POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

Contexte tectono-magmatique de mise en place de carbonatites minéralisées en éléments des terres rares dans la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale au Québec

JEANNE CARABIN

Département des génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

Génie minéral

Novembre 2024

© Jeanne Carabin, 2024.

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

Contexte tectono-magmatique de mise en place de carbonatites minéralisées en éléments des terres rares dans la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale au Québec

présenté par **Jeanne CARABIN**

en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

Charles Bérubé, président

Félix Gervais, membre et directeur de recherche

Anne-Aurélie Sappin, co-directrice de recherche

Renaud Soucy-Laroche, membre

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier une myriade de personnes qui ont été à mes côtés du début jusqu'au dépôt final de ce mémoire.

À Félix Gervais, mon directeur de recherche. Merci de m'avoir partagé ta passion, ta curiosité, et ton enthousiasme de la recherche, surtout pour discuter des plus récentes découvertes géologiques. Je ressors de cette maîtrise en étant profondément enrichie, en grande partie grâce à ton expertise, ta patience et ta confiance.

À Anne-Aurélie Sappin, ma co-directrice de recherche. Merci pour ta présence bienveillante lors du terrain et pour tes contributions toujours constructives à mon projet.

À Chris Lambert, Charles Kavanagh-Lepage, Alexandre Beaudry et Jérémie Dufour, de l'équipe de recherche de Poly. Bien que mon temps passé avec vous fut bref, merci de m'avoir éclairée sur mes nombreux questionnements d'étudiante parfois désemparée face aux défis des cycles supérieurs, et de m'avoir fourni un exemple à suivre.

À Joshua Davies, Morgann Perrot, Julien Gogot, André Poirier et toute l'équipe du Geotop, merci pour votre guidance et votre aide inégalées dans la réalisation et l'accomplissement des analyses géochronologiques. À Philippe Plamondon, du $(CM)^2$, merci d'avoir consacré une partie de ton temps à m'expliquer avec attention les techniques d'imagerie au MEB.

Au Mellön et à tous ceux que cet endroit unit. Merci d'avoir été une source inestimable de moments précieux qui m'ont apporté tant de réconfort, et ce, même dans les périodes les plus difficiles.

À Coco, Andi, Flo, Sophie, Val, Meg, Simon, Mathou, Maude, merci pour votre écoute et pour les aventures vécues en votre compagnie, essentielles à mon bien-être. À Tan, merci pour tous ces moments passés à se soutenir mutuellement dans nos rédactions. À François et Claire, merci pour votre chaleureuse présence, de loin ou de près. À Papa et Maman, merci pour votre soutien et vos encouragements inconditionnels, sans lesquels je n'aurais pas pu m'épanouir autant dans ce projet.

RÉSUMÉ

Plusieurs carbonatites minéralisées en éléments des terres rares (ETR) ont été identifiées le long d'une importante zone de déformation traversant le Québec et l'Ontario, c.-à-d. la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale (CMBBZ). Dans le cadre de travaux géoscientifiques antérieurs, ces carbonatites et leurs roches silicatées associées ont été décrites comme étant génétiquement liées à la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta, une suite alcaline potassique située à proximité. Selon des données géochronologiques, cette suite aurait été mise en place entre environ 1090 et 1070 Ma, coïncidant avec le début présumé de la collision continentale à l'origine de l'Orogénie grenvillienne. Cette étude a pour objectif de déterminer le contexte tectono-magmatique de mise en place des carbonatites de la CMBBZ, et d'établir des contraintes géochronologiques sur les évènements syn- et post-déformation au sein de cette zone. La géochronologie U-Pb par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS) sur zircon provenant de sept échantillons fournit des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de : **(1)** 1193 ± (5) [erreur analytique uniquement : erreur non propagée] 16 [erreur incluant les incertitudes systématiques : erreur propagée] Ma pour une pegmatite syéno-granitique pré- à syn-déformation; **(2)** 1162 ± (5) 16 Ma pour un leucosome à orthopyroxène syn-déformation situé dans le quadrant extensif d'un boudin mafique cisaillé; **(3)** 1157 ± (4) 16 Ma pour une pegmatite syénitique syn-déformation caractérisée par des micro-textures indicatives de liquide carbonatitique mettant en évidence une mise en place syn-déformation des carbonatites de la CMBBZ; **(4)** 1149 ± (12) 18 Ma pour une pegmatite syéno-granitique tardi-déformation; **(5)** 1053 ± (13) 18 Ma, **(6)** 1027 ± (11) 16 Ma et **(7)** 1022 ± (6) 15 Ma pour trois dykes post-tectoniques. Ces résultats, corroborés par des observations de terrain et au microscope, ainsi que des données géochimiques, montrent que la formation des carbonatites minéralisées en ETR le long de la CMBBZ n'est pas liée à la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta. Cependant, les résultats révèlent que ces carbonatites sont issues d'un évènement convergent plus ancien: l'Orogénie Shawinigan (ca. 1190-1140 Ma). Par ailleurs, la fusion partielle associée à une zone en subduction avant ou lors de cette orogenèse pourrait avoir joué un rôle clé dans la pétrogenèse de ces intrusions.

Les conclusions de ce mémoire suggèrent que ces carbonatites pourraient constituer un rare exemple de carbonatite syn-convergente à l'échelle mondiale.

ABSTRACT

Several rare earth element (REE)-bearing carbonatite occurrences have been identified along a significant deformation zone going across Quebec and Ontario, i.e., the Central Metasedimentary Belt Boundary Zone (CMBBZ). In previous geoscientific studies, these carbonatite occurrences and their associated silicate rocks were described as being genetically linked to the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite, an alkaline potassic suite located nearby. According to geochronological data, this suite was emplaced between approximately 1090 and 1070 Ma, coinciding with the presumed onset of the continental collision that led to the formation of the Grenville Orogen. This study aims to elucidate the tectono-magmatic context of carbonatite emplacement along the CMBBZ and to establish geochronological constraints on syn- and post-deformation events within this zone. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb geochronology on zircon from seven samples yields $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages of: **(1)** 1193 ± (5) [analytical error only: non propagated error] 16 [error including systematic uncertainties: propagated error] Ma for a pre- to syn-deformation syeno-granitic pegmatite; **(2)** 1162 ± (5) 16 Ma for a syn-deformation orthopyroxene leucosome located in the extensional quadrant of a sheared mafic boudin; **(3)** 1157 ± (4) 16 Ma for a syn-deformation syenitic pegmatite characterized by micro-textures indicative of carbonatitic melt, providing evidence for a syn-deformation emplacement of carbonatites along the CMBBZ; **(4)** 1149 ± (12) 18 Ma for a late-deformation syeno-granitic pegmatite; **(5)** 1053 ± (13) 18 Ma, **(6)** 1027 ± (11) 16 Ma, and **(7)** 1022 ± (6) 15 Ma for three post-tectonic dykes. These results, corroborated by field and microscopic observations, and geochemical data, show that the formation of REE-bearing carbonatites along the CMBBZ is not related to the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite. However, results indicate that these carbonatites originated from an older convergent event: the Shawinigan Orogeny (ca. 1190-1140 Ma). Furthermore, slab-melting prior to or during this orogeny may have played a key role in the petrogenesis of these intrusions.

The conclusions of this study further suggest that these carbonatites may represent a rare example of syn-convergent carbonatite on a global scale.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS III

RÉSUMÉ IV

ABSTRACT V

TABLE DES MATIÈRES VI

LISTE DES TABLEAUX X

LISTE DES FIGURES XI

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS XVIII

LISTE DES ANNEXES XIX

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 20

1.1 Aperçu de la Province de Grenville 21

1.2 Zone d'étude 22

1.2.1 Délimitations de la zone d'étude 22

1.2.2 Études antérieures 22

1.2.3 Géologie de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous 23

1.3 Problématique et objectifs 26

1.4 Méthodologie 28

1.4.1 Planification du travail de terrain, emplacement et accès 28

1.4.2 Techniques de cartographie 28

1.4.3 Pétrographie et géochimie sur roche totale 29

1.4.4 Datation U-Pb sur zircon 30

1.5 Contributions des coauteurs 30

1.6 Présentations de résultats préliminaires 31

CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : INSIGHTS INTO A SYNCONVERGENT ORIGIN FOR REE-BEARING CARBONATITES IN THE GRENVILLE PROVINCE: EVIDENCE FROM GEOCHRONOLOGY WITHIN THE CENTRAL METASEDIMENTARY BELT BOUNDARY ZONE (SOUTHWESTERN QUEBEC, CANADA) 32

2.1 Avant-propos 32

2.2 Abstract 32

2.3 Introduction 33

2.4 Geological background 37

2.4.1 Review of Shawinigan tectonic and magmatism ages in the CMB and Adirondacks 37

2.4.2 CMBBZ 46

2.5 Sampling and analytical methods 47

2.5.1 Sampling 47

2.5.2 Micro X-ray fluorescence and petrographic characterization 47

2.5.3 Whole-rock geochemistry 47

2.5.4 Geochronology U-Pb LA-ICP-MS 48

2.5.4.1 Sample preparation and analytical procedure 48

2.5.4.2 Age and error calculations 48

2.5.4.3 Classification of zircon zones 50

2.6 Results 50

2.6.1 Field relationships 50

2.6.1.1 Geological units and structural characteristics of the Baskatong Reservoir area 50

2.6.1.2 Carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit 51

2.6.2 Geochemical classification and composition of carbonatites and calcite clinopyroxenite 56

2.6.3 Geochronological results 57

2.6.3.1 Sample 22-JC17C 57
2.6.3.1.1 Outcrop and sample description 57
2.6.3.1.2 Zircon morphology 58
2.6.3.1.3 U-Pb geochronology and interpretation 58
2.6.3.2 Sample 22-JC07E 60
2.6.3.2.1 Outcrop and sample description 60
2.6.3.2.2 Zircon morphology 60
2.6.3.2.3 U-Pb geochronology and interpretation 60
2.6.3.3 Sample 22-JC17A 63
2.6.3.3.1 Outcrop and sample description 63
2.6.3.3.2 Zircon morphology 63
2.6.3.3.3 U-Pb geochronology and interpretation 63
2.6.3.4 Sample 22-JC07D 65
2.6.3.4.1 Outcrop and sample description 65
2.6.3.4.2 Zircon morphology 65
2.6.3.4.3 U-Pb geochronology and interpretation 65
2.7 Discussion 68
2.7.1 Nature and timing of deformation along the CMBBZ in Quebec 68
2.7.2 Implications for carbonatite magmatism along the CMBBZ 69
2.7.2.1 Link with the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite? 69
2.7.2.2 Arc-related Shawinigan magmatism in southwestern Grenville 69
2.7.2.3 Tectonic setting for the emplacement of carbonatite along the CMBBZ 70
2.8 Conclusion 71
2.9 Acknowledgments 72
CHAPITRE 3 COMPLÉMENTS À L'ARTICLE 73
3.1 L'évolution tectono-magmatique de la CMB au Québec représentée sur le terrain 73
3.2 Résultats géochronologiques supplémentaires 77
3.2.1 Datation d'une unité de pegmatite blanche à l'affleurement 22-JC03 77
3.2.1.1 Description de l'échantillon 22-JC03C 77

3.2.1.2 Morphologie des zircons 77
3.2.1.3 Géochronologie U-Pb et interprétation 78
3.2.2 Datation de matériel felsique en marge du dyke interprété comme appartenant à la suite de Chevreuil à l'affleurement 22-JC03 80
3.2.2.1 Description de l'échantillon 22-JC03E 80
3.2.2.2 Morphologie des zircons 80
3.2.2.3 Géochronologie U-Pb et interprétation 80
3.2.3 Datation d'un dyke de granite rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette à l'affleurement 22-JC10 82
3.2.3.1 Description de l'affleurement et de l'échantillon 22-JC10C 82
3.2.3.2 Morphologie des zircons 82
3.2.3.3 Géochronologie U-Pb et interprétation 83
CHAPITRE 4 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS 85
RÉFÉRENCES 87
ANNEXES 101

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks. 40

Tableau A. 1 : Données analytiques LA-ICP-MS U-Pb. 101

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). 103

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). 111

Tableau A. 4 : Sommaire des résultats géochronologiques par datation U-Pb LA-ICP-MS des échantillons de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous..... 116

Tableau B. 1 : Analyses géochimiques complètes des 25 échantillons 125

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : **(A)** Subdivisions de la Province de Grenville avec localisation de la CMB et de la zone d'étude (B). Modifiée d'après Lambert (2023) (Dickin *et al.*, 2020 ; Jannin *et al.*, 2018 ; Rivers, 2008). **(B)** Carte géologique simplifiée de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous. Modifiée d'après Lambert (2023), Wynne-Edwards (1976) et les données tirées du SIGEOM. BSZ—Zone de cisaillement de Baskatong (Baskatong Shear Zone), CSZ—Zone de cisaillement de Cayamant (Cayamant Shear Zone), K-S—Kensington-Skootamatta. 25

Figure 2.1 : **(A)** Subdivision of the Grenville Province modified after Lambert *et al.* (2023) (Dickin *et al.*, 2020 ; Jannin *et al.*, 2018 ; Rivers, 2008) with the location of the CMB (hatched area) and the study area (B). **(B)** Simplified geological map of the Baskatong Reservoir area (modified after Wynne-Edwards (1976), SIGEOM database and Lambert *et al.* (2023)). **(C)** Lower-hemisphere stereographic projection of measured structures (foliations and lineations). BSZ—Baskatong Shear Zone, CSZ—Cayamant Shear Zone, K-S—Kensington-Skootamatta. 37

Figure 2.2 : Distribution of plutons from various plutonic suites in the CMB and Adirondacks. AMCG—anorthosite-mangerite-charnockite-granite, ARS – Antwerp-Rossie Suite, K-S—Kensington-Skootamatta, MCG—Mangerite-charnockite-granite (granitoid part of AMCG Suite); BSZ—Baskatong Shear Zone, CSZ—Cayamant Shear Zone, CCSZ—Carthage-Colton Shear Zone, BLSZ—Black Lake Shear Zone, HDZ—Heney Deformation Zone, LSZ—Labelle Shear Zone, MSZ—Maberly Shear Zone, PLSZ—Piseco Lake Shear Zone, RLSZ—Robertson Lake Shear Zone. Modified from Corriveau and van Breemen (2000), Davidson and van Breemen (2000), Peck et al. (2013), Valentino et al. (2019), Lambert et al. (2023), and SIGEOM database. 45

Figure 2.3 : Examples of kinematic indicators within the CMBBZ observed in the plane perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. All indicate a sinistral-normal sense of shear. **(a)** Outcrop 22-JC17: Granitic dyke crosscutting the foliation is dissected into sigma-shape porphyroclasts. **(b)** Outcrop 22-JC17: sigma-

shape porphyroclasts. **(c)** Outcrop 22-JC08: Foliation in host mafic gneiss is entrained into crosscutting granitic dykes defining a C/S fabric with the dykes as C planes. 51

Figure 2.4 : Field photographs of carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit. **(a)** Outcrop 22-JC15 (near Baie-Mercier REE occurrence): Weakly deformed association of carbonatite and clinopyroxenite, with commingling features such as diffuse and lobate boundaries between the two units. **(b)** Outcrop 22-JC16 (Baie-Mercier REE occurrence): Undeformed tremolite-bearing carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit. Note the indistinct boundaries defining the tremolite-rich areas within the unit. **(c)** Outcrop 22-JC07: Deformed carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) unit, on a surface perpendicular to the lineation (YZ section of deformation ellipsoid). Note the mutual intrusive relationships between units, as well as the diffuse and lobate contact between carbonatite and the two other phases. **(d)** Outcrop 22-JC07: Deformed carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit, on surfaces perpendicular and parallel to the lineation (YZ and XY sections of deformation ellipsoid). Note the lobate contact between all units. **(e)** Outcrop 22-JC07: Deformed clinopyroxenite units exhibiting L-tectonite structures in syenite unit, on a surface parallel to the lineation (XZ section of the strain ellipsoid). **(f)** Outcrop 22-JC07: Highly strained carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) unit, exhibiting L-tectonite structures (XZ section of deformation ellipsoid). The identification of carbonatites within the mixed unit is challenging due to the highly deformed and commingling textures. **cpxite** = clinopyroxenite; **cbn** = carbonatite; **tr** = tremolite..... 53

Figure 2.5 : **(a)** Petrographic characterization from µ-XRF maps in a carbonatite sample (22-JC07A3), with photomicrograph for reference corresponding to the red frame on the µXRF image. **(b-e)** Evidence of interstitial calcite surrounding silicate grains of **(b-c)** a syenitic pegmatite, sample 22-JC07E, **(d)** a syenitic pegmatite, sample 22-JC12; and **(e)** a tremolite-rich unit, sample 22-JC16A. **Bt** = biotite; **Cal** = calcite; **Kf** = K-feldspar; **Tr** = Tremolite. 55

Figure 2.6 : **(a)** Carbonatite samples from the Baskatong Reservoir area plotted in [Sr + Ba] to [REE + Y] discriminative bivariate plot recommended to distinguish igneous carbonatites from marbles derived from carbonate sedimentary rocks (modified from

Simandl and Paradis, 2018). **(b)** Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns for the carbonatite and clinopyroxenite samples from the Baskatong Reservoir area. The field of unmineralized carbonatites is from Hornig-Kjarsgaard (1998). 57

Figure 2.7 : Sample 22-JC17C. **(a)** Sample taken in rectangle area, from an orthopyroxene-bearing granitic leucosome in the extensive quadrant of a sheared mafic boudin. **(b)** Examples of zircon morphologies with the types of zones defined herein and the localization of 30 µm-diameter spots. **(c)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date (µ ± (x) y) for type 1 & 2 (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(d)** Wetherill concordia diagram. 59

Figure 2.8 : Sample 22-JC07E. **(a)** Mutually intrusive white syenitic pegmatite and clinopyroxenite units. **(b)** Centimetric titanite phenocrysts oriented parallel to the lineation in the white syenitic pegmatite. **(c)** Examples of zircon morphologies with the type of zones defined herein and localization of 30 µm-diameter spots. **(d)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date (µ ± (x) y) for type 1 & 2 (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(e)** Wetherill concordia diagram. The red-bordered rectangles and ellipses in (d) and (e) represent the five younger data points. An age was calculated exclusively for this population of type 2 zones. The white rectangles and ellipses in (d) and (e) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 30 homogenous population. Eleven analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (d) & (e). **Cpxite** = clinopyroxenite. 62

Figure 2.9 : Sample 22-JC17A. **(a)** Exposure of the white syenogranitic pegmatite crosscutting the foliation within a mafic boudin. Foliation is deflected along the boundary with the dyke consistent with a sinistral sense of shear. **(b)** Examples of zircon morphologies and the localization of 30 µm-diameter spots. **(c)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (µ ± (x) y) (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined

propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(d)** Wetherill concordia diagram. The white rectangles and ellipses in (c) and (d) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 8 homogenous population. Analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (c) & (d). 64

Figure 2.10 : Sample 22-JC07D. **(a)** Mosaic of aerial photographs of the outcrop, where pink granitic dyke crosscuts other lithologies (i.e. marble, granitic gneiss, white syenitic pegmatite and carbonatite-clinopyroxenite mixed unit) with a sharp contact. **(b)** General aspect of the late granitic pink dyke. **(c)** Examples of zircon morphologies with the type of zones defined herein and localization of 30 µm-diameter spots. **(d)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (µ ± (x) y) (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(e)** Wetherill concordia diagram. The white rectangles and ellipses in (d) and (e) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 34 homogenous population. Analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (d) & (e). 67

Figure 3.1 : Cartographie détaillée d'un affleurement situé à Grand-Remous (22-JC03), à partir d'une mosaïque de photographies aériennes. Cet affleurement a été interprété comme correspondant à un aperçu typique de l'évolution tectono-magmatique de la CMB (Corriveau *et al.*, 2018). Les fines lignes blanches correspondent aux limites des bancs d'environ 1 mètre d'épaisseur. 75

Figure 3.2 : Échantillon 22-JC03C. **(a)** Localisation de l'échantillon 22-JC03C (rectangle blanc) dans une vue aérienne d'une partie du sud l'affleurement. **(b)** Vue rapprochée sur une veine de pegmatite blanche syéno-granitique. Notez la présence de cristaux de quartz étirés dans la matrice. **(c)** Exemples de morphologies de zircon ainsi que le type de zone identifié dans chaque grain, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(d)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) pour les zones de types 1 et 2 (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude

combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(e)** Diagramme concordia de Wetherill. Les rectangles et ellipses sans couleurs dans les diagrammes (d) and (e) représentent les analyses exclues du calcul d'âge final par moyenne pondérée pour la population homogène n = 32. 79

Figure 3.3 : Échantillon 22-JC03E. **(a)** Localisation de l'échantillon 22-JC03E (rectangle blanc) dans une vue aérienne d'une partie du sud l'affleurement. **(b)** Vue rapprochée sur l'endroit d'échantillonnage de l'échantillon 22-JC03E. Notez le matériel felsique mélangé dans le dyke mafique interprété comme la Suite Intrusive de Chevreuil. **(c)** Exemples de morphologies de zircon ainsi que le type de zone identifié dans chaque grain, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(d)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) pour les zones de types 1 et 2 (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(e)** Diagramme concordia de Wetherill. Les 43 analyses n'étant pas dans l'intervalle de confiance de ±10% discordance ne sont pas représentées dans les diagrammes (d) et (e). Une analyse de type 1 rejetée par le logiciel IsoplotR du calcul d'âge final, est représentée par le rectangle et ellipse sans couleur. 82

Figure 3.4 : Échantillon 22-JC10C. **(a)** Dyke de granite rose tardif interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette qui recoupe avec un contact franc les autres lithologies sur l'affleurement. **(b)** Exemples de morphologies de zircon de l'échantillon, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(c)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) de l'échantillon (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(d)** Diagramme concordia de Wetherill. Les 40 analyses n'étant pas dans l'intervalle de confiance de ±10% discordance ne sont pas représentées dans les diagrammes (c) et (d). 84

Figure A. 1 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC03C avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve, type 3 en rouge) et localisation de points de 30 µm de diamètre 117

Figure A. 2 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC03E avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve, type 3 en rouge) et localisation de points de 30 µm de diamètre 118

Figure A. 3 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC07D et localisation de points de 30 µm de diamètre 119

Figure A. 4 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC07E avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve) et localisation de points de 30 µm de diamètre 121

Figure A. 5 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC10C et localisation de points de 30 µm de diamètre 122

Figure A. 6 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC17A et localisation de points de 30 µm de diamètre 123

Figure A. 7 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22JC17C avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve) et localisation de points de 30 µm de diamètre 124

Figure B. 1 : Carte pétrographique d'une unité de métapélite (échantillon 22-JC03A, Grand-Remous)..... 129

Figure B. 2 : Carte pétrographique d'une unité de quartzite (échantillon 22-JC03B, Grand-Remous)..... 129

Figure B. 3 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC03C, Grand-Remous). 130

Figure B. 4 : Carte pétrographique d'une unité d'amphibolite (échantillon 22-JC05B)..... 130

Figure B. 5 : Carte pétrographique d'une unité de gabbro (échantillon 22-JC05C). 131

Figure B. 6 : Carte pétrographique d'une unité de silicocarbonatite (échantillon 22-JC07A1).. 131

Figure B. 7 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC07C). 132

Figure B. 8 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette (échantillon 22-JC07D). 132

Figure B. 9 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syénitique (échantillon 22-JC07E). 133

Figure B. 10 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette (échantillon 22-JC10C). 133

Figure B. 11 : Carte pétrographique d'une unité de marbre (échantillon 22-JC11A). 134

Figure B. 12 : Carte pétrographique d'une unité monzonitique intrusive dans du marbre, interprétée comme appartenant à la suite de Chevreuil (échantillon 22-JC11B). 134

Figure B. 13 : Carte pétrographique d'une pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC12C). 135

Figure B. 14 : Carte pétrographique d'une unité de clinopyroxénite à calcite (échantillon 22-JC15B). 135

Figure B. 15 : Carte pétrographique d'une unité de clinopyroxénite à calcite (échantillon 22-JC16A). 136

Figure B. 16 : Carte pétrographique d'un échantillon de carbonatite (échantillon 22-JC16B, Baie-Mercier). 136

Figure B. 17 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC17A). 137

Figure B. 18 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose (échantillon 22-JC17D). 137

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

AB	Ceinture allochtone (Allochthonous Belt)
ABT	Zone de Charriage Allochtone (Allochthon Boundary Thrust)
BSZ	Zone de Cisaillement de Baskatong (Baskatong Shear Zone)
CL	Cathodoluminescence
CMB	Ceinture métasédimentaire centrale (Central Metasedimentary Belt)
CMBBZ	Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale (Central Metasedimentary Belt Boundary Zone)
CSZ	Zone de Cisaillement de Cayamant (Cayamant Shear Zone)
ETR	Éléments des terres rares
FUS-ICP-MS	Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (Fusion-inductively coupled plasma-mass spectrometry)
HF	Acide fluorhydrique (Hydrofluoric acid)
ID-TIMS	Spectrométrie de masse par ionisation thermique (Isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry)
L/H/REE(s)	Light/Heavy Rare earth element(s)
LA-ICP-MS	Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation au laser (Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry)
LDT	Terrane de Lac Dumoine (Lac Dumoine Terrane)
MLT	Terrane de Mont-Laurier (Mont-Laurier Terrane)
MSWD	Déviation quadratique moyenne pondérée (Mean square weighted deviation)
PB	Ceinture parautochtone (Parauchthonous Belt)
PF	Estimation de probabilité (Probability of fit)
SEM	Microscope électronique à balayage (MEB) (Scanning electron microscope)
VT	Terrane de Vérendrye (Vérendrye Terrane)

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A TABLEAUX ET FIGURES SUPPLÉMENTAIRES AUX DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES 101

ANNEXE B TABLEAUX ET FIGURES COMPLÉMENTAIRES AUX DONNÉES GÉOCHIMIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES 125

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Les carbonatites sont des roches ignées rares qui sont caractérisées par d'importantes minéralisations en éléments des terres rares (ETR), une série d'éléments chimiques qui incluent le groupe des quinze lanthanides, ainsi que le scandium et l'yttrium (Castor et Hedrick, 2006 ; Wall, 2014 ; Walters et Lusty, 2011). Ces métaux sont de plus en plus prisés à l'échelle mondiale, notamment pour répondre à la demande croissante en technologies telles que les téléphones cellulaires et les ordinateurs, ainsi que dans la production d'énergies renouvelables : panneaux solaires, éoliennes, véhicules hybrides et électriques, batteries rechargeables, et bien plus encore (Balaram, 2019 ; Dushyantha *et al.*, 2020 ; Van Gosen *et al.*, 2017a). Bien que ces métaux soient relativement communs dans la croûte terrestre, leurs concentrations sont généralement faibles et disséminées, ce qui explique le peu de gisements d'ETR économiquement exploitables (Balaram, 2019, 2022). Les processus menant à la minéralisation en ETR dans les carbonatites restent encore énigmatiques, mais les études sur le sujet sont en croissance, et visent notamment à mieux définir les environnements tectoniques favorables à la formation des carbonatites.

De tels environnements tectoniques favorables sont généralement de nature extensionnelle, par exemple dans des zones de rifts (Humphreys-Williams et Zahirovic, 2021 ; Simandl et Paradis, 2018a) ou dans des contextes orogéniques post-collisionnels (Goodenough *et al.*, 2021). En revanche, les carbonatites formées dans des contextes orogéniques syn-collisionnels sont très peu documentées.

La Province de Grenville, une ancienne chaîne de montagnes d'âge mésoprotérozoïque exposée en Amérique du Nord, est l'hôte de quelques occurrences de carbonatite minéralisée en ETR. Certaines d'entre elles ont été documentées à proximité d'une structure tectonique majeure : la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale (CMBBZ pour Central Metasedimentary Belt Boundary Zone) au Québec. Selon des données géologiques, ces carbonatites semblent s'être mises en place dans un contexte syn-collisionnel. Leur présence le long de la CMBBZ au Québec est particulièrement bien exposée dans la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous, qui procure ainsi une fenêtre intéressante pour l'étude de ces roches dans un contexte syn-collisionnel, ainsi que leur potentiel de minéralisation en ETR.

Le premier chapitre de ce mémoire expose le contexte géologique de la région étudiée, la problématique ainsi que la méthodologie employée pour les diverses techniques de recherche utilisées. Le deuxième chapitre présente l'article de recherche, qui synthétise les observations de terrain et les résultats géochronologiques, pétrologiques et géochimiques, et discute de l'environnement tectonique associé à la formation des roches d'intérêt le long de la CMBBZ. Le troisième chapitre traite d'informations non intégrées à l'article scientifique, telles que des résultats géochronologiques supplémentaires. Le quatrième chapitre comprend des suggestions pour des travaux de recherche futurs, ainsi que la conclusion de ce mémoire.

1.1 Aperçu de la Province de Grenville

La Province de Grenville est un orogène dont la formation est interprétée comme s'étant déroulée entre le Mésoprotérozoïque tardif et le Néoprotérozoïque précoce (Rivers, 2012). Dans la région géographique du Bouclier canadien, cette ceinture orogénique est exposée sur une longueur de 2000 kilomètres depuis la province du Labrador au nord-est, jusqu'aux Grands Lacs de l'Ontario au sud-ouest, en passant par les montagnes Adirondacks de l'état de New York (É.-U.) (Figure 1.1A). Au-delà du Bouclier canadien, la Province de Grenville s'étend au sud-ouest dans quelques fenêtres tectoniques exposées au Texas et au Mexique, jusqu'au nord-est dans la Province Svéconorvégienne en Norvège du Sud et en Suède, ainsi que dans les Calédonides d'Écosse et d'Irlande du Nord, et de la Norvège (Davidson, 1998 ; Lorenz *et al.*, 2012). La collision à l'origine de la Province de Grenville serait survenue il y a environ un milliard d'années le long de la marge du supercontinent Laurentia, où celui-ci aurait été situé vis-à-vis le supercontinent Amazonia, selon des reconstructions paléogéographiques (Rivers *et al.*, 2012 ; Swanson-Hysell *et al.*, 2023).

Dans l'est du Canada, la Province de Grenville représente un assemblage de roches formé lors d'une histoire tectonique complexe. Celle-ci aurait débuté par un magmatisme juvénile prolongé dans un contexte d'arc continental (Indares, 2024 ; Rivers, 2012) ou d'arc océanique (Gervais *et al.*, 2023), et se serait poursuivie par plusieurs phases orogéniques telles que l'Elzévirien (ca. 1245-1225 Ma), le Shawinigan (1190-1140 Ma) et l'orogenèse grenvillienne, qui inclut les phases distinctes de l'Ottawan (ca. 1090-1020 Ma) et du Rigolet (ca. 1005-980 Ma) (voir Rivers *et al.*, 2012, incluant les références citées).

La Province de Grenville est subdivisée en deux ceintures tectono-métamorphiques majeures : la Ceinture parautochtone au nord-ouest et la Ceinture allochtone au sud-est, délimitées par la Zone

de Charriage de l'Allochtone, une zone de cisaillement orientée nord-est et à pendage sud-est (Rivers *et al.*, 2012) (Figure 1.1A). Le Front du Grenville, une structure de chevauchement à vergence nord-ouest, représente la limite nord-ouest de la Province du Grenville, la délimitant de la Province du Supérieur. Directement au sud-est du Front du Grenville, la Ceinture parautochtone est essentiellement constituée du socle Laurentien et de séquences métasédimentaires sus-jacentes. La Ceinture allochtone, située à un niveau structural supérieur, correspond à des roches à affinité d'arc et d'arrière-arc continental, incluant des roches juvéniles qui auraient été accrétées à la marge du méga-continent Laurentia. Les roches métamorphiques indiquent que la Ceinture allochtone aurait fortement été déformée et métamorphisée lors de la phase Ottawan, tandis la Ceinture parautochtone n'aurait été affectée que plus tard, lors de la phase Rigolet (Gervais *et al.*, 2023 ; Jannin *et al.*, 2018 ; Lambert *et al.*, 2023 ; Rivers *et al.*, 2012).

1.2 Zone d'étude

1.2.1 Délimitations de la zone d'étude

La zone d'étude présentée dans ce mémoire se concentre autour du réservoir Baskatong et de la municipalité de Grand-Remous (Figure 1.1B), situés dans la région de l'Outaouais. Le réservoir se situe au nord-ouest de la ville de Mont-Laurier et à environ 50 kilomètres au nord de Grand-Remous. Malgré l'axe du projet sur la région du réservoir Baskatong, des affleurements localisés à Grand-Remous sont aussi compris dans l'étendue de la zone à l'étude. En outre, la région cartographiée se situe dans les secteurs 12J et 13J du feuillet 31 du Système national de Référence cartographique (SNRC; Licence du Gouvernement ouvert – Canada).

1.2.2 Études antérieures

Quelques études ont précédemment documenté la géologie du réservoir Baskatong et de Grand-Remous. Les travaux de cartographie de cette région, menés par le Service de l'Exploration Géologique du Ministère des Richesses Naturelles, remontent aux années 1965 et 1966. Les résultats de ces travaux sont présentés dans le rapport de Jacoby (1975). Ensuite, la cartographie d'un affleurement situé dans le réservoir Baskatong a été présentée dans une étude publiée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources (Lapointe *et al.*, 1993). Cet affleurement correspond à l'indice de Baie-Mercier, qui expose des carbonatites minéralisées en ETR. Par ailleurs, la zone

d'étude a également été couverte dans le cadre de travaux de cartographie dans les régions de Mont-Laurier et du lac Kempt réalisés par la Commission géologique du Canada (Wynne-Edwards, 1976), de la Province de Grenville au sud du Québec (Martignole et Calvert, 1996 ; Martignole et Friedman, 1998 ; Sharma *et al.*, 1995, 1999) et de la Ceinture métasédimentaire centrale (CMB pour Central Metasedimentary Belt) (Corriveau, 2013 ; Corriveau et van Breemen, 2000). Plus récemment, la zone d'étude a été survolée grâce à un transect géologique réalisé à travers la Province de Grenville au sud du Québec, le long de l'autoroute 117 (Lambert, 2023). Les descriptions géologiques des différents segments et terranes caractérisant cette région d'étude sont mis de l'avant dans les paragraphes suivants.

1.2.3 Géologie de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous

La géologie du réservoir Baskatong et de Grand-Remous est marquée par une succession de terranes qui ont été définis sur la base de levés géologiques régionaux, préalablement aux récentes avancées sur la tectonique grenvillienne. Le terme terrane, ancré dans la littérature sur la Province de Grenville, est alors utilisé afin de faciliter la compréhension. Du nord-ouest au sud-est, la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous se caractérise par les terranes de réservoir Dozois et de Vérendrye (Ceinture parautochtone), suivis des terranes de Lac Dumoine et de Mont-Laurier (Ceinture allochtone). Ces deux derniers, délimités par la CMBBZ, couvrent la majorité de la superficie du réservoir Baskatong (Figure 1.1B). Le terrane de Mont-Laurier est composé en majorité de marbre, avec une minorité de quartzite, de paragneiss et de granite. Le marbre est une unité laminée, à grains fins, composée de carbonates (principalement de la calcite), de micas et d'amphiboles. Le marbre est fréquemment recoupé par des dykes mafiques, interprétés comme appartenant à la Suite Intrusive de Chevreuil, située à proximité (Figure 1.1B). La Suite Intrusive de Chevreuil est caractérisée par des intrusions en feuillets intermédiaires à mafiques et des essaims de dykes mafiques de composition calco-alcaline à tholéiitique (Corriveau, 2013). Les marbres et les dykes mafiques sont localement plissés ensemble. Le quartzite est une unité à grains grossiers avec une faible quantité de micas, et le paragneiss quartzofeldspathic est une unité à grains fins à moyens avec une quantité modérée de biotite. Des dykes granitiques roses tardifs, interprétés comme appartenant à la Suite granitique de Guénette, recoupent la gneissosité générale. La Suite granitique de Guénette est caractérisée par des essaims de dykes granitiques homogènes, équigranulaires, roses à blanchâtres, à biotite-feldspath-K-muscovite-plagioclase-quartz

(Corriveau, 2013). Le terrane de Lac Dumoine, situé au nord-ouest de la zone d'étude, est composé de gneiss subverticaux fortement déformés, définissant une zone de 8 kilomètres de large (Lambert et al., 2023). Ce domaine est caractérisé par des gneiss à grenat-biotite à grains moyens à grossiers, des métagabbros et des gneiss œillés charnockitiques (Lambert, 2023 ; Lambert *et al.*, 2023). La limite entre les terranes de Mont-Laurier et du Lac Dumoine correspond à une zone de déformation intense de 10-20 mètres de large. Cette zone expose les unités de la CMB déformés, des gneiss mafiques, des unités granitiques et/ou syénitiques, et, localement, des carbonatites et des clinopyroxénites présentant des textures de mélange.

Les terranes de Mont-Laurier et de Cabonga forment ensemble la CMB au Québec. La CMB représente un assemblage de plusieurs terranes péri-cratoniques à exotiques qui composent la ceinture allochtone au Québec, en Ontario, jusqu'à la région des Adirondacks (Corriveau, 2013; Figure 1.1A).

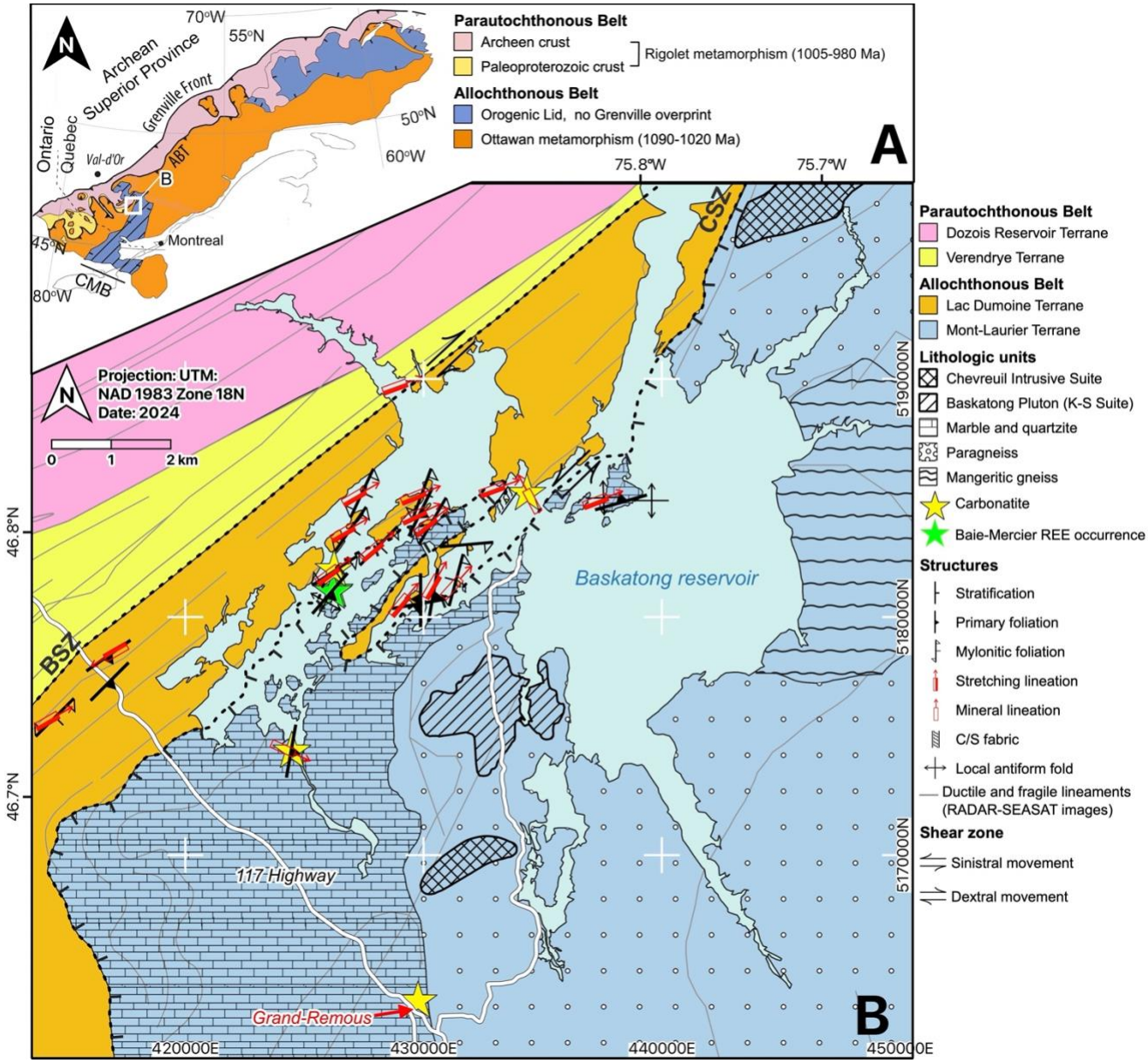


Figure 1.1 : **(A)** Subdivisions de la Province de Grenville avec localisation de la CMB et de la zone d'étude (B). Modifiée d'après Lambert (2023) (Dickin *et al.*, 2020 ; Jannin *et al.*, 2018 ; Rivers, 2008). **(B)** Carte géologique simplifiée de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous. Modifiée d'après Lambert (2023), Wynne-Edwards (1976) et les données tirées du SIGEOM. BSZ—Zone de cisaillement de Baskatong (Baskatong Shear Zone), CSZ—Zone de cisaillement de Cayamant (Cayamant Shear Zone), K-S—Kensington-Skootamatta.

Parmi les études de la CMB au Québec, les travaux de Corriveau (2013) et Corriveau *et al.* (2018) ont largement contribué à décrire les caractéristiques géologiques de la région. D'après ces études, la CMB se subdivise en deux domaines métasédimentaires de direction nord-nord-est, soit le domaine de marbre à l'ouest, ainsi que le domaine de quartzite à l'est. Le domaine de marbre se

situe approximativement entre la Zone de Déformation de Cayamant et la Zone de Déformation de Heney. Le domaine de quartzite se situe entre la Zone de Déformation de Heney et la zone de Déformation de Labelle (voir Figure 2.2 à la section 2.4.1). Le complexe gneissique de Bondy (1,39-1,36 Ga) et la Suite Intrusive de Lacoste (1,40-1,36 Ga) sont des complexes gneissiques granitiques à tonalitique documentés à un niveau structural inférieur à l'assemblage de marbre et quartzite. Ces unités de socle sont recoupées par plusieurs suites intrusives, qui sont, par ordre chronologique décroissant : le Groupe de Lièvre et le Groupe de Sourd (1,28-1,25 Ga), la Suite Intrusive de Chevreuil (1,17-1,16 Ga), la Suite Intrusive de Lanthier (1,14 Ga), la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga), l'intrusion ultramafique de Rolleau, ainsi que la Suite granitique de Guénette (1,06 Ga). L'auteure définie les unités ci-dessus comme étant des lithodèmes dans la ceinture. Trois suites intrusives parmi ces lithodèmes ont une étendue régionale, soit la Suite Intrusive de Chevreuil, la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta et la Suite granitique de Guénette. Leurs relations de recoupement sont particulièrement bien visibles sur un affleurement clé situé près de la municipalité de Grand-Remous, au sud du réservoir Baskatong, documenté à la section 3.1.

La Zone de Bordure de la CMB (CMBBZ pour Central Metasedimentary Belt Boundary Zone) correspond à la marge ouest de la CMB, et a été tracée sur presque toute la longueur de la ceinture, au Québec et en Ontario (Carr *et al.*, 2000 ; Corriveau, 2013). À l'échelle de la Province du Québec, la CMBBZ a été définie comme la Zone de Déformation de Cayamant, selon des linéaments identifiés par imagerie radar (Sharma *et al.*, 1993, 1999). La marge est de la CMB est bordée par la Zone de Déformation de Labelle, qui délimite le Terrane de Morin (Corriveau, 2013). Ces structures, incluant les zones de déformation internes de Heney et de Nominingue-Chenéville, sont caractérisées par une orientation vers le nord et un pendage vers l'est (Corriveau, 2013).

1.3 Problématique et objectifs

Dans le cadre de travaux géoscientifiques au Québec (Lapointe *et al.*, 1993), plusieurs dépôts minéralisés en ETR (p. ex., l'indice de Baie-Mercier; étoile verte dans Figure 1.1B) ont été identifiées le long de la CMBBZ, en particulier dans des carbonatites. Selon leur description lithologique, ces roches ont été interprétées comme des roches carbonatées ayant été métamorphisées au contact d'une intrusion adjacente (skarns) (Sappin et Beaudoin, 2015) étant génétiquement associées à la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta située à proximité

(Corriveau *et al.*, 1998 ; Lapointe *et al.*, 1993). D'après des données géochronologiques, la mise en place de cette suite intrusive aurait eu lieu entre approximativement 1090 et 1070 Ma (Corriveau, 2013), soit lors du début de la collision continentale présumée de l'orogenèse grenvillienne (Rivers *et al.*, 2012). Par contraste, les profils géochimiques des roches plutoniques de cette suite semblent être compatibles avec une mise en place dans un environnement d'arc océanique (Corriveau, 1990 ; Cutts, 2014). La problématique initiale découle de la divergence entre ces deux contextes géologiques, créant une ambiguïté quant au contexte tectono-magmatique dans lequel les roches d'intérêt se sont mises en place, ainsi que leur minéralisation en ETR dans les carbonatites qui y serait associées. L'objectif principal du présent projet de maîtrise est de déterminer le contexte tectono-magmatique de formation de ces roches, notamment en validant leur nature magmatique.

Cet objectif peut être divisé en trois sous-objectifs :

1. Cartographier la CMBBZ afin de mieux contraindre le contexte structural de formation des carbonatites minéralisées en ETR et de leurs roches associées.

Ce sous-objectif sera réalisé par des études structurales de la CMBBZ, qui est bien exposée dans la zone d'étude axée autour du réservoir Baskatong. Le travail de terrain dans cette région permettra d'effectuer des mesures structurales le long de la CMBBZ, afin de fournir des informations sur l'orientation et la cinématique de celle-ci. L'observation des carbonatites et de leurs roches associées au sein de la zone permettra de définir leur lien avec la structure de la CMBBZ.

2. Déterminer si les carbonatites minéralisées en ETR, et leurs roches associées, font bien parties de la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta, et en conséquence, valider leur nature magmatique.

Ce sous-objectif sera réalisé par l'analyse des affleurements exposant les carbonatites situées près de la CMBBZ, notamment à l'indice de Baie-Mercier. L'étude de ces roches sera effectuée à plusieurs échelles, en passant par des observations de terrain et des analyses pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. La comparaison de ces résultats avec les données de la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta permettra de déterminer si l'origine de cette suite coïncide avec celle des roches minéralisées en ETR situées près de la CMBBZ.

3. Déterminer les processus pétrogénétiques plausibles à la mise en place des carbonatites minéralisées en ETR et de leurs roches associées.

Ce sous-objectif sera réalisé par l'interprétation des résultats pétrographiques et géochimiques des échantillons collectés sur le terrain.

1.4 Méthodologie

1.4.1 Planification du travail de terrain, emplacement et accès

Avant le travail sur le terrain, la planification de la cartographie a été réalisée grâce à des recherches d'affleurements potentiels via *Google Earth*, facilement identifiables sur les images satellites. Directement sur le terrain, la recherche des affleurements a été affinée par un survol de la région d'intérêt à l'aide d'un drone *DJI Mini*, permettant de repérer préalablement des affleurements clés. Ce nouvel outil de cartographie a notamment été testé pour réaliser des cartographies détaillées de certains affleurements.

Une période de sept jours de cartographie, en août 2022, a été planifiée afin de compléter le travail de terrain pour le présent projet de maîtrise. Le réservoir Baskatong, d'intérêt principal pour la cartographie, est accessible par le chemin Baskatong, situé à un embranchement sur l'autoroute 117 à 1,7 kilomètres à l'est de la municipalité de Grand-Remous. Ce chemin se prolonge sur 26,6 kilomètres vers le nord et aboutit à la pointe à David, une péninsule de sable donnant sur le réservoir. Les affleurements, bien que peu abondants, sont situés sur quelques îles et sur les rives du réservoir, tous accessibles en bateau à moteur. Le niveau de l'eau du réservoir est à prendre en considération, puisque quelques affleurements autrefois bien documentés (Lapointe *et al.*, 1993) peuvent ne plus être aussi bien exposés. Près de la municipalité de Grand-Remous, d'autres affleurements sont situés à proximité de la route 117, rendant l'accès facile par véhicule et à la marche.

1.4.2 Techniques de cartographie

La cartographie sur le terrain a été effectuée en privilégiant la qualité des affleurements plutôt que leur quantité, dans le but de se consacrer à un levé géologique axé sur le détail. Aux alentours de la municipalité de Grand-Remous, deux affleurements ont été visités, dont l'un (22JC03; Figure 3.1) a été cartographié à l'aide d'une mosaïque de photographies prises par le drone *DJI Mini*. Dans le secteur du réservoir Baskatong, un affleurement a aussi été survolé par le drone, dans l'objectif de faciliter la cartographie (22JC07; Figure 2.1B, Figure 2.10A).

La plateforme *Strabospot*, un nouvel outil de cartographie sur tablette numérique (p. ex., IPad) a été utilisée dans le cadre des travaux de terrain. Tous les affleurements visités ont été enregistrés en tant que « *spots* » sur l'application *Strabospot*, c.-à-d. des points géo-localisés par le GPS intégré de la tablette. L'interface des *spots* permet entre autres l'ajout d'une multitude de descriptions géologiques et minéralogiques, la prise de photographies, la prise de mesures structurales et l'enregistrement d'échantillons avec leur localisation. Ainsi, la caractérisation de chaque affleurement s'est basée sur une description lithologique, des mesures de structures (foliations, linéations, traces de pli, cisaillements, recoupements, etc.), un niveau de déformation interprété par une note sur 5 (1 étant le moins déformé et 5 étant le plus déformé), et la prise de photographies pour documenter des informations importantes. Certains échantillons ont été récoltés dans le but de les analyser par des techniques de pétrographie, de géochimie ou de géochronologie.

Suite au travail sur le terrain, la carte de la région d'étude a été complétée avec le logiciel *QGis* à base de cartes détaillées préalables de la région d'études (Jacoby, 1975) ainsi que de données tirées du SIGEOM. Les données structurales intégrées à la carte incluent celles acquises par Christopher Lambert lors de sa campagne de terrain en 2019 (SIGÉOM).

1.4.3 Pétrographie et géochimie sur roche totale

Un total de 25 lames minces standard (30 µm) polies ont été réalisées par *Vancouver Petrographics Ltd* à Vancouver (Canada). Des descriptions pétrologiques de chaque lame mince ont été effectuées au microscope en lumière polarisée et polarisée croisée. La caractérisation de chaque lame mince a également été effectuée par micro-fluorescence des rayons X (µ-XRF) *M4 Tornado* à l'Université Laval au Québec (Canada), pour les éléments suivants : Al, Ba, Ca, Ce, Cu, Eu, Fe, Gd, K, La, Mg, Mn, Mo, Nb, Nd, Ni, Si, Sr, Ta, Tb, Th, U, Y, Zn, Zr. Des cartes pétrographiques de chaque lame mince ont été produites en utilisant le logiciel *XMapTools* (voir Annexe C).

Les analyses de lithogéochimie (éléments majeurs et traces) ont été réalisées à *Activation Laboratories (Actlabs) Ltd* en Ontario (Canada). Les différentes méthodes employées sont présentées à la section 2.5.3 et les détails des protocoles analytiques sont listés sur le site Internet d'Actlabs (www.actlabs.com).

1.4.4 Datation U-Pb sur zircon

Un total de 10 échantillons de roches ignées a été sélectionné au préalable pour la géochronologie U-Pb sur zircon par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS), effectuée au laboratoire de géochronologie du *Géotop* à l'Université du Québec à Montréal (UQÀM). La datation de deux carbonatites, sur les dix échantillons, n'a pas été concluante, en raison de l'absence de grains de zircon issue des fractions de minéraux plus denses. De plus, la datation d'un échantillon granitique n'a pas été retenue dans l'étude, car les dates obtenues se limitaient à trois analyses concordantes présentant une forte dispersion, réduisant ainsi la fiabilité des résultats. Cela étant dit, la datation de sept des dix échantillons initiaux ont finalement donné des résultats géochronologiques utiles pour compléter les interprétations géologiques. Ces résultats sont présentés à la section 2.6.3 de ce mémoire. La méthodologie détaillée des techniques de séparation minérale et de datation LA-ICP-MS sur zircon est résumée dans l'article à la section 2.5.4 de ce mémoire.

1.5 Contributions des coauteurs

Cinq coauteurs ont contribué à plusieurs niveaux à la réalisation de l'article scientifique présenté au CHAPITRE 2 : Jeanne Carabin (Polytechnique Montréal), Félix Gervais (directeur de recherche principal, Polytechnique Montréal), Anne-Aurélie Sappin (co-directrice de recherche, Ressources naturelles Canada), Joshua H.F.L. Davies et Morgann Perrot (Géotop – UQÀM). Les travaux de terrain dans la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous ont été réalisés par les trois premiers auteurs, avec l'aide de Jérémie Dufour, étudiant au deuxième cycle à Polytechnique Montréal. La préparation des échantillons pour les analyses géochronologiques a été effectuée par Jeanne Carabin, avec l'aide technique de Julien Gogot (Géotop – UQÀM), et sous la supervision de Joshua H.F.L. Davies et de Morgann Perrot, cette dernière ayant réalisé les techniques d'abrasion chimique effectuées sur certains échantillons. La datation des échantillons par LA-ICP-MS a été réalisée par Jeanne Carabin, avec l'aide technique d'André Poirier (Géotop – UQÀM) et sous la supervision de Joshua H.F.L. Davies. Ce dernier, ainsi que Félix Gervais, ont supervisé le calcul des âges finaux et leurs marges d'erreurs ainsi que l'interprétation des résultats géochronologiques effectués par la première auteure. La création de figures et la rédaction de l'article ont été réalisées par Jeanne Carabin. Les premières versions du manuscrit ont été soumises à des nouvelles pistes d'idées, des modifications et des corrections par Félix Gervais. Les trois

autres coauteurs ont participé à l'amélioration du manuscrit en y intégrant des modifications et corrections supplémentaires.

1.6 Présentations de résultats préliminaires

Les publications et communications des résultats préliminaires du projet de maîtrise sont listées ci-dessous :

1. Affiche présentée à Québec Mines, édition 2022

Carabin, J., Gervais, F., Sappin, A.-A., Dufour, J. (22-24 novembre 2022). *Contexte tectono-magmatique de mise en place des gîtes de terres rares près de la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale* [Présentation par affiche]. Congrès Québec Mines + Énergie 2022, Québec.

2. Affiche présentée à l'excursion de terrain du Canadian Tectonics Group

Carabin, J., Gervais, F., Sappin, A.-A., Davies, J. H. F. L. (20-22 octobre 2023). *Résultats géochronologiques LA-ICP-MS – Contexte tectono-magmatique de mise en place des gîtes de terres rares près de la Zone de Bordure de la Ceinture métasédimentaire centrale* [Présentation par affiche]. Atelier 2023 Canadian Tectonics Group, Lac Bouchette, Québec.

3. Affiche présentée au GSA Northeastern Section Meeting

Carabin, J., Gervais, F., Sappin, A.-A., Davies, J. H. F. L. (17-19 mars 2024). *Shawinigan-Aged REE-Bearing Carbonatites in the Grenville Province: Geochronological constraints within the Central Metasedimentary Belt Boundary Zone* [Présentation par affiche]. 2024 Northeastern Section Meeting, Manchester, New Hampshire, USA

CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : INSIGHTS INTO A SYNCONVERGENT ORIGIN FOR REE-BEARING CARBONATITES IN THE GRENVILLE PROVINCE: EVIDENCE FROM GEOCHRONOLOGY WITHIN THE CENTRAL METASEDIMENTARY BELT BOUNDARY ZONE (SOUTHWESTERN QUEBEC, CANADA)

2.1 Avant-propos

Cet article, soumis le 15 janvier 2025 à la revue *Canadian Journal of Earth Sciences*, constitue le chapitre principal de ce mémoire. Les contributions des coauteurs sont résumées par la taxonomie CRediT (Contributor Role Taxonomy).

Jeanne Carabin: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Investigation, Validation, Visualization, Writing - Original draft, Writing - Review and Editing

Félix Gervais: Conceptualization, Investigation, Project administration, Supervision, Writing - Review and Editing

Joshua Davies: Data curation, Formal analysis, Writing - Review and Editing

Anne-Aurélie Sappin: Funding acquisition, Investigation, Project administration, Writing - Review and Editing

Morgann Perrot: Investigation, Writing - Review and Editing

2.2 Abstract

Our study focuses on the tectono-magmatic setting of one REE-bearing carbonatite, the Baie-Mercier REE occurrence, and its associated carbonate and silicate rocks located along the northwestern limit of the Central Metasedimentary Belt (CMB) in the Grenville Province of Canada, i.e. the Central Metasedimentary Belt Boundary Zone (CMBBZ). This occurrence was initially proposed to be genetically associated with the syncollisional Kensington-Skootamatta Intrusive Suite that was emplaced between ca. 1090 and 1070 Ma, coinciding with the Grenvillian Orogeny. We present new LA-ICP-MS U-Pb zircon ages from four igneous rock samples within the exposed CMBBZ in the Baskatong Reservoir area in the Grenville Province in southwestern Quebec: **(1)** 1162 ± (5) [analytical error only: non propagated error] 16 [error including systematic

uncertainties: propagated error] Ma for a syntectonic orthopyroxene leucosome located in the extensional quadrant of a sheared mafic boudin; **(2)** 1157 ± (4) 16 Ma for a syntectonic syenitic pegmatite composed of euhedral titanite phenocrysts preferentially aligned parallel to the host rock lineation, and characterized by syn-deformation carbonatitic melt micro-textures; **(3)** 1149 ± (12) 18 Ma for a deformed late-tectonic pegmatite and **(4)** 1022 ± (6) 15 Ma for a post-tectonic dyke unit. These new age constraints, along with field observations and geochemical data, show that the syn-tectonic emplacement of this REE-bearing carbonatite at ca. 1160 Ma within the CMBBZ is unrelated with the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite, but is associated with the older Shawinigan Orogeny (1190-1140 Ma). Our findings further imply that this carbonatite could constitute one of the rare examples of syn-convergent carbonatites worldwide.

2.3 Introduction

Understanding the origin of carbonatites, and their associated rocks, is becoming increasingly important because these rocks can be economically important sources of rare earth element (REE), a group of metals with similar chemical properties, including 15 lanthanides plus scandium and yttrium, which are crucial to the development of renewable energy technologies (Balaram, 2019, 2022 ; Dushyantha *et al.*, 2020 ; Van Gosen *et al.*, 2017b). These carbonate-rich igneous rocks are commonly found in continental settings (88% cratonic, 10.5% non-cratonic) and in rare cases, in ocean island settings (1.5%) (Simandl et Paradis, 2018b ; Yaxley *et al.*, 2022). The continental settings where they are found consist of extensional environments like continental intra-plate rifts (e.g. the East African rift; Ernst et Bell, 2010), hotspots (e.g. the Oka carbonatite; Chen et Simonetti, 2014), and orogenic environments (Goodenough *et al.*, 2021). Examples of carbonatites in orogenic environments include the carbonatite complexes of the British Columbia Alkaline Province in Canada (Millonig *et al.*, 2012 ; Millonig et Groat, 2013), the carbonatite-related Nam Xe REE deposit in Vietnam (Sun *et al.*, 2023), and the Himalayan collisional carbonatites in China (Hou *et al.*, 2006 ; Xie *et al.*, 2015), all associated with extensional regimes during a late- to post-collisional period.

By contrast, carbonatites are not commonly associated with syncollisional settings. This rarity could be attributed to less optimal conditions for ascent of carbonatitic magma in compressional regimes (Humphreys-Williams et Zahirovic, 2021). To date, only two carbonatites have been identified in syncollisional settings: (1) the Aley carbonatite, in the Canadian Cordillera (McLeish

et Johnston, 2019) and (2) the Dong Pao REE-bearing carbonatite deposit, in the India-Asia collision zone (Li *et al.*, 2023). The emplacement of the Aley carbonatite in a collisional orogeny is still a matter of debate (e.g., Pell, 1994; Chakhmouradian et al., 2015), but the Dong Pao carbonatite was clearly emplaced during the Himalayan-Tibetan orogen. The timing of this deposit (ca. 52-51 Ma) coincides with the main-collision stage between India and Asia (ca. 60-40 Ma), leading the authors to consider it as the *'first syncollisional REE deposit identified around the India-Asia collision, and possibly even globally'* (Li *et al.*, 2023). Their research suggested that the ascent of REE-rich carbonatitic magmas was facilitated by local extension driven by rotational dynamics between the continental blocks involved during the main stage of the India-Asia collision. Further geochemical evidence indicated that the carbonatitic magmas originated from partial melting of an enriched lithospheric mantle source, potentially linked with previous suprasubduction metasomatism by REE- and CO_2-rich fluids.

While subduction processes potentially contributed to the generation of a handful of documented carbonatites, the presence of carbonatites in current magmatic arc settings are not widespread. The Pleistocene extrusive calciocarbonatites from Mt. Vulture are proposed to have originated from the Tertiary subduction beneath the Italian peninsula, where mantle flow sourcing the Mt. Vulture volcano occurs due to a vertical tear in the slab (D'orazio *et al.*, 2007). The Haast River and Tapuaenuku carbonatites in New Zealand, interpreted as being derived from a metasomatized mantle source (Cooper, 2020 ; Turner, 2015 ; van der Meer *et al.*, 2019), are also associated with current subduction-zone settings (Humphreys-Williams et Zahirovic, 2021).

Several carbonatites are documented within the Grenville Province (Groulier *et al.*, 2020b ; Mungall, 1989 ; Schumann *et al.*, 2019) of eastern Canada, a geological province which is the result of a complex tectonic history. The early tectonic evolution of the Grenville Province began during the interval 1800-1150 Ma and involved either the building of an Andean-type continental arc associated with phases of opening and closing of continental back-arc basins (Groulier *et al.*, 2020a ; McLelland *et al.*, 2010 ; Rivers *et al.*, 2012) or the growth of several oceanic arcs outboard of Laurentia (Gervais *et al.*, 2023). The Shawinigan Orogeny would have been characterized either by the closing of the last back-arc basin (e.g., Dickin et al., 2010) along with local arc accretion outboard of Laurentia (Carr *et al.*, 2000) or by the amalgamation of the arcs to form the continent Shawiniga (Gervais *et al.*, 2023). Then, depending on the authors, the Ottawan orogenic phase (1090-1020 Ma) was the first of the major continental collision that resulted in the Grenvillian

Orogeny (Hynes et Rivers, 2010 ; McLelland *et al.*, 2010 ; Rivers *et al.*, 2012) or a phase of continental arc built under the Shawiniga continent (Gervais *et al.*, 2023). Finally, the Rigolet orogenic phase (1005-950 Ma) would have resulted from reactivation of convergence telescoped toward the foreland after a phase of orogenic collapse (Rivers, 2008, 2009, 2012) or would have resulted from the collision of Laurentia with Shawiniga (Gervais *et al.*, 2023).

Irrespective of the tectonic models, the Grenville Province can be subdivided into two structural levels: the Parautochthonous Belt overlain by the Allochthonous Belt. The Allochthonous Belt, comprising multiple peri-cratonic and exotic terranes, includes the Mont-Laurier and Cabonga terranes, which together form the Central Metasedimentary Belt (CMB) in Quebec. This belt is bounded to the northwest by the Central Metasedimentary Belt Boundary Zone (CMBBZ).

Reported carbonatites inferred to have been emplaced during one of the Grenvillian orogenic phases are: (1) the Bancroft Terrane intrusion, associated with the convergent Ottawan phase (Mungall, 1989); (2) the Yates Prospect, associated with the convergent Rigolet phase (Schumann *et al.*, 2019); and (3) the Crevier Alkaline Intrusion, associated with a late-Grenvillian extensional phase (ca. 980-950 Ma; Groulier et al., 2020b). In addition, there are documented occurrences of REE-bearing carbonatite, along with associated silicate rocks, distributed within the CMBBZ both in Ontario (1170-1140 Ma and 1070-1040 Ma; Moecher et al., 1997) and in Quebec, such as the Baie-Mercier REE occurrence in the Baskatong Reservoir area (Sappin et Beaudoin, 2015). The latter was proposed to be genetically associated with the nearby alkaline potassic Kensington-Skootamatta Intrusive Suite, interpreted to have been emplaced during the Ottawan Orogeny (Corriveau *et al.*, 1998 ; Lapointe *et al.*, 1993).

In this contribution, we present new structural, petrological, geochemical, and geochronological data to investigate the tectono-magmatic origin of carbonatites and associated rocks located along the CMBBZ in Quebec, in the Baskatong Reservoir area (Figure 2.1), while providing new constraints on the timing of this deformation zone.

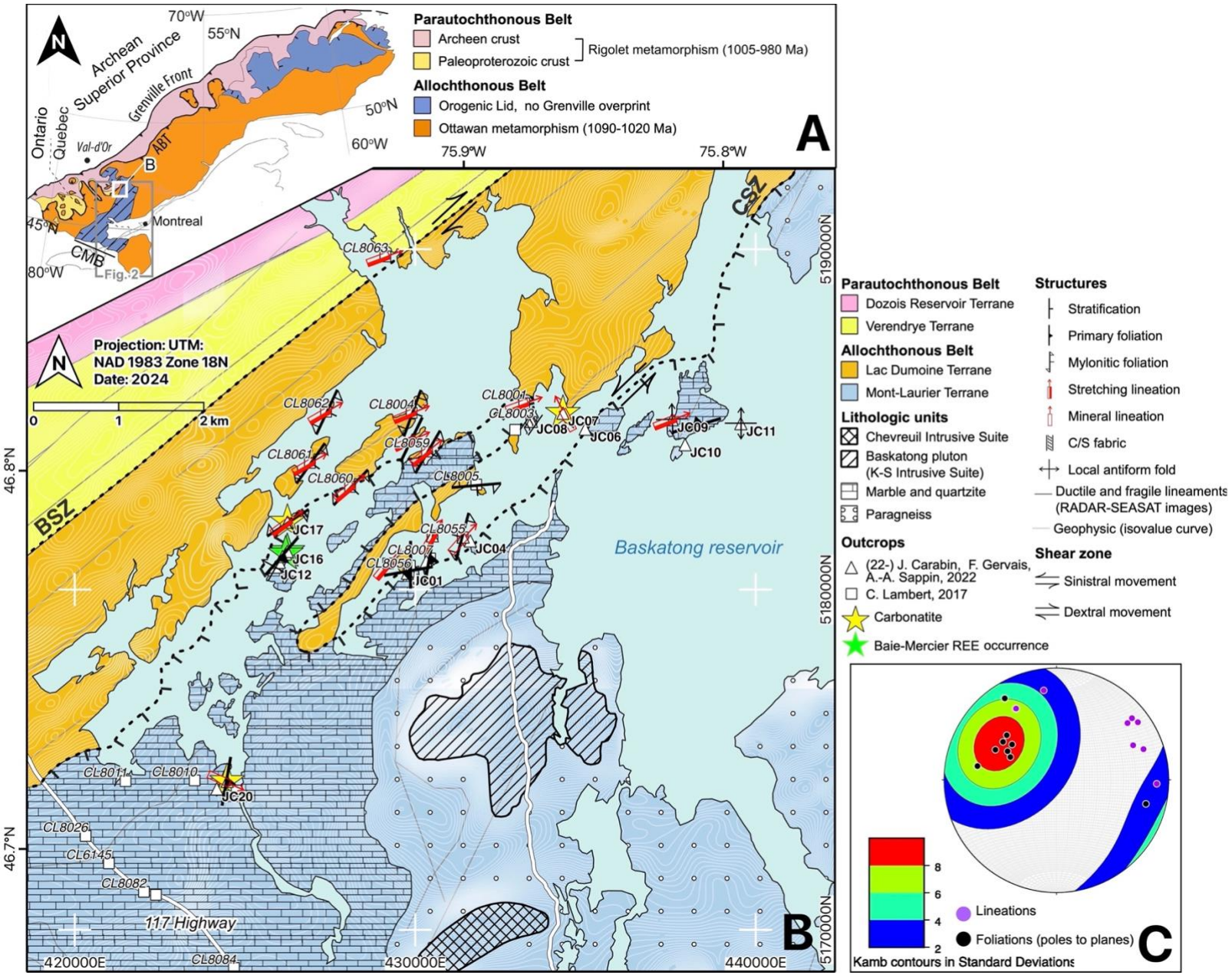

A
Parautochthonous Belt
Archean crust
Paleoproterozoic crust
Rigolet metamorphism (1005-980 Ma)
Allochthonous Belt
Orogenic Lid, no Grenville overprint
Ottawan metamorphism (1090-1020 Ma)
Archean Superior Province
Grenville Front
Ontario
Quebec
Val-d'Or
ABT
CMB
Montreal
Fig. 2
70°W
55°N
50°N
60°W
45°N
80°W
75.9°W
75.8°W
B
Projection: UTM:
NAD 1983 Zone 18N
Date: 2024
0
1
2 km
BSZ
CSZ
Baskatong reservoir
117 Highway
46.8°N
46.7°N
420000E
430000E
440000E
5190000N
5180000N
5170000N
Parautochthonous Belt
Dozois Reservoir Terrane
Verendrye Terrane
Allochthonous Belt
Lac Dumoine Terrane
Mont-Laurier Terrane
Lithologic units
Chevreuil Intrusive Suite
Baskatong pluton
(K-S Intrusive Suite)
Marble and quartzite
Paragneiss
Outcrops
(22-) J. Carabin, F. Gervais, A.-A. Sappin, 2022
C. Lambert, 2017
Carbonatite
Baie-Mercier REE occurrence
Structures
Stratification
Primary foliation
Mylonitic foliation
Stretching lineation
Mineral lineation
C/S fabric
Local antiform fold
Ductile and fragile lineaments
(RADAR-SEASAT images)
Geophysic (isovalue curve)
Shear zone
Sinistral movement
Dextral movement
C
Lineations
Foliations (poles to planes)
Kamb contours in Standard Deviations

Figure 2.1 : **(A)** Subdivision of the Grenville Province modified after Lambert *et al.* (2023) (Dickin *et al.*, 2020 ; Jannin *et al.*, 2018 ; Rivers, 2008) with the location of the CMB (hatched area) and the study area (B). **(B)** Simplified geological map of the Baskatong Reservoir area (modified after Wynne-Edwards (1976), SIGEOM database and Lambert *et al.* (2023)). **(C)** Lower-hemisphere stereographic projection of measured structures (foliations and lineations). BSZ—Baskatong Shear Zone, CSZ—Cayamant Shear Zone, K-S—Kensington-Skootamatta.

2.4 Geological background

The origin of the CMB has been the subject of numerous studies concluding with contrasting tectonic models. A model first proposed by Brown et al. (1975) interpreted the CMB as an oceanic arc 'squished' into two continental blocks, followed by arc-related magmatism and deposition of metasedimentary rocks before continental collision. Hanmer et al. (2000) and Rivers and Corrigan (2000) later developed a model to explain the rifting and subduction-related rocks in the CMB, attributing its setting to a back-arc basin formed behind the continental arc. Alternatively, Carr et al. (2000) interpreted the origin of the Composite Arc Belt (former CMB) as an amalgamation of juvenile arcs that developed into more mature arcs, and eventually to rifted arcs, off shore of Laurentia. More recently, Dickin and McNutt (2007), Dickin et al. (2016) and Strong and Dickin (2022) proposed to reconcile the geochemical signatures and the peculiar geometry of the CMB with a failed back-arc rifting model at the edge of Laurentia. All models point towards the interpretation that the CMB is part of a collage of terranes sutured together, although the timing of accretion is debated. The CMB, both in Ontario and in Quebec, is characterized by widespread Shawinigan ages of tectonism and magmatism.

2.4.1 Review of Shawinigan tectonic and magmatism ages in the CMB and Adirondacks

In order to better constrain the timing of Shawinigan metamorphism and deformation and to determine potential spatial variation, we compiled U-Pb geochronological data from the CMB in Quebec and Ontario as well as from the Adirondacks in the United States (Table 2.1). The U-(Th-)Pb decay system is confidently used to provide time constraints on many geological events, notably because many minerals like zircon and monazite contain significant uranium, and the dual U decay paths provide an internal cross-check for accuracy in closed-system minerals. However, discordance in the U-(Th-)Pb system is not uncommon and can be caused by factors such as data overdispersion, lead loss or mixing of different age domains (Schoene, 2014), which can in turn

complicate the interpretation of the resulting ages. Because many historical studies analyzed whole grains or grain fractions that may have consisted of heterogenous age domains that potentially resulted in mixed ages (Schoene, 2014 ; Villa, 2004), we evaluated each geochronological age using a confidence grading scale ranging from one (least confidence in the interpreted age) to three (most confidence) to filter the most reliable ages (bold ages in Table 2.1). A grade of 1/3, 2/3 and 3/3 was assigned to each age based on the following criteria: (i) the age is derived from linear regression of discordant analyses (grade 1/3); (ii) the age is derived from a linear regression of discordant analyses anchored by one or more concordant analyses, and the MSWD ≥ critical value of MSWD for 95% confidence interval (Powell *et al.*, 2020 ; Wendt et Carl, 1991) (grade 2/3); and (iii) the age does not meet the criteria for 1/3 and 2/3 grades, and the MSWD < critical value of MSWD for 95% confidence interval (grade 3/3) (see Table 2.1). In cases where MSWD values are not reported, these were calculated based on the published data tables (calculated value indicated in italics in Table 2.1). In other cases where data tables aren't provided, the grading for these ages was marked as not applicable (NA).

This compilation highlights an equivalent distribution of less reliable ages (1/3 to 2/3 confidence grade) and most reliable ages (3/3 confidence grade), although the less reliable ages often provide the same information as the more trustworthy ages. In the CMB in Quebec, reliable geochronological data indicates metamorphism from 1194 ± 14 Ma to 1183 ± 9 Ma within the basement of the Mont-Laurier Terrane (Bondy gneiss complex; Wodicka *et al.*, 2004), and from 1182 ± 11 Ma to 1143 ± 11 Ma within the Mont-Laurier and Morin terranes (Peck, 2012 ; Schneider *et al.*, 2013). In the CMB in Ontario, geochronological data indicates metamorphism from 1200 Ma (Davis, 2015 ; Markley *et al.*, 2018) to 1162 ± 4 Ma (Davidson et Van Breemen, 2000), and possibly as young as 1131 +15/-16 Ma (Agustsson *et al.*, 2013). A very similar history is recorded in the Adirondacks region, where Shawinigan signatures are widespread, and high-grade metamorphism and tectonism is inferred at ca. 1200-1160 Ma (McLelland *et al.*, 2010).

Furthermore, Shawinigan tectonic ages are particularly well constrained within terrane boundaries in the CMB area, such as the Black Lake Shear Zone (BLSZ), the Piseco Lake Shear Zone (PLSZ) and the Maberly Shear Zone (MSZ) (Figure 2.2). The BLSZ and the PLSZ are both sinistral strike-slip deformation zones dipping to the southeast. Robust ages indicate timing of deformation between 1204 ± 42 Ma and 1182 ± 8 Ma along the PLSZ (Valentino *et al.*, 2019), and timing of deformation between 1173 ± 10 Ma to 1147 ± 20 Ma along the BLSZ (Wong *et al.*, 2011). The

MSZ kinematics are less well constrained but the minimum timing of deformation is inferred from stitching plutons emplaced between 1167 ± 2 Ma and 1156 ± 2 Ma (Corfu et Easton, 1997 ; Davidson et Van Breemen, 2000). These ages also coincide with magmatism recorded in the CMB, such as the Chevreuil Intrusive Suite in Quebec (1170-1160 Ma: Corriveau, 2013), the Frontenac Suite in Ontario (1180-1150 Ma: Davidson and Van Breemen, 2000), and the anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) Suite in Quebec, Ontario and the Adirondacks (1180-1130 Ma: Peck et al., 2013), which are frequently located along boundary zones (e.g., Figure 2.2).

Altogether, this compilation implies a protracted high-grade metamorphic and deformation event between approximatively 1200 to 1140 Ma. This is the Shawinigan Orogeny. Furthermore, this compilation highlights the lack of timing constraints for deformation along the CMBBZ in Quebec, where it is less studied.

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks.

Locality	**Domain**	**Sample[a]**	**Method[b]**	**Mineral dated[a]**	**$^{207}Pb/^{206}Pb$ age (Ma)[c]**	**Age interpretation[d]**	**Field relationships**	**Tectonic implication**	**References**	**Validity[e]**
CMBBZ in Ontario	Killaloe	*(BY13-2)* Grt-Bt gneiss	Microprobe in situ analysis	Mnz (cores, high-Y)	ca. 1220-1180*	Meta. age	Tectonite at the base of thrust sheets. Foliation is east-dipping	Protracted prograde metamorphism	(Markley *et al.*, 2018)	NA**
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-4954a)* Tonalitic gneiss	SHRIMP	Zrn ('mantles', prismatic, equant crystals)	1212 ± 16 (MSWD=0.64 n=10)	Meta. age	Not mentioned	High-grade metamorphism	(Wodicka *et al.*, 2004)	1/3
Adirondacks Highlands	Piseco Lake Shear Zone	*(Ohio)* Megacrystic leucogranitic L-S tectonite	LA-ICP-MS	Zrn (cores, rims)	1204 ± 20 (MSWD=3.4 n=36)	Igneous crystn. age	Is cross-cut by deformed pegmatitic to aplitic dikes whose intersections parallel mineral lineations	Deformation and metamorphism	(Valentino *et al.*, 2019)	2/3
Adirondacks Highlands	Piseco Lake Shear Zone	*(AM-86-9)* Megacrystic leucogranitic L-tectonite	LA-ICP-MS	Zrn	**1204 ± 42 (MSWD=0.32 n=59)**	Igneous crystn. age	Within the shear zone	Syn-kinematic. Deformation and metamorphism	(Valentino *et al.*, 2019)	**3/3**
Northeastern CMB in Ontario	Bartraw dome	*(14KW-184A)* Metatexitic tonalite	LA-ICP-MS	Zrn	1201 ± 10 (MSWD=? n=10)	Meta. age	Not mentioned***	Metamorphism	(Davis, 2015)	NA***
Northeastern CMB in Ontario		*(13MD-006C)* Remobilized leucosome in Grt granite	LA-ICP-MS	Mnz	1200 ± 5 (MSWD=? n=20)	Meta. age	Not mentioned***	Metamorphism	(Davis, 2016)	NA***
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-1654)* Qz–Pl–Crd–Opx gneiss w/o leucosome	TIMS	Zrn	1195 ± 7 (MSWD=*0.55* n=3)	Meta. age	Not mentioned	Peak metamorphism	(Corriveau et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-5063b)* Intermediate gneiss	SHRIMP	Zrn (equant, multifaceted grains)	**1194 ± 14 (MSWD=0.14 n=6)**	Meta. age	Not mentioned	High-grade metamorphism	(Wodicka *et al.*, 2004)	**3/3**
Adirondacks Highlands	Piseco Lake Shear Zone	*(PSZ)* Tonalitic L-S tectonite	LA-ICP-MS	Zrn	**1189 ± 3 (MSWD=0.47 n=6)**	Igneous crystn. age	Is cross-cut by several wide amphibolitic layers	Syn-kinematic. Deformation and metamorphism	(Valentino *et al.*, 2019)	**3/3**
CMBBZ in Ontario	Killaloe	*(SM-K2-89)* Granitic pegmatite, strained and sheared	TIMS	Zrn	1189 +35/-11 (MSWD=*212* n=3)	Minimum age of igneous crystn.	Crosscuts host mylonitic foliation and folds tectonic layering in ductile thrust zone	Northwest-directed thrust deformation event in CMBBZ	(McEachern et van Breemen, 1993)	1/3
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-6026d)* Quartzofeldspathic gneiss	SHRIMP	Zrn (prisms and 'mantles')	**1188 ± 22 (MSWD=0.75 n=9)**	Meta. age	Not mentioned	First thermal pulse in the Bondy gneiss complex at ca. 1.19 Ga	(Wodicka *et al.*, 2004)	**3/3**

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks. (continued)

Adirondacks Lowlands	Edwardsville pluton of Frontenac suite	*(AGS-45)* Afs syenite	SHRIMP-RG	Zrn (cores, rims)	**1187 ± 19 (MSWD=1.37 n=12)**	Igneous crystn. age	Northern part of Edwardsville pluton, in hanging wall of Black Lake Shear Zone	Maximum igneous crystallization age of the pluton	(Peck *et al.*, 2013)	**3/3**
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-2671)* Quartzofeldspathic gneiss	SHRIMP	Zrn (clear cores and 'mantles')	**1186 ± 23 (MSWD=0.22 n=15)**	Meta. age	Not mentioned	High-grade metamorphism	(Wodicka *et al.*, 2004)	**3/3**
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-4427d)* Laminated gneiss	SHRIMP	Zrn ('mantles' and oscillatory zoned grain interiors)	**1184 ± 15 (MSWD=0.64 n=12)**	Meta. age	Not mentioned	High-grade metamorphism	(Wodicka *et al.*, 2004)	**3/3**
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-5002l)* Laminated gneiss	SHRIMP	Zrn (prismatic crystals and 'mantles')	**1183 ± 9 (MSWD=1.2 n=13)**	Meta. age	Not mentioned	High-grade metamorphism	(Wodicka *et al.*, 2004)	**3/3**
Adirondacks Highlands	Piseco Lake Shear Zone	*(AM-86-6)* Megacrystic granitic gneiss	LA-ICP-MS	Zrn (cores)	**1183 ± 4 (MSWD=0.14 n=10)**	Igneous crystn. age	~85 kilometers north of the Piseco Lake Shear Zone	Syn-kinematic. Deformation and metamorphism	(Valentino *et al.*, 2019)	**3/3**
CMB in Quebec	Mont-Laurier Terrane	*(NC 9-4)* Leucosome from Grt-Bt gneiss	LA-ICP-MS	Zrn	1182 ± 11 (MSWD=2.1 n=14)	Meta. age	A few kilometers north along the trend of the Heney Shear Zone	Metamorphism	(Schneider *et al.*, 2013)	2/3
Adirondacks Highlands	Piseco Lake Shear Zone	*(Spier Falls)* Leucogranitic L-tectonite	LA-ICP-MS	Zrn	**1182 ± 8 (MSWD=0.07 n=3)**	Igneous crystn. age	Near the easternmost exposure of the shear zone	Syn-kinematic. Deformation and metamorphism	(Valentino *et al.*, 2019)	**3/3**
CMBBZ in Ontario	Killaloe	*(SM-K1-89)* Hbl granitic pegmatite, boudinaged	TIMS	Zrn	1181 +60/-18 (MSWD=*1068* n=3)	Minimum age of igneous crystn.	Crosscuts host mylonitic foliation in ductile thrust zone	Syn-tectonic. Northwest-directed thrust deformation	(McEachern et van Breemen, 1993)	1/3
CMBBZ in Ontario	Killaloe	*(BY13-1)* Grt-Bt gneiss	Microprobe in situ analysis	Mnz (cores, low-Y)	ca. 1180-1160*	Meta. age	At the base of thrust sheets within the CMBBZ	Protracted prograde metamorphism	(Markley *et al.*, 2018)	NA**
CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-1529)* Tonalitic gneiss with leucosome	TIMS	Zrn	**1179 ± 3 (MSWD=*0.64* n=3)**	Anatectic origin, T = 850°C	Not mentioned	High-grade regional metamorphism	(Corriveau et van Breemen, 2000)	**3/3**
CMB in Ontario	Pike Lake pluton	*(91DM 14b)* Aug perthite syenite	TIMS	Zrn	1178 ± 4 (MSWD=*4.5* n=3)	Igneous crystn. age	In the shear northwestern part of Frontenac Terrane	Syn-kinematic	(Davidson et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Quebec	Sourd group (quartzite domain)	*(CQA-1512d)* Metapelite	TIMS	Mnz	1174 ± 2 (MSWD=*0,33* n=2)	Cooling age (T = 725°C)	Not mentioned	High-grade regional metamorphism	(Corriveau et van Breemen, 2000)	1/3
Northwestern Adirondacks Lowlands	Black Lake fault – Noname ductile Shear Zone	*(6c) Quartzite*	SHRIMP-RG	Zrn (rim)	1173 ± 10 (MSWD=0.20 n=4)	Meta. age	Not mentioned	Metamorphism	(Baird et Shrady, 2011)	3/3

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks. (continued)

CMB in Quebec	Mont-Laurier Terrane	*(NC 9-3)* Melanosome from gneissic Grt-Bt migmatite	LA-ICP-MS	Mnz	1170 ± 10 (MSWD=0.78 n=6)	Meta. age	In high strain zone with raft to schlieren type structure, likely part of the Heney Shear Zone	Metamorphism	(Schneider *et al.*, 2013)	1/3
Northwestern Adirondacks Lowlands	Black Lake fault	*(18c)* Granite adjacent to Black Lake fault; presumed Rockport Granite	SHRIMP-RG	Zrn	**1170 ± 15 (MSWD=1.8 n=4)**	Igneous crystn. age	Within deformed large xenolithic block of migmatite country rock	Late-deformation D1 to early deformation D2	(Baird et Shrady, 2011)	**3/3**
CMB in Ontario	Fall River pluton	*(93 DM 19)* Mangeritic orthogneiss	TIMS	Zrn	1167 ± 2 (MSWD=4.1 n=3)	Igneous crystn. age	Spatially associated with Maberly Shear Zone, in hanging wall	Syn-kinematic along Maberly Shear Zone	(Davidson et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Quebec – Nominingue-Chénéville Deformation Zone	Chevreuil Intrusive Suite – Roches intrusion	*(CQA008)* Monzonite sheet	TIMS	Zrn	1167 +7/-4 (MSWD=*11* n=3)	Igneous crystn. age	Not mentioned	Magmatic pulse of short duration for emplacement of plutons	(Corriveau et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Quebec – Nominingue-Chénéville Deformation Zone	Chevreuil Intrusive Suite – Lac Chevreuil pluton	*(CQA1085)* Quartz monzonite	TIMS	Zrn	**1166 ± 2 (MSWD=*0.29* n=3)**	Igneous crystn. age	Not mentioned	Magmatic pulse of short duration for emplacement of plutons	(Corriveau et van Breemen, 2000)	**3/3**
CMB in Quebec – Nominingue-Chénéville Deformation Zone	Chevreuil Intrusive Suite – Lacordaire intrusion	*(CQA1429)* Pegmatitic gabbro	TIMS	Zrn	**1165 ± 2 (MSWD=*0.29* n=4)**	Igneous crystn. age	Crystallized in situ in the vertically layered Lacordaire gabbroic intrusion	Magmatic pulse of short duration for emplacement of plutons	(Corriveau et van Breemen, 2000)	**3/3**
Frontenac Terrane (Ontario)-Adirondacks Lowlands	Black Lake Shear Zone	*(SDH-22)* Strained granitic dyke in metasedimentary host rocks	SHRIMP-RG	Ttn (cores, rims)	**1162 ± 26 (MSDW=1.02 n=6)**	Igneous cryst. and meta. age	Crosscuts calcsilicate gneiss	Intrusion followed by metamorphism	(Wong *et al.*, 2011)	**3/3**
CMB in Ontario	Bennet Bay Pluton – Frontenac Terrane	*(93DM 18b)* Monzonitic augen orthogneiss	TIMS	Zrn	**1162 ± 4 (MSWD=0.6 n=4)**	Igneous crystn. age	Spatially associated with Maberly Shear Zone, in hanging wall	Syn-kinematic along the Maberly Shear Zone. Evidence for NW-oriented thrust	(Davidson et van Breemen, 2000)	**3/3**
CMB in Quebec	Chevreuil Intrusive Suite	*(CQA3565b)* Composite dyke with granitic pegmatite phase and inner mafic-felsic commingled phase	TIMS	Zrn	**1161 ± 3 (MSWD=*1.25* n=3)**	Igneous cryst. age	Dyke intrudes the Bondy gneiss complex with sharp contacts. Cuspate contacts between two phases within the dyke.	Magmatism coeval with the intrusion of Chevreuil intrusive suite	(Corriveau et van Breemen, 2000)	**3/3**

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks. (continued)

CMB in Ontario	Silver Lake pluton – Sharbot Lake Terrane	*(93DM 20)* Foliated granite	TIMS	Zrn	1161 +3/-2 (MSWD=*0,31* n=3)	Igneous crystn. age	Spatially associated with Maberly Shear Zone, immediately in its footwall	Syn-kinematic along Maberly Shear Zone	(Davidson et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Quebec	Morin AMCG Suite	*(10SD4)* Strongly foliated Bt granitic gneiss	SHRIMP-RG	Zrn (rim)	**1160 ± 16 (MSWD=0.37 n=7)**	Meta. age	Not mentioned	Stitching of CMB in Quebec and Morin Terrane?	(Peck, 2012)	**3/3**
Northwest Adirondacks Lowlands	Black Lake fault – No name ductile Shear Zone	*(12a)* Tur-bearing leucogranite	SHRIMP-RG	Zrn	1160 ± 9 (MSWD=0.60 n=6)	Igneous crystn. age	From a folded low-angle dyke	Pre- to early-deformation D1	(Baird et Shrady, 2011)	1/3
Northwest Adirondacks Lowlands	Noname ductile Shear Zone	*(WP2)* Granite within Noname ductile Shear Zone	SHRIMP-RG	Zrn	**1158 ± 12 (MSWD=0.98 n=8)**	Igneous crystn. age	From unfoliated granite, intruded late in ductile shear zone	Late-deformation D2	(Baird et Shrady, 2011)	**3/3**
Northeastern CMB in Ontario	Griffith batholith	*(15QD-001A)* Metatexitic tonalite	LA-ICP-MS	Zrn (low U/Th)	1158 ± 26 (MSWD=? n=1)	Meta. age	Not mentioned***	Metamorphism	(Davis, 2016)	NA***
Northeastern CMB in Ontario	Griffith batholith, Elzevir Intrusive Suite	*(15QD-001B)* Gneissic gabbro associated with Griffith batolith	CA-TIMS	Zrn (low U/Th)	1157 ± 7 (MSWD=? n=5)	Meta. age	Not mentioned***	Metamorphism	(Kamo, 2016)	NA***
CMB in Quebec – Nomingue-Chénéville Deformation Zone	Bondy gneiss complex	*(CQA3473)* Pegmatite dyke	TIMS	Mnz	> 1157 ± 2 (MSWD=? n=3)	Igneous crystn. age	Not mentioned	Syn-tectonic emplacement	(Corriveau et van Breemen, 2000)	1/3
CMB in Ontario	North Crosby pluton	*(91DM 131a)* Monzonite	TIMS	Zrn	**1157 ± 3 (MSWD=*1.6* n=5)**	Meta. age	In the sheared northwestern part of Frontenac Terrane	Syn-kinematic. Indicates north-west thrust-sense displacement	(Davidson et van Breemen, 2000)	**3/3**
Northeastern CMB in Ontario	Black Donald intrusion	*(13SMA-141A)* Gneissic monzogranite	LA-ICP-MS	Zrn (low U/Th)	1156 ± 9 (MSWD=? n=9)	Meta. age	Foliated granite	Metamorphism	(Davis, 2015)	NA***
CMB in Ontario	Silver Lake pluton – Sharbot Lake Terrane	*(MS)* Maberly stock: Monzodiorite to gabbro with rafts of foliated amphibolite	TIMS	Zrn	1156 ± 2 (MSWD=0.46 n=2)	Igneous crystn. age	Undeformed and unmetamorphosed. Located 1 km northwest of the Maberly Shear Zone	Timing of stock intrusion and minimum age for development of the gneissosity and metamorphism	(Corfu et Easton, 1997)	1/3
CMB in Quebec	Mont-Laurier Terrane	*(NC 9-3)* Leucosome from gneissic Grt-Bt migmatite	LA-ICP-MS	Mnz	1155 ± 6 (MSWD=0.94, n=20)	Meta. age	In high strain zone with raft to schlieren type structure, likely part of the Heney Shear Zone	Metamorphism	(Schneider et al., 2013)	1/3

Table 2.1 : Compilation of documented geochronological data for rocks of Shawinigan Orogeny ages from the CMB in Quebec and Ontario, and from the Adirondacks. (continued)

CMB in Quebec	Bondy gneiss complex	*(CQA-6026d)* Quartzofeldspathic gneiss	SHRIMP	Zrn (equant)	1153 ± 56 (MSWD=0.10 n=3)	Reactivation	Not mentioned	Second thermal pulse in the Bondy gneiss complex (first being at ca. 1.19 Ga)	(Wodicka *et al.*, 2004)	1/3
CMBBZ in southern Ontario	Dysart thrust sheet	*(KA37)* Diorite	LA-ICP-MS	Zrn (rims)	1150 to 1100	Meta. age	Not mentioned	Metamorphism	(Agustsson *et al.*, 2013)	NA**
Adirondacks Lowlands	Edwardsville pluton	*(AGS-49)* Monzonite	SHRIMP-RG	Zrn	**1149 ± 22 (MSWD=0.56 n=8)**	Igneous crystn. age	Southern part of Edwardsville pluton, in hanging wall of Black Lake Shear Zone	Magmatism	(Peck *et al.*, 2013)	**3/3**
Frontenac Terrane (Ontario) - Adirondacks Lowlands	Black Lake Shear Zone	*(SDH-9)* Strained granitic dyke in metasedimentary host rocks	SHRIMP-RG	Ttn (cores, rims)	**1147 ± 20 (MSDW=0.59 n=14)**	Igneous crystn. and meta. age	Crosscuts compositional banding in calcsilicate gneiss. Mylonitic fabric sub-parallel to the dike margins	Intrusion followed by metamorphism	(Wong *et al.*, 2011)	**3/3**
CMB in Ontario	Silver Lake pluton, Sharbot Lake Terrane	*(MS)* Maberly stock: Monzodiorite to gabbro with rafts of foliated amphibolite	TIMS	Ttn	1143 ± 4 (MSWD=*0.45* n=2)	Not mentioned	Undeformed and unmetamorphosed. Located 1 km northwest of the Maberly Shear Zone	Not mentioned	(Corfu et Easton, 1997)	1/3
CMB in Quebec	Mont-Laurier Terrane	*(NC 9-5)* Leucosome from stretched Grt-Pl gneiss	LA-ICP-MS	Zrn	1143 ± 11 (MSWD=2.1 n=17)	Meta. age	Not mentioned	Metamorphism	(Schneider *et al.*, 2013)	2/3
Northeastern CMB in Ontario	Methuen Intrusive Suite	*(11RME-0119)* Gneissic monzogranite	TIMS	Zrn	1138 ± 3 (MSWD=? n=1)	New zircon growth age	Not mentioned***	Metamorphism	(Kamo, 2013)	NA***
CMBBZ in southern Ontario	Dysart thrust sheet	*(KA30)* Tonalite	LA-ICP-MS	Zrn (rims)	1131 +15/-16 (MSWD=? n=13)	Meta. age	Displays foliation defined by the mineral alignment of biotite and amphibole	Metamorphism	(Agustsson *et al.*, 2013)	NA

[a] Mineral abbreviation after (Whitney et Evans, 2010). Grain morphology and chemical composition added where available.
[b] CA-TIMS = chemical abrasion thermal ionization mass spectrometry; LA-ICP-MS = laser-ablation inductively-coupled mass-spectrometry; SHRIMP = Sensitive high-resolution ion microprobe; SHRIMP-RG = Sensitive high-resolution ion microprobe–reverse geometry; TIMS = thermal ionization mass spectrometry.
[c] MSWD = mean square of weighted deviates, n = number of analyses.
[d] crystn. = crystallization; meta. = metamorphism
[e] 1/3 if the age is calculated from a linear regression of only discordant analyses; 2/3 if the age is calculated from a linear regression of discordant data, anchored by one or more concordant analyses, and the MSWD ≥ critical value of MSWD for 95% confidence interval; 3/3 if the age does not meet the criteria for 1/3 or 2/3 grades, and the MSWD < critical value of MSWD for 95% confidence interval. All ages are calculated as concordia intercept ages except where stated otherwise.
*For purpose of this compilation, we report only the approximate interval of dates involving multiple monazite domains. See Markley et al. (2018) for the 62 individual monazite domains.
**No confidence grade was attributed to these intervals of dates, because our grading system only applies to single preferred ages calculated from U-Pb ratios and the microprobe method does not assess discordance.
***Geochronological data are from unpublished reports, but are available on Geochronology Inventory of Ontario (https://www.geologyontario.mines.gov.on.ca/persistent-linking?publication=GeochrON)

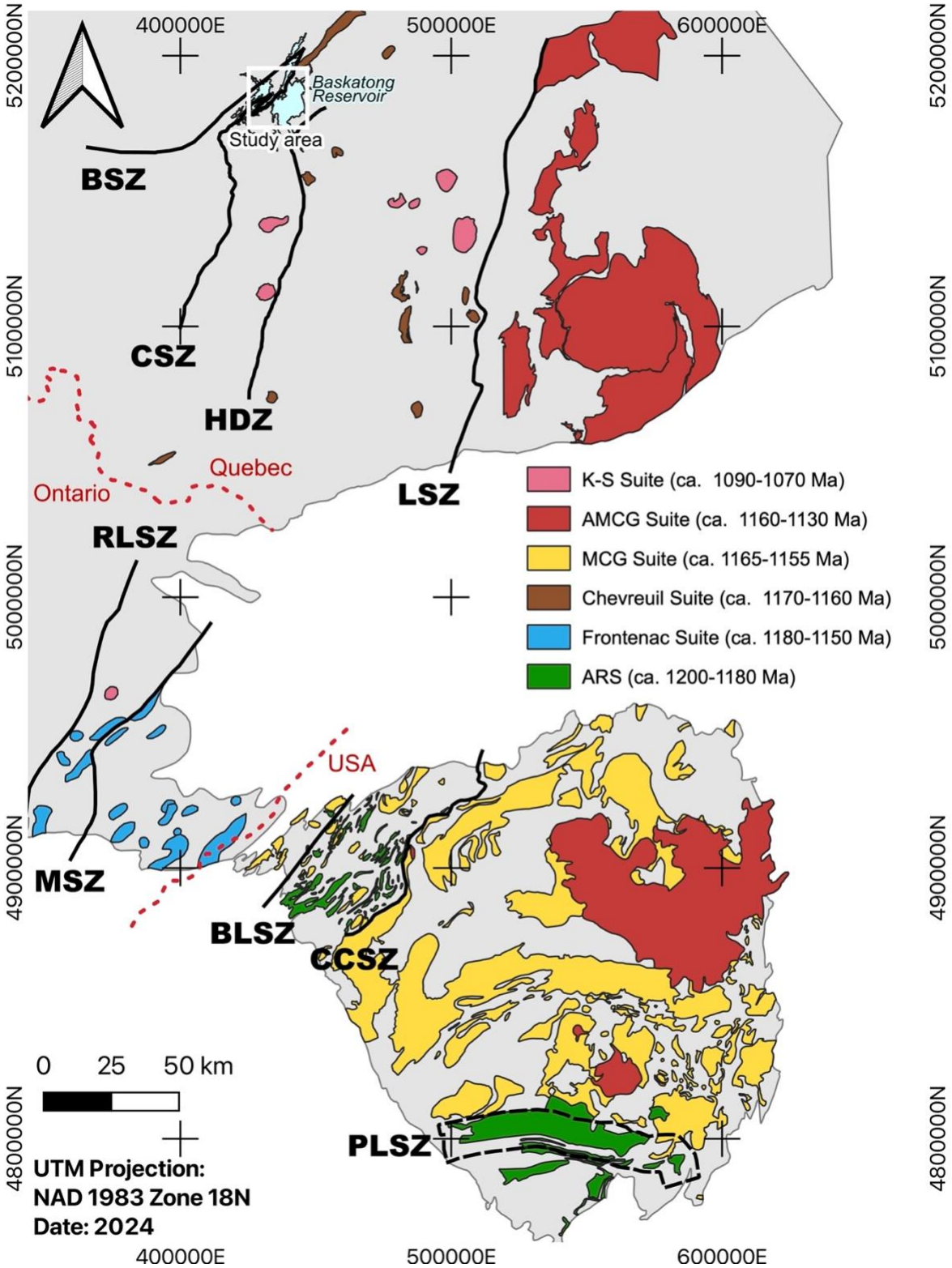


Figure 2.2 : Distribution of plutons from various plutonic suites in the CMB and Adirondacks. AMCG—anorthosite-mangerite-charnockite-granite, ARS – Antwerp-Rossie Suite, K-S—Kensington-Skootamatta, MCG—Mangerite-charnockite-granite (granitoid part of AMCG Suite); BSZ—Baskatong Shear Zone, CSZ—Cayamant Shear Zone, CCSZ—Carthage-Colton Shear

Zone, BLSZ—Black Lake Shear Zone, HDZ—Heney Deformation Zone, LSZ—Labelle Shear Zone, MSZ—Maberly Shear Zone, PLSZ—Piseco Lake Shear Zone, RLSZ—Robertson Lake Shear Zone. Modified from Corriveau and van Breemen (2000), Davidson and van Breemen (2000), Peck et al. (2013), Valentino et al. (2019), Lambert et al. (2023), and SIGEOM database.

2.4.2 CMBBZ

Previous studies have carried out a remote sensing survey in the western part of the Grenville Province in Quebec to identify lineaments on the basis of RADAR-SEASAT images (Sharma *et al.*, 1993, 1999). The CMBBZ in this area was defined as the "Cayamant Lineament" (Sharma *et al.*, 1993) or the "Cayamant Deformation Zone" (Corriveau, 2013), and we refer to it as the Cayamant Shear Zone (CSZ) as in Lambert (2023). The CSZ is a northwest-verging ductile thrust zone. In our study area, the hanging wall of the CSZ corresponds to the Mont-Laurier Terrane (MLT), and the footwall to the Lac Dumoine Terrane (LDT). The "Baskatong-Desert Lineament" (Sharma *et al.*, 1993) or the "Baskatong-Désert Deformation Zone" (Corriveau, 2013), which we refer to as the Baskatong Shear Zone (BSZ) as in Lambert (2023), was also delineated a few kilometers to the northwest of the CSZ. The BSZ is defined as a several kilometers wide north-northeast-oriented corridor characterized by straight gneisses dipping to the southeast, with local dextral shear sense indicators. On previous maps (Corriveau et Breemen, 2000 ; Sharma *et al.*, 1993, 1999), the CSZ and the BSZ were traced converging and merging with one another at the level of our study area, near the Baskatong Reservoir. Furthermore, a few studies omitted the CSZ, displaying only the BSZ as a top-to-the-NW thrust zone (Friedman et Martignole, 1995 ; Martignole et Calvert, 1996 ; Martignole et Friedman, 1998). In these studies, dextral shearing was correlated with initial NW-oriented thrusting of lower allochthonous crust over the PB along a shallow dipping crustal zone known as the Baskatong ramp, and sinistral shearing was interpreted as a late tectonic event associated with the BSZ occurring from ca. 1020 Ma to ca. 1000 Ma.

Recent geochronological work NW of the Baskatong Reservoir area (Lambert, 2023) constrained dextral-inverse strike-slip shearing along the BSZ. A syn- to late-tectonic granitic dyke connected to veins with dextral kinematic indicators yielded an age of 1040 ± 9 Ma, and a late intrusion crosscutting the steep gneissic fabrics yielded an age of 1016 ± 9 Ma. Although a better distinction between the BSZ and the CSZ was documented by Lambert (2023), structural characteristics and timing of deformation along the CMBBZ still require further investigation.

2.5 Sampling and analytical methods

2.5.1 Sampling

This study focuses on 10 samples of carbonatite and associated silicate igneous rocks collected from outcrops in the Baskatong Reservoir area (see Figure 2.1B for location) for petrographic, geochemical and geochronological analysis. All samples were selected for detailed petrographic characterization from thin sections. Six of them, from outcrops of the Baie-Mercier REE occurrence (22-JC16) and its surroundings rocks (22-JC15), and from an outcrop within the CMBBZ (22-JC07) were analyzed for whole-rock major and trace elements. Additionally, four igneous rock samples from two outcrops within the CMBBZ (22-JC07, -JC17) were collected for U-Pb dating to constrain the timing of deformation along this zone.

2.5.2 Micro X-ray fluorescence and petrographic characterization

Thin sections were analyzed on a Bruker M4 Tornado energy-dispersive micro X-ray fluorescence 2D elemental scanner at the microanalysis laboratory of Laval University in Quebec (Canada). The analytical conditions include a ~20 µm diameter X-ray beam generated from a Rh target tube operating at 50 kV and 600 µA and a dwell time of 5 ms per pixel, at a spatial resolution of 20 µm. The µ-XRF images of the analyzed elements (i.e., Al, Ba, Ca, Ce, Cu, Eu, Fe, Gd, K, La, Mg, Mn, Mo, Nb, Nd, Ni, Si, Sr, Ta, Tb, Th, U, Y, Zn, Zr) served for petrographic characterization of each thin section using *XMapTools* software.

2.5.3 Whole-rock geochemistry

Rock samples collected were prepared and analyzed for major and trace elements at Activation Laboratories (Actlabs) Ltd in Ontario (Canada). Samples were prepared by cleaning and cutting them into fresh ~1000 cm^3 sized blocks. They were subsequently crushed in a jaw crusher to 70% <2 mm, split using a riffle splitter, and pulverized in an agate ball mill to 85% <75 µm. Samples were analyzed for major and minor elements by X-ray fluorescence (XRF) on fused glass discs. Trace elements, including incompatible lithophile elements and rare earth elements (REE), were analyzed by inductively-coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) following a lithium borate fusion and nitric acid digestion. Details for all analytical protocols are listed on the Actlabs website (www.actlabs.com). Standard, blank, and duplicate samples were used to check the precision and

accuracy of the analyses. Routine analytical accuracies (1 sigma, relative) are ±10% or better and routine analytical precisions (1 sigma, relative) are ±5% or better for most major and trace elements.

2.5.4 Geochronology U-Pb LA-ICP-MS

2.5.4.1 Sample preparation and analytical procedure

Sample preparation and analyses were conducted at the Université du Québec à Montréal (UQÀM, Quebec) Geotop geochronology laboratory, following conventional mineral-separation methods modified after Parrish (1987). Rock samples of ~1000 cm^3 were crushed with a jaw crusher, grinded with a disk mill and passed through mesh sieves of 250 µm. Heavy minerals from those powder samples were then isolated using a Jasper Canyon Research (JCR) zircon-concentrating table and then using methylene iodide (heavy liquid). Magnetic material was removed from the dried mineral concentrates using a hand magnet and a Frantz™ isodynamic separator. Zircon was hand-picked in ethanol using a binocular microscope. The selected zircon grains were annealed (for 48 hours, at 1000°C) and most altered samples (e.g., 22-JC17A) were chemically abraded (with hydrofluoric acid (HF), for 6 hours, at 180°C) to eliminate domains affected by Pb-loss (Mattinson, 2005 ; Widmann *et al.*, 2019). The selected zircon grains were mounted in epoxy pucks that were polished in order to expose their center. Cathodoluminescence (CL) imagery was carried out on every zircon to assess the zones within each grain and to help the selection of spots for Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) analysis. The 30 µm-diameter spots were chosen in terms of the highest quality areas (i.e., without fractures or inclusions) in the grain. Reported dates for each sample in this study are based on zircon grains or zones within individual grains (i.e. rims and cores).

2.5.4.2 Age and error calculations

Weighted mean calculations and generation of concordia diagrams was conducted using IsoplotR online (Vermeesch, 2018), which calculated the reduced chi-squared statistic (Mean Square of Weighted Deviates or MSWD; McIntyre et al., 1966; Wendt and Carl, 1991) and the probability of fit (PF) for each sample. Data filtering was approached with a confidence interval strategy, wherein dates yielding a discordance greater than ±10% (at 2σ) between the $^{206}Pb/^{238}U$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ systems were rejected (Corfu, 2013; Spencer et al., 2016) to ensure that only data points

with a fair level of concordance are considered in the final age calculations. Furthermore, potential data overdispersion, caused by statistically younger or older analyses, was observed in some zircon populations. The geological significance of this dispersion, such as inheritance, Pb loss, or extended crystallization, was not always supported by textural evidence and trace element data was not acquired. Following this procedure for all samples, outliers were excluded from the weighted mean calculation, which requires a normally distributed dataset for accurate interpretation (Schaltegger *et al.*, 2015).

The ^{207}Pb-^{206}Pb isotopic ratio was chosen to represent the weighted mean age for each zircon population from the samples, as studies have shown it to be more robust in cases where data is mostly discordant and when U concentration from the zircons exceeds 700 ppm (Spencer *et al.*, 2016 ; Vavra *et al.*, 1999 ; Williams, 1992). Most zircon grains in this study have concentrations of U > 700 ppm. Moreover, for all our samples, ^{207}Pb/^{206}Pb ages yielded better statistics for any given zircon population.

Statistics, data reduction and uncertainty propagation calculations were done following methods from Horstwood et al. (2016). Measurements errors on the weighted mean ^{207}Pb/^{206}Pb ages for each population are reported. The random error (standard error, presented within parentheses) does not include external calibration uncertainty. The systematic error is then propagated onto the random error, and the combined error is presented without parentheses. Both errors are reported to ensure reproducibility of the ages, facilitating data comparison under varying analytical conditions. For the non-chemically abraded sample analysis session, the excess uncertainties were 1.3% (2σ) for ^{207}Pb/^{206}Pb and 1.9% (2σ) for ^{206}Pb/^{238}U. For the chemically abraded sample analysis session, the excess uncertainties were 1.1% (2σ) for ^{207}Pb/^{206}Pb and 1.4% (2σ) for ^{206}Pb/^{238}U. The known ^{206}Pb/^{238}U weighted mean age of Plešovice zircon from the literature (our secondary reference material) is 337.13 ± 0.37 Ma (ID-TIMS, 95% confidence limits, including tracer calibration uncertainty) (Sláma *et al.*, 2008).The Plešovice zircon analyzed during the non-chemically abraded analytical had a ^{206}Pb/^{238}U weighted mean date of 341 ± (1) 7 Ma and a ^{206}Pb/^{238}U weighted mean date of 343 ± (1) 5 Ma during the chemically abraded analytical session. All LA-ICP-MS U-Pb data are listed in Tableau A. 1.

2.5.4.3 Classification of zircon zones

Identifying different zones that define the cores and the rims within zircon grains is critical for the interpretation of geochronological data (Corfu *et al.*, 2003). The analysis of each sample herein relies on a qualitative identification of zones in each zircon grain, on a basis of three factors observed in CL imagery: (1) the visible occurrence of a core or rim in the grain; (2) the intensity of reflectance of the zones; (3) the zonation patterns within each zone identified.

2.6 Results

2.6.1 Field relationships

2.6.1.1 Geological units and structural characteristics of the Baskatong Reservoir area

Three main domains are present in the Baskatong Reservoir area, i.e. the CMB, the LDT, and the CMBBZ domains (Figure 2.1B). Units from the CMB in the study area consist mainly of marbles, with subordinate amounts of quartzite, paragneiss and granite. Marble is characterized by a fine-grained, carbonate-rich composition (primarily calcite), with minor amounts of mica and amphibole, along with well-defined laminations (e.g., outcrops 22-JC09, -JC11; Figure 2.1B). Marbles are commonly crosscut by mafic dykes, which we inferred as belonging to the Chevreuil Intrusive Suite, located nearby (Figure 2.1B). The Chevreuil Intrusive Suite is characterized by dominant intermediate to mafic composite sheeted intrusions and swarms of mafic dykes of calc-alkaline to tholeiitic affinity (Corriveau, 2013). Marbles and mafic dykes are locally folded together. Quartzite is coarse-grained with minor amounts of mica, whereas quartzofeldspathic paragneiss is fine to medium-grained with moderate amounts of biotite. Late granitic pink dykes, inferred as belonging to the Guénette granitic Suite are common and crosscut the gneissic general foliation. The Guénette granitic Suite is characterized by regional swarms of homogeneous, equigranular white to pink biotite-K-feldspar-muscovite-plagioclase-quartz granitic dykes (Corriveau, 2013). The highly strained, subvertical gneisses of the LDT define a ca. 8 km wide zone in the northwest part of the study area (Lambert et al., 2023). This domain is characterized by medium to coarse-grained garnet-rich biotite gneisses, metagabbros and charnockitic augen gneisses, with dominant north-northeast-oriented foliations and northeast-oriented lineations (Lambert, 2023 ; Lambert *et al.*, 2023). The NW boundary of the CMB is a 10-20 meters thick high strain zone which has deformed CMB units, with mafic gneisses, intrusive granitic and/or syenitic

units; and, in some locations, carbonatites mixed with meta-clinopyroxenites (presence of tremolite), but for simplicity, the “meta” prefix of this igneous rocks has been omitted in the following descriptions.

Predominant structures mapped along this deformation zone mainly trend north-northeast, and dip slightly towards the southeast (Figure 2.1C) These structures include stretching lineations, C/S fabrics, shearband boudins, asymmetrical porphyroclasts, and other kinematic indicators indicating a sinistral ductile shearing (Figure 2.3a-c). Although the lineation indicates a slight normal movement, the strike-slip component is dominant. This zone separates rocks of the CMB to the SE from structurally underlying rocks of the LDT, which belongs to the AB, to the NW. We therefore interpret this shear zone as the CMBBZ.

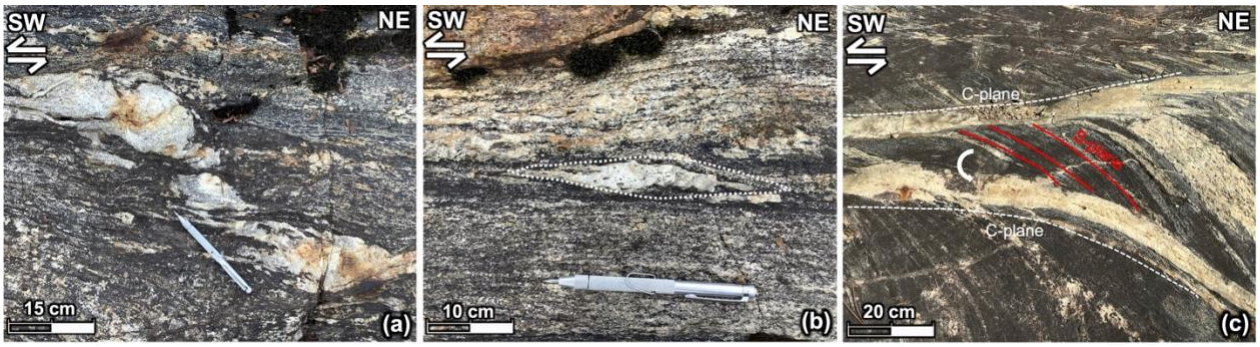


Figure 2.3 : Examples of kinematic indicators within the CMBBZ observed in the plane perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. All indicate a sinistral-normal sense of shear. **(a)** Outcrop 22-JC17: Granitic dyke crosscutting the foliation is dissected into sigma-shape porphyroclasts. **(b)** Outcrop 22-JC17: sigma-shape porphyroclasts. **(c)** Outcrop 22-JC08: Foliation in host mafic gneiss is entrained into crosscutting granitic dykes defining a C/S fabric with the dykes as C planes.

2.6.1.2 Carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit

Within the high-strain zone we interpret as the CMBBZ, five well-exposed, fresh outcrops, varying between approximately 25 to 100 m^2, present spatially associated carbonatite and calcite clinopyroxenite, with occasional presence of white syenite. Carbonatite is a fine to medium-grained, equigranular unit, composed of calcite (>50%), diopside (0-10 %), tremolite (5-30%), biotite (3-5 %), apatite (1-2 %), and trace amounts of zircon, allanite and titanite (Figure 2.5a). Calcite clinopyroxenite is a fine to medium grained, equigranular unit, composed of diopside (>75%), tremolite (5-25%), calcite (1-5%), biotite (0-3%), and traces amounts of feldspar, galena, monazite and apatite. White syenite is a pegmatitic unit, composed of K-feldspar (>75%), diopside (5-10%), calcite (1-5%), biotite (1-5%), and traces amounts of zircon, allanite, apatite and titanite.

Carbonatite and calcite clinopyroxenite units appear as sills or pods within one another, with lobate and diffuse boundaries (Figure 2.4), accompanied by syenite in some places. These are characteristics of co-mingling, suggesting that the units were partially molten together during their emplacement, which is why we use the term “carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit”.

Deformation features within the carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit vary according to their position within the CMBBZ. Structurally upward and away from the shear zone (i.e., in the hanging wall), the carbonatite-rich units are weakly deformed (e.g., Baie-Mercier outcrop). This weak level of deformation is defined by the preserved primary fabric in the carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit (Figure 2.4a). However, directly within the shear zone, the fabric within the carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit is completely transposed, occurring as highly strained pencils that are parallel to the lineation (Figure 2.4**Error! Reference source not found.**c-f), typical of L-tectonite structures. This secondary fabric indicates that an intense level of deformation associated to the CMBBZ affected these rocks.

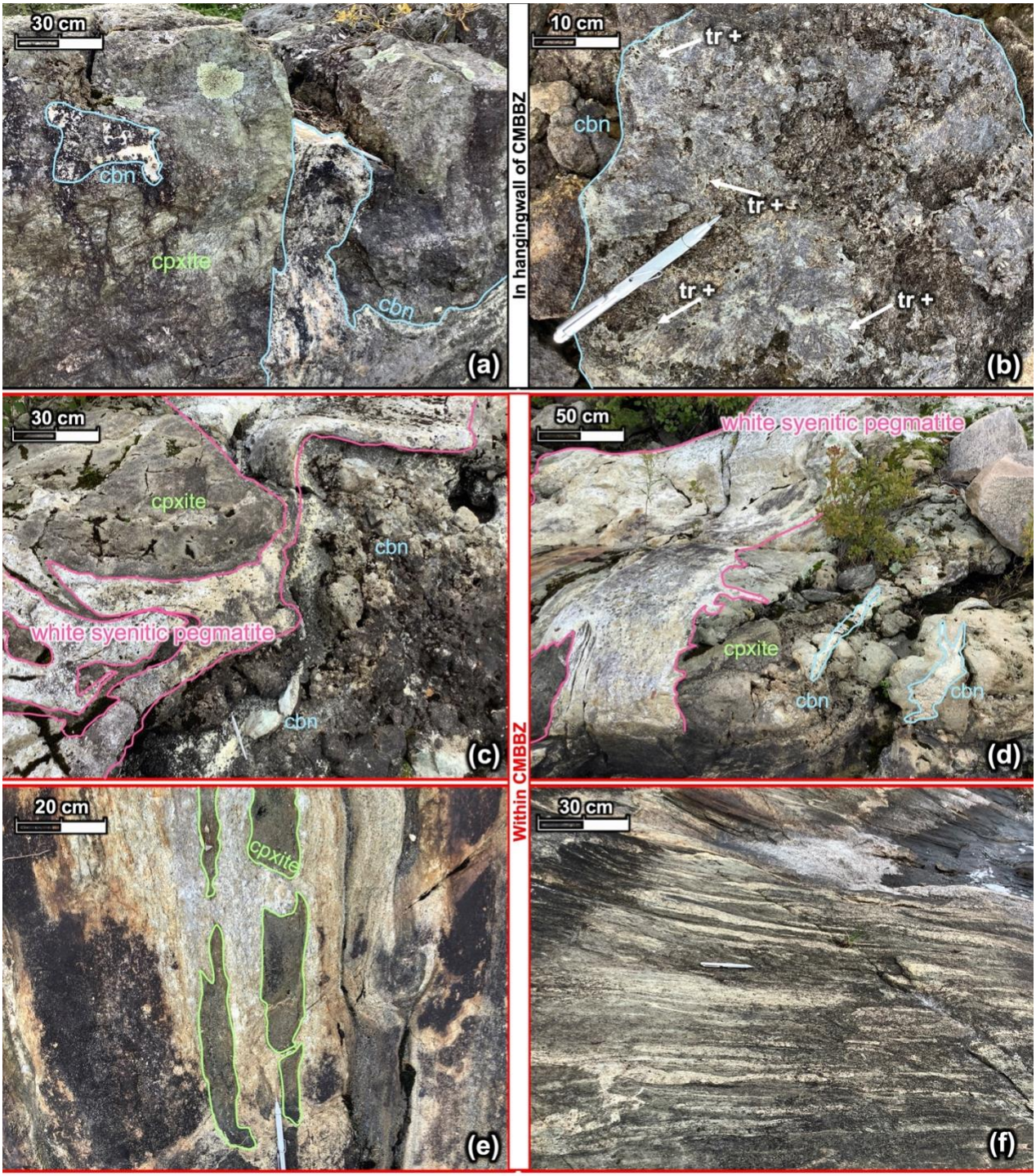


Figure 2.4 : Field photographs of carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit. **(a)** Outcrop 22-JC15 (near Baie-Mercier REE occurrence): Weakly deformed association of carbonatite and clinopyroxenite, with commingling features such as diffuse and lobate boundaries between the two units. **(b)** Outcrop 22-JC16 (Baie-Mercier REE occurrence): Undeformed tremolite-bearing carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit. Note the indistinct boundaries defining the tremolite-rich areas within the unit. **(c)** Outcrop 22-JC07: Deformed carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) unit, on a surface perpendicular to the lineation (YZ section of deformation ellipsoid). Note the mutual intrusive relationships between units, as well as the diffuse and lobate contact

between carbonatite and the two other phases. **(d)** Outcrop 22-JC07: Deformed carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit, on surfaces perpendicular and parallel to the lineation (YZ and XY sections of deformation ellipsoid). Note the lobate contact between all units. **(e)** Outcrop 22-JC07: Deformed clinopyroxenite units exhibiting L-tectonite structures in syenite unit, on a surface parallel to the lineation (XZ section of the strain ellipsoid). **(f)** Outcrop 22-JC07: Highly strained carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) unit, exhibiting L-tectonite structures (XZ section of deformation ellipsoid). The identification of carbonatites within the mixed unit is challenging due to the highly deformed and commingling textures. **cpxite** = clinopyroxenite; **cbn** = carbonatite; **tr** = tremolite.

Furthermore, interstitial calcite micro-textures surrounding euhedral to subhedral silicate grains (e.g., alkali feldspar, quartz, pyroxene, amphibole) in the clinopyroxenite and the syenitic pegmatite (Figure 2.5b, e) provide evidence that the carbonatite was a melt phase that was not deformed under subsolidus conditions subsequently. Preservation of these delicate textures within the carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed units forming L-shaped pencils in the high-strain zone, provide evidence for the injection of a carbonatitic melt synchronously with the sinistral strike-slip deformation.

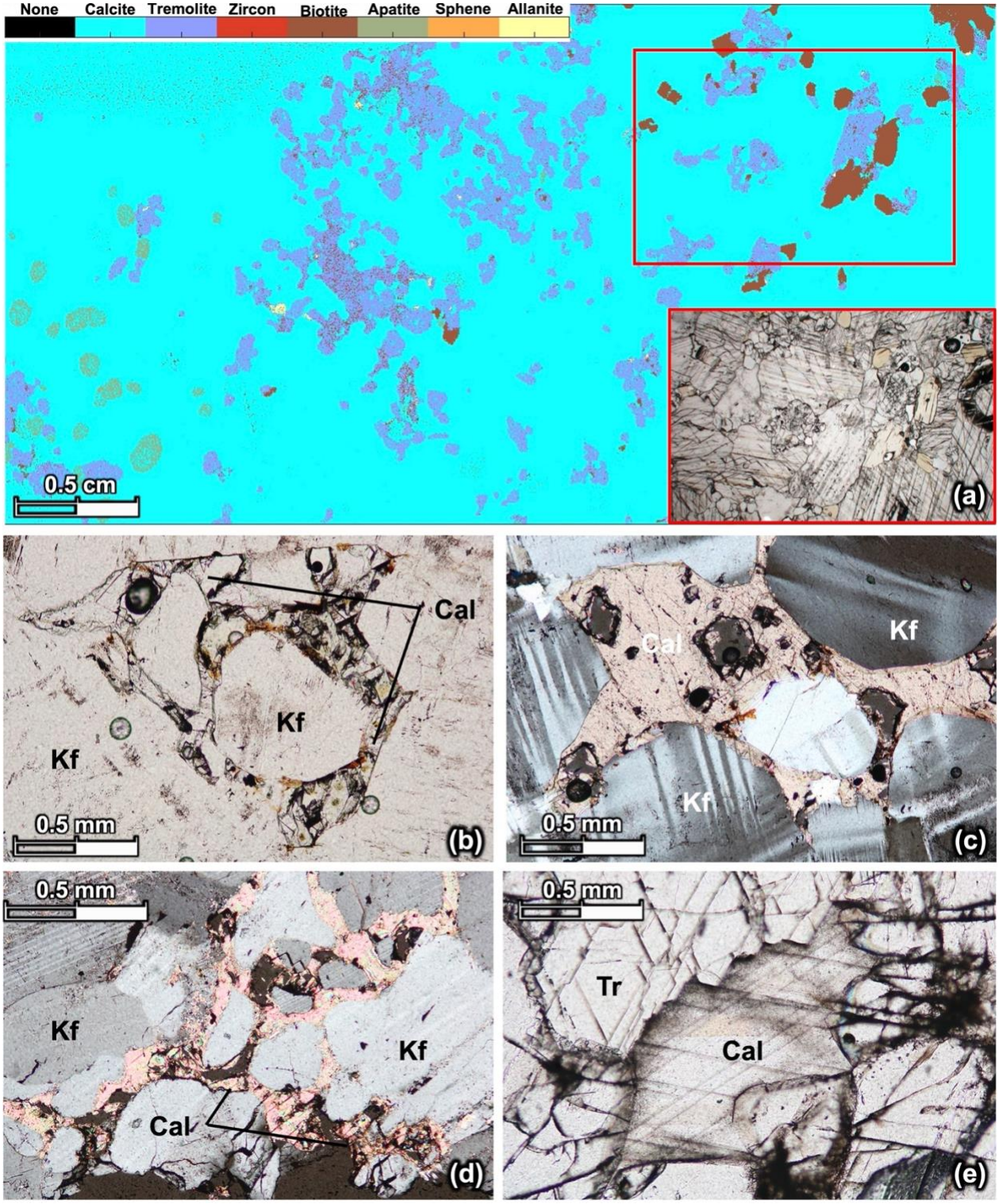


Figure 2.5 : **(a)** Petrographic characterization from µ-XRF maps in a carbonatite sample (22-JC07A3), with photomicrograph for reference corresponding to the red frame on the µXRF image. **(b-e)** Evidence of interstitial calcite surrounding silicate grains of **(b-c)** a syenitic pegmatite, sample 22-JC07E, **(d)** a syenitic pegmatite, sample 22-JC12; and **(e)** a tremolite-rich unit, sample 22-JC16A. **Bt** = biotite; **Cal** = calcite; **Kf** = K-feldspar; **Tr** = Tremolite.

2.6.2 Geochemical classification and composition of carbonatites and calcite clinopyroxenite

Carbonatites nearby (22-JC15) and from the Baie-Mercier REE occurrence (22-JC16) have variable major element contents of ~50 wt.% CaO, 3-4 wt.% MgO, 0.-0.1 wt.% MnO and 0.4-0.6 wt.% Fe_2O_{3total}, while calcite clinopyroxenites show 22-26 wt.% CaO, 13-17 wt.% MgO, 0.2-0.5 wt.% MnO and 2-4 wt.% Fe_2O_{3total}. The contents in the carbonatites appear to vary according to their association with clinopyroxenites. The closer the carbonatites are to clinopyroxenites, the higher their MgO and Fe_2O_{3total} contents.

As represented in the [Sr + Ba] versus [REE + Y] discrimination diagram (Figure 2.6a) from Simandl and Paradis (2018), carbonatite samples (22-JC07A3, -JC16B), along with associated calcite clinopyroxenite samples (22-JC15AB, -JC15B) plot within the primary carbonatite field, while two samples (22-JC07B1, -JC15C1) plot outside, but close to this field. Although not all samples plot within the carbonatite field, this classification strengthens our interpretation that they are igneous carbonatites.

REE patterns normalized to chondrite (Figure 2.6b) also provide geochemical evidence for the igneous origin of these samples. As expected for typical unmineralized carbonatites, the REE profiles of carbonatites (22-JC07A3, -JC16B) and calcite clinopyroxenites (22-JC15AB, -JC15B, -JC15C1) located near or at the Baie-Mercier REE occurrence show an enrichment in light rare earth elements (LREE) relative to heavy REE (HREE) and no or a weak negative Eu anomaly. The Baie-Mercier carbonatite sample (22-JC16B; Figure 2.6b) shows a depleted HREE pattern. Whether deformed (e.g., 22-JC07A3) or not (e.g., 22-JC15AB, -JC15B, -JC15C1, -JC16B), these samples show generally similar REE profiles. This indicates that deformation doesn’t seem to have affected the chemical composition of the less mobile trace elements and that the observed variations most likely reflect original magmatic variations.

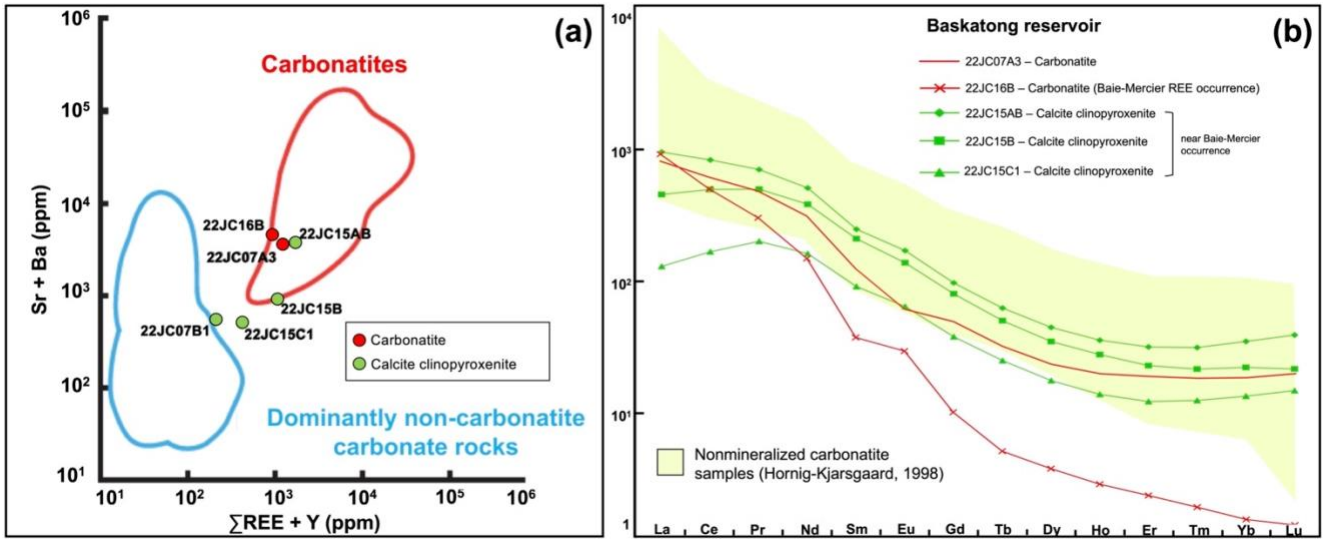


Figure 2.6 : **(a)** Carbonatite samples from the Baskatong Reservoir area plotted in [Sr + Ba] to [REE + Y] discriminative bivariate plot recommended to distinguish igneous carbonatites from marbles derived from carbonate sedimentary rocks (modified from Simandl and Paradis, 2018). **(b)** Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns for the carbonatite and clinopyroxenite samples from the Baskatong Reservoir area. The field of unmineralized carbonatites is from Hornig-Kjarsgaard (1998).

2.6.3 Geochronological results

2.6.3.1 Sample 22-JC17C

2.6.3.1.1 Outcrop and sample description

Outcrop 22-JC17 is located west of the Baskatong Reservoir (Figure 2.1B) and is a typical representation of the CMBBZ. It exposes marble of the Mont-Laurier Terrane in contact with granitic gneiss of the Lac Dumoine Terrane, carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed units and metabasites associated with leucosome. Sample 22-JC17C is from a granitic leucosome containing orthopyroxene interpreted as peritectic product of partial melting of the amphibolite boudin. Structurally, this leucosome is located within the extensional quadrant of a garnet-bearing mafic boudin with a shearband boudin geometry (Figure 2.7a; Goscombe et al., 2004) indicating a dominant sinistral strike-slip, top-to-the-NNE sense of shear, like several other kinematic indicators observed within this zone (Figure 2.3).

2.6.3.1.2 Zircon morphology

The 138 imaged zircon grains of sample 22-JC17C range from 40-160 µm in width and 50-180 µm in length. Two types of zones are identified within the grains. Type 1 includes the majority of the zircon grains (80%) which are characterized by a stubby and rounded shape. This type is defined by a zonation characterized by alternating bands of bright and darker grey that are either blurred (blue inFigure 2.7b; #1, 3) or show irregular concentric zonation in some grains (blue in Figure 2.7b; #2, 4, 5). Type 2 (purple in Figure 2.7b; #6-8) includes the minority of the zircon grains (20%), that are characterized by an elongated and prismatic shape, typical of an igneous morphology. It is defined by zonation patterns that are characterized by alternating irregular bands of bright and darker grey. Both zones 1 and 2 represent distinct zircon grains, with no visible relationship between the two zone types.

2.6.3.1.3 U-Pb geochronology and interpretation

A total of 44 analyses were carried out on type 1 zones and 7 analyses on type 2 zones. All data points from this sample fall within the confidence interval of ±10% discordance. The high validity of results is supported by the consistency across analyses which are systematically concordant. The 51 data points from population 1 (blue ellipses) and 2 (purple ellipses) yield identical dates within error, which is visualized by the overlapping of the ellipses on the Wetherill concordia diagram (Figure 2.7d), which could indicate an igneous crystallization from the same melt for the two populations identified. This is supported by the consistent Th/U values (~0.3-0.5) from both of these zones. Therefore, type 1 and 2 analyses are combined in one single population and yield a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1162 ± (5) 16 Ma (MSWD = 0.7, PF = 1, n = 51; Figure 2.7c-d).

These geochronology analyses constrain the timing of crystallization of leucosome, which was generated synchronously to the deformation within the CMBBZ. The leucosome could have originated as the result of melting of the metabasite as suggested by the presence of orthopyroxene (Palin *et al.*, 2016).

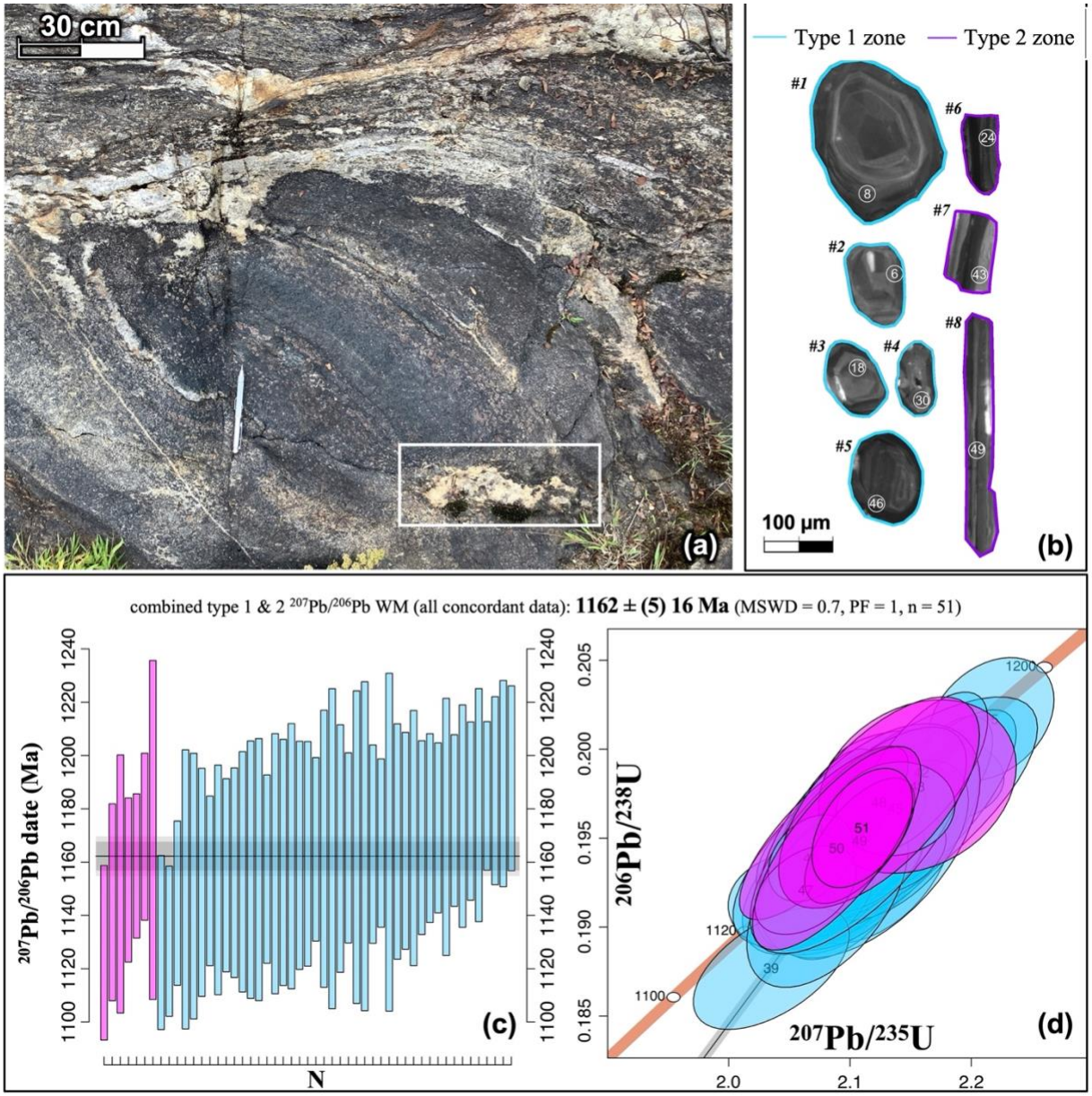


Figure 2.7 : Sample 22-JC17C. **(a)** Sample taken in rectangle area, from an orthopyroxene-bearing granitic leucosome in the extensive quadrant of a sheared mafic boudin. **(b)** Examples of zircon morphologies with the types of zones defined herein and the localization of 30 µm-diameter spots. **(c)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date (µ ± (x) y) for type 1 & 2 (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(d)** Wetherill concordia diagram.

2.6.3.2 Sample 22-JC07E

2.6.3.2.1 Outcrop and sample description

Outcrop 22-JC07 is located in the north-east extremity of the CMBBZ, north of the Baskatong Reservoir (Figure 2.1B). It exposes marble of the Mont-Laurier Terrane in contact with granitic gneiss of the Lac Dumoine Terrane and a carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit presenting mutually intrusive relationships (Figure 2.4c-d, Figure 2.8a). Sample 22-JC07E is from a white syenitic pegmatite containing clinopyroxene and titanite. The sample exhibits a phenocrystic texture with euhedral titanite crystals reaching several centimeters (Figure 2.8b). Moreover, the rock does not present evidence of subsolidus deformation, but presents a magmatic lineation characterized by a floating-like alignment of the titanite phenocrysts (Figure 2.8a-b). This constitutes strong evidence for syn-deformation emplacement.

2.6.3.2.2 Zircon morphology

The 102 imaged zircon grains of sample 22-JC07E range from 50-200 µm in width and 100-400 µm in length. Fractures are common in the grains of this sample. Most of the zircon grains (95%) are characterized by a prismatic and elongate morphology, typical of igneous zircon (Corfu *et al.*, 2003), and a minority (5%) exhibits stubby habits. Two types of zones are identified within the grains. Type 1 includes both entire grains (blue in Figure 2.8c; #1-3) and cores of some grains (blue in Figure 2.8c; #4) that are characterized by oscillatory zonation patterns. Type 2 includes both entire grains (purple in Figure 2.8c; #5-9) and less frequently, rims surrounding type 1 zones (purple in Figure 2.8c; #4) that are characterized by concentric or irregular zonation or in some zircons, no zonation at all.

2.6.3.2.3 U-Pb geochronology and interpretation

A total of 34 analyses were carried out on type 1 zones and 21 analyses on type 2 zones. Eleven data points from this sample fall outside the confidence interval of ±10% discordance, and are excluded from the final age calculation of the sample. Five data points, from the type 2 population, are significantly younger. These five younger data points yield a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1049 ± (12) 18 Ma (MSWD = 2, PF = 0.07, n = 5; Figure 2.8d-e), possibly indicating a metamorphic crystallization of these zircon grains, supported by their low Th/U values (~0.1) (Hoskin et Schaltegger, 2003). The remaining 39 data points from population 1 (blue ellipses) and 2 (purple

ellipses) yield identical dates within error, which is visualized by the overlapping of the ellipses on the Wetherill concordia diagram (Figure 2.8e) and similar Th/U values (~0.5-0.8) from both of these zones. The remaining type 1 and 2 analyses combined present excess scatter, (MSWD = 5, PF = 0, n = 39). However, 30 of these analyses yield a homogenous population, excluding one younger and eight older data points (represented by the white rectangles and ellipses in Figure 2.8d-e). The younger data point (Figure 2.8d; #41) is excluded as it represents an analysis from the same grain (#40) associated with the younger zircon population. Four older data points (Figure 2.8d; #18, 26, 33, 50) are excluded because they are zircon rims yielding older dates than the cores, which may represent inherited overgrowths (Corfu *et al.*, 2003) and could bias the final age. The exclusion of the four other data points is not supported by textural evidence.Hence, we interpret the calculated $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1157 ± (4) 16 Ma (MSWD = 1.4, PF = 0.08, n = 30; Figure 2.8d-e) as the timing of crystallization of sample 22-JC07E, which is equivalent to syn-kinematic emplacement of previous sample 22-JC17C. Textural evidence in sample 22-JC07E for syn-deformation emplacement therefore also constrains the timing for deformation within the CMBBZ.

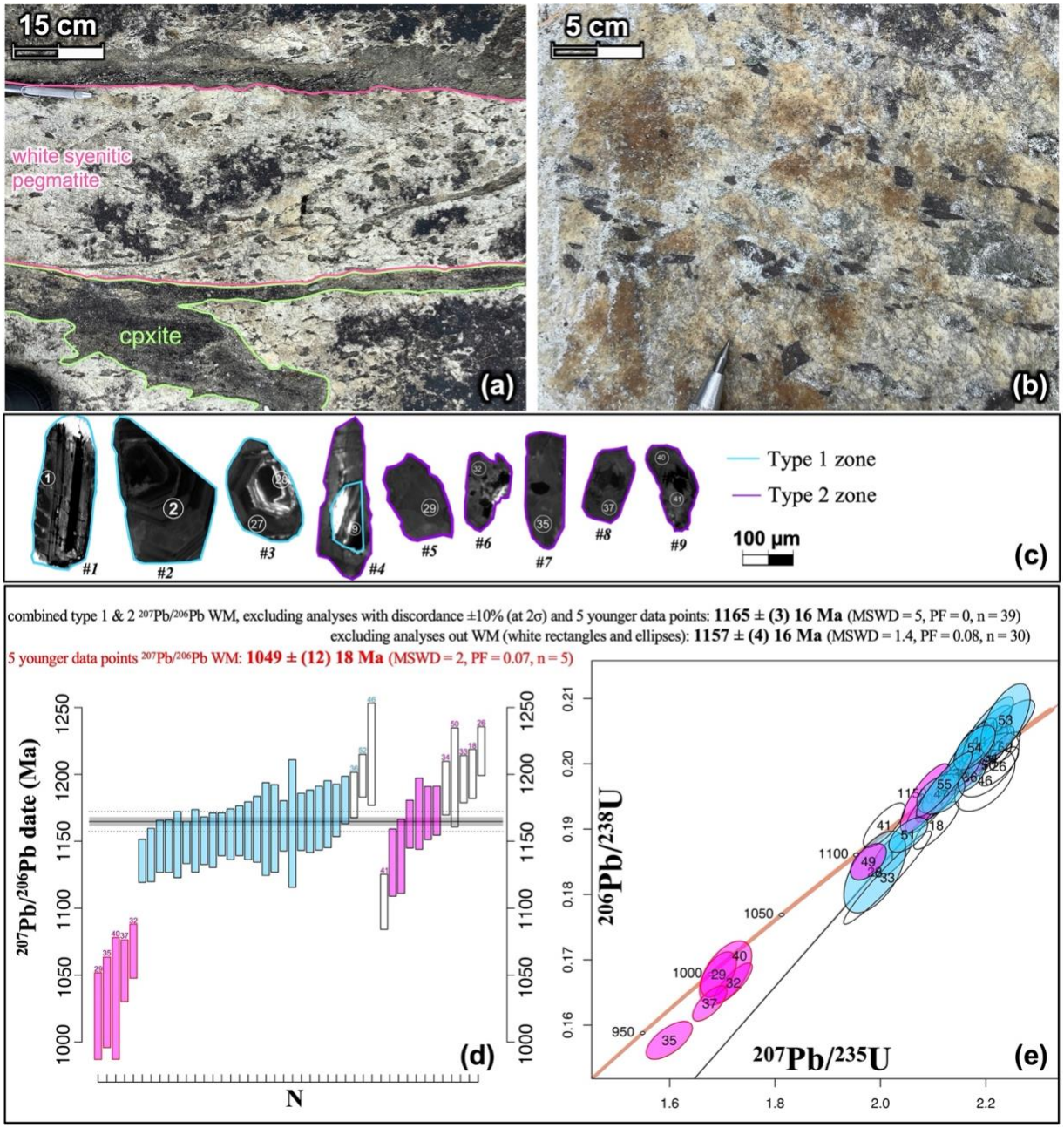


Figure 2.8 : Sample 22-JC07E. **(a)** Mutually intrusive white syenitic pegmatite and clinopyroxenite units. **(b)** Centimetric titanite phenocrysts oriented parallel to the lineation in the white syenitic pegmatite. **(c)** Examples of zircon morphologies with the type of zones defined herein and localization of 30 µm-diameter spots. **(d)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date (µ ± (x) y) for type 1 & 2 (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(e)** Wetherill concordia diagram. The red-bordered rectangles and ellipses in (d) and (e) represent the five younger data points. An age was calculated exclusively for this population of type 2 zones. The white rectangles and ellipses in (d) and (e) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 30 homogenous population. Eleven analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (d) & (e). **Cpxite** = clinopyroxenite.

2.6.3.3 Sample 22-JC17A

2.6.3.3.1 Outcrop and sample description

Sample 22-JC17A is from a white syenogranitic pegmatite, also located at outcrop 22-JC17. The white syenogranitic pegmatite crosscuts the foliation within the mafic boudin associated with the orthopyroxene-bearing leucosome sample 22-JC17C. This foliation is deflected along the dyke, consistent with sinistral strike-slip displacement along the margin of the dyke. Several granitic dykes observed in the deformation zone (or outcrop) display similar structures (Figure 2.3c). Quartz grains defining the mylonitic foliation within the dyke are aligned parallel to the margin of the pegmatite dyke (Figure 2.9a), implying it was deformed after its crystallization.

2.6.3.3.2 Zircon morphology

The 20 imaged zircon grains of sample 22-JC17A range from 50-70 µm in width and 80-200 µm in length. No zone is identified within any of the zircon grains due to their highly fractured and altered appearance. Despite the alteration affecting the grains, an elongated although not prismatic morphology can still be distinguished in some grains (Figure 2.9b; #1-6), along with unclear zonation patterns characterized by ghost alternating bands of bright and darker grey reflectance in CL (Figure 2.9b; #2-4). However, these patterns are penetrated by other domains that exhibit completely distorted and chaotic textures in multiple grains. Textures of growth zoned zircon being cut off by transgressive zones of re-homogenized zircon could suggest late to post-magmatic recrystallization of zircon (Corfu *et al.*, 2003).

2.6.3.3.3 U-Pb geochronology and interpretation

A total of 24 analyses were carried out on the zircon grains of this sample. Chemical abrasion techniques were necessary to obtain a valid date for this sample, due to the high U content (>1000 ppm after chemical abrasion) of the zircon grains (Widmann *et al.*, 2019) and their highly metamict nature. Thirteen data points fall outside the confidence interval of ±10% discordance, and are excluded from the final age calculation of the sample. The remaining 11 data points present excess scatter, and yield a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1138 ± (11) 17 Ma (MSWD = 2.5, PF = 0.0049, n = 11; Figure 2.9c-d). However, eight of these analyses yield a homogenous population, excluding three younger analyses (represented by the white rectangles and ellipses in Figure 2.9d-e). The geological significance of the three excluded outliers could involve protracted

crystallization or (re-)crystallization, but this is not supported by textural evidence. Alternatively, Pb loss shortly after crystallization could lead to apparent concordant analyses that are younger than the crystallization of the rock.

Hence, we interpret the calculated $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1149 ± (12) 18 Ma (MSWD = 0.98, PF = 0.045, n = 8; Figure 2.9d-e) as the timing of crystallization of sample 22-JC17A, which was deformed under subsolidus conditions while shearing occurred within the CMBBZ.

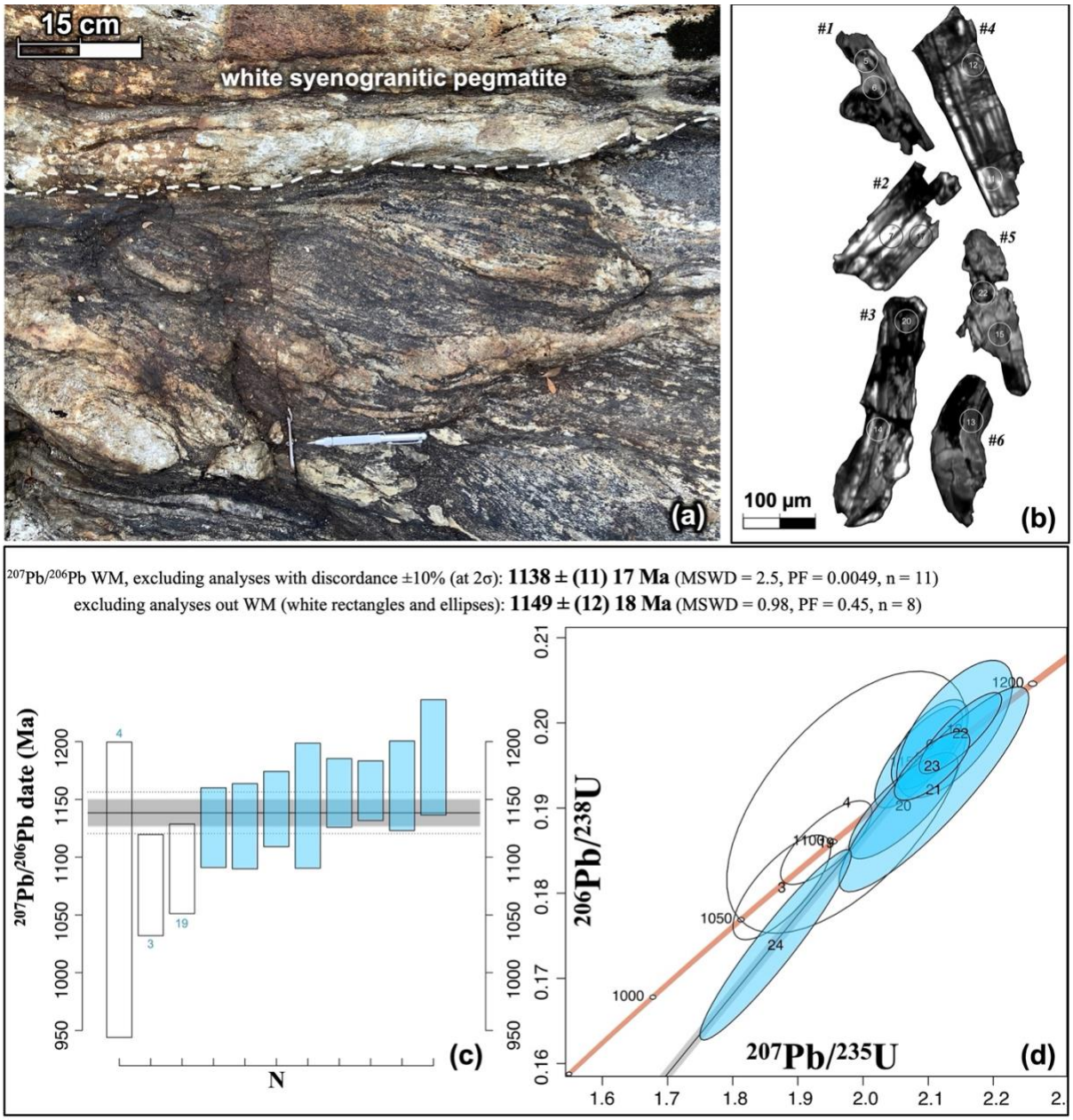


Figure 2.9 : Sample 22-JC17A. **(a)** Exposure of the white syenogranitic pegmatite crosscutting the foliation within a mafic boudin. Foliation is deflected along the boundary with the dyke consistent with a sinistral sense of shear. **(b)** Examples of zircon morphologies and the localization of 30 µm-

diameter spots. **(c)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (μ ± (x) y) (grey shading with solid line), where μ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for μ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(d)** Wetherill concordia diagram. The white rectangles and ellipses in (c) and (d) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 8 homogenous population. Analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (c) & (d).

2.6.3.4 Sample 22-JC07D

2.6.3.4.1 Outcrop and sample description

Sample 22-JC07D is from a late pink granitic dyke interpreted as being associated to the post-tectonic Guénette granitic Suite (Figure 2.10a-b) (Corriveau *et al.*, 2018). This sample is located at outcrop 22-JC07, where sample 22-JC07E was also collected. The Guénette dyke crosscuts every other lithology observed on the outcrop (i.e. marble, granitic gneiss, white syenitic pegmatite and carbonatite-clinopyroxenite mixed unit) with a sharp contact (Figure 2.10a).

2.6.3.4.2 Zircon morphology

The 61 imaged zircon grains of sample 22-JC07D range from 40-80 µm in width and 100-200 µm in length. Most of the zircon grains are characterized by a prismatic, elongate and subhedral morphology, typical of igneous zircon (Corfu *et al.*, 2003). This population represents the only identified zone, characterized by compositional variation within the grains, as indicated by inconsistent Th/U values (~0.1 to 2.0). Zoning is either irregular, absent (Figure 2.10c; #1, 3, 5), or blurred oscillatory (Figure 2.10c; #2, 4, 6). This blurred oscillatory zoning is characterized by alternating bands of bright and darker grey reflectance, typical of igneous zircon (Corfu *et al.*, 2003).

2.6.3.4.3 U-Pb geochronology and interpretation

A total of 51 analyses were carried out on the zircon grains of this sample. Ten data points fall outside the confidence interval of ±10% discordance, and are excluded from the final age calculation of the sample. The remaining 41 data points present excess scatter, and yield a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1024 ± (5) 14 Ma (MSWD = 2.6, PF = 2^{-7}, n = 41; Figure 2.10d-e). However, 34 of these analyses yield a homogenous population, excluding four older and three

younger data points (represented by the white rectangles and ellipses in Figure 2.10d-e). The exclusion of the seven data points is not supported by textural evidence.

We interpret the calculated $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1022 ± (6) 15 Ma (MSWD = 1.3, PF = 0.13, n = 34; Figure 2.10d-e) as the timing of crystallization of the late Guénette dyke. This interpretation is supported by the elongated prismatic habits of the zircon grains in the sample, typical of an igneous morphology. Based on cross-cutting observations on the field, the crystallization age of sample 22-JC07D is interpreted as a chronological marker of post-deformation in the area.

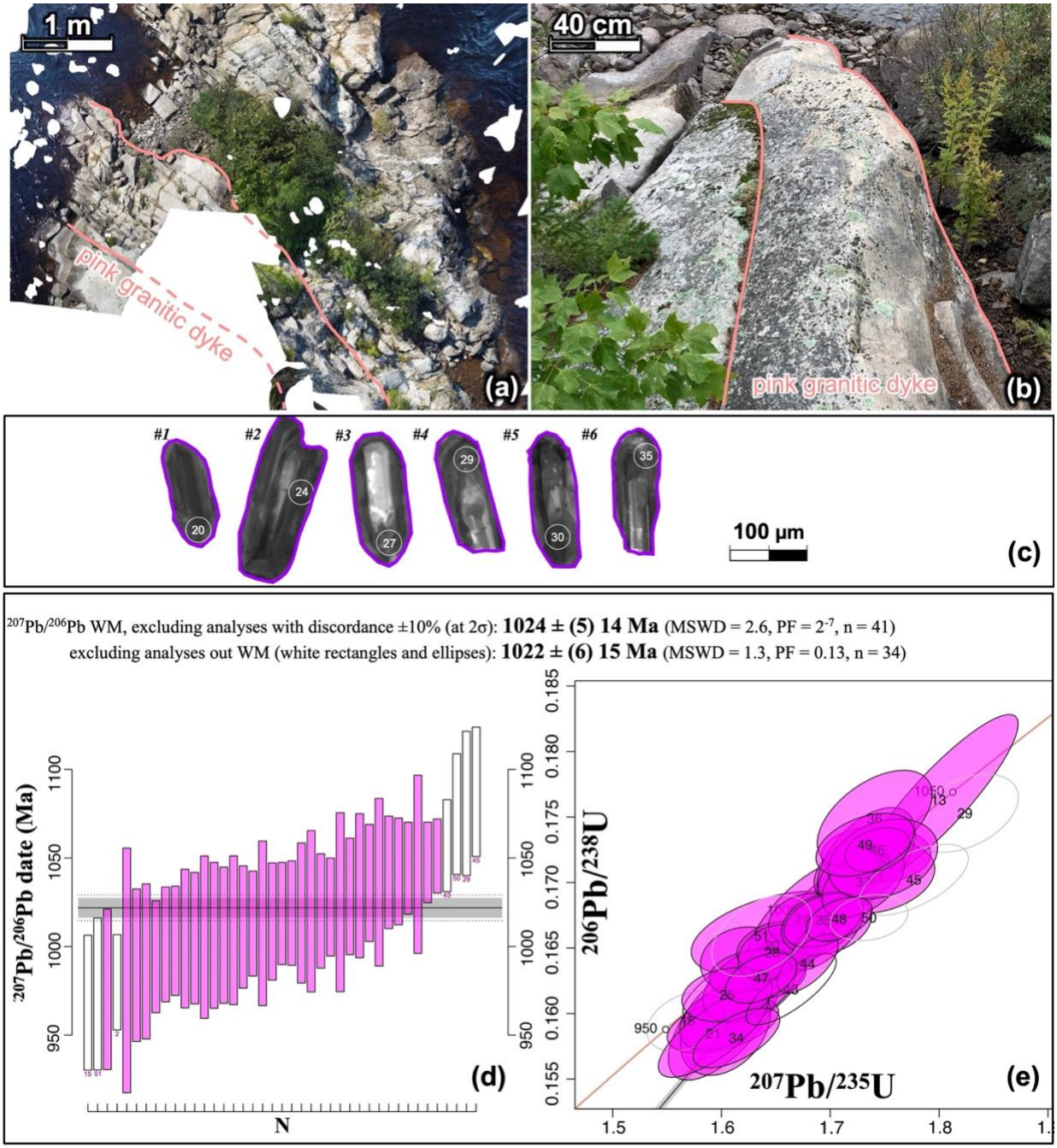


Figure 2.10 : Sample 22-JC07D. **(a)** Mosaic of aerial photographs of the outcrop, where pink granitic dyke crosscuts other lithologies (i.e. marble, granitic gneiss, white syenitic pegmatite and carbonatite-clinopyroxenite mixed unit) with a sharp contact. **(b)** General aspect of the late granitic pink dyke. **(c)** Examples of zircon morphologies with the type of zones defined herein and localization of 30 µm-diameter spots. **(d)** Weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (µ ± (x) y) (grey shading with solid line), where µ is the weighted mean age, x is the width of the confidence interval for µ (at absolute 100(1-α)% confidence) and y is the combined propagated uncertainty, including both standard and systematic errors. **(e)** Wetherill concordia diagram. The white rectangles and ellipses in (d) and (e) represent data points excluded from the weighted mean age calculation for the n = 34

homogenous population. Analyses out of the confidence interval of ±10% discordance are not represented in diagrams (d) & (e).

2.7 Discussion

2.7.1 Nature and timing of deformation along the CMBBZ in Quebec

Our detailed mapping of the CMBBZ provides key insights on the nature of this major deformation zone. In the Baskatong Reservoir area, the CMBBZ corresponds to the previously identified CSZ, initially described as a NW-oriented thrust zone. In contrast, our study documents predominantly sinistral strike-slip structures, as evidenced by multiple shear sense indicators (Figure 2.3). Although the plunge of the lineation (Figure 2.1C) indicates a normal-sense component of shearing, it is too shallow to be conclusive and could have been modified by open folding documented along the transect to the NW (Lambert, 2023). We therefore consider the CMBBZ in our study area as a sinistral strike-slip shear zone.

Our geochronological results provide new insights on the timing and significance of deformation related to the CMBBZ in Quebec. Two samples–one from a leucosome (22-JC17C; Figure 2.7) and another from a felsic igneous rock (22-JC07E; Figure 2.8) emplaced during dominant sinistral strike-slip shearing–yield identical ages of ca. 1162 ± (5) 16 Ma and ca. 1157 Ma ± (4) 16 Ma, respectively. This shearing predated the emplacement of the syenogranitic dyke (22-JC17A; Figure 2.9) that records subsolidus deformation associated with this shearing event and that crystallized at 1149 ± (12) 18 Ma. This age may suggest protracted deformation along the CMBBZ up to ca. 1149 Ma, as supported by field relationships (Figure 2.9a). That said, including the uncertainties, this age is identical to the ca. 1162 Ma and ca. 1157 Ma syn-kinematic ages. This may alternatively imply that the intrusion of the syenogranitic dyke was late but closely contemporaneous with the two other syn-tectonic samples. One sample of a non-deformed late granitic dyke (22-JC07D; Figure 2.10), attributed to the Guénette granitic Suite, yields a crystallization igneous age of ca. 1022 ± 6 (15) Ma. This age is younger than the expected age of 1060 Ma for the Guénette Intrusive Suite (Corriveau, 2013), though the latter may be less reliable due to age mixing from heterogenous domains. The regional occurrence of the Guénette dyke corresponds to a post-deformation marker.

Overall, structural and geochronological constraints show that deformation related to the CMBBZ was active during the Shawinigan Orogeny (1190-1140 Ma; Rivers, 2008).

2.7.2 Implications for carbonatite magmatism along the CMBBZ

2.7.2.1 Link with the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite?

It was initially postulated that the emplacement of carbonatites along the CMBBZ, like the Baie-Mercier REE occurrence, was synchronous with the alkaline potassic Kensington-Skootamatta Intrusive Suite (ca. 1090-1070 Ma) (Corriveau *et al.*, 1998 ; Lapointe *et al.*, 1993). However, this study demonstrates that carbonatites were emplaced pre-to- synchronously with the deformation within the CMBBZ. This is evidenced by the weak deformation of the carbonatites outside of the deformation zone (Figure 2.4a-b), in contrast with their significant deformation within this zone, as demonstrated by the L-tectonite structures of the carbonatite-clinopyroxenite-(syenite) mixed unit (Figure 2.4c-f). Moreover, carbonatitic melt micro-textures within syntectonic samples (e.g., 22-JC07E; Figure 2.5b-e), indicate that the carbonatite and silicate melts were likely contemporaneous at ca. 1157 Ma, and imply that the carbonatite had not fully crystallized during deformation, i.e., it is a syntectonic intrusion. Thus, the formation of REE-bearing carbonatites along the CMBBZ, such as the Baie-Mercier REE occurrence, is not associated with the Kensington-Skootamatta Intrusive Suite, which is younger than Shawinigan ages of carbonatite-associated syntectonic samples (ca. 1162, 1157 and 1149 Ma) obtained in the current study. In contrast, these ages correspond to the age span of carbonatite magmatism (ca. 1170-1140 Ma) within the CMBBZ in Ontario, proposed by Moecher et al. (1997). These results also suggest that the CMBBZ in Quebec and Ontario would have been the site of at least three main episodes of carbonatite-alkaline magmatism, at ca. 1170-1140 Ma (e.g., carbonatites of the Baskatong Reservoir area and of the Bancroft Terrane; Moecher et al., 1997), at ca. 1090-1070 (e.g., Kensington-Skootamatta Intrusive Suite; (Corriveau, 1990) and at ca. 1070-1040 Ma (e.g., carbonatites of the Bancroft Terrane; (Moecher *et al.*, 1997 ; Mungall, 1989).

2.7.2.2 Arc-related Shawinigan magmatism in southwestern Grenville

Shawinigan magmatism is widespread throughout the CMB in Ontario and in Quebec, as well as in the Adirondacks region in New York state, where intrusive suites and plutons are in frequent association with major regional shear zones (e.g., PLSZ, CCSZ, BLSZ, MSZ, RLSZ, LSZ; Figure 2.2). These shear zones correspond to terrane boundaries, most of them which are characterized by similar structures as the CMBBZ, including E-W to NE-SW striking mylonitic foliations, sub-

horizontal to weakly plunging lineations, local sinistral-sense shearing (except for the MSZ) with thrust deformation features in some areas. Granulite to amphibolite-facies metamorphic rocks are also characteristic of these deformation zones, with synkinematic samples of Shawinigan ages (Table 2.1). Intrusive suites (e.g., Chevreuil Intrusive Suite, Frontenac Suite, AMCG Suite) are commonly inferred to have stitched together these regional shear zones (Peck *et al.*, 2013), ultimately contributing to the accretion of terranes during the Shawinigan Orogeny.

Geological and geochemical signatures reflect arc-like affinities of Shawinigan rocks in the CMB and Adirondacks. For example, oxygen-isotope compositions from plutons of the Frontenac Suite indicate their source is derived from hydrothermally altered oceanic crust (Peck *et al.*, 2004, 2013), Y–Nb–Rb and REE data from plutons of the Antwerp-Rossie Suite are consistent with arc-related compositions (Wasteneys *et al.*, 1999) and ophiolitic rocks from the Pyrites complex in the CCSZ, provide evidence for obduction of an oceanic crust during the Shawinigan Orogeny (Chiarenzelli *et al.*, 2011). In addition, the recent model by Keller et al. (2024) proposes that the Marcy and Morin anorthosite plutons from the AMCG Suite (~1155 Ma: Peck and Quinan, 2022) were derived from slab-top melting, with magma ascent driven by mantle upwelling and melting. This suggests that syntectonic intrusions emplaced along boundary zones similar to the CMBBZ may have been caused by subduction-related magmatism preceding or during the Shawinigan collisional event.

2.7.2.3 Tectonic setting for the emplacement of carbonatite along the CMBBZ

The tectonic setting for the emplacement of carbonatite along the CMBBZ as documented by Moecher et al. (1997) and herein, diverges from the usual setting for carbonatite emplacement. The most common process that can generate carbonatitic melts is by low degrees partial melting of a depleted asthenospheric or lithospheric mantle source previously enriched by subduction-related metasomatism or a mantle plume, which could be associated by liquid immiscibility and fractionation (Mitchell *et al.*, 2017 ; Nadeau *et al.*, 2016 ; Roulleau et Stevenson, 2013 ; Yaxley *et al.*, 2022). In the vast majority of documented cases, carbonatites are produced in an extensional setting. In the CMB, extension did occur, but before and after the timing of carbonatite emplacement documented herein. Carbonatite occurrences of the CMBBZ were clearly emplaced during the Shawinigan Orogeny and were, therefore, syn-magmatic with the extensive Shawinigan-aged, arc-related intrusive suites emplaced in the CMB (Figure 2.2). However, carbonatites could also result by partial melting of the upper part of subducting oceanic slabs along hot subduction

geotherms (e.g., Yaxley et Brey, 2004), as demonstrated experimentally by partial melting experiment of felsic crustal material (Thomson et al., 2016; Chen *et al.*, 2023) and hydrous and carbonated gabbro (Poli, 2016).

Inasmuch as the geotherm was likely much warmer during the Shawinigan Orogeny, as suggested by the high temperature and medium pressure metamorphic record (Boggs et Corriveau, 2004 ; Marsh *et al.*, 2012, 2013), production of carbonatitic liquid by melting of an altered oceanic slab during that time would have been plausible. Following the assessment of these different models, slab-derived carbonatite magmatism during this period appears to be the most likely hypothesis. Such magmatism is also compatible with the existing tectonic model relevant to the southwest part of the Grenville Province (Carr *et al.*, 2000) and the model proposed by Gervais et al. (2023) which posits that the final amalgamation of arcs which formed the Shawiniga continent offshore of Laurentia at ca. 1170-1150 Ma, was driven by intra-oceanic subduction.

2.8 Conclusion

- LA-ICP-MS geochronology on zircon from three syn-deformational and one post-deformational igneous rock samples provide constraints on the age of deformation within the CMBBZ in Quebec, corresponding to ca. 1160-1150 Ma, and post-tectonism at ca. 1020 Ma. Carbonatite melt micro-textures in one syntectonic sample parallel to L-tectonite structures defining the CMBBZ indicate that carbonatites within this zone, such as the Baie-Mercier REE occurrence, are syn-deformation intrusions emplaced during the Shawinigan Orogeny.
- Plutonic suites in the CMB and in the Adirondacks yield ages of 1190-1130 Ma along boundary zones with structures similar to the CMBBZ, and indicate that significant magmatism occurred during the protracted compressional event that is the Shawinigan Orogeny.
- The origin of REE-bearing carbonatites located in the CMBBZ in the Baskatong Reservoir area could have been derived from partial melting of an altered carbonated oceanic slab prior or during the Shawinigan Orogeny. To investigate this hypothesis, further data and testing, such as isotopic analysis on zircon, is required to determine the original source of carbon of these carbonatites.
- The REE-bearing carbonatites of the Baskatong Reservoir area in the Grenville Province may represent another exceptional example of syn-convergent carbonatite globally, alongside the Dong Pao carbonatite in the Himalayan-Tibetan Orogen. These unique cases highlight the

importance of expanding our understanding of the environments in which carbonatites form, moving beyond common extensional settings and further considering convergent belt boundaries as interesting candidates for exploration.

2.9 Acknowledgments

Funding for this study was provided through the NRCan's Targeted Geoscience Initiative (TGI) program hosted by A.-A. Sappin. We would like to thank the team at the UQÀM-Geotop Laboratory, A. Poirier and J. Gogot (Geotop-UQAM) for providing essential technical support during the sample preparation and the geochronological analyses. We also would like to thank J. Dufour (Polytechnique Montréal) for his help during the fieldwork.

CHAPITRE 3 COMPLÉMENTS À L'ARTICLE

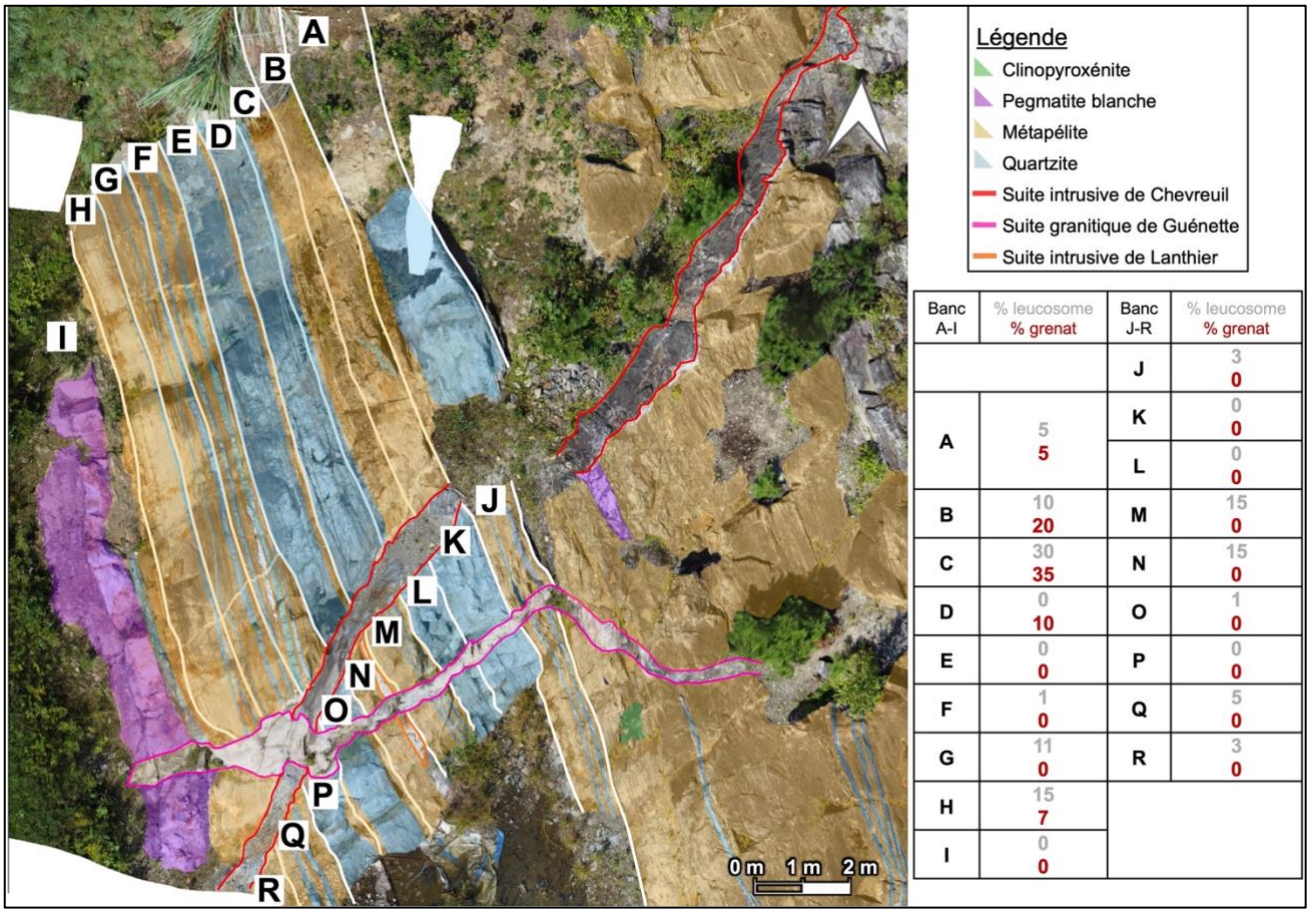
3.1 L'évolution tectono-magmatique de la CMB au Québec représentée sur le terrain

Selon Corriveau *et al.* (2018), un affleurement, situé à 70 mètres à l'ouest du pont à Grand-Remous, du côté Nord de l'autoroute 117 (localisation : 46°37'13.8"N 75°55'07.4"O ; 46.620499, -75.918707), procure une représentation remarquable de l'évolution tectono-magmatique de la CMB au Québec. Une cartographie détaillée de l'affleurement, nommé 22-JC03, a donc été réalisée afin d'interpréter la chronologie relative entre chacune des unités et de décrire leur géologie, en vue de les associer à la géologie régionale et aux marqueurs tectono-magmatiques de la CMB décrits par Corriveau (2013).

Les roches hôtes de l'affleurement correspondent à une alternance de lits gneissiques de métapélite et de quartzite d'épaisseur centimétrique à métrique, recoupées par des unités intrusives. L'unité métapélitique est à grains fins à moyens, composée en majorité de biotite, de microcline, de plagioclase, de quartz, avec une minorité de hornblende, de pyrite/pyrrhotite, de chlorite, et localement de porphyroblastes de grenats millimétriques à centimétriques. L'unité quartzitique est à grains grossiers, composée en majorité de quartz, avec une minorité de biotite, de hornblende, d'épidote et de magnétite. Des cartes pétrographiques représentatives des unités de métapélite (22-JC03A) et de quartzite (22-JC03B) de l'affleurement sont présentées à l'Annexe B (Figure B. 1, Figure B. 2). Des leucosomes granitiques sont localement associés à ces roches métasédimentaires.

Quelques bancs de pegmatites blanches sont mis en place le long de la gneissosité générale, tel qu'une unité intrusive syéno-granitique à grains moyens à grossiers, composée en majorité de feldspath-K (>60%), de quartz (15-20%) et de plagioclase (5-10%), avec une minorité de biotite (1-5%) et d'épidote (1-3%), située au sud de l'affleurement (unité en mauve dans Figure 3.1). La roche est généralement équigranulaire, mais les grains de quartz sont de taille plus grossière, alors que les grains de feldspath K et plagioclase sont de taille moyenne. À l'échelle régionale, l'âge de ces dykes de pegmatite blanche a été interprété à 1180 Ma (Corriveau *et al.*, 2018). Une carte pétrographique représentative de cette unité de syéno-granitique (22-JC03C) est présentée à l'Annexe B (Figure B. 3).

Les unités décrites ci-dessus se font recouper avec un contact franc par des dykes de lithologies variées, interprétés par Corriveau *et al.* (2018) comme étant des suites intrusives d'étendue régionale. Une unité intrusive de granite blanc recoupe la gneissosité des unités hôtes (tracé en orange dans Figure 3.1), et est interprété comme étant un dyke de la Suite Intrusive de Lanthier. Cette suite est caractérisée régionalement par une intrusion monzonitique à granitique et des essaims de dykes granitiques blancs grenus, à grains moyens, contenant peu de minéraux mafiques (Corriveau, 2013). Un dyke mafique, mélangé par endroits avec du matériel felsique, est interprété comme étant un dyke de la Suite Intrusive de Chevreuil (tracé en rouge dans Figure 3.1). Cette suite est caractérisée régionalement par des intrusions composites en feuillets intermédiaires à mafiques, ainsi que des essaims de dykes mafiques d'affinité calco-alcaline à tholéiitique (Corriveau, 2013). Les dykes mafiques de la Suite Intrusive de Chevreuil sont caractérisés par une composition de hornblende, plagioclase, biotite, et présentent des textures de mélange de magmas felsique-mafique Le dyke mafique de Chevreuil recoupe le dyke granitique blanc de Lanthier. Enfin, un dyke de granite rose est interprété comme étant un dyke de la Suite granitique de Guénette, qui recoupe les deux dykes précédents (tracé en rose dans Figure 3.1). Cette suite est caractérisée régionalement par des essaims de dykes granitiques équigranulaires blancs à roses, à biotite-feldspath K-muscovite-plagioclase-quartz (Corriveau, 2013).



Banc A-I	% leucosome / % grenat	Banc J-R	% leucosome / % grenat
		J	3 / 0
A	5 / 5	K	0 / 0
		L	0 / 0
B	10 / 20	M	15 / 0
C	30 / 35	N	15 / 0
D	0 / 10	O	1 / 0
E	0 / 0	P	0 / 0
F	1 / 0	Q	5 / 0
G	11 / 0	R	3 / 0
H	15 / 7		
I	0 / 0		

Figure 3.1 : Cartographie détaillée d'un affleurement situé à Grand-Remous (22-JC03), à partir d'une mosaïque de photographies aériennes. Cet affleurement a été interprété comme correspondant à un aperçu typique de l'évolution tectono-magmatique de la CMB (Corriveau *et al.*, 2018). Les fines lignes blanches correspondent aux limites des bancs d'environ un mètre d'épaisseur.

La cartographie de l'affleurement 22-JC03 s'est d'abord concentrée sur la description détaillée des bancs métapélitiques et quartzitiques, afin de déterminer si les unités de chaque côté du dyke mafique de Chevreuil semblaient varier en termes de composition ou de structure. Cette description détaillée a été réalisée par une estimation visuelle, mètre par mètre, des lithologies et du pourcentage de grenat et de leucosome observés dans chaque banc. La Figure 3.1 résume les résultats de cette cartographie détaillée, en indiquant les pourcentages de grenat et de leucosome dans chaque banc, qui sont identifiés par leur lettre respective.

La cartographie détaillée de l'affleurement permet d'observer des variations géologiques d'un côté à l'autre de l'intrusion du dyke de Chevreuil (unité rouge sur Figure 3.1). Nous pouvons d'abord dénoter un déplacement des unités métasédimentaires qui sont décalées de chaque côté du dyke de

Chevreuil. Le mouvement apparent de la déformation est dextre, car les bancs de quartzite D et E séparés par un lit fin de métapélite correspondant aux bancs de quartzite O et P qui sont également séparés par un lit fin de métapélite de l'autre côté du dyke.

Ainsi, la comparaison de chaque banc du côté nord-ouest du dyke peut être comparé à son banc respectif du côté sud-est du dyke. Le banc de quartzite A contient 5% de leucosome et 5% de grenat, et correspond aux bancs de quartzite K et L, qui ne contiennent pas de leucosome et de grenat. Le banc de métapélite B contient 10% de leucosome et 20% de grenat, et correspond au banc de métapélite M, qui contient une quantité similaire de leucosome (15%), mais 0% de grenat. Le banc de métapélite C contient 30% de leucosome et 35% de grenat, et correspond au banc de métapélite N, qui contient une quantité similaire de leucosome (15%), mais 0% de grenat. Cependant, dans les bancs A-C, le haut pourcentage de grenat n'est observé qu'à l'extrémité nord-ouest de ces bancs, alors que plus près du dyke mafique de Chevreuil, des textures de rétrogradation du grenat en biotite sont observées, et possiblement du côté sud-est du dyke également (bancs M-N). Le banc de quartzite D contient 0% de leucosome et 10% de grenat, et correspond au banc de quartzite O, qui contient 1% de leucosome et 0% de grenat. Le banc de quartzite E correspond au banc de quartzite P, et ne contiennent pas de leucosome et de grenat. Le banc de métapélite F contient 1% de leucosome et 0% de grenat et correspond au banc de métapélite Q, qui contient 5% de leucosome et 0% de grenat également. Les bancs de métapélite F et Q sont tous deux caractérisés par deux lits fins de quartzite intercalés dans la métapélite. Le banc de métapélite G contient 11% de leucosome et 0% de grenat, et correspond au lit de métapélite R, qui contient 3% de leucosome et également 0% de grenat. Le banc de métapélite H contient 15% de leucosome et 7% de grenat, et ne correspond à aucun banc visible de l'autre côté du dyke mafique de Chevreuil. L'affleurement se termine avec le banc de pegmatite blanche I, qui ne contient pas de leucosome et de grenat.

D'après ces observations, le dyke mafique de la Suite Intrusive de Chevreuil se serait mis en place le long d'une zone de déformation à Grand-Remous, tel que démontré par le décalage apparent dextre des unités métasédimentaires de chaque côté de l'intrusion, ceci appuyant l'interprétation d'une mise en place syn-tectonique de ce dyke (Corriveau *et al.*, 2018). Il est également possible que l'intrusion du dyke mafique de Chevreuil ait contribué au métamorphisme rétrograde au faciès amphibolite des unités métasédimentaires, tel qu'indiqué par le pourcentage de grenat, localement rétrogradé en biotite, qui est significativement plus faible à proximité du dyke.

3.2 Résultats géochronologiques supplémentaires

La section suivante présente des échantillons supplémentaires ayant été sélectionnés pour la datation U-Pb. La majorité des échantillons proviennent de la région de Grand-Remous. Les résultats géochronologiques de ces échantillons ne sont pas intégrés dans l'article, car celui-ci est plutôt axé sur la chronologie de la CMBBZ, exposée dans le réservoir Baskatong. La méthodologie utilisée pour la datation des échantillons supplémentaires est la même que celle décrite à la section 2.5.4 du chapitre 2. Certains des échantillons supplémentaires (22-JC03E, -JC10C) ont été traités par abrasion chimique.

3.2.1 Datation d'une unité de pegmatite blanche à l'affleurement 22-JC03

3.2.1.1 Description de l'échantillon 22-JC03C

L'échantillon 22-JC03C provient d'une veine de pegmatite syéno-granitique blanche à biotite-plagioclase, au sud de l'affleurement (unité mauve dans Figure 3.1, rectangle blanc dans Figure 3.2a). L'unité de pegmatite syéno-granitique semble recouper les unités métasédimentaires, puisqu'elle est mise en place le long de la gneissosité générale de l'affleurement, mais se fait recouper par les dykes interprétés comme appartenant aux suites intrusives de Lanthier, Chevreuil et Guénette. Les observations macroscopiques et microscopiques de l'échantillon, tel que l'étirement des grains de quartz dans la matrice, indiquent que la roche a été marquée par une déformation à l'état solide (subsolidus) (Figure 3.2b).

3.2.1.2 Morphologie des zircons

Les 50 grains de zircon imagés de l'échantillon 22-JC03C sont généralement caractérisés par une morphologie cristalline trapue et subautomorphe, mesurant entre 50-100 µm de largeur, et entre 100-200 µm de longueur. Trois types de zones ont été identifiées à l'intérieur des grains. Les zones de type 1 (bleu dans Figure 3.2c; #2, 3, 6, 7, 8) incluent tous les cœurs automorphes caractérisés par des zonations oscillatoires ayant une réflectance d'intensité plus forte que les autres zones. Les zones de type 2 incluent les zones de réflectance d'intensité plus faible, qui sont caractérisés par une zonation sectorielle dans certains grains (mauve dans Figure 3.2c; #1, 3, 5), ainsi que des zonations oscillatoires diffuses dans d'autres grains (mauve dans Figure 3.2c; #2, 6). Ce type de zone compose des grains entiers, mais est aussi présente en tant que bordure autour des cœurs (type

1) de certains grains. Les cœurs définis par les zones de type 1 ou 2 sont caractérisés par des habitus cristallins et ne présentent aucune évidence de résorption, ce qui suggère une croissance de zircon continue dans une phase liquide ou en fusion. Les zones de type 3 incluent les bordures des grains de zircons caractérisés par une intensité de réflectance plus élevée que le type 2. Dans certains grains, le type 3 est défini par une zonation oscillatoire diffuse (rouge dans Figure 3.2c; #2, 4). Dans d'autres grains, le type 3 est défini par des zones transgressives à texture homogène (rouge dans Figure 3.2c; #3, 5) (Corfu *et al.*, 2003).

3.2.1.3 Géochronologie U-Pb et interprétation

Un total de 9 analyses ont été effectuées sur les zones de type 1, 20 sur les zones de type 2 et 8 sur les zones de type 3. Toutes les analyses de cet échantillon sont concordantes dans l'intervalle de confiance de ±10% discordance. Les trois zones donnent des âges similaires en incluant la marge d'erreur, visuellement représenté sur le diagramme concordia par le chevauchement des ellipses bleues (type 1), mauves (type 2) et rouges (type 3) (Figure 3.2e). Par conséquent, les types 1, 2 et 3 sont combinés en une seule population, donnant un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée de 1203 ± (4) 17 Ma (MSWD = 4, PF = 0.0049, n = 37; Figure 3.2d-e). Par contre, avec l'exclusion de cinq analyses plus vieilles de type 1 et 2 (représentées par les rectangles et ellipses blanches dans Figure 3.2d-e), une population homogène de 32 analyses donne un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée de 1193 ± (5) 16 Ma (MSWD = 1, PF = 0.16, n = 32; Figure 3.2d-e)

Ces analyses géochronologiques contraignent l'âge de cristallisation de l'échantillon 22-JC03C. Les relations de recoupement observées sur le terrain indiquent que cette unité s'est mise en place après la déposition des unités métasédimentaires, mais avant l'intrusion des suites de Lanthier, Chevreuil et de Guénette. Les grains de quartz déformés dans la pegmatite parallèle à la foliation indiquent également que l'intrusion et la cristallisation de l'échantillon 22-JC03C est survenu avant ou pendant la déformation dans la région. L'interprétation de l'âge de cette unité à 1180 Ma (Corriveau *et al.*, 2018) correspond à l'âge obtenu par l'analyse géochronologique de l'échantillon 22-JC03C, en incluant l'incertitude propagée de l'erreur standard et de l'erreur systématique (± 16 Ma).

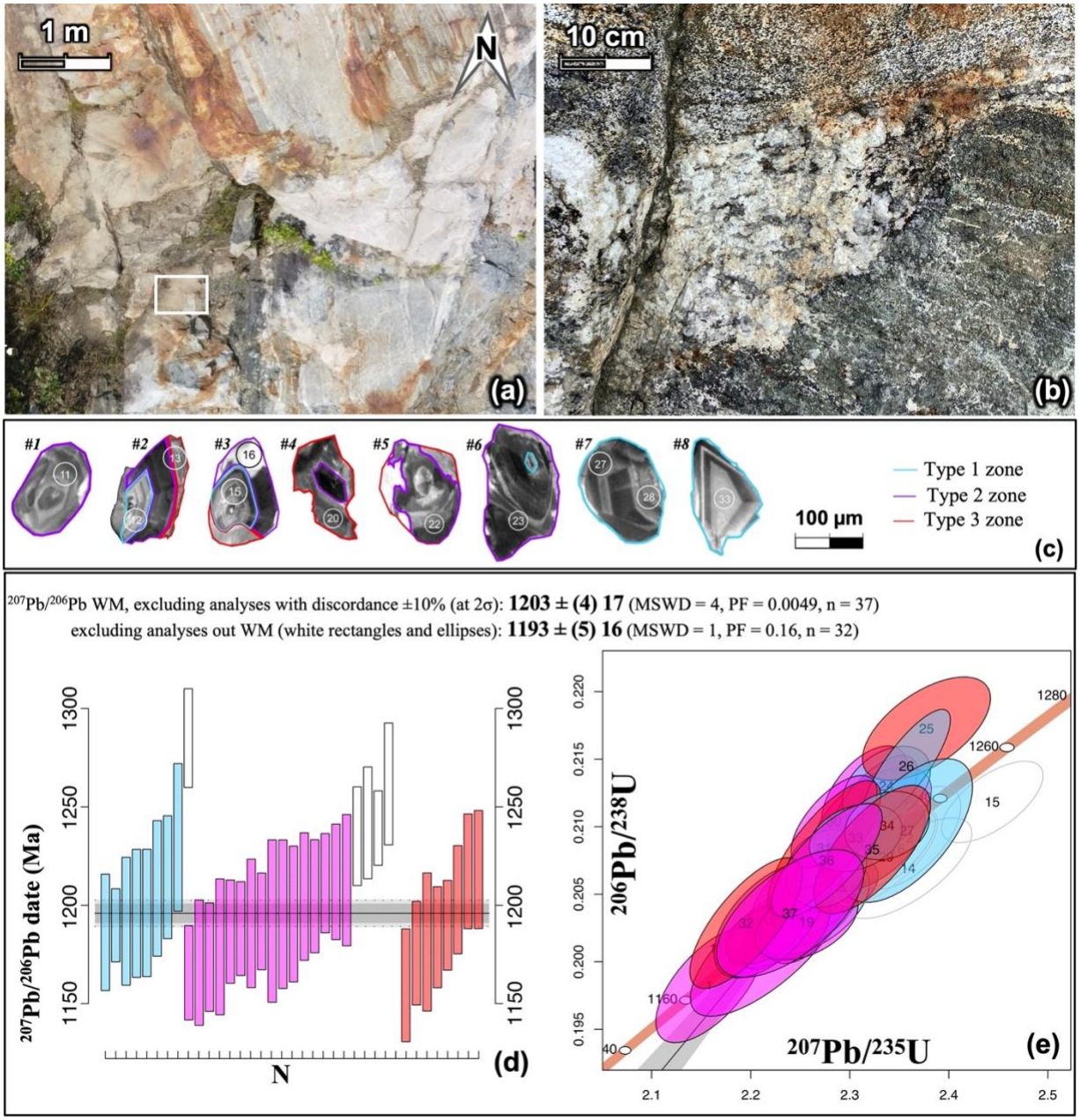


Figure 3.2 : Échantillon 22-JC03C. **(a)** Localisation de l'échantillon 22-JC03C (rectangle blanc) dans une vue aérienne d'une partie du sud l'affleurement. **(b)** Vue rapprochée sur une veine de pegmatite blanche syéno-granitique. Notez la présence de cristaux de quartz étirés dans la matrice. **(c)** Exemples de morphologies de zircon ainsi que le type de zone identifié dans chaque grain, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(d)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) pour les zones de types 1 et 2 (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(e)** Diagramme concordia de Wetherill. Les rectangles et ellipses sans couleurs dans les diagrammes (d) and (e) représentent les analyses exclues du calcul d'âge final par moyenne pondérée pour la population homogène n = 32.

3.2.2 Datation de matériel felsique en marge du dyke interprété comme appartenant à la suite de Chevreuil à l'affleurement 22-JC03

3.2.2.1 Description de l'échantillon 22-JC03E

L'échantillon 22-JC03E provient d'un matériel felsique interprété comme étant associé à la Suite Intrusive de Lanthier (unité tracée en orange dans Figure 3.1, rectangle blanc dans Figure 3.3a), en bordure du dyke mafique interprété comme appartenant à la Suite Intrusive de Chevreuil sur l'affleurement de Grand-Remous (unité tracée en rouge dans Figure 3.1).

3.2.2.2 Morphologie des zircons

Les 44 grains de zircons imagés de l'échantillon 22-JC03E sont généralement caractérisés par une morphologie cristalline prismatique, allongée et subautomorphe, mesurant entre 50-150 µm de largeur, et entre 200-500 µm de longueur. Trois types de zones ont été identifiées à l'intérieur des grains. Les zones de type 1 (bleu dans Figure 3.3c; #1) sont peu fréquentes et incluent tous les cœurs caractérisés par une réflectance d'intensité plus forte que les autres zones. Les zones de type 2, observées dans une majorité de grains (95%), incluent les zones de réflectance d'intensité plus faible, caractérisées par une apparence en mosaïque très nuageuse et irrégulière (mauve dans Figure 3.3c; #1-6). Cette texture pourrait être due à un remplacement métasomatique de domaines pauvre en uranium par des domaines plus riche en uranium (Corfu *et al.*, 2003). Ce type de zone compose des grains entiers, mais est aussi présente en tant que bordure autour des cœurs (type 1) de certains grains (Figure 3.3c; #1). Les zones de type 3 sont peu fréquentes et incluent les bordures entourant les zones de type 1 et 2 (Figure A. 2).

3.2.2.3 Géochronologie U-Pb et interprétation

Un total de 5 analyses ont été effectuées sur les zones de type 1, 40 sur les zones de type 2 et 4 sur les zones de type 3. Sept analyses de type 2 sur les 49 de cet échantillon se situent dans l'intervalle de confiance de ± 10 % de discordance. Les 42 analyses discordantes sont donc exclues du calcul final de l'âge de l'échantillon, en plus d'une analyse sur une zone de type 1 (analyse 5 dans Figure 3.3c, grain #1) rejetée par le logiciel IsoplotR. Cette forte discordance dans l'échantillon 22-JC03E pourrait être due à l'aspect fortement altéré des zircons ainsi qu'à leur teneur élevée en U (>1000 ppm), cela malgré leur traitement par techniques d'abrasion chimique. Par conséquent, les six

analyses restantes de la population de type 2 donnent un âge final $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée de 1053 ± (13) 17 Ma (MSWD = 2, PF = 0.04, n = 6; Figure 3.3d-e).

Ces analyses géochronologiques contraignent le moment de cristallisation de l'échantillon 22-JC03E. Selon les relations de recoupement observées sur le terrain, cette unité aurait été mise en place en association avec l'intrusion du dyke de Chevreuil. Toutefois, l'âge de ca. 1053 Ma, en incluant la marge d'erreur propagée (± 17 Ma), correspond plus étroitement à l'âge précédemment documenté de la Suite granitique de Guénette (ca. 1060 Ma; Corriveau, 2013), qu'à l'âge interprété de la Suite Intrusive de Chevreuil (1170-1160 Ma). Ceci pourrait impliquer que le matériel felsique échantillonné en bordure du dyke mafique de Chevreuil serait génétiquement associé au dyke de granite rose situé à proximité, plutôt qu'associé au dyke de Lanthier comme proposé initialement.

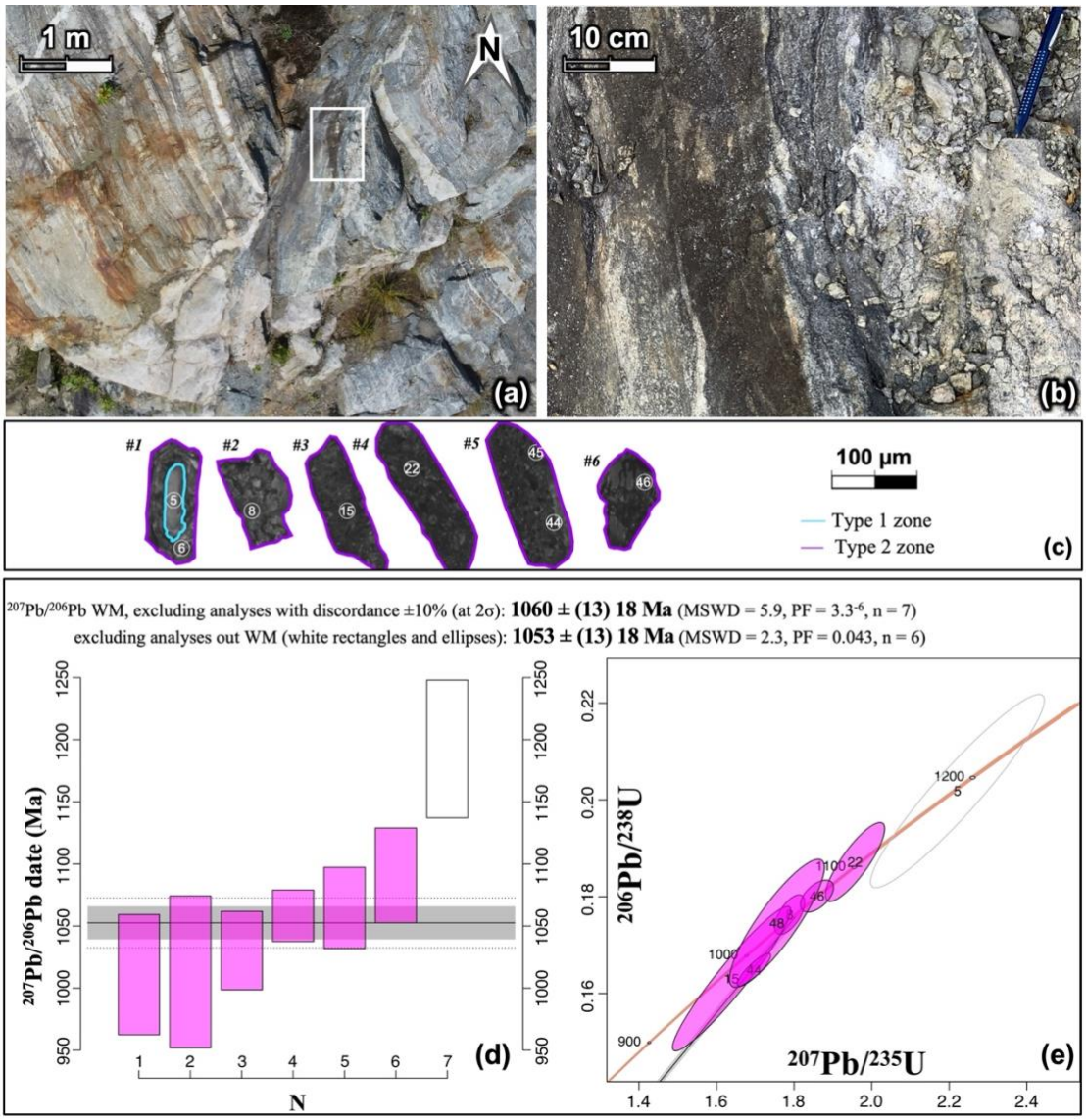


Figure 3.3 : Échantillon 22-JC03E. **(a)** Localisation de l'échantillon 22-JC03E (rectangle blanc) dans une vue aérienne d'une partie du sud l'affleurement. **(b)** Vue rapprochée sur l'endroit d'échantillonnage de l'échantillon 22-JC03E. Notez le matériel felsique mélangé dans le dyke mafique interprété comme la Suite Intrusive de Chevreuil. **(c)** Exemples de morphologies de zircon ainsi que le type de zone identifié dans chaque grain, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(d)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) pour les zones de types 1 et 2 (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(e)** Diagramme concordia de Wetherill. Les 43 analyses n'étant pas dans l'intervalle de confiance de ±10% discordance ne sont pas représentées dans les diagrammes (d) et (e). Une analyse de type 1 rejetée par le logiciel IsoplotR du calcul d'âge final, est représentée par le rectangle et ellipse sans couleur.

3.2.3 Datation d'un dyke de granite rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette à l'affleurement 22-JC10

3.2.3.1 Description de l'affleurement et de l'échantillon 22-JC10C

L'affleurement 22-JC10 est localisé au centre nord du réservoir Baskatong, où sont situées plusieurs îles exposant les unités de la CMB telles que du marbre et du quartzite. L'échantillon 22-JC10C provient d'un dyke de granite rose tardif, interprété comme étant associé à la Suite granitique de Guénette, basé sur les descriptions géologiques tirées de Corriveau (2013) et l'évolution tectonique de la CMB (Corriveau *et al.*, 2018) interprété à l'affleurement 22-JC03. Le dyke interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette recoupe, avec un contact franc, une unité de pegmatite blanche (Figure 3.4a).

3.2.3.2 Morphologie des zircons

Les 52 grains de zircon imagés de l'échantillon 22-JC10C sont généralement caractérisés par une morphologie cristalline prismatique, allongée et subautomorphe, mesurant entre 30-100 µm de largeur, et entre 50-150 µm de longueur. L'aspect fortement altéré des zircons de l'échantillon ne permet d'identifier qu'une seule zone parmi les grains. Cette zone est caractérisée par une réflectance d'intensité faible en CL, présentant des textures de zonation irrégulière, nuageuse, voire absente. Une minorité des grains présentent des zonations oscillatoires diffuses, caractérisées par une alternance entre des bandes de réflectance d'intensité plus forte (gris pâle) et plus faible (gris foncé). Des textures discontinues semblent être résorbés à l'intérieur de ces zonations oscillatoires diffuses, pouvant potentiellement correspondre à des textures de recristallisation locale (Figure 3.4) (Corfu *et al.*, 2003).

3.2.3.3 Géochronologie U-Pb et interprétation

Un total de 50 analyses ont été effectuées sur les zones de cet échantillon. Seulement 10 analyses sur les 50 de cet échantillon se situent dans l'intervalle de confiance de ± 10 % de discordance. Les 40 analyses discordantes sont donc exclues du calcul final de l'âge de l'échantillon. Par conséquent, les 10 analyses restantes donnent un âge final $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée de 1027 ± (11) 16 Ma (MSWD = 1, PF = 0.2, n = 10; Figure 3.4c-d).

Ces analyses géochronologiques contraignent l'âge de cristallisation de l'échantillon 22-JC10C. Cette interprétation est appuyée par les habitus prismatiques allongées des grains de zircon dans l'échantillon, typiques d'une origine ignée. Basé sur les relations de recoupement observées sur le terrain, la mise en place de l'échantillon 22-JC10C est interprété comme un marqueur chronologique de post-déformation dans la zone à l'étude.

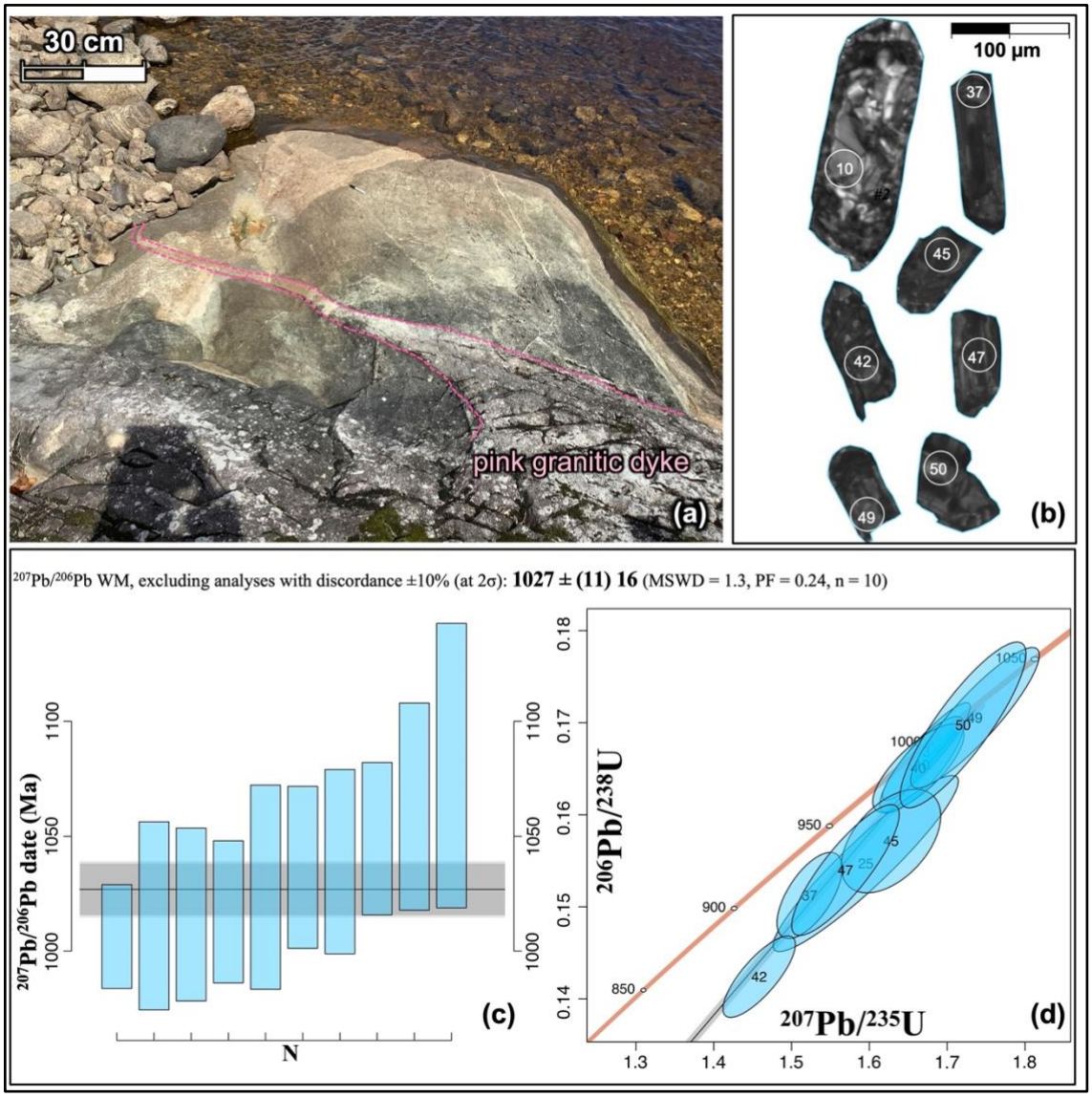


Figure 3.4 : Échantillon 22-JC10C. **(a)** Dyke de granite rose tardif interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette qui recoupe avec un contact franc les autres lithologies sur l'affleurement. **(b)** Exemples de morphologies de zircon de l'échantillon, avec la localisation de points de 30 µm de diamètre. **(c)** Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ par moyenne pondérée (µ ± (x) y) de l'échantillon (ombrage gris avec ligne continue), où µ est l'âge moyen pondéré, x est la largeur de l'intervalle de confiance pour µ (à confiance absolue de 100(1-α) %) et y est l'incertitude combinée, incluant l'erreur standard et systématique. **(d)** Diagramme concordia de Wetherill. Les 40 analyses n'étant pas dans l'intervalle de confiance de ±10% discordance ne sont pas représentées dans les diagrammes (c) et (d).

CHAPITRE 4 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Le projet de mémoire ci-présent avait pour but principal de déterminer le contexte tectono-magmatique de mise en place de carbonatites minéralisées en ETR, dont l'indice de Baie-Mercier, situées le long de la CMBBZ au Québec, par (1) la précision du contexte structural lors de l'injection des intrusions carbonatitiques et de leurs roches associées en cartographiant la CMBBZ sur le terrain; (2) la validation que les carbonatites minéralisées en ETR, et leurs roches associées, font réellement parties de la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta; et (3) l'étude de processus pétrogénétiques plausibles à la mise en place des intrusions carbonatitiques et de leurs roches associées.

La CMBBZ, qui délimite la CMB de l'AB, a été cartographiée dans le réservoir Baskatong, où le niveau de déformation est élevé dans plusieurs lithologies. Le marbre de la CMB est recoupé par des dykes mafiques cisaillés et boudinées. Le gneiss migmatitique granitique de l'AB est caractérisé par une linéation de grains de quartz fortement étirés, et des métabasites sont observées localement sous forme de boudins à grenat dans le gneiss. Des mélanges de carbonatites, clinopyroxénites et syénites sont également fréquents. Les structures prédominantes ont une orientation nord-nord-est, et un très faible pendage vers le sud-est. Plusieurs indicateurs cinématiques (p. ex : structures C/S, *shear band* boudins) indiquent un mouvement dominant sénestre de cisaillement dans la zone. La déformation des carbonatites varie selon leur emplacement par rapport à la zone de cisaillement. La carbonatite de l'indice de Baie-Mercier située hors de cette zone de cisaillement (dans le toit) est peu déformée, tandis que des carbonatites au sein de la zone de cisaillement sont fortement déformées, ceci étant démontré par les structures en L-tectonites dans l'unité mélangée de carbonatite-clinopyroxénite-(syenite).

Les résultats géochronologiques LA-ICP-MS sur zircon, appuyés par les observations de terrain et les données pétrologiques et géochimiques, permettent de déterminer que l'emplacement des intrusions carbonatitiques est synchrone à la déformation au sein de la CMBBZ datée entre ca. 1160-1150 Ma. L'emplacement syn-déformation des carbonatites s'appuie sur l'observation de micro-textures indiquant la présence d'un liquide carbonatitique dans un échantillon caractérisé par une linéation magmatique parallèle à la linéation d'étirement d'un affleurement typique de la CMBBZ. De plus, les résultats géochimiques des roches carbonatitiques et de leurs roches associées confirment qu'elles sont de nature ignée, contrairement à des skarns tel qu'initialement

proposé. Ces résultats démontrent également que les carbonatites minéralisées en ETR le long de la CMBBZ au Québec ne sont pas associées à la Suite Intrusive de Kensington-Skootamatta mise en place lors de l'Orogénie Ottawan (ca. 1090-1070 Ma). Par contre, l'âge de mise en place de ces intrusions coïncide avec l'âge d'un évènement collisionnel plus ancien, c.-à-d. l'Orogénie Shawinigan (ca. 1190-1140 Ma).

Dans la CMB au Québec et en Ontario, jusqu'aux Adirondacks aux États-Unis, plusieurs suites plutoniques, d'âges entre 1190 et 1130 Ma, sont situées le long de zones de déformation. Des signatures géochimiques caractéristiques d'arc définissent notamment certaines de ces suites. Ces évidences démontrent la présence d'épisodes magmatiques fréquents lors de l'Orogénie Shawinigan, potentiellement liés à un contexte tectonique d'arc océanique. Ainsi, il est plausible que la génèse des carbonatites au sein de la CMBBZ soit associé à la fusion partielle d'une plaque océanique carbonatée et altérée en subduction.

Cependant, plusieurs analyses doivent être réalisées afin d'investiguer plus en profondeur cette hypothèse. L'analyse des isotopes d'oxygène ou d'hafnium des zircons dans les carbonatites permettrait de déterminer l'origine exacte des carbonates. De plus, la datation précise *in situ* des zircons qui composent les carbonatites seraient intéressante afin de confirmer l'interprétation de terrain que l'âge magmatique des carbonatites correspond à l'âge de la déformation au sein de la CMBBZ.

Ce projet de maîtrise met en lumière un potentiel exemple rare à l'échelle mondiale de carbonatites générées dans un environnement syn-convergent, contribuant à la compréhension des contextes tectoniques dans lesquelles ces intrusions sont mises en place. À l'aube d'un monde de plus en plus dépendant des ressources minérales, la recherche de nouvelles voies d'exploration visant ces roches particulières est essentielle, notamment pour comprendre les minéralisations en ETR qui y sont associées. Les résultats de cette étude permettent d'élargir les possibilités de contextes tectono-magmatiques à l'origine des carbonatites, mais soulignent également le besoin d'approfondir les recherches sur les processus menant à leur formation.

RÉFÉRENCES

Agustsson, K. S., Johnston, S. M., Peck, W. H. et Kylander-Clark, A. (2013). Geochemistry and geochronology of the 1.3 Ga metatonalites from the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone in southern Ontario, Grenville Province, Canada. *Geosphere*, *9*(4), 853-863. https://doi.org/10.1130/GES00868.1

Baird, G. B. et Shrady, C. H. (2011). Timing and kinematics of deformation in the northwest Adirondack Lowlands, New York State: Implications for terrane relationships in the southern Grenville Province. *Geosphere*, *7*(6), 1303-1323. https://doi.org/10.1130/GES00689.1

Balaram, V. (2019). Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact. *Geoscience Frontiers*, *10*(4), 1285-1303. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.005

Balaram, V. (2022). Rare earth element deposits: sources, and exploration strategies. *Journal of the Geological Society of India*, *98*(9), 1210-1216. https://doi.org/10.1007/s12594-022-2154-3

Boggs, K. J. et Corriveau, L. (2004). Granulite-facies PTt paths and the influence of retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Québec. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 35-64. https://doi.org/10.1130/0-8137-1197-5.35

Brown, R., Chappell, J., Moore Jr, J. et Thompson, P. (1975). An ensimatic island arc and ocean closure in the Grenville Province of southeastern Ontario, Canada. *Geoscience Canada*.

Carr, S., Easton, R., Jamieson, R. A. et Culshaw, N. (2000). Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *37*(2-3), 193-216. https://doi.org/10.1139/e99-074

Castor, S. B. et Hedrick, J. B. (2006). Rare earth elements. *Industrial minerals and rocks*, *7*, 769-792.

Chakhmouradian, A. R., Reguir, E. P., Kressall, R. D., Crozier, J., Pisiak, L. K., Sidhu, R. et Yang, P. (2015). Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Ore Geology Reviews*, *64*, 642-666. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.020

Chen, W. et Simonetti, A. (2014). Evidence for the Multi-Stage Petrogenetic History of the Oka

Carbonatite Complex (Quebec, Canada) as Recorded by Perovskite and Apatite. *MINERALS*, *4*(2), 437-476, WOS:000342621600012. https://doi.org/10.3390/min4020437

Chiarenzelli, J., Lupulescu, M., Thern, E. et Cousens, B. (2011). Tectonic implications of the discovery of a Shawinigan ophiolite (Pyrites Complex) in the Adirondack Lowlands. *Geosphere*, *7*(2), 333-356. https://doi.org/10.1130/GES00608.1

Cooper, A. F. (2020). Petrology and petrogenesis of an intraplate alkaline lamprophyre-phonolite-carbonatite association in the Alpine Dyke Swarm, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *63*(4), 469-488. https://doi.org/10.1080/00288306.2019.1684324

Corfu, F. (2013). A century of U-Pb geochronology: The long quest towards concordance. *Bulletin*, *125*(1-2), 33-47. https://doi.org/10.1130/B30698.1

Corfu, F. et Easton, R. M. (1997). Sharbot Lake terrane and its relationships to Frontenac terrane, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province: new insights from U–Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *34*(9), 1239-1257. https://doi.org/10.1139/e17-099

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. et Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, *53*(1), 469-500. https://doi.org/10.2113/0530469

Corriveau, L. (1990). Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology*, *18*(7), 614-617. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0614:PSATAI>2.3.CO;2

Corriveau, L. (2013). *Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville: Un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé*. Commission géologique du Canada.

Corriveau, L., Blein, O., Gervais, F., Trapy, P.-H., De Souza, S. et Fafard, D. (2018). Iron-oxide and alkali-calcic alteration, skarn, and epithermal mineralizing systems of the Grenville Province: the Bondy gneiss complex in the Central Metasedimentary Belt of Quebec as a case example — a field trip to the 14th Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) biennial meeting. *Geological Survey of Canada, Open File 8349*, 136. https://doi.org/10.4095/311230

Corriveau, L. et Breemen, O. van. (2000). Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17–1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *37*(2-3), 253-269. https://doi.org/10.1139/cjes-37-2-

3-253

Corriveau, L., Rivard, B. et Van Breemen, O. (1998). Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: implications for tectonic analysis. *Journal of Structural Geology*, *20*(9-10), 1191-1204. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00058-3

Cutts, J. A. (2014). *Age and geochemical character of granite and syenite plutons in the Grenville Province of southeastern Ontario; insights into magmatism during the Ottawan Orogeny and evidence of the Frontenac Intrusive Suite in the Sharbot Lake domain* [Carleton University]. https://doi.org/10.22215/etd/2014-10090

Davidson, A. (1998). An overview of Grenville Province geology, Canadian shield. Dans *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America* (vol. 7). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-C1.205

Davidson, A. et Van Breemen, O. (2000). *Age and extent of the Frontenac plutonic suite in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, southeastern Ontario*. Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada.

Davis, D. W. (2015). *LA-ICP-MS geochronology of rocks from northwest Ontario* [internal report for the Ontario Geological Survey]. Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto.

Davis, D. W. (2016). *Geochronology of rocks from northwest Ontario 2015-2016. Part 2: LA-ICP-MS geochronology* [internal report prepared for the Ontario Geological Survey]. Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto.

Dickin, A., Hynes, E., Strong, J. et Wisborg, M. (2016). Testing a back-arc ‘aulacogen’model for the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province. *Geological Magazine*, *153*(4), 681-695. https://doi.org/10.1017/S0016756815000874

Dickin, A., Krivankova-Smal, L., Strong, J. et Swing, M. (2020). Nd isotope mapping of a tectonic window near Chalk River, Ontario: Implications for large-scale Grenvillian tectonics. *Precambrian Research*, *350*, 105904.

Dickin, A. et McNutt, R. (2007). The Central Metasedimentary Belt (Grenville Province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, *259*(1-2), 97-106. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.031

Dickin, A., McNutt, R., Martin, C. et Guo, A. (2010). The extent of juvenile crust in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Bulletin*, *122*(5-6), 870-883. https://doi.org/10.1130/B26381.1

D'orazio, M., Innocenti, F., Tonarini, S. et Doglioni, C. (2007). Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy). *Lithos*, *98*(1-4), 313-334. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.004

Dushyantha, N., Batapola, N., Ilankoon, I., Rohitha, S., Premasiri, R., Abeysinghe, B., Ratnayake, N. et Dissanayake, K. (2020). The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production. *Ore Geology Reviews*, *122*, 103521. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103521

Ernst, R. E. et Bell, K. (2010). Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, *98*, 55-76.

Friedman, R.-M. et Martignole, J. (1995). Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U–Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *32*(12), 2103-2114. https://doi.org/10.1139/e95-164

Gervais, F., Beaudry, A., Kavanagh-Lepage, C., Moukhsil, A., Larson, K. P. et Guilmette, C. (2023). Far from boring: A new Grenvillian perspective on Mesoproterozoic tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, *610*, 118129. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118129

Goodenough, K. M., Deady, E. A., Beard, C. D., Broom-Fendley, S., Elliott, H. A., van den Berg, F. et Öztürk, H. (2021). Carbonatites and alkaline igneous rocks in post-collisional settings: storehouses of rare earth elements. *Journal of Earth Science*, *32*(6), 1332-1358. https://doi.org/10.1007/s12583-021-1500-5

Goscombe, B. D., Passchier, C. W. et Hand, M. (2004). Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of structural Geology*, *26*(4), 739-763.

Groulier, P., Indares, A., Dunning, G. et Moukhsil, A. (2020a). Andean style 1.50–1.35 Ga arc dynamics in the Southeastern Laurentian margin: The rifting and reassembly of Quebecia. *Terra Nova*, *32*(6), 450-457. https://doi.org/10.1111/ter.12482

Groulier, P.-A., Turlin, F., André-Mayer, A.-S., Ohnenstetter, D., Crepon, A., Boulvais, P., Poujol, M., Rollion-Bard, C., Zeh, A. et Moukhsil, A. (2020b). Silicate-carbonate liquid immiscibility:

Insights from the Crevier alkaline intrusion (Quebec). *Journal of Petrology*, *61*(3), egaa033. https://doi.org/10.1093/petrology/egaa033

Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S. et Nadeau, L. (2000). SW Grenville Province, Canada: the case against post–1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*, *319*(1), 33-51. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00317-0

Horstwood, M. S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Pearson, N. J., Sircombe, K., Sylvester, P. et Vermeesch, P. (2016). Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology–Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *40*(3), 311-332. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x

Hoskin, P. W. O. et Schaltegger, U. (2003). The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

Hou, Z., Tian, S., Yuan, Z., Xie, Y., Yin, S., Yi, L., Fei, H. et Yang, Z. (2006). The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth and Planetary Science Letters*, *244*(1), 234-250. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.052

Humphreys-Williams, E. R. et Zahirovic, S. (2021). Carbonatites and global tectonics. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, *17*(5), 339-344. https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.339

Hynes, A. et Rivers, T. (2010). Protracted continental collision—Evidence from the Grenville orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *47*(5), 591-620.

Indares, A. (2024). The Grenville Province: revisiting the orogenic framework and integrating recent findings. *Canadian Journal of Earth Sciences*, (ja).

Jacoby, R. S. (1975). *Région du réservoir Baskatong* (MRN; RG 167). https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1103_index

Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A. et Augland, L. E. (2018). Late-Grenvillian channel flow in the central Grenville Province (Manicouagan Reservoir area): New constraints from a structural

and geochronological study of the Allochthon Boundary Thrust. *Journal of Structural Geology*, *115*, 132-151.

Kamo, S. L. (2013). *Report on U-Pb geochronology (CA-ID-TIMS and LA-ICP-MS) of rocks from the Grenville and Superior Provinces of Ontario* [internal report for the Ontario Geological Survey]. Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto.

Kamo, S. L. (2016). *Report on U-Pb ID-TIMS geochronology for the Ontario Geological Survey: Bedrock mapping projects, Ontario* [internal report for the Ontario Geological Survey]. Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto.

Keller, D. S., Lee, C.-T. A., Peck, W. H., Monteleone, B. D., Martin, C., Vervoort, J. D. et Bolge, L. (2024). Mafic slab melt contributions to Proterozoic massif-type anorthosites. *Science Advances*, *10*(33), eadn3976. https://doi.org/10.1126/sciadv.adn3976

Lambert, C. (2023). *Transect of a Hot, Long Orogen: A novel virtual tour through the Grenville Province of western Quebec*. Google Earth. https://earth.google.com/earth/d/16zVWq2fHYDhI4yKBSt8s9GVMOBGPaiDH?usp=sharing

Lambert, C., Gervais, F., Crowley, J. L., Moukhsil, A. et Kavanagh-Lepage, C. (2023). Protracted melt-present deformation during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. Insights from geochronology along the highway 117 transect through the Grenville Province in western Quebec, Canada. *Precambrian Research*, *384*(106939). https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106939

Lapointe, S., Gauthier, M. et Nantel, S. (1993). *Étude d'indices d'uranium, de thorium et de molybdène dans la région de Maniwaki — Grand-Remous* (MB 93-68). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

Li, X.-C., Zhou, M.-F., Li, S.-H., Zhang, X.-R., Fan, H.-R., Groves, D. I. et Xuan Dac, N. (2023). An Unusual Early Eocene, Syncollisional Carbonatite Complex and Related Rare Earth Element Deposit in the India-Asia Collision Zone, Northwestern Vietnam. *Economic Geology*, *118*(1), 237-256. https://doi.org/10.5382/econgeo.4969

Lorenz, H., Gee, D. G., Larionov, A. N. et Majka, J. (2012). The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic. *Geological Magazine*, *149*(5), 875-891. https://doi.org/10.1017/S0016756811001130

Markley, M. J., Dunn, S. R., Jercinovic, M. J., Peck, W. H. et Williams, M. L. (2018). Monazite

U–Th–Pb geochronology of the Central Metasedimentary Belt Boundary Zone (CMBbz), Grenville Province, Ontario Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *55*(9), 1063-1078. https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0039

Marsh, J. H., Culshaw, N. G. et Gerbi, C. C. (2013). Timing and conditions of poly-phase metamorphism within the Twelve Mile Bay shear zone: implications for the evolution of mid-crustal decollement zones and western Grenville tectonics. *International Geology Review*, *55*(5), 525-547. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.773768

Marsh, J. H., Gerbi, C. C., Culshaw, N. G., Johnson, S. E., Wooden, J. L. et Clark, C. (2012). Using zircon U–Pb ages and trace element chemistry to constrain the timing of metamorphic events, pegmatite dike emplacement, and shearing in the southern Parry Sound domain, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, *192*, 142-165. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.10.017

Martignole, J. et Calvert, A. J. (1996). Crustal-scale shortening and extension across the Grenville province of western Quebec. *Tectonics*, *15*(2), 376-386. https://doi.org/10.1029/95TC03748

Martignole, J. et Friedman, R. (1998). Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, *92*(2), 145-164. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00072-2

Mattinson, J. M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, *220*(1-2), 47-66. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011

McEachern, S. J. et Breemen, O. van. (1993). Age of deformation within the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone, southwest Grenville Orogen: constraints on the collision of the Mid-Proterozoic Elzevir terrane. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *30*(6), 1155-1165. https://doi.org/10.1139/e93-098

McIntyre, G., Brooks, C., Compston, W. et Turek, A. (1966). The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *Journal of Geophysical Research*, *71*(22), 5459-5468. https://doi.org/10.1029/JZ071i022p05459

McLeish, D. et Johnston, S. (2019). The Upper Devonian Aley carbonatite, NE British Columbia: a product of Antler orogenesis in the western Foreland Belt of the Canadian Cordillera. *Journal of*

the Geological Society, *176*(4), 620-628. https://doi.org/10.1144/jgs2018-180

McLelland, J. M., Selleck, B. W., Bickford, M., Tollo, R., Bartholomew, M., Hibbard, J. et Karabinos, P. (2010). Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. *From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region: Geological Society of America Memoir*, *206*, 21-49. https://doi.org/10.1130/2010.1206(02)

Millonig, L. J., Gerdes, A. et Groat, L. A. (2012). U–Th–Pb geochronology of meta-carbonatites and meta-alkaline rocks in the southern Canadian Cordillera: a geodynamic perspective. *Lithos*, *152*, 202-217. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.016

Millonig, L. J. et Groat, L. A. (2013). *Carbonatites in Western North America—occurrences and metallogeny*.

Mitchell, R., Chudy, T., McFarlane, C. R. M. et Wu, F.-Y. (2017). Trace element and isotopic composition of apatite in carbonatites from the Blue River area (British Columbia, Canada) and mineralogy of associated silicate rocks. *Lithos*, *286-287*, 75-91. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.008

Moecher, D. P., Anderson, E. D., Cook, C. A. et Mezger, K. (1997). The petrogenesis of metamorphosed carbonatites in the Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *34*(9), 1185-1201. https://doi.org/10.1139/e17-095

Mungall, J. E. (1989). *Geochemistry of Carbonatite and Alkali Pyroxenite, Bancroft Terrane, Grenville Province, Ontario* [McGill University]. https://escholarship.mcgill.ca/concern/theses/w66344901

Nadeau, O., Stevenson, R. et Jébrak, M. (2016). Evolution of Montviel alkaline–carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism — part I: Petrography and geochemistry of metasomatic aegirine–augite and biotite: Implications for REE–Nb mineralization. *Ore Geology Reviews*, *72*, 1143-1162. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.022

Palin, R. M., White, R. W., Green, E. C., Diener, J. F., Powell, R. et Holland, T. J. (2016). High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, *34*(9), 871-892.

Parrish, R. (1987). Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. *Geol. Surv. Canada, Paper.*, *87*, 3-7.

Peck, W. H. (2012). Reconnaissance geochronology and geochemistry of the Mont-Tremblant gneiss of the Morin terrane, Grenville Province, Québec. *Geosphere*, *8*(6), 1356-1365. https://doi.org/10.1130/GES00828.1

Peck, W. H. et 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. https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0105

Peck, W. H., Selleck, B. W., Wong, M. S., Chiarenzelli, J. R., Harpp, K. S., Hollocher, K., Lackey, J. S., Catalano, J., Regan, S. P. et Stocker, A. (2013). Orogenic to postorogenic (1.20–1.15 Ga) magmatism in the Adirondack Lowlands and Frontenac terrane, southern Grenville Province, USA and Canada. *Geosphere*, *9*(6), 1637-1663. https://doi.org/10.1130/GES00879.1

Peck, W. H., Valley, J. W., Corriveau, L., Davidson, A., McLelland, J., Farber, D. A. et Tollo, R. (2004). Oxygen-isotope constraints on terrane boundaries and origin of 1.18-1.13 Ga granitoids in the southern Grenville Province. *Memoirs-Geological Society Of America*, 163-182. https://doi.org/10.1130/0-8137-1197-5.163

Pell, J. (1994). *Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia* (vol. 88). Province of British Columbia, Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources.

Poli, S. (2016). Melting carbonated epidote eclogites: carbonatites from subducting slabs. *Progress in Earth and Planetary Science*, *3*, 1-18. https://doi.org/10.1186/s40645-016-0105-6

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

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), 237-259. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.005

Rivers, T. (2009). The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen–insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. *Geological Society, London, Special Publications*, *327*(1), 405-444. https://doi.org/10.1144/SP327.17

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

Rivers, T. et Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *37*(2-3), 359-383. https://doi.org/10.1139/e99-067

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., Martignole, J., Percival, J., Cook, F. et Clowes, R. (2012). The Grenville orogen—A post-LITHOPROBE perspective. *Tectonic styles in Canada: The lithoprobe perspective*, *49*, 97-236.

Roulleau, E. et Stevenson, R. (2013). Geochemical and isotopic (Nd–Sr–Hf–Pb) evidence for a lithospheric mantle source in the formation of the alkaline Monteregian Province (Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, *50*(6), 650-666. https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0145

Sappin, A. et Beaudoin, G. (2015). Rare earth elements in Québec, Canada: main deposit types and their economic potential (vol. 3, p. 265-273). Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings. Edited by GJ Simandl and M. Neetz. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper.

Schaltegger, U., Schmitt, A. K. et Horstwood, M. S. A. (2015). U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, *402*, 89-110. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028

Schneider, D., Cope, N. et Holm, D. (2013). Thermochronology of the Mont Laurier terrane, southern Canadian Grenville Province, and its bearing on defining orogenic architecture. *Precambrian Research*, *226*, 43-58. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.11.006

Schoene, B. (2014). 4.10-U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on geochemistry*, *4*, 341-378.

Schumann, D., Martin, R. F., Fuchs, S. et De Fourestier, J. (2019). Silicocarbonatitic melt inclusions in fluorapatite from the Yates prospect, Otter Lake, Québec: Evidence of marble anatexis in the central metasedimentary belt of the Grenville Province. *The Canadian Mineralogist*, *57*(5), 583-604. https://doi.org/10.3749/canmin.1900015

Sharma, K. N. M., Levesque, J., Hocq, M. et Rive, M. (1993). Excursion des amis du Grenville au

Québec - Observations structurales et importance économique - Région de Grand-Remous - Maniwaki - Danford lake. *MB 93-50*, 48.

Sharma, K. N., Singhroy, V. H. et Lévesque, J. (1995). A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *32*(9), 1474-1478. https://doi.org/10.1139/e94-153

Sharma, K., Singhroy, V., Madore, L., Lévesque, J., Hébert, C. et Hinse, M. (1999). Use of radar images in the identification of major regional structures in the Grenville Province, Western Quebec. *Canadian Journal of Remote Sensing*, *25*(3), 278-290. https://doi.org/10.1080/07038992.1999.10874726

Simandl, G. J. et Paradis, S. (2018a). Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science*, *127*(4), 123-152.

Simandl, G. J. et Paradis, S. (2018b). Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science*, *127*(4), 123-152. https://doi.org/10.1080/25726838.2018.1516935

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. et Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, *249*(1), 1-35. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

Spencer, C. J., Kirkland, C. L. et Taylor, R. J. M. (2016). Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, *7*(4), 581-589. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006

Strong, J. W. et Dickin, A. P. (2022). Neodymium isotope mapping a polygenetic TTG batholith: failed back-arc rifting in the Central Metasedimentary Belt, southwestern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *59*(2), 71-86. https://doi.org/10.1139/cjes-2021-0061

Sun, Y., Hu, H., Ngo, X.-D., Kynický, J., Luo, T., Deng, X.-D. et Li, J.-W. (2023). Two episodes of carbonatite-related rare-earth element mineralization in the Nam Xe deposit, northwestern Vietnam: Implications for ore genesis and regional metallogeny. *Ore Geology Reviews*, *162*,

105698. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105698

Swanson-Hysell, N. L., Rivers, T. et van der Lee, S. (2023). *The late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic Grenvillian orogeny and the assembly of Rodinia: Turning point in the tectonic evolution of Laurentia*.

Thomson, A. R., Walter, M. J., Kohn, S. C. et Brooker, R. A. (2016). Slab melting as a barrier to deep carbon subduction. *Nature*, *529*(7584), 76-79. https://doi.org/10.1038/nature16174

Turner, P. D. (2015). *Carbonatite veins in lamprophyre dykes, Mt Tapuaenuku, New Zealand.* http://dx.doi.org/10.26021/8606

Valentino, D. W., Chiarenzelli, J. R. et Regan, S. P. (2019). Spatial and temporal links between Shawinigan accretionary orogenesis and massif anorthosite intrusion, southern Grenville Province, New York, USA. *Journal of Geodynamics*, *129*, 80-97. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.04.001

van der Meer, Q. H., Scott, J. M., Serre, S. H., Whitehouse, M. J., Kristoffersen, M., Le Roux, P. J. et Pope, E. C. (2019). Low-δ18O zircon xenocrysts in alkaline basalts; a window into the complex carbonatite-metasomatic history of the Zealandia lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *254*, 21-39. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.03.029

Van Gosen, B. S., Verplanck, P. L., Seal II, R. R., Long, K. R. et Gambogi, J. (2017a). *Rare-earth elements* (1802O) [Report]. https://doi.org/10.3133/pp1802O

Van Gosen, B. S., Verplanck, P. L., Seal II, R. R., Long, K. R. et Gambogi, J. (2017b). *Rare-earth elements* (1411339916). US geological survey.

Vavra, G., Schmid, R. et Gebauer, D. (1999). Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *134*, 380-404. https://doi.org/10.1007/s004100050492

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

Villa, I. M. (2004). Geochronology of metamorphic rocks. *Periodico di Mineralogia*, *73*, 259-271.

Wall, F. (2014). Rare earth elements. *Critical metals handbook*, 312-339.

Walters, A. et Lusty, P. (2011). *Rare earth elements*.

Wasteneys, H., McLelland, J. et Lumbers, S. (1999). Precise zircon geochronology in the Adirondack Lowlands and implications for revising plate-tectonic models of the Central Metasedimentary Belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *36*(6), 967-984. https://doi.org/10.1139/e99-020

Wendt, I. et Carl, C. (1991). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, *86*(4), 275-285. https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-T

Whitney, D. L. et Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, *95*(1), 185-187.

Widmann, P., Davies, J. et Schaltegger, U. (2019). Calibrating chemical abrasion: Its effects on zircon crystal structure, chemical composition and UPb age. *Chemical Geology*, *511*, 1-10. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.02.026

Williams, I. S. (1992). Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, *83*(1-2), 447-458. https://doi.org/10.1017/S0263593300008129

Wodicka, N., Corriveau, L., Stern, R. A., Tollo, R., McLelland, J. et Bartholomew, M. (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.

Wong, M. S., Peck, W. H., Selleck, B. W., Catalano, J. P., Hochman, S. D. et Maurer, J. T. (2011). The Black Lake shear zone: A boundary between terranes in the Adirondack Lowlands, Grenville Province. *Precambrian Research*, *188*(1-4), 57-72. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.04.001

Wynne-Edwards, H. R. (1976). *Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec* (66-32.) [Étude préliminaire]. Commission géologique du Canada.

Xie, Y., Li, Y., Hou, Z., Cooke, D. R., Danyushevsky, L., Dominy, S. C. et Yin, S. (2015). A model for carbonatite hosted REE mineralisation—the Mianning–Dechang REE belt, Western Sichuan Province, China. *Ore Geology Reviews*, *70*, 595-612. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.027

Yaxley, G. M., Anenburg, M., Tappe, S., Decree, S. et Guzmics, T. (2022). Carbonatites: classification, sources, evolution, and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *50*, 261-293. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243

Yaxley, G. M. et Brey, G. P. (2004). Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *146*(5), 606-619. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0517-3

ANNEXE A TABLEAUX ET FIGURES SUPPLÉMENTAIRES AUX DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Tableau A. 1 : Données analytiques LA-ICP-MS U-Pb.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Geotop, Université du Québec à Montréal (UQÀM)
Sample type/mineral	Magmatic zircons
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 9, 6, 3, 1 and 0.05 µm polish to finish
Imaging	CL, *Hitachi* S-3400N type II SEM, nA, 17 µm working distance
Laser ablation system	
Make, Model and type	Photon Machine G2
Ablation cell and volume	Helix 2 volume Cell
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	4 ns
Fluence (J cm^{-3})	4.54 J cm^{-3}
Repetition rate (Hz)	5 Hz
Ablation duration (s)	30 s
Ablation pit depth/ablation rate	Not available
Spot diameter (µm)	30 µm
Sampling mode/pattern	Static spot ablation
Carrier gas	100% He in the cell, 35% Ar along the sample transport line to the torch and 3 l/min N added before the torch
Cell carrier gas flow (l min^{-1})	0.7 l/min in the first cell volume
	0.5 l/ min in the second cell volume
ICP-MS Instrument	
Make, Model and type	Nu AttoM, Nu Plasma II
Sample introduction	Aerosol produced by laser ablation
RF power (W)	1375W
Make-up gas flow (1 min^{-1})	Sourced from Attom 0.7 l/min
Detection system	SEM
Masses measured	202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238,
Integration time per peak/dwell times (ms); quadrupole settling time between mass jumps	500ms for each isotope
Total integration time per output data point (s)	~0.6 s
'Sensitivity' as useful yield (%, element)	0.4% U (NIST 610 = 500 ppm, attoms sampled: 500ppm*85um*3Hz*3j/cm2, #ions detected >25 mcps)
IC Dead time (ns)	20 ns

Tableau A. 1 : Données analytiques LA-ICP-MS U-Pb. (suite)

Data Processing	
Gas blank	30 second on peak zero subtracted
Calibration strategy	91500 used as primary reference material, Plešovice used as the secondary reference (all unknowns and reference zircons were annealed before analysis to homogenize ablation behavior between samples and references. Measurements were conducted over 1 full day and were split into two sessions. One involved analyzing annealed unknowns and reference materials, the other involved analyzing chemically abraded zircons and reference materials, the chemical abrasion procedure (6 hours chemical abrasion in concentrated HF at 180°C was applied to both the unknowns and reference materials)
Reference Material information	91500 (Wiedenbeck et al. 1995)
	Plešovice (Slàma et al. 2008)
Data processing package used/ Correction for LIEF	Iolite 4. LIEF assumes that the reference materials and samples behave identically.
Mass discrimination	Down hole effect modelled with Iolite 4
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common Pb correction applied
Uncertainty level and propagation	Uncertainties in ages given as 2SE, within run and long-term variation is also propagated onto the unknown ages
Quality control/Validation	The $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean age of the Plešovice zircon analyzed during the non chemically abraded analytical session was 341 Ma ± 1 Ma.
	The $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean age of the Plešovice zircon analyzed during the chemically abraded analytical session was 343 ± 1 Ma
Other information	

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final).

			Isotopic ratios											Dates						
Sample	**Zone**	**Point #**	**U (ppm)**	**Th/U**	**238U/ 206Pb**	**1s (%)**	**207Pb/ 206Pb**	**1s (%)**	**207Pb/ 235U**	**1s (%)**	**206Pb/ 238U**	**1s (%)**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**% concord**
22-JC03C	2	**1**	532	0,177	5,05	0,853	0,079	0,784	2,16	1,01	0,198	0,866	0,641	1157	32,2	1166	18,4	1167	14,0	**101**
	2	**2**	813	0,307	4,77	0,741	0,082	0,739	2,36	0,88	0,209	0,732	0,607	1233	28,4	1224	16,3	1230	12,5	**99**
	2	**3**	622	0,194	4,90	0,989	0,079	0,632	2,25	1,07	0,204	0,960	0,817	1178	25,0	1198	21,0	1195	15,2	**102**
	2	**4**	481	0,198	4,93	0,758	0,079	0,579	2,23	0,70	0,203	0,716	0,668	1178	22,9	1191	15,6	1190	9,9	**101**
	1	**5**	269	0,418	4,93	0,604	0,080	0,827	2,23	1,03	0,203	0,600	0,602	1181	32,6	1189	13,0	1191	14,5	**101**
	2	**6**	764	0,202	4,97	1,021	0,079	0,969	2,22	1,42	0,201	1,039	0,737	1176	38,4	1181	22,4	1185	19,7	**100**
	2	**7**	249	0,480	4,92	0,724	0,080	0,646	2,26	0,73	0,203	0,656	0,573	1197	25,4	1192	14,4	1198	10,2	**100**
	2	**8**	284	0,427	4,85	0,450	0,080	0,744	2,28	0,77	0,206	0,438	0,341	1195	29,3	1205	9,6	1207	10,9	**101**
	1	**9**	317	0,273	4,89	0,747	0,079	0,814	2,25	0,85	0,204	0,719	0,452	1172	33,2	1198	15,8	1195	11,9	**102**
	1	**10**	314	0,384	4,88	0,676	0,080	0,816	2,26	0,82	0,205	0,660	0,395	1186	32,6	1200	14,5	1201	11,5	**101**
	2	**11**	362	0,221	4,87	0,519	0,080	0,729	2,27	0,78	0,205	0,520	0,427	1186	28,8	1200	11,4	1201	11,0	**101**
	1	**12**	348	0,440	4,89	0,686	0,080	0,875	2,26	1,00	0,204	0,685	0,515	1186	34,8	1197	15,0	1200	14,1	**101**
	3	**13**	350	0,236	4,94	0,447	0,079	0,653	2,21	0,72	0,202	0,447	0,452	1163	25,6	1186	9,7	1185	10,0	**102**
	2	**14**	684	0,335	4,83	0,733	0,082	0,808	2,36	1,10	0,207	0,725	0,691	1236	32,5	1212	16,0	1228	16,0	**98**
	1	**15**	394	0,365	4,71	0,586	0,083	0,659	2,44	0,84	0,212	0,573	0,647	1264	26,2	1238	12,9	1255	12,5	**98**
	3	**16**	677	0,366	4,79	0,545	0,081	0,482	2,35	0,66	0,208	0,543	0,694	1222	19,0	1220	12,1	1227	9,4	**100**
	3	**17**	358	0,234	4,92	0,550	0,080	0,698	2,25	0,63	0,203	0,546	0,296	1185	27,5	1191	11,9	1195	8,8	**101**
	2	**18**	226	0,416	4,93	0,883	0,079	0,878	2,22	1,02	0,203	0,840	0,574	1157	35,2	1191	18,3	1186	14,3	**103**
	2	**19**	405	0,342	4,92	0,569	0,080	0,853	2,26	0,92	0,203	0,561	0,433	1193	33,3	1191	12,2	1198	12,9	**100**
	3	**20**	420	0,239	4,79	0,676	0,080	0,739	2,32	0,90	0,209	0,642	0,583	1199	28,9	1221	14,3	1219	12,7	**102**
	2	**21**	534	0,475	4,71	0,686	0,079	0,724	2,32	0,76	0,212	0,681	0,536	1156	28,1	1241	15,4	1216	10,8	**107**
	2	**22**	543	0,182	4,74	0,702	0,080	0,867	2,32	1,03	0,211	0,699	0,545	1188	33,7	1233	15,7	1219	14,4	**104**
	2	**23**	806	0,284	4,73	0,685	0,080	0,606	2,32	0,78	0,212	0,700	0,669	1184	24,3	1237	15,7	1218	11,0	**104**
	1	**24**	556	0,486	4,69	0,545	0,080	0,738	2,34	0,77	0,213	0,553	0,391	1183	29,3	1245	12,5	1223	10,8	**105**
	3	**25**	324	0,325	4,60	0,760	0,079	0,896	2,38	1,09	0,217	0,709	0,587	1178	35,5	1267	16,4	1234	15,8	**108**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC03C	1	**26**	768	0,218	4,67	0,799	0,080	0,464	2,36	0,76	0,214	0,789	0,815	1194	18,4	1252	18,0	1229	10,7	**105**
	2	**27**	786	0,196	4,78	1,025	0,082	0,959	2,36	1,13	0,210	1,021	0,608	1236	37,0	1227	22,8	1229	16,1	**99**
	1	**28**	379	0,440	4,83	0,592	0,080	0,839	2,28	0,72	0,207	0,558	0,188	1197	33,5	1212	12,4	1204	10,3	**101**
	2	**29**	1029	0,341	4,81	0,711	0,082	0,652	2,34	0,90	0,208	0,691	0,704	1241	26,2	1217	15,4	1222	13,1	**98**
	2	**30**	487	0,206	4,75	0,662	0,079	0,602	2,28	0,77	0,210	0,652	0,647	1175	23,9	1231	14,6	1206	10,7	**105**
	2	**31**	709	0,452	4,81	1,057	0,080	0,665	2,27	1,01	0,208	0,963	0,772	1187	26,5	1220	21,6	1203	14,6	**103**
	2	**32**	286	0,183	4,94	0,980	0,079	0,732	2,20	1,04	0,203	0,959	0,742	1168	28,4	1190	20,9	1178	14,5	**102**
	1	**33**	154	0,369	4,77	0,470	0,080	0,823	2,31	0,82	0,209	0,479	0,275	1201	32,2	1224	10,7	1213	11,5	**102**
	1	**34**	210	0,243	4,75	0,470	0,081	0,775	2,34	0,74	0,210	0,485	0,205	1219	30,7	1229	10,8	1223	10,3	**101**
	3	**35**	364	0,227	4,81	0,968	0,081	0,767	2,32	1,02	0,208	0,920	0,696	1222	29,8	1219	20,5	1218	14,4	**100**
	2	**36**	520	0,298	4,82	0,834	0,080	0,657	2,28	0,99	0,208	0,819	0,745	1190	26,4	1215	18,2	1204	14,1	**102**
	2	**37**	226	0,399	4,91	0,956	0,080	1,046	2,24	1,34	0,204	0,935	0,628	1189	42,3	1194	20,4	1192	18,9	**100**
22-JC07D	No zone	**1**	942	0,913	6,27	1,153	0,073	1,017	1,60	1,300	0,160	1,194	0,659	1014	40,8	955	21,1	971	15,8	**94**
		2	1386	0,133	6,16	0,610	0,072	0,664	1,60	0,985	0,162	0,614	0,753	983	26,7	968	11,0	971	12,3	**99**
		3	913	0,247	6,15	0,825	0,073	0,804	1,64	1,000	0,162	0,816	0,632	1022	32,2	970	14,7	985	12,6	**95**
		4	369	3,421	6,27	0,554	0,073	1,157	1,60	1,285	0,159	0,549	0,452	1008	47,9	952	9,7	969	16,3	**94**
		5	603	4,719	6,29	0,913	0,073	1,142	1,60	1,039	0,159	0,909	0,339	1014	45,9	950	16,1	971	13,0	**94**
		6	278	2,368	6,01	0,786	0,072	1,670	1,65	1,888	0,166	0,778	0,440	975	66,0	991	14,3	988	23,2	**102**
		7	141	5,928	6,25	0,670	0,073	0,950	1,60	1,011	0,160	0,643	0,414	996	38,4	955	11,4	970	12,6	**96**
		8	203	0,284	6,09	0,639	0,071	1,112	1,62	0,987	0,164	0,631	0,110	966	45,6	979	11,5	978	12,4	**101**
		9	377	0,857	5,96	0,818	0,073	0,722	1,69	0,964	0,168	0,821	0,692	1010	29,5	1000	15,2	1005	12,3	**99**
		10	464	1,033	6,07	0,744	0,073	0,728	1,66	1,072	0,165	0,763	0,735	1006	29,8	982	13,9	993	13,4	**98**
		11	251	1,089	5,80	0,504	0,073	1,224	1,74	1,160	0,172	0,505	0,037	1010	50,5	1024	9,6	1023	14,9	**101**
		12	464	4,473	5,98	1,042	0,072	0,914	1,67	1,257	0,167	1,081	0,704	991	37,7	996	19,9	998	15,9	**101**
		13	500	1,252	5,71	1,598	0,074	0,736	1,80	1,633	0,176	1,492	0,890	1030	29,9	1046	28,9	1043	21,6	**102**
		14	301	2,163	5,84	0,629	0,073	0,808	1,72	0,883	0,171	0,613	0,453	999	32,8	1018	11,6	1016	11,4	**102**
		15	203	0,387	6,27	0,606	0,071	0,934	1,57	0,964	0,159	0,580	0,353	949	38,9	953	10,3	957	12,0	**100**
		16	521	0,811	6,16	0,738	0,072	1,013	1,63	1,069	0,162	0,706	0,406	988	41,5	969	12,7	979	13,5	**98**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC07D	No zone	17	423	4,003	7,16	0,575	0,074	0,655	1,44	0,862	0,140	0,597	0,639	1048	26,4	842	9,4	905	10,1	80
		18	204	0,444	6,12	0,477	0,072	1,126	1,63	1,091	0,163	0,474	0,136	991	45,2	973	8,6	983	13,6	**98**
		19	478	2,683	6,46	1,413	0,075	0,498	1,63	1,550	0,157	1,545	0,947	1057	19,9	939	26,8	977	18,8	89
		20	294	0,571	6,04	0,463	0,072	0,774	1,65	0,793	0,165	0,452	0,321	977	32,4	985	8,3	987	10,0	**101**
		21	543	0,907	6,31	0,836	0,072	0,848	1,59	1,281	0,158	0,850	0,753	991	33,6	948	15,0	966	15,9	**96**
		22	541	0,374	5,82	0,949	0,073	0,980	1,73	1,050	0,172	0,924	0,517	1007	39,7	1022	17,5	1020	13,4	**101**
		23	424	6,368	6,46	0,814	0,074	0,775	1,60	1,097	0,155	0,816	0,715	1048	31,0	927	14,1	968	13,6	88
		24	295	0,871	5,97	0,458	0,072	0,746	1,67	0,752	0,167	0,464	0,292	986	31,2	997	8,6	998	9,6	**101**
		25	357	0,176	6,18	0,511	0,072	1,052	1,61	1,043	0,161	0,514	0,215	974	42,9	965	9,2	972	13,0	**99**
		26	373	1,822	7,61	1,248	0,083	1,107	1,51	1,161	0,132	1,290	0,577	1253	44,2	798	19,3	933	14,4	64
		27	137	0,754	5,86	0,627	0,074	1,249	1,74	1,234	0,170	0,647	0,243	1024	51,7	1014	12,1	1023	16,1	**99**
		28	359	0,299	6,06	0,516	0,072	0,801	1,65	0,769	0,165	0,522	0,283	979	32,6	982	9,5	988	9,7	**100**
		29	285	0,660	5,70	0,681	0,075	1,028	1,82	1,083	0,175	0,684	0,413	1059	41,6	1041	13,1	1053	14,3	**98**
		30	233	2,750	5,98	0,574	0,073	1,009	1,70	0,983	0,167	0,579	0,255	1013	41,7	995	10,7	1006	12,7	**98**
		31	593	2,113	6,62	0,636	0,074	0,716	1,55	0,939	0,151	0,623	0,638	1029	29,3	907	10,6	949	11,6	88
		32	538	0,597	6,03	0,606	0,073	0,573	1,70	0,801	0,166	0,607	0,711	1023	23,4	989	11,1	1006	10,3	**97**
		33	174	0,664	5,06	0,555	0,081	0,898	2,22	0,910	0,197	0,546	0,330	1209	35,4	1160	11,6	1185	12,8	96
		34	436	0,359	6,32	0,578	0,073	0,772	1,61	0,996	0,158	0,582	0,615	1014	31,6	946	10,2	975	12,4	**93**
		35	350	0,234	5,97	0,503	0,073	0,809	1,69	0,868	0,167	0,498	0,394	1004	32,9	996	9,2	1006	11,1	**99**
		36	412	1,084	5,72	0,862	0,071	1,102	1,74	1,221	0,175	0,850	0,509	962	45,7	1039	16,3	1023	16,2	**108**
		37	355	0,758	5,88	0,689	0,073	0,821	1,73	0,882	0,170	0,641	0,460	1011	33,0	1012	12,1	1019	11,5	**100**
		38	132	0,792	5,82	0,716	0,073	1,177	1,75	1,156	0,172	0,713	0,286	1008	47,8	1022	13,5	1025	15,0	**101**
		39	184	1,949	10,81	1,211	0,074	1,027	0,96	1,564	0,093	1,183	0,743	1026	42,8	574	13,0	680	15,6	56
		40	370	1,723	6,67	0,691	0,074	0,580	1,55	0,810	0,150	0,652	0,702	1042	23,4	901	11,0	948	10,1	86
		41	232	0,403	4,92	0,435	0,082	0,656	2,32	0,719	0,203	0,431	0,448	1244	26,0	1192	9,4	1217	10,3	**96**
		42	682	2,089	7,25	1,384	0,075	0,682	1,46	1,608	0,139	1,324	0,907	1074	27,6	840	20,9	911	19,4	78
		43	535	0,291	6,18	0,673	0,074	0,646	1,66	1,004	0,162	0,677	0,772	1038	26,2	967	12,1	994	12,7	**93**
		44	477	1,700	6,10	0,552	0,074	0,526	1,68	0,675	0,164	0,549	0,659	1036	21,2	978	10,0	1000	8,6	**94**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC07D	No zone	**45**	216	0,734	5,88	0,651	0,075	0,902	1,78	1,136	0,170	0,641	0,598	1066	36,0	1013	12,0	1035	14,6	**95**
		46	270	0,845	5,79	0,405	0,073	0,680	1,74	0,688	0,172	0,394	0,300	1007	27,5	1026	7,5	1024	8,9	**102**
		47	281	0,467	6,14	0,494	0,073	0,736	1,64	0,808	0,163	0,475	0,448	998	30,3	972	8,6	984	10,2	**97**
		48	341	0,709	5,97	0,415	0,074	0,638	1,71	0,712	0,167	0,406	0,447	1031	25,9	997	7,5	1011	9,1	**97**
		49	138	0,531	5,78	0,574	0,072	0,965	1,73	1,046	0,173	0,561	0,410	988	39,3	1028	10,7	1019	13,4	**104**
		50	205	0,648	5,97	0,435	0,075	0,850	1,74	0,828	0,167	0,423	0,207	1061	33,7	997	7,8	1021	10,6	**94**
		51	303	0,231	6,02	0,748	0,071	1,044	1,64	1,128	0,166	0,751	0,431	958	43,0	990	13,8	984	14,2	**103**
22-JC07E	1	**1**	1581	0,201	5,38	0,716	0,080	0,598	2,02	0,756	0,186	0,736	0,674	1185	23,9	1100	14,8	1122	10,1	**93**
	1	**2**	2356	0,593	4,96	0,578	0,079	0,518	2,17	0,593	0,201	0,576	0,615	1167	20,5	1183	12,4	1171	8,3	**101**
	1	**3**	3034	0,747	5,03	0,547	0,079	0,400	2,15	0,613	0,199	0,559	0,767	1171	15,8	1168	11,9	1163	8,4	**100**
	1	**4**	4217	0,556	4,96	0,902	0,079	0,581	2,17	0,903	0,202	0,874	0,781	1162	23,0	1183	18,9	1171	12,8	**102**
	2	**5**	3141	0,812	4,96	0,539	0,080	0,496	2,19	0,541	0,201	0,529	0,560	1183	19,6	1183	11,4	1178	7,6	**100**
	2	**6**	2919	0,803	4,94	0,701	0,079	0,694	2,20	0,795	0,203	0,709	0,606	1180	26,9	1189	15,4	1182	11,2	**101**
	1	**7**	3332	0,436	5,16	0,981	0,079	0,543	2,10	0,977	0,194	0,965	0,843	1166	21,7	1143	20,2	1147	13,5	**98**
	1	**8**	4207	0,267	4,97	0,903	0,079	0,470	2,18	0,902	0,202	0,835	0,858	1165	18,8	1183	18,2	1174	12,8	**102**
	1	**9**	4435	0,820	5,05	0,647	0,078	0,403	2,13	0,639	0,198	0,642	0,809	1157	16,0	1164	13,7	1158	8,9	**101**
	1	**10**	2615	0,636	5,02	0,898	0,079	0,473	2,16	0,948	0,200	0,871	0,864	1161	18,8	1174	18,7	1166	13,1	**101**
	1	**11**	1797	0,521	4,94	0,962	0,079	0,565	2,20	0,815	0,203	0,893	0,805	1171	22,2	1192	19,5	1182	11,4	**102**
	1	**12**	1742	0,426	4,88	0,783	0,078	0,496	2,20	0,813	0,205	0,776	0,810	1151	19,6	1202	17,0	1182	11,6	**104**
	1	13	2747	0,531	5,37	1,104	0,097	1,950	2,47	2,281	0,186	1,127	0,523	1546	70,4	1101	22,8	1261	32,3	71
	2	**14**	1655	0,112	5,14	0,651	0,079	0,458	2,11	0,751	0,194	0,663	0,804	1170	18,2	1144	13,9	1150	10,4	**98**
	1	15	1723	0,250	5,42	0,601	0,081	0,496	2,04	0,824	0,184	0,603	0,801	1218	19,6	1090	12,1	1129	11,2	89
	1	**16**	1358	0,494	4,92	0,589	0,078	0,405	2,17	0,552	0,203	0,579	0,745	1145	16,0	1192	12,6	1172	7,7	**104**
	1	**17**	1631	0,423	4,96	0,603	0,079	0,501	2,20	0,685	0,202	0,604	0,713	1182	20,0	1185	13,1	1180	9,7	**100**
	2	**18**	1613	0,477	5,25	0,786	0,081	0,474	2,11	0,824	0,191	0,771	0,832	1212	18,5	1124	15,9	1150	11,4	**93**
	2	**19**	1138	0,455	5,04	0,646	0,080	0,453	2,16	0,720	0,199	0,660	0,779	1185	18,0	1168	14,1	1169	10,0	**99**
	2	**20**	2348	0,082	5,14	1,095	0,078	0,704	2,09	0,921	0,195	1,095	0,774	1150	27,8	1147	23,0	1143	12,8	**100**
	1	**21**	1563	0,551	4,88	0,914	0,079	0,637	2,23	1,075	0,205	0,910	0,810	1180	24,9	1203	20,0	1190	15,1	**102**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC07E	1	22	4985	0,805	7,27	1,572	0,088	0,705	1,66	1,438	0,138	1,487	0,885	1372	26,8	835	23,4	992	18,8	61
	1	23	4969	0,847	7,43	0,814	0,080	1,020	1,48	1,159	0,135	0,801	0,502	1203	34,5	814	12,3	922	13,3	68
	1	**24**	3605	0,683	4,86	0,861	0,078	0,509	2,21	0,856	0,206	0,875	0,833	1151	20,1	1206	19,2	1182	11,8	**105**
	1	25	6016	0,298	11,50	0,870	0,077	0,529	0,92	0,930	0,087	0,836	0,824	1124	21,2	537	8,6	662	9,0	48
	1	**26**	2014	0,854	5,01	0,599	0,081	0,461	2,22	0,678	0,200	0,603	0,744	1227	18,0	1173	12,9	1188	9,5	**96**
	1	**27**	2418	0,678	4,93	0,590	0,080	0,450	2,22	0,626	0,203	0,599	0,733	1190	17,9	1190	13,0	1187	8,7	**100**
	1	**28**	5524	0,761	5,46	1,357	0,079	1,193	1,99	1,187	0,183	1,375	0,567	1168	46,8	1085	27,4	1111	16,0	**93**
	2	**29**	1806	0,308	5,96	0,831	0,074	0,811	1,69	0,805	0,168	0,835	0,525	1028	32,0	1000	15,5	1006	10,2	**97**
	1	**30**	2057	0,722	5,10	0,686	0,079	0,613	2,12	0,735	0,196	0,695	0,625	1164	24,5	1152	14,6	1154	10,2	**99**
	1	31	3006	0,434	5,65	0,539	0,080	0,404	1,94	0,515	0,177	0,536	0,707	1193	15,9	1050	10,4	1096	6,9	88
	2	**32**	1274	0,150	6,01	0,731	0,075	0,502	1,72	0,840	0,166	0,738	0,805	1068	20,1	992	13,6	1016	10,8	**93**
	2	**33**	3138	0,530	5,51	1,588	0,080	0,463	2,01	1,666	0,183	1,571	0,963	1197	18,2	1080	31,3	1118	22,8	**90**
	2	**34**	1306	0,505	4,97	0,568	0,080	0,506	2,21	0,741	0,201	0,568	0,729	1189	19,8	1181	12,2	1183	10,4	**99**
	2	**35**	715	0,076	6,34	0,729	0,074	0,848	1,60	1,101	0,158	0,742	0,650	1023	34,0	944	13,0	969	13,7	**92**
	1	**36**	2417	0,474	5,04	0,444	0,080	0,420	2,17	0,539	0,198	0,444	0,634	1184	16,7	1164	9,5	1171	7,4	**98**
	2	**37**	1287	0,134	6,12	0,657	0,074	0,591	1,68	0,785	0,163	0,668	0,698	1050	23,3	975	12,1	999	9,9	**93**
	1	**38**	2242	0,424	5,03	0,620	0,079	0,477	2,15	0,761	0,199	0,620	0,783	1158	19,0	1167	13,2	1165	10,6	**101**
	1	39	1885	0,337	5,64	0,557	0,081	0,523	1,99	0,558	0,177	0,551	0,544	1230	20,5	1051	10,7	1111	7,5	85
	2	**40**	2568	0,080	5,95	1,270	0,074	1,147	1,71	1,169	0,168	1,175	0,539	1029	46,1	1001	21,9	1010	15,0	**97**
	2	**41**	6253	0,141	5,24	0,719	0,076	0,505	2,01	0,792	0,191	0,718	0,771	1103	20,6	1124	14,8	1117	10,6	**102**
	2	**42**	2609	0,436	6,03	0,776	0,078	0,641	1,77	0,731	0,166	0,772	0,631	1133	25,8	988	14,2	1033	9,6	**87**
	1	**43**	1430	0,655	5,26	0,673	0,083	0,546	2,16	0,867	0,190	0,668	0,782	1256	21,3	1122	13,8	1166	12,0	**89**
	1	**44**	2189	0,579	4,92	0,739	0,078	0,497	2,19	0,609	0,203	0,700	0,722	1153	19,8	1194	15,3	1177	8,6	**104**
	1	45	1842	0,734	4,76	0,929	0,094	0,812	2,70	0,887	0,210	0,916	0,591	1505	30,7	1227	20,5	1328	13,4	82
	1	**46**	1765	0,528	5,06	0,939	0,081	0,969	2,20	1,047	0,197	0,961	0,536	1219	39,7	1161	20,4	1180	14,7	**95**
	1	**47**	2353	0,505	5,11	0,634	0,079	0,825	2,11	0,868	0,195	0,627	0,428	1166	32,2	1150	13,2	1153	11,9	**99**
	1	48	4399	0,463	7,29	1,315	0,078	0,548	1,47	1,322	0,137	1,317	0,909	1143	21,8	830	20,5	916	15,8	73
	2	**49**	3789	0,111	5,40	0,620	0,078	0,659	1,98	0,694	0,185	0,608	0,538	1143	25,2	1094	12,3	1107	9,4	**96**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC07E	2	**50**	1177	1,658	5,00	0,985	0,081	0,919	2,21	1,055	0,200	0,990	0,582	1205	37,1	1174	21,2	1182	14,8	**97**
	1	**51**	3186	0,669	5,28	0,577	0,079	0,596	2,05	0,722	0,189	0,566	0,604	1175	23,2	1117	11,6	1133	9,8	**95**
	1	**52**	1759	0,571	4,93	0,474	0,081	0,407	2,24	0,511	0,203	0,467	0,658	1208	16,2	1189	10,2	1192	7,2	**98**
	1	**53**	1764	0,559	4,84	1,145	0,079	0,906	2,24	0,842	0,207	1,080	0,611	1166	35,2	1211	24,0	1192	11,7	**104**
	1	**54**	2734	0,447	4,94	0,668	0,078	0,617	2,18	0,725	0,202	0,675	0,608	1152	24,4	1189	14,6	1174	10,0	**103**
	1	**55**	2706	0,151	5,09	1,042	0,079	0,451	2,12	1,004	0,197	1,016	0,901	1158	17,9	1158	21,6	1155	13,9	**100**
22-JC17C	1	**1**	324	0,487	5,12	0,562	0,078	0,880	2,12	0,83	0,195	0,555	0,269	1148	35	1149	11,7	1154	11,5	**100**
	1	**2**	538	0,692	5,14	1,014	0,078	1,322	2,11	1,43	0,194	1,004	0,465	1148	53	1145	21,1	1151	19,8	**100**
	1	**3**	349	0,475	5,14	0,584	0,079	1,192	2,11	1,23	0,194	0,586	0,268	1157	49	1144	12,3	1152	16,9	**99**
	1	**4**	677	0,561	5,18	1,012	0,078	1,244	2,09	1,52	0,193	0,976	0,590	1142	51	1138	20,4	1144	21,2	**100**
	1	**5**	234	0,807	5,22	0,606	0,078	1,331	2,06	1,20	0,191	0,612	0,049	1132	52	1129	12,7	1135	16,3	**100**
	1	**6**	180	0,239	5,15	0,758	0,078	1,259	2,09	1,36	0,194	0,798	0,419	1139	51	1144	16,7	1145	18,7	**100**
	1	**7**	564	0,660	5,17	0,797	0,078	1,244	2,10	1,20	0,193	0,805	0,262	1147	51	1139	16,8	1146	16,5	**99**
	1	**8**	261	0,365	5,14	1,147	0,078	1,555	2,11	1,41	0,195	1,149	0,315	1150	61	1146	24,1	1152	19,5	**100**
	1	**9**	1846	0,431	5,17	0,918	0,079	0,894	2,11	1,06	0,194	0,927	0,603	1161	35	1141	19,4	1151	14,6	**98**
	1	**10**	429	0,401	5,12	0,704	0,079	0,804	2,13	0,85	0,195	0,692	0,458	1168	32	1149	14,6	1158	11,7	**98**
	1	**11**	165	0,239	5,15	1,005	0,078	1,253	2,10	1,36	0,194	0,968	0,497	1146	50	1145	20,3	1148	18,8	**100**
	1	**12**	138	0,241	5,03	0,546	0,079	1,488	2,15	1,37	0,198	0,552	0,001	1155	59	1166	11,8	1165	19,1	**101**
	1	**13**	385	0,035	5,11	0,803	0,079	1,067	2,14	0,87	0,196	0,795	0,201	1168	42	1151	16,8	1160	12,1	**99**
	1	**14**	364	0,412	5,08	0,735	0,079	0,919	2,14	0,91	0,197	0,708	0,378	1160	36	1157	15,0	1161	12,5	**100**
	1	**15**	463	0,474	4,95	0,696	0,079	0,992	2,22	0,94	0,202	0,692	0,314	1180	39	1184	15,0	1186	13,3	**100**
	1	**16**	414	0,430	5,22	0,668	0,079	0,853	2,09	0,94	0,191	0,679	0,493	1170	34	1129	14,0	1146	13,0	**96**
	1	**17**	247	0,235	5,14	0,544	0,079	0,890	2,11	0,85	0,194	0,538	0,223	1155	36	1144	11,3	1151	11,8	**99**
	1	**18**	264	0,384	5,17	0,689	0,078	1,002	2,09	1,19	0,193	0,692	0,550	1146	40	1139	14,4	1144	16,4	**99**
	1	**19**	2297	0,412	5,05	0,766	0,079	0,690	2,17	0,89	0,198	0,801	0,654	1174	27	1164	17,0	1171	12,0	**99**
	1	**20**	204	0,540	5,21	0,681	0,079	1,091	2,09	1,15	0,192	0,685	0,354	1155	44	1132	14,2	1143	15,7	**98**
	1	**21**	264	0,346	5,13	0,651	0,078	1,127	2,10	1,14	0,195	0,680	0,297	1144	44	1146	14,2	1149	15,5	**100**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC17C	1	**22**	369	0,332	5,14	0,602	0,079	0,809	2,12	0,87	0,194	0,609	0,454	1159	32	1145	12,8	1154	12,0	**99**
	1	**23**	325	0,022	5,13	1,180	0,079	1,238	2,13	1,51	0,195	1,101	0,606	1153	50	1149	23,3	1156	21,5	**100**
	2	**24**	572	0,378	5,13	0,901	0,078	0,802	2,12	1,06	0,195	0,882	0,680	1152	32	1148	18,6	1155	14,7	**100**
	1	**25**	732	0,019	5,07	1,044	0,079	0,890	2,17	1,30	0,197	1,061	0,740	1175	36	1159	22,5	1170	18,2	**99**
	1	**26**	921	0,383	5,10	1,483	0,078	1,574	2,13	2,37	0,196	1,442	0,752	1143	65	1153	30,5	1156	32,5	**101**
	1	**27**	234	0,186	5,16	0,944	0,078	1,074	2,09	1,12	0,194	0,938	0,454	1134	43	1142	19,6	1145	15,2	**101**
	1	**28**	375	0,154	5,13	0,957	0,079	1,100	2,13	1,23	0,195	0,932	0,502	1163	44	1148	19,6	1159	17,1	**99**
	1	**29**	463	0,422	5,10	0,629	0,078	0,948	2,13	0,88	0,196	0,621	0,250	1152	38	1152	13,1	1157	12,2	**100**
	1	**30**	236	0,326	5,14	0,508	0,079	0,887	2,13	0,90	0,194	0,502	0,296	1170	35	1144	10,5	1158	12,4	**98**
	1	**31**	505	0,272	5,15	0,729	0,078	1,061	2,09	1,09	0,194	0,759	0,361	1131	44	1142	15,8	1145	14,9	**101**
	1	**32**	296	0,026	5,13	0,565	0,078	0,892	2,10	0,97	0,195	0,568	0,421	1138	35	1146	11,9	1149	13,1	**101**
	1	**33**	222	0,346	5,16	0,690	0,078	1,172	2,09	1,30	0,193	0,694	0,452	1146	46	1140	14,5	1146	17,8	**99**
	1	**34**	223	0,313	5,15	0,668	0,078	1,084	2,10	1,12	0,194	0,673	0,355	1148	42	1143	14,1	1149	15,3	**100**
	1	**35**	188	0,276	5,20	0,652	0,078	0,910	2,07	0,94	0,192	0,661	0,395	1146	36	1131	13,7	1139	12,8	**99**
	1	**36**	2455	0,457	5,12	1,006	0,077	0,815	2,08	0,88	0,195	1,004	0,629	1120	33	1149	21,1	1142	12,2	**103**
	1	**37**	341	0,429	5,13	1,339	0,079	1,532	2,12	1,74	0,195	1,360	0,518	1156	59	1147	28,6	1153	23,5	**99**
	1	**38**	337	0,496	5,08	0,509	0,078	0,798	2,12	0,84	0,196	0,511	0,379	1149	31	1156	10,8	1154	11,4	**101**
	1	**39**	151	0,302	5,32	0,725	0,079	1,075	2,04	1,27	0,188	0,737	0,549	1162	43	1109	15,0	1127	17,4	**95**
	1	**40**	312	0,530	5,21	1,128	0,079	1,196	2,08	1,29	0,192	1,082	0,522	1161	47	1131	22,5	1142	17,8	**97**
	1	**41**	429	0,407	5,14	1,280	0,078	1,231	2,11	1,70	0,195	1,315	0,691	1152	50	1147	27,6	1149	23,5	**100**
	1	**42**	648	0,019	5,04	0,901	0,079	0,804	2,16	1,02	0,199	0,913	0,665	1168	32	1168	19,5	1167	14,2	**100**
	2	**43**	201	0,369	5,05	0,980	0,080	1,613	2,16	1,52	0,198	0,992	0,238	1175	65	1164	21,1	1165	21,1	**99**
	2	**44**	391	0,346	5,12	1,011	0,078	0,816	2,08	1,35	0,195	1,005	0,794	1134	33	1150	21,2	1141	18,5	**101**
	1	**45**	261	0,354	5,08	0,545	0,080	1,031	2,14	0,92	0,197	0,539	0,082	1182	41	1157	11,4	1160	12,7	**98**
	1	**46**	240	0,378	5,15	0,531	0,078	0,711	2,07	0,68	0,194	0,505	0,319	1144	28	1142	10,6	1137	9,3	**100**
	1	**47**	282	0,386	5,20	0,522	0,079	0,778	2,06	0,82	0,192	0,523	0,397	1158	31	1133	10,9	1136	11,2	**98**
	2	**48**	377	0,495	5,08	1,240	0,079	1,225	2,12	1,57	0,197	1,213	0,642	1164	48	1159	25,8	1155	21,5	**100**
	2	**49**	665	0,541	5,13	0,734	0,079	0,687	2,11	0,87	0,195	0,730	0,646	1176	27	1147	15,3	1150	12,0	**98**

Tableau A. 2 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons non traités par abrasion chimique (CA) : 22-JC03C, 22-JC07D, 22-JC07E et 22-JC17C (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

	2	**50**	1800	0,429	5,15	1,193	0,079	0,926	2,09	1,34	0,194	1,185	0,735	1160	37	1145	24,9	1144	18,4	**99**
	2	**51**	1776	0,437	5,11	0,704	0,079	0,782	2,11	0,79	0,196	0,691	0,460	1170	30	1151	14,6	1151	10,9	**98**

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final).

			Isotopic ratios											Dates						
Sample	**Zone**	**Point #**	**U (ppm)**	**Th/U**	**238U/206Pb**	**1s (%)**	**207Pb/206Pb**	**1s (%)**	**207Pb/235U**	**1s (%)**	**206Pb/238U**	**1s (%)**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**% concord**
22-JC03E	2	1	5280	0,955	22,2	3,01	0,0800	1,60	0,51	2,90	0,046	2,92	0,857	1186	60,0	291	16,6	416	19,7	25
	2	2	3801	0,752	12,7	2,22	0,0807	1,34	0,89	2,09	0,081	2,26	0,824	1204	52,8	499	21,6	647	19,7	41
	2	4	3628	3,67	9,71	2,31	0,0752	0,69	1,08	2,09	0,103	2,26	0,954	1071	27,4	633	27,3	741	22,4	59
	1	**5**	171	0,880	5,14	4,18	0,0799	1,34	2,22	4,06	0,202	3,99	0,939	1189	52,4	1182	86,3	1178	56,0	**99**
	2	6	2597	0,584	13,0	3,04	0,0727	1,33	0,78	3,41	0,078	2,91	0,918	1003	53,5	481	27,0	582	29,8	48
	2	**8**	1557	0,097	5,69	1,04	0,0736	0,83	1,79	0,87	0,176	0,935	0,627	1023	32,7	1046	18,2	1040	11,5	**102**
	2	9	3132	0,343	12,7	1,43	0,0734	0,89	0,80	1,44	0,079	1,48	0,795	1019	36,5	491	13,9	597	13,1	48
	2	10	1583	0,596	8,14	1,09	0,0731	0,74	1,24	1,54	0,123	1,10	0,879	1015	29,7	745	15,5	817	17,2	73
	3	**11**	324	0,071	6,60	1,09	0,0735	1,74	1,53	2,30	0,151	1,07	0,653	1024	68,1	907	18,1	941	27,7	**89**
	2	12	7332	3,31	11,4	2,94	0,0724	1,48	0,90	2,97	0,089	2,74	0,882	988	58,0	552	29,0	646	28,1	56
	2	13	3774	0,000	12,1	3,24	0,0722	2,25	0,83	2,52	0,084	3,31	0,769	980	88,3	519	33,0	613	22,8	53
	2	14	2784	1,65	13,4	2,60	0,0788	2,20	0,82	1,67	0,076	2,31	0,427	1140	84,9	474	21,1	607	14,9	42
	2	**15**	6971	2,79	6,33	3,51	0,0725	1,25	1,64	3,74	0,163	3,69	0,948	992	52,1	971	66,3	978	45,5	**98**
	2	16	2197	2,38	7,39	0,78	0,0763	0,77	1,43	0,90	0,135	0,768	0,584	1101	31,1	816	11,8	902	10,7	74
	2	17	18791	0,828	13,12	3,99	0,0737	2,98	0,78	4,54	0,078	4,03	0,711	1013	124	482	37,4	585	39,0	48
	2	18	1835	1,49	7,52	1,29	0,0723	0,63	1,34	1,26	0,134	1,17	0,862	989	25,7	810	17,9	861	14,9	82
	2	19	6372	4,83	7,69	3,04	0,0776	2,43	1,41	2,60	0,132	3,32	0,629	1121	99,2	797	49,4	890	30,6	71
	2	20	4372	3,06	10,3	2,00	0,0728	0,52	0,99	1,68	0,098	1,80	0,952	1006	21,3	604	20,8	698	17,2	60
	2	21	4053	0,000	11,6	4,83	0,0761	1,66	0,95	4,04	0,091	3,75	0,911	1085	67,3	560	40,4	674	40,4	52
	2	**22**	5501	4,10	5,36	1,79	0,0760	0,95	1,96	1,57	0,187	1,76	0,842	1091	37,3	1105	35,7	1100	20,7	**101**
	2	23	4616	0,188	7,72	2,05	0,0741	1,54	1,34	1,67	0,132	2,03	0,657	1026	61,6	798	30,5	860	19,8	78
	2	24	5280	0,611	11,5	3,75	0,0842	2,18	1,03	4,86	0,089	4,27	0,891	1286	85,5	550	44,7	714	48,1	43
	2	25	3957	1,09	14,4	3,09	0,0713	0,68	0,72	3,42	0,072	3,26	0,983	963	26,1	450	28,2	544	27,9	47

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC03E	2	26	5345	1,10	14,4	1,97	0,0726	0,87	0,71	2,39	0,071	2,24	0,941	997	34,2	441	19,0	543	19,5	44
	2	27	2482	0,308	9,08	2,08	0,0736	1,11	1,14	1,92	0,112	1,79	0,794	1019	45,7	685	23,4	769	20,8	67
	2	28	3299	0,643	14,7	2,36	0,0738	0,66	0,72	2,40	0,070	2,34	0,961	1033	25,8	436	19,7	545	20,3	42
	2	30	4454	11,3	9,42	3,50	0,0786	1,71	1,17	2,08	0,108	3,07	0,896	1153	64,5	662	38,7	785	22,7	57
	2	31	8750	0,000	12,0	4,87	0,0797	2,01	0,95	4,04	0,087	4,60	0,895	1178	74,1	539	47,5	674	41,4	46
	2	32	8822	5,81	8,61	2,68	0,0820	1,54	1,34	2,61	0,119	2,40	0,804	1232	57,6	724	32,9	858	30,5	59
	2	33	1908	1,71	5,62	1,82	0,0812	1,40	1,99	1,75	0,179	1,81	0,680	1219	56,5	1059	35,3	1110	23,4	87
	2	34	2952	2,29	8,37	1,74	0,0783	1,35	1,30	2,04	0,120	1,78	0,795	1148	53,2	730	24,6	845	23,7	64
	2	35	6184	2,78	14,69	2,50	0,0715	0,72	0,68	2,29	0,069	2,48	0,955	968	29,7	430	20,6	527	18,7	44
	2	36	3045	0,752	12,55	2,67	0,0763	1,75	0,85	2,16	0,081	2,57	0,726	1088	71,6	504	25,0	622	19,9	46
	1	37	1970	0,708	11,22	1,67	0,0720	0,66	0,89	1,69	0,089	1,55	0,920	982	26,8	552	16,4	644	16,3	56
	3	39	2538	0,298	10,21	0,77	0,0737	0,54	1,00	0,81	0,098	0,758	0,751	1030	21,7	603	8,7	701	8,2	59
	2	40	1822	0,586	8,50	2,03	0,0764	1,31	1,25	1,88	0,119	1,88	0,788	1098	49,6	722	25,7	822	21,6	66
	2	42	2161	3,24	13,15	2,27	0,0711	0,70	0,75	2,18	0,077	2,17	0,946	958	29,8	477	19,9	568	19,1	50
	2	43	6253	1,46	8,30	2,08	0,0720	0,93	1,22	2,58	0,123	2,42	0,930	980	38,1	745	33,7	804	27,2	76
	2	**44**	2189	2,92	6,06	0,83	0,0746	0,52	1,70	1,022	0,165	0,83	0,866	1054	20,9	984	15,2	1007	12,8	**93**
	2	45	722	2,72	7,47	1,70	0,0744	0,90	1,38	1,449	0,135	1,79	0,812	1048	37,7	816	27,3	880	17,4	78
	2	**46**	2201	0,114	5,55	0,75	0,0752	0,88	1,86	0,924	0,180	0,737	0,540	1071	34,8	1068	14,5	1066	12,1	**100**
	2	**48**	5837	3,69	5,93	3,61	0,0735	1,30	1,76	2,811	0,175	3,05	0,871	1018	58,1	1035	58,9	1023	38,3	**102**
	2	49	3399	2,04	15,7	2,79	0,0753	0,83	0,67	2,783	0,065	2,72	0,956	1072	34,5	404	21,3	518	22,5	38
22-JC10C	No zone	1	832	1,938	12,86	2,21	0,072	1,00	0,79	2,302	0,079	2,03	0,894	983	43,3	491	19,2	587	20,3	50
		2	1818	2,393	22,00	0,76	0,0770	0,75	0,48	0,860	0,045	0,734	0,574	1114	29,6	287	4,1	398	5,7	26
		3	792	0,595	6,06	1,57	0,0730	0,57	1,67	1,358	0,167	1,28	0,913	1010	23,2	994	23,8	996	18,0	**98**
		4	867	0,922	8,92	1,66	0,0755	1,32	1,17	1,535	0,112	1,54	0,643	1077	52,8	686	20,1	786	17,2	64
		5	1978	1,178	30,51	3,19	0,0862	2,63	0,39	2,847	0,033	3,32	0,678	1331	102	210	13,7	331	16,4	16
		6	1553	0,523	8,35	1,07	0,0725	0,64	1,20	1,201	0,120	1,02	0,841	995	26,4	731	14,1	797	13,5	73
		8	792	1,509	8,75	1,81	0,0754	1,67	1,19	2,373	0,115	1,72	0,678	1070	61,0	702	22,9	793	25,2	66

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC10C	No zone	9	1157	0,979	8,99	1,27	0,0733	1,06	1,12	1,344	0,112	1,33	0,658	1015	42,0	682	17,2	764	14,4	67
		10	1624	0,216	6,08	1,38	0,0735	0,77	1,67	1,305	0,165	1,28	0,825	1023	31,6	986	23,5	995	17,1	96
		11	1097	1,319	8,34	1,15	0,0748	0,61	1,24	1,297	0,120	1,08	0,884	1061	24,2	732	15,0	817	14,8	69
		12	1275	1,400	8,28	1,18	0,0760	0,95	1,26	1,433	0,121	1,17	0,759	1088	38,0	737	16,3	827	16,1	68
		13	1276	0,479	10,56	1,28	0,0724	0,95	0,94	1,447	0,095	1,22	0,754	993	37,6	584	13,7	673	14,4	59
		14	1165	0,702	20,37	2,79	0,0718	1,74	0,50	3,182	0,051	2,99	0,834	966	65,1	318	18,5	407	21,2	33
		15	2174	1,284	29,64	2,44	0,0844	1,33	0,40	2,101	0,034	2,58	0,848	1294	52,2	218	11,1	338	12,0	17
		16	1218	1,223	8,55	0,87	0,0773	0,74	1,25	1,068	0,117	0,898	0,738	1126	28,7	714	12,1	821	11,9	63
		18	836	1,919	8,60	1,18	0,0737	0,73	1,18	1,095	0,116	1,11	0,790	1032	29,6	710	14,9	791	12,2	69
		19	1375	3,683	12,65	1,40	0,0744	1,28	0,80	1,445	0,079	1,35	0,541	1047	52,3	491	12,8	598	13,0	47
		20	1058	1,393	11,17	1,09	0,0743	0,92	0,92	1,125	0,090	1,05	0,639	1046	38,0	553	11,1	659	10,9	53
		21	659	1,848	20,44	1,56	0,0722	1,56	0,49	2,168	0,049	1,64	0,607	975	67,5	310	9,9	403	14,4	32
		23	1708	1,267	20,69	2,41	0,0750	0,94	0,51	2,513	0,049	2,31	0,920	1064	37,7	308	13,9	416	17,1	29
		24	1208	0,588	18,00	2,83	0,0716	1,16	0,56	2,683	0,057	2,60	0,886	966	47,7	358	18,2	450	19,7	37
		25	291	1,105	6,63	2,40	0,0744	1,02	1,60	3,003	0,155	2,49	0,934	1045	40,0	926	42,8	961	36,5	**89**
		26	806	0,312	28,31	3,92	0,0745	1,25	0,39	2,992	0,038	3,05	0,924	1041	45,0	241	14,5	331	17,2	23
		27	1258	1,669	11,94	1,02	0,0758	0,81	0,88	1,362	0,084	1,00	0,794	1084	32,7	519	9,9	638	13,0	48
		28	2107	0,497	22,10	1,74	0,0902	1,38	0,57	1,668	0,045	1,78	0,656	1423	54,9	287	10,0	455	12,2	20
		29	1699	0,463	25,25	2,44	0,0766	1,27	0,42	2,749	0,040	2,82	0,876	1108	51,0	252	13,9	355	16,2	23
		30	835	4,168	6,82	1,08	0,0800	0,82	1,62	1,098	0,147	1,04	0,700	1191	31,3	885	17,2	977	13,8	74
		32	1343	1,301	24,59	4,34	0,0752	1,97	0,44	3,741	0,043	3,98	0,890	1060	78,3	269	21,0	366	23,2	25
		33	1992	0,926	22,70	2,06	0,0744	1,21	0,46	2,501	0,044	2,06	0,874	1047	49,0	279	11,3	382	16,0	27
		34	1360	2,370	17,21	1,82	0,0716	1,52	0,58	1,675	0,059	1,82	0,543	962	66,4	367	13,0	461	12,4	38
		35	1254	3,587	19,52	2,59	0,0735	1,16	0,53	2,712	0,052	2,20	0,905	1020	47,1	327	14,1	431	19,3	32
		36	1098	0,645	33,99	4,13	0,0745	2,08	0,32	6,580	0,032	5,21	0,815	1035	69,7	204	20,9	273	33,5	20
		37	693	1,062	6,63	1,19	0,0729	0,91	1,52	1,107	0,151	1,25	0,638	1005	40,3	908	21,0	939	13,4	**90**
		38	1387	0,321	12,85	1,34	0,0725	0,82	0,79	1,306	0,078	1,27	0,789	995	33,5	484	11,9	588	11,8	49
		39	833	1,363	12,02	1,91	0,0778	1,04	0,90	1,902	0,084	1,71	0,854	1135	41,5	518	17,1	652	18,4	46

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC10C	No zone	40	1088	0,111	6,07	1,16	0,0729	0,91	1,66	1,421	0,165	1,17	0,760	1007	36,4	984	21,4	993	17,8	98
		41	1025	0,773	8,56	1,01	0,0724	0,83	1,17	1,153	0,117	1,00	0,708	993	33,4	712	13,5	786	12,6	72
		42	893	0,554	7,02	1,23	0,0736	0,84	1,46	1,285	0,142	1,25	0,790	1029	34,4	858	20,1	913	15,7	83
		43	1056	1,164	15,40	2,22	0,0754	1,98	0,68	2,934	0,065	2,25	0,762	1074	79,8	406	17,7	523	24,0	38
		44	1198	0,828	17,90	1,30	0,0727	1,50	0,56	2,026	0,056	1,31	0,688	999	59,1	351	8,9	451	14,7	35
		45	478	1,533	6,40	1,49	0,0749	1,72	1,63	1,580	0,157	1,44	0,484	1054	55,6	940	25,3	979	19,3	**89**
		47	447	0,072	6,53	1,81	0,0737	0,98	1,57	1,772	0,154	1,86	0,851	1030	40,2	923	31,9	957	21,8	**90**
		48	1868	0,317	26,10	2,37	0,0770	1,90	0,42	2,301	0,039	2,00	0,705	1104	57,3	247	9,7	352	13,7	22
		49	420	0,072	5,91	1,81	0,0732	0,85	1,74	1,920	0,171	1,80	0,892	1014	34,2	1014	33,7	1019	24,6	**100**
		50	262	0,310	5,98	2,03	0,0731	1,02	1,72	1,89	0,170	2,14	0,858	1009	41,8	1009	39,7	1013	24,5	**100**
22-JC17A	No zone	1	910	0,067	7,47	2,86	0,0775	0,68	1,48	2,49	0,138	2,34	0,957	1131	26,3	830	36,9	917	31,5	73
		2	539	0,064	7,73	3,10	0,0770	1,59	1,42	3,85	0,131	2,97	0,919	1115	61,6	796	44,5	890	46,1	71
		3	1126	0,063	5,53	1,42	0,0756	1,04	1,88	1,61	0,181	1,37	0,743	1081	42,2	1071	27,1	1072	21,3	**99**
		4	935	0,766	5,29	3,37	0,0752	3,09	1,98	3,76	0,191	3,25	0,595	1061	124	1124	67,1	1104	50,5	**106**
		5	1361	0,049	5,11	1,38	0,0772	0,85	2,09	1,30	0,196	1,22	0,767	1123	33,8	1153	26,1	1143	18,1	**103**
		6	1209	0,053	5,07	1,06	0,0772	0,87	2,10	1,13	0,197	1,07	0,647	1122	34,6	1161	22,7	1149	15,4	**104**
		7	191	0,250	20,5	12,6	0,0744	4,31	0,727	11,4	0,067	9,61	0,968	966	226	416	77,8	524	98,7	43
		9	1086	0,039	7,77	1,65	0,0742	0,62	1,34	1,72	0,130	1,52	0,935	1044	24,8	786	22,6	860	20,1	75
		10	1364	0,063	5,05	3,07	0,0742	2,46	2,00	2,21	0,199	2,77	0,604	1040	97,4	1168	59,7	1116	29,9	112
		11	1062	0,051	10,4	2,45	0,0783	1,02	1,07	2,58	0,099	2,36	0,928	1149	37,1	605	27,3	732	26,9	53
		12	1316	0,231	26,4	14,5	0,0734	5,37	0,463	19,0	0,045	14,8	0,955	995	213	282	81,7	373	115	28
		13	1544	0,080	5,02	1,60	0,0788	1,38	2,14	1,67	0,199	1,63	0,661	1161	54,8	1171	34,9	1161	23,1	**101**
		14	1416	0,071	5,73	1,79	0,0804	1,71	1,91	2,97	0,175	1,86	0,861	1201	66,7	1037	35,5	1083	39,2	86
		15	3085	0,587	4,37	1,57	0,0765	0,97	2,41	2,28	0,228	1,59	0,936	1107	38,4	1326	38,1	1244	32,2	120
		16	1250	0,035	6,13	1,34	0,0773	0,47	1,74	1,31	0,163	1,26	0,941	1129	18,5	976	22,9	1024	17,3	86
		17	760	0,105	15,1	3,26	0,0791	1,62	0,735	3,62	0,068	3,12	0,920	1167	60,1	421	25,5	557	31,6	36
		18	1338	0,080	8,04	3,22	0,0762	1,17	1,35	4,06	0,129	3,50	0,946	1095	42,5	778	51,0	861	44,8	71

Tableau A. 3 : Données isotopiques des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons traités par abrasion chimique (CA) : 22JC03E, 22JC10C et 22JC17A (en gras, analyses utilisées pour le calcul d'âge final). (suite)

22-JC17A	No zone	**19**	1109	0,040	5,37	1,05	0,0753	0,93	1,94	1,45	0,186	1,06	0,745	1075	37,0	1099	21,5	1095	19,1	**102**
		20	745	0,430	5,28	1,35	0,0781	0,98	2,06	1,64	0,190	1,32	0,802	1144	36,7	1122	27,2	1134	21,9	**98**
		21	993	0,117	5,25	3,05	0,0802	1,24	2,11	2,78	0,192	2,52	0,891	1198	47,3	1132	53,0	1149	38,3	**95**
		22	982	0,157	5,03	0,96	0,0782	0,64	2,15	1,19	0,199	0,965	0,836	1150	25,6	1169	20,6	1164	16,4	**102**
		23	1222	0,037	5,12	0,83	0,0782	0,73	2,11	1,11	0,195	0,835	0,736	1151	29,1	1148	17,5	1150	15,1	**100**
		24	1055	0,068	5,79	3,04	0,0778	0,84	1,87	2,51	0,174	2,59	0,949	1141	34	1033	49,9	1067	34,0	**91**

Tableau A. 4 : Sommaire des résultats géochronologiques par datation U-Pb LA-ICP-MS des échantillons de la région du réservoir Baskatong et de Grand-Remous

Échantillon	**Latitude, longitude**	**Minéral daté**	**Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma)***	**Âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma)****	**Relations de terrain**	**Interprétation tectonique**
22JC03C Pegmatite granitique	46.62, -75.92	Zircon	1203 ± (4) 17 (MSWD=4; n=37/37)	1193 ± (5) 16 (MSWD=1; n=32/37)	Recoupe les unites métasédimentaires (quartzite, métapelite)	Intrusion pré- à syn-tectonique
22JC07E Pegmatite syénitique	46.82, -75.86	Zircon	1165 ± (3) 16 (MSWD=5; n=39/55)	1157 ± (4) 16 (MSWD=1; n=30/55)	Composée de phénocristaux automorphes de titanite alignés préférentiellement à la déformation de la roche hôte	Intrusion syn-tectonique
22JC17C Leucosome granitique à orthopyroxène	46.79, -75.97	Zircon	1162 ± (5) 16 (MSWD=0.7; n=51/51)		Situé dans le quadrant extensif d'un boudin mafique à grenat cisaillé dans la CMBBZ	Intrusion syn-cinématique dans la CMBBZ
22JC17A Pegmatite déformée	46.79, -75.97	Zircon (CA)	1138 ± (11) 17 (MSWD=3; n=11/24)	1149 ± (12) 18 (MSWD=1; n=8/24)	Recoupe les unités hôtes de la CMBBZ	Intrusion tardi-déformation
22JC03E Matériel felsique en marge du dyke de Chevreuil	46.62, -75.92	Zircon (CA)	1060 ± (13) 18 (MSWD=6; n=7/49)	1053 ± (13) 18 (MSWD=2; n=6/49)	Recoupe les unités métasédimentaires mais se fait recouper par le dyke de Guénette	Intrusion post-tectonique
22JC10C Dyke granitique rose tardif	46.81, -75,81	Zircon (CA)	1027 ± (11) 16 (MSWD=1; n=10/50)		Recoupe les lithologies hôtes	Intrusion post-tectonique
22JC07D Dyke granitique rose tardif	46.82, -75.86	Zircon	1024 ± (5) 14 (MSWD=3; n=41/51)	1022 ± (6) 15 (MSWD=1 n=34/51)	Recoupe les lithologies hôtes	Intrusion post-tectonique

Notes: Les incertitudes des âges présentées comprennent l'erreur standard (entre parentheses) et l'erreur systématique combinée à l' erreur standard (sans parenthèses). CA = chemical abrasion (abrasion chimique), MSWD = Mean Square of Weighted Deviates, n = nombre d'analyses.

*Âge présenté avec exclusion d'analyses ayant une discordance de ±10% (à 2σ) entre les systèmes $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$.

**Âge présenté avec exclusion d'analyses ayant une discordance de ±10% (à 2σ) entre les systèmes $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$, et l'exclusion d'analyses supplémentaires pour inclure seulement une population homogène dans le calcul final d'âge moyen pondéré.

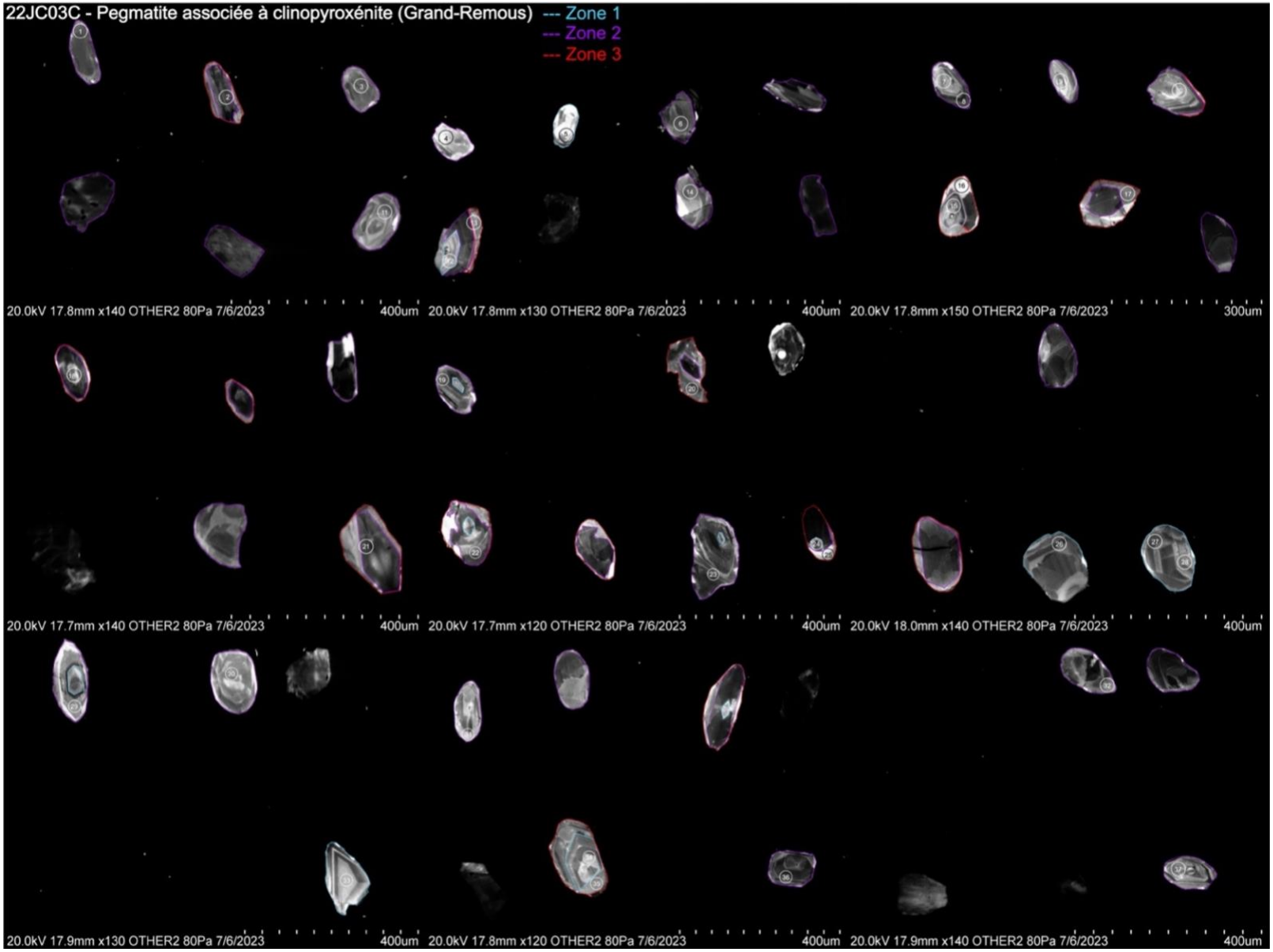


Figure A. 1 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC03C avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve, type 3 en rouge) et localisation de points de 30 µm de diamètre.

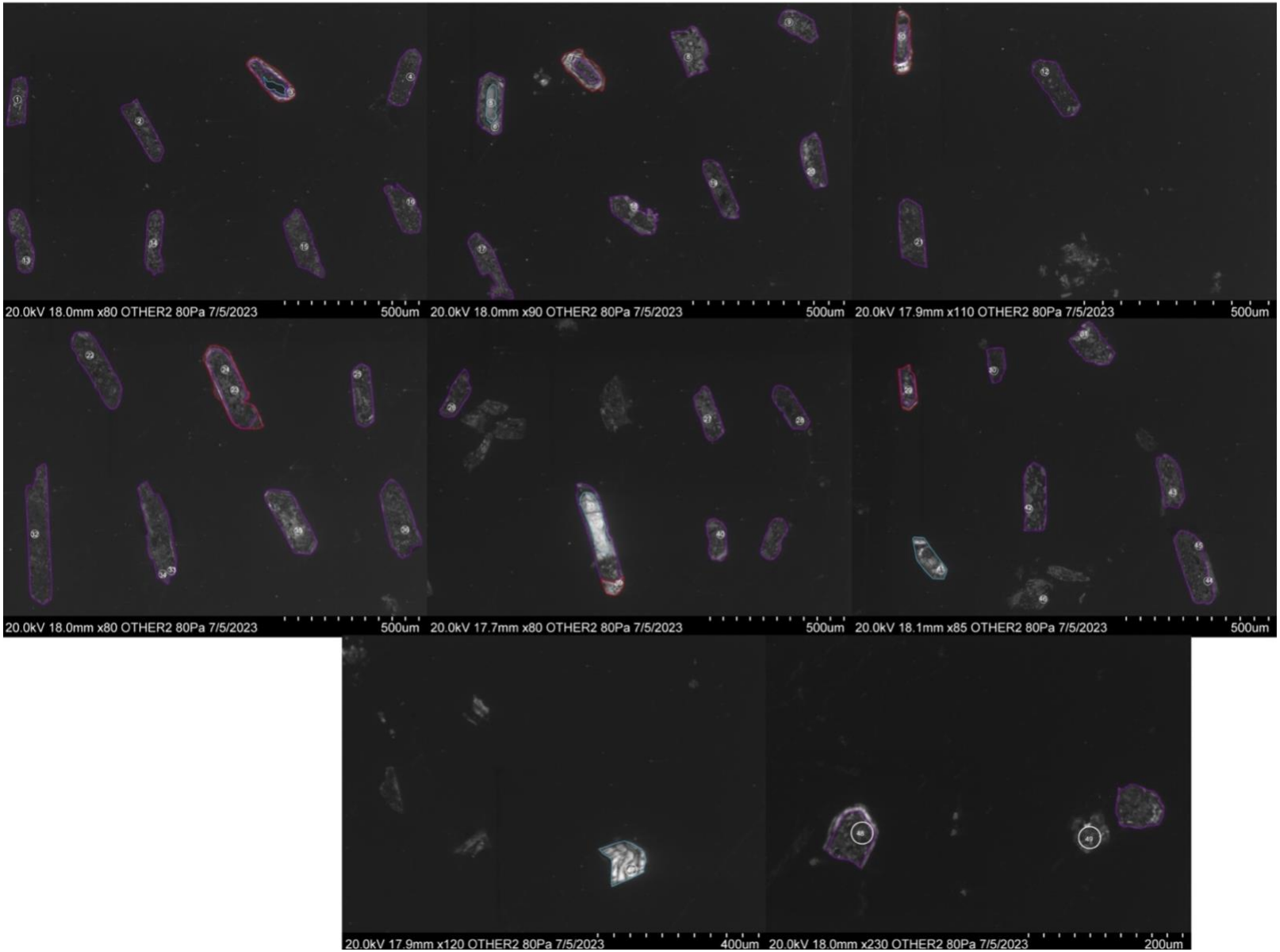


Figure A. 2 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC03E avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve, type 3 en rouge) et localisation de points de 30 µm de diamètre.

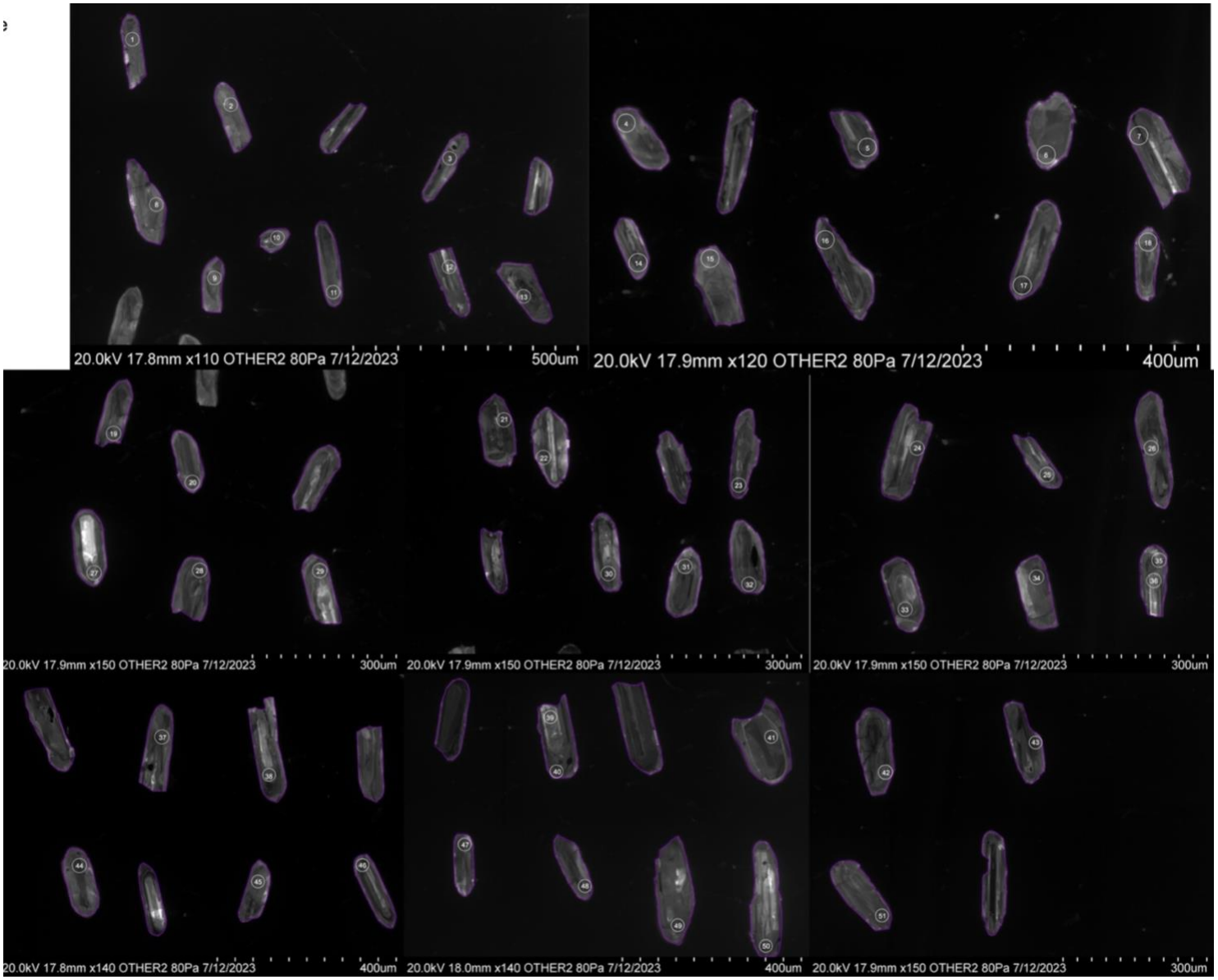


Figure A. 3 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC07D et localisation de points de 30 µm de diamètre.

Figure A.4 (Légende sur la page suivante.)

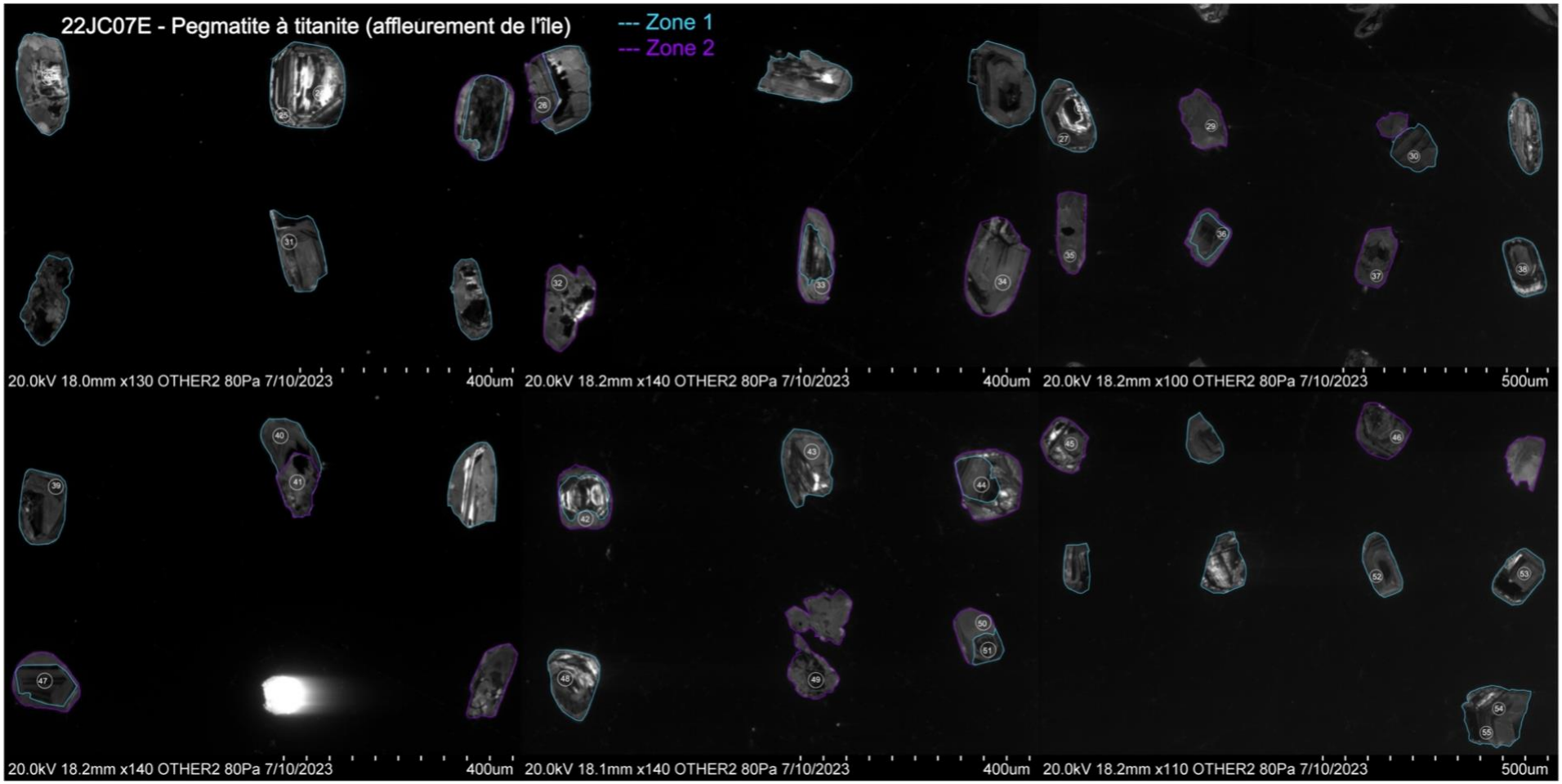


Figure A. 4 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC07E avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve) et localisation de points de 30 µm de diamètre.

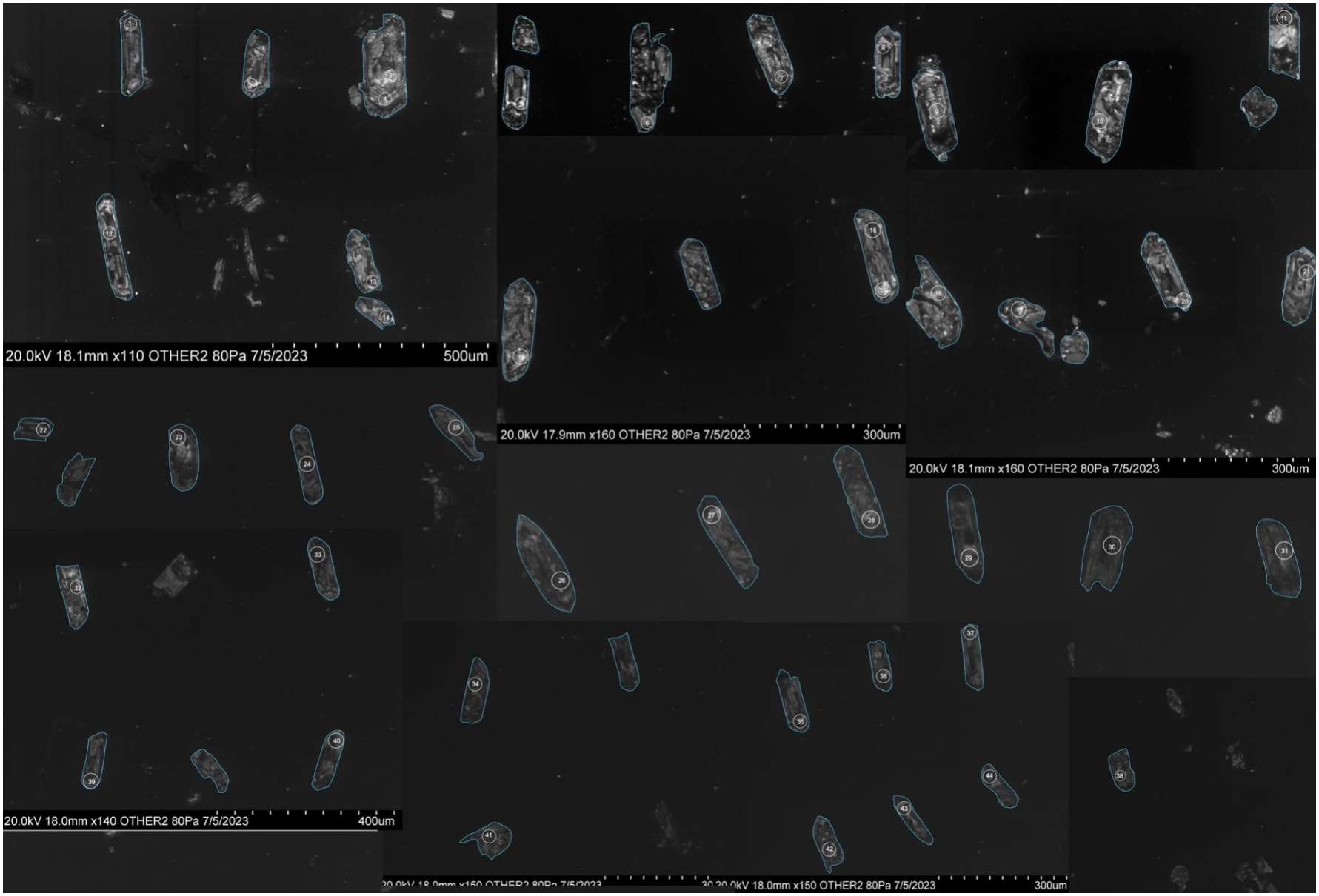


Figure A. 5 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC10C et localisation de points de 30 µm de diamètre.

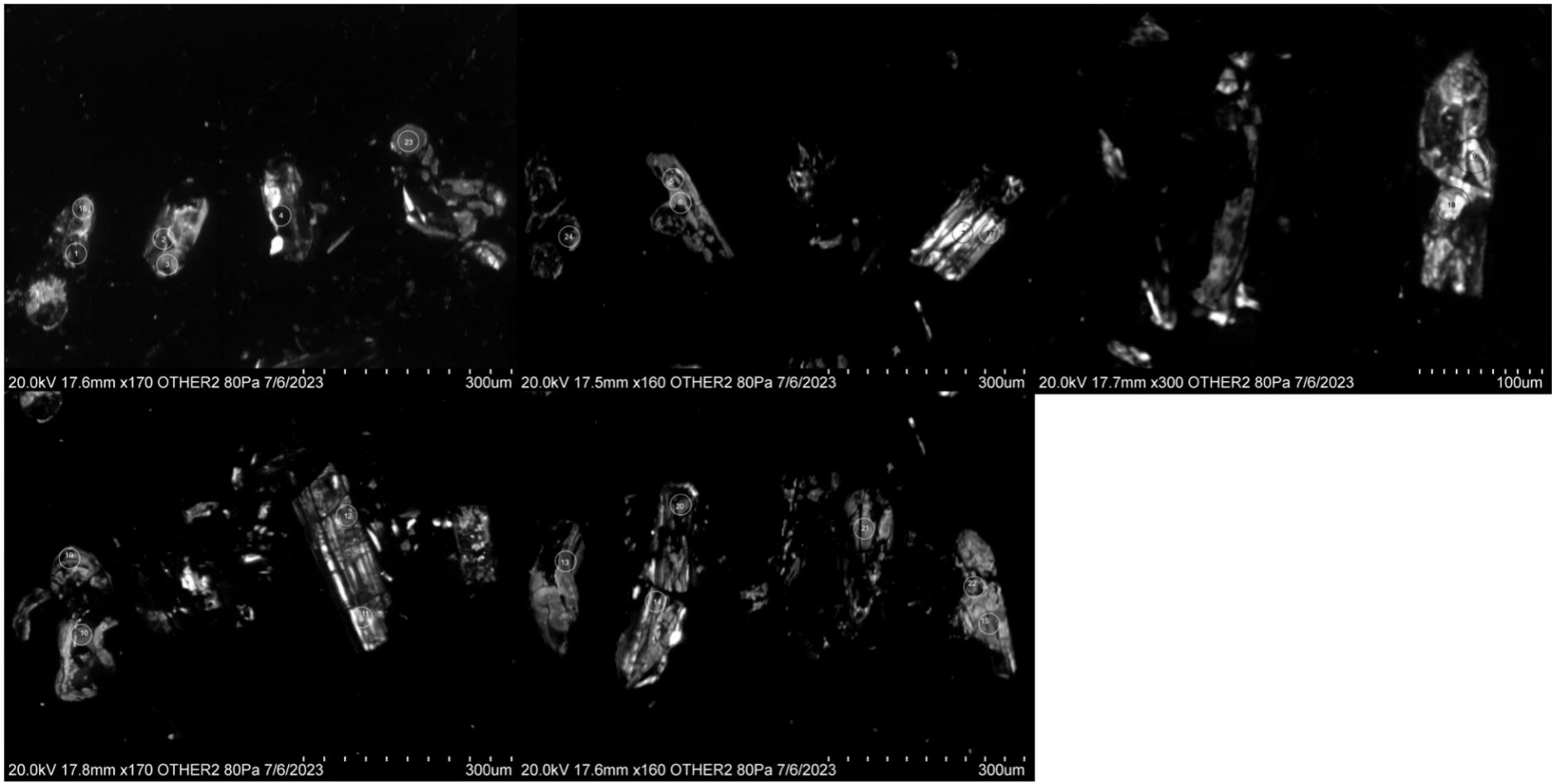


Figure A. 6 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC17A et localisation de points de 30 µm de diamètre.

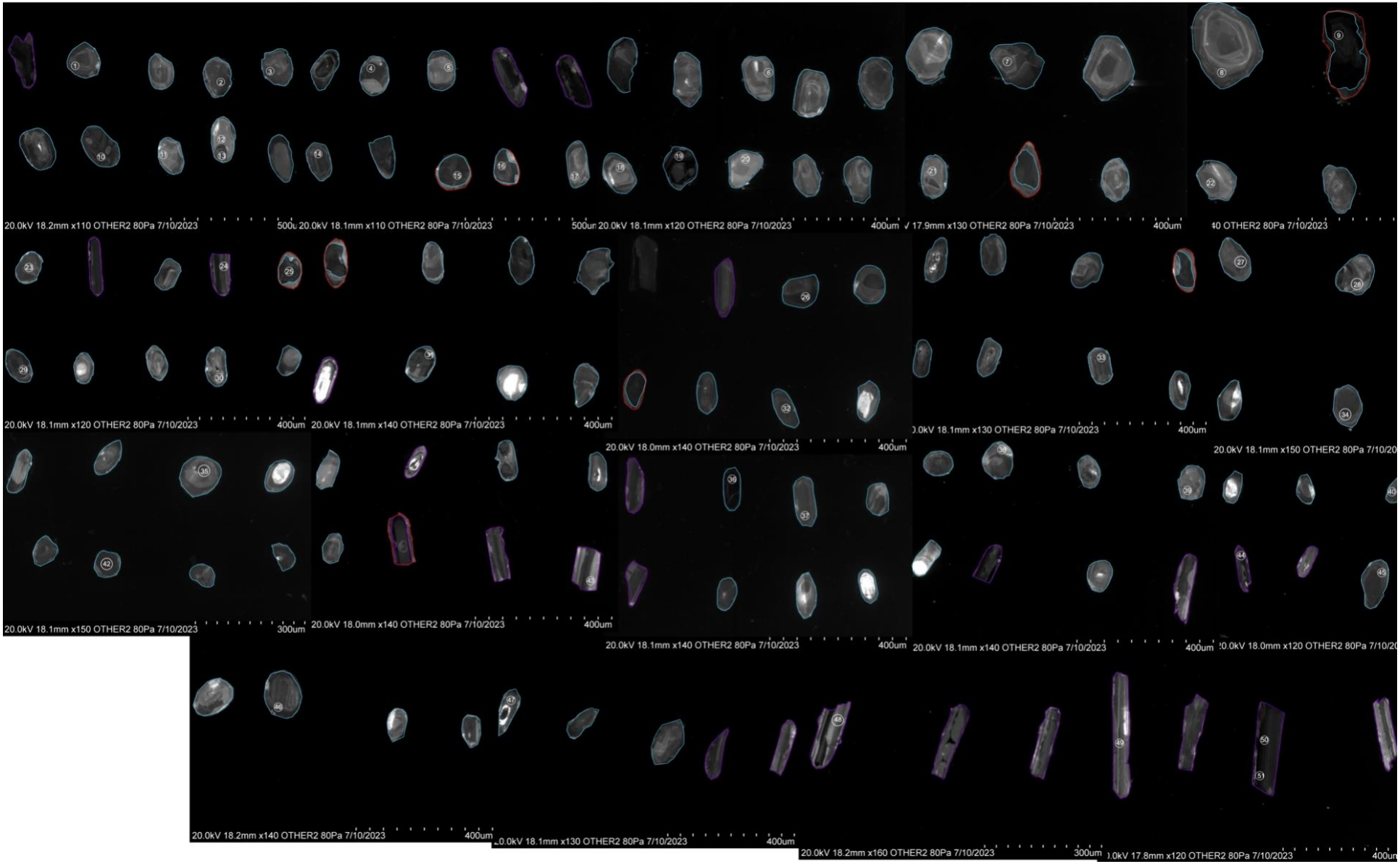


Figure A. 7 : Photographies par imagerie cathodoluminescence de tous les zircons de l'échantillon 22-JC17C avec traçage des zones identifiées (type 1 en bleu, type 2 en mauve) et localisation de points de 30 µm de diamètre.

ANNEXE B TABLEAUX ET FIGURES COMPLÉMENTAIRES AUX DONNÉES GÉOCHIMIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

Tableau B. 1 : Analyses géochimiques complètes des 25 échantillons.

			Sample reference number																
Trace elements (ppm)	Analysis method	Detection limit	22-JC03A	22-JC03B1	22-JC06AB	22-JC07A3	22-JC07B1	22-JC07C	22-JC07E	22-JC10B	22-JC11A	22-JC11B	22-JC15AB	22-JC15B	22-JC15C1	22-JC16B	22-JC17B2	22-JC21A	22-JC21B
V	FUS-MS	5	125	16	8	10	38	< 5	19	< 5	10	190	28	28	22	< 5	475	10	< 5
Cr		20	80	40	30	< 20	< 20	30	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	190	< 20	< 20
Co		1	19	14	1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	26	< 1	< 1	< 1	< 1	36	< 1	< 1
Ni		20	40	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20
Cu		10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	30	< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn		30	40	< 30	< 30	< 30	190	< 30	< 30	< 30	< 30	190	370	410	360	< 30	220	40	< 30
Ga		1	23	5	25	2	10	17	21	25	1	23	6	3	2	< 1	26	15	1
Ge		0,5	2	1,3	1,7	< 0.5	2,5	1,5	1,9	1,5	< 0.5	0,8	0,9	0,8	0,7	< 0.5	2	0,9	< 0.5
As		5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb		1	161	12	234	5	79	143	307	315	7	46	2	1	< 1	< 1	66	88	3
Sr		2	160	51	117	3140	188	519	721	49	336	1890	2890	752	407	3670	137	1670	1280
Y		0,5	32,7	17,6	8,8	48,3	16,1	8,2	91,6	3,2	2,2	58,1	71,8	51,6	27,4	7,7	50,3	8,1	43,6
Zr		1	284	42	130	18	27	75	68	15	5	363	52	28	18	< 1	154	142	5
Nb		0,2	11,7	0,5	20,4	1,3	6,2	1,5	46,4	7,1	0,3	18,2	1,1	0,5	0,2	< 0.2	7,8	3,6	< 0.2
Mo		2	< 2	3	2	< 2	< 2	2	< 2	2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag		0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In		0,1	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,1	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,2	< 0.1	< 0.1
Sn		1	4	1	1	< 1	3	< 1	10	1	< 1	2	2	1	1	< 1	3	1	< 1
Sb		0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,7	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs		0,1	2,4	0,2	1,6	0,2	2,8	0,7	4,7	2,1	0,5	0,7	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,8	1,5	0,2
Ba		3	995	82	317	35	297	1050	1580	84	41	3470	426	47	29	318	222	739	36

Tableau B. 1 : Analyses géochimiques complètes des 25 échantillons. (suite)

			Sample reference number																
Trace elements (ppm)	**Analysis method**	**Detection limit**	**22-JC03A**	**22-JC03B1**	**22-JC06AB**	**22-JC07A3**	**22-JC07B1**	**22-JC07C**	**22-JC07E**	**22-JC10B**	**22-JC11A**	**22-JC11B**	**22-JC15AB**	**22-JC15B**	**22-JC15C1**	**22-JC16B**	**22-JC17B2**	**22-JC21A**	**22-JC21B**
La	**FUS-MS**	0,05	37,7	6,91	94,8	258	34,1	8,2	64,4	1,33	1,57	152	308	146	41,3	293	19,3	81,9	183
Ce		0,05	68	19,9	180	503	76,4	16,4	237	2,65	2,5	317	692	412	138	411	45,9	114	279
Pr		0,01	9,35	3,09	19,6	54,4	9,25	2,1	38,2	0,31	0,35	39	80,5	57	22,8	34,2	6,91	9,93	26,9
Nd		0,05	37	13,8	65,3	187	35,5	8,26	163	1,28	1,47	156	310	233	97,8	89,3	32,2	29,7	85,6
Sm		0,01	7,71	3,63	9,94	23,9	6,58	1,97	39,6	0,37	0,32	26,1	48,4	41	17,7	7,18	9,05	4,01	13,6
Eu		0,005	1,79	0,811	0,708	4,43	0,957	0,701	2,89	0,149	0,1	6,01	12,5	10,1	4,68	2,13	2,22	0,819	2,2
Gd		0,01	6,27	3,26	5,22	12,8	3,97	1,58	26,5	0,35	0,36	15,9	25,4	21	9,88	2,61	9,08	2,39	9,68
Tb		0,01	1,06	0,57	0,57	1,57	0,64	0,29	4,02	0,07	0,06	2,07	3,09	2,48	1,23	0,25	1,61	0,35	1,42
Dy		0,01	6,05	3,4	2,16	7,62	3,35	1,62	20,5	0,45	0,32	10,8	14,6	11,4	5,74	1,22	9,45	1,67	7,52
Ho		0,01	1,22	0,69	0,34	1,39	0,64	0,32	3,54	0,1	0,06	2,02	2,51	1,95	0,97	0,2	1,88	0,29	1,39
Er		0,01	3,43	1,84	0,81	4,03	1,77	0,86	9,17	0,3	0,19	5,35	6,79	4,89	2,6	0,5	5,38	0,71	3,81
Tm		0,005	0,497	0,269	0,117	0,587	0,254	0,127	1,16	0,049	0,028	0,761	1,01	0,691	0,398	0,061	0,774	0,096	0,552
Yb		0,01	3,22	1,57	0,76	3,85	1,6	0,7	6,26	0,38	0,17	4,56	7,31	4,63	2,79	0,32	4,79	0,61	3,45
Lu		0,002	0,51	0,238	0,122	0,643	0,287	0,1	0,842	0,062	0,027	0,725	1,27	0,7	0,478	0,045	0,739	0,09	0,494
Hf		0,1	6,5	1	4,4	0,3	0,8	2,2	2,4	0,7	0,2	7	1,2	0,4	0,3	< 0.1	4	3,7	0,1
Ta		0,01	0,69	0,07	1,73	0,08	0,76	0,3	6,33	0,86	0,01	0,93	0,01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,44	0,25	< 0.01
W		0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1,5	0,9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,7	< 0.5
Tl		0,05	0,62	0,05	1,62	< 0.05	0,38	0,78	1,62	1,87	0,06	0,29	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0,49	0,5	< 0.05
Pb		5	11	< 5	29	13	6	12	24	31	< 5	34	229	232	1630	78	13	38	41
Bi		0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,1	< 0.1	0,7	< 0.1	< 0.1	0,2	< 0.1
Th		0,05	6,46	0,83	61,3	3,79	6,01	1,29	22,9	6	0,29	8,89	539	334	170	3,54	0,87	4,66	19,7
U		0,01	0,82	0,24	4,31	0,81	1,58	0,89	4,64	2,23	0,17	2,13	46,6	10,5	7,62	0,26	0,32	0,86	2,23

Tableau B. 1 : Analyses géochimiques complètes des 25 échantillons. (suite)

			Sample reference number																
Major elements (%)	**Analysis method**	**Detection limit**	**22-JC03A**	**22-JC03B1**	**22-JC06AB**	**22-JC07A3**	**22-JC07B1**	**22-JC07C**	**22-JC07E**	**22-JC10B**	**22-JC11A**	**22-JC11B**	**22-JC15AB**	**22-JC15B**	**22-JC15C1**	**22-JC16B**	**22-JC17B2**	**22-JC21A**	**22-JC21B**
Co_3O_4	**FUS-XRF**	0,005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,006	< 0.005	< 0.005
CuO		0,005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005
NiO		0,003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003
SiO_2		0,01	58,4	84,82	72,94	10,53	51,54	72,72	62,89	76,35	2,74	47,86	45,95	53,38	52,97	1,59	42,83	54,37	9,7
Al_2O_3		0,01	14,92	3,26	13,61	0,67	3,29	14,31	16,44	12,95	0,65	15,93	0,76	0,84	0,42	0,22	15,52	15,86	0,54
Fe_2O_3(T)		0,01	7,98	2,93	1,37	0,62	3,11	1,18	0,54	0,53	0,49	10,83	3,98	2,79	1,95	0,43	16,11	1	0,34
MnO		0,005	0,08	0,06	0,008	0,056	0,16	0,01	0,02	0,01	0,014	0,145	0,511	0,382	0,287	0,104	0,256	0,034	0,046
MgO		0,01	4,47	2,29	0,33	3,21	15,54	0,51	1,23	0,1	3,29	4,2	13,22	16,23	17,09	4,12	7,55	7,99	4,67
CaO		0,01	3,16	3,86	0,87	49,29	22,08	1,42	2,63	0,52	51,64	6,39	25,69	23,6	24,6	49,57	9,54	11,46	48,17
Na_2O		0,01	0,8	0,3	2,31	0,11	0,51	3,29	1,6	3,8	0,07	3,57	1,15	0,88	0,45	0,1	2,47	3,63	0,05
K_2O		0,01	6,66	0,35	7,59	0,05	0,94	5,97	12,1	5,32	0,14	2,39	0,08	0,06	0,01	0,01	2,06	2,3	0,01
Co_3O_4		0,01	1,24	0,12	0,31	0,04	0,14	0,05	0,96	0,04	0,05	2,14	0,07	0,03	0,03	< 0.01	2,58	0,13	0,01
TiO_2		0,01	0,09	0,04	0,06	0,55	0,03	0,08	0,18	0,01	0,03	1,8	0,16	0,51	0,09	0,01	0,21	0,04	0,01
P_2O_5		0,01	0,02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,03	0,01	< 0.01
Cr_2O_3		0,01	0,017	0,003	< 0.003	< 0.003	0,009	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.003	0,027	< 0.003	0,004	0,003	< 0.003	0,084	< 0.003	< 0.003
V_2O_5		0,003	1,64	1,51	1,04	35,01	2,44	0,97	0,73	0,46	41,39	3,65	8,15	2,08	2,01	42,47	1,5	2,34	36,19
LOI	**GRAV**	0,01	99,46	99,54	100,4	100,1	99,78	100,5	99,31	100,1	100,5	98,93	99,72	100,8	99,9	98,63	100,7	99,16	99,74
Total	**FUS-XRF**	0,01	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,006	< 0.005	< 0.005

Tableau B. 1 : Analyses géochimiques complètes des 25 échantillons. (suite)

			Sample reference number																
Fluorescence (%)	**Analysis method**	**Detection limit**	**22-JC03A**	**22-JC03B1**	**22-JC06AB**	**22-JC07A3**	**22-JC07B1**	**22-JC07C**	**22-JC07E**	**22-JC10B**	**22-JC11A**	**22-JC11B**	**22-JC15AB**	**22-JC15B**	**22-JC15C1**	**22-JC16B**	**22-JC17B2**	**22-JC21A**	**22-JC21B**
C-Total	**CS**	0,01	0,11	0,2	0,04	9,99	0,34	0,03	0,04	0,02	11,8	0,21	2,07	0,39	0,38	12,1	0,23	0,1	10,2
Total S		0,01	0,11	0,12	0,45	< 0.01	0,02	0,24	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,34	0,03	< 0.01	0,02	0,03	0,03	< 0.01	< 0.01
F	**FUS-ISE**	0,01	0,12	0,03	0,02	0,13	0,38	< 0.01	0,08	< 0.01	0,12	0,21	0,2	0,16	0,07	0,05	0,11	0,08	0,02
Trace elements (ppm)																			
As	**AR-MS**	0,1	1,3	1	0,2	< 0.1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	< 0.1	< 0.1	0,1	0,2	< 0.1	0,2	0,4	< 0.1
Bi		0,02	< 0.02	< 0.02	0,02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0,03	0,05	0,03	0,42	< 0.02	< 0.02	0,07	< 0.02
Sb		0,02	0,02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0,03	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0,02	0,05	0,07	0,36	0,02	< 0.02	0,05	< 0.02
Se		0,1	< 0.1	0,1	0,1	< 0.1	< 0.1	0,2	0,3	0,2	0,3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,2	0,2	< 0.1	0,2	< 0.1
Te		0,02	< 0.02	0,02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0,03	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Ag	**TD-MS**	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Cd		0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,3	0,4	0,6	< 0.2	0,3	< 0.2	< 0.2
Co		0,5	17,7	12,6	1,1	0,7	2,7	1,4	0,5	< 0.5	0,6	23,5	1,2	0,6	0,5	< 0.5	33,8	1,4	< 0.5
Cr		1	47	22	21	3	2	9	2	20	4	8	3	3	2	7	125	4	1
Cu		0,5	8,2	8,3	8,1	1,1	7,1	26	0,9	< 0.5	0,8	11,7	0,9	1,2	0,7	2,1	3,1	2,9	0,8
In		0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Li		1	55	13	9	4	71	5	12	2	4	35	22	14	9	1	22	31	3
Ni		1	26	5	< 1	2	3	< 1	1	< 1	1	7	< 1	1	1	1	24	1	< 1
Mn		2	482	450	36	360	1200	61	107	42	67	1130	3820	2660	1920	655	2000	256	300
Mo		1	< 1	3	2	< 1	< 1	1	< 1	1	< 1	3	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Pb		2	14	4	39	17	6	16	29	37	4	43	280	293	2070	98	16	42	49
Zn		0,5	34,4	10,2	5	14,6	170	< 0.5	2,2	12,1	5,9	122	307	333	290	1,8	210	33,2	12,3

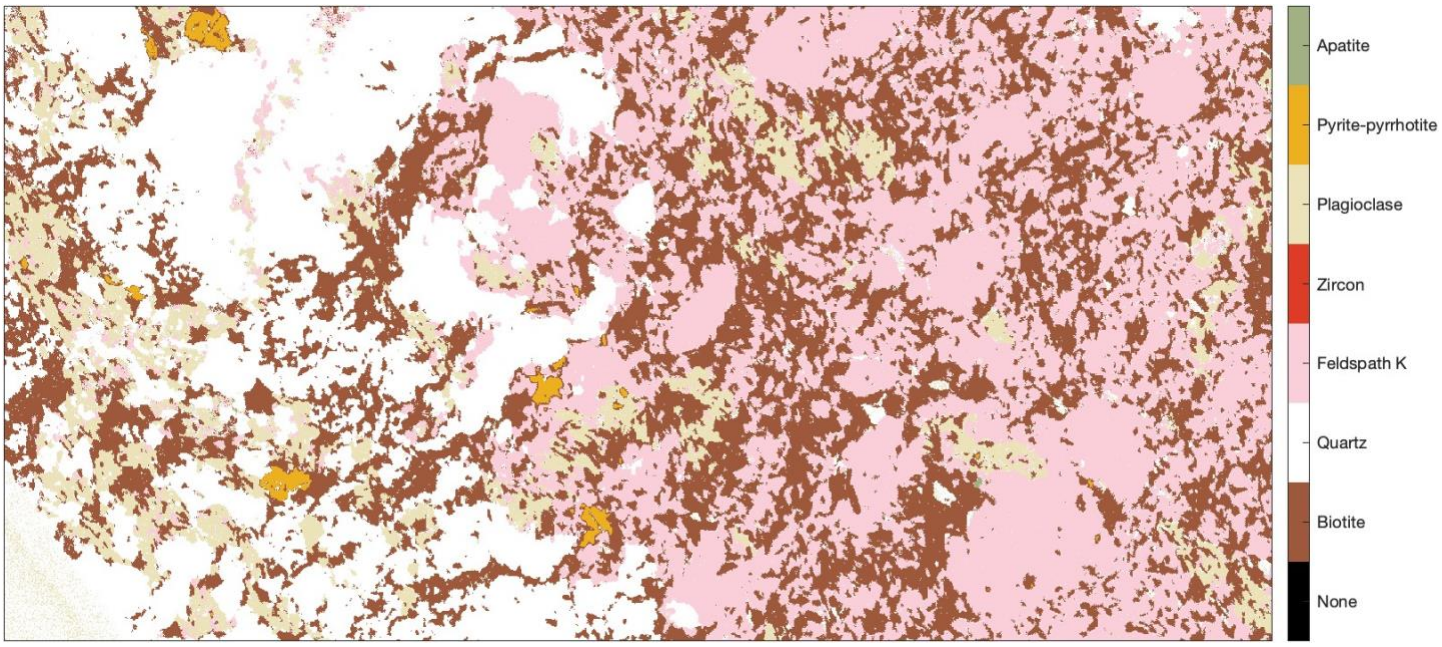


Figure B. 1 : Carte pétrographique d'une unité de métapélite (échantillon 22-JC03A, Grand-Remous).

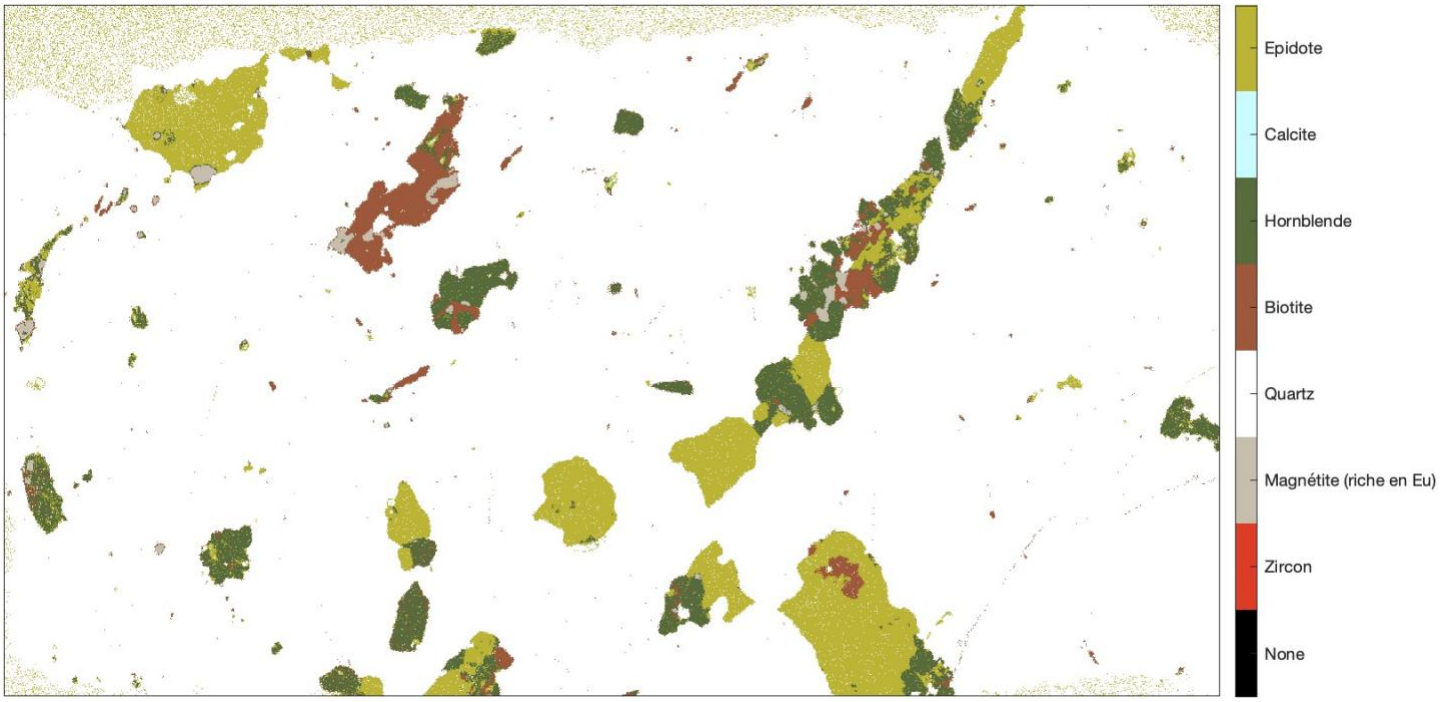


Figure B. 2 : Carte pétrographique d'une unité de quartzite (échantillon 22-JC03B, Grand-Remous).

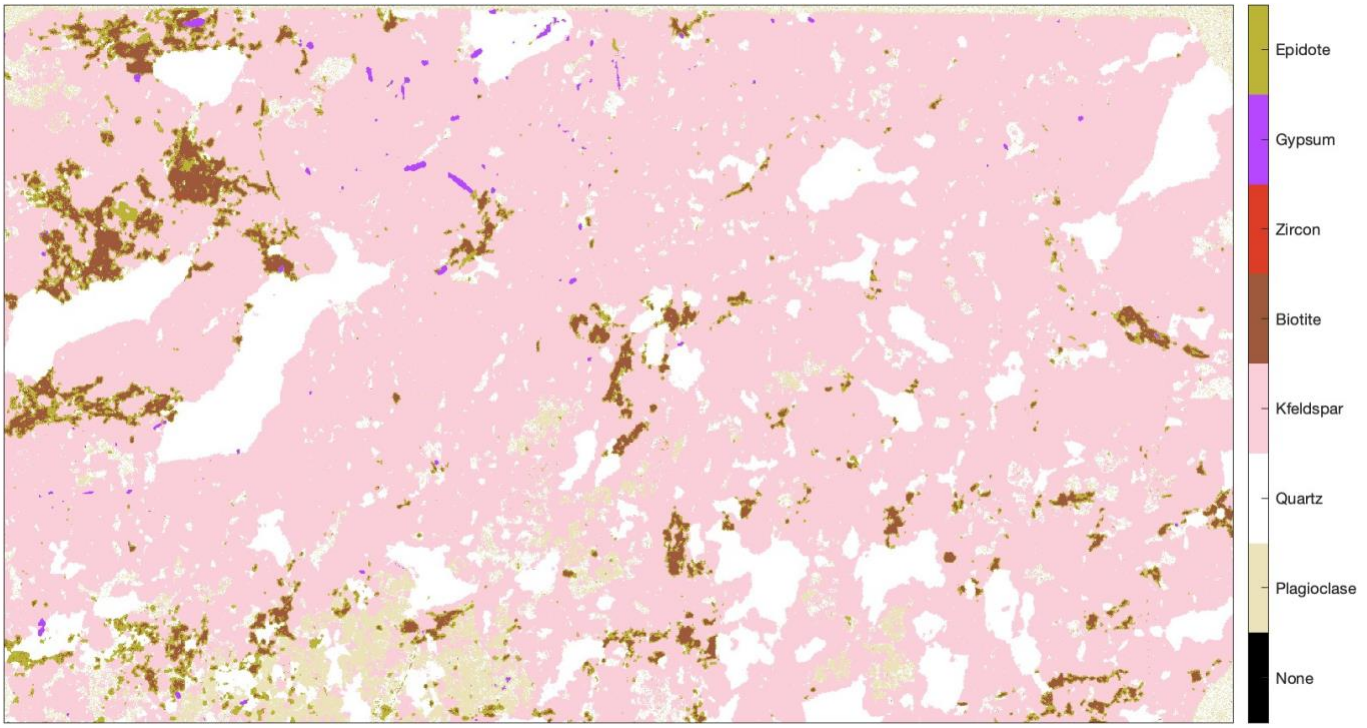


Figure B. 3 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC03C, Grand-Remous).

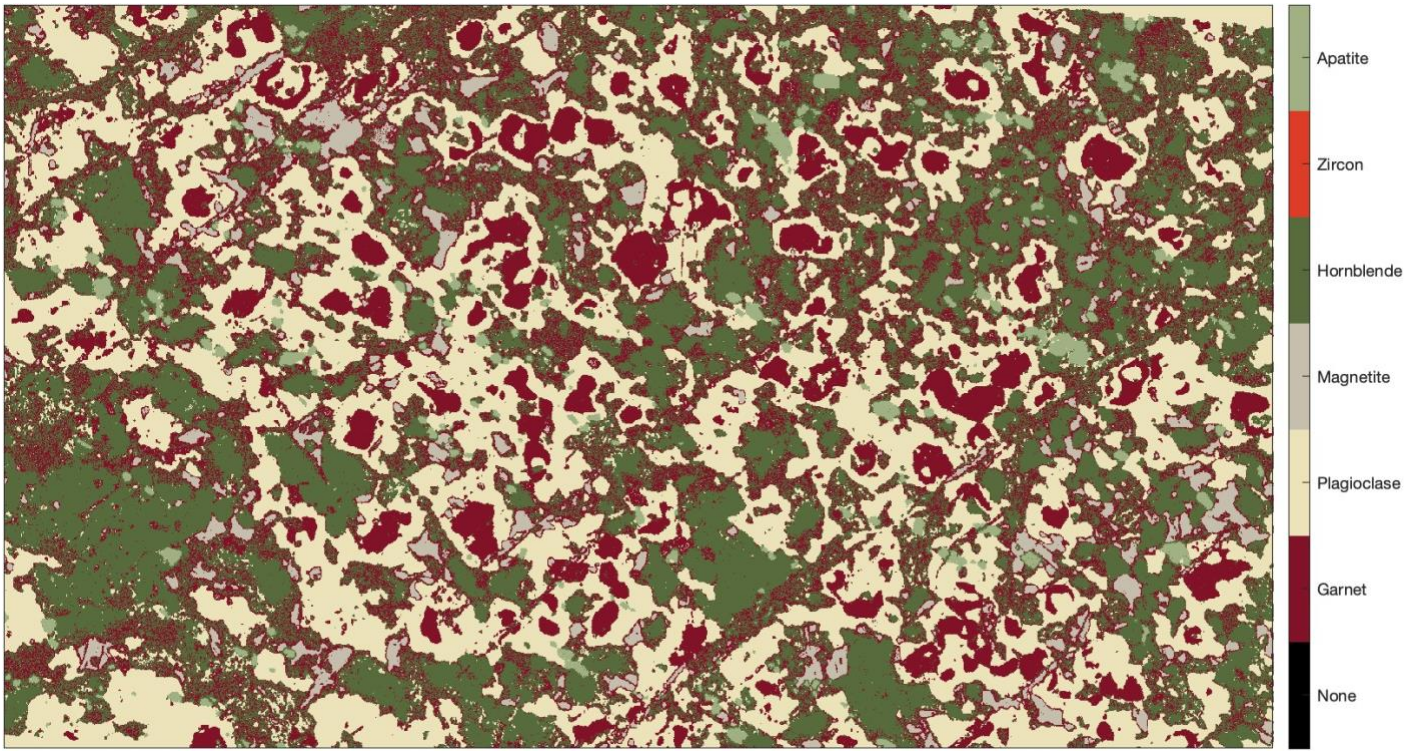


Figure B. 4 : Carte pétrographique d'une unité d'amphibolite (échantillon 22-JC05B).

Figure B. 5 : Carte pétrographique d'une unité de gabbro (échantillon 22-JC05C).

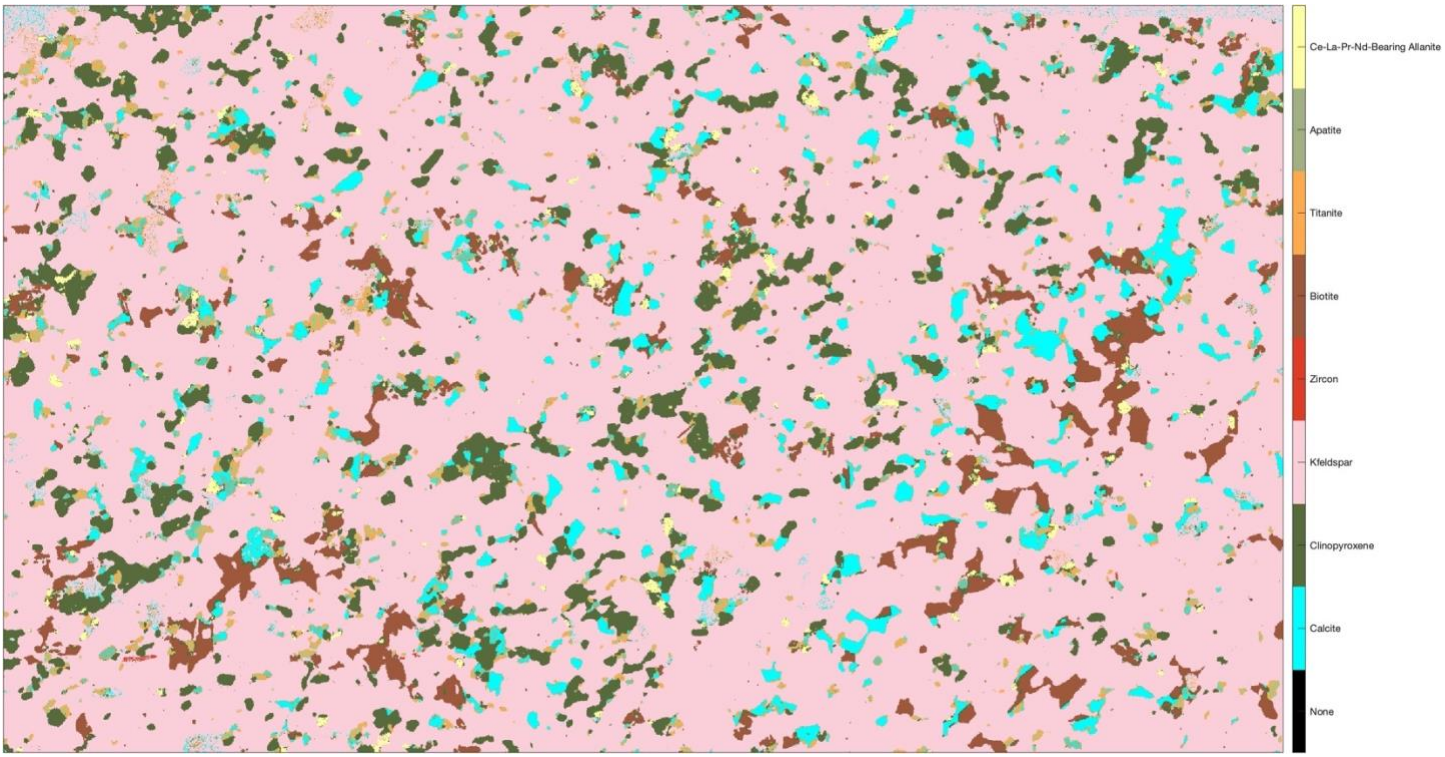


Figure B. 6 : Carte pétrographique d'une unité de silicocarbonatite (échantillon 22-JC07A1).

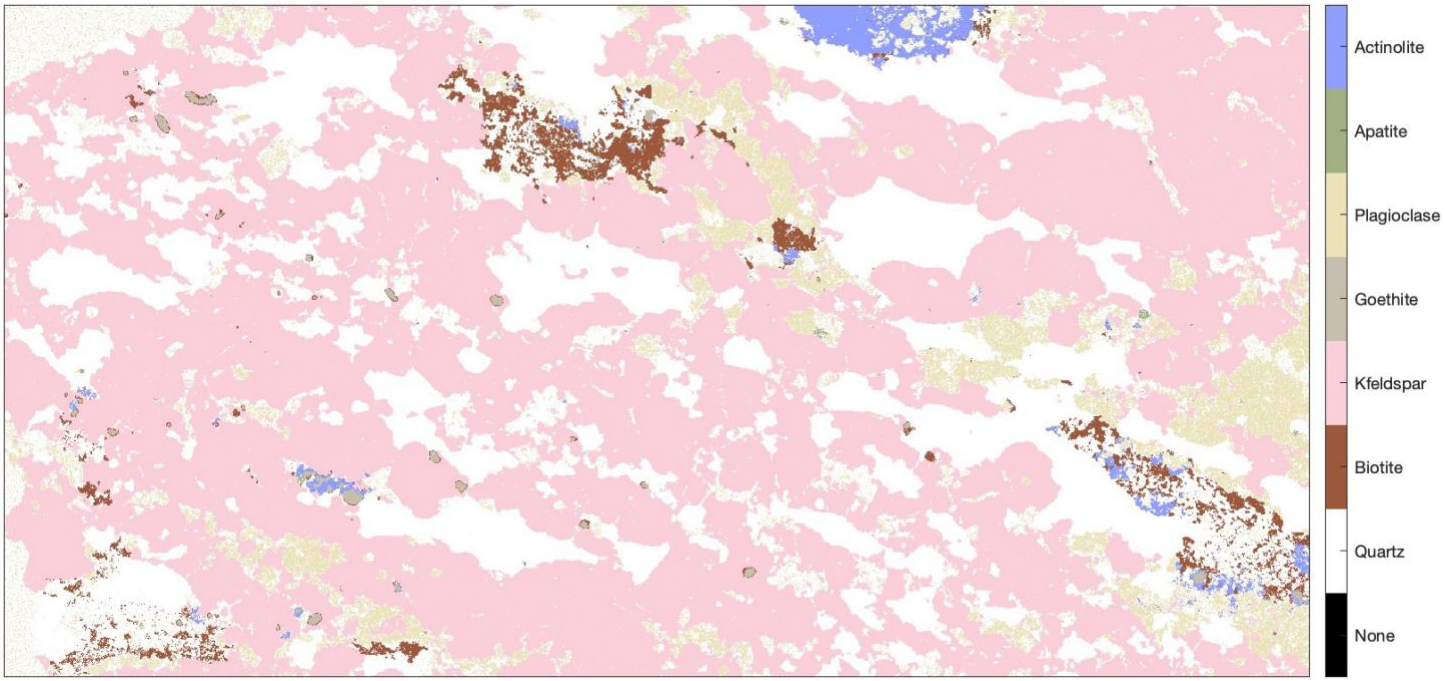


Figure B. 7 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC07C).

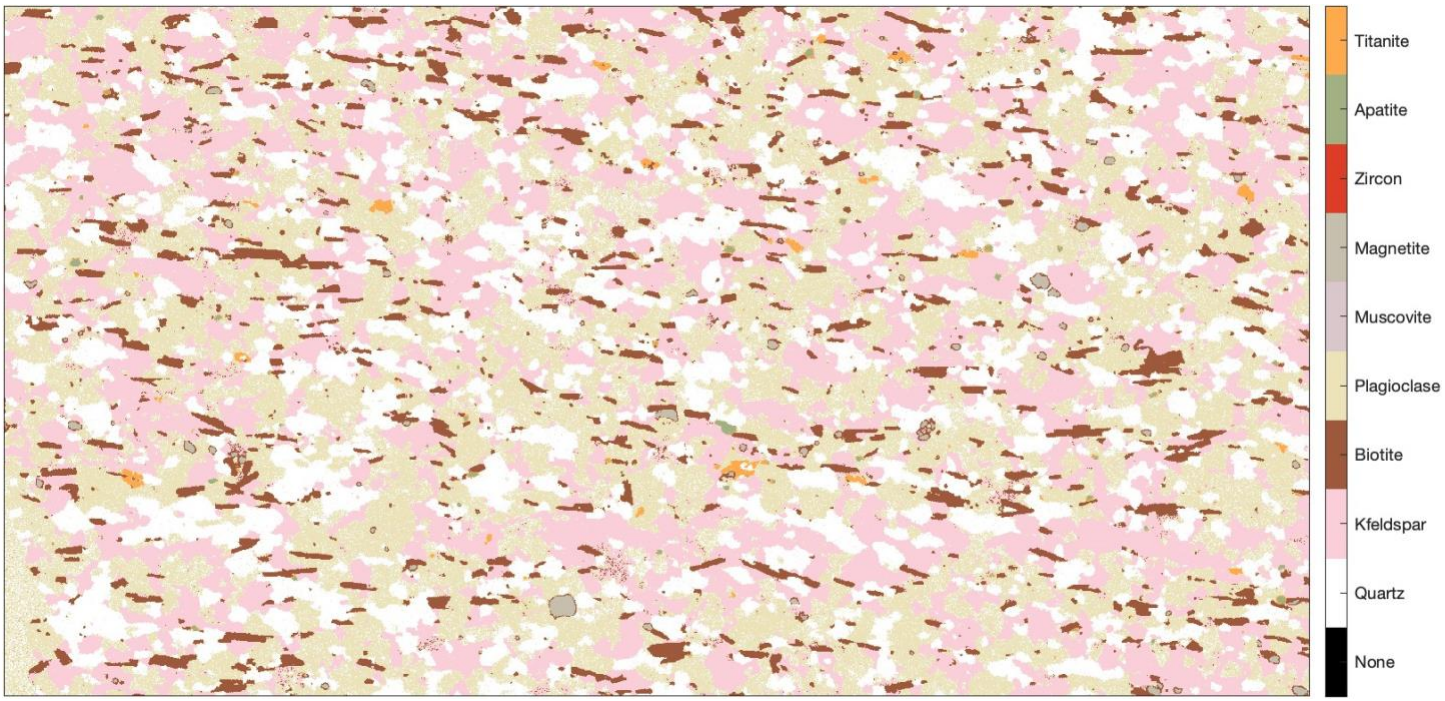


Figure B. 8 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette (échantillon 22-JC07D).

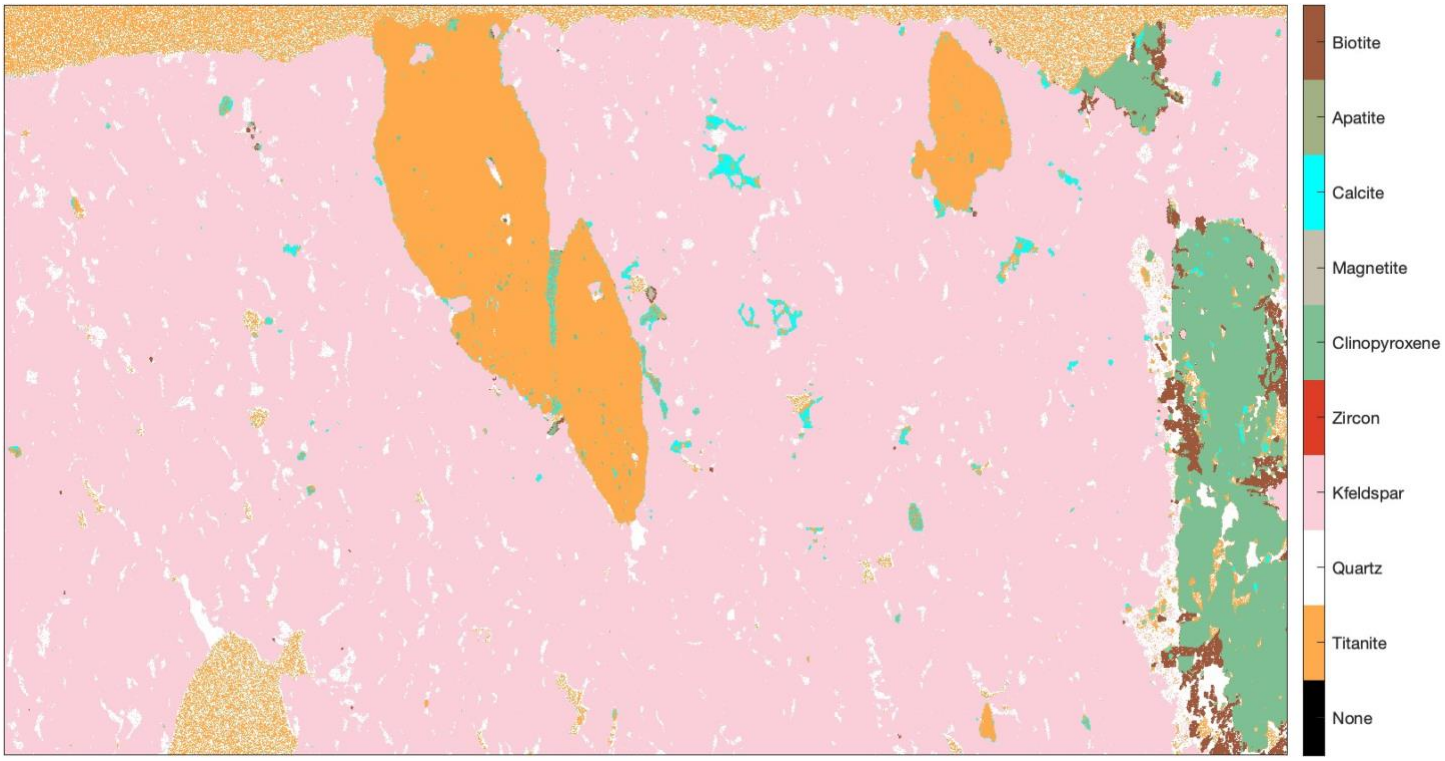


Figure B. 9 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syénitique (échantillon 22-JC07E).

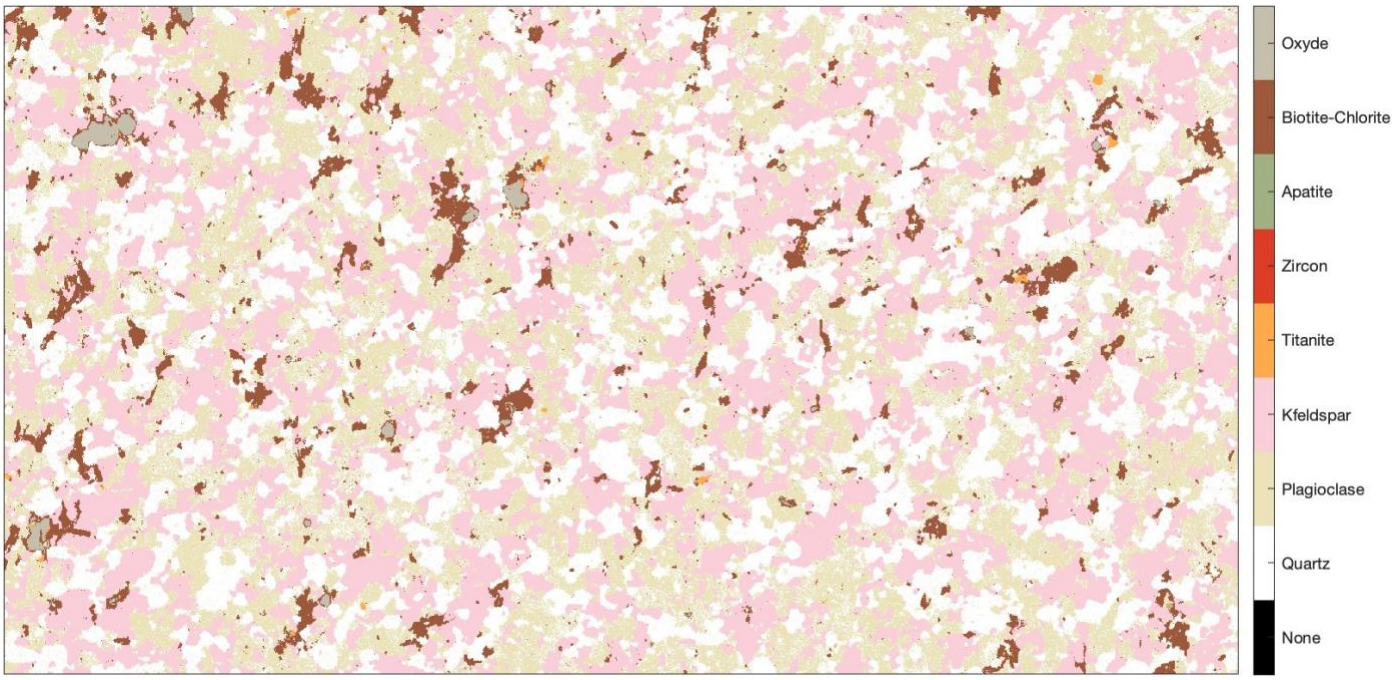


Figure B. 10 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose interprété comme appartenant à la Suite granitique de Guénette (échantillon 22-JC10C).

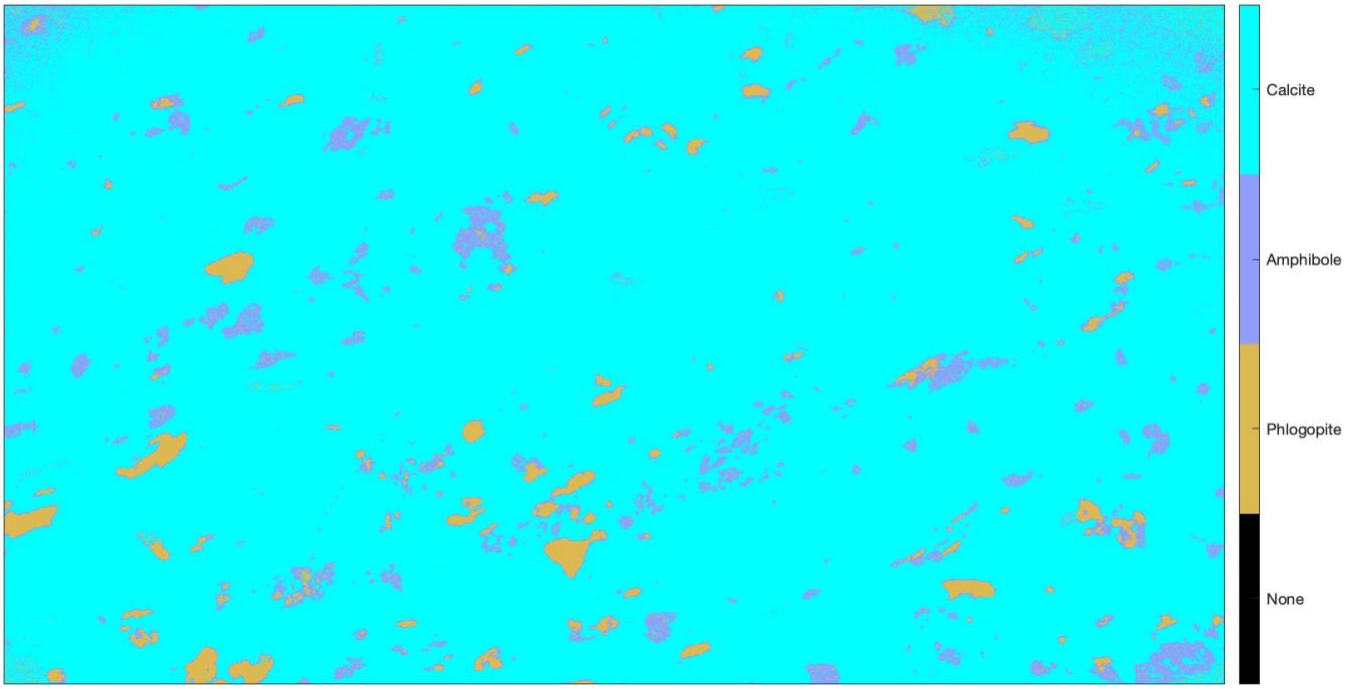


Figure B. 11 : Carte pétrographique d'une unité de marbre (échantillon 22-JC11A).

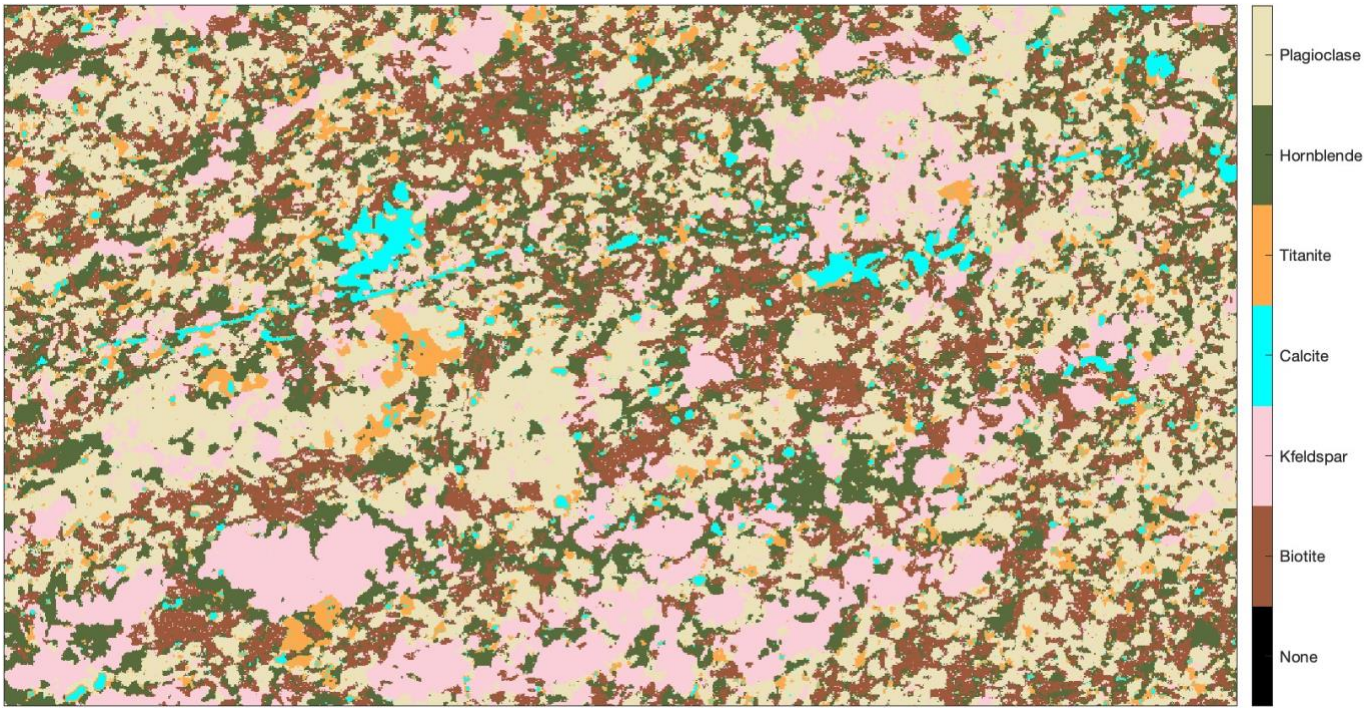


Figure B. 12 : Carte pétrographique d'une unité monzonitique intrusive dans du marbre, interprétée comme appartenant à la suite de Chevreuil (échantillon 22-JC11B).

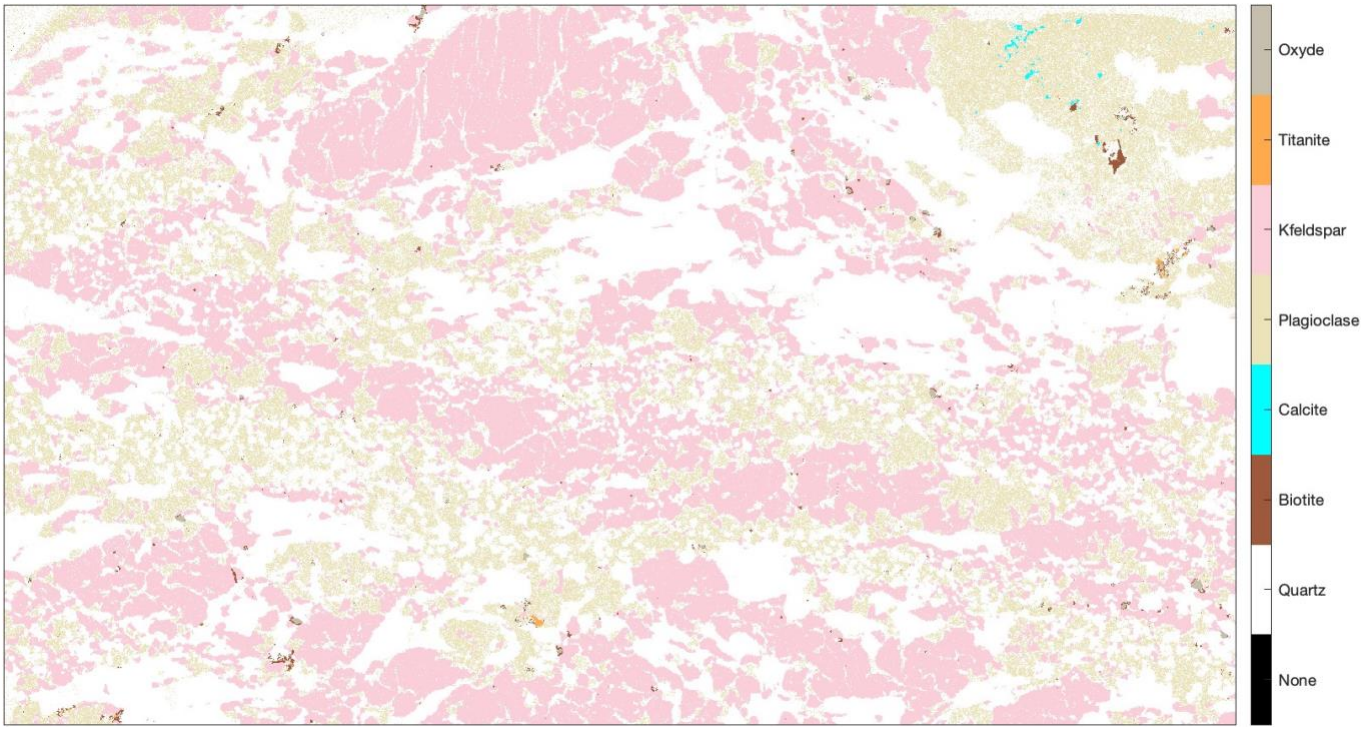


Figure B. 13 : Carte pétrographique d'une pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC12C).

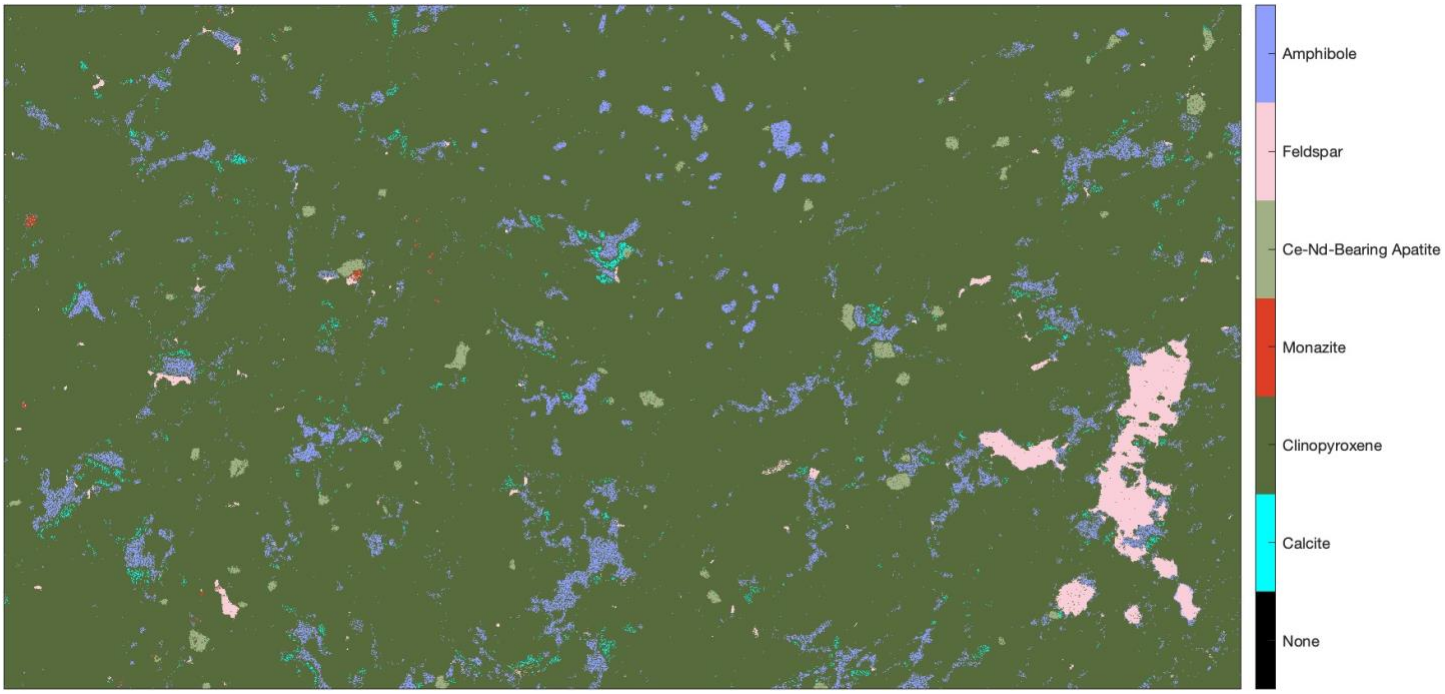


Figure B. 14 : Carte pétrographique d'une unité de clinopyroxénite à calcite (échantillon 22-JC15B).

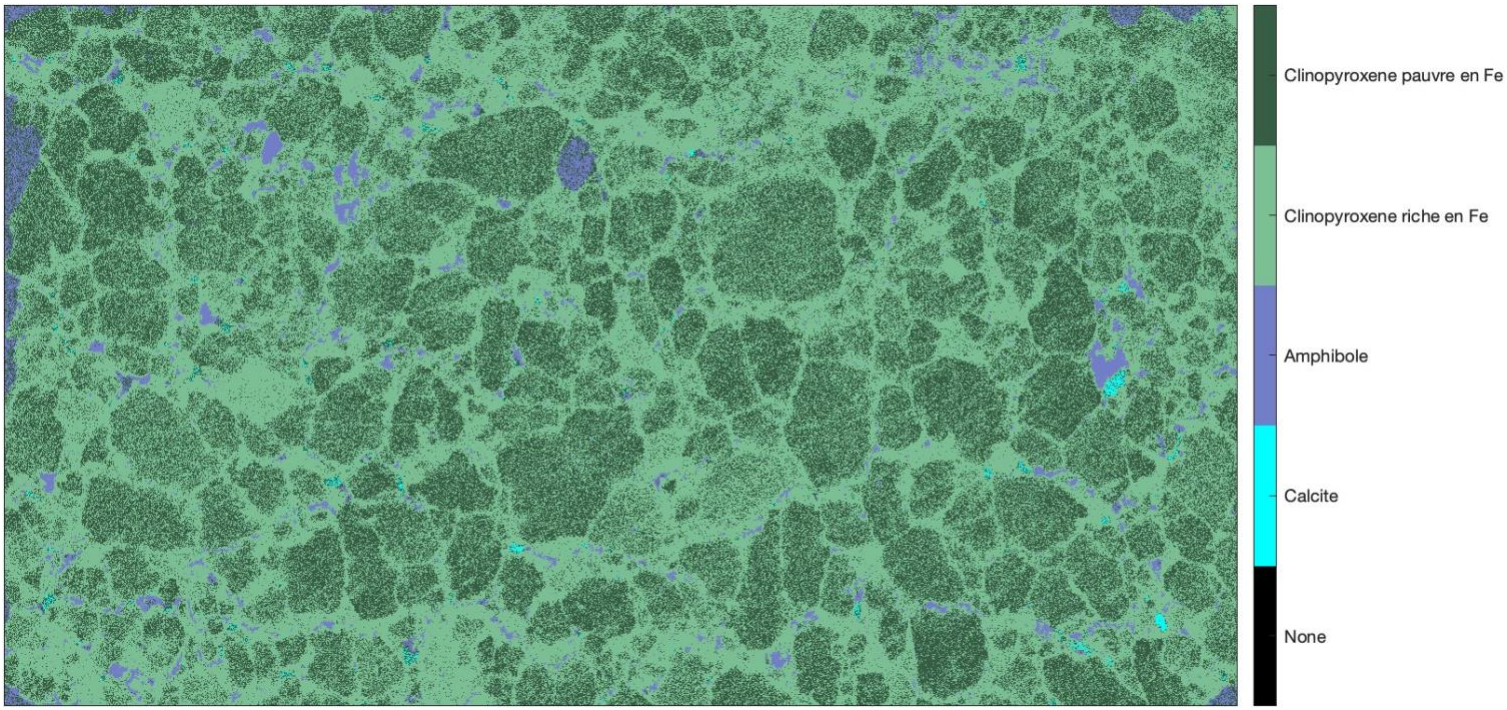


Figure B. 15 : Carte pétrographique d'une unité de clinopyroxénite à calcite (échantillon 22-JC16A).

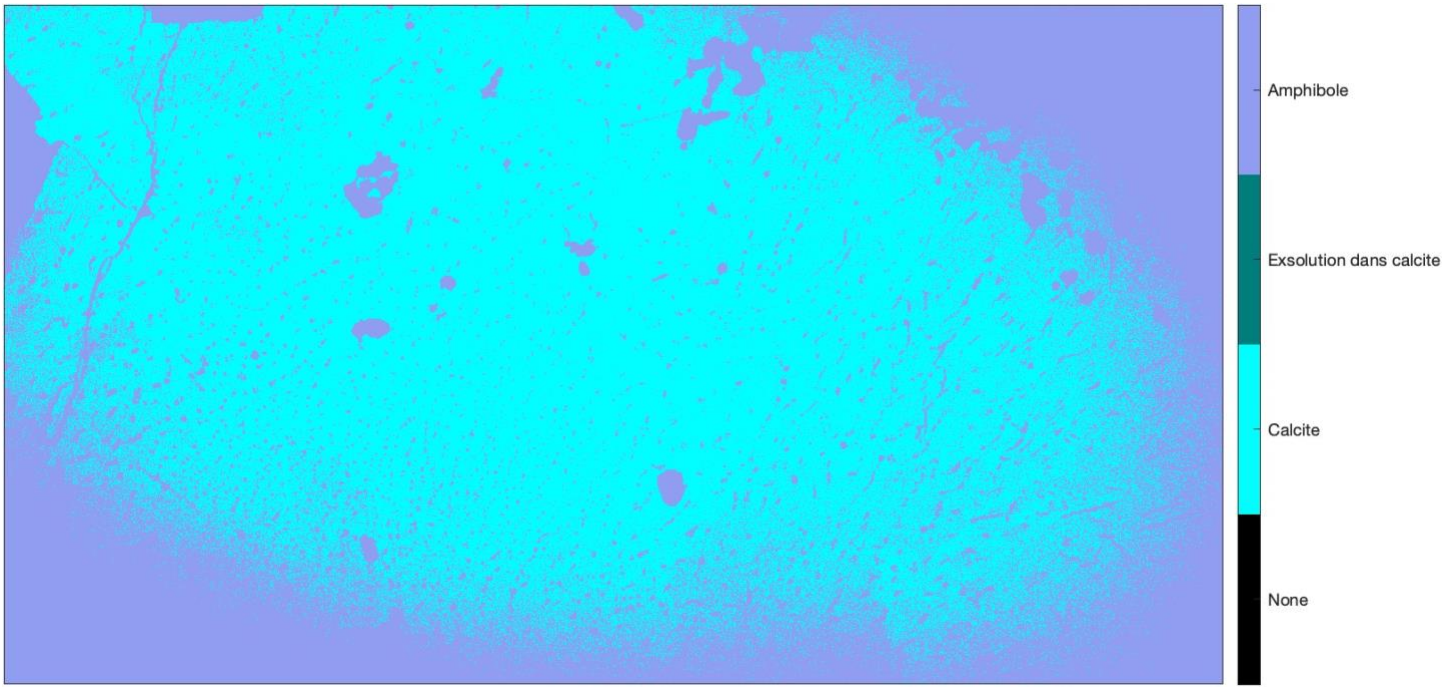


Figure B. 16 : Carte pétrographique d'un échantillon de carbonatite (échantillon 22-JC16B, Baie-Mercier).

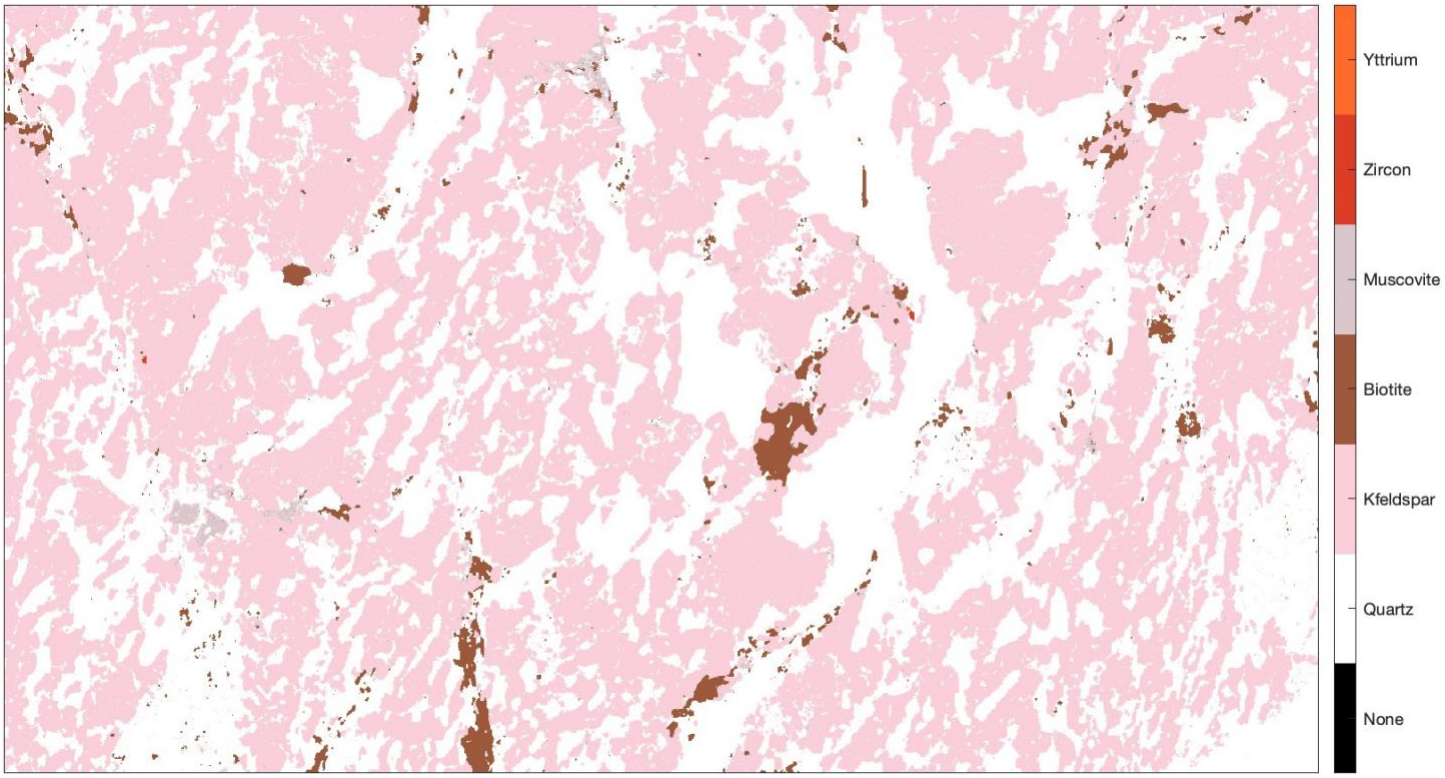


Figure B. 17 : Carte pétrographique d'une unité de pegmatite syéno-granitique (échantillon 22-JC17A).

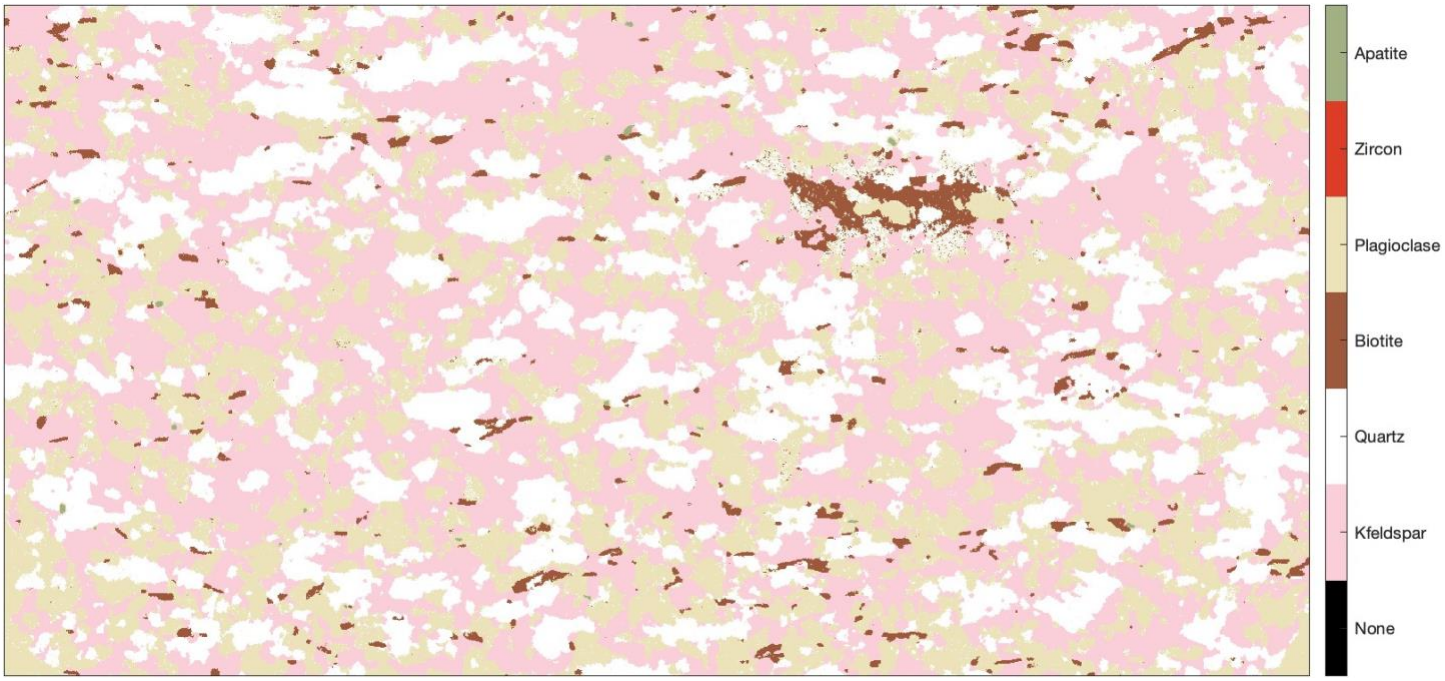


Figure B. 18 : Carte pétrographique d'une unité de dyke granitique rose (échantillon 22-JC17D).