



Analyse structurale préliminaire de trois secteurs clés de la région de Clova dans le Haut-Saint-Maurice, Province de Grenville centrale

Félix Gervais et Abdelali Moukhsil

MB 2016-02



Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Analyse structurale préliminaire de trois secteurs clés de la région de Clova dans le Haut-Saint-Maurice, Province de Grenville centrale

Félix Gervais

Département des génies civil, géologique et des mines

Polytechnique Montréal

Abdelali Moukhsil

Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles

Déposé le 15 février 2016

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	4
Introduction.....	4
Localisation et géologie régionale	6
Analyse structurale.....	6
Secteur A : ABT cartographiée	6
Secteur B : Possible ABT plissée	6
Secteur C : détachement Dorval.....	7
Signification de la dispersion des linéations	8
Discussion et conclusions	9
Références.....	11
Figures.....	14

Table des figures

Figure 1. Carte géologique de la Province de Grenville et localisation de la région étudiée.	14
Figure 2A. Carte géologique de la région de Clova.	15
Figure 2B. Légende de la carte géologique de la région Clova montrée en figure 2A	16
Figure 3. Photos d’affleurements de la région A illustrant le faible degré de déformation caractérisant l’ABT dans cette région.	17
Figure 4. Roches de la zone ressemblant aux roches du Complexe de Wabash dans la région B.	18
Figure 5. Photos d’affleurements le long d’un transect SE-NO le long du flanc sud du pli régional caractérisant la région B.	19
Figure 6. Projections stéréographiques sur l’hémisphère inférieur des éléments structuraux des régions B et C.	20
Figure 7. Structures typiques de la région B.	21
Figure 8. Structures dans la région C.	22
Figure 9. Structure et métamorphisme dans la Ceinture Parautochtone au NE de la région C.	23
Figure 10. Localisation de la région D et projection stéréographique sur hémisphère inférieur des éléments structuraux analysés de cette région.	24

Résumé

Ce rapport présente les résultats préliminaires d'une analyse structurale effectuée dans le cadre de la campagne de cartographie géologique du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) du Québec, menée en 2015 dans la région de Clova dans le Haut-Saint-Maurice. Des données structurales et des échantillons orientés ont été récoltés dans trois secteurs clés afin de déterminer la possible présence et la cinématique de deux frontières tectoniques majeures : 1) la Zone de charriage de l'Allochtone (communément appelée ABT pour l'appellation anglaise « Allochton Boundary Thrust »), qui sépare les ceintures Parautochtone et Allochtone ailleurs dans la Province de Grenville; et 2) le détachement Dorval, qui serait une zone de cisaillement normal majeure au sein du Parautochtone. Le secteur cartographié comme l'ABT ne présente pas d'évidence d'une forte déformation. Une analyse des linéations associées à des foliations de pendage SE sur un segment rectiligne de l'ABT de direction NE-SO montre une dispersion sur un grand cercle dont le pôle est l'orientation moyenne des foliations. Ces caractéristiques seraient compatibles avec une tectonique en transpression. Une zone mylonitique, de cinématique possiblement inverse, a été identifiée au sein de la ceinture parautochtone. Une autre zone de déformation élevée a été identifiée au sein de cette ceinture. La cinématique de cette zone est senestre-normale et la déformation s'est déroulée lors d'un chemin rétrograde. Il est donc probable qu'elle soit le prolongement NE du détachement Dorval. Le patron des éléments structuraux reportés sur projections stéréographiques indique que toute la région, y compris les zones de cisaillement inverses et normales, a été plissée selon un axe plongeant vers le NE. Des datations U-Pb de la déformation et du métamorphisme sont requises pour identifier l'ABT dans cette région et de confirmer l'existence du détachement Dorval.

Introduction

Une analyse cinématique des zones de cisaillement est essentielle à la compréhension de l'évolution tectonique des orogènes. L'hétérogénéité et le caractère polyphasé caractérisant la déformation des zones internes des orogènes d'envergures complexifient cependant l'identification de ces zones. Dans la cordillère canadienne, par exemple, le détachement Monashee était interprété comme une zone de cisaillement inverse majeure liée à la faille inverse principale de l'Avant-Pays des Rocheuses (Brown *et al.*, 1992) puisqu'elle juxtapose les roches de la Ceinture Allochtone sur les roches du Complexe de Monashee, qui constituent en fait la Ceinture Parautochtone de la cordillère. L'existence de cette zone de cisaillement a cependant été contestée, car les roches du mur et du toit présentent un degré de déformation équivalent (Williams et Jiang, 2005). Par contre, Gervais et Brown, (2011) ont montré qu'en

plus des âges des protolithes, les âges de déformation et de métamorphisme, de même que les chemins Pression-Température-temps sont différents de part et d'autre de cette zone de cisaillement inverse ayant rejouée en cisaillement normal.

La Zone de charriage de l'Allochton (communément appelée ABT pour l'appellation anglaise « Allochton Boundary Thrust ») est une frontière tectonique majeure sur toute la longueur de la Province de Grenville. Elle sépare la Ceinture Parautochtone, formée des gneiss archéens et leur couverture paléoprotérozoïque, de la Ceinture Allochton, formée de roches protérozoïques exotiques à péri-cratoniques (encart de la figure 1). En raison de l'origine contrastée des roches appartenant à ces deux ceintures, il a été possible de « cartographier » l'ABT par les âges modèles calculés par les analyses isotopiques Sm/Nd distincts (ex. Dickin *et al.*, 2000; Thomson *et al.*, 2011). En Ontario et au sud du Réservoir Manicouagan, l'ABT est une zone de forte déformation de cinématique inverse reprise localement en mouvement normal (Culshaw *et al.*, 1997; Rivers, 2008; Jannin *et al.*, sous-pressé) et possiblement plissé localement lors d'un événement transtensif tardif (Schwerdtner *et al.*, 2014). Tout comme pour le cisaillement Monashee, une autre différence majeure est l'âge du métamorphisme et de la déformation qui est plus jeune dans le mur (Rigolet : 1000-950 Ma) que dans le toit (Ottawan : 1090-1030 Ma) de l'ABT (Rivers, 2008; Jannin *et al.*, sous-pressé). Une autre zone de cisaillement importante est le détachement Dorval (DD), identifié près de la route 117. Cette zone d'orientation NE-SO serait une zone de cisaillement normale d'épaisseur crustale puisque les profils sismiques Lithoprobe suggèrent qu'elle déplace le MOHO (Martignole *et al.*, 2000; Martignole et Martelat, 2005). Elle aurait donc été l'une des structures principales ayant mené à l'exhumation de la Ceinture Parautochtone.

Ce rapport présente une analyse structurale préliminaire de trois secteurs de la région de Clova (Haut-Saint-Maurice), cartographiée par l'équipe d'Abdelali Moukhsil du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) du Québec en 2015. Cette région devrait en principe contenir l'ABT et le DD, mais en l'absence d'analyses métamorphique et géochronologique avancées, leur reconnaissance sur le terrain est rendue difficile par le haut grade métamorphique, le peu d'affleurements et le patron plissé de la plupart des contacts lithologiques. Cette analyse structurale est donc un complément à la cartographie du MERN et constituera les assises d'un projet futur. Les observations de terrain, combinées à l'analyse cinématique de tranches de roche découpées dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie (c.-à-d. parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation) donnent des indications sur la

présence de zones de déformation importantes et sur leur cinématique, mais suggèrent aussi une évolution polyphasée complexe.

Localisation et géologie régionale

Les travaux mentionnés dans ce rapport ont été effectués dans les feuillets SNRC 31O13, 32B4 et 32B3 situés au sud-ouest du Réservoir Gouin dans la région de Clova dans le Haut-Saint-Maurice (Fig. 1 & 2). Avant les travaux de cartographie géologique effectués par le MERN en 2015 (Moukhsil *et al.*, sous-*presse*), la région n'avait été l'objet que d'une cartographie de reconnaissance dans les années 30 (Retty, 1934). Les travaux de Moukhsil *et al.* (sous-*presse*) indiquent que la région comprend les ceintures Parautochtone et Allochtone (Fig. 2). Alors que la première est principalement constituée de paragneiss contenant des formations de fer et des amphibolites, la seconde contient principalement des suites plutoniques labradoriennes (1.7-1.6 Ga) et pinwariennes (1.5-1.4 Ga) contenant des lambeaux de métasédiments elsoniens (1.3-1.2 Ga). Les deux ceintures sont séparées par l'ABT, mais sa trace exacte est incertaine. Il est également possible de constater que tous les contacts géologiques de même que les zones de cisaillement semblent plissés (Fig. 2).

Le présent rapport présente une analyse structurale de trois secteurs (Fig. 2). Alors que le secteur A se situe sur un contact lithologique interprété comme étant l'ABT, les secteurs B et C se situent dans des zones de forte déformation pouvant possiblement être respectivement l'ABT et le DD.

Analyse structurale

Secteur A : ABT cartographiée

Trois affleurements situés de part et d'autre d'un contact lithologique interprétés comme l'ABT ont été visités dans le secteur A (Fig. 2). Aucun d'eux n'a présenté d'indications d'une forte déformation. En effet, une brèche intrusive formée de dykes felsiques dans une amphibolite était non-déformée (Fig. 3C), des roches méta-ignées felsiques et des leucosomes ne présentaient qu'un très faible alignement minéral (Fig. 3B, D) et deux générations de plis étaient préservées (Fig. 3A). Deux hypothèses permettent d'expliquer ces observations : 1) l'ABT ne passe pas à cet endroit; 2) ce contact lithologique sépare vraiment les ceintures Parautochtone et Allochtone, mais la déformation s'est concentrée ailleurs. Seules des analyses isotopiques pourraient résoudre ce dilemme.

Secteur B : Possible ABT plissée

Le secteur B (Fig. 2) a été ciblé en raison de la forte intensité de déformation qui peut y être observée. Ce secteur est aussi caractérisé par un pli plongeant vers l'est (Fig. 2). Huit affleurements ont été visités dans le secteur B et plusieurs échantillons découpés dans le plan XZ. La zone B a été cartographiée

comme faisant partie de la Ceinture Parautochtone. Cependant, j'y ai observé des roches quartzofeldspathiques litées à grenat-sillimanite qui ressemblaient beaucoup aux roches du Complexe de Wabash situées dans la Ceinture Allochtone (Fig. 4A, B). Des analyses pétrographiques et géochimiques devraient pouvoir trancher.

Un transect SE-NO à travers le flanc sud cette structure a démontré qu'il s'agit d'une zone de cisaillement plissée puisque l'intensité de la déformation est manifestement plus faible au cœur et à l'extérieur de la zone plissée (Fig. 5). Sur projection stéréographique, les foliations se répartissent sur un grand cercle indiquant un pli ouvert droit, plongeant vers le NE (Fig. 6A). Les linéations minérales et d'étirement se concentrent principalement dans le quadrant NE, mais plusieurs points se trouvent dans les autres quadrants. Il est possible que certaines de ces linéations se soient formées lors du plissement, mais il est probable que leur dispersion soit le résultat du plissement d'une génération antérieure (voir ci-dessous).

Dans cette zone, les roches sont mylonitiques à ultra-mylonitiques (Fig. 5C, 5D, 7A). Des indicateurs cinématiques, tels des porphyroclastes de formes sigma et thêta ont été observés (Fig. 5D, 7A). Sur le flanc sud du pli, la linéation est verticale et des porphyroclastes de type thêta senestres ont été observés (Fig. 5D). Puisque les indicateurs sont perpendiculaires à la linéation, il est possible que ce cisaillement soit relié au plissement. À la charnière du pli, où les orientations de la foliation mylonitique et de la linéation d'étirement sont respectivement 300/33 et 29→077, un échantillon de gneiss granitique mylonitique découpé dans le plan XZ montre un aplatissement élevé, mais des porphyroclastes de type sigma indiquent aussi un cisaillement inverse (Fig. 7A). En assumant que l'orientation initiale de la foliation mylonitique était de pendage SE, typiquement grenvillienne, et que cet échantillon soit représentatif de la zone, le mouvement de cette zone de cisaillement était inverse avec un transport du bloc SE vers le NO.

Secteur C : détachement Dorval

À l'intérieur de la Ceinture Parautochtone, une zone de forte déformation orientée NE-SO et caractérisée par l'abondance d'intrusions de syénite à CX a été ciblée comme candidate potentielle au détachement Dorval (secteur C sur la figure 2). Les affleurements que j'ai visités montrent une déformation qualitative élevée (Fig. 8A). Les syénites à CX présentent des évidences claires d'intrusion syn-déformation (Fig. 8D), ce qui en fait des candidates idéales pour dater la déformation de cette zone. Bien que les affleurements visités présentent rarement des faces parallèles au plan XZ, certains indicateurs cinématiques semblent montrer un mouvement senestre-normal (Fig. 8C). Ce mouvement est supporté par l'observation d'ombres de pressions de forme sigmoïde autour d'un prophyroblaste de grenat, observé dans le plan XZ d'un échantillon découpé à la scie (Fig. 8B). Il est intéressant de noter que ces

ombres de pression sont riches en biotite-hornblende, ce qui implique un refroidissement couplé à l'apport de fluide durant le cisaillement. Toutes ces caractéristiques structurales et minéralogiques sont compatibles avec le mouvement normal déterminé pour le DD près de la route 117 (Martignole *et al.*, 2000).

Deux affleurements visités au NO de cette zone fournissent des éclaircissements sur l'évolution structuro-métamorphique de la Ceinture Parautochtone pré-détachement Dorval. Dans l'un d'eux, des boudins mafiques présentent un assemblage de CX-GR entouré de leucosome tonalitique (Fig. 9B, C). Il est important de noter que la fusion partielle d'amphibolite produisant cet assemblage requiert des conditions de pression et température (P-T), respectivement supérieures à 10 kbar et 800°C (Pattison, 2003). Par contraste, un schiste métapélitique, migmatitique à grenat-sillimanite échantillonné dans le même secteur montre des évidences de croissance de grenat synchrone à un cisaillement inverse (Fig. 9A). Puisque la croissance de grenat dans les métapélitites aux conditions suprasolidus, indiquée par l'absence de muscovite et la présence de leucosome, requiert une augmentation de température (Spear *et al.*, 1999; Brown, 2011), ce cisaillement inverse s'est produit lors du chemin prograde. La présence de sillimanite au lieu de kyanite dans un terrain ayant atteint des conditions P-T aussi élevées, suggère que le cisaillement inverse s'est déroulé suite à, ou synchrone à un chemin en décompression.

La projection stéréographique des éléments structuraux collectés par les géologues du MERN à l'intérieur de cette zone présente un patron très similaire à celui du secteur B. Ainsi, les foliations se répartissent sur un grand cercle indiquant un pli ouvert droit, plongeant vers le NE (Fig. 6C). Les linéations minérales et d'étirement se concentrent principalement dans le quadrant NE, mais on en retrouve également dans le quadrant NO (Fig. 6D).

Signification de la dispersion des linéations

Alors que le patron des foliations observé sur les projections stéréographiques (Fig. 6A & C) s'explique relativement facilement par une phase de plissement NE-SO tardive, la signification de dispersion des linéations (Fig. 6B) est plus problématique. Afin d'avoir une idée du patron des linéations avant le plissement, j'ai extrait les linéations minérales et d'étirement associées à des foliations de directions NE et de pendage SE d'un segment rectiligne de l'ABT où la direction est NE-SO (secteur D sur la figure 10). Ces données sont en effet les plus susceptibles de représenter l'orientation des éléments structuraux avant le plissement tardif. Sur projection stéréographique, ces linéations se répartissent sur un grand cercle dont le pôle est le vecteur moyen des pôles aux foliations (Fig. 10). Il est intéressant de noter qu'une modélisation structurale récente incorporant des objets de propriétés rhéologiques variées dans une matrice se déformant de façon homogène prédit ce patron de linéations pour une déformation en

transpression (Jiang, 2014). Il se pourrait donc que la contraction ayant produit la déformation pénétrative de la Ceinture Allochthone dans cette partie du Grenville ait été largement oblique.

Discussion et conclusions

Les points saillants de cette étude structurale sont les suivants :

- Le secteur A, cartographié comme l'ABT ne présente pas d'évidence du degré de déformation élevée qui serait attendu dans un contact tectonique aussi majeur (Fig. 3).
- Le secteur B est une zone de cisaillement (Fig. 5C, D), de cinématique probablement inverse (Fig. 7A), plissée (Fig. 7C, D) selon un plan axial subvertical NE-SO et d'axe plongeant vers le NE (Fig. 6A).
- Le secteur C est une zone de cisaillement (Fig. 8A), de cinématique senestre-normale (Fig. 8A-C), dont les projections stéréographiques indiquent un plissement selon un plan axial subvertical NE-SO et d'axe plongeant vers le NE (Fig. 6C). Des syénites à CX se sont mises en place lors du cisaillement (Fig. 8D). Les minéraux rétrogrades situés dans les ombres de pression des indicateurs cinématiques (Fig. 8B) indiquent que le cisaillement normal s'est déroulé lors d'un épisode de refroidissement et d'injection de fluide. Ces caractéristiques sont compatibles avec l'hypothèse postulant que ce secteur est le prolongement NE du détachement Dorval identifié près de la route 117 (Martignole *et al.*, 2000).
- Au NO du secteur C dans la Ceinture Parautochtone, des boudins mafiques à GR-CX (Fig. 9B, C) suggèrent l'atteinte de conditions de haute P-T ($\geq 800^\circ\text{C}/10$ kbar), alors que des porphyroblastes θ de grenat indiquent une cristallisation synchrone à un cisaillement inverse de haute température (Fig. 9A).
- Les linéations minérales et d'étirement associées à des foliations de pendage SE situés sur un segment droit de direction NE de l'ABT se répartissent sur un grand cercle dont le pôle correspond à l'orientation moyenne des foliations (Fig. 10). Ces caractéristiques seraient compatibles avec une déformation transpressive (Jiang, 2014).

Ces données permettent de reconstruire la chronologie relative des événements structuraux des secteurs à l'étude.

1. Contraction transpressive dans la Ceinture Allochtone. Il est impossible de préciser quelle était la direction de transport avec les données actuelles.
2. Cisaillement inverse transportant les roches de la Ceinture Allochtone au SE sur celles de la Ceinture Parautochtone au NO. Ce cisaillement s'est déroulé à haute température et certaines

zones ont localisé la déformation. La chronologie relative de ces deux événements est inférée du fait que la déformation est généralement plus vieille dans la Ceinture Allochtone (cf. Rivers, 2008).

3. Extension NO-SE produisant le détachement Dorval et l'exhumation des roches parautochtone sous-jacentes. Il est possible que le cisaillement senestre-normal ait été synchrone à la fin de la déformation inverse si un modèle du type « chenal orogénique » s'appliquait à la région d'étude, tel que documenté au sud du Réservoir Manicouagan (Jannin *et al.*, sous-presse).
4. Plissement NE-SO à axe plongeant vers le NE. Cet événement est tardif puisqu'il a déformé les foliations des ceintures Parautochtone et Allochtones, de même que l'ABT et le DD (Fig. 6A, C). Puisque le même patron de plissement a été documenté dans le Terrane de Cabonga à l'ouest de la région étudiée (Martignole et Pouget, 1994) qui faisait partie de la couverture orogénique lors de l'orogénie grenvillienne (Rivers, 2008), il faut conclure que cet événement a déformé toute la croûte. Bien que ce type de plissement soit habituellement associé à une déformation en contraction, Schwerdtner *et al.* (2014) ont documenté que des plis semblables dans la Ceinture Allochtone ontarienne avaient été formés par transtension.

Malgré que l'un des buts de cette étude était de localiser l'ABT pour en préciser la cinématique, la localisation de l'ABT demeure incertaine. En effet, le secteur A cartographié comme l'ABT présentait un faible degré de déformation. Le secteur B, contenant une zone de cisaillement plissée pourrait possiblement être l'extension de l'ABT. En plus de la très forte intensité de déformation qui y est présente (Fig. 5C, D) et de sa cinématique inverse probable (Fig. 7A), il est possible qu'elle contienne des roches supracrustales du Complexe de Wabash cartographiées dans la Ceinture Allochtone (Fig. 4A, B). Cependant, il ne serait pas évident de modifier le tracé actuel de l'ABT pour former un pli antiforme plongeant vers le NE, puisqu'il faudrait retrouver un synforme fermant vers l'ouest plus au nord pour relier l'ABT tracé dans la portion NE de la carte (Fig. 2). Bien que la méthode des âges modèles Sm/Nd de Dickin ait été fructueuse pour localiser l'ABT ailleurs dans la Province de Grenville (Thomson *et al.*, 2011; Dickin *et al.*, 2014), il n'est pas certain que la méthode fonctionne dans la région de Clova puisque l'ABT tracé par cette méthode par Zelek et Dickin (2013) dans la région d'étude passe à travers la Suite plutonique de Dugré (1674 Ma) appartenant à la Ceinture Allochtone (Fig. 2; Moukhsil *et al.*, sous-presse). Ainsi, la meilleure méthode pour localiser l'ABT serait par datation U-Pb méticuleuse des âges de mise en place des roches ignées, de la déformation et du métamorphisme.

Références

- Brown, M., Schulmann, K. and White, R.W., 2011. Granulites, partial melting and the rheology of the lower crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, pp.1-6.
- Brown, R.L., Carr, S.D., Johnson, B.J., Coleman, V.J., Cook, F.A. and Varsek, J.L., 1992. The Monashee décollement of the southern Canadian Cordillera: a crustal-scale shear zone linking the Rocky Mountain Foreland belt to lower crust beneath accreted terranes. In *Thrust tectonics*, Springer Netherlands, pp. 357-364.
- Culshaw, N.G., Jamieson, R.A., Ketchum, J.W.F., Wodicka, N., Corrigan, D. and Reynolds, P.H., 1997. Transect across the northwestern Grenville orogen, Georgian Bay, Ontario: polystage convergence and extension in the lower orogenic crust. *Tectonics*, 16, pp.966-982.
- Dickin, A.P., 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, pp.165-181.
- Dickin, A., Herrell, M., Moore, E., Cooper, D. and Pearson, S., 2014. Nd isotope mapping of allochthonous Grenvillian klippen: Evidence for widespread 'ramp-flat' thrust geometry in the SW Grenville Province. *Precambrian Research*, 246, pp.268-280.
- Gervais, F. and Brown, R.L., 2011. Testing modes of exhumation in collisional orogens: Synconvergent channel flow in the southeastern Canadian Cordillera. *Lithosphere*, 3, pp.55-75.
- Indares, A. and Moukhsil, A., 2013. Geon 12 crustal extension in the central Grenville Province, implications for the orogenic architecture, and potential influence on the emplacement of anorthosites 1. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50, pp.955-966.
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., Crowley, J-L., Augland, L-E., sous-presse. Datation U/Pb des déformations inverses et normales dans la Province de Grenville central (Manicouagan, Québec): évidence d'un chenal orogénique dans le Parautochtone. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.
- Jiang, D., 2014. Structural geology meets micromechanics: A self-consistent model for the multiscale deformation and fabric development in Earth's ductile lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 68, pp.247-272.
- Lasalle, S. and Indares, A., 2014. Anatectic record and contrasting P-T paths of aluminous gneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, 32, pp.627-646.
- Martignole, J., Calvert, A.J., Friedman, R. and Reynolds, P., 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, pp.291-306.

- Martignole, J. and Martelat, J.E., 2005. Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front Tectonic Zone (western Quebec). *Precambrian Research*, 138, pp.183-207.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S. sous presse. Géologie de la région de Clova, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Augland, L-E., David, J. 2015. Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (Partie ouest du Grenville). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, RG 2015-04, 62 pages.
- Martignole, J. and Pouget, P., 1994. 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*, 31, pp.1714-1726.
- Pattison, D.R.M., 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet+ clinopyroxene+ plagioclase±quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, pp.21-34.
- 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, pp.237-259.
- Retty, J. A., 1934. Région du Haut Gatineau, partie D. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RASM 1933-D5, 24 pages, 1 plan.
- Schwerdtner, W.M., Rivers, T., Zeeman, B., Wang, C.C., Tsolas, J., Yang, J. and Ahmed, M., 2014. Post-convergent structures in lower parts of the 1090–1050 Ma (early-Ottawan) thrust-sheet stack, Grenville Province of Ontario, southern Canadian Shield 1. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51, pp.243-265.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. and Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, pp.17-32.
- Thériault, R., Beauséjour, S., 2012 – Carte géologique du Québec-Edition 2012. Ministère de de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; DV 2012-06, 8 pages.
- Thomson, S.D., Dickin, A.P. and Spray, J.G., 2011. Nd isotope mapping of Grenvillian crustal terranes in the vicinity of the Manicouagan Impact Structure. *Precambrian Research*, 191, pp.184-193.
- Zepek, M. and Dickin, A., 2013. Nd isotope mapping of crustal terranes in the Parent-Clova area, Quebec: implications for the evolution of the Laurentian Margin in the Central Grenville Province. *Geosciences*, 3, pp.448-465.

Figures

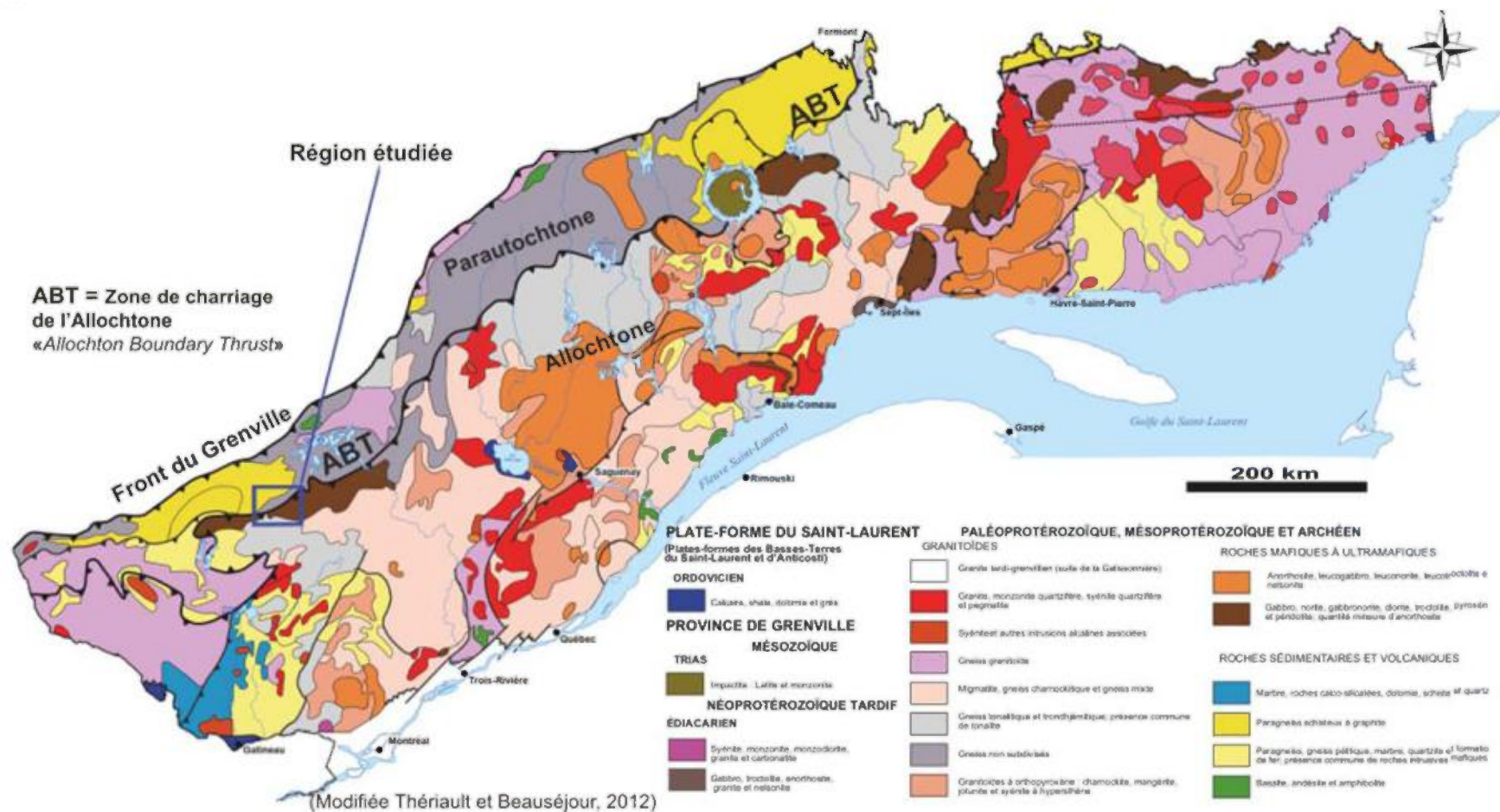


Figure 1. Carte géologique de la Province de Grenville et localisation de la région étudiée.

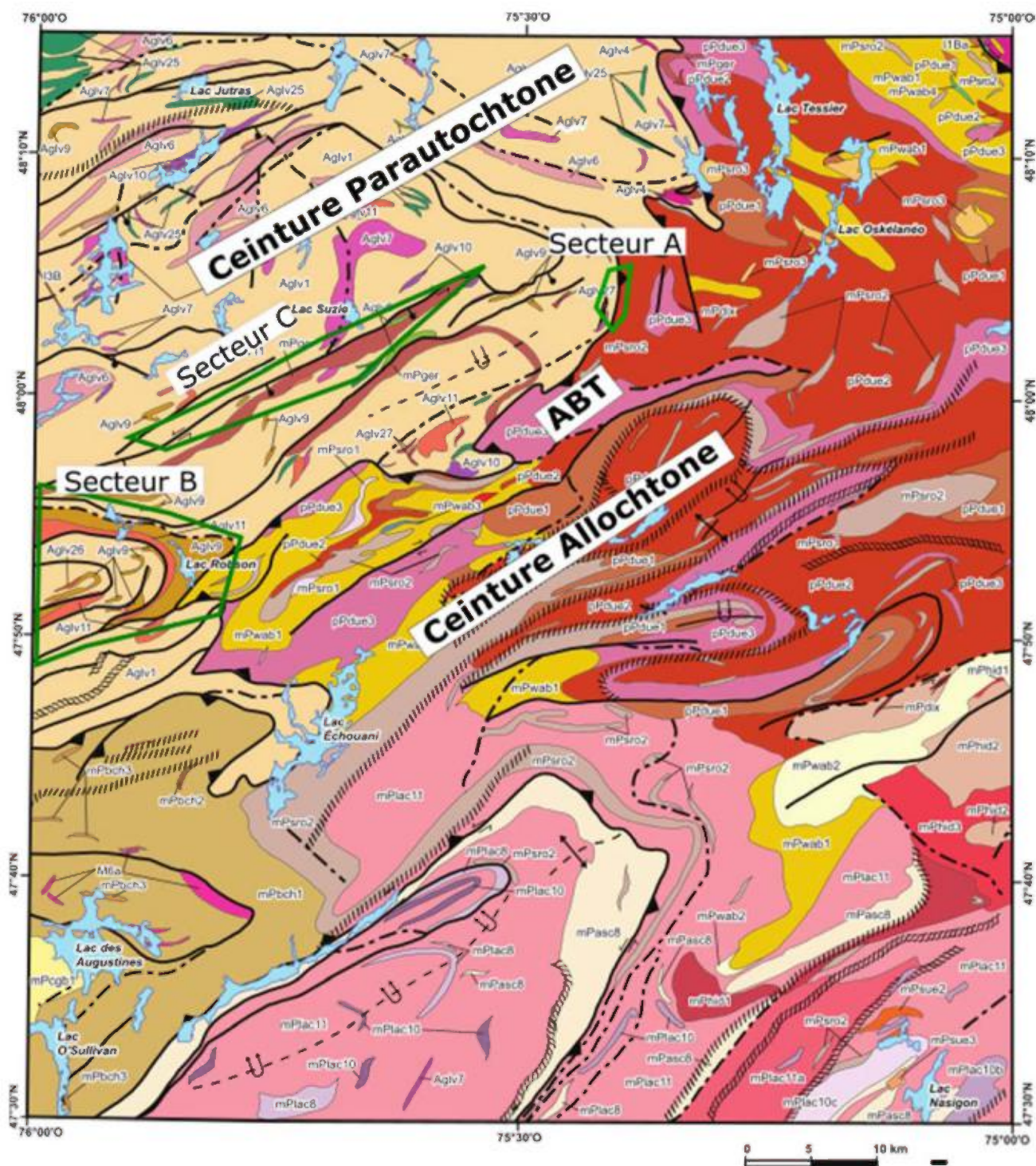


Figure 2A. Carte géologique de la région de Clova.
 Les trois secteurs étudiés dans ce rapport sont indiqués par des rectangles verts (simplifiée de Moukhsil *et al.*, sous-pressé). Abréviations : ABT = « Allochton Boundary Thrust »; T = terrane.

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

Mésoprotérozoïque

Suite alcaline de Lesueur (1000±6Ma, Nantel, 2008)

mPae3 Syénite, syénite quartzifère rose saumon, calcite ± chalcopryrite ± bornite ± digénite. Présence de lentilles ou d'amas de roches à calcite, à clinopyroxène et de glimmerite à phlogopite

mPuae2 Syénite et monzonite quartzifère rose saumon, généralement pegmatique, hololeucocrate à magnétite ou leucocrate à clinopyroxène ± calcite

Syénite des Dix Mille

mPdx Syénite rose ou grise, magnétique et à grain fin, synénogranite rose saumon

Suite de Roc

mPso3 Gabbronorite à oxydes de Fe-Ti-P et à sulfures. Quantité mineure de gabbro et de leuconorite

mPso2 Gabbronorite, gabbro folié, roches mafiques à oxydes de Fe-Ti-P

mPso1 Websterite à olivine, pyroxénite, gabbronorite, gabbro

Suite plutonique de Bouchette

mPbch3 Leuconorite, norite, leucogabbronorite. Quantité mineure de gabbro

mPbch2 Anorthosite verdâtre à blanchâtre à plagioclase recristallisé

mPbch1 Gabbronorite à grain moyen, localement à spinelle. Quantité mineure de gabbro

Suite métamorphique de Cabonga

mPcgb1 Paragneiss à biotite, localement migmatitique

Complexe de Wabash (âge maximum 1204 ±2 Ma, Moukhsil *et al.*, 2015)

mPwab4 Amphibolite à grenat, clinopyroxène ± orthopyroxène, grenatite. Roches quartzofeldspathiques (métavolcaniques?) ± sillimanite ± grenat, granite d'anatexite

mPwab3 Marbre calcitique à dolomitique. Paragneiss, roches calco-silicatées, quartzite

mPwab2 Paragneiss rouillé à biotite ± graphite ± grenat ± sillimanite ± pyrite ± pyrrhotite. Paragneiss, quartzite, wacke quartzitique à pyrite, à chalcopryrite et à grenat

mPwab1 Paragneiss migmatitisé, migmatite d'origine sédimentaire, granite

Suite supracrustale de L'Ascension (âge maximum 1,28 Ga, Nantel, 2008)

mPasc8 Paragneiss feldspathique (<15 % quartz), paragneiss quartzofeldspathique à biotite ± grenat, paragneiss migmatitisé

Suite magmatique de Lacoste (1450 ±10 Ma à 1365 ±2 Ma, Nantel, 2008, 1382 ±12 Ma, Moukhsil *et al.*, 2015)

mPlac11 Orthogneiss monzogranitique rose, leucocrate ou hololeucocrate, à biotite ± hornblende et à magnétite

mPlac11a Faciès mPlac11 avec dykes de pegmatite et des rubans de pegmatite concordants ou discordants

mPlac10 Tonalite leucocrate à biotite ± hornblende ± magnétite, à grain fin ou à grain moyen; texture foliée, gneissique ou granoblastique

mPlac10c Tonalite de type mPlac10 avec lits de diorite et de diorite quartzifère

mPlac10b Tonalite de type mPlac10 avec lits de diorite et quelques lit de gabbros et d'amphibolites; rubans de monzogranite rose hololeucocrate

mPlac8 Roches non différenciées à biotite ± hornblende comprenant des tonalites et des granodiorites ainsi que des diorites et des monzodiorite ± quartzifère. Quantité mineure de gabbro et d'amphibolite

Suite plutonique de Hibbard (1503 ±35 Ma, 1468 ±7 Ma, Moukhsil *et al.*, 2015)

mPhid3 Charnockite, syénogranite. Quantité mineure d'opdalite, d'enderbite et de mangérite gneissique. Dykes et/ou poches de pegmatite granitique rosâtre.

mPhid2 Opdalite, enderbite. Rubans mafiques à magnétite, à hornblende ± grenat. Quantité mineure de gneiss siliceux à pyrite

mPhid1 Monzodiorite, monzodiorite quartzifère, diorite, jotunite. Quantité mineure de mangérite et de granite

Paléoprotérozoïque

Suite plutonique de Dugré (1674 ±15 Ma, Moukhsil *et al.*, 2015)

pPdue3 Charnockite, granite, mangérite. Dykes et/ou poches de pegmatite granitique rosâtre

pPdue2 Opdalite, enderbite granoblastiques, gneissiques à grenat et à magnétite. Quantité mineure de mangérite, de monzonite, de granite et de charnockite

pPdue1 Monzodiorite, monzodiorite quartzifère, jotunite. Quantité mineure de monzonite, de monzonite quartzifère et de granite

PARAUTOCHTONE

Mésoprotérozoïque

Syénite de Gertrude

mPger Syénite à grain grossier, localement porphyrique, syénite quartzifère, le tout associé aux gabbronorites à xénocritaux de feldspath potassique, granite à feldspath alcalin

ARCHÉEN

Complexe du Grand Lac Victoria

Aglv27 Formations de fer silicatée, oxydée et chert. Quantité mineure de formations de fer sulfurée et carbonatée et de grenatite

Aglv26 Quartzite

Aglv25 Amphibolite à clinopyroxène, à orthopyroxène, à grenat et grenatite mafique, le tout est probablement d'origine volcanique

Aglv11 Diorite, diorite quartzifère, monzodiorite, monzodiorite quartzifère, monzonite, mangérite

Aglv10 Roches ultramafiques (péridotite, pyroxénite, dunite, webstérite), le tout intercalé avec de l'amphibolite probablement d'origine volcanique

Aglv9 Gabbronorite, gabbro, le tout ± métamorphisé

Aglv7 Tonalite leucocrate, à biotite ± amphibole, gneiss tonalitique. Quantité mineure de granodiorite et de granite

Aglv6 Diatexite dérivant d'un paragneiss

Aglv5 Amphibolite verdâtre à grain fin à moyen

Aglv4 Gneiss granitique rose ou gris à biotite ± grenat

Aglv1 Paragneiss à biotite ± amphibole ± grenat ± sillimanite ± graphite, paragneiss migmatitisé, paragneiss dérivé de wacke, migmatite d'origine sédimentaire. Quantité mineure de granite et de granite d'anatexite

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

Mésoprotérozoïque

m1Ba Charnockite et granite gneissiques à enclaves de paragneiss migmatitisé

MS Gneiss granitique et granite

Protérozoïque

DSE Diabase

— Faille à mouvement indéterminé

— Faille inverse

— Faille dextre inverse

— Faille probable

— Mouvement sénestre

— Plis antiforme déjeté

— Plis synforme déjeté

— Plis antiforme droit

— Faille normale

— Cisaillement

— Certain à mouvement indéterminé

— Certain dextre

— Certain senestre

Figure 2B. Légende de la carte géologique de la région Clova montrée en figure 2A

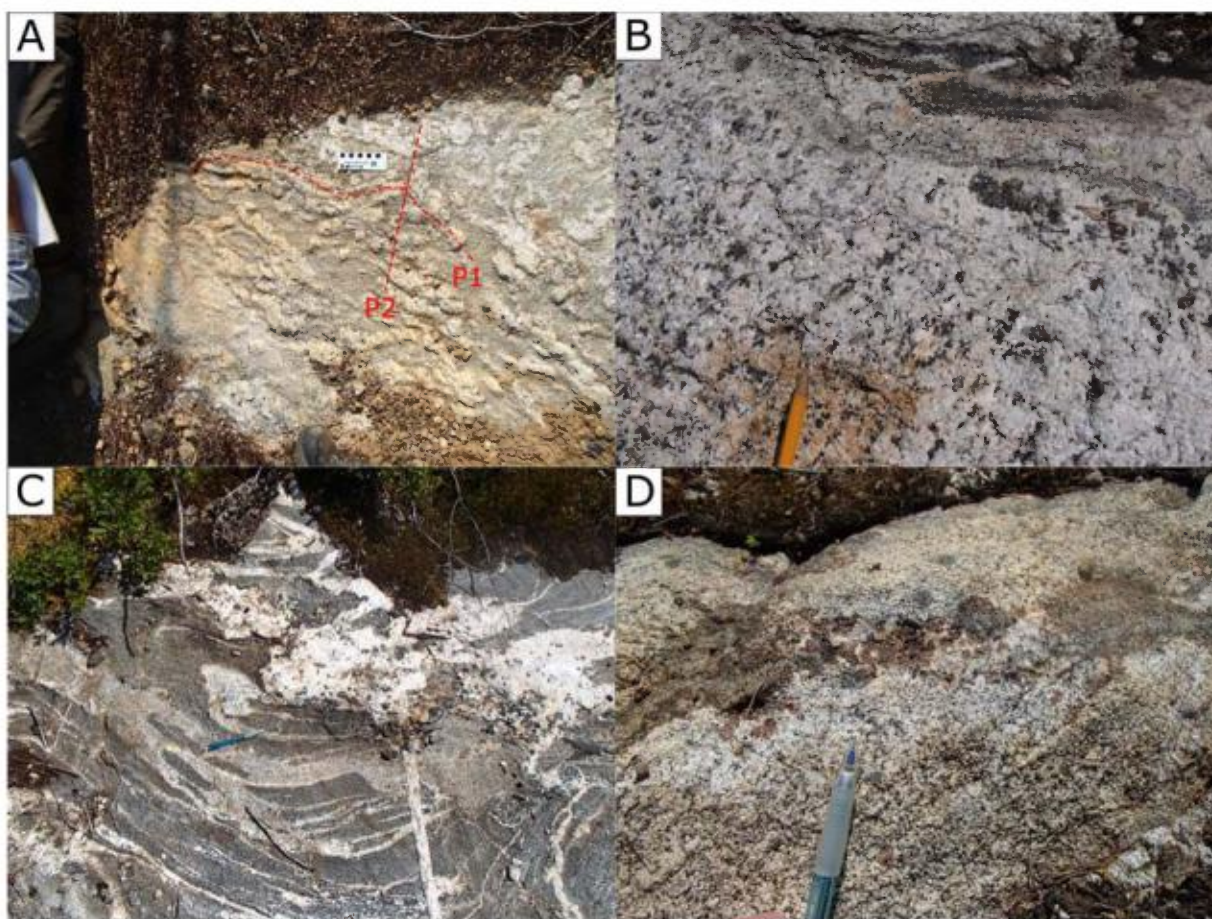


Figure 3. Photos d'affleurements de la région A illustrant le faible degré de déformation caractérisant l'ABT dans cette région.

A) Rubans migmatitiques plissés. B) Orthogneiss ne possédant qu'une très faible foliation minérale. C) Amphibolite bréchique non-transposée. D) Leucosome à grenat dans un paragneiss. Notez l'absence de foliation minérale. L'absence d'allongement des quartz dans un leucosome implique une déformation en présence de fusion partielle.



Figure 4. Roches de la zone ressemblant aux roches du Complexe de Wabash dans la région B. A) Le ruban blanc au centre de la photo est une roche quartzofeldspathique à grenat. B) Gneiss à grenat-sillimanite rubané. L'absence de texture indiquant que les rubans felsique puissent avoir une origine ignée ou anatectique et la minéralogie de ces rubans (grenat-sillimanite) suggère qu'ils puissent être des zones d'altérations hydrothermales métamorphisées lors de l'Orogénie grenvillienne, similaire aux roches examinées par Lasalle *et al.* (2014) et Indares et Moukhsil (2013) au sud du Réservoir Manicouagan.

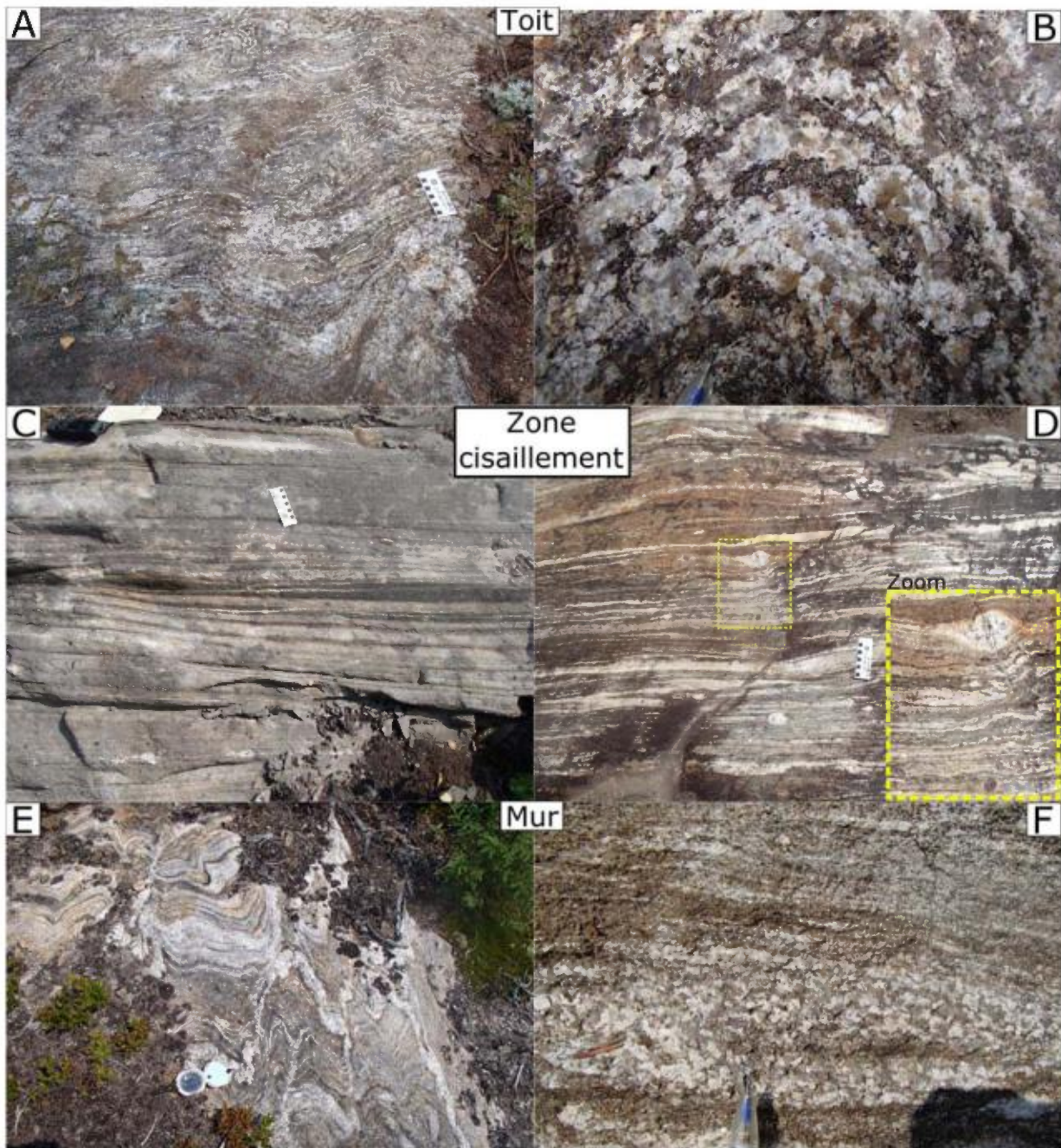


Figure 5. Photos d’affleurements le long d’un transect SE-NO le long du flanc sud du pli régional caractérisant la région B.

Comme ce flanc pend vers le SSE, nous passons du toit (A, B) de la zone de cisaillement observée (C, D) au mur (E, F). A) Paragneiss migmatitique plissé. B) Zoom d’une charnière d’un des plis montré en A illustrant l’absence de foliation minérale. C) Gneiss mylonitique complètement transposé. D) Paragneiss rubané à sillimanite-grenat mylonitique. Plusieurs porphyroclastes de type θ indiquent un cisaillement senestre, mais le plan d’observation est perpendiculaire à la linéation. E) Cœur du pli caractérisé par un paragneiss migmatitique rubané. Il y a deux générations de leucosome. Le premier, recoupe le rubanement à angle faible et forme des plis ouverts de plans axiaux E-O qui contiennent la deuxième génération de leucosome. F) Leucosome dans lequel les quartz ne sont pas déformés, ce qui implique une déformation en présence de fusion partielle.

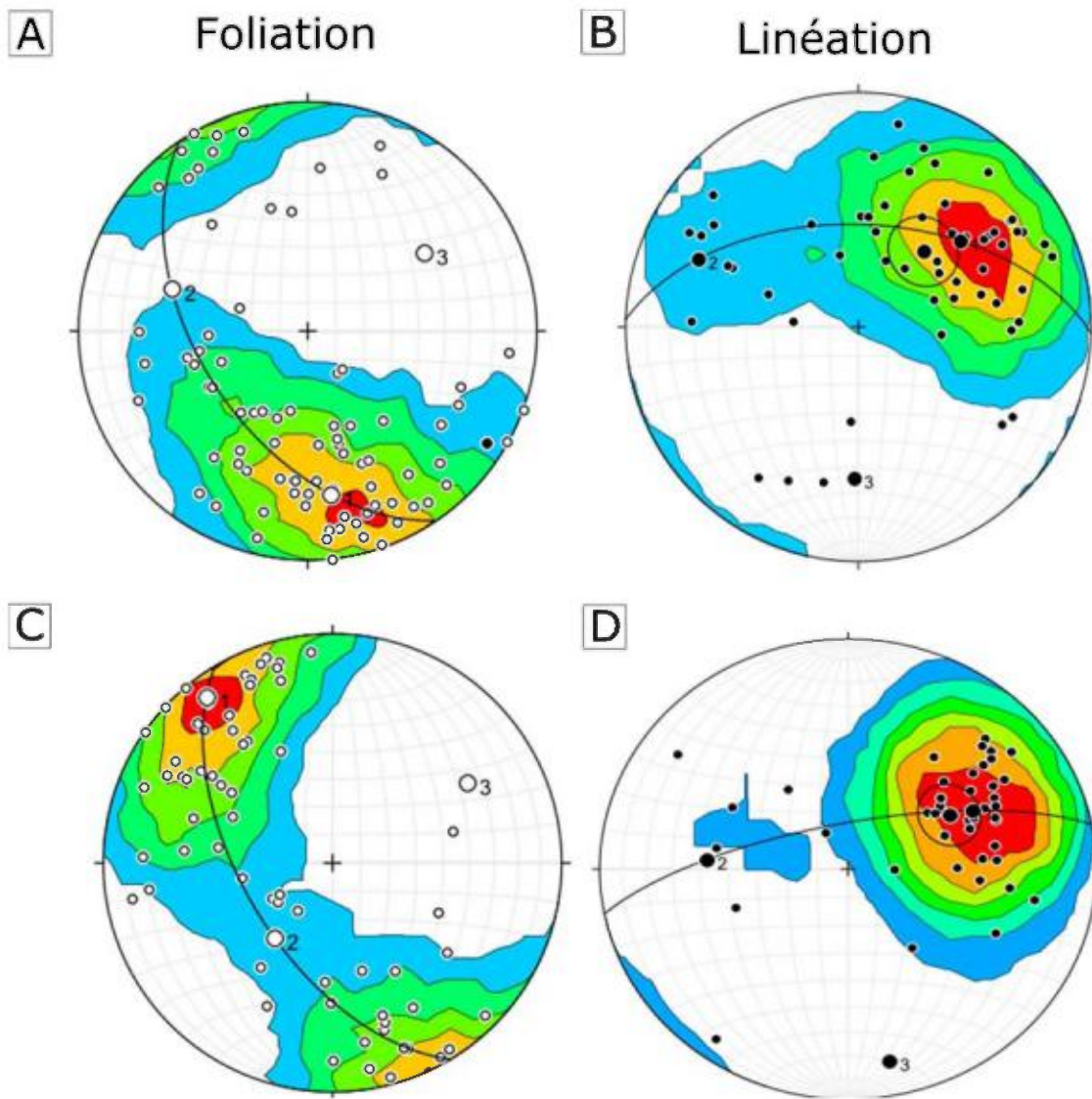


Figure 6. Projections stéréographiques sur l'hémisphère inférieur des éléments structuraux des régions B et C.

« Foliation » (cercle blanc) inclut schistosité, foliation minérale, gneissosité, et rubanement tectonique, migmatitique ou mylonitique; alors que « linéation » inclut les linéations minérale et d'étirement. A-B) Région B. C-D) Région C. Voir le texte pour les explications.

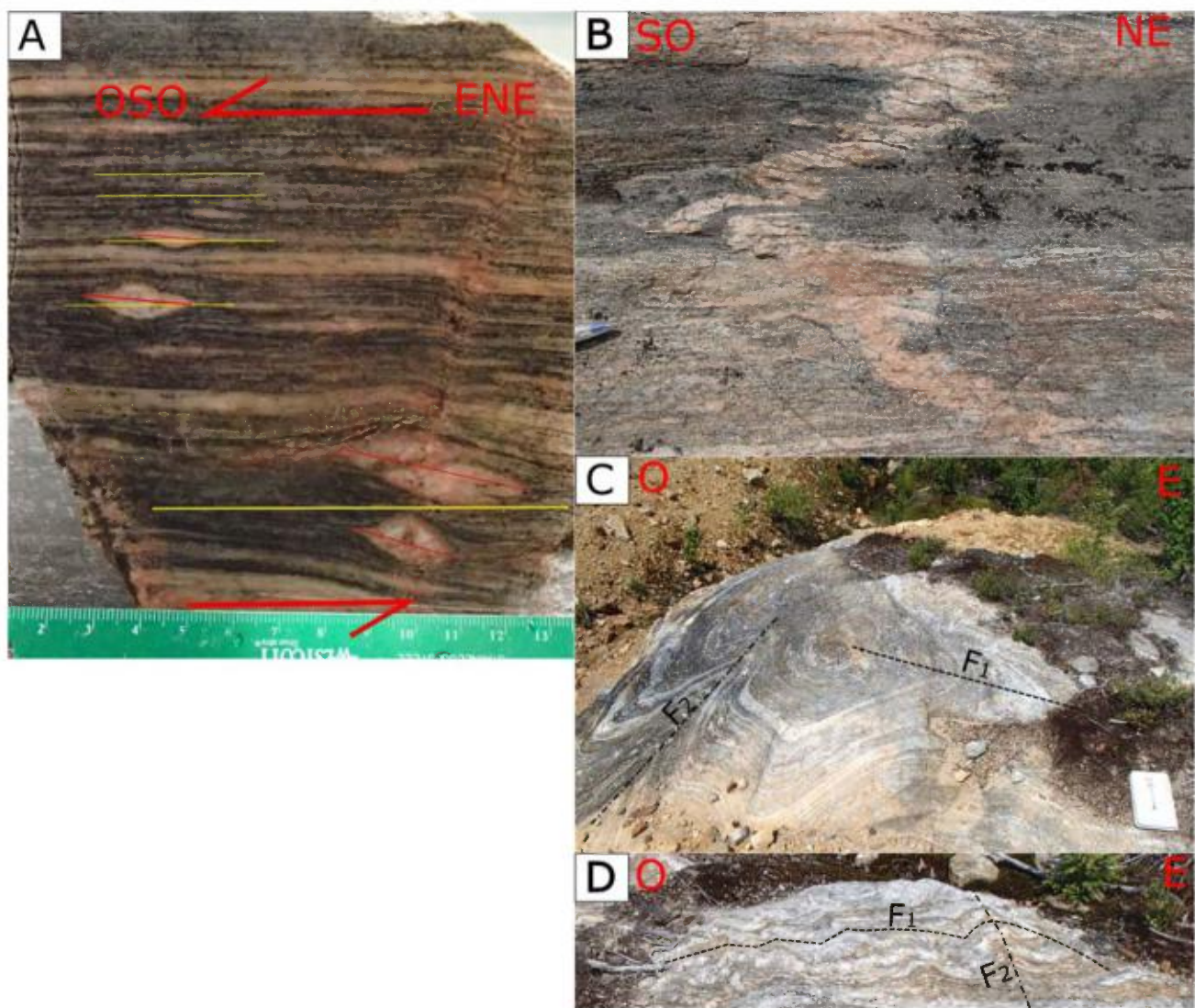


Figure 7. Structures typiques de la région B.

A) Face d'un gneiss granitique mylonitique découpé dans le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie. Porphyroclastes de feldspath potassique de type sigma indiquant un sens de cisaillement senestre qui correspond à un mouvement normal. Les lignes rouges indiquent l'orientation de l'axe long des porphyroclastes alors que les lignes jaunes indiquent l'orientation de la foliation. B) Veine granitique plissée indiquant une déformation en aplatissement. C) Patron en dômes et bassins créé par deux générations de plis d'un gneiss mylonitique. D) Patron d'interférence entre les deux générations de pli.

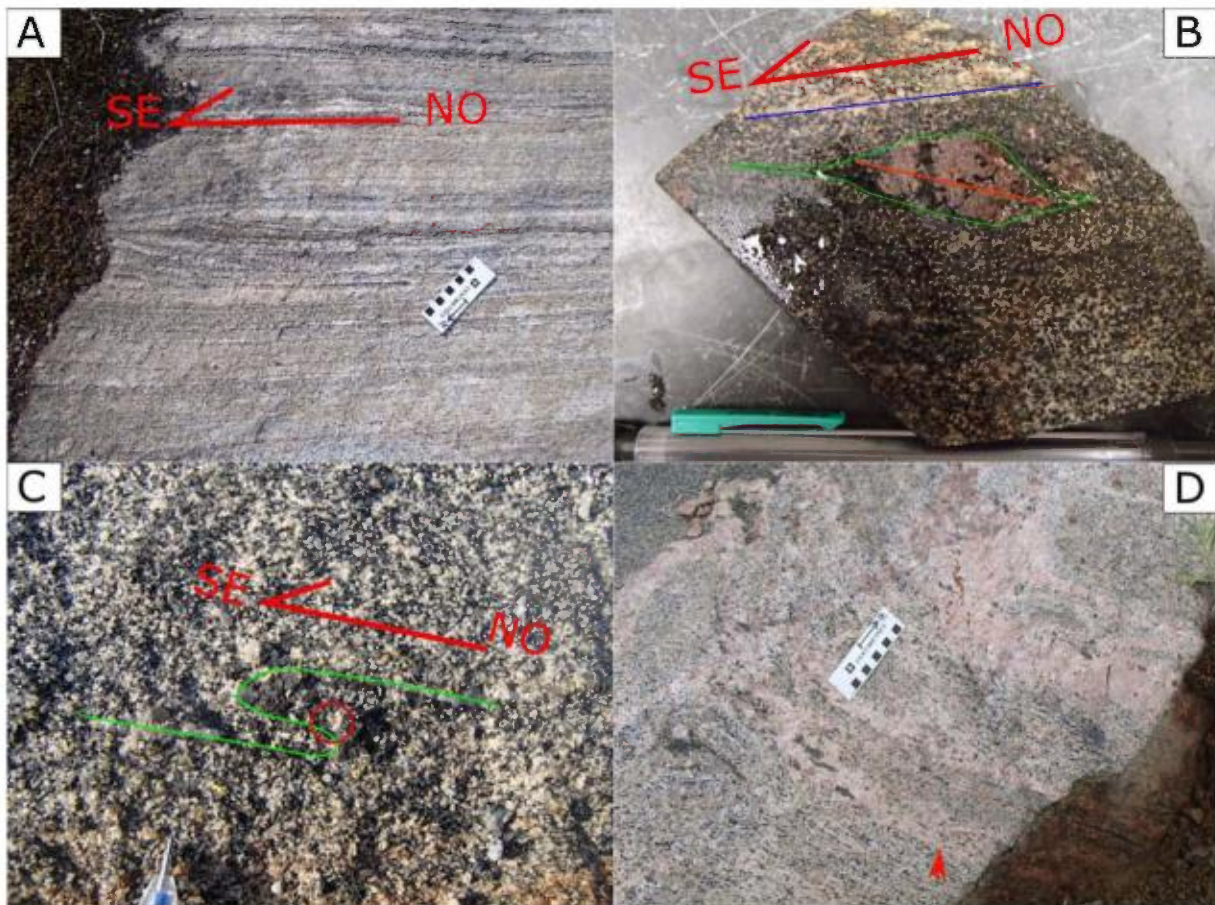


Figure 8. Structures dans la région C.

A) L'entraînement du rubanement dans un gneiss mylonitique suggère un cisaillement senestre-normal. Surface à $\sim 30^\circ$ du plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie. B) Face d'une amphibolite coupée dans le plan XZ. Porphyroblaste de grenat de type sigma dans une amphibolite. La forme et la structure en « pull-apart » du grenat indiquent un cisaillement oblique-normal. Les ombres de pression et l'intérieur du pull-apart sont riches en biotite-hornblende indiquant une déformation lors du refroidissement couplé à une injection de fluide. La ligne bleue indique la foliation C) Queue de recristallisation riche en biotite-hornblende autour d'un grenat (cercle rouge). La structure est enroulée sur elle-même en forme de thêta indiquant un cisaillement senestre-normal. Surface à $\sim 30^\circ$ du plan XZ. D) Syénite à clinopyroxène injecté dans un gneiss quartzofeldspathique. La syénite recoupe la gneissosité par endroits, alors qu'à d'autres elle est parallèle et foliée (flèche rouge). Ces relations impliquent une mise en place synchrone au cisaillement senestre-normal.

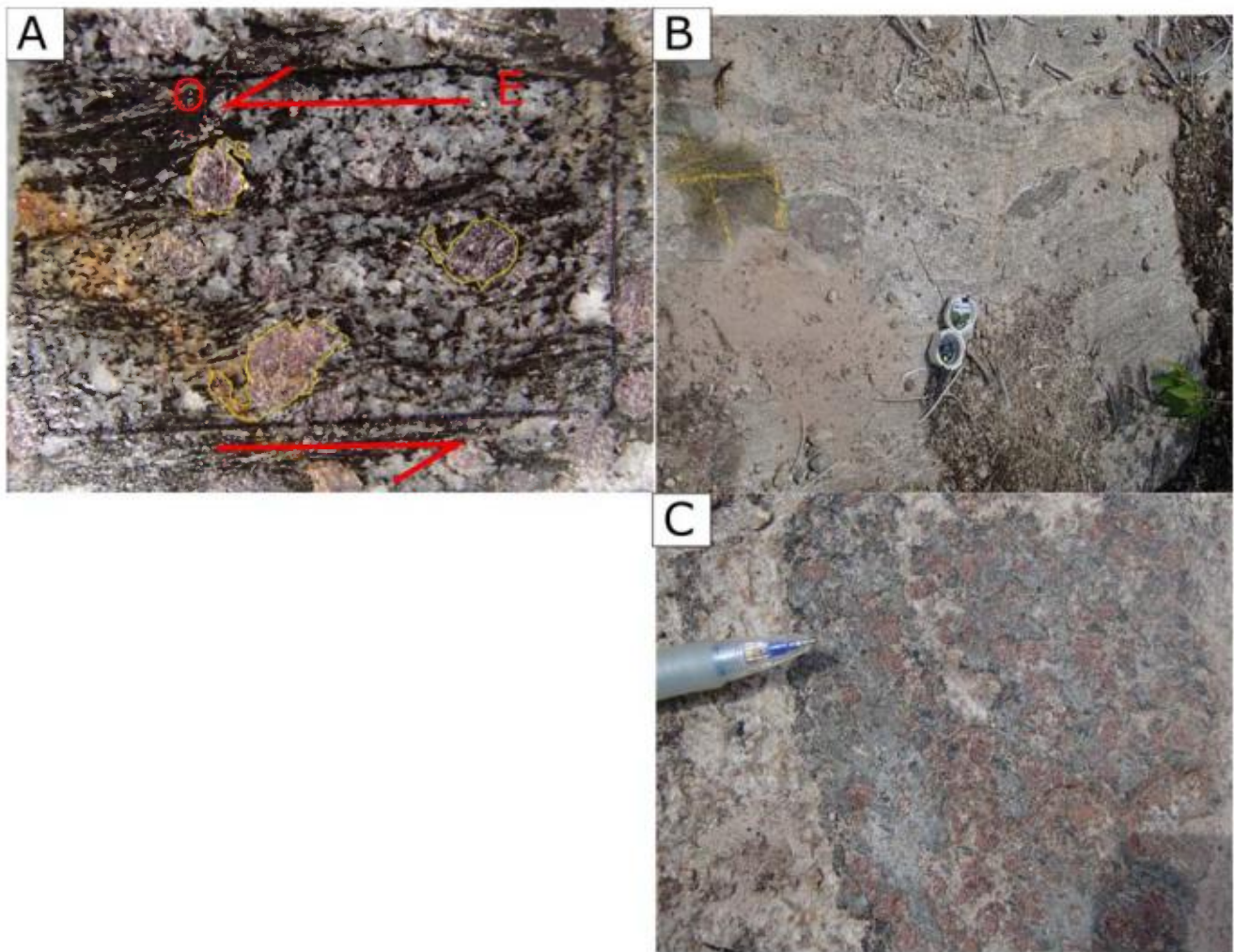


Figure 9. Structure et métamorphisme dans la Ceinture Parautochtone au NE de la région C.

A) Face d'une métapélites à grenat-sillimanite migmatitique coupé dans le plan XZ. Les porphyroblastes de grenat sont formés de queues leur donnant une forme thêta indiquant un sens de cisaillement senestre, ou inverse SE vers le NO. Ce genre de structure implique une cristallisation synchrone au cisaillement. B) Niveau ultramafique boudiné. C) Zoom d'un boudin montrant un assemblage de grenat-clinopyroxène entouré de leucosome tonalitique. Explications dans le texte.

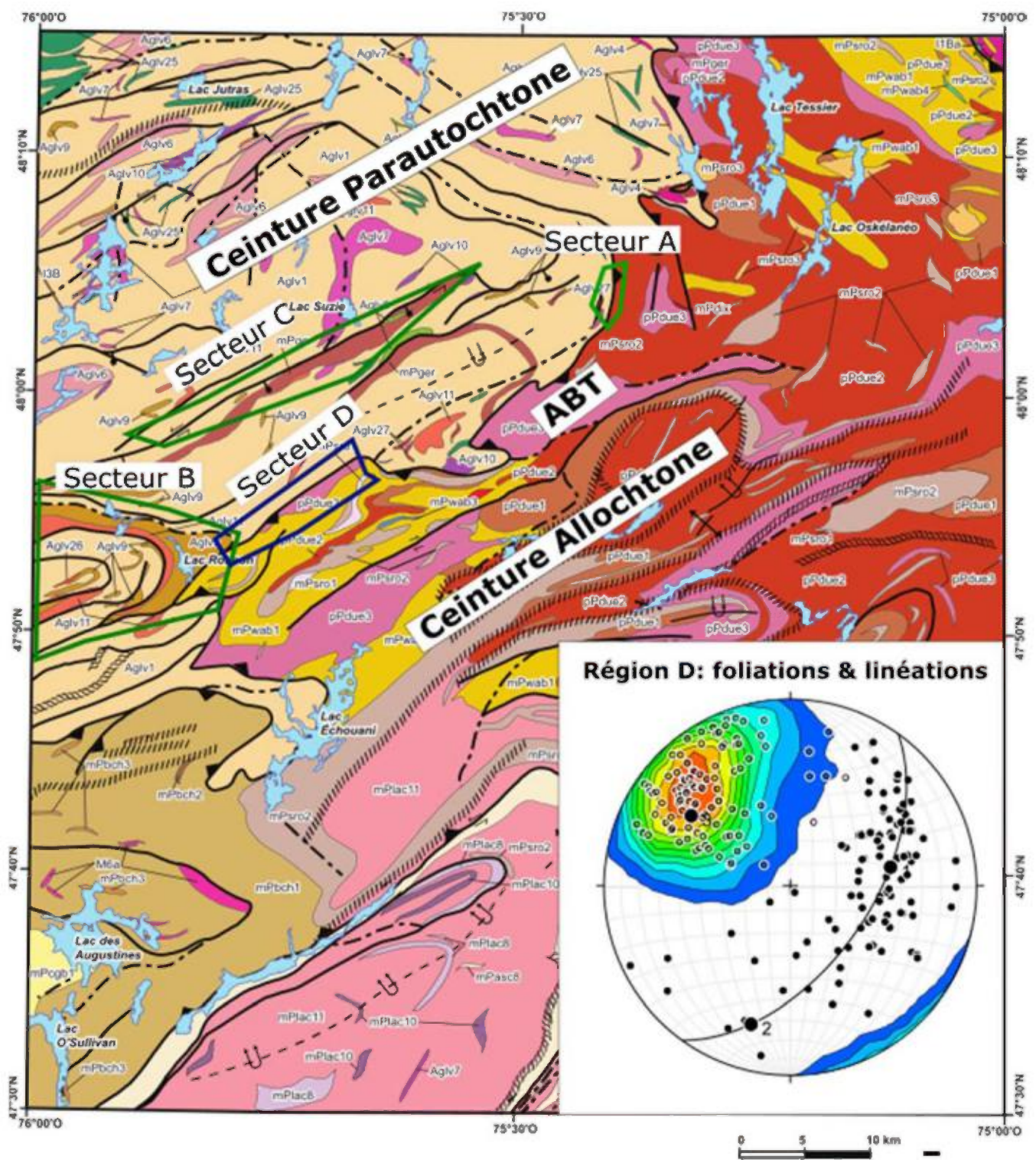


Figure 10. Localisation de la région D et projection stéréographique sur hémisphère inférieur des éléments structuraux analysés de cette région.
Foliation : cercle blanc; linéation : cercle noir. Voir texte pour explications.