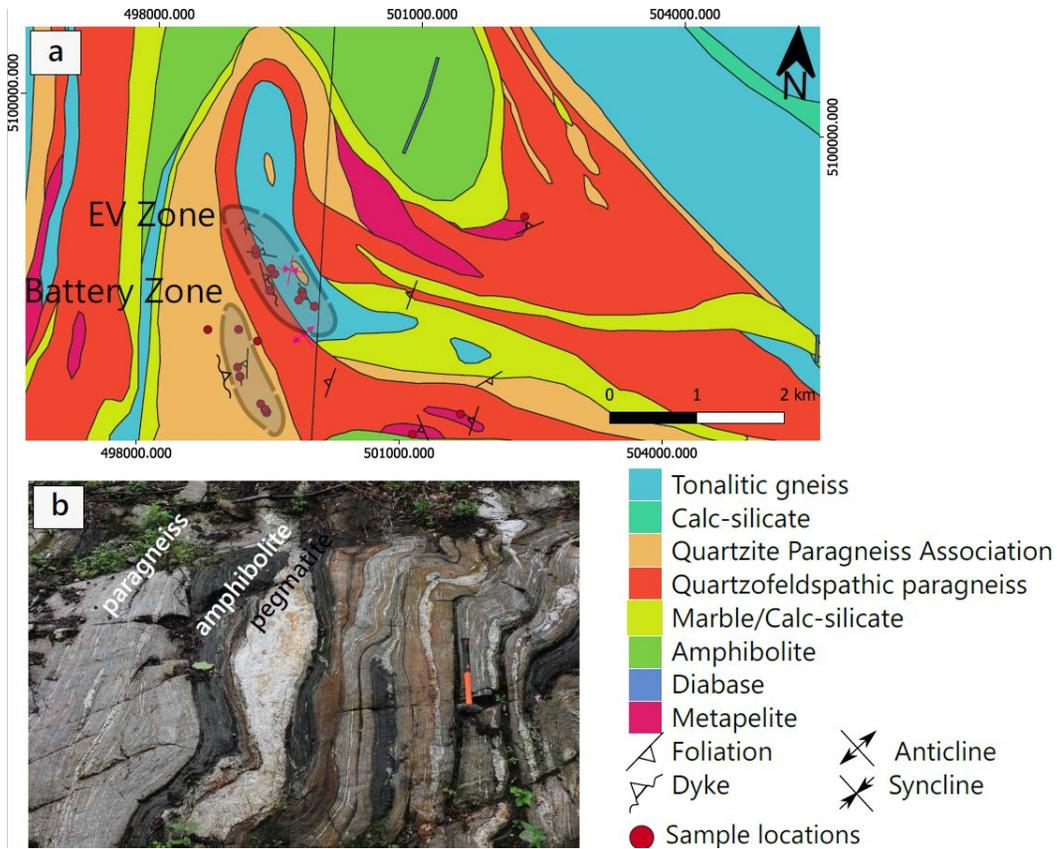


Figure 14 : A) Carte lithologique de la propriété de La Loutre. B) Paragneiss, pegmatite et amphibolite formés lors du métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites.

Pétrographie des roches hôtes

Roche calcosilicatée (zone de minerai à haute teneur)

Il s'agit du principal intervalle minéralisé dans les trous de forage, marqué par la teneur la plus élevée en carbone graphitique, atteignant jusqu'à 18,9 %. Cet intervalle comprend des couches interlitées de marbre riche en calcite et des couches quartzofeldspathiques. Les couches quartzofeldspathiques sont constituées de quartz et de plagioclase xénomorphe, sub-arrondis à arrondis, à grain fin, ainsi que de cristaux de pyroxène (diopside) arrondis. En revanche, le marbre est composé de calcite à gros grains. Le graphite est présent dans les deux lithologies, principalement sous forme de paillettes grossières (Figure 15A).

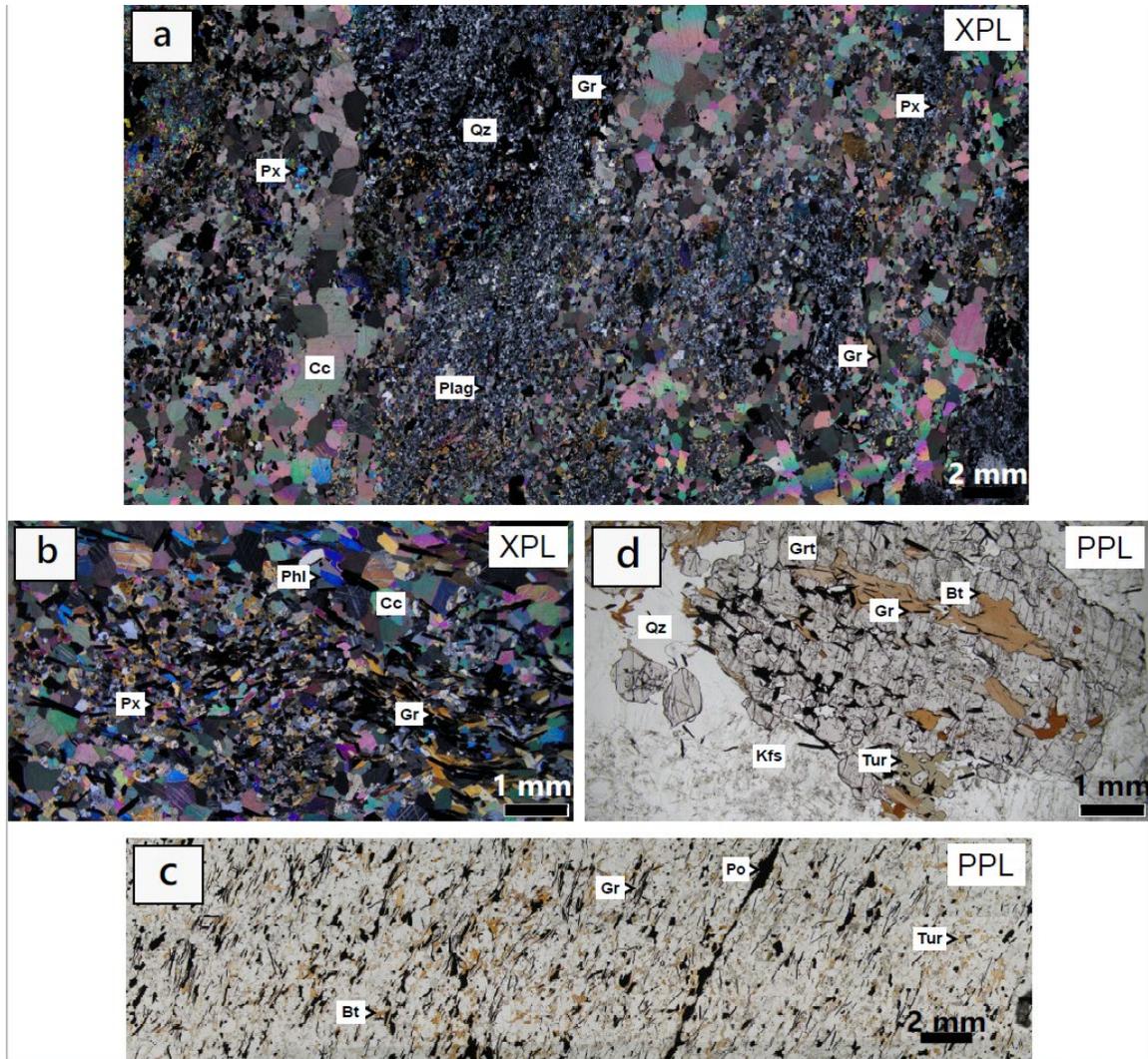


Figure 15 : Photomicrographies des échantillons du gisement de La Loutre. A) Roche calco-silicatée (zone de minerai à haute teneur). B) Marbre impur riche en phlogopite. C) Gneiss quartzofeldspathique riche en graphite. D) Métapélite grenat-sillimanite-biotite-graphite. Bt : biotite, Cc : calcite, Gr : graphite, Grt : grenat, Kfs : feldspath-K, Phl : phlogopite, Plag : plagioclase, Px : pyroxène, Qz : quartz, Tur : tourmaline).

Marbre impur

Cette unité est composée de calcite, de pyroxène, de phlogopite et d'olivine, avec des concentrations de carbone graphitique variant selon les échantillons de marbre. L'échantillon #9005-B2 (Figure 15B) contient de la phlogopite associée à du graphite, de la pyrite et de la pyrrhotite. Le graphite est disséminé dans l'ensemble de l'échantillon, avec une teneur en carbone atteignant jusqu'à 3 %. En revanche, l'échantillon #9005-B3 est riche en olivine, partiellement altéré en serpentine, et ne contient pas de graphite.

Gneiss quartzofeldspathique

Les principaux minéraux sont le quartz, le feldspath-K et la biotite, avec un peu de plagioclase. La roche est foliée et le graphite est présent le long de la foliation avec la biotite. La texture de cette roche est similaire à celle du gneiss quartzofeldspathique du gisement de Matawinie (par exemple, l'échantillon #5002-A3). La tourmaline et la titanite sont également présentes, bien que leur abondance varie. Par exemple, l'échantillon #9022A est plus riche en titanite, alors que la tourmaline est abondante dans l'échantillon #9004A4. Les paillettes de graphite peuvent être alignées parallèlement à la foliation (par exemple, l'échantillon #9004-A4) ou orientées de façon aléatoire (par exemple, l'échantillon #9022A), et peuvent atteindre jusqu'à 2 mm de longueur.

Grenat sillimanite biotite métapélite (métatexite)

Cette roche métapélitique contient un assemblage de quartz, de biotite, de plagioclase, de grenat, de sillimanite, de feldspath-K, de rutile, d'ilménite, de sulfures de Fe, de graphite et de tourmaline. Les feuilletts de biotite définissent la foliation principale. Les porphyroblastes de grenat sont enveloppés de sillimanite et de biotite. La minéralisation en graphite est moins importante dans cette unité et est principalement associée à la biotite, à la sillimanite et aux sulfures dans la matrice. Elle est localement concentrée dans des porphyroblastes de grenat (Figure 15D). L'ilménite est abondante, présente sous forme de petites inclusions dans les cœurs de grenat et associée au rutile dans la matrice. Des grains de quartz arrondis sont également présents dans les cœurs de grenat.

C. Gisement de graphite de Miller

Le troisième gisement examiné dans le cadre de cette étude est le gisement Miller, situé dans la partie sud-ouest du terrane de Morin. Ce site abrite neuf indices de graphite de surface à haute teneur et des disséminations plus larges de graphite à faible teneur dans des unités de marbre et de skarn (SGS Canada Inc., 2017 ; Figure 16A). Classé comme un gisement hydrothermal de graphite en amas et en veines, Miller se caractérise par des paillettes de graphite de haute qualité présentes dans des veines (Figure 16B), des amas et des bandes parallèles à la foliation (SGS Canada Inc., 2017).

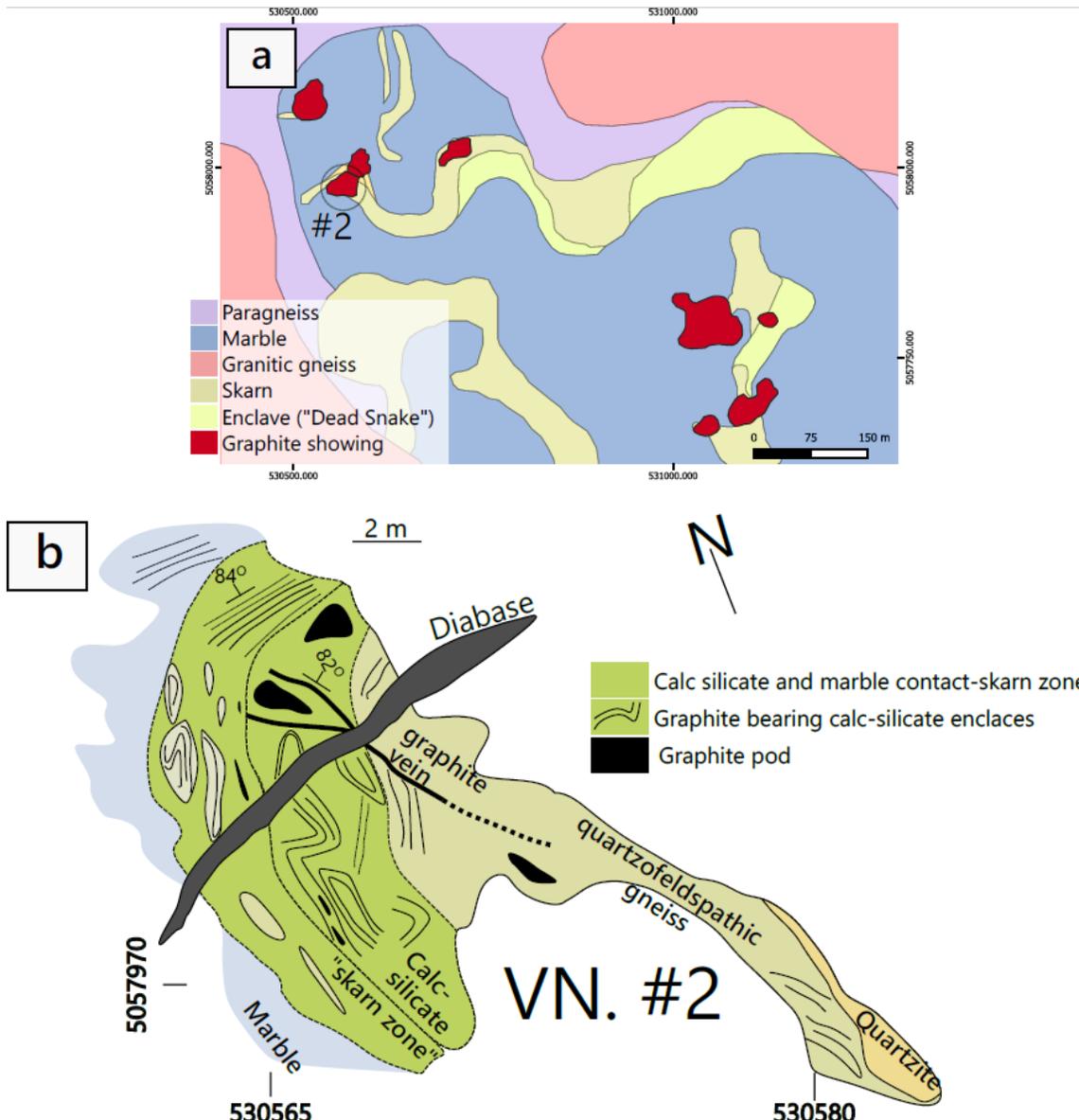


Figure 16 : A) Carte lithologique simplifiée du gisement de graphite de Miller (fourni par SL Exploration). B) Carte de l'indice Vn. #2.

Roche hôte et style de minéralisation

Gneiss calcosilicaté

La minéralisation en graphite se présente sous de multiples formes dans le gisement Miller. Les bandes rythmiques de cette roche sont définies par l'association de diopside et de graphite, produisant un aspect stratifié vert et blanc distinctif (Figure 17A). Les couches vertes contenant du graphite forment des bandes parallèles à la foliation (Figure 17B). Des paillettes de graphite grossières - atteignant des tailles de 1,5 mm - sont couramment

intercalées avec le diopside dans ces couches de couleur verte. La titanite est présente à la fois dans les couches riches en diopside et dans les couches quartzofeldspathiques. Cette roche hôte est interprétée comme un gneiss quartzofeldspathique impur ou un gneiss calcosilicaté selon l'abondance des bandes riches en diopside. Dans ce dernier cas, la roche a probablement été modifiée par le métamorphisme de haut grade impliquant la mobilité des éléments et l'interaction métasomatique entre le gneiss quartzofeldspathique et le marbre adjacent.

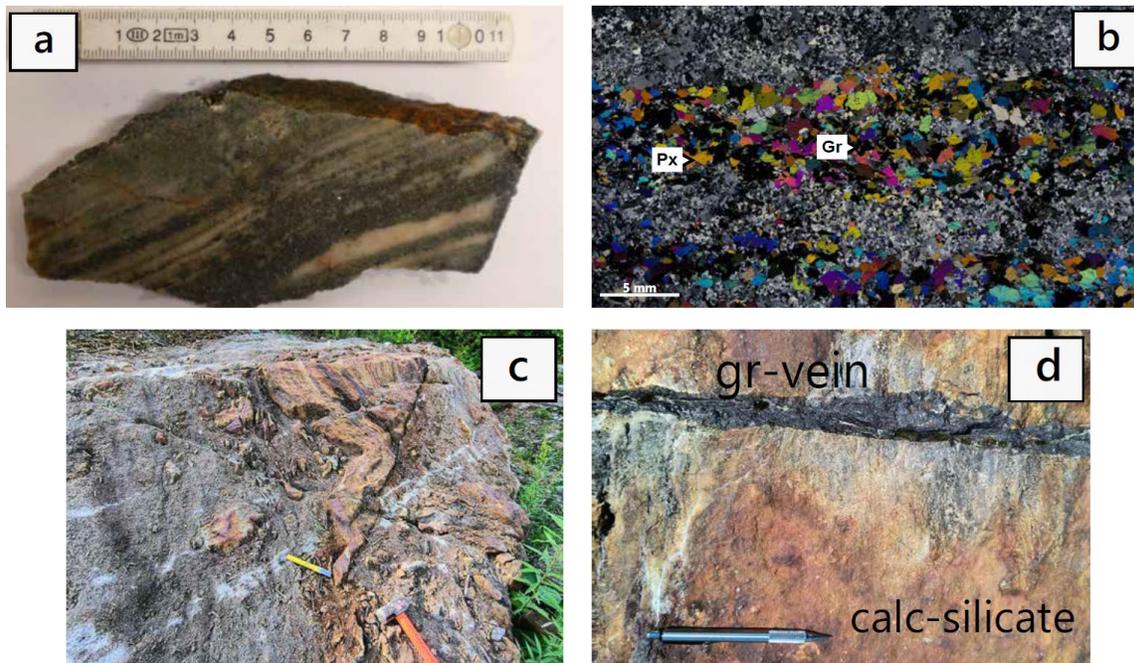


Figure 17 : Échantillons et affleurements du gisement de Miller. A) Gneiss quartzofeldspathique calcosilicaté prélevé près de la zone de contact/skarn. B) Photomicrographie montrant l'alternance de couches et l'association entre le diopside et le graphite. C) Gneiss quartzo-feldspathique calco-silicaté (beige-brun-rouille) fortement déformé dans la zone de skarn. D) veine de graphite.

Au contact du marbre, le gneiss calco-silicaté se transforme en une zone de skarn, où il est fortement déformé, plissé et boudiné (Figure 17C). Des amas de graphite se forment à l'intérieur et autour de ces couches plissées et s'étendent aux roches calco-silicatés environnantes. Des filons de graphite monominéralique semi-massif ou massif recoupent le gneiss dans la zone de skarn (Figure 17D). Ces filons, d'une épaisseur typique de ~10 cm, présentent des paillettes de graphite de taille variable, mais contiennent les paillettes les plus grandes parmi les trois gisements étudiés, atteignant jusqu'à 2 cm.

Quartzite

Le quartzite de la région de Miller est généralement impur et contient un peu de calcite, de diopside, de titanite et de graphite disséminé. Il s'agit de la roche hôte la moins importante pour le graphite, avec peu ou pas de minéralisation observée.

Marbre

Le marbre contient du graphite en association avec de la calcite, du diopside et un peu de titanite. Dans les zones de déformation où des amas ou des veines sont présentes, le marbre localise la déformation et contient des enclaves de gneiss calco-silicaté. Ces zones sont marquées par des grains de calcite plus fins et alignés (par exemple, l'échantillon #7008E). Dans les zones moins déformées, comme l'échantillon #7002D, la calcite recristallisée présente des grains plus grossiers, entre lesquels le graphite est disséminé.

D. Conclusions préliminaires

Le graphite est présent dans diverses roches hôtes et sa concentration varie en fonction de la lithologie. Les observations pétrographiques et de terrain révèlent des styles de minéralisation distincts dans les gisements étudiés. Dans le gisement de Matawinie, les données texturales indiquent une histoire prolongée de formation du graphite ou probablement une minéralisation en plusieurs étapes. La fusion partielle et/ou la remobilisation hydrothermale sont interprétées comme ayant joué un rôle dans cette paragenèse complexe, contribuant à la redistribution et à la recristallisation du graphite au cours du métamorphisme de haut grade. La minéralisation de graphite à La Loutre semble être fortement contrôlée par la lithologie, avec des concentrations élevées observées dans les roches calcosilicatées, et des concentrations comparativement plus faibles dans le marbre et le gneiss quartzofeldspathique.

À Miller, la distribution spatiale des veines, des amas et des bandes de graphite parallèles de la foliation, ainsi que les assemblages de minéraux de gangue associés, suggèrent que la minéralisation est étroitement liée aux processus de déformation et de skarnisation se produisant à l'interface entre les unités riches en silice et les unités calcaires. Bien que ces observations soulignent l'importance des contrôles structuraux et lithologiques, on ne sait toujours pas si la formation du graphite - qu'il soit concentré dans des amas ou qu'il

se présente sous forme de veines ou de bandes le long de la foliation - résulte d'un seul événement minéralisateur ou de plusieurs stades.

A. Références

Allaire, A., Cassoff, J., Martel, B.-O., Fortier, S., Camus, Y., 2022. NI-43-101 Technical Feasibility Study Report for The Matawinie Mine and Bécancour Battery Material Plant Integrated Graphite Projects, Bécancour, Québec, Canada, 2022, 548 pp.

Davidson, A. (1998). An overview of Grenville Province geology, Canadian shield. Geological Society of America, chapter 7.

Davis, W.D., & Nantel, S., 2016 – Datations U-Pb dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2016-04, 52 pages.

Corriveau, L., (2013) Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé; Corriveau, Commission géologique du Canada, Bulletin no. 586, 264p.

Indares, A., & Dunning, G. (1997). Coronitic metagabbro and eclogite from the Grenville Province of western Quebec: interpretation of U–Pb geochronology and metamorphism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(7), 891-901.

Iund, M., Perron, M., Boudreau, S., Roy, P., 2023. Rapport technique NI 43-101 et mise à jour de l'estimation des ressources minérales du projet La Loutre, Québec, Canada.

Mole, D. R., Thurston, P. C., Marsh, J. H., Stern, R. A., Ayer, J. A., Martin, L. A. J., & Lu, Y. J. (2021). The formation of Neoproterozoic continental crust in the south-east Superior Craton by two distinct geodynamic processes. *Precambrian Research*, 356, 106104.

Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Augland, L. E., & David, J. (2015). *Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville)*. Direction générale de Géologie Québec. Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. RG 2015-04, 59 pp.

Nantel, S., 2008 – Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2008-04, 20 pages, une carte à l'échelle 1/100 000.

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.

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.

Peck, W. H., & Quinan, M. P. (2022). New age constraints on magmatism and metamorphism in the Morin terrane (Grenville Province, Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 59(4), 232-242.

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., Martignole, J., 2012. The Grenville Orogen - A post-LITHOPROBE perspective, Chapitre 3. In : Percival, J.A.,

Cook, F.A., Clowes, R.M. (Eds.), Tectonic Styles in Canada : the LITHOPROBE Perspective. Association géologique du Canada, document spécial 49, 97-236.

Rivers, T. (2015). Tectonic setting and evolution of the Grenville Orogen: An assessment of progress over the last 40 years. *Geoscience Canada*, 42(1), 77-124.

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.

Rubatto, D. (2017). Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 83(1), 261-295.

SGS Canada Inc. 2022. NI 43-101 Technical Report for the Mineral Resources Estimation of the Miller Project, Grenville Quebec, Canada Carbon Inc.

Schneider, D. A., Cope, N., & Holm, D. K. (2013). Thermochronology of the Mont Laurier terrane, southern Canadian Grenville Province, and its bearing on defining orogenic architecture. *Precambrian Research*, 226, 43-58.

Vermeesch, P. (2013). Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341, 140-146.

Vermeesch, P. (2021). Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, 12(2), 843-850.

Wodicka, N., Corriveau, L., & Stern, R. A. (2004). SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy Gneiss complex: Evidence for circa 1.39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Quebec. *Memoirs-Geological Society of America*, 243-266.

Zimmermann, U., Andersen, T., Madland, M. V., & Larsen, I. S. (2015). The role of U-Pb ages of detrital zircons in sedimentology—An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation. *Sedimentary Geology*, 320, 38-50.