

## MB 2023-05

Âge et sources des magmas à l'origine d'une pegmatite granitique à allanite enrichie en éléments de terres rares (indice Blanchette) dans la région du Haut-Saint-Maurice (Grenville central)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence

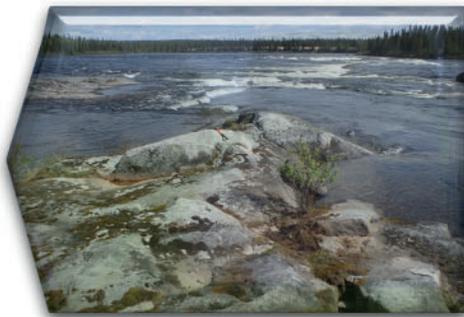


*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## **Âge et sources des magmas à l'origine d'une pegmatite granitique à allanite enrichie en éléments de terres rares (indice Blanchette) dans la région du Haut-Saint-Maurice (Grenville central)**

Samuel Coulombe, Bertrand Rottier, Abdelali Moukhsil et Jeffrey Marsh

MB 2023-05

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.

# Âge et sources des magmas à l'origine d'une pegmatite granitique à allanite enrichie en éléments de terres rares (indice Blanchette) dans la région du Haut-Saint-Maurice (Grenville central)

Présenté par

Samuel Coulombe<sup>1</sup>, Bertrand Rottier<sup>1</sup>, Abdelali Moukhsil<sup>2</sup> et Jeffrey Marsh<sup>3</sup>

1. Département de Géologie et Génie Géologique, Université Laval, Québec, Canada

2. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Direction de l'acquisition des connaissances géoscientifiques du Québec

3. Mineral Exploration Research Center, Laurentian University, Sudbury, Canada

Rapport d'avancement des travaux de maîtrise présenté au

**Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles**



Mots clefs : Grenville, Pegmatite, ETR, allanite, zircons, U-Pb et Hafnium

Avril 2023

# Résumé

La Province de Grenville présente un grand potentiel pour les minéralisations en éléments de terres rares (ETR). Dans la région de La Tuque, ces minéralisations se divisent en deux catégories : (1) les minéralisations associées à des magmas alcalins telles les suites intrusives de Toad et de Rhéaume et (2) les minéralisations associées à des pegmatites granitiques (p. ex. Bardy, Lac du Relais, Blanchette). Les mécanismes de formation et la source des magmas de ces pegmatites enrichies en ETR demeurent toutefois peu compris.

Cette étude porte sur l'indice Blanchette-1 situé à 25 km au nord-est de La Tuque. Cet indice consiste en un dyke de pegmatite de 2 m de large, riche en ETR (> 2,7 % TR totales, principalement légères) encaissé dans les paragneiss migmatitisés du Complexe de Wabash. La minéralisation en ETR est distribuée inégalement au sein du dyke et se concentre principalement au sein d'une zone métrique riche en allanite (jusqu'à 5 à 10 % de la roche), le principal porteur des ETR. Ce projet vise à déterminer la source du magma et l'âge de mise en place de cette pegmatite riche en ETR pour mieux caractériser cet événement minéralisateur et sa relation avec l'évolution géodynamique de la Province de Grenville.

Pour caractériser la source du magma à l'origine du dyke de pegmatite riche en ETR et le comparer aux intrusions environnantes, les âges des zircons de quatre échantillons (U-Pb, méthode LA-ICP-MS) ont été déterminés en combinaison avec leurs signatures isotopiques en hafnium et leurs compositions en éléments en traces : (1) la Syénite de Toad représentant l'intrusion alcaline riche en ETR la plus proche de la pegmatite de Blanchette ( $1008 \pm 3$  Ma); (2) le dyke de pegmatite de Blanchette lui-même ( $1061 \pm 6$  Ma) et (3) deux injections granitiques ( $1062 \pm 6$  Ma et  $1078 \pm 3$  Ma). Les âges montrent que les minéralisations en ETR associées aux syénites et aux pegmatites sont associées à deux événements distincts. La pegmatite et les deux injections granitiques contiennent une quantité importante de zircons hérités présentant des âges compris entre 1100 et 1500 Ma. La composition isotopique de l'hafnium des zircons non hérités (magmatiques) de la pegmatite et des injections granitiques est de  $\sim 4 (\pm 2) \epsilon\text{Hf}_{(1060-1070)}$ . La signature  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  des zircons hérités montre une croissance linéaire avec les âges de cristallisation jusqu'à des

valeurs de +13. Ces résultats sont compatibles avec une évolution isotopique d'un magma d'origine mantellique (manteau appauvri) formé à  $1400 \pm 100$  Ma issus de la fusion partielle d'une seule source crustale sans apport mantellique durant 350 Ma. La source possible de ce magma serait les gneiss granitiques de la Suite plutonique de Vermillon, ce qui indique que la composition de la source (roches sédimentaires ou ignées) n'est pas un critère clef pour la formation de pegmatites riches en ETR dans le Grenville central.

# Table des matières

Résumé.....	1
I. Introduction.....	3
II. Contexte géologique .....	4
Géologie générale .....	4
Géologie Régionale.....	6
Géologie de la région de La Tuque.....	6
Complexe de Wabash .....	7
Suite de Vermillon .....	7
Suite de Roc .....	8
Suites intrusives syénitiques .....	8
Autres injections .....	8
Minéralisation en ETR dans le Grenville central.....	9
Pegmatites.....	9
Intrusions alcalines et carbonatites .....	9
III. Méthodologie .....	10
Géochimie.....	10
Sélection des échantillons .....	10
Analyses géochimiques de roche totale .....	10
Micro-XRF.....	11
MEB et microsonde électronique.....	11
Analyses des zircons .....	11
IV. Résultat .....	13
Description de terrain et pétrographie.....	13
Description de l’affleurement principal de Blanchette .....	13

Échantillonnage régional .....	15
Géochimie roche total .....	16
Géochimie des roches magmatiques .....	16
Enrichissement en ETR dans les pegmatites .....	18
Zonation géochimique de la pegmatite de Blanchette .....	20
Chimie minérale.....	21
Chimie de la biotite et des amphiboles dans les pegmatites et les injections granitiques .....	21
Chimie des allanites dans les pegmatites granitiques .....	24
Analyses des Zircons .....	26
Datations .....	26
Isotopes d’Hafnium.....	31
Signatures des éléments traces.....	33
V. Discussion.....	36
Évènement minéralisateur en ETR (syénite vs pegmatite).....	36
Source des magmas de blanchette et lien avec la géodynamique du Grenville.....	37
Lien entre les injections granitiques et la pegmatite riche en ETRs et l’implication pour la datation du métamorphisme et de la déformation.....	37
Source des magmas, implication pour la génération de magmas riche en ETRs et liens avec l’évolution géodynamique du Grenville.....	38
Les terres rares au sein de l’intrusions.....	40
VI. Conclusion .....	41
Références.....	v

Figure 1: Carte géologique de la Province du Grenville et localisation de la zone d'étude, modifiée de Moukhsil et El Bourki (2021). BG2021-02 de Girardville voir examine,..... 6

Figure 2: Géologie régionale de la zone d'étude. Localisation de la pegmatite de Blanchette et de la Syénite de Toad..... 7

Figure 3: Lithologies de l'affleurement de Blanchette. A) Paragneiss migmatisé. B) Injection granitique à faciès rose. C) Dyke de pegmatite de Blanchette. D) Zone fortement minéralisée riche en ETR..... 15

Figure 4: Composition chimiques des roches magmatiques. A) TAS des roches plutoniques. B) Saturation d'aluminium. C) Signature des éléments traces normalisés sur le manteau primitif. D) Signature des éléments de terres rares normalisés sur la chondrite C1..... 18

Figure 5: Diagramme présentant la géochimie des pegmatites (A) Somme ETR vs SiO<sub>2</sub>. (B) Somme ETR vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. (C) Somme ETR vs Perte au feu. (D) Somme ETR vs Tantale. (E) Somme ETR vs Thorium. (F) Somme ETR vs Zircon. (G) Somme ETR vs Hafnium. .... 19

Figure 6: Analyses de microsonde des amphiboles. A) Diagramme moustache des températures de cristallisation des amphiboles. B) Fugacité d'oxygène du magma lors de la cristallisation des amphiboles. (C) Mg# vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. (D) Mg# vs Cl. (E) MG# vs températures (F) Mg# vs fugacité d'oxygène ( $\Delta$ NNO) ..... 23

Figure 7: Analyses de microsonde des biotites. (A) Mg# vs TiO<sub>2</sub>. (B) Mg# vs Cl. (C) Mg# vs MnO. (D) Mg# vs F) ..... 24

Figure 8 : Analyses de microsonde des allanites. (A) Photo en lumière transmise d'une allanite zonée de l'échantillon 21-SC-4007-C12. (B) Imagerie au MEB de cette même allanite. (C) Diagramme de la somme des ETR mesurée à la microsonde en fonction du SiO<sub>2</sub> (wt.%). (D) Diagramme de la somme des éléments analysés par la microsonde en fonction du SiO<sub>2</sub> (wt.%). .... 26

Figure 9: Géochronologie des zircons de la Syénite de Toad 21-SC-4000-A1. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente..... 27

Figure 10: Géochronologie des zircons de l'injection granitique 21-SC-4006-B1. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente..... 29

Figure 11: Géochronologie des zircons de l'injection granitique 21-SC-4007-C3. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente..... 30

Figure 12: Géochronologie des zircons de la pegmatite de Blanchette 21-SC-4007-C10. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente..... 31

Figure 13: Signature isotopique d'hafnium et âge de cristallisation des zircons. Les zircons hérités (>1103 Ma) suivent une évolution crustale d'un ratio  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,01, permettant d'approximer un âge modèle de  $1400 \pm 100$  Ma. .... 33

Figure 14: Éléments traces des zircons. A) Spectre des terres rares normalisés sur les valeurs chondritiques C1 où les lignes plus épaisses représente le spectre moyen de la lithologie. B) Ratio Yb/Dy en fonction des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . C) Diagramme en moustache des températures de cristallisation des zircons. D) Diagrammes en moustache du  $\Delta\text{NNO}$  des magmas. .... 35

Figure 15: Diagramme d'estimation par noyau des 3 injections et isotopes d'hafnium. (A) Injection granitique 21-SC-4006-B1. (B) Injection granitique 21-SC-4007-B3. (C) Pegmatite de Blanchette 21-SC-4007-C10. (D) Isotopes d'hafnium sur zircon en fonction des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ..... 38

# I. Introduction

En mars 2019, le gouvernement du Québec présente son Plan québécois pour la valorisation des minéraux critiques et stratégiques 2020-2025. Ce plan a pour but de soutenir financièrement les projets portant sur une liste de substances minérales de nature indispensable dans les secteurs clefs de l'économie québécoise ou caractérisés par leurs enjeux politiques entre les puissances mondiales (Gouvernement du Québec, 2020). Parmi les minéraux stratégiques, on retrouve les éléments des terres rares (ETR). Les ETR sont principalement utilisés dans le secteur des énergies renouvelables et de la haute technologie. Les gisements et indices d'ETR se retrouvent principalement dans des carbonatites, des complexes alcalins, des gisements IOCG (Iron Oxyde Copper Gold) et des pegmatites granitiques. Des travaux antérieurs ont montré que la Province géologique de Grenville présente un potentiel important en minéralisation d'ETR.

Ce projet de Maitrise réalisé en partenariat avec le MRNF (Ministère des Ressources naturelles et des Forêts) vise à améliorer les connaissances géologiques sur la source des magmas ainsi que sur les processus magmatiques menant à la formation des pegmatites enrichies en ETR au sein de la partie centrale du Grenville. Il existe actuellement une absence de consensus sur les processus et la source magmatique à l'origine des pegmatites enrichies en ETR aux seins des terrains métamorphiques de haut grade (amphibolite supérieure à granulite), dont la Province de Grenville fait partie. Ce manque de compréhension rend difficile l'établissement d'un modèle de formation pour les pegmatites riches en ETR grenvillienne. Les modèles généraux de formation d'un magma silicaté enrichi en ETR sont (1) une différenciation extrême de magmas alcalins formant des systèmes intrusifs majoritairement de composition syénitiques; (2) un faible taux de fusion partielle des métasédiments (Turlin et al., 2019); (3) une différenciation extrême d'un large volume de magma issus de la fusion partielle des métasédiments formant des intrusions de type S. Le dernier modèle semble le moins cohérent, car peu d'intrusions granitique de type S ont été documenté dans la Province de Grenville et aussi en raison du fait que les pegmatites à métaux rares associées à ce type de magmas sont généralement de type LCT (Černý, P., 1991), soit riche en Li, Cs et Ta, mais peu enrichis en ETR.

Afin de cerner le contexte géodynamique propice à la formation des magmas à l'origine des pegmatites minéralisées en ETR dans la partie centrale du Grenville, l'étude porte sur l'indice Blanchette, une des pegmatites les plus enrichies en ETR de cette province géologique, avec des teneurs d'environ 2,7 % d'ETR, principalement contenus dans l'allanite. Cet indice est situé dans la région de La Tuque (feuillet 31P11) et a été cartographié en 2016 par l'équipe du ministère menée par Abdelali Moukhsil (Moukhsil et Côté, 2017).

Ce projet de recherche se divise en trois grands axes : (1) la caractérisation géochimique des intrusions de la région tel la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette, les injections granitiques adjacentes, les suites syénitiques et les autres dykes de pegmatites de la zone d'étude (2) la caractérisation pétrographique et minéralogique afin de qualifier la minéralisation en ETR et les minéraux accessoires associés et (3) définir la sources et les processus à l'origine de l'enrichissement en ETR en contraignant les intrusions dans le temps par datation U-Pb, en utilisant les isotopes d'hafnium comme traceur de la source des magmas et les éléments traces des zircons comme thermomètre et oxybaromètre.

## II. Contexte géologique

### Géologie générale

La zone d'étude se situe dans la partie centrale de la Province géologique de Grenville (le Grenville). Le Grenville est une ceinture orogénique mésoprotérozoïque du Bouclier canadien s'étendant du sud du Québec jusqu'à l'est de l'Ontario. Le Front de Grenville sépare cette province géologique de la province du Supérieur au Nord par une discontinuité majeure marquée par une importante zone de fracture et de mylonitisation (Rivers et al., 1989). On retrouve au Sud du Grenville la province des Appalaches et les Basses-Terres du Saint-Laurent. Le Grenville au Québec est géographiquement subdivisé en 3 secteurs : la partie ouest s'étend de Trois-Rivières jusqu'à la frontière avec l'Ontario, la partie est occupe la région de Sept-Îles jusqu'au Labrador et le Grenville central comprend le territoire entre les deux, soit de Sept-Îles à l'est jusqu'à Trois-Rivières à l'Ouest (Moukhsil et Solgadi, 2018). Le Grenville est subdivisé en deux zones : la ceinture allochtone et la

ceinture parautochtone. Ces deux zones sont séparées par une grande faille de chevauchement NE-SW nommée la Zone de charriage de l'Allochtone (Allochtone Boundary Thrust, ABT, par ex. Rivers, 2012). Le Parautochtone au nord de l'ABT contient des roches supracrustales (surtout des gneiss) archéennes à paléoprotérozoïques métamorphisés ayant enregistré la déformation et le métamorphisme au faciès schiste vert à granulite de la phase Rigolet de 1005 à 980 Ma. (Rivers et al., 1997; Rivers, 2012). L'Allochtone, au sud de l'ABT, est représentée par des roches paléoprotérozoïques à mésoprotérozoïques métamorphisées principalement au faciès amphibolite à granulite. Ces roches ont été transportées sur une grande distance par la zone de charriage lors de l'orogène (Rivers et al. 1989; Rivers 2012; Indares, 2020).

Le Grenville s'est formé par l'accrétion de matériel par de multiples collisions continentales orogéniques (Rivers, 2012). L'évolution du Grenville est divisée en 3 épisodes de raccourcissement crustal par Gower et Krogh (2002). La première phase est marquée par la formation d'un bassin de marge continental suivi de la destruction de celui-ci par l'accrétion d'un arc magmatique formé par une zone de subduction à pendage Sud et de courte durée. L'arrêt de la subduction marque le début d'une marge continentale passive. Cette phase combine les événements pré-Labradoriens plus vieux que 1710 Ma ainsi que les événements labradoriens de 1710 à 1600 Ma (Gower et Krogh, 2002). La 2e phase s'étend de 1600 à 1230 Ma et comprends la fin de la marge passive (1520 Ma), la construction d'un arc continental lors du cycle orogénique pinwarien (1520–1460 Ma) ainsi que le magmatisme elsonien (1460–1230 Ma) qui se caractérise par des magmas mafiques et anorthositiques et a été causé par la subduction de la plaque du front sous la racine paléoprotérozoïque du Torngat. La troisième phase de 1230 à 955 Ma rassemble l'orogène elzevirien (1230 à 1180 Ma), le magmatisme anorthositique de l'arrière-arc de la marge Laurentia post-elzevirienne (1180 à 1120 Ma), la collision continentale grenvillienne (1080–980 Ma), et enfin du magmatisme post-grenvillien (985 à 955 Ma) marquant la fin de l'évolution orogénique (Gower et Krogh, 2002).

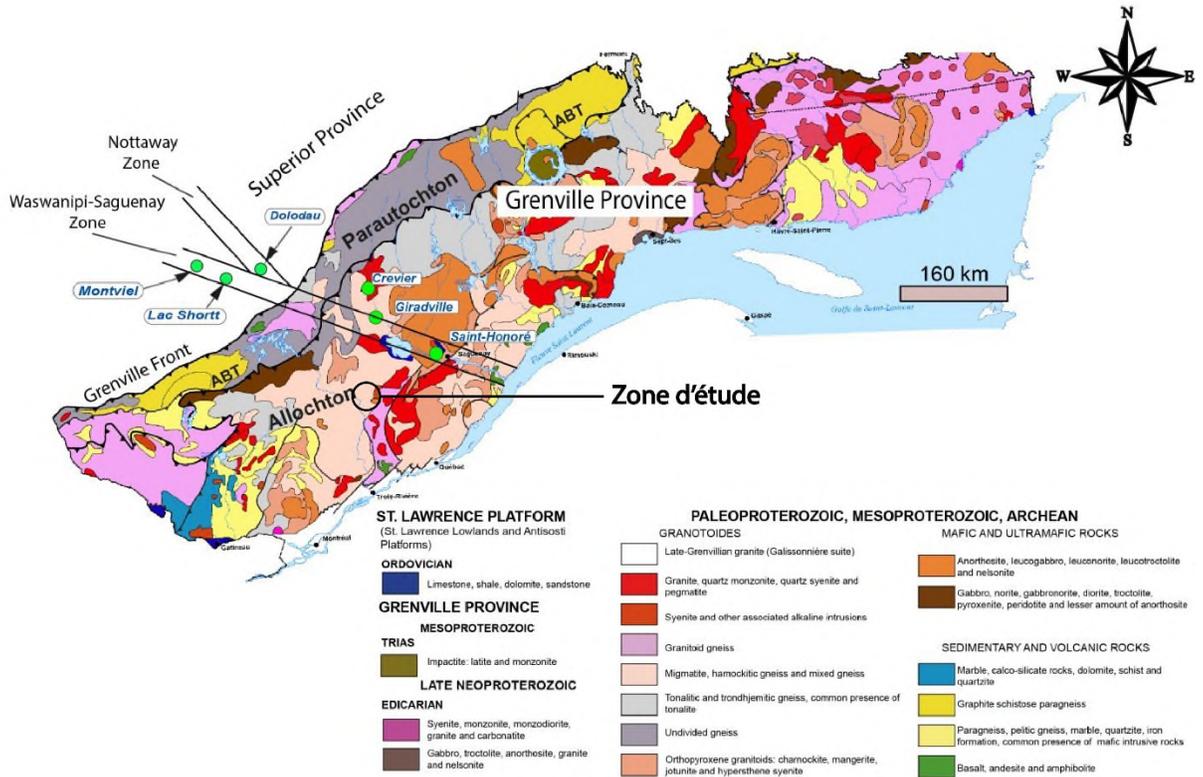


Figure 1: Carte géologique de la Province du Grenville et localisation de la zone d'étude, modifiée de Moukhsil et El Bourki (2021). BG2021-02 de Girardville voir examine,

## Géologie Régionale

### *Géologie de la région de La Tuque*

La zone d'étude se situe à 30 km au NW de la ville de La Tuque dans la région du Haut St-Maurice. Ce territoire s'étend sur la partie Ouest de la ceinture allochtone du Grenville central. Les unités géologiques sont constituées essentiellement d'un socle de suites plutoniques d'âge labradorien (1710 à 1600 Ma) à pinwarrien (1520 à 1450 Ma) et métamorphisées au faciès des granulites, celui-ci injecté par des suites intrusives d'âge elsonnien (1450 à 1230 Ma). Ces unités sont surplombées de métasédiments généralement migmatitiques originaires d'un bassin elzévirien (1230 à 1180 Ma). La région comporte également des intrusions de composition gabbroïque à syénitiques, attribuées à un âge grenvillien (1080 à 985 Ma) à post-grenvillien (<985 Ma) ainsi que de multiples dykes de pegmatite à composition granitique dont certains sont enrichis en ETR (Moukhsil et Côté, 2017). Les principales unités présentent dans la zone d'étude sont décrites ci-dessous (Fig. 2).



Figure 2: Géologie régionale de la zone d'étude. Localisation de la pegmatite de Blanchette et de la Syénite de Toad.

### **Complexe de Wabash**

Les métasédiments du Complexe de Wabash se caractérisent principalement par une séquence de paragneiss migmatitisés à graphite et biotite. On y retrouve également des niveaux de quartzite, de marbre calcitique et dolomitique, d'amphibolite, de grenatite ainsi que de rares formation de fer silicatés. Les niveaux de paragneiss migmatitisés peuvent atteindre jusqu'à 50 % de mobilisat, et celui-ci est composé de quartz, feldspaths, biotite, orthopyroxènes et clinopyroxènes (Moukhsil et Côté, 2017). Des datation U-Pb des zircons détritiques provenant de deux quartzites a permis d'obtenir des âges maximaux de déposition de  $1204 \pm 12$  Ma (Moukhsil et al., 2015) et de  $1309 \pm 38$  Ma (Papapavlou et al., 2022). Néanmoins l'âge maximal de déposition obtenue par Moukhsil et al. (2015) est relativement imprécis en raison de la présence de nombreux zircons interprétés comme métamorphique et ayant des âges entre  $\sim 960$  Ma et 1160 Ma.

### **Suite de Vermillon**

La Suite plutonique de Vermillon est composée principalement de gneiss mafiques à felsiques et d'intrusions de charnockite, avec une quantité mineure d'enderbite, granite, granite à feldspath alcalin, jotunite et monzodiorite quartzifère. Ces roches présentes une signature géochimique métalumineuse, les rattachant à un granite de type I (Moukhsil et

al., 2017). La Suite plutonique de Vermillon n'a pas été datée, mais l'échantillon de géochronologie initialement attribué à la syénite de Toad semble cohérent avec l'âge du socle dans la région. Cet échantillon de syénite à orthopyroxène est localisé à proximité de la zone d'étude (21,5 Km à l'ouest-sud-ouest) et une datation des zircons par LA-ICP-MS de cet échantillon indique un âge magmatique de  $1416 \pm 8$  Ma, interprété comme celui de Vermillon et un âge métamorphique (ou de remobilisation) de  $1083 \pm 5$  Ma (David, 2018).

### ***Suite de Roc***

La Suite de Roc est constituée de gabbronorites et de gabbros foliés, par endroit riche en oxydes de fer-titane et apatite. On retrouve ces roches de composition mafique à ultramafique sous forme d'intrusion, de dyke et de lambeaux, recoupant toutes les roches de la Suite plutonique de Vermillon et celles du Complexe de Wabash. Une datation U-Pb a livré un âge métamorphique de  $1012 \pm 1$  Ma (Moukhsil et al., 2015). De plus, des lambeaux de roches appartenant au Complexe de Wabash sont localement visibles dans ces intrusions (Moukhsil et Côté, 2017).

### ***Suites intrusives syénitiques***

La zone d'étude présente plusieurs séries d'intrusion alcaline. Les principales de la région sont les suites intrusives de Rhéaume, de Wémotaci, de Toad et de Veillette. Leurs compositions varient de syénite à syénite quartzifère et ces intrusions alcalines présentent généralement un enrichissement en ETR, principalement légers (Moukhsil et al., 2017). L'âge de cristallisation des suites de Rhéaume et de Wémotaci sont respectivement de  $1019 \pm 2$  Ma et de  $1021 \pm 6$  Ma (Côté et al., 2018). Les suites syénitiques ne sont pas affectées par la déformation régionale.

### ***Autres injections***

Les unités précédentes, mis à part les suites intrusives syénitiques, sont tous recoupées par des dykes à dimensions et directions variable d'aplite et de pegmatites granitiques. Ces injections ne sont généralement pas déformées. Parmi les dykes de pegmatite, certains présentent un enrichissement en ETR (Moukhsil et al., 2017). Une première analyse des zircons sur le dyke pegmatitique minéralisé en ETR de Blanchette a obtenu un âge de cristallisation imprécis de  $1085 \pm 31$  Ma (Papapavlou et al., 2018), mais cet âge sera revisité dans ce rapport.

## Minéralisation en ETR dans le Grenville central

### *Pegmatites*

Le potentiel en ETR du Grenville central est souligné entre autres par les pegmatites granitiques riches en ETR du Lac Okaopéo. Une campagne de cartographie dirigée par Moukhsil et al. (2014) dans la région du Lac Okaopéo a permis l'identification de 7 dykes pegmatitiques à composition granitique présentant un enrichissement en ETR, principalement légères, de 1418 à 9242 ppm. Cette minéralisation est contenue dans l'allanite et la monazite. Deux de ces dykes granitiques ont été datées par U-Pb sur la monazite et les âges obtenus sont  $996,7 \pm 5,3$  Ma et  $1005,4 \pm 4,4$  Ma. Ces dykes sont injectés dans des paragneiss migmatitisés et des complexes métaplutoniques (Turlin et al., 2017; 2019). D'autres auteurs tels Lentz (1996) et Écrit (2005) ont documenté plusieurs emplacements du Grenville Ouest présentant des pegmatites avec un enrichissement en U, Th et REE, mais la source des magmas ayant formés ces pegmatites riches en métaux rares n'est pas unanime. Turlin et al. (2019) proposent que les dykes granitiques de pegmatites enrichies en ETR du Lac Okaopéo aient été formées par l'injection d'un magma issu de la fusion partielle des métasédiments de la ceinture parautochtone. L'application de ce modèle pour les pegmatites riches en ETR dans la région de La Tuque est problématique, car le parautochtone devrait être absent dans cette région, même sous l'allochtone. (Rivers, 2012)

### *Intrusions alcalines et carbonatites*

Dans le Grenville, on retrouve également des minéralisations en ETR associées à des intrusions alcalines. Les intrusions alcalines sont abondantes dans la Province de Grenville dû au magmatisme grenvillien (1090 à 980 Ma, Rivers, 2012) et post-grenvillien (<980 Ma). Par exemple, le complexe alcalin de Kipawa, situé dans le Grenville Ouest, est un projet notable en ETR. Il s'agit d'une intrusion de syénite métamorphisée au grade d'amphibolite supérieur. Les minéraux à terres rares sont l'eudialite, l'ytrotitanite et la britholite (Simandl, 2014; Currie et Van Breemen, 1996). La zone principale de minéralisation fait 10-30 m de large, s'étends sur 1300 m et est enrichie principalement en éléments de terres rares lourds (Camus et Laferrère, 2010). Dans la région du Haut St-Maurice Côté et al. (2018) a documenté des minéralisations riches en ETR associées aux

syénites de Bourguet, de Rhéaume et de Toad. Ces minéralisations sont directement liées au magmatisme alcalin affectant la région entre 1040 Ma and 1000 Ma (Augland et al., 2017; Coté et al., 2018). La minéralisation est principalement contenue dans de l'allanite-Ce magmatique disséminé dans les syénites.

En plus de ces indices riches en ETR associés au magmatisme alcalin d'âge Grenvillien, des concentrations significatives de ETR sont présentes au sein de la carbonatite du Complexe de St-Honoré située dans le Saguenay qui s'est formée à  $582.2 \pm 1,8$  Ma (Néron et al., 2018). Cette carbonatite est actuellement exploitée pour le Niobium par la mine de Niobec. La minéralisation en ETR n'est pas actuellement exploitée malgré la présence de ressource estimée à 1058.6 Mt at 1.75% ETR (Néron et al., 2018).

### III. Méthodologie

#### Géochimie

##### *Sélection des échantillons*

Un total de 34 échantillons a été récoltés. Ces échantillons ont permis de produire 34 lames minces polies et 29 analyses géochimiques de roche totale. Puisque l'enrichissement en ETR dans les pegmatites est généralement associé aux intrusions alcalines ou à la fusion partielle de métasédiments, la suite syénitique de Toad, le paragneiss du Complexe de Wabash et son mobilisat ont été échantillonné. Parmi les différentes intrusions échantillonnées, on note le dyke de pegmatite minéralisée de Blanchette, les pegmatites environnantes, les injections granitiques apparentées au mobilisat dans le paragneiss et les dykes d'aplite (nombre d'échantillon par lithologie en annexe). Les échantillons ont été sélectionnés en fonction des différents faciès observables sur le terrain et les zonations minéralogiques, tout en priorisant un niveau d'altération faible. Toutefois, dû à la grande taille de grain des échantillons pegmatitiques, l'hétérogénéité minéralogique peut affecter la représentativité des analyses géochimique de roche totale.

##### *Analyses géochimiques de roche totale*

Les analyses géochimiques de roche totale ont été réalisées par Actlabs. La préparation des échantillons comprend le nettoyage, le séchage, le broyage jusqu'au tamisage à 2 mm, puis

la réduction en poudre jusqu'à atteindre un grain de 95 à 105  $\mu\text{m}$  (site officiel Actlabs). Les échantillons étaient tous felsiques. Ils ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments traces, et les métaux précieux (Au, Ag, Co, Ta, etc.). Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES suite à une fusion au tétraborate de lithium ( $\text{LiBO}_2$ ). Les éléments traces dont les ETR ont été analysés par ICP-MS, également par décomposition au  $\text{LiBO}_2$ . Les éléments Ag, Co, Cu, Ni, Pb et Zn ont également été analysés par ICP-AES, mais préparées par une digestion totale 4 acides (hydrofluorique, nitrique, perchlorique et hydrochloridrique). Finalement, les éléments As, Au, Cr, Co, Sb, Sc, Sn, Ta et U ont été analysés par activation neutronique (INAA).

### ***Micro-XRF***

Les cartes micro-XRF des lames minces ont été obtenues avec le Tornado m4 à l'Université Laval. Les paramètres d'acquisitions étaient : une taille du point d'analyse de 20  $\mu\text{m}$ , un voltage de 50 kV, un ampérage de 600  $\mu\text{A}$  et un temps d'acquisition de 5 ms. Ces cartes permettent notamment l'identification des phases riches en ETR présentes au sein de la lame mince. Les lames minces analysées sont : la Syénite de Toad 21-SC-4000-A1, deux injections granitiques 21-SC-4006-B1 et 21-SC-4007-B3 ainsi que plusieurs lames de la pegmatite de Blanchette (21-SC-4007-C1 à C4 et 21-SC-4007-C10 à C12).

### ***MEB et microsonde électronique***

Des cartes en électrons rétrodiffusés ont été réalisées utilisant un MEB (microscopie électronique à balayage) FEI Inspect F50 de l'Université Laval avec un voltage de 15 kV et un ampérage de 10 nA. Ces cartes permettent de visualiser les différentes textures et zonations minérales afin d'y placer les points d'analyses de la microsonde.

La composition chimique des amphiboles, biotite et allanite ont été mesurées en utilisant une microsonde électronique CAMECA SX-100 à l'université Laval. Les paramètres d'acquisition utilisés étaient un voltage de 15 kV, un ampérage de 20 nA, et une taille de points entre 2 et 5  $\mu\text{m}$  et un temps d'acquisition de 15 s sur le pic et sur le bruit de fond.

## **Analyses des zircons**

Les échantillons sélectionnés pour la datation U-Pb, les éléments traces et isotopes d'Hafnium sur zircons sont la pegmatite à ETR de Blanchette 21-SC-4007-C10 (hors de la

zone la plus minéralisée afin d'éviter d'obtenir des zircons métamictes dus à la forte concentration en thorium), la syénite de la Suite intrusive de Toad 21-SC-4000-A1 ainsi que 2 injection granitiques, 21-SC-4006-B1 et 21-SC-4007-B3 (Fig. 3).

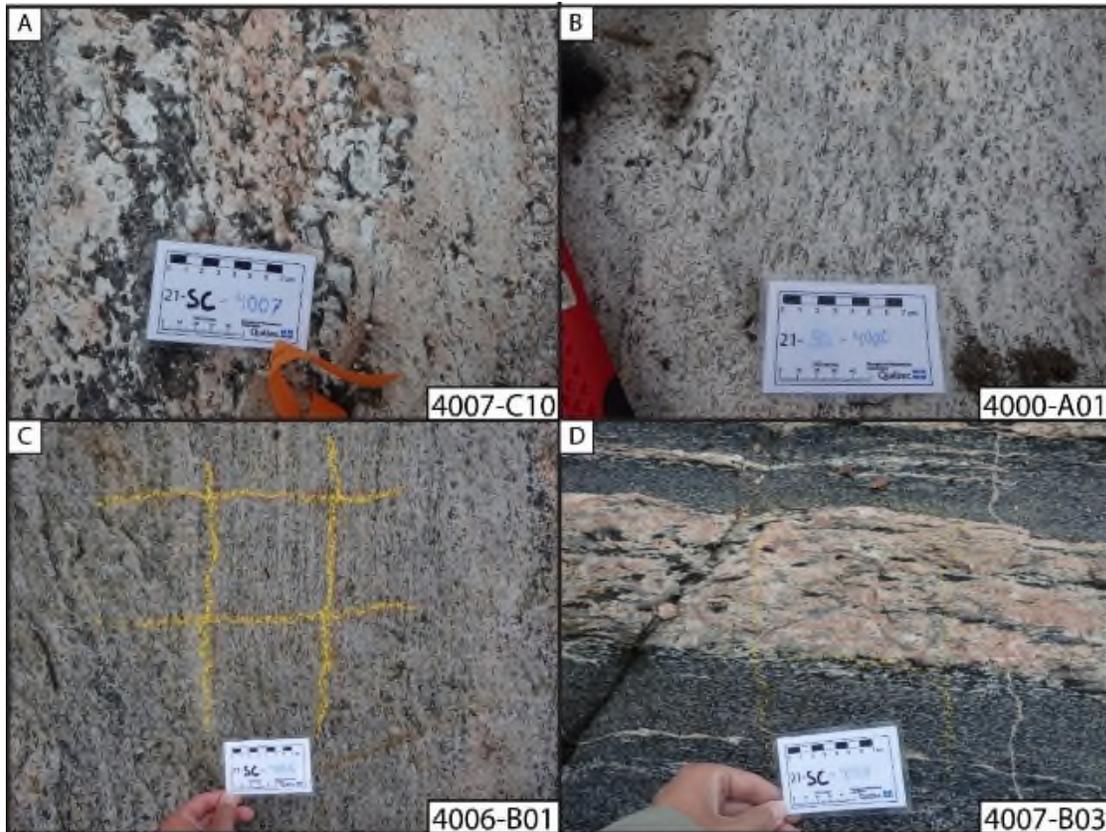


Figure 3 : Échantillons d'analyse de zircons.

Les zircons ont été préalablement séparés et montés dans l'époxy pour ensuite être imagés par cathodoluminescence au MEB du Mineral Exploration Research Centre isotope Geochemistry Lab (MERC-IGL) de l'Université Laurentienne en Ontario. Ces images permettent de placer les points d'analyse dans différents domaines texturales des zircons tels les cœurs, surcroissances et les bordures des grains.

La datation  $Pb^{206}/U^{238}$ , l'analyse des éléments traces des zircons et isotopes d'Hf ont été analysés par ablation laser et spectrométrie de masse à couplage inductif (LA-ICP-MS) au MERC-IGL. L'ablation laser a été effectuée par un Photon Machines Analyte G2 ArF associé à une chambre d'ablation de type HelEx II cell. La taille du point d'analyse est de 25  $\mu m$  de diamètre pour les analyses d'isotopes U-Pb et éléments traces et de 50  $\mu m$  pour

les analyses isotopiques d'Hafnium. Les analyses U-Pb et éléments traces ont été effectuées sur 486 points et 393 points ont été sélectionnés parmi ceux-ci pour l'analyse des isotopes d'Hf. La méthode split-stream a permis de mesurer les isotopes U-Pb et les éléments traces en une seule ablation. Les analyses U-Th-Pb ainsi que celles des isotopes d'hafnium ont été réalisées utilisant un Thermo Scientific Neptune Plus multicollector (MC) ICP-MS équipé de neuf cavités de Faraday. Les analyses d'éléments en traces ont été réalisées en utilisant un Thermo Scientific iCap-TQ ICP-MS en mode quadrupôle simple.

Pour les analyses des ratios U-Th-Pb des zircons, le standard de zircon OGC (OG1;  $3465 \pm 1$  Ma; Stern et al., 2009) a été utilisé comme standard primaire et le zircon RM 91500 a été utilisé comme standard secondaire. Les éléments en traces ont été quantifiés en utilisant le NIST 610 comme standard primaire et le NIST 612 comme standard secondaire. Pour les analyses des isotopes d'hafnium le zircon Plesovice ( $337,3 \pm 0,4$  Ma;  $176\text{Hf}/177\text{Hf} = 0.282482$ ; Slama et al., 2008) a été utilisé comme standard primaire. Les analyses brutes ont été traitées utilisant le logiciel Iolite v4. Afin de maximiser la cohérence des données, un filtre de qualité a été appliqué sur les éléments en traces et la concordance des âges obtenues par les différents systèmes de datation U-Pb : Sr < 5 ppm, Ti < 30 ppm, Ca < 300 ppm et une concordance de plus ou moins 5 %. En réunissant les 4 échantillons de géochronologie, sur les 486 points de datation et 393 points d'isotopes d'hafnium, respectivement 183 points et 139 points ont passés ce filtre. Les dates ont été obtenues en utilisant les diagrammes Wetherill concordia (Wetherill, 1956) de l'outil IsoplotR (Vermeesch P., 2018). Les diagrammes d'estimation par noyau ont également été obtenus par l'outil isoplotR, en utilisant un intervalle de 25 Ma.

## IV. Résultat

### Description de terrain et pétrographie

#### *Description de l'affleurement principal de Blanchette*

La lithologie dominante de l'affleurement de l'indice minéralisé en ETR de Blanchette est un paragneiss migmatitisé à biotite et graphite appartenant au Complexe de Wabash (Fig. 4A). Il est composé de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, orthopyroxènes, amphiboles et contient de la magnétite et du graphite en traces. Ce paragneiss rubané est à

grains moyen et la gnessosité est orientée principalement 290°/40° -340°/40°. Il est injecté d'environ 20 % de mobilisat leucocrate à grains moyens à grossiers, présentant une texture stromatique.

Ce paragneiss est parcouru de nombreuses injections granitiques parallèles à la gnessosité, composé de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite (~10 %), amphiboles (~10 %) et des traces de magnétite, ilménite et apatite. Deux faciès se distinguent : l'un est de couleur blanche, à grains grossier et étant recoupé par la pegmatite de Blanchette, l'autre étant rosé, pegmatitique et ne présente pas de relation de recoupement avec la pegmatite de Blanchette (Fig. 4B). Tous deux ont une minéralogie similaire et montre une forte déformation marquée par une foliation minérales et une déformation des cristaux de quartz en grains de riz.

Le dyke de pegmatite de Blanchette (Fig. 4, point C) est subvertical et orienté N240. Il recoupe les paragneiss et l'injection granitique au faciès blanc avec un contact net, et est non déformé. Le dyke d'épaisseur métrique est continu sur plus de 18 mètres. La composition est granitique et les minéraux accessoires sont biotite, amphibole, allanite et apatite en quantité variables. La pegmatite est enrichie en ETR (valeur maximale de 2,7 % ETR, Fig. 4, point D), particulièrement légères, qui sont contenus dans les cristaux d'allanite allant jusqu'à 2 cm de long. Il est zoné chimiquement et minéralogiquement, avec une zone de 50 x 20 cm fortement minéralisée en allanite et contenant des apatites, biotites et amphiboles et un cœur de quartz d'environ 1 x 1 m. Un second dyke de pegmatite d'épaisseur variant entre 50 et 5 cm est parallèle au dyke principal et présente une minéralogie semblable à celui-ci avec un enrichissement de 3790 ppm de ETR.

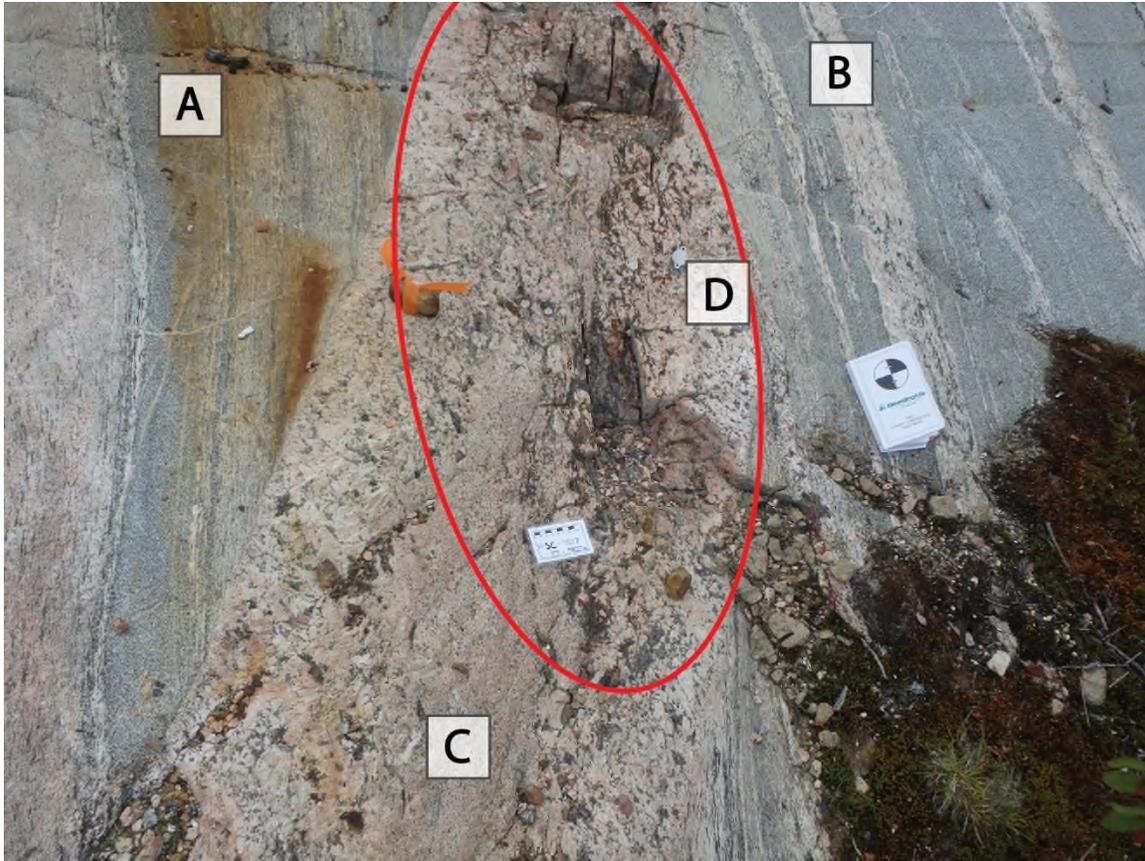


Figure 3: Lithologies de l'affleurement de Blanchette. A) Paragneiss migmatisé. B) Injection granitique à faciès rose. C) Dyke de pegmatite de Blanchette. D) Zone fortement minéralisée riche en ETR

L'ensemble des lithologies observés sont recoupées par des dykes d'aplite granitique à magnétite d'épaisseur centimétriques à décimétriques. Ces derniers présentent des directions variables, principalement entre N240° et N320°.

### ***Échantillonnage régional***

L'intrusion alcaline la plus proche de l'affleurement de la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette appartient à la Suite de Toad (Fig. 2). Deux faciès principaux ont été observés : une syénite quartzifère rose saumon qui est recoupée par une syénite grise. La syénite quartzifère rose saumon est à grains fins à moyen et est composé de plagioclase, K-feldspath, quartz, biotite, orthopyroxène et magnétite en minéraux accessoires. De plus, elle contient des cristaux (jusqu'à 500 microns) automorphes d'allanite expliquant l'enrichissement en ETR de l'intrusion (2175 ppm). La syénite grise est à grains fins, d'un point de vue minéralogique elle se différencie de la syénite rose par l'absence de quartz et d'allanite, et par la présence d'amas centimétriques de magnétite poecilitique.

Dans un périmètre de 2 km de l’affleurement de la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette, 7 dykes de pegmatites granitiques ont été collectés. Parmi ces dykes, deux pegmatites présentent un enrichissement en ETR. L’échantillon 21-SC-4018-C1 d’un dyke de pegmatite d’environ 2 mètres d’épaisseur compte 504 ppm de  $\Sigma$  ETR et contient de la biotite, des traces d’allanite et de petits grains de thorite. L’échantillon 21-SC-4019-C1 d’un dyke métrique de pegmatite à biotite est enrichi à 1741 ppm de  $\Sigma$  ETR, mais aucune allanite n’a été observée dans cet échantillon.

## Géochimie roche total

### *Géochimie des roches magmatiques*

Les deux types de syénites échantillonnées : syénite grise et syénite quartzifère appartenant à la Suite de Toad présente des concentrations en SiO<sub>2</sub> de 50,8 wt.% et de 67,3 wt.%, respectivement. Sur le diagramme TAS définie pour les roches plutonique de Middlemost (1994), la syénite grise est dans le champ des monzodiorites foïdiques et la syénite quartzifère dans le champ des quartz-monzonite (figure 5A). La syénite grise présente un ratio A/NCK (ratio molaire Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO) de 0,89 et un ratio C/CNK (ratio molaire CaO/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO) de 0,36, alors que la syénite quartzifère a un ratio A/NCK de 1,06 et C/CNK de 0,14. Selon le diagramme de saturation d’aluminium de Barton et Young (2002), la syénite grise a une signature métalumineuse et la syénite quartzifère a une signature faiblement péralumineuse (Fig. 5B). Parmi les injections granitiques, deux groupes se distinguent sur le TAS plutonique (Fig. 5A). Le premier regroupe 3 échantillons dont le 21-SC-4006-B1 (sélectionné pour datation) et est dans le champ des granodiorites, avec des concentrations en SiO<sub>2</sub> entre 65,9 et 67,6 wt.%. Un deuxième groupe de 2 échantillons, dont le 21-SC-4007-B3 (sélectionné pour datation), est dans le champ des granites et a des concentrations en SiO<sub>2</sub> de 70,8 et 76,9 wt.%. Le ratio A/NCK des injections granitiques est entre 0,97 et 1,08, indiquant une signature métalumineuse à faiblement péralumineuse (Fig. 5B). Le groupe de granodiorite a un ratio C/NKC entre 0,30 et 0,32 et celui des granites est entre 0,15 et 0,19. Les pegmatites ont toutes une composition granitique, excepté l’échantillon de la pegmatite de Blanchette le plus minéralisés (21-SC-4007-C3) et l’échantillon sélectionné pour la géochronologie (minéralisé plus faiblement en allanite; 21-SC-4007-C10), qui tombent dans le champ de

quartz-monzonite sur le TAS plutonique (Fig. 5A). Les échantillons non à faiblement minéralisés ont des concentrations en SiO<sub>2</sub> entre 70,9 et 75,8 wt.%, alors que l'échantillon sélectionné pour la géochronologie et l'échantillon de le plus minéralisés ont des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 67,0 wt.% et 62,3 wt.%, respectivement. Les pegmatites ont une signature faiblement péralumineuse avec un C/NKC inférieur à 0,15 excepté 21-SC-4007-C3 qui est métalumineux (A/NKC de 0,90 et C/NKC de 0,37). Les aplites sont généralement à composition granitique et ont une signature faiblement péralumineuse, semblablement aux pegmatites.

Le profil des éléments en traces normalisé sur le manteau primitif (Fig. 5C, Sun and McDonough, 1989) est relativement similaire pour toutes les roches magmatiques excepté la syénite grise de Toad qui présente peu d'anomalie sur son profil. Les pegmatites et la syénite quartzifère présentent en moyenne une forte anomalie positive en Rb, Th, Sb et terres rares légères (La, Ce, Pr, Sm) et de fortes anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P et Ti. Les aplites possèdent un profil semblable, avec une anomalie en Th moins prononcée, des valeurs de terres rares plus faible et l'absence d'anomalie en Ta. Le profil des éléments traces des injections granitiques présente une anomalie négative en Th, U, Nb, Ta, P et Ti. Sur le profil des ETR normalisés sur la chondrite C1 (Fig. 5 D, McDonough and Sun, 1989), les intrusions sont tous enrichies en ETR légères comparés aux ETR lourds. Le ratio de fractionnement (Ce/Lu) est en moyenne de 3057 pour la pegmatite de Blanchette (5127 pour l'échantillon 21-SC-4007-C3), 1389 pour les pegmatites environnantes, et 444 pour les aplites. Les pegmatites, les aplites et la syénite quartzifère présentent généralement une anomalie négative en Europium (Eu) quoique certaines pegmatites environnantes ont une faible anomalie positive. Les injections granitiques et la syénite grise n'ont pas d'anomalie en Eu et leur profil a une pente négative plus faible (ratio Ce/Lu moyen de 181 pour les injections et de 430 pour la syénite grise).

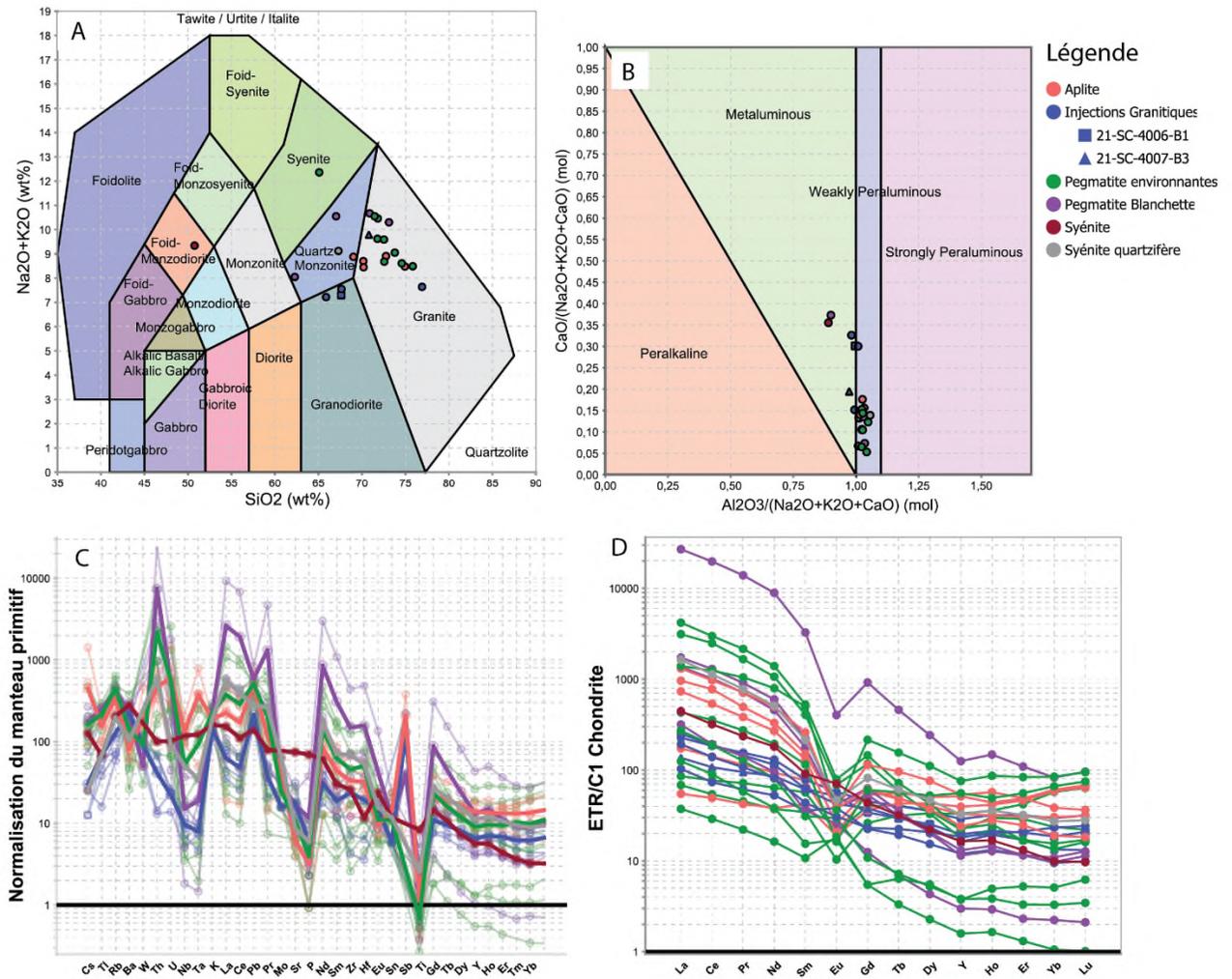


Figure 4: Composition chimique des roches magmatiques. A) TAS des roches plutoniques. B) Saturation d'aluminium. C) Signature des éléments traces normalisés sur le manteau primitif. D) Signature des éléments de terres rares normalisés sur la chondrite C1.

### Enrichissement en ETR dans les pegmatites

La composition chimique des pegmatites de la zone étudiée et celle de la pegmatite de Blanchette en fonction de leurs concentrations en ETR sont présentées sur la Figure 6. Il ne semble pas y avoir de corrélation directe avec l'enrichissement en ETR et la concentration en SiO<sub>2</sub> des échantillons, excepté le fait que l'échantillon le plus minéralisé (2,46 % d'ETR totaux) est relativement pauvre en SiO<sub>2</sub> (62,3 wt.%; Fig. 6A). Les concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des pegmatites varie généralement entre 12,7 et 14,8 wt.%, mais ne semble pas se corréler avec la minéralisation (fig. 6B). La perte au feu (LOI), entre 0,16 et 1,39 wt.%, montre une faible corrélation positive avec la concentration en ETR (Fig.

6C). Le tantale montre 2 trajectoires d'enrichissement en fonction des ETR : un groupe présente des faibles concentrations en Ta (0,06 et 1,47 ppm) formé de 4 échantillons de la pegmatite de Blanchette en plus de la pegmatite 21-SC-4008-D1 faible en SiO<sub>2</sub> (localisé à ~20m au N de Blanchette) et le second groupe englobant le reste des pegmatites présente des teneurs jusqu'à 11,7 ppm de Ta (Fig. 6D). L'enrichissement en ETR corrèle linéairement avec un enrichissement en Th, Zr et Hf, avec des valeurs maximales atteignant 2000, 4939 et 149 ppm, respectivement (Fig. 6E, F, G).

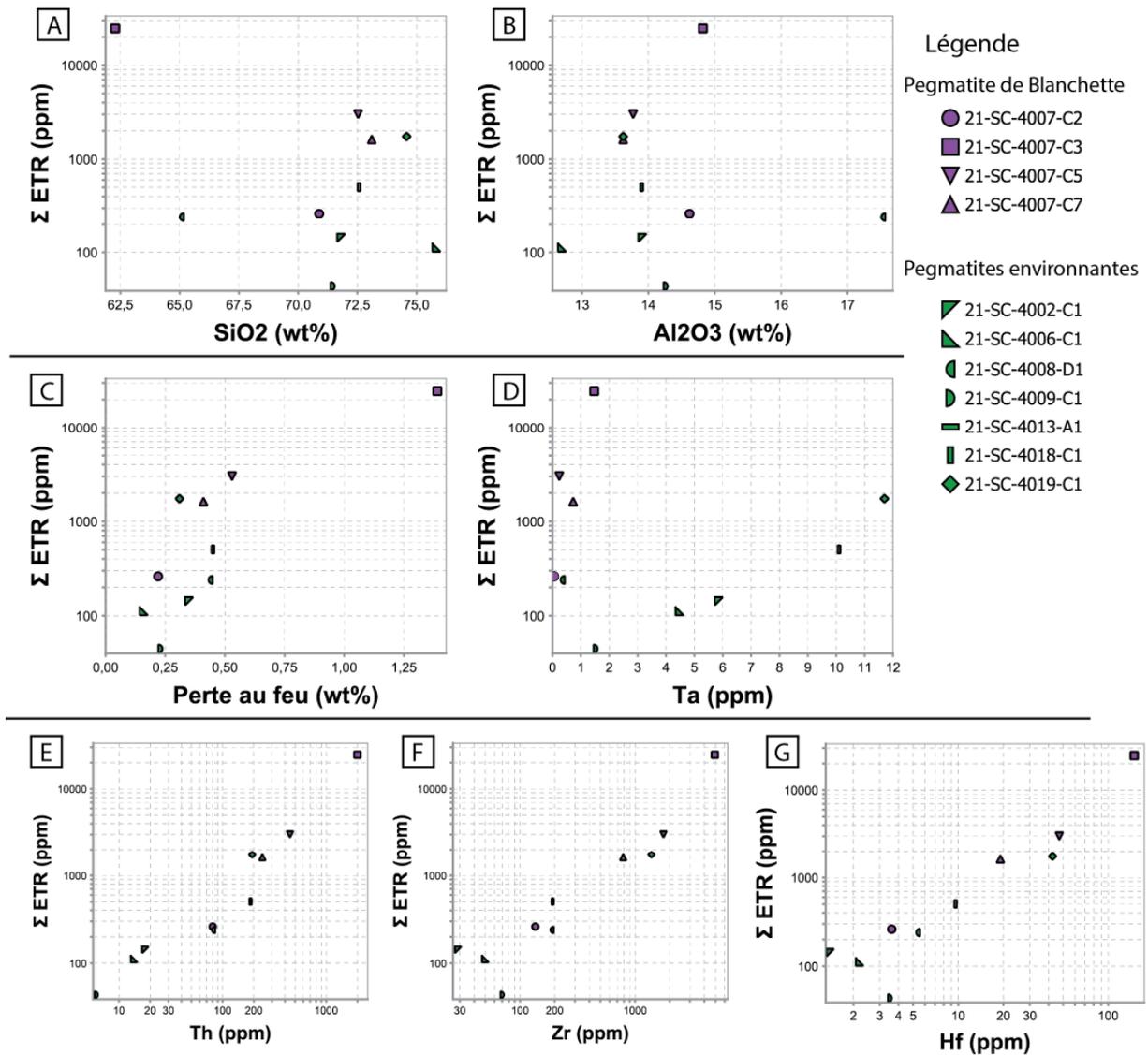


Figure 5: Diagramme présentant la géochimie des pegmatites (A) Somme ETR vs SiO<sub>2</sub>. (B) Somme ETR vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. (C) Somme ETR vs Perte au feu. (D) Somme ETR vs Tantale. (E) Somme ETR vs Thorium. (F) Somme ETR vs Zircon. (G) Somme ETR vs Hafnium.

### ***Zonation géochimique de la pegmatite de Blanchette***

Les analyses géochimiques de roche totale et les observations de terrain montrent que la minéralisation en ETR à l'intérieur de blanchette est fortement zonée au niveau du dyke. La zone fortement minéralisée, jusqu'à 2,7 wt.% d'ETR, est très restreinte (dimension de 20x50 cm) et est appauvrie en silice (moyenne de 63,0 wt.% SiO<sub>2</sub> pour les échantillons 21-SC-4007-12 et 19-GC-1051-E1). Une zone plus étendue d'environ 4 m le long du dyke présente une faible minéralisation, l'échantillon de géochronologie 21-SC-4007-C10 provient de l'extrémité de cette zone et contient 1271 ppm d'ETR totaux et 67,8 wt.% SiO<sub>2</sub>. Le reste du dyke contient très peu d'ETR et l'échantillon représentatif est le 21-SC-4007-C2, avec 261 ppm d'ETR et 70,9 wt.% SiO<sub>2</sub>. Un cœur de quartz amorphe de 1 m<sup>2</sup> est situé à environ 6 mètres de la zone fortement minéralisée. Cette zonation est aussi confirmée par les valeurs obtenues du scintillomètres (RS-230) directement réalisé sur le terrain. Une seconde injection pegmatitique d'épaisseur irrégulière (entre 50 et 5 cm) présente un enrichissement de 3790 ppm d'ETR et 71,8 wt.% de SiO<sub>2</sub>.

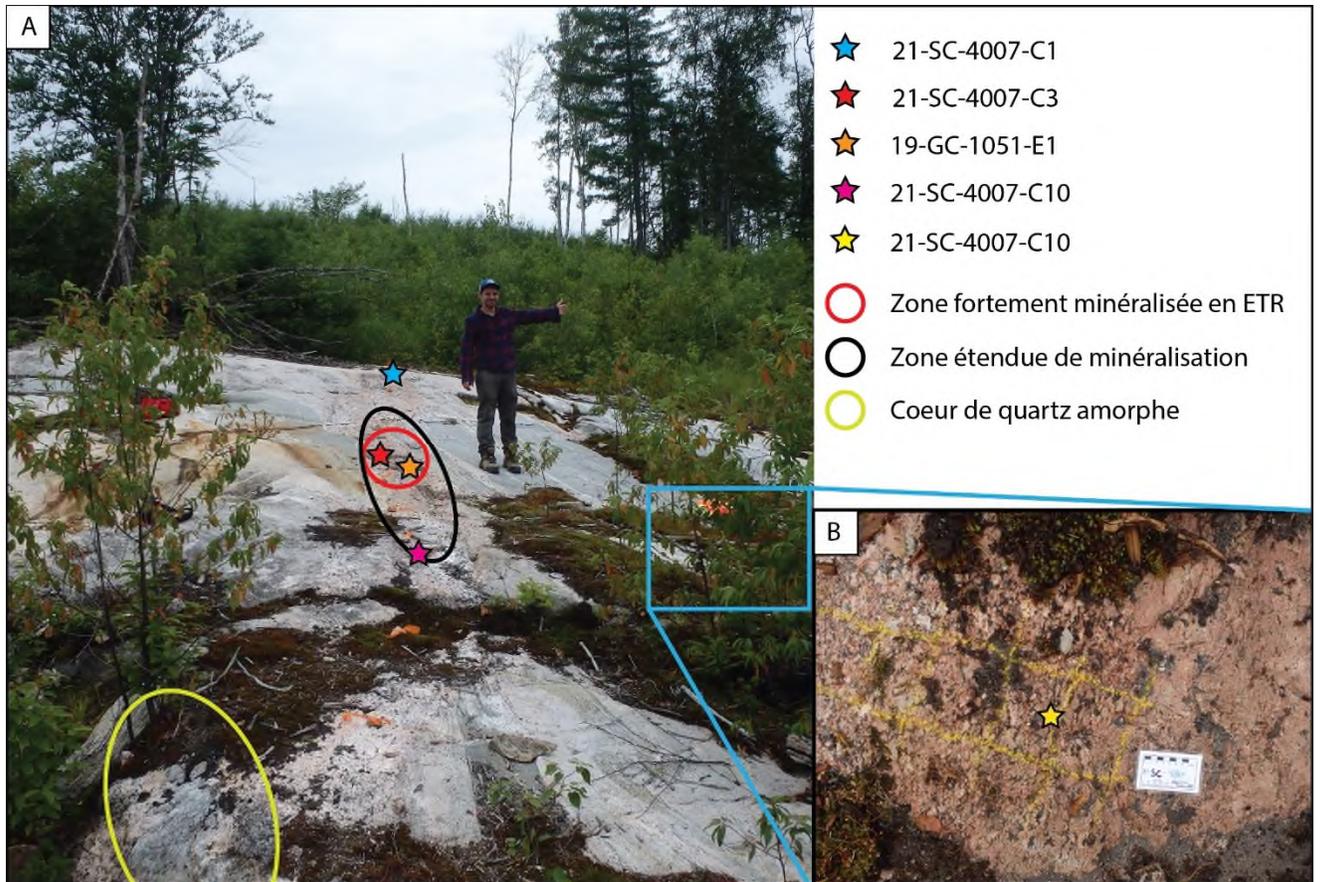


Figure 7: Pegmatite de Blanchette. A) Vue générale de la pegmatite de Blanchette où la minéralisation en ETR est fortement zonée le long du dyke. B) Échantillon 21-SC-4007-C11 d'un dyke de pegmatite enrichi en ETR apparenté et parallèle au dyke principal

## Chimie minérale

### *Chimie de la biotite et des amphiboles dans les pegmatites et les injections granitiques*

Un total de 66 points d'analyses a été effectué sur les amphiboles du dyke de pegmatite minéralisé en ETR de Blanchette et les injections granitiques. Les échantillons de pegmatites analysés contiennent tous de l'allanite et les échantillons 21-SC-4007-C3 et 21-SC-4007-C12 proviennent de la zone la plus minéralisée. Les températures ont été obtenues par les équations thermométriques de Putirka (2016) et les fugacités d'oxygène ( $\Delta\text{NNO}$ ) ont été obtenus par les équations oxybarométrique de Ridolfi et al. (2010). Selon la classification de Leake et al. (1997) les amphiboles retrouvées dans les injections granitiques et les pegmatites sont des magnésio-hastingsite.

Les températures moyennes obtenues pour les injections granitiques sont de 839 °C (21-SC-4006-B1) et de 822 °C (21-SC-4007-B3, Fig. 8A). Celles pour les pegmatites fortement minéralisées sont les deux de 816 °C (21-SC-4007-C12 et 4007-C3, Fig. 8A) et elles sont de 826 °C et 832 °C pour les plus faiblement minéralisées (respectivement 21-SC-4007-C4 et 21-SC-4007-C5, Fig. 8A).

Les moyennes de fugacités d'oxygène obtenues à partir des amphiboles pour les injections granitiques sont de -0,29 (21-SC-4006-B1) et -0,42  $\Delta$ NNO (21-SC-4007-B3). Les pegmatites minéralisées 21-SC-4007-C12 et 21-SC-4007-C3 ont respectivement une moyenne de -0,75 et -0,88  $\Delta$ NNO (Fig. 8B). Les amphiboles des pegmatites faiblement minéralisées 21-SC-4007-C4 et 21-SC-4007-C5 ont une fugacité moyenne de -0,54 et -0,42  $\Delta$ NNO (Fig. 8B).

Le Mg number ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ ) est un indicateur de la différenciation du liquide silicaté dont les amphiboles cristallisent. Les amphiboles des injections granitiques ont un Mg# généralement plus élevé (entre 40 et 49 Mg#) que celles de la pegmatite de Blanchette (généralement entre 32 et 42). La figure 8C et 8D montrent une corrélation négative entre le Mg#, l' $Al_2O_3$ , le chlore, alors que les températures de cristallisation des amphiboles corrélaient positivement avec le Mg# (Fig. 8E). La corrélation est fortement marquée pour le chlore, qui atteint des valeurs élevées (>1 %) pour les amphiboles de la pegmatite de Blanchette. Les amphiboles de l'injection granitique 4006-B1 forme un groupe bien défini caractérisée par un Mg# élevé, un contenu en chlore faible et des températures de cristallisation plus élevées que celles de la pegmatite de Blanchette. La fugacité d'oxygène corréla linéairement et positivement avec le Mg# (figure 8F).

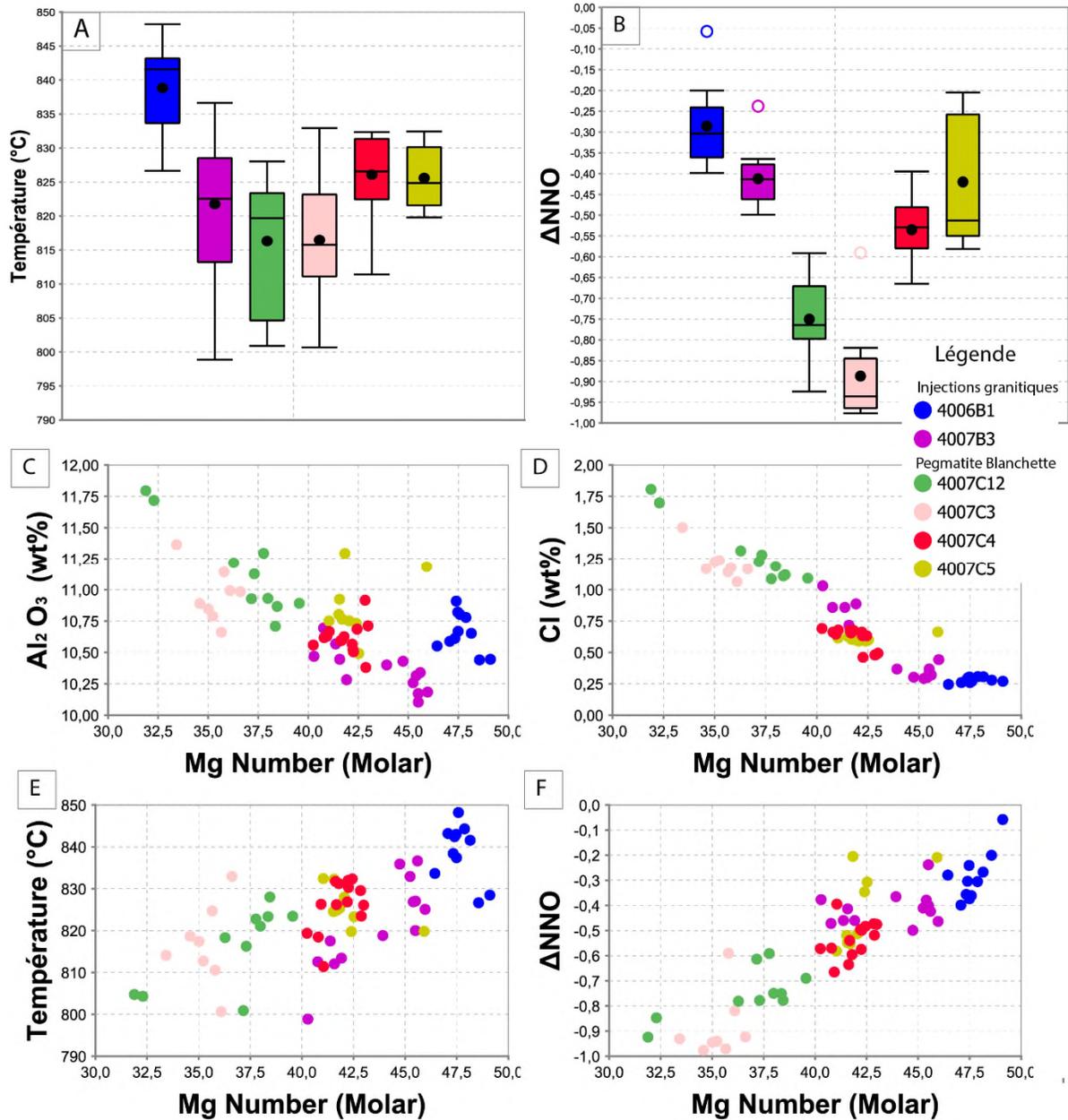


Figure 6: Analyses de microsonde des amphiboles. A) Diagramme moustache des températures de cristallisation des amphiboles. B) Fugacité d'oxygène du magma lors de la cristallisation des amphiboles. (C) Mg# vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. (D) Mg# vs Cl. (E) Mg# vs températures (F) Mg# vs fugacité d'oxygène (ΔNNO)

Un total de 205 points d'analyses a été effectués sur les biotites des injections granitiques, de la pegmatite de Blanchette et de celles environnantes. Les biotites ont une composition proche au sein d'un même échantillon, néanmoins les données sont très dispersées pour les différents échantillons (Fig. 9). La majorité des biotites présente un Mg# entre 43 et 51,

des concentrations en Ti entre 2,58 et 4,78, en Mn entre 0,12 et 0,54, en Cl entre 0,47 et 1,03, et en F entre 0,31 et 0,97, qui ne corrèle pas avec la nature des roches. Néanmoins, les biotites des pegmatites environnantes ont des concentration en MnO supérieures, entre 0,34 et 0,64 wt.% MnO, à celles de l’affleurement de Blanchette (< 0,36 wt.% MnO, Fig. 9C). De plus, les biotites de l’injections granitique 21-SC-4006-B1 forment un groupe restreint pour le contenu en Cl, soit entre 0,08 et 0,30 wt.% Cl (Fig 9B).

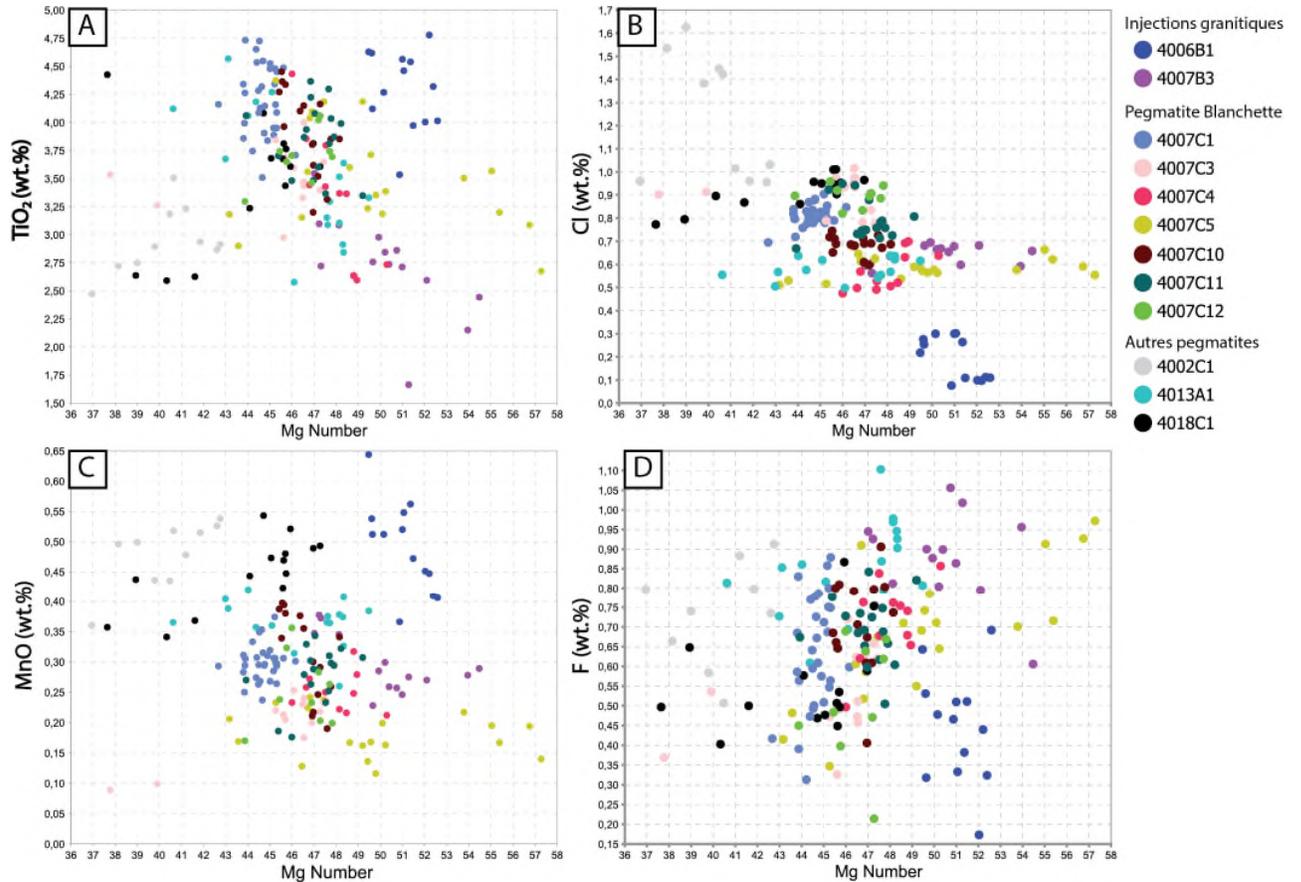


Figure 7: Analyses de microsonde des biotites. (A) Mg# vs TiO<sub>2</sub>. (B) Mg# vs Cl. (C) Mg# vs MnO. (D) Mg# vs F

### ***Chimie des allanites dans les pegmatites granitiques***

124 points d’analyses de microsonde ont été réalisés sur les cristaux d’allanite provenant de 8 échantillons de pegmatites. Ces derniers montrent des textures métamictes et des zonations irrégulières en taches marquées par des changements de teintes en lumière transmise et en imagerie MEB. Les allanites contiennent souvent des inclusions de thorite.

La Fig. 10C montre que le contenu en  $ETR_{total}$  (somme de  $La_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$ ,  $Pr_2O_3$ ,  $Nd_2O_3$ ,  $Sm_2O_3$ ) des allanites varie principalement entre 0,2 et 25 wt.% et est fortement dominé par le  $Ce_2O_3$ . Deux groupes sont visibles, un groupe riche en  $ETR_{total}$  ( $> 10$  wt.%) provenant de la pegmatite de Blanchette ainsi que de rare allanite provenant d'une pegmatite (21-SC-4013-A1) échantillonnée en dehors de l'affleurement principales, et un groupe plus restreint d'allanite plus pauvre en ETR ( $>8$  wt.%) provenant de deux pegmatites échantillonnées en dehors de l'affleurement de Blanchette (21-SC-4013-A1 et 21-SC-4018-C1), ainsi que d'un échantillon de la pegmatite de Blanchette pauvre en ETR (21-SC-4007-C1).

L'échantillon 21-SC-4007-C12 provenant de la zone la plus minéralisée de la pegmatite de Blanchette montre des points d'analyses avec une  $\Sigma ETR > 30$  % et corrélant avec un faible total d'éléments analysés ( $<80$  %, Fig. 10D). Ces points anormaux correspondent aux bordures des grains brunâtres en lumière transmise (Fig.10A) et blanchâtre sur le MEB (Fig. 10B).

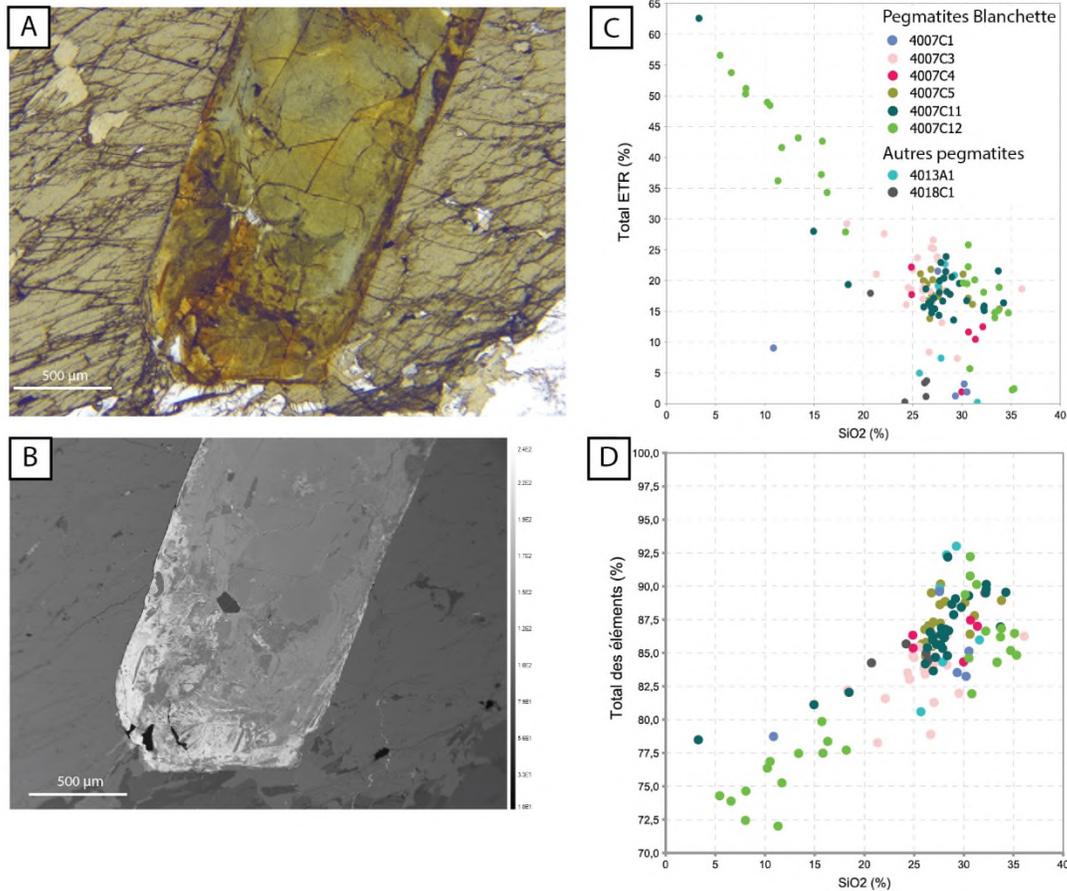


Figure 8 : Analyses de microsonde des allanites. (A) Photo en lumière transmise d'une allanite zonée de l'échantillon 21-SC-4007-C12. (B) Imagerie au MEB de cette même allanite. (C) Diagramme de la somme des ETR mesurée à la microsonde en fonction du SiO<sub>2</sub> (wt.%). (D) Diagramme de la somme des éléments analysés par la microsonde en fonction du SiO<sub>2</sub> (wt.%).

## Analyses des Zircons

### Datations

L'échantillon 21-SC-4000-A1, une syénite quartzifère rose saumon appartenant à la Suite de Toad, présente des zircons de petite taille (<100), automorphes à subautomorphes, présentent souvent des textures de croissance oscillatoire typique des zircons magmatiques (Fig. 11D). Sur un total de 81 points analysés, 46 ont passés le filtre de qualité d'éléments trace et de concordance. Les âges <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U obtenues des analyses concordantes s'étalent de façon continue entre 955 et 1071 Ma. La concentration en éléments traces et la textures des zircons ne présentent pas de variation en fonction des âges obtenus et ces âges présentent une distribution normale, où le pic du nombre de zircon est entre 975 et 1025 Ma (Fig. 11C). Ces critères ne permettent pas de distinguer différentes familles de zircon,

et donc l'âge de cristallisation a été calculé à partir de l'ensemble de ces analyses. L'âge concordia calculé est  $1008 \pm 3$  Ma (Fig. 11A) et l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée est de  $1009 \pm 3$  Ma (Fig. 11B). Ces âges sont associés à un MSWD  $> 4$ , suggérant que les zircons forment probablement plus qu'une seule famille, mais aucun critère objectif ne permet de les séparer. L'âge calculé doit être considéré comme indicatif, mais l'âge réel de cristallisation est probablement plus jeune que l'âge calculé.

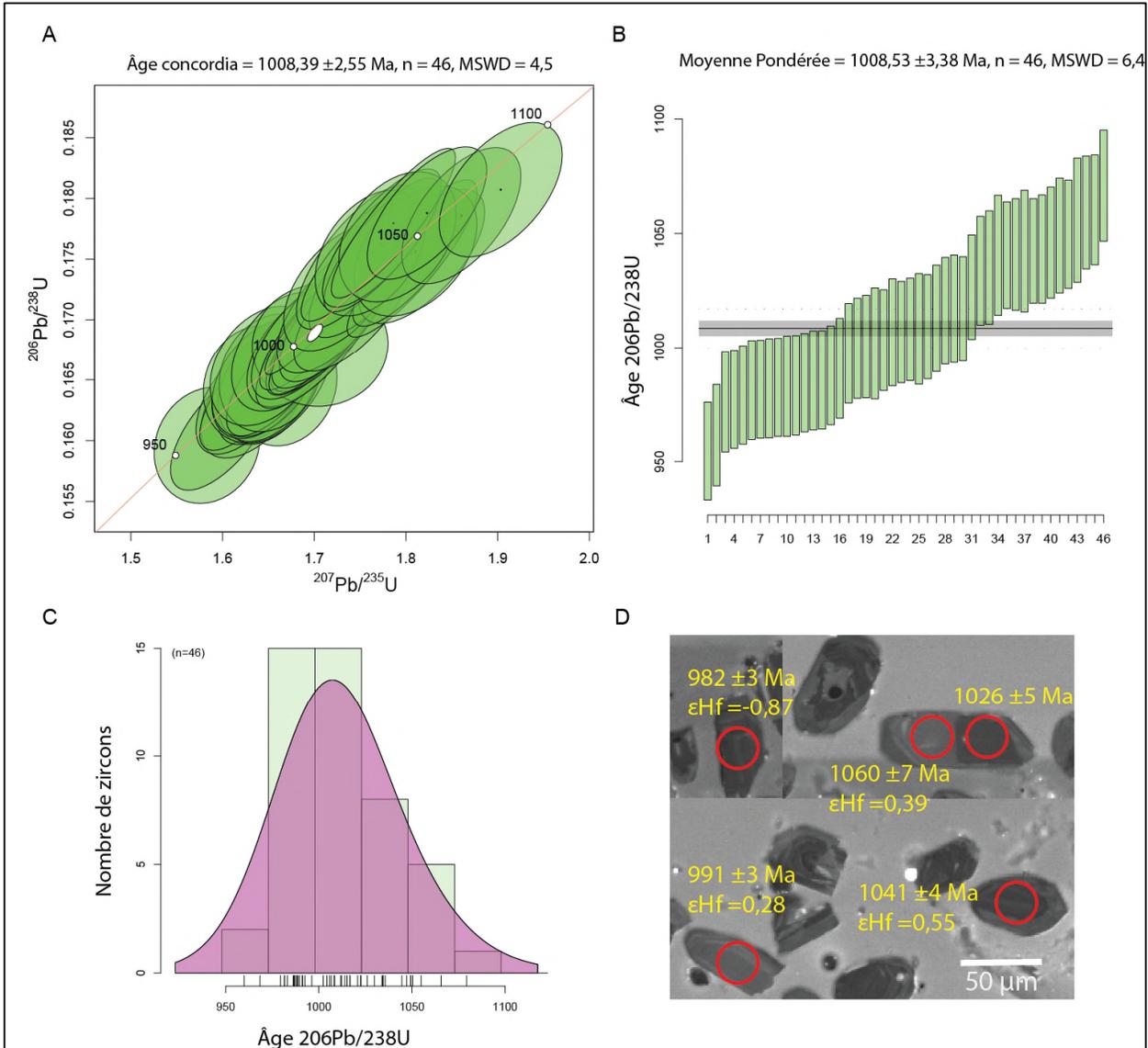


Figure 9: Géochronologie des zircons de la Syénite de Toad 21-SC-4000-A1. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente.

L'échantillon 21-SC-4006-B1, soit l'injection granitique blanchâtre déformée, présente des zircons xénomorphes à subautomorphes. Les zircons avec les âges les plus jeunes présentent des textures de croissance oscillatoire ou des surcroissances homogènes ou faiblement zonées, généralement caractérisé par une faible intensité sur les images MEB-CL (Fig. 12C). Les analyses avec les âges les plus vieux sont associés avec des cœurs hérités. Sur les 74 points analysés, 37 ont passés le filtre de qualité. Les âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenues sont de 1037 à 1429 Ma, mais la distribution d'estimation par noyau (Fig. 12C) montre un pic de densité entre 1025 et 1100 Ma et un second entre 1275 et 1425 Ma. L'âge concordia du premier groupe de zircon plus jeune est de  $1063 \pm 6$  Ma (Fig. 12A) et l'âge de la moyenne pondérée est de  $1058 \pm 8$  Ma (Fig. 12B).

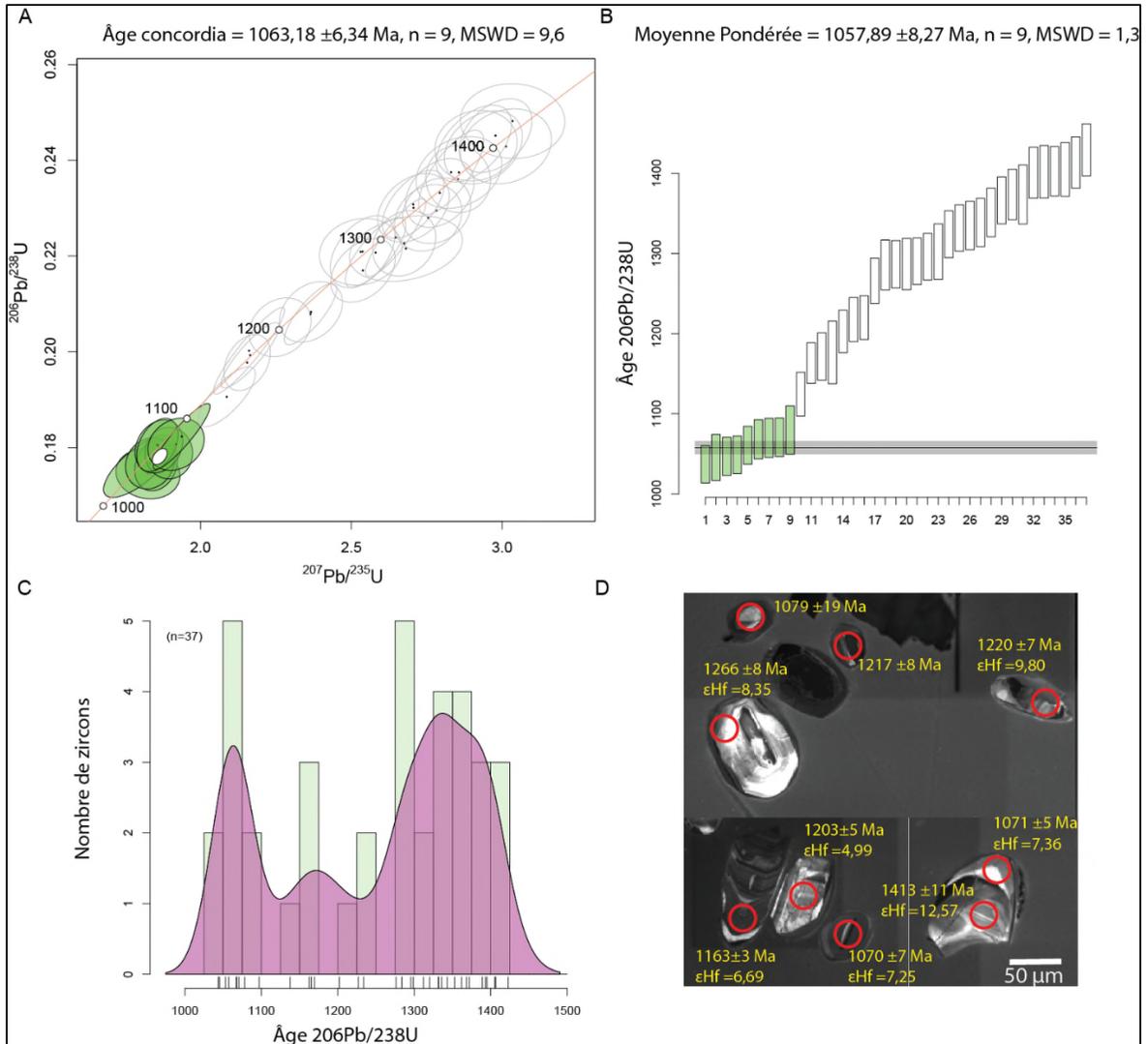


Figure 10: Géochronologie des zircons de l'injection granitique 21-SC-4006-B1. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente.

L'échantillon 21-SC-4007-B3, l'injection granitique rosée, présente des zircons également xénomorphes à subautomorphes, avec quelques grains automorphes. Les textures internes sont également des cœurs hérités représentant les analyses donnant des âges les plus élevés et des de croissance oscillatoire pour les âges plus récents (Fig. 13D). Un total de 60 sur 162 analyses sont concordantes. Les âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  varient entre 1033 et 1409 Ma, excepté 2 zircons hérités archéens concordants à  $2140 \pm 7$  Ma et  $2297 \pm 16$  Ma. Un pic important de densité est visible autour de 1080 Ma, un second plus petit à 1220 Ma et on retrouve

quelques zircons entre 1375 et 1425 Ma (fig. 13C). Le premier groupe de zircon a été considéré pour déterminer l'âge de cristallisation. L'âge concordia calculée est de  $1078 \pm 3$  Ma (Fig. 13A) et la moyenne pondérée des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  est de  $1075 \pm 4$  Ma (Fig. 13B).

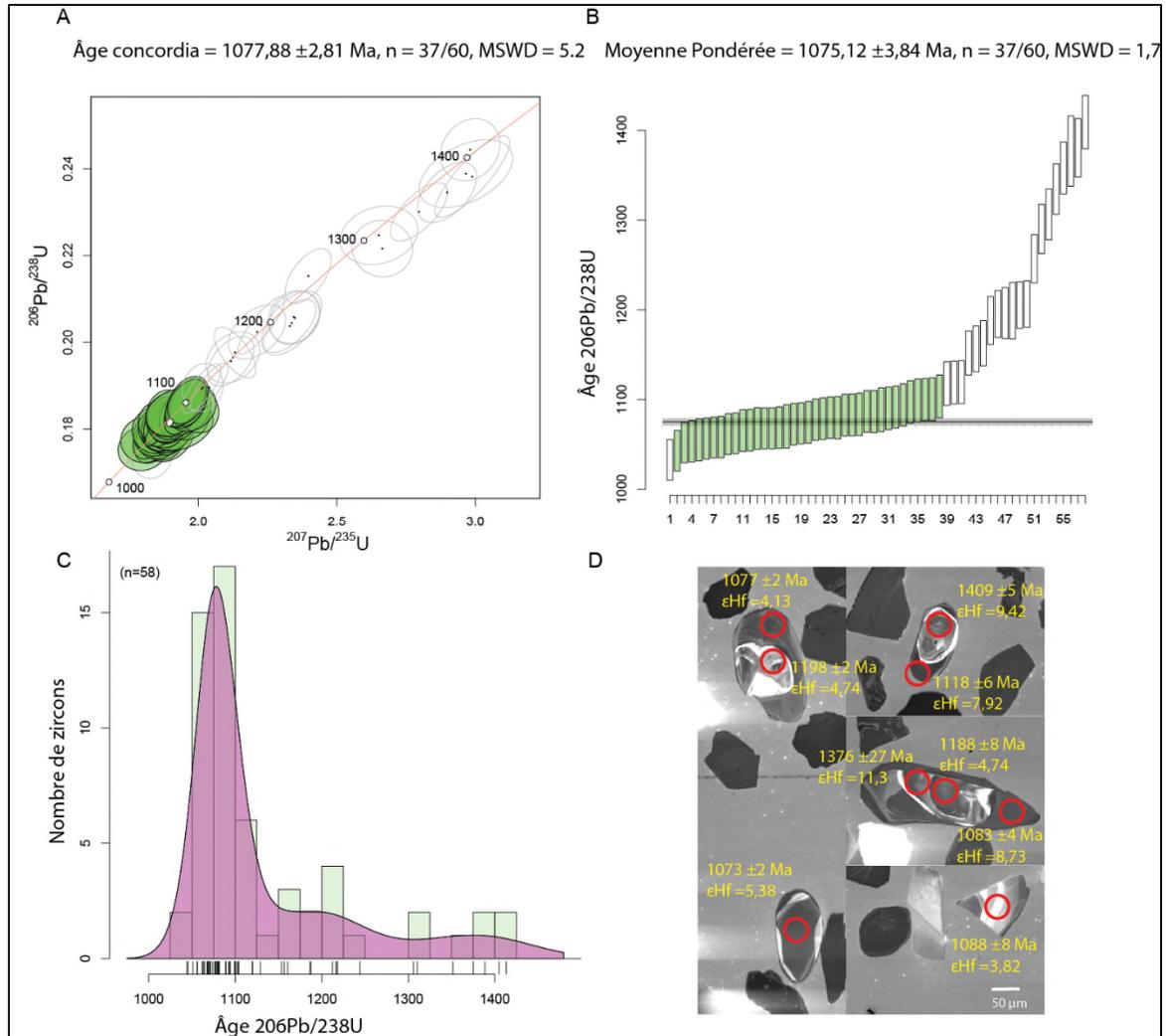


Figure 11: Géochronologie des zircons de l'injection granitique 21-SC-4007-C3. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente.

L'échantillon 21-SC-4007-C10, la pegmatite de Blanchette, présente des zircons xénomorphes à subautomorphes. Les points d'analyse les plus jeunes montrent généralement une surcroissance à texture magmatique. Les âges les plus anciens ont été obtenus sur les cœurs hérités (Fig. 14D). Parmi les 166 points analysés, seulement 38 sont concordants. Les âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons concordants varient entre 1037 et 1440 Ma.

Les moyennes pondérées et le diagramme de densité montre que les âges sont pratiquement continus. On observe tout de même un pic de densité entre 1025 et 1100 Ma ainsi que 2 autres pics vers 1230 et 1375 Ma (Fig. 14C). L'âge concordia calculé et l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenu par la moyenne pondérée des zircons les plus récents sont respectivement de  $1062 \pm 6$  Ma (Fig. 14A) et  $1061 \pm 7$  Ma (Fig 14B).

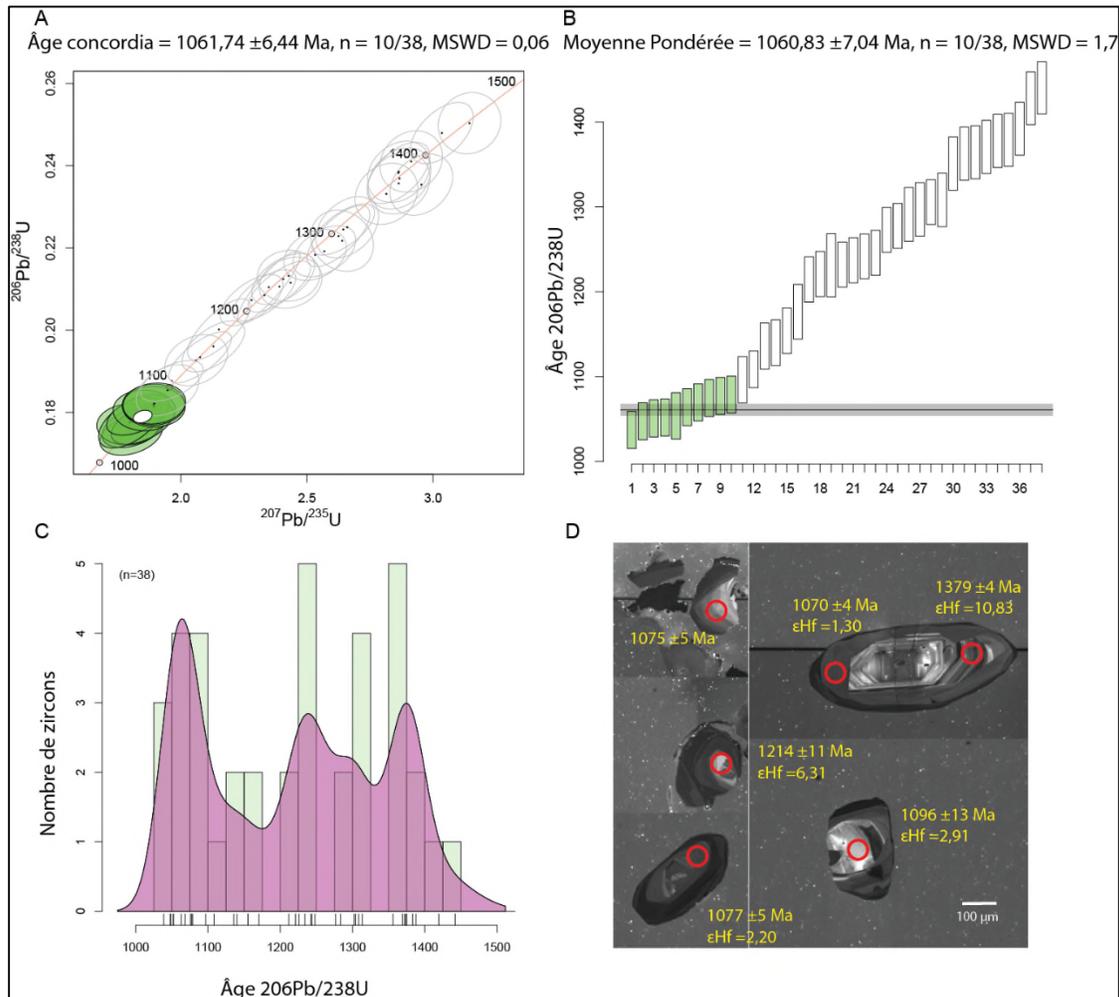


Figure 12: Géochronologie des zircons de la pegmatite de Blanchette 21-SC-4007-C10. (A) Âge concordia des zircons. (B) Âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à moyenne pondérée des zircons. (C) Diagramme d'estimation par noyau de l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons. (D) Textures et exemples de points d'analyses sur les zircons en image cathodoluminescente.

### Isotopes d'Hafnium

Les signatures isotopiques d'hafnium en fonction des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons sont présentés à la figure 15. Les valeurs isotopiques d'Hafnium varient entre environ -2 et +2 pour la Syénite de Toad, ce qui se rapproche des valeurs d'autres suites intrusives

syénitiques obtenues par Augland et al. (2017), soit des signatures  $\epsilon\text{Hf}_{1038}$  entre 0,4 et 1,4 pour la Syénite de Bourguet, des signatures  $\epsilon\text{Hf}_{1009}$  entre -3,1 et -2 pour la Syénite de Bouvreuil, et des signatures  $\epsilon\text{Hf}_{1014}$  entre 1,4 et 3 pour la Syénite de Core.

Les injections granitiques et la pegmatite de Blanchette montrent des signatures isotopiques en Hf semblable, s'étalant de -1 à +13  $\epsilon\text{Hf}(t)$ . Cette distribution se divise en deux familles, soit les zircons non-hérités de 1040 à 1100 Ma, montrant des valeurs d'Hafnium entre -1 et +7, et les zircons hérités avec des signatures  $\epsilon\text{Hf}(t)$  jusqu'à +13. Les zircons plus anciens corréleront fortement avec un ratio isotopique d'hafnium plus élevé. La frontière entre les zircons hérités et les zircons non-hérités (représentant l'âge de cristallisation) est établie à 1103 Ma. Une tendance linéaire marquée par une évolution crustale d'un rapport  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,01 englobe la signature isotopique des zircons des injections granitiques et des zircons hérités de la pegmatite de Blanchette. Les zircons non-hérités de la pegmatite sortent toutefois de cette tendance et ont des signatures  $\epsilon\text{Hf}(t)$  plus basse que l'évolution crustale estimée. L'âge modèle approximée selon cette évolution crustale est de  $1400 \pm 100$  Ma, l'erreur a été déterminée par la largeur du domaine englobant les signatures d'Hf des zircons.

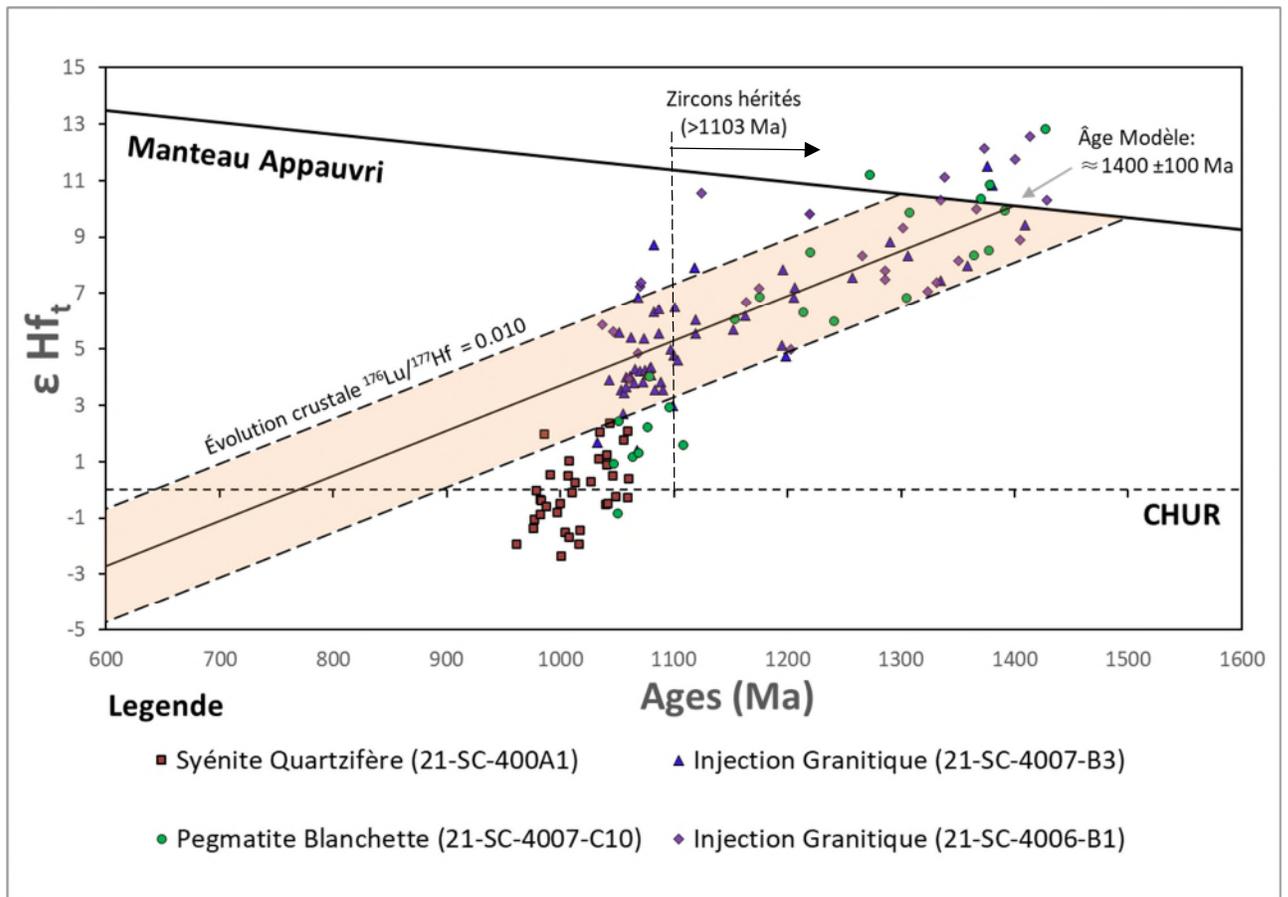


Figure 13: Signature isotopique d'hafnium et âge de cristallisation des zircons. Les zircons hérités (>1103 Ma) suivent une évolution crustale d'un ratio  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,01, permettant d'approximer un âge modèle de  $1400 \pm 100$  Ma.

### ***Signatures des éléments traces***

Les spectres des terres rares normalisés des zircons concordants analysés pour les lithologies de géochronologie montrent un fort enrichissement en ETR lourdes, une anomalie négative en Eu et une anomalie positive en Ce (Fig. 16A). Les zircons de la syénite quartzifère appartenant à la Suite intrusive de Toad (21-SC-4000-A1) ont un spectre d'ETR plus enrichie que ceux provenant des deux intrusions granitiques (21-SC-4006-B1 et 21-SC-4007-B3) et de la pegmatite de Blanchette (21-SC-4007-C10). Les signature moyennes en ETR de ces trois dernières intrusions ont des valeurs très similaires. La figure 16B montre que le ratio Yb/Dy relativement constant en fonction des âges de cristallisation des zircons pour chacune des lithologies, soulignant que l'âge de cristallisation ne semble pas affecter les concentrations en ETR dans les zircons. La

température de cristallisation des zircons a été calculée en utilisant l'équation de Ferry et Watson (2007) basé sur la teneur en Ti des zircons et en utilisant une activité en Ti de 0,7 concordant avec l'absence de rutile dans les échantillons. Les températures moyennes obtenues sont relativement similaires pour les différentes lithologies, soit de 746 °C pour la syénite quartzifère de Toad (21-SC-4000-A1), 735°C pour l'injection granitique 21-SC-4006-B1, 732 °C pour l'intrusion granitique 21-SC-4007-B3 et 725 °C pour l'échantillon 21-SC-4007-C10 du dyke de pegmatite enrichi en ETR de Blanchette (Fig. 16C). La fugacité d'oxygène des magmas desquels les zircons ont cristallisé a été calculée à partir de l'oxybaromètre publié par Loucks et al. (2020). Les fugacités obtenues pour chaque échantillon sont de 1,87  $\Delta$ NNO pour 21-SC-4000-A1, 0,11  $\Delta$ NNO pour 21-SC-4006-B1, -0,20  $\Delta$ NNO pour 21-SC-4007-B3 et de -0,07  $\Delta$ NNO pour la pegmatite 21-SC-4007-C10 (Fig. 16D).

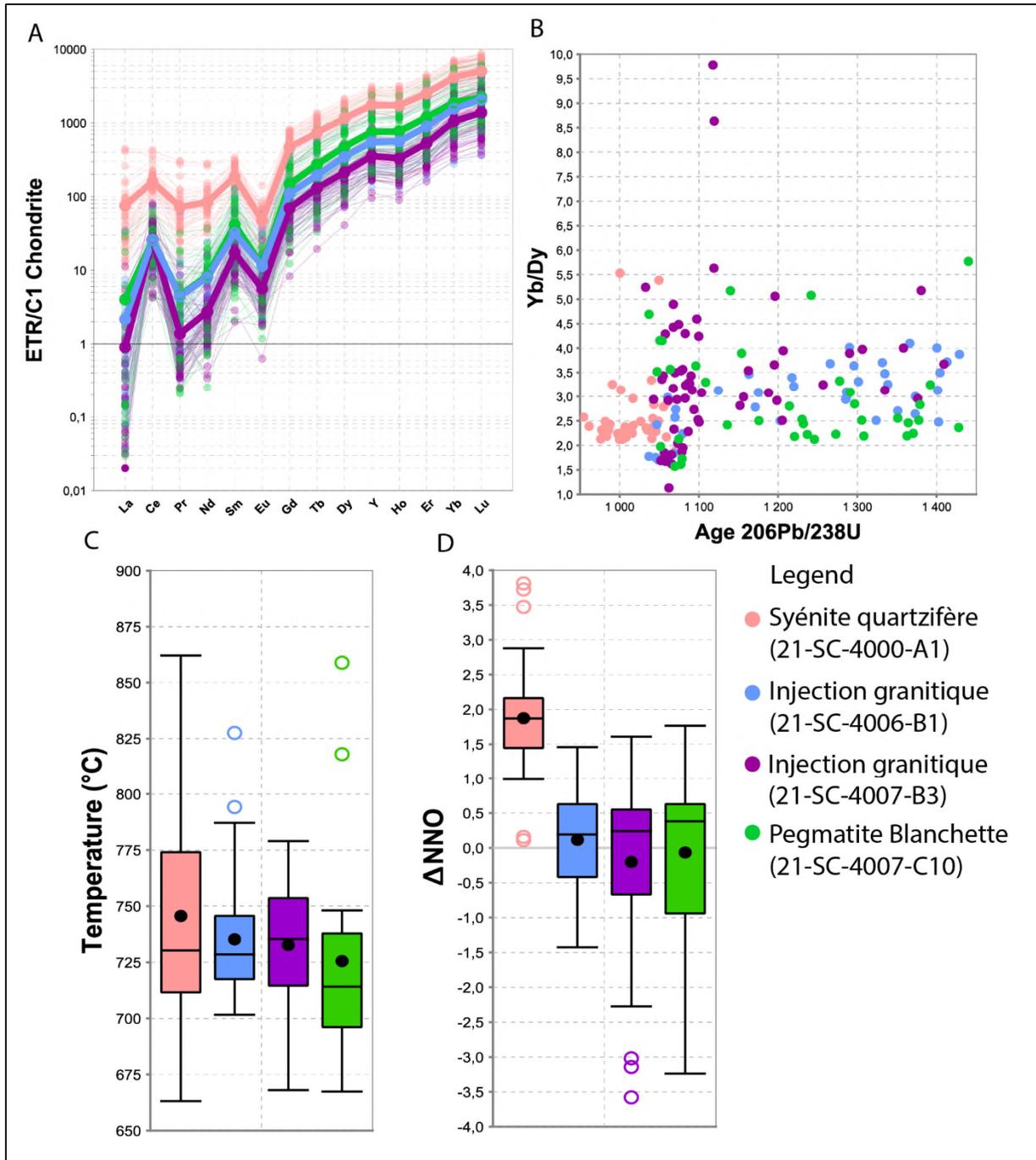


Figure 14: Éléments traces des zircons. A) Spectre des terres rares normalisés sur les valeurs chondritiques C1 où les lignes plus épaisses représente le spectre moyen de la lithologie. B) Ratio Yb/Dy en fonction des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . C) Diagramme en moustache des températures de cristallisation des zircons. D) Diagrammes en moustache du  $\Delta\text{NNO}$  des magmas.

## V. Discussion

### Évènement minéralisateur en ETR (syénite vs pegmatite)

Les intrusions alcalines de la région d'étude montrent un enrichissement en ETR, particulièrement légers, tout comme le dyke de pegmatite de Blanchette. La différenciation extrême d'un grand volume de magma alcalin telle la syénite de Toad, proximale à la zone d'étude, peut mener à la formation de magma enrichi en ETR qui peuvent être une source potentiel pour la formation de pegmatites riche en ETR. Toutefois, la datation U-Pb des zircons du dyke pegmatitique de Blanchette et de la syénite de Toad indique que ces deux évènements magmatiques riches en terres rares ont été formées par deux évènements minéralisateurs distincts. En effet, l'âge concordia de cristallisation obtenue pour le dyke de pegmatite est de  $1062 \pm 6$  Ma alors que celui de la syénite est de  $1008 \pm 3$  Ma. L'âge de la syénite de Toad est semblable aux intrusions syénitiques de Rhéaume et de Wémotaci datées dans la région (dans Côté et al., 2018). L'âge magmatique de la pegmatite enrichi en ETR de Blanchette est donc plus vieux que le magmatisme alcalin régional indiquant que ces derniers ne sont pas liés génétiquement. Cette absence de lien génétique est aussi confirmée par le fait que les zircons de ces deux unités présentent des signatures en éléments traces différents et de même pour la  $fO_2$  des magmas calculés montrant la syénite de Toad est plus oxydée. Un magmatisme de type AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite), formant des intrusions d'âges variant entre  $\sim 1000$  Ma et 1080 Ma est commun dans la région (Papapavlou 2019 et 2020), et donc partiellement contemporain de la formation de la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette et des injections granitiques. Un lien génétique entre ces intrusions de type AMCG et la formation de la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette et des injections granitiques semble peu probable basée sur le fait que les intrusions de type AMCG sont systématiquement dépourvues de grains de zircons hérités (Papapavlou 2019 et 2020). En effet, si un lien génétique existé entre ce magmatisme AMCG et la pegmatite granitique riche en ETR de Blanchette cette dernière ne devrait pas contenir de zircons hérités comme les intrusions AMCG.

## Source des magmas de Blanchette et lien avec la géodynamique du Grenville.

### *Lien entre les injections granitiques et la pegmatite riche en ETRs et l'implication pour la datation du métamorphisme et de la déformation*

La pegmatite de Blanchette datée à  $1062 \pm 6$  Ma, semble avoir une mise en place apparentée aux deux injections granitiques à proximité. L'injection 21-SC-4006-B1 est datée à  $1063 \pm 6$  Ma et semble contemporaine au dyke de pegmatite de Blanchette. De plus, l'injection 21-SC-4007-B3, datée à  $1078 \pm 3$  Ma, présente peu de différence minéralogique ou chimique avec l'injection précédente 4006-B1. Trois arguments indiquent l'apparentée du dyke de pegmatite enrichie en ETR aux injections granitiques : (1) la datation des zircons obtiennent un âge de cristallisation rapproché et la dispersion des zircons hérités est semblable, (2) les données isotopiques d'hafnium des zircons hérités suivent la même tendance linéaire vers une extraction mantellique autour de 1400 Ma et (3) la chimie des zircons montre des températures de cristallisation, une fugacité d'oxygène du magma et des spectres de terres rares moyen normalisés sur chondrite pratiquement identiques.

Toutefois, malgré leur similarité géochimique, les observations de terrain montrent que la pegmatite de Blanchette n'a pas subi la déformation régionale, comparé aux injections granitiques, parallèles à la gneissosité des paragneiss de Wabash et présentant du quartz allongé à texture en grain de riz. Alors, la fin de la déformation et du métamorphisme prograde peut être contraint entre l'injection granitique déformée 21-SC-4006-B1 ( $1063 \pm 6$  Ma) et la pegmatite de Blanchette 21-SC-4007-C10 non déformée ( $1062 \pm 6$  Ma).

L'étude environnante de Corrigan et Breemen (1997) a également tenté d'utiliser les pegmatites pour restreindre dans le temps la déformation au domaine Shawinigan. Un leucosome associé à une très forte déformation marque la dernière preuve de fort métamorphisme prograde de la région à  $1087 \pm 2$  Ma alors qu'une pegmatite mise en place lors de l'extension ayant formé la zone de cisaillement de Tawachiche a été datée à  $1065 \pm 2$  Ma, montrant que la fin de la déformation prograde est contenue entre ces âges. Cette étude est renforcée par La Roche et al, (2015), qui contraint l'âge de fin du métamorphisme prograde du domaine de Mékinac-Taureau par un leucosome déformé ( $1082 \pm 20$  Ma) et

une pegmatite syngénétique à la zone de cisaillement ( $1064 \pm 15$  Ma). Les déformations et le métamorphisme prograde de la phase Ottawan auraient donc pris fin à un âge relativement similaire aux estimations précédents réalisés dans des domaines environnants.

**Source des magmas, implication pour la génération de magmas riche en ETRs et liens avec l'évolution géodynamique du Grenville**

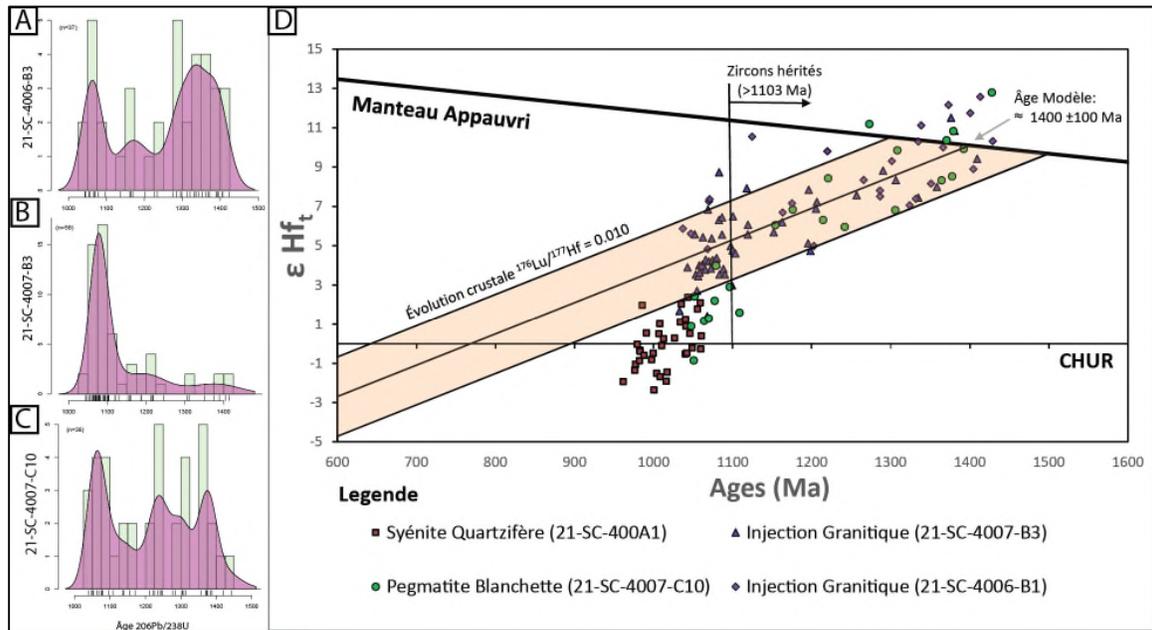


Figure 15: Diagramme d'estimation par noyau des 3 injections et isotopes d'hafnium. (A) Injection granitique 21-SC-4006-B1. (B) Injection granitique 21-SC-4007-B3. (C) Pegmatite de Blanchette 21-SC-4007-C10. (D) Isotopes d'hafnium sur zircon en fonction des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Les données d'hafnium ont permis d'estimer un âge modèle autour de 1400 Ma pour les deux injections granitiques ainsi que la pegmatite de Blanchette. Cet âge peut être relié à l'âge des roches ayant par fusion partielle permis la génération des magmas à l'origine de des deux injections granitiques et de la pegmatite de Blanchette (Fig. 17D). La tendance linéaire des signatures isotopiques d'Hf continue entre 1060 et 1400 Ma suggère la fusion prolongée pendant environ 350 Ma de cette source crustale. Les valeurs isotopiques d'hafnium des zircons non-hérités de la pegmatite de Blanchette sont toutefois sous la trajectoire d'évolution crustale, suggérant un léger apport crustal différent dans la source magmatique. Les zircons provenant des deux injections ainsi que de la pegmatite de Blanchette montrent 3 pics d'âge (Fig. 17A, B et C) : le premier entre 1050 et 1100 Ma correspondant aux âges de cristallisation, le second près de 1200 Ma et le dernier entre 1350 et 1400 Ma, correspondant à l'âge modèle déterminé. Le dernier pic d'âges

correspond probablement à l'âge de cristallisation de la roche source, l'origine de deuxième pic proche de 1200 Ma est plus difficilement interprétable et est probablement lié à un événement important de fusion crustal ayant affecté la région qui pourrait être lié à l'orogène elzévirien.

Les populations de zircons hérités montrent qu'ils ne proviennent pas de la fusion partielle des métasédiments du Wabash, puisque Papapavlou et al. (2022) a mesuré des pics de population dominant de zircons à 1,61, 1,80, 1,90, et 2,68 Ga les zircons détritiques d'un quartzite appartenant au Complexe de Wabash. La pegmatite de Blanchette et les injections granitiques contiennent très peu de zircons plus âgés que 1425 Ma ce qui exclut que ces derniers soient issus de la fusion partielle des paragneiss du Complexe de Wabash. Néanmoins, le quartzite ayant un âge maximal de déposition de  $1204 \pm 12$  Ma (Moukhsil et al. 2015) attribué aussi au Complexe de Wabash ne présente pas les populations observées au sein du quartzite daté par Papapavlou et al. (2022) et montre des zircons ayant des âges entre  $\sim 960$  Ma et  $\sim 1500$  Ma, ce qui pourrait être cohérent avec les populations de zircons obtenus pour les injections et la pegmatite de Blanchette. Mais, au sein de ce quartzite les zircons plus jeunes de  $\sim 1160$  Ma présentent des textures métamorphiques ce qui n'a pas observé dans nos échantillons et donc ces observations ne supportent pas non plus les paragneiss du Complexe de Wabash comme potentielle source pour les injections granitiques et la pegmatite de Blanchette riche en ETR.

L'âge modèle de  $\sim 1400$  Ma et la signature isotopique d'Hafnium des zircons hérités des injections sont cohérent avec l'âge de cristallisation de  $1416 \pm 8$  Ma (David, 2018) de la Suite plutonique de Vermillon, constituée principalement de gneiss granitiques. Le modèle de Turlin et al. (2019) propose que les dykes granitiques de pegmatites enrichies en ETR du Lac Okaopéo aient été formées par l'injection d'un magma issu de la fusion partielle des métasédiments de la ceinture paraautochtone. Ces pegmatites ont été datés entre  $1001,9 \pm 3,9$  et  $1004,2 \pm 2,3$  Ma et les âges modèles obtenues par les isotopes d'hafnium sont entre 2,05 Ma et 2,44 Ma. Il semblerait donc que l'âge des roches sources et leurs natures (sédimentaire vs ignée) ne joue pas un rôle clef pour la génération de pegmatite granitique riche en ETR au sein du Grenville.

## Les terres rares au sein des pegmatites

L'enrichissement en ETR dans les dykes de pegmatites minéralisés est porté par l'allanite. Les analyses de microsonde effectuées sur les allanites ont permis d'observer et quantifié la zonation dans ces minéraux. Ces cristaux sont des allanites-(Ce) puisqu'ils incorporent principalement des terres-rares légères. Elles contiennent souvent des inclusions de thorite, les rendant légèrement radioactives et métamictes (souligné par les fissures radiales anastomosée et les halos brunâtres). La zonation extrême d'un cristal d'allanite comme le cas de l'échantillon 21-SC-4007-C12 provenant de la zone fortement minéralisée du dyke de pegmatite permet d'atteindre des concentrations de 30 à 55 % d'ETR, caractérisée également par de faibles totaux d'éléments analysés. Un tel enrichissement indique une autre phase minérale que l'allanite-(Ce) est présente et qui est formée principalement par des processus répétés de dissolution et de reprecipitation (Spear and Pyle, 2002). La phase minérale correspondante pourrait être une altération en fluocarbonate riche en ETR des allanites. Ces minéraux, tels la bastnäsite-(Ce) ou la synchysite-(Ce) peuvent incorporer davantage de terres rares et le CO<sub>3</sub> contenu ne peut être analysé par la microsonde électronique, expliquant les faibles totaux (Al-Ani et al., 2018).

Les analyses à la microsonde sur les amphiboles ont également permis de discriminer chimiquement les échantillons de la pegmatite de Blanchette fortement minéralisés en ETR, les échantillons de la pegmatite de Blanchette faiblement minéralisée en ETR et les injections granitiques. Les températures de cristallisation des amphiboles diminuent progressivement : celles de l'injection granitique 21-SC-4006-B1 sont à 839 °C, les amphiboles des pegmatites faiblement minéralisées sont à 832 et 826 °C, les amphiboles de l'injection granitique 21-SC-4007-B3 sont à 822 °C et les amphiboles de la zone enrichies fortement en ETR au sein de Blanchette ont cristallisées à 816 °C. Les fugacités d'oxygène des échantillons de la pegmatite de Blanchette obtenues par les amphiboles diminuent également vers la zone minéralisée, indiquant que cette dernière correspond au cœur de la pegmatite ayant cristallisé en dernier. Les amphiboles des injections granitiques ont des fugacités d'oxygène se rapprochant de celle des pegmatites de la zone plus faiblement minéralisée de Blanchette. Il y a également une évolution magmatique des injections granitiques vis-à-vis les pegmatites faiblement minéralisées à minéralisées

marquée par le Mg#, le contenu en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et celui en Cl des amphiboles ce qui témoigne d'une différenciation magmatique. Les analyses à la microsonde effectuée sur les biotites des injections granitiques et des pegmatites montrent très peu de corrélation exceptée que le contenu en Cl des biotites de l'injection 21-SC-4006-B1 est très faible comparé aux autres échantillons. Les éléments traces des zircons marquent également cette distribution des températures de cristallisation décroissante des zircons allant de l'injection granitique 21-SC-4006-B1, celle de l'injection 21-SC-4007-B3 et puis celle de la pegmatite de Blanchette. Cela indique que la zone fortement minéralisée de Blanchette serait le résultat du fractionnement de la source magmatique ayant formée la pegmatite de Blanchette et les injections granitiques, et que cet enrichissement en ETR peut être à la différenciation du magma issus de la fusion partielle de roche provenant de la Suite plutonique de Vermillon.

## VI. Conclusion

La pegmatite de Blanchette présente une minéralisation fortement zonée en ETR au sein du dyke (jusqu'à 2,7%). Les analyse U-Pb des zircons ont permis de dater la Suite intrusive de Toad (21-SC-4000-A1) à proximité à  $1008 \pm 3$  Ma, deux faciès d'injections granitiques apparentées au mobilisat (21-SC-4006-B1 et 21-SC-4007-B3) à  $1063 \pm 6$  Ma et  $1078 \pm 3$  Ma ainsi que la pegmatite de Blanchette (21-SC-4007-C10) à  $1062 \pm 6$  Ma. L'âge de cristallisation de la pegmatite riche en ETR de Blanchette est plus vieux que le magmatisme alcalin régional indiquant qu'il s'agit de deux évènements minéralisateurs distincts. Les dates, les isotopes d'Hf et les éléments traces des zircons montrent la similarité entre la pegmatite et les injections granitiques, provenant semblablement de la même source. Par les signatures isotopiques d'hafnium, cette source d'âge modèle d'environ 1400 Ma et ne montrant pas la signature des zircons détritique du paragneiss de Wabash est plus cohérente avec la fusion partielle des gneiss granitiques de la Suite plutonique de Vermillon ( $1416 \pm 8$  Ma). La continuité de zircons hérités selon une trajectoire d'évolution crustale suggère la fusion continue de cette unité sur une durée d'environ 350 Ma. Les analyses à la microsonde sur les amphiboles indiquent que les températures de cristallisation de celles-ci ainsi que les fugacités d'oxygène diminuent progressivement des injections granitiques à la pegmatite de Blanchette, puis sont minimale vers la zone fortement minéralisée en ETR. La zone fortement minéralisée serait le liquide résiduel fortement enrichi en ETR,

suite à la cristallisation des injections granitiques et des zones moins minéralisées en ETR de la pegmatite de Blanchette. Les allanites de la zone fortement minéralisée présentent également des phases extrêmement enrichies en ETR (somme entre 30 et 55 wt.%), correspondant possiblement à des altérations fluocarbonates des bordures. Comparé à l'étude précédente effectuée dans la région du lac Okaopéo par Turlin et al. (2017), cela implique que l'âge des roches sources et leurs natures (sédimentaire vs ignée) n'est pas un critère clé pour la formation de pegmatites granitiques enrichies en ETR dans la partie centrale de la Province de Grenville.

# Références

- Al-Ani, T., Molnár, F., Lintinen, P., & Leinonen, S. (2018). Geology and Mineralogy of Rare Earth Elements Deposits and Occurrences in Finland. *Minerals*, 8(8), 356. <https://doi.org/10.3390/min8080356>
- Augland, L. E., Moukhsil, A., & Solgadi, F. (2017). Mantle influence of syn- to late-Grenvillian alkaline magmatism in the Grenville Province: Causes and implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(3), 263-277. <https://doi.org/10.1139/cjes-2016-0135>
- Barton, M. D., & Young, S. (2002). Non-pegmatitic Deposits of Beryllium: Mineralogy, Geology, Phase Equilibria and Origin. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50(1), 591-691. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.14>
- Boily, M., & Gosselin, C. (2012.). The main types of rare metal mineralization (Y-Zr-Nb-Ta-B e-Li-REE) in Québec.
- Camus, Y., & Laferrrière, A. (2010). NI 43–101 technical report, mineral resource estimation, Kipawa deposit, Zeus Project, Quebec, Matamec Explorations Inc. SGS Canada Inc.
- Černý, P. (1991). Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*.
- Corrigan, D., & Breemen, O. van. (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. <https://doi.org/10.1139/e17-027>
- Côté, G., Moukhsil, A., Constantin, M., & David, J. (2018). Geochemical Characterization, Geochronology, and Geodynamic Implications of Grenville Rare Earths Bearing Syenites, Haut-Saint-Maurice, QC, Canada. *Minerals*, 8(8), 336. <https://doi.org/10.3390/min8080336>
- Currie, K. L., & Van Breemen, O. (1996). The origin of rare minerals in the Kipawa syenite complex, western Quebec. *The Canadian Mineralogist*. <https://doi.org/435-451>
- David, J. (2018). Datations U-Pb dans les provinces de Grenville et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2016-2017. MERN, GEOTOP; [MB 2018-17](#), 22 pages.
- Ercit, T. S. (2005). REE-enriched granitic pegmatites, in Linnen, R.L., and Samson, I.M., eds., *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes 17*, p. 175-199.
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Gouvernement du Québec. (2020). Les minéraux critiques et stratégiques : Plan québécois pour la valorisation des minéraux critiques et stratégiques 2020-2025. Ministère de l'énergie et des ressources naturelles.

- 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(5), 795-829. <https://doi.org/10.1139/e01-090>
- Indares, A. (2020). Deciphering the metamorphic architecture and magmatic patterns of large hot orogens : Insights from the central Grenville Province. *Gondwana Research*, 80, 385-409. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.013>
- Leake, B. E., & Woolley, A. R. (s. d.). Nomenclature of amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names.
- Lentz, D. (1996). U, Mo, and REE mineralization in late-tectonic granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canada. *Ore Geology Reviews*, 11(4), 197-227. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00034-8](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00034-8)
- Loucks, R. R., Fiorentini, M. L., & Henríquez, G. J. (2020). New Magmatic Oxybarometer Using Trace Elements in Zircon. *Journal of Petrology*, 61(3), ega034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa034>
- McDonough, W. F., & Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moukhsil, A., Côté, G., 2017. Géologie de la région de Wemotaci, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville). MERN; [RG 2017-03](#), 44 pages, 2 plans.
- MOUKHSIL, A., EL BOURKI, M., 2021. Géologie de la région de Girardville, Province de Grenville, région du Saguenay – Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. MERN; [BG 2021-02](#), 1 plan.
- Moukhsil, A., et Solgadi, F. (2018). Géologie, potentiel minéral et cadre géodynamique des roches de la région du réservoir Daniel-Johnson (Manicouagan), partie centrale de la Province de Grenville. MERN; [MM 2017-01](#), 307 pages, 1 plan.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Belckacim, S., Augland, L. E., David, J., 2015. Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville). MERN, UQAT-URSTM, GEOTOP-UQAM-MCGILL; [RG 2015-04](#), 62 pages, 1 plan.
- Néron, A., Bédard, L. P., & Gaboury, D. (2018). The Saint-Honoré carbonatite REE zone, Québec, Canada: Combined magmatic and hydrothermal processes. *Minerals*, 8(9), 397.
- Papapavlou, K. (2020). U-Pb geochronology report; Grenville 2019-2020.
- 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. <https://doi.org/10.1017/S0016756821001023>

- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: IMPROVED LASER ABLATION U-Pb GEOCHRONOLOGY. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas : An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province : Review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86(3-4), 117-154. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00038-7)
- 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 1 This article is one of a series of papers published in CJES Special Issue: In honour of Ward Neale on the theme of Appalachian and Grenvillian geology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(1), 1-42. <https://doi.org/10.1139/e11-014>
- 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. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00063>
- Simandl, G. J. (2014). Geology and market-dependent significance of rare earth element resources. *Mineralium Deposita*, 49(8), 889-904. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0546-z>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Soucy La Roche, R., Gervais, F., Tremblay, A., Crowley, J. L., & Ruffet, G. (2015). Tectono-metamorphic history of the eastern Taureau shear zone, Mauricie area, Québec : Implications for the exhumation of the mid-crust in the Grenville Province. *Precambrian Research*, 257, 22-46. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.012>
- Spear, F. S., & Pyle, J. M. (s. d.). Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks.
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thériault, R., & Beauséjour, S. (2012). Geological map of Quebec.

Turlin, F., André-Mayer, A.-S., Moukhsil, A., Vanderhaeghe, O., Gervais, F., Solgadi, F., Groulier, P.-A., & Poujol, M. (2017). Unusual LREE-rich, peraluminous, monazite- or allanite-bearing pegmatitic granite in the central Grenville Province, Québec. *Ore Geology Reviews*, 89, 627-667. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.019>

Turlin, F., Vanderhaeghe, O., Gervais, F., André-Mayer, A.-S., Moukhsil, A., Zeh, A., Solgadi, F., & I.P.T.N. (2019). Petrogenesis of LREE-rich pegmatitic granite dykes in the central Grenville Province by partial melting of Paleoproterozoic-Archean metasedimentary rocks : Evidence from zircon U-Pb-Hf-O isotope and trace element analyses. *Precambrian Research*, 327, 327-360. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.009>

Vermeesch, P. (2018). IsoplotR : A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>

Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 37, no. 3. <https://doi.org/320-326>

Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S., & Kemp, R. (2004). Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation. *Chemical Geology*, 209(1-2), 121-135. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.026>

# Annexe