

RG 2016-03

Géologie de la région de Clova, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville)

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi et Saïd Belkacim



Paragneiss mylonitique à linéation d'étirement de type pendage.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Auteurs

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi et Saïd Belkacim

Lecture critique

Pierre Lacoste et James Moorhead

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Dessin

Johanne Jobidon

Assistance technique

Frédéric St-Pierre

Graphisme

Marie-Eve Lagacé

Géologie de la région de Clova, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville)

Abdelali Moukhsil¹, Fabien Solgadi¹, Saïd Belkacim²

RG 2016-03

Mots clés : Grenville, labradorien, Parautochtone, *ABT*, terres rares

Résumé

Un nouveau levé géologique a été réalisé durant l'été 2015 dans la région de Clova, située au sud-ouest du réservoir Gouin dans le Haut-Saint-Maurice, partie ouest de la Province de Grenville. Ce levé constitue la deuxième phase d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans cette région qui couvre six feuillets SNRC (31O11, 31O12, 31O13, 31O14, 32B03 et 32B04).

La région cartographiée est subdivisée en deux secteurs : le Parautochtone (Archéen) et l'Allochtone (Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque). Les roches du Parautochtone sont assignées au Complexe du Grand Lac Victoria (CGLV). Ce dernier est composé de paragneiss à biotite \pm grenat \pm graphite \pm sillimanite \pm kyanite, de migmatite, de diatexite, d'amphibolite, de clinopyroxénite, de formations de fer (à oxydes et à silicates) avec des rubans de chert, et de roches mafiques à ultramafiques riches en grenat et en clinopyroxène (CX) nommées grenatites (pyrigarnites). Le territoire occupé par les paragneiss est considéré comme étant l'équivalent latéral vers l'est du Terrain du Lac Témiscamingue de la Sous-province du Pontiac. Alors que celui occupé par les amphibolites et les roches mafiques à ultramafiques est plutôt considéré comme la prolongation vers l'est des roches de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi. La Syénite de Gertrude est localisée dans le Parautochtone et est associée à des gabbronorites à xénocristaux de feldspath potassique. Ces deux roches sont observées en enclaves l'une dans l'autre et forment des figures de mélange de magma. L'Allochtone comprend les suites plutoniques d'âges labradorien (de Dugré, 1674 Ma) et pinwarien (de Hibbard, 1468 Ma), constituées d'opdalite, d'enderbite, de charnockite, de jotunite et de monzodiorite; la Suite magmatique de Lacoste d'âge elsonien (1450 à 1365 Ma), constituée d'orthogneiss, de monzogranite, de diorite et de tonalite; des roches supracrustales également d'âge elsonien, comme le Complexe de Wabash (<1,20 Ga) et la Suite de l'Ascension (<1,28 Ga) formés de paragneiss à GR \pm GP \pm SM, de quartzite, d'une très faible quantité de marbre, de roches calco-silicatées et d'une quantité mineure de grenatite (felsique à mafique); la Suite métagabbroïque de Bouchette composée de gabbronorite, de gabbro et de quantités mineures d'anorthosite et de leuconorite; la Suite métamorphique de Cabonga, constituée de paragneiss à GP \pm SM; la Suite de Roc (non datée) composée de pyroxénite, de webstérite à olivine, de gabbro et de gabbronorite avec ou sans oxydes à Fe-Ti \pm P; la Suite alcaline de Lesueur (1000 \pm 6 Ma), formée de syénite avec ou sans sulfures; et la Syénite des Dix Miles (non datée) composée de syénite rose saumon magnétique et de syénogranite. Toutes les roches cartographiées sont injectées par des dykes de pegmatite granitique et par des dykes mafiques.

Les roches du Parautochtone sont métamorphisées au faciès des amphibolites avec des paragenèses à HB + PG + GR + CX \pm QZ dans les roches mafiques et à SM + BO \pm KY \pm MV dans les paragneiss. Par contre, les roches dans l'Allochtone sont au faciès métamorphique prograde des granulites de moyenne pression avec une paragenèse à OX + CX + PG + GR dans les roches mafiques et à SM + GR + FK + QZ dans les paragneiss à biotite, mais elles ont subi un métamorphisme rétrograde, localement au faciès des amphibolites (HB + PG + GR).

Des zones d'altération hydrothermale, métamorphisées, ont été identifiées dans plusieurs secteurs de la région. Ces zones sont constituées de gneiss quartzofeldspathiques à pyrite, à pyrrhotite et à traces de chalcopyrite; de gneiss à néphéline associés aux roches à carbonates et à de la syénite (Suite alcaline de Lesueur); de roches mafiques riches en grenat (grenatite, amphibolite); et de roches felsiques blanchâtres à sillimanite et grenat.

1- Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

2- Unité de recherche et de service en technologie minière-UQAT

Les roches de la région sont très déformées et présentent des plis isoclinaux et des structures en dôme et bassin. L'interprétation des cartes aéromagnétiques a permis de tracer des failles majeures dont la plupart sont reconnues sur le terrain. Ces failles correspondent, entre autres, à l'*ABT* (zone de charriage de l'Allochtone, « *Allochthon Boundary Thrust* ») et à d'autres discontinuités, soit des failles inverses, normales obliques ainsi qu'à des cisaillements importants comme le Détachement de Dorval. Ces failles correspondent généralement à de larges couloirs mylonitiques, de direction NNE-SSW à E-W.

Dans l'Allochtone, la chimie des principales suites plutoniques felsiques (Hibbard, Dugré et Lacoste) suggère une mise en place dans un environnement d'arc volcanique. La chimie variable des intrusions syénitiques à K₂O a généralement permis de les distinguer. Les paragneiss du Wabash, de l'Ascension (Allochtone) et du Grand Lac Victoria (Parautochtone) se distinguent par leurs chimies et par leurs différentes provenances (érosion de matériel de sources différentes). Les formations de fer montrent des faciès avec des compositions chimiques différentes qui peuvent caractériser des environnements de mise en place plus ou moins oxydants. Les amphibolites et les roches plutoniques mafiques du Complexe du Grand Lac Victoria ont des chimies similaires et correspondraient à des roches volcaniques et à leurs équivalents plutoniques ayant subi un métamorphisme régional. La Suite plutonique de Bouchette est caractérisée par une chimie très particulière avec un caractère plus alcalin que les gabbros et gabbronorites de la Suite de Roc.

Nos travaux ont permis la découverte de plusieurs indices et cibles d'exploration pour les terres rares, les oxydes de fer, de titane et de phosphore, le nickel et le cuivre, ainsi que pour la pierre architecturale et les minéraux industriels comme le graphite et la sillimanite. La reconnaissance des zones d'altération hydrothermale métamorphisées ainsi que la présence de formations de fer archéennes indiquent un potentiel minéral intéressant dans cette région.

Table des matières

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION, ACCÈS ET OBJECTIFS | 5 |
| Travaux antérieurs | 5 |
| Remerciements | 6 |
| GÉOLOGIE GÉNÉRALE | 6 |
| STRATIGRAPHIE..... | 6 |
| Description des lithodèmes..... | 6 |
| Parautochtone / Archéen..... | 6 |
| Le Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv) | 6 |
| Parautochtone / Mésoprotérozoïque | 12 |
| Syénite de Gertrude (mPger)..... | 12 |
| Allochtone / Paléoprotérozoïque | 14 |
| Suite plutonique de Dugré (pPdue) | 14 |
| Allochtone / Mésoprotérozoïque | 14 |
| Suite plutonique de Hibbard (mPhid)..... | 14 |
| Suite magmatique de Lacoste (mPlac) | 14 |
| Suite supracrustale de L'Ascension (mPasc) | 16 |
| Complexe de Wabash (mPwab)..... | 16 |
| Suite métamorphique de Cabonga (mPcgb) | 17 |
| Suite plutonique de Bouchette (mPbch) | 17 |
| Suite de Roc (mPsro) | 18 |
| Syénite des Dix Milles (mPdix) | 18 |
| Suite alcaline de Lesueur (mPsue) | 20 |
| UNITÉS LITHOLOGIQUES | 20 |
| LITHOGÉOCHIMIE | 20 |
| Introduction | 20 |
| Roches felsiques à intermédiaires..... | 20 |
| Suite plutonique de Dugré | 20 |
| Suite plutonique de Hibbard..... | 21 |
| Suite magmatique de Lacoste | 21 |
| Complexe du Grand Lac Victoria | 21 |
| Syénites | 23 |
| Syénite de Gertrude..... | 23 |
| Syénite des Dix Milles | 23 |
| Suite alcaline de Lesueur..... | 23 |
| Roches métasédimentaires | |
| et volcaniques..... | 24 |
| Complexe de Wabash | 24 |
| Paragneiss | 24 |
| Roches d'anatexie | 24 |
| Amphibolite d'origine volcanique | 24 |
| Complexe du Grand Lac Victoria | 24 |
| Paragneiss | 24 |
| Diatexites et granites..... | 26 |
| Amphibolites d'origine volcanique et roches mafiques associées | 26 |
| Formation de fer et roches associées | 26 |
| Suite supracrustale de L'Ascension | 27 |
| Suite métamorphique de Cabonga | 27 |

| | |
|---|----|
| Roches mafiques et ultramafiques..... | 27 |
| Complexe du Grand Lac Victoria | 27 |
| Suite de Roc | 27 |
| Suite plutonique de Bouchette | 27 |
| MÉTAMORPHISME | 28 |
| Parautochtone | 28 |
| Allochtone | 28 |
| GÉOLOGIE STRUCTURALE | 28 |
| Parautochtone | 28 |
| Allochtone | 29 |
| Phases de déformation et de plissement | 31 |
| Coupes géologiques transversales | 31 |
| GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE | 33 |
| Introduction | 33 |
| Indices connus de substances métalliques | 33 |
| Nouveaux indices de substances métalliques | 33 |
| Type magmatique associé aux pegmatites (terres rares et thorium) | 33 |
| Indice Galipeau1 | 33 |
| Indice Galipeau2 | 33 |
| Indice Kekek | 33 |
| Indice Shingle | 33 |
| Type magmatique à Cu-Ni, Cu et/ou Ag | 34 |
| Indice Tamarac (Cu-Ni)..... | 34 |
| Indice Le Breton (Cu) | 34 |
| Indice Siam (Cu-Ag)..... | 34 |
| Indice connu de substances non métalliques | 34 |
| Nouveaux indices de substances non métalliques (minéraux industriels) | 34 |
| Graphite / sillimanite..... | 34 |
| Indice De La Colombe | 34 |
| Indice Rust | 34 |
| Indice Canot | 35 |
| Indice Péronne | 35 |
| Pierre architecturale (cible Moon) | 35 |
| CONCLUSION | 35 |
| RÉFÉRENCES | 36 |
| ANNEXE 1 – Photographies | 40 |
| ANNEXE 2 – Tableaux..... | 46 |

HORS TEXTE

Géologie 1/125 000 – Géologie de la région de Clova, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville),
carte RG2016-03-C001

INTRODUCTION, ACCÈS ET OBJECTIFS

Ce nouveau levé géologique a été réalisé au cours de l'été 2015 et couvre une superficie de 6 300 km² (feuillet SNRC 31O11, 31O12, 31O13, 31O14, 32B03 et 32B04).

Le terrain cartographié se trouve dans la région de Clova, dans le Haut-Saint-Maurice, dans la province géologique de Grenville, dans sa partie ouest au Québec, et est localisé au sud-ouest du réservoir Gouin (figure 1). Il est accessible par la route passant par la ville de La Tuque (R155) et en prenant le chemin forestier Parent-Wemotaci-Clova (R25), aussi par la route gravellée (R309) à partir de Mont-Laurier ou par le chemin forestier R0404 à partir de Senneterre en Abitibi. Un chemin de fer (CN) traverse la région de Senneterre à l'ouest ou de Montréal à l'est.

L'objectif de nos travaux est de réaliser de nouvelles cartes géologiques en identifiant les lithologies de la région de Clova. La cartographie a été effectuée par une équipe multidisciplinaire constituée de cartographes, de métallogéniste, de structurologue, de géochronologue et de géochimiste. Le levé a été réalisé à l'échelle 1/50 000 en utilisant les chemins forestiers ou les berges de grands lacs (des Augustines, O'Sullivan et Oskélanéo) qui offrent des accès à d'importants affleurements. Par contre, les secteurs sans accès terrestre ont été couverts à l'échelle de 1/125 000 par des cheminements stratégiques espacés de 4 à 5 km et par des sauts-de-mouton en hélicoptère. L'utilisation du levé aéromagnétique récent et détaillé a également permis de bien définir les limites des intrusions, les bassins métasédimentaires et les roches métavolcaniques de la région.

D'autres objectifs associés à ce projet sont :

1. Définir le potentiel minéral de la région par la réalisation de nouvelles découvertes de cibles et d'indices minéralisés;
2. Acquérir de nouvelles données telles que des propriétés physiques de la roche (la densité, la susceptibilité magnétique et la radioactivité émise par trois éléments U/K/Th, en utilisant un scintillomètre de type RS 125);
3. Définir le tracé de la discontinuité structurale nommée la zone de charriage de l'Allochtonne (*Allochton Boundary Thrust = ABT*) qui sépare le Parautochtonne et l'Allochtonne (Rivers *et al.*, 1989 et 2012);
4. Avoir une idée de la troisième dimension de quelques anomalies magnétiques par inversion des données magnétiques à l'aide du module Voxi de Geosoft.

Travaux antérieurs

Wilson (1910) de la Commission géologique du Canada (CGC) et Bancroft (1916) du Service des Mines du ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec, ont réalisé les premiers travaux de reconnaissance touchant la région cartographiée. Les travaux de Bancroft présentent également une étude des gîtes et des gisements de cuivre découverts dans la région des Cantons-de-l'Est. La deuxième reconnaissance géologique incluant la région étudiée a été réalisée par Retty (1934) du Service des Mines du Québec. À l'est de la région de Parent, les contextes géologiques des gisements cuprifères ont été décrits par Bancroft (1916) et par la suite, Faessler du Service des Mines de Québec (1937a et b), y a réalisé des travaux de cartographie. Ces travaux ont mené, entre autres, à la découverte de plusieurs sites de roches riches en phlogopite (glimmèrites), nommées alors « suzorites » en raison de leur découverte dans le canton de Suzor (Faessler, 1939). Plus au sud du secteur étudié, dans les régions de Labelle-L'Annonciation et de Mont-Laurier, des travaux de cartographie ont été réalisés à l'échelle de 1/250 000, respectivement par Osborne (1935) et par Wynne-Edwards (1966). Le secteur à l'ouest de Clova (SNRC 32B04) a fait l'objet d'une cartographie par Girard et Moorhead (1994) qui a mené à la publication de cartes lithologiques. Le nord de la région a été cartographié plus ou moins en détail. Citons les travaux de 1962 et 1963 de Laurin (1965) à l'échelle 1/253 440 qui ont couvert tout le bassin du réservoir Gouin. Plus à l'est de notre région et également au nord, plus précisément dans la région de Press-Clova, les levés géologiques de Girard *et al.* (1993) ont produit des cartes géologiques à l'échelle de 1/50 000 ainsi qu'une carte lithologique synthèse au 1/100 000. Récemment, plus au sud de notre secteur, près de Mont-Laurier, des travaux de cartographie ont été effectués par plusieurs auteurs (Hébert et Nantel, 1999; Lacoste, 2000, Nantel et Lacoste, 2005, Nantel et Giroux, 2005; Nantel, 2008; Corriveau, 2013).

Une reconnaissance géologique couvrant l'agglomération de La Tuque qui comprend également les secteurs de Parent et de Clova, a été effectuée par Hébert (2012). Ces travaux ont permis de définir quelques zones à potentiel minéral non négligeable.

De plus, dans la région cartographiée, des travaux ont été réalisés par des compagnies d'exploration minière et/ou des prospecteurs autonomes depuis plusieurs décennies pour la recherche de métaux usuels, de métaux précieux ainsi que de minéraux industriels.

Toute la région cartographiée a été couverte par un levé magnétique aéroporté de haute résolution (lignes de vol espacées au 300 m de distance et à environ 100 m d'altitude) (Benahmed *et al.*, 2014).

En 1997, un levé de sédiments de fond de lac a couvert la région de Parent (Lalonde, 1997). Ce levé (2637 échantillons) a été réalisé par le Ministère dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

Cinquante-cinq éléments chimiques ont alors été analysés et ont permis de localiser plusieurs cibles. En 2009, le Ministère a réanalysé ces échantillons de la grande région de Parent et de Clova, soit 2631 échantillons pour 53 éléments chimiques (Labbé, 2009). Les données de la géochimie des sédiments de fond de lac ainsi que celles du levé aéromagnétique sont disponibles dans la base de données géominière (SIGÉOM) à partir de la page web « Produits et services en ligne-Mines », à l'adresse www.mern.gouv.qc.ca/produits-service/mines.jsp.

Remerciements

Nos remerciements s'adressent à toutes les personnes qui ont participé aux travaux sur le terrain : le géologue Thomas Clark; le stagiaire géologue Gabriel Côté, les stagiaires David Guillot, Sophie Jannin et Pierre-Henri Trapy, les aides-géologues Sabrina Chayer et Lisa Côté; Charles Blais pour son aide technique sur le terrain suite à l'utilisation des tablettes électroniques, Kathleen O'Brien, Pierre-Thomas Poulin, Ghyslain Roy et Julie Sauvageau pour l'intégration de nos cartes dans le système SIGÉOM; les personnes de soutien Robert Canapé et Wellie St-Onge, ainsi que notre cuisinière Louise Bélanger. Nous remercions aussi Cornelia Roffeis qui a participé à la collecte des données des échantillons pour les datations isotopiques et Hassan Bouzazhah pour les analyses au microscope électronique à balayage à l'UQAT-URSTM; le pilote Jonathan Beaumont et le mécanicien Philippe Pedneault de la compagnie Hélicoptère Panorama pour leur professionnalisme. Louise Corriveau, Félix Gervais, Anne-Sylvie André-Mayer et Olivier Vanderghaeghe sont également remerciés pour les échanges et discussions à distance ou sur le terrain dans la région cartographiée sur les systèmes d'altération hydrothermale et sur la géologie structurale. Merci à Rachid Intissar pour la réalisation et l'interprétation des anomalies magnétiques par la méthode d'inversion des données magnétiques à l'aide du module Voxi de Geosoft.

Nos tenons également à remercier le professionnalisme de Pierre Lacoste et de James Moorhead pour la lecture critique ainsi que Joanne Nadeau pour l'édition de ce rapport.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région cartographiée est située dans la province géologique de Grenville (Rivers *et al.* 1989) et plus précisément dans sa partie ouest au Québec (figure 1). Cette province est la plus jeune province géologique du Bouclier Canadien construite étape par étape le long de la marge est du continent Laurentia (noyau continental de l'Amérique du Nord). Le Grenville représente la racine profonde d'une ancienne chaîne de montagnes comparable à l'Himalaya d'aujourd'hui (Dewey et Burke, 1973). La région cartographiée est subdivisée en deux parties, soit le

Parautochtone et l'Allochtone. Les deux zones sont séparées par une structure majeure de chevauchement (zone de charriage de l'Allochtone) nommée **ABT** (*Allochton Boundary Thrust*, Rivers *et al.*, 1989). Le Parautochtone est constitué de roches principalement d'âge archéen en contact avec les roches de la Province du Supérieur séparées par le Front du Grenville, situé près de la bordure nord-ouest de la chaîne grenvillienne. L'Allochtone est composé de roches d'âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque.

La stratigraphie définie pour les lithologies cartographiées est basée sur les relations observées sur le terrain et sur des datations (U/Pb sur zircon) effectuées dans la région.

STRATIGRAPHIE

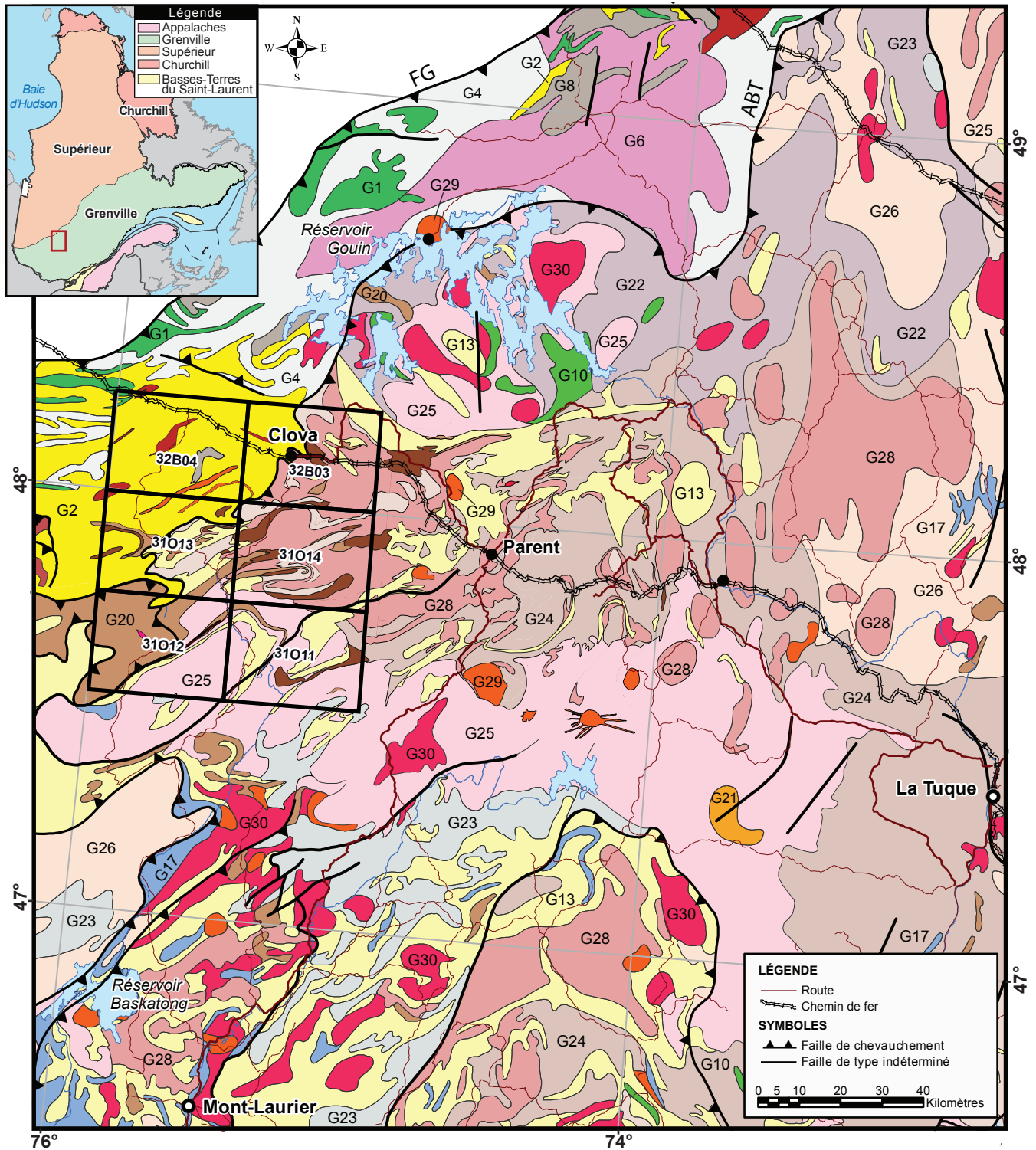
Description des lithodèmes

Parautochtone / Archéen

Le Complexe du Grand Lac Victoria (Agly)

La partie ouest de la Province de Grenville a été étudiée par plusieurs chercheurs universitaires qui ont produit des articles à la suite du programme Lithoprobe des années 1989 à 1996. Indares et Martignole (1989) et Martignole et Pouget (1994) ont subdivisé la région du réservoir Cabonga, à l'ouest de la région cartographiée, en plusieurs terranes. La partie Parautochtone serait composée du terrane X constitué de gneiss charnockitique et du terrane du Réservoir Dozois composé de migmatites d'âge archéen recyclées. Alors que la partie Allochtone serait formée du terrane du Lac Dumoine et du terrane du Réservoir Cabonga (prolongement du terrane de Mont-Laurier). Tous les terranes du Parautochtones sont englobés dans le Complexe du Grand Lac Victoria. Ce complexe a été nommé par Rive (1990, carte inédite) lors de ses travaux de terrain et de compilation dans la Sous-province du Pontiac. À la suite de ces travaux et lors de la réalisation de la carte géologique du Québec, le Complexe du Grand Lac Victoria a été prolongé vers l'est dans le Parautochtone (Thériault et Beauséjour, 2012). Les travaux de Girard *et al.* (1993) dans la région de Press-Clova ont plutôt inclus les roches équivalentes à celles de ce complexe dans le Terrane du Lac Témiscamingue de la Sous-province du Pontiac.

Dans le cadre de ce projet de cartographie, les roches du Parautochtone sont assignées de façon formelle, au Complexe du Grand Lac Victoria (CGLV) et sont d'âge archéen. Du NE au SW dans la partie ouest du Grenville, vingt-six unités sont groupées dans ce complexe. La plupart de ces unités ont été créées lors de la compilation de la carte géologique du feuillet SNRC 31N (CGSIGEOM31N, Ducharme, 2001).



PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET MÉSOPROTÉROZOÏQUE

GRANITOÏDES

- G30** Granite, monzonite quartzifère, syénite quartzifère
- G29** Syénite, monzonite et autres intrusions alcalines associées
- G28** Charnockite, mangérite, jotunite
- G27** Monzodiorite
- G26** Migmatite
- G25** Gneiss granitoïde
- G24** Gneiss charnockitique et gneiss mixte
- G23** Gneiss tonalitique et trondhjémitique
- G22** Gneiss non subdivisés

ROCHES MAFIQUES À ULTRAMAFIQUES

- G21** Anorthosite, leucogabbro, leuconorite, leucotroctolite et nelsonite
- G20** Gabbro, norite, gabbro-norite, diorite, troctolite, pyroxénite et péridotite; quantité mineure d'anorthosite

ROCHES SÉDIMENTAIRES

- G17** Marbre, roches calco-silicatées, dolomie, schiste et quartzite
- G13** Paragneiss, gneiss pélitique, marbre, quartzite et formations de fer

ROCHES VOLCANIQUES

- G10** Basalte, andésite et amphibolite

ARCHÉEN

GRANITOÏDES

- G8** Tonalite, granodiorite et monzodiorite
- G7** Migmatite
- G6** Gneiss granitoïde
- G4** Gneiss non subdivisés

ROCHES SÉDIMENTAIRES

- G2** Paragneiss; présence commune de diatexite et d'amphibolite

ROCHES VOLCANIQUES

- G1** Amphibolite, metabasalte et gneiss mafique d'origine volcanique

FIGURE 1 - Localisation de la région de Clova (SNRC 31011, 31012, 31013, 31014, 32B03 et 32B04).

Dans la région sous étude, onze unités font partie du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1, Aglv4, Aglv5, Aglv6, Aglv7, Aglv9, Aglv10, Aglv11, Aglv25, Aglv26); une nouvelle unité a été ajoutée (Aglv27). Les unités du CGLV ont été reconnues dans le feuillet SNRC 32B04, dans la partie ouest du 32B03 et dans le nord-ouest des feuillets 31O12 et 31O13.

L'unité Aglv1 est l'unité principale du CGLV et elle forme plus de 75 % du complexe en superficie. Elle est composée de paragneiss de teinte brunâtre à grisâtre (photo 1, annexe 1) et de couleur rouille (oxydation de la biotite et de sulfures de taille millimétrique), de paragneiss migmatitisé, de paragneiss dérivé de wacke, de migmatite d'origine sédimentaire (photo 2, annexe 1) et d'une quantité mineure de granite et de granite d'anatexie. Le paragneiss brunâtre contient du quartz (30 à 55 %), du plagioclase (2 à 25 %), du feldspath potassique (1 à 5 %), de la biotite (3 à 14 %), de l'amphibole (0 à 4 %), du grenat (0 à 10 %), de la sillimanite (0 à 5 %), du graphite (0 à 8 %) et localement de la kyanite (< 1 %) et de la muscovite (< 1 %). Généralement, le grenat est de couleur rose lilas et est entouré par de la biotite. La sillimanite lorsqu'elle est présente, est concentrée en petites aiguilles millimétriques enchevêtrées qui sont groupées en gerbes entourées de cristaux de quartz et de biotite. La kyanite est observée très rarement dans ces paragneiss et semble surtout associée au mobilisat. Le paragneiss migmatitique à texture stromatique (lit par lit), est constitué d'un pourcentage de mobilisat très variable (10 à 45 %). Les niveaux stromatiques, de couleur blanchâtre, ont une épaisseur de 2 à 40 cm et sont de composition granitique à texture grossière, jusqu'à pegmatitique. Ils peuvent contenir de la kyanite et de la sillimanite et rarement de la muscovite. Le paragneiss migmatitisé est composé de quartz, de feldspath potassique (perthitique), de plagioclase, de biotite, de grenat (rose lilas) et de traces de graphite. Le paragneiss dérivé de wacke est surtout quartzofeldspathique, de même composition que le paragneiss rouillé, sauf qu'il contient moins de 1 % de biotite et d'amphibole et montre moins de fusion partielle. Les migmatites d'origine sédimentaire sont issues de la fusion partielle des deux faciès décrits antérieurement (le paragneiss rouillé et le paragneiss dérivé de wacke). Ce faciès migmatitique est généralement caractérisé par une structure de type stromatique contenant du mobilisat leucogranitique (> 50 %), à grain moyen à grossier et localement pegmatitique. Les lits stromatiques sont démembrés, forment des plis isoclinaux et/ou ouverts et sont associés à des veines de quartz. Une quantité mineure de granite et de granite d'anatexie est reconnue dans l'unité Aglv1. Ces roches sont probablement issues de la fusion partielle des paragneiss. Le granite, à grain moyen et folié, contient de la biotite et de la hornblende. Le granite d'anatexie a été cartographié ici et là dans la région et est généralement associé au paragneiss brunâtre-rouille et se présente sous forme de niveaux centimétriques à métriques injectés dans les paragneiss. La roche est homogène, leucocrate, essentiellement de couleur grisâtre ou blanchâtre, de granulomé-

trie moyenne ou grossière et est caractérisée par la présence de petits grains de grenat de teinte rose lilas comme ceux observés dans le paragneiss rouillé. Ces granites contiennent également du quartz, du plagioclase, du feldspath potassique plus ou moins perthitique et des traces de biotite.

L'unité Aglv4 se trouve principalement dans le NW du feuillet 32B03, sous la forme de lentilles métriques, près de l'ABT (carte hors texte). Un affleurement de cette unité montre une texture mylonitique (15-AM-072A, 472664E, 5343350N). La roche, de teinte rose ou grise, est constituée de gneiss granitique à biotite de granulométrie moyenne. Elle peut contenir également de l'amphibole, de la magnétite, du grenat rougeâtre ainsi que des agrégats de biotite (schlierens centimétriques).

L'unité Aglv5 a été identifiée dans le coin SSW du feuillet 32B04 (carte hors texte). Elle est formée d'amphibolite verdâtre à grain fin à moyen. Des roches mafiques, à grain grossier, sont aussi assignées à cette unité et contiennent en plus de l'amphibole, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du grenat. Ces roches sont foliées, granoblastiques, à grain moyen et peuvent se confondre avec du gabbro.

L'unité Aglv6 a été cartographiée dans le feuillet 32B04, dans la partie nord-ouest de la région d'étude. Elle forme des bandes métriques à kilométriques associées généralement à des couloirs de déformation. Elle est constituée de diatexite dérivant d'un paragneiss (Aglv1). Pour une description plus approfondie, le lecteur peut se référer au rapport de Girard *et al.*, (1993). Nous avons également observé lors de nos travaux une diatexite à grain moyen à grossier, massive à foliée et localement à structure transposée, typique d'un granitoïde. La roche est composée de quartz, de feldspath, de biotite, de grenat rose lilas et rarement de diopside. Des boudins de paragneiss de même composition que ceux de l'unité Aglv1 et des agrégats de biotite en schlierens sont observés dans cette unité.

L'unité Aglv7 se trouve principalement dans les parties SE et NW du feuillet 32B04 et dans le coin NW du feuillet 31O13 (carte hors texte). Elle est composée d'une tonalite leucocrate (photo 3, annexe 1), à biotite (1 à 4 %) et à amphibole (0 à 2 %). La roche, à grain grossier, est constituée de vermicules de quartz et de feldspath. On note la présence de quelques myrmékites (< 1 %) millimétriques. Un gneiss de composition tonalitique et une quantité mineure de granodiorite à grain moyen et de granite rosé sont également assignés à cette unité.

L'unité Aglv9 a été reconnue à l'est du feuillet 31O13 dans le secteur du lac Robson, dans les feuillets 32B04 et 32B03 (figure 2, carte hors texte). Elle est constituée de gabbro norite et de gabbro amphibolitisés. Le gabbro norite est à grain fin à moyen et montre localement une texture ophitique. Il contient de l'orthopyroxène, des traces de clinopyroxène et du quartz (< 1 %), généralement folié et porphyroblastique en grenat (1 à 3 %). Le gabbro, folié et à grain moyen, montre une texture granoblastique. La roche contient du plagioclase, du clinopyroxène, de la biotite, du grenat et des traces de magnétite. L'ensemble des roches

de cette unité est injecté par des dykes (millimétriques à décimétriques) de pegmatite blanchâtre à rosâtre.

L'unité Aglv10 affleure peu dans la région. Elle se trouve surtout dans le coin NW du feuillet 31O13 et dans le feuillet 32B04 (figure 2, carte hors texte). Elle forme des dykes ou des boudins centimétriques à décimétriques dans les paragneiss de l'unité Aglv1. Elle est constituée de roches ultramafiques (péridotite, pyroxénite, dunite et webstérite avec ou sans olivine (photo 4, annexe 1), intercalées avec une amphibolite qui est probablement d'origine volcanique puisqu'on y observe des traînées mafiques verdâtres interprétées comme des bordures de coussins transposées. La péridotite, de teinte verdâtre à bleutée et à grain moyen, est formée de serpentine (altération de l'olivine), d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Localement, le clinopyroxène entoure l'orthopyroxène. La pyroxénite, à grain fin à grossier, contient surtout du clinopyroxène, de la hornblende et du grenat. La minéralisation en sulfures consiste en pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite (voir le chapitre « Géologie économique »). De rares niveaux (10 à 15 cm d'épaisseur) riches en hornblende et en magnétite (< 10 %) sont intercalés dans la clinopyroxénite. La dunite, à grain fin à moyen, est présente en quantité mineure. Elle est associée à la péridotite et présente une altération de l'olivine en serpentine. Elle contient également de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la hornblende et de la magnétite. La webstérite a été observée en plusieurs endroits (par ex. les affleurements 15-TC-5152A et 15-GC-2242). Elle contient du clinopyroxène poecilitique (< 5 mm) baignant dans une matrice granoblastique à orthopyroxène et à clinopyroxène, à grain fin et de teinte verdâtre à noirâtre en surface fraîche. La webstérite à olivine est généralement massive, homogène, à grain moyen et de teinte grisâtre à verdâtre en surface fraîche. Elle présente une texture coronitique et contient en plus de l'olivine, les minéraux suivants : du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, du grenat et un peu d'amphibole et de plagioclase. Ce dernier est localement entouré d'une couronne de grenat. Des sulfures sont aussi associés à cette webstérite à olivine (chalcopryrite et pyrrhotite, voir le chapitre « Géologie économique »).

L'unité Aglv11 a été cartographiée surtout à l'ouest du lac Robson dans le feuillet 31O13 (carte hors texte). Elle est constituée de diorite, de diorite quartzifère, de monzodiorite, de monzodiorite quartzifère, de monzonite et de mangérite. La diorite est homogène, de teinte grisâtre à noirâtre, à grain moyen et contient du plagioclase, de la hornblende, de la biotite et du clinopyroxène. La diorite quartzifère, de teinte grisâtre en surface fraîche, est formée d'amphibole, de biotite, de quartz et de plagioclase. Les plagioclases sont en partie hématitisés et sont en inclusion dans l'amphibole. La monzodiorite quartzifère, de teinte grisâtre à blanchâtre en surface fraîche et à grain moyen, contient du feldspath potassique, du plagioclase, du quartz, de l'amphibole et de la biotite. La mangérite est principalement observée dans le secteur ouest du feuillet 31O13. Plusieurs affleurements typiques, de teinte verdâtre en surface fraîche et beige rouille

en surface altérée, sont localisés le long du chemin forestier dans ce secteur (par ex. affleurements 15-FS-1119 et 15-FS-1120). La mangérite est à grain fin; dans ce secteur, elle passe de texture gneissique à mylonitique. Elle contient de l'orthopyroxène, de la biotite, du grenat et de l'amphibole. Cette dernière semble associée à l'orthopyroxène et aurait été transformée à la suite du métamorphisme rétrograde (ouralitisation).

L'unité Aglv25 a été reconnue principalement dans le coin NW du feuillet 32B04 où elle constitue la plus grande bande de cette unité (carte hors texte); elle contient l'indice de Langlade (tableau 1). Cette unité se retrouve également ici et là dans les feuillets 32B03 et 31O13 sous la forme de petits lambeaux disloqués. Elle a été interprétée comme le prolongement vers l'est, dans le Parautochtone, des roches volcaniques mafiques de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Allard, 1978; Lacoste, 1986, Birkett *et al.*, 1992 et 1991). Voir le chapitre « Géochimie » pour une comparaison entre les amphibolites de cette unité dans la région cartographiée et celles de l'Abitibi. Du point de vue pétrographique, l'unité Aglv25 est composée d'amphibolite à plagioclase, à clinopyroxène, à orthopyroxène, à grenat rouge (pyrope ?) et de traces de titanite et de grenatite mafique. Les amphibolites, à grain fin à moyen, sont localement gneissiques. Un affleurement localisé au NNW de la région, juste à la limite entre les feuillets 32B05 et 32B04 (affleurement 15-GC-2250; 427691E, 5344616N), montre des structures interprétées comme des coussins très déformés et métamorphisés (photo 5, annexe 1). En effet, la partie interprétée comme bordure de coussin est de composition mafique, riche en grenat et en amphibole. Alors que la partie centrale est de composition mafique à intermédiaire, de granulométrie fine à moyenne, riche en plagioclase avec un peu d'amphibole. Des niveaux centimétriques à métriques de gneiss de composition intermédiaire à quartz, à plagioclase et à biotite, sont intercalés avec les amphibolites. Des niveaux de grenatite, parfois gneissiques, ont également été observés dans cette unité. Ils sont constitués de 30 à 55 % de grenat rouge et seraient le résultat d'une altération hydrothermale (voir le chapitre « Géochimie »). Ces niveaux sont très proches des affleurements de paragneiss à graphite (unité Aglv1). La grenatite (affleurement 15-AM-207; 471273E, 5336376N), à grain fin à grossier et magnétique, est constituée de grenat (35 à 40 %), de clinopyroxène (30 à 38 %), d'orthopyroxène (< 10 %), de plagioclase (< 10 %) et de biotite (< 3 %). Le clinopyroxène est calcitique de la série diopside; l'analyse globale de la roche a retourné 15,71 % CaO, 15,87 % Fe₂O₃ (total), 5,34 % MgO et 45,94 % SiO₂. La grenatite peut également être de composition intermédiaire (30 à 50 % grenat, 20 à 40 % plagioclase, 10 % quartz, 57,97 % SiO₂) et se présente sous forme de boudins centimétriques à métriques dans les paragneiss migmatitisés de l'unité Aglv1.

L'unité Aglv26 est exposée sur deux affleurements. Un affleurement (15-FS-1125; 428100E, 5302279N), associé à des paragneiss à graphite, présente plusieurs niveaux

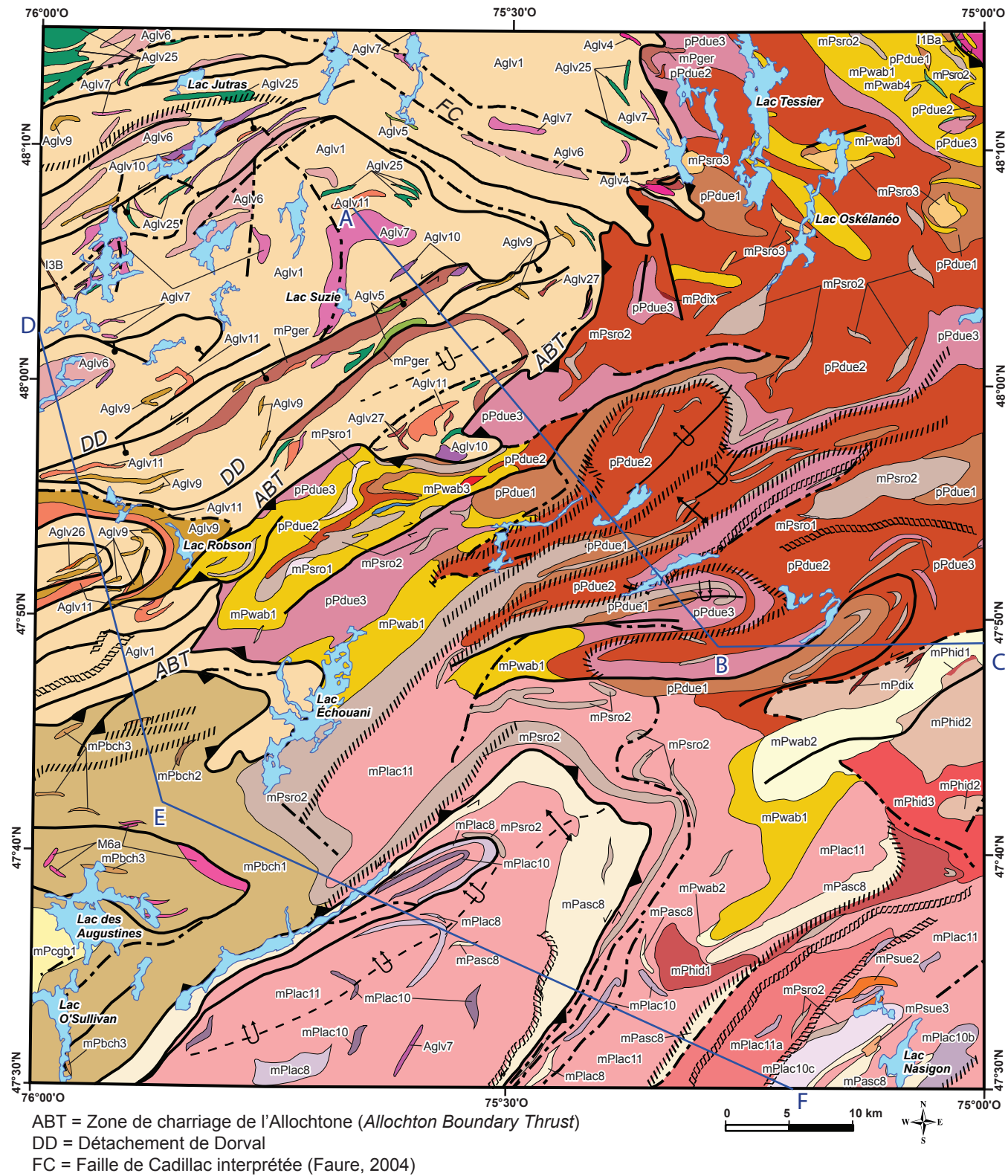


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région de Clova.

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

Mésoprotérozoïque

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

mPsue3 Syénite, syénite quartzifère rose saumon, à calcite ± chalcopryrite ± bornite ± digénite. Présence de lentilles ou d'amas de roches à calcite, à clinopyroxène et de glimmérite à phlogopite

mPsue2 Syénite et monzonite quartzifère rose saumon, généralement pegmatitiques, hololeucocrates à magnétite ou leucocrates à clinopyroxène ± calcite

Syénite des Dix Mille

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

Suite de Roc

mPsro3 Gabbronorite à oxydes de Fe-Ti-P et à sulfures. Quantité mineure de gabbro et de leuconorite

mPsro2 Gabbronorite, gabbro folié, roches mafiques à oxydes de Fe-Ti-P

mPsro1 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. Quartzite, wacke quartzitique à pyrite, chalcopryrite et 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 et rubans de pegmatite concordants ou discordants

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

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

mPlac10b Tonalite de type mPlac10 avec niveaux de diorite et quelques niveaux de gabbro et d'amphibolite; rubans de monzogranite rose hololeucocrate

mPlac8 Roches non différenciées à biotite ± hornblende (tonalite, granodiorite, diorite, 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 et syénogranite. Quantité mineure d'opdalite, d'enderbite et de mangérite gneissique. Dykes et/ou poches de pegmatite granitique rosâtre.

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

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

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

PARAUTOCHTONE

Mésoprotérozoïque

Syénite de Gertrude

mPger Syénite rose à grain grossier, localement porphyrique, syénite quartzifère; granite à feldspath alcalin; gabbronorite à xénocristaux de feldspath potassique

ARCHÉEN

Complexe du Grand Lac Victoria

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

Aglv26 Quartzite

Aglv25 Amphibolite à clinopyroxène, orthopyroxène, grenat et grenatite mafique; probablement d'origine volcanique

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

Aglv10 Roches ultramafiques (péridotite, pyroxénite, dunité, webstérite), intercalées avec de l'amphibolite probablement d'origine volcanique

Aglv9 Gabbronorite et gabbro ± métamorphisés

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

Mézoprotérozoïque

I1Ba Charnockite et granite gneissiques à enclaves de paragneiss migmatitisé

M6a Gneiss granitique et granite

Protérozoïque

I3B Diabase

— Faille à mouvement indéterminé

— Faille inverse

— Faille dextre inverse

— Faille probable

— Mouvement senestre

— Pli antiforme déjeté

— Pli synforme déjeté

— Pli antiforme droit

— Faille normale

— Cisaillement

— À mouvement indéterminé

— Dextre

— Senestre

— Coupes géologiques (figure 9)

FIGURE 2 (suite) - Légende de la carte géologique simplifiée de la région de Clova.

centimétriques à décimétriques de quartzite de couleur grisâtre. Le quartz, à grain moyen, est associé à un peu de feldspath et de biotite. Un autre affleurement a été observé par Girard *et al.*, (1993) dans le NW du feuillet 32B04. Il s'agit de niveaux de quartzite, à granulométrie très fine à fine, de teinte blanchâtre et à traces de biotite, de feldspath, et localement, à porphyroblastes de grenat. Ce quartzite a été observé surtout en bancs métriques à décimétriques dans les gneiss mafiques (amphibolite, unité Aglv25). Ces auteurs supposent une origine de méta-cherts pour ces quartzites et constitueraient des niveaux dans une formation de fer à silicates.

L'unité Aglv27 est une nouvelle entité du Complexe du Grand Lac Victoria définie à la suite de nos travaux. Cette formation de fer se trouve principalement dans le feuillet 32B03 et elle est facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétique (figure 3; carte hors texte). En effet, elle constitue une anomalie magnétique positive de forme allongée (figures 4a et 4 b), de forte amplitude magnétique (environ 2477 nT), comparativement aux formations géologiques avoisinantes. Une analyse plus détaillée de cette anomalie a été réalisée par la méthode d'inversion magnétique 3D, afin d'estimer sa profondeur et sa géométrie (figure 4c). Cette méthode consiste à déterminer, par optimisation, un modèle 3D de distribution de susceptibilités magnétiques dont la réponse calculée du modèle reproduit les données mesurées du champ magnétique total. L'inversion utilisée procède par méthode itérative au sens des moindres carrés en minimisant progressivement l'écart entre les données mesurées et calculées après chaque itération. Le module VOXI de Geosoft est utilisé pour cette analyse. Dans ce travail, nous avons utilisé les données de l'intensité du champ magnétique total en profils, en faisant une soustraction d'une tendance linéaire afin de permettre au programme de se focaliser essentiellement sur les propriétés magnétiques des cellules qui ont contribué à la réponse magnétique calculée. La méthode d'inversion utilisée est celle du vecteur d'aimantation, nommée *MVI = Magnetic Vecteur Inversion*) de Ellis et MacLeod (2013). Le résultat de cette inversion indique que cette formation de fer s'étend de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 730 m. L'amplitude moyenne pour la distribution des cellules retenues est de l'ordre de 56×10^{-3} SI avec une valeur maximale de 843×10^{-3} SI. Cette distribution montre également que la structure n'est pas assez homogène avec une ceinture est-ouest disposée dans la partie centrale indiquant des valeurs d'amplitude d'aimantation plus faible que 10^{-3} SI.

L'unité Aglv27 est composée d'une formation de fer rubanée contenant une alternance de plusieurs faciès : à silicates, à oxydes, à sulfures, à carbonates, cherteux et grenatite. Le faciès à silicates (photo 6, annexe 1) est le plus important en terme de superficie. Il se compose de lits centimétriques à métriques à prédominance de clinopyroxène (40 à 50 %), à plagioclase (jusqu'à 15 %), à porphyroblastes de grenat (1 à 4 %), à magnétite (10 à 20 %), à quartz (< 10 %) et à traces de sulfures (pyrite, pyrrhotite) et de carbonate. Dans

ce faciès, l'amphibole (< 1 à 4 %) est observée soit en bordure ou en inclusion dans le clinopyroxène. Quelques cristaux de grunérite ont été également reconnus dans ce faciès. Localement, on observe de l'orthopyroxène et de l'augite. Le faciès à oxydes comprend des niveaux de 1 mm à 20 cm d'épaisseur, riches en magnétite, contenant du quartz, un peu de clinopyroxène et du grenat. Des rubans millimétriques contenant uniquement de la magnétite sont également présents dans ce faciès. Le faciès à sulfures, d'environ 3 à 10 cm d'épaisseur, constitue une quantité mineure de cette formation de fer et est composé de pyrite, de pyrrhotite et de traces de chalcopryrite. Le faciès à carbonates ne dépasse pas 5 cm d'épaisseur et contient des cristaux de calcite avec du quartz, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, un peu de magnétite et de pyrite. Des niveaux cherteux millimétriques à centimétriques sont intercalés avec les faciès décrits précédemment; ces niveaux dessinent des plissements isoclinaux à légèrement ouverts suggérant le plissement de toute l'unité de la formation de fer. La grenatite (grenat rouge, 30 à 50 %) constitue plusieurs niveaux répétitifs d'environ 20 cm à 50 cm d'épaisseur. Elle contient du clinopyroxène, du quartz et un peu de magnétite.

La formation de fer est injectée par une diorite quartzifère, à plusieurs endroits, avec des contacts nets entre les deux. La diorite quartzifère (55,62 % SiO_2), à grain moyen à grossier, se présente sous forme de niveaux centimétriques de teinte brun chamois en surface altérée et gris cendre en surface fraîche, à texture grenue. Elle est composée de plagioclase, d'amphibole, de biotite et rarement de feldspath potassique.

Des niveaux de paragneiss à biotite (15 à 20 cm d'épaisseur) et un gneiss quartzofeldspathique (10 à 30 cm d'épaisseur) sont associés à cette formation de fer. Ceux-ci pourraient faire partie de l'unité Aglv1.

Parautochtone / Mésoprotérozoïque

Syénite de Gertrude (mPger)

La Syénite de Gertrude est une nouvelle unité formelle. Elle se trouve surtout dans les feuillets 32B04 et 32B03 (carte hors texte). Différents faciès syénitiques ont été reconnus par Girard *et al.* (1993). Cette unité est facile à tracer à partir des cartes aéromagnétiques où elle se présente sous forme de dykes injectés dans les roches archéennes, le long des failles majeures (voir le chapitre « Géologie structurale »). Elle est constituée de syénite rose, de syénite quartzifère, de granite à feldspath alcalin et de gabbro-norite.

La syénite rose est à grain grossier, localement porphyrique (photos 7 et 8, annexe 1), massive à foliée, injectée par des dykes de pegmatite granitique. Elle est principalement composée de feldspath potassique perthitique, de plagioclase (albite) et de hornblende verte. On y observe également une faible quantité d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de biotite et d'apatite, de minéraux opaques (magnétite) et de zircon.

La syénite quartzifère et le granite à feldspath alcalin sont de teinte rose saumon et à grain moyen à grossier. Ces roches

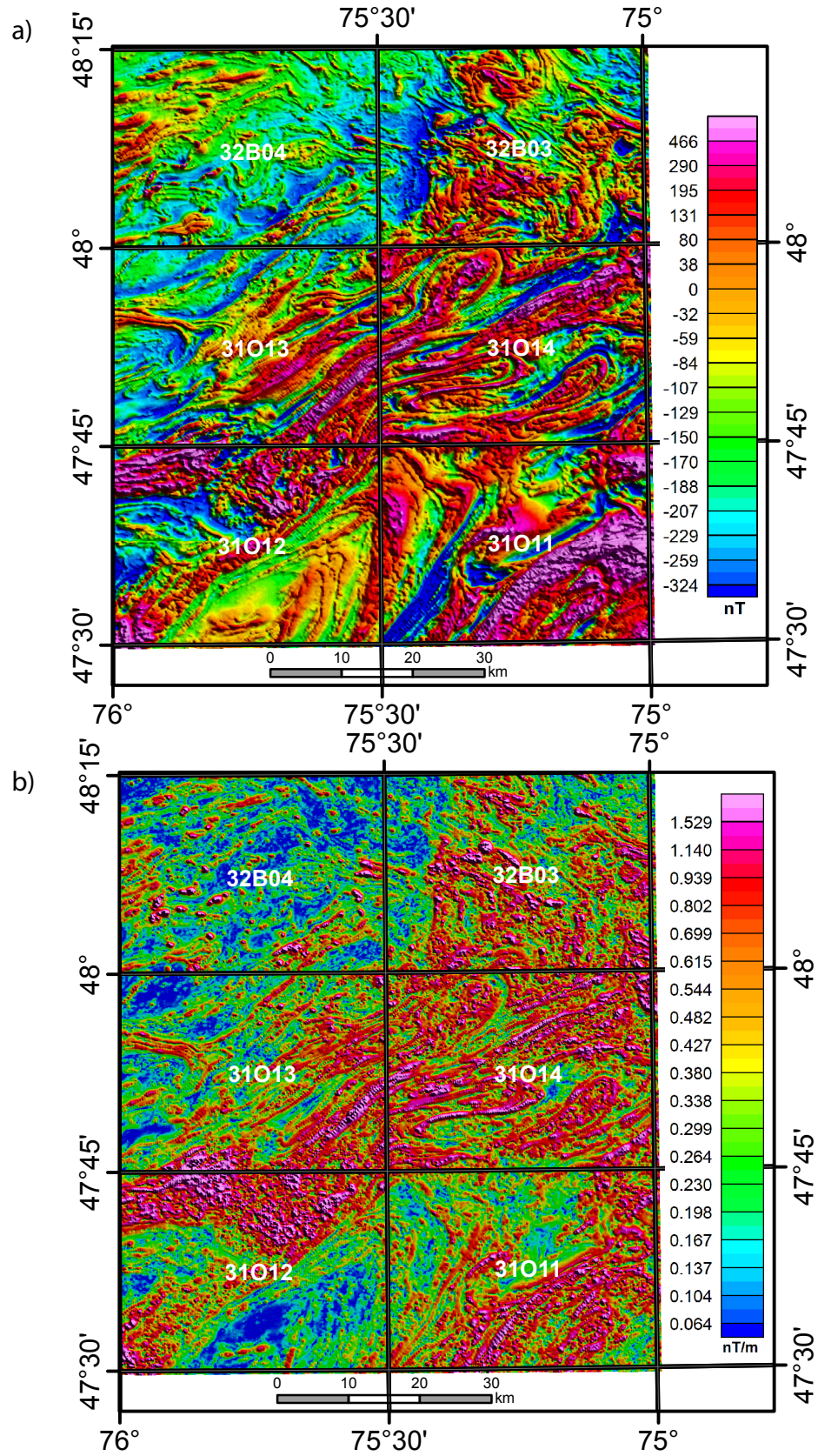


FIGURE 3 - Cartes aéromagnétiques de la région de Clova : a) composante résiduelle du champ magnétique total; b) signal analytique de la composante résiduelle du champ magnétique total (Benahmed *et al.*, 2014; D'Amours et St-Hilaire, 2010).

contiennent du quartz, du plagioclase, de la hornblende, du feldspath potassique, du clinopyroxène ainsi que de la biotite et un peu de magnétite. La syénite montre localement des zones mylonitiques impliquant un cisaillement.

Le gabbro-norite, à grain moyen à grossier et de teinte grisâtre à noirâtre, est localement porphyrique. Il est toujours associé à la syénite rose porphyrique. Il contient des xénocristaux centimétriques de feldspath potassique entouré d'une couronne de grenat à granulométrie fine (photo 9, annexe 1). Ces feldspaths ressemblent aux cristaux observés dans la syénite rose. Ils contiennent également du plagioclase, de l'orthopyroxène et de l'amphibole. Une quantité mineure de clinopyroxène, de grenat, de biotite, d'apatite et de magnétite est observée sous le microscope. Des figures de mélange de magma entre le gabbro-norite et le faciès syénitique porphyrique ont été reconnues à plusieurs reprises. On retrouve également les enclaves de l'un dans l'autre. Ceci suggère le caractère co-génétique de ces deux faciès (gabbro-norite et syénite).

Allochtone / Paléoprotérozoïque

Pour la description des unités cartographiées dans l'Allochtone de la région, le lecteur peut se référer au rapport de Moukhsil *et al.* (2015).

Suite plutonique de Dugré (pPdue)

La Suite plutonique de Dugré a été introduite par Moukhsil *et al.* (2015) lors des travaux de cartographie de la région de Parent. Elle correspond à une intrusion de composition felsique à intermédiaire d'âge labradorien (1674 ± 15 Ma, U/Pb sur zircon). Les unités reconnues dans la région de Parent se poursuivent donc vers l'ouest dans le secteur couvert par ce rapport. Cette suite est facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétiques et montre une orientation générale NE-SW dans les feuillets 32B03, 31O13 et 31O14 (figures 2, 3 et carte hors texte). La Suite plutonique de Dugré est représentée par trois unités (pPdue1, pPdue2 et pPdue3).

L'unité pPdue1 est constituée de monzodiorite (photo 10, annexe 1), de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite à hypersthène (jotunite), de quantités mineures de monzonite quartzifère et de granite.

L'unité pPdue2 est composée surtout d'opdalite (granodiorite à orthopyroxène) (photo 11, annexe 1), d'enderbite (tonalite à orthopyroxène), granoblastiques et gneissiques à grenat et à magnétite. Des quantités mineures de mangérite (monzonite à orthopyroxène), de monzonite, de granite et de charnockite (granite à orthopyroxène) de l'unité mPdue3 sont présentes ici et là dans cette unité.

L'unité pPdue3 est constituée de charnockite (photo 12, annexe 1), de granite et de mangérite, à biotite, à grenat et à clinopyroxène. Une quantité mineure des roches de l'unité mPdue2 ainsi que des dykes et/ou des poches de pegmatite granitique rosâtre ont été observés dans cette unité.

Allochtone / Mésoprotérozoïque

Suite plutonique de Hibbard (mPhid)

La Suite plutonique de Hibbard a été introduite par Moukhsil *et al.* (2015). Elle regroupe des intrusions felsiques à intermédiaires d'âge pinwarrien (1503 ± 35 Ma, 1468 ± 7 Ma, U/Pb sur zircon). Elle occupe les coins NE du feuillet 31O11 et NNE du 31O14. Cette suite est subdivisée en trois unités (mPhid1, mPhid2, mPhid3).

L'unité mPhid1 est constituée principalement des mêmes faciès que l'unité pPdue1. Il s'agit de monzodiorite (photo 13, annexe 1), de monzodiorite quartzifère, de diorite, de jotunite (photo 14, annexe 1) et de quantités mineures de mangérite et de granite.

L'unité mPhid2 se compose principalement d'opdalite (photo 15, annexe 1), d'enderbite et de quantités mineures de gneiss siliceux à pyrite et de mangérite (mPhid3).

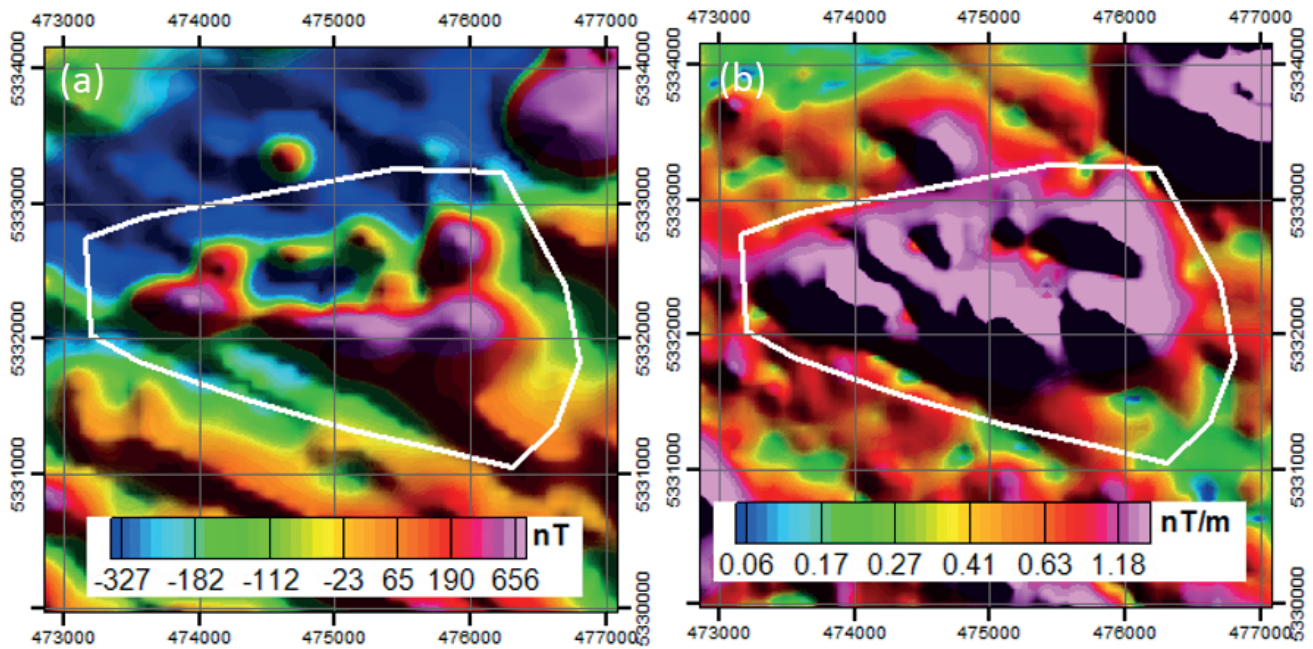
L'unité mPhid3 est constituée de charnockite à magnétite, biotite \pm grenat \pm clinopyroxène, de syénogranite et d'une quantité mineure d'opdalite, d'enderbite et de mangérite gneissique (mPhid2) ainsi que de dykes et/ou poches de pegmatite granitique rosâtre.

Suite magmatique de Lacoste (mPlac)

La Suite magmatique de Lacoste a été introduite pour la première fois comme une intrusion métamorphique par Osborne (1935) qui lui a donné le nom de Série de Lacoste. Hébert *et al.* (1997) et par la suite Hébert et Nantel (1999) et Lacoste (2000) l'ont renommée Suite intrusive de Lacoste. En 2008, lors de la synthèse de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments dans la région de Mont-Laurier, Nantel (2008) lui a assignée le nom de Suite magmatique de Lacoste. Elle a été alors subdivisée en 12 unités (mPlac1 à mPlac12) regroupant surtout des gneiss de composition felsique à intermédiaire. Ces roches ont été datées à 1450 ± 10 Ma à 1365 ± 2 Ma (Nantel, 2008). Un âge de mise en place de 1382 ± 12 Ma (U-Pb sur zircon) a été estimé pour sa mise en place par Moukhsil *et al.* (2015). Ce dernier âge coïncide avec la fourchette d'âges établie par Nantel (2008) pour cette suite.

La Suite magmatique de Lacoste a été reconnue principalement dans le sud de la région cartographiée, dans le feuillet 31O11 et se poursuit dans le 31O12. Elle correspond à la continuité des faciès connus plus au sud du feuillet 31O06 (Nantel *et al.*, 2004) et de ceux cartographiés dans le feuillet 31O10 (Moukhsil *et al.*, 2015). Plusieurs unités de cette suite ont été reconnues lors de nos travaux (mPlac8, mPlac10, mPlac10a, mPlac10c, mPlac11, et mPlac11a).

L'unité mPlac8 a été reconnue dans le coin SW du feuillet 31O12 (carte hors texte). Elle se présente sous forme de lentilles injectées et plissées dans le monzogranite. On observe également des lambeaux décimétriques à kilométriques. Il s'agit d'une unité constituée de roches non différenciées à biotite \pm hornblende comprenant des tonalites et des



c)

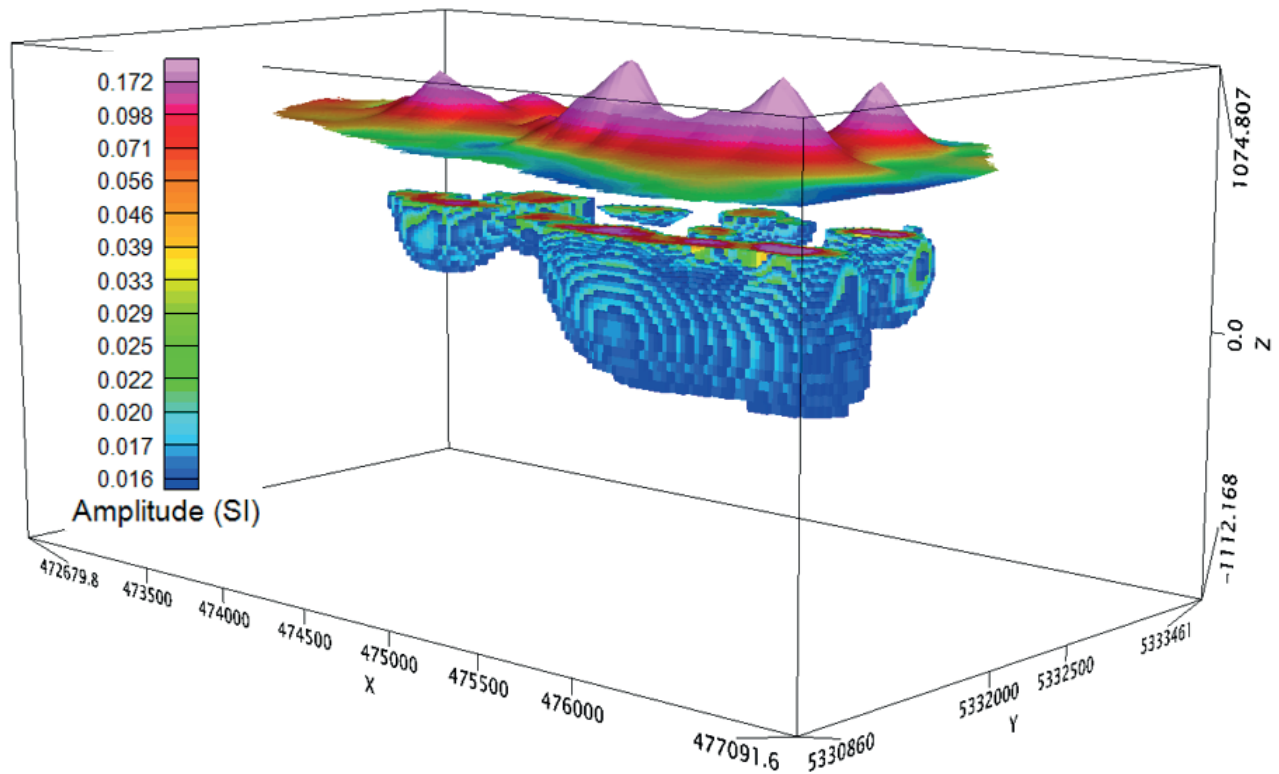


FIGURE 4 - Anomalie magnétique positive de la formation de fer (unité Aglv27) : a) carte du champ magnétique total résiduel; b) signal analytique du champ magnétique total résiduel indiquant la limite possible de la formation de fer; c) distribution 3D de l'amplitude du vecteur aimantation normalisé par l'intensité du champ géomagnétique pour une profondeur allant de $Z_{gps}=+484$ m à $Z_{gps}=-250$ m au niveau de l'anomalie magnétique (Rachid Intissar).

granodiorites, à patine grise, ainsi que des diorites et des monzodiorites \pm quartzifères. Par endroit, elle peut contenir un faciès felsique interlité avec des roches mafiques et des roches intermédiaires. Quelques enclaves de gabbro et quelques niveaux d'amphibolite et de gabbro ont également été cartographiés par Nantel (2004), principalement dans les feuillets plus au sud (31O03 et 31O06).

L'unité mPlac10 a été observée au sud du feuillet 31O12; elle se présente sous la forme de lambeaux métriques dans l'unité mPlac11. Elle a été mieux définie par les travaux de Nantel *et al.* (2004) lors de la cartographie de la région du lac Duplessis (feuillet 31O06). Cette unité, hétérogène, est constituée de tonalite leucocrate à biotite \pm hornblende \pm magnétite, à grain fin ou moyen, à textures foliée, gneissique ou granoblastique. Bien que non cartographiables, des faciès d'orthogneiss monzogranitiques y sont associés.

L'unité mPlac10b a été reconnue uniquement dans le coin SE du feuillet 31O11. Elle constitue la suite vers le nord des mêmes faciès bien documentés par Nantel *et al.* (2004, 2008). Cette unité est composée de tonalite de type mPlac10 contenant des niveaux de diorite à biotite et à hornblende \pm quartz et quelques niveaux de gabbro à hornblende \pm clinopyroxène et d'amphibolite; des rubans concordants ou de veines discordantes de monzogranite rose hololeucocrate sont observés. La Zone de cisaillement de Manville (Nantel, 2008) représente la bordure de cette unité.

L'unité mPlac10c se retrouve dans le coin SE du feuillet 31O11 sous la forme de lentilles kilométriques orientées NE-SW. Comme l'unité mPlac10b, elle constitue la suite vers le NE des mêmes faciès documentés par Nantel *et al.*, (2004) et Nantel (2008). Il s'agit d'une tonalite à grain moyen à biotite ($< 1\%$) de type mPlac10, mais avec des lits de diorite et de diorite quartzifère.

L'unité mPlac11 représente l'unité dominante de la Suite magmatique de Lacoste. Elle constitue plus de 85 % de cette suite et se trouve principalement dans les feuillets 31O11 et 31O12 (carte hors texte). On la retrouve également au sud des feuillets 31O13 et 31O14 où elle représente moins de 5 % de la superficie. Elle est constituée d'orthogneiss monzogranitique rose (photo 16, annexe 1), leucocrate ou hololeucocrate, à biotite \pm hornblende et à magnétite, et de gneiss granitique à grain grossier (photo 17, annexe 1). Ce dernier est composé de quartz en grosses plages, de feldspath potassique perthitique, de plagioclase, ainsi que de traces de biotite, hornblende verte et magnétite. Localement, un faciès tonalitique folié, à grain fin à moyen et à texture granoblastique, a été reconnu. Des enclaves de gneiss gris ainsi que des injections concordantes millimétriques à centimétriques de pegmatite rosâtre à blanchâtre, sont également observées dans cette unité.

L'unité mPlac11a a été reconnue au sud du feuillet 31O11 où elle constitue la suite vers le NE des mêmes faciès, reconnus dans le feuillet 31O06 (Nantel *et al.*, 2004). Elle est formée des mêmes faciès que l'unité mPlac11, mais injectée par des dykes de pegmatite rosâtres et des rubans de pegmatite concordants ou discordants.

Suite supracrustale de L'Ascension (mPasc)

La Suite supracrustale de L'Ascension a été nommée initialement Suite métamorphique de L'Ascension par Hébert et Nantel (1999) lors de la cartographie du feuillet 31J10. Elle a été définie comme une suite composée de deux séquences supracrustales constituées de paragneiss, de gneiss calco-silicatés, de quartzite et de marbre (séquences de Curières et de Rouge-Mattawin). Nantel (2008) l'a renommée Suite supracrustale de L'Ascension, l'a divisée en 12 unités (mPasc1 à mPasc12) et a estimé son âge maximum à 1,28 Ga. Cette suite est constituée de roches métasédimentaires (paragneiss quartzofeldspathique, paragneiss feldspathique à biotite, paragneiss alumineux, quartzite, roches calco-silicatées, tourmalinite, paragneiss à nodules de fibrolite et de muscovite, marbre, et localement, pegmatite blanche uranifère). Seule une de ces unités a été identifiée dans la région cartographiée (mPasc8).

L'unité mPasc8 a été cartographiée dans les feuillets 31O11 et 31O12 où elle forme un grand pli ceinturé par une zone de déformation interprétée à partir de la carte aéromagnétique (figure 3; carte hors texte); cette zone est aussi présente, localement, sur le terrain. Cette unité affleure également dans le coin SE du feuillet 31O11 représentant une continuité de la même unité cartographiée par Nantel *et al.* (2004) dans le feuillet 31O06. Dans la région cartographiée, elle est formée de paragneiss feldspathique ($< 15\%$ de quartz), de paragneiss quartzofeldspathique à biotite \pm grenat (photo 18, annexe 1) et de paragneiss migmatitisé. Le tout est injecté par des dykes de granite et de pegmatite. Les paragneiss migmatitisés ($< 50\%$ de mobilisat) sont composés de quartz, de feldspath potassique (perthitique), de plagioclase, de biotite, de grenat (teinte rose lilas), d'amphibole, de traces de graphite et de myrmékite (association de vermicules de quartz et de feldspath).

Complexe de Wabash (mPwab)

Le Complexe de Wabash a été nommé par Moukhsil *et al.* (2015) lors de la cartographie de la région de Parent et un âge maximum de 1204 ± 2 Ma lui a été attribué. Dans la région sous étude, il se situe surtout dans les coins NE des feuillets 32B03, 31O11 et 31O13. Il a été reconnu également, ici et là, dans la région sous la forme d'enclaves tectoniques dans les suites plutoniques de Dugré et de Hibbard et dans la Suite magmatique de Lacoste (figure 2, carte hors-texte). Comme dans la région de Parent, le Complexe de Wabash est constitué d'un assemblage de roches métasédimentaires et métavolcaniques réparti en quatre unités (mPwab1, mPwab2, mPwab3 et mPwab4). Seule une brève description de ces unités sera présentée dans ce rapport, car elles ont été antérieurement bien décrites par Moukhsil *et al.* (2015).

L'unité mPwab1 est constituée de paragneiss à biotite migmatitisé (photo 19, annexe 1), de migmatite d'origine sédimentaire et de granite. Le tout est injecté par des dykes

de granite et de pegmatite. Des plis isoclinaux et ouverts associés à des veines de quartz sont observés dans cette unité.

L'unité mPwab2 est formée de paragneiss rouillé à biotite \pm graphite \pm grenat \pm sillimanite \pm pyrite \pm pyrrhotite, de quantités mineures de quartzite impur en lits millimétriques et de wacke quartzitique à pyrite, à chalcopryrite et à grenat.

L'unité mPwab 3 est composée de marbre calcitique à dolomitique, à grain moyen à grossier et de couleur grisâtre à blanchâtre en surface fraîche. Dans la région cartographiée, un seul affleurement de marbre a été observé dans le feuillet 31O13 (15-AM-215; 452937E, 5306664N, photo 20, annexe 1). Cet affleurement est intercalé avec des niveaux centimétriques à décimétriques ou boudins de roches mafiques (amphibolites à grenat) interprétées comme étant d'origine volcanique (mPwab4) et avec des boudins, centimétriques à décimétriques, de roches calco-silicatées (calcite, clinopyroxène) et de paragneiss à graphite (mPwab1). Le marbre contient de la calcite (50 à 80 %), de la dolomite (jusqu'à 10 %), du diopside (<1 %), de la biotite (< 2 %), du quartz à extinction ondulante (3 à 8 %) et des minéraux en traces comme l'apatite, l'actinote et les feldspaths.

L'unité mPwab 4 est constituée de plusieurs faciès qui ne peuvent être individualisés à l'échelle de notre cartographie : amphibolite/grenatite, roches quartzofeldspathiques et roches granitoïdes d'anatexite. L'amphibolite est à grain fin à grossier et contient de la hornblende, des porphyroblastes de grenat (jusqu'à 2 cm de diamètre), du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et de la biotite. Certains niveaux de cette amphibolite sont localement riches en grenat.

Suite métamorphique de Cabonga (mPcgb)

La Suite métamorphique de Cabonga a été décrite par Martignole et Pouget (1994) dans la partie ouest du Grenville au Québec. Elle est constituée de roches métamorphiques de haut grade dérivant de roches sédimentaires et ignées et faisant partie du domaine de Cabonga (Rivers *et al.*, 2012). Un âge métamorphique de 1180 à 1140 Ma a été estimé pour les roches de ce domaine dans lequel on retrouve également la Syénite de Cabonga (1171 \pm 3 Ma, Hudon *et al.*, 2006).

Une seule unité (mPcgb1) a été reconnue dans la région cartographiée, dans la partie ouest du feuillet 31O12 (figure 2, carte hors texte). Elle est enclavée dans la Suite plutonique de Bouchette. Il s'agit d'un paragneiss à biotite \pm grenat \pm magnétite, localement migmatitique, qui présente un mobilisat granitique concordant à la gneissosité régionale (photos 21 et 22, annexe 1). Le paragneiss est généralement injecté de veines et de dykes de pegmatite granitique rose. Il montre une texture granoblastique, localement à traces d'amphibole, et contient quelques boudins de roches calco-silicatées à amphibole, à clinopyroxène et à grenat.

Suite plutonique de Bouchette (mPbch)

La Suite plutonique de Bouchette a fait l'objet de plusieurs études et d'une cartographie par le Ministère. En

effet, Otton (1978) avait décrit plusieurs faciès et a produit une légende lithologique pour cette suite (anorthosite, gabbro, métagabbro) sans toutefois lui assigner un nom officiel. Il a aussi cartographié des enclaves métriques à kilométriques de paragneiss, de quartzite et de marbre à l'intérieur de cette suite. Bradshaw (1989) l'avait nommée Métagabbro de Bouchette et a surtout étudié la thermométrie et la barométrie ainsi que son contexte tectonique régional avec les encaissants. Une grande partie de cette suite a fait l'objet d'une étude magnétotellurique par Kellett (1995) qui l'a nommée Massif de gabbro-anorthosite de Bouchette; il a démontré qu'il s'agit d'un massif en écaillés de 1,5 m d'épaisseur bordé par des failles de chevauchement contenant du graphite. D'autres auteurs l'ont nommée Complexe igné anorthosite-gabbro de Bouchette (Indares et Martignole, 1989) ou encore Anorthosite de Bouchette (Rivers *et al.*, 2012). Dernièrement, le terme de Suite métagabbroïque de Bouchette a été utilisé dans le lexique stratigraphique du Québec, pour la production des cartes de compilation (feuillet 31N). Nos travaux montrent que cette suite est constituée d'affleurements de gabbronorite (plus abondant), d'anorthosite et de rares affleurements de gabbro. Nous lui assignons donc un nouveau nom stratigraphique officiel, soit la Suite plutonique de Bouchette. Dans la région cartographiée, elle comprend trois unités : mPbch1, mPbch2 et mPbch3.

L'unité mPbch1 constitue plus de 80 % de la superficie de cette suite. Elle a été cartographiée surtout à l'ouest du feuillet 31O12 et en partie au SSW du feuillet 31O13. Elle est constituée de gabbronorite à grain moyen, localement à spinelle, à apatite, à minéraux opaques (magnétite) et contient une quantité mineure de gabbro. Généralement, le gabbronorite est moins déformé et renferme du plagioclase à macles polysynthétiques ondulantes. Localement, en l'absence de macles, le plagioclase peut facilement se confondre avec du quartz. On observe également, sous le microscope, une ouralitis de l'orthopyroxène de teinte brunâtre à verdâtre. La roche peut aussi contenir des amas millimétriques à centimétriques de leuconorite (photo 23, annexe 1). Le gabbro, à grain moyen, contient du plagioclase, du clinopyroxène, de la hornblende, du grenat, un peu de biotite et de l'orthopyroxène.

L'unité mPbch2 se trouve en injections sous la forme de niveaux lenticulaires dans le gabbronorite de l'unité mPbch1. Elle est composée d'anorthosite verdâtre à blanchâtre à plagioclase recristallisé. Les minéraux mafiques représentent généralement moins de 3 % de la roche. Il s'agit principalement de hornblende verte associée aux pyroxènes (ortho et clino).

L'unité mPbch3 se présente également sous la forme d'injections décimétriques à kilométriques au sein du gabbronorite de l'unité mPbch1. Elle est composée de leuconorite (photo 24, annexe 1), de norite, de leucogabbronorite ainsi que d'une quantité mineure de gabbro. Les faciès de cette unité sont localement interlités. La leuconorite est localement porphyrique à phénocristaux d'orthopyroxène, très foliée à mylonitique et présente une matrice à plagioclase

moyennement à fortement recristallisée. Sous le microscope, la leuconorite contient du clinopyroxène, du plagioclase séricitisé ($< 1\%$), de l'amphibole, de la biotite et des opaques. La norite, à grain moyen, contient du plagioclase recristallisé, de l'orthopyroxène et un peu de biotite, et est associée à la leuconorite. Le leucogabbro, de teinte grisâtre et à grain moyen à grossier, contient de l'amphibole, du clinopyroxène et de la biotite. Le gabbro de cette unité ressemble à celui de l'unité mPbch1.

Suite de Roc (mPsro)

La Suite de Roc a été introduite par Moukhsil *et al.* (2015) pour décrire l'ensemble des intrusions, des dykes et des lambeaux de composition mafique à ultramafique de la région de Parent. Un âge métamorphique pour cette suite a été estimé à 1012 ± 1 Ma (U/Pb sur zircon) dans un gabbronorite (Moukhsil *et al.*, 2015).

La suite est généralement injectée dans toutes les roches du secteur (figure 2, carte hors texte). Dans la région de Parent, elle était constituée de unités mPsro1 et mPsro2. Une nouvelle unité a été définie dans la région à l'étude (mPsro3). Cette suite est facile à circonscrire sur les cartes aéromagnétiques (figure 3, carte hors texte).

L'unité mPsro1 représente l'unité la moins abondante en terme de superficie. Elle est constituée surtout de roches ultramafiques comme la webstérite à olivine avec une quantité mineure de pyroxénite (photo 25, annexe 1), de gabbronorite et de gabbro.

L'unité mPsro2 est composée de gabbronorite (photo 26, annexe 1) et de gabbro foliés, à grain moyen à grossier et à texture subophitique ou granoblastique. Localement des oxydes de Fe-Ti-P sont observés dans cette unité (OAGN = Oxyde-Apatite-Gabbronorite, acronyme proposé par Dymek et Owens, 2001).

L'unité mPsro3 a été principalement reconnue dans le feuillet 32B03 et se présente sous la forme d'une intrusion arrondie. Dans la moitié NW de ce feuillet, elle est injectée dans l'ABT et semble postérieure à cette zone de charriage de l'Allochtonne. Elle constitue une anomalie à forte signature magnétique. Une analyse plus détaillée de cette anomalie a été réalisée par la même méthode d'inversion magnétique 3D appliquée à l'unité Aglv27. Le but est également d'estimer la profondeur et la géométrie de l'intrusion (figure 5). Le résultat de l'inversion indique que cette anomalie montre une structure qui s'étend de la surface jusqu'à une profondeur de 470 m (figure 5c). L'amplitude moyenne pour la distribution des cellules retenues est de l'ordre de 200×10^{-3} SI avec une valeur maximale de 400×10^{-3} SI. Cette distribution montre également que la structure pourrait avoir une direction est-ouest. Deux anomalies localisées au nord de la structure principale, de courte longueur d'onde et de faible amplitude, sont expliquées par des petites structures situées près de la surface avec une profondeur maximale de 120 m.

L'affleurement typique de cette unité (15-TC-5055; 476964E, 5333560N) consiste en un gabbronorite à grain

grossier, localement porphyroblastique, de teinte brunâtre en surface fraîche, qui montre une foliation magmatique. Il est composé de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende, de magnétite et de grenat. Une minéralisation magmatique en sulfures (5 %, chalcoppyrite, pyrite, pyrrhotite) a été observée. Le gabbronorite contient aussi des oxydes de Fe-Ti \pm P (OAGN) et peut être associé à du gabbro. La texture de l'OAGN est rubanée à tachetée (texture léopard) et est composée de plagioclase, de biotite, de pyroxène, d'un peu d'apatite, d'ilménite et de magnétite. Une texture coronitique est observée dans le gabbronorite.

L'unité mPsro3 contient également de la leuconorite coronitique, recristallisée et à grain grossier de plagioclase et d'orthopyroxène. La texture coronitique est formée d'un cœur de couleur rougeâtre beige à rose composé surtout d'orthopyroxène ou de petits cristaux de plagioclase. Le cœur est enveloppé d'une couronne verdâtre millimétrique constituée d'une symplectite d'hornblende verte, qui est entourée à son tour par une autre couronne de couleur rougeâtre constituée de grenat. Quelques rares cristaux de clinopyroxène sont observés localement à la périphérie du cœur de l'orthopyroxène et en contact avec la bordure constituée de hornblende. Alors que la matrice est riche en gros cristaux de plagioclase.

Syénite des Dix Milles (mPdix)

La Syénite des Dix Milles est une unité formelle introduite par Moukhsil *et al.* (2015) lors de la cartographie de la région de Parent. Dans la région sous étude, elle forme deux lentilles d'environ 3 km de longueur, d'orientation NE-SW. Une lentille est injectée dans la Suite plutonique de Hibbard dans le feuillet 31O14 et l'autre, d'orientation NW-SE, se trouve dans le feuillet 32B03 (figure 2, carte hors texte). Cette unité est constituée d'une syénite rose (photo 27, annexe 1) ou grise. Les deux faciès sont magnétiques, à grain fin à moyen et localement porphyriques. Bien qu'on note la présence de quelques plissements dans la syénite, la fabrique est généralement magmatique et la déformation à l'état solide est moins importante. La roche est composée de feldspath potassique perthitique, d'amphibole, de clinopyroxène, et d'un peu d'apatite et de biotite. Quelques affleurements de syénogranite, de teinte rose saumon, à grain grossier, à feldspath potassique perthitique, à plagioclase et à biotite, ont été cartographiés dans cette intrusion dans le secteur de Parent.

D'autres affleurements (par ex. 15-TC-5036A; 475303E, 5323094N) de cette syénite sont injectés dans la Suite plutonique de Dugré dans le feuillet 32B03. La roche, à grain moyen à grossier, contient de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et de l'amphibole; elle est très foliée et mylonitique. Elle est caractérisée par une forte linéation minérale ($L > S$) (photo 28, annexe 1), plus ou moins parallèle à la direction de la foliation, suggérant la mise en place de la syénite dans un cisaillement à mouvement subhorizontal (affleurement 15-TC-5035E; 475549E, 5323019N).

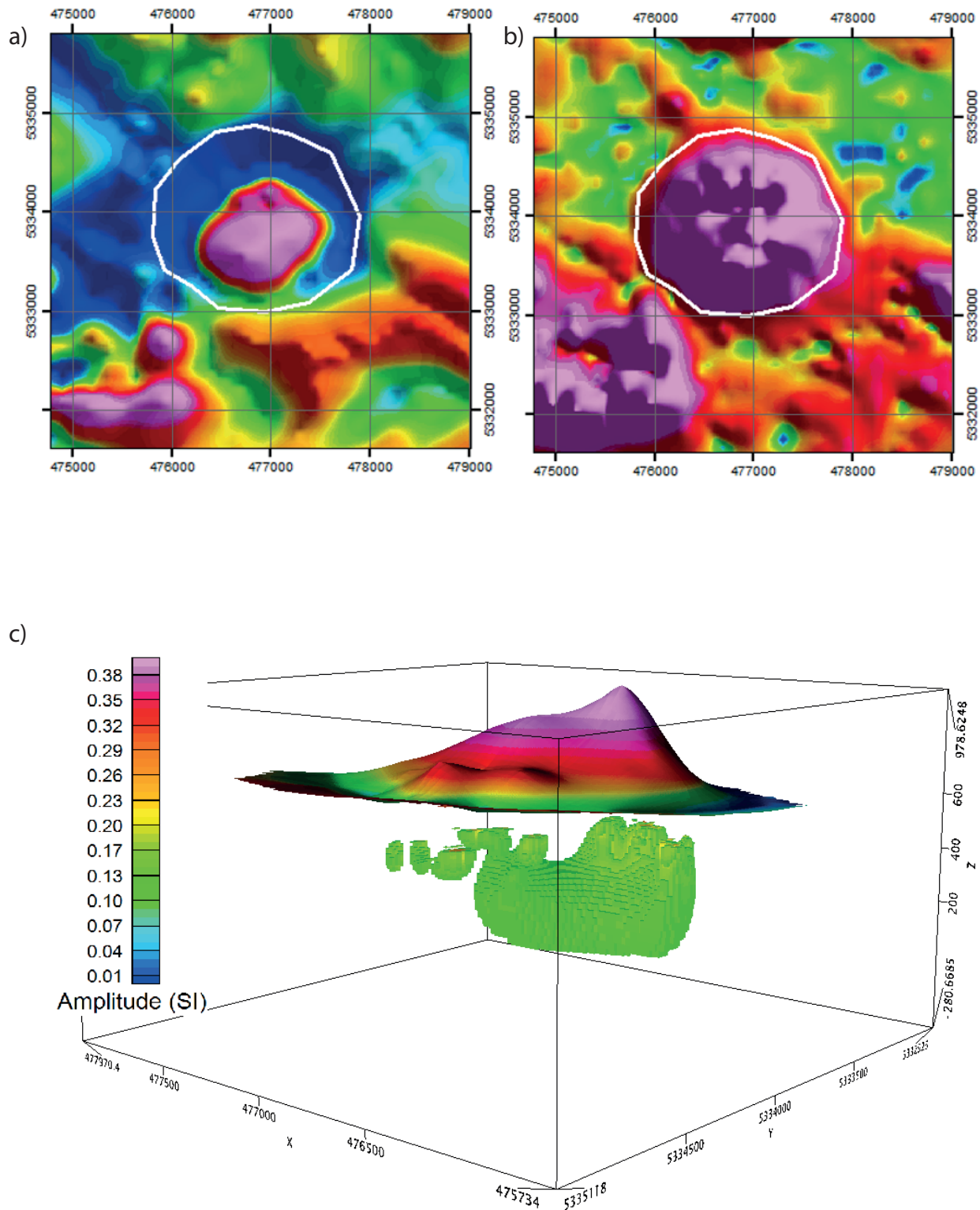


FIGURE 5 - Anomalie magnétique positive et de forme circulaire de l'unité mPsro3 de la Suite de Roc (forte amplitude, 4565 nT, relativement à l'encaissant) : a) champ magnétique total résiduel; b) signal analytique du champ magnétique total résiduel; c) distribution 3D de l'amplitude du vecteur d'aimantation normalisé par l'intensité du champ géomagnétique pour une profondeur allant de $Z_{gps}=+473$ m à $Z_{gps}=+5$ m au niveau de l'anomalie magnétique indiquée dans a et b (polygone blanc) (Rachid Intissar).

Suite alcaline de Lesueur (mPsue)

La Suite alcaline de Lesueur été introduite par Nantel *et al.* (2004), lors de la cartographie du feuillet 31O06, localisé plus au sud de la région sous étude. Cette suite a été datée à 1000 ± 6 Ma (Nantel, 2008; Davis et Nantel, 2016). Elle est constituée de monzonite et de monzonite quartzifère, leucocrates, de teinte rose saumon, localement magnétiques, et de syénite. Dans la région cartographiée, deux unités (mPsue2 et mPsue3) ont été reconnues dans le SE du feuillet 31O11 (figure 2, carte hors texte).

L'unité mPsue2 est constituée de syénite et de monzonite quartzifère, de teinte rose saumon. Ces deux faciès montrent généralement une texture à grain grossier à pegmatitique. Ils sont hololeucocrates et contiennent de la magnétite. Ils peuvent être également leucocrates à clinopyroxène \pm calcite. Des niveaux centimétriques à métriques, carbonatés, rosâtres, calcitiques à dolomitiques (4 à 18 % MgO, voir le chapitre « Géochimie »), ont également été cartographiés dans cette unité.

L'unité mPsue3 est composée de syénite et de syénite quartzifère, de couleur rose saumon, à calcite \pm chalcopryrite \pm bornite \pm digénite (Cu_9S_3 , probablement d'origine secondaire). On observe également la présence de lentilles ou d'amas de roches à calcite, à clinopyroxène et de glimmérite à phlogopite. Une minéralisation cuprifère est associée à cette unité (voir le chapitre « Géologie économique »). Localement, une syénite foïdière à néphéline (photo 29, annexe 1), à biotite, à muscovite, à magnétite et à calcite est observée dans cette unité. Elle est localement minéralisée en bornite, malachite, pyrrhotite et chalcocite (photo 30, annexe 1). Un affleurement de cette syénite (15-SB-6231A; 490924E, 5264167N) est plutôt gneissique à mylonitique et contient de la néphéline, de la biotite et de la magnétite. Il s'agit probablement d'un gneiss fénitisé par métasomatisme.

UNITÉS LITHOLOGIQUES

Des affleurements non assignés à des unités formelles ont été cartographiés dans le coin NE du feuillet 32B03 et à l'ouest du feuillet 31O12 injectés dans la Suite plutonique de Bouchette. Ces unités lithologiques sont constituées de gneiss granitique et de granite (M6a); de charnockite, d'enclaves de granite gneissique, centimétriques à décimétriques, et de paragneiss migmatitique (I1Ba).

Le gneiss granitique est à grain moyen, granoblastique et contient des schlierens de biotite injectée de pegmatite concordante.

Le granite contient un peu de hornblende verte et presque tous les feldspaths potassiques sont perthitiques.

La charnockite est à grain moyen à grossier, magnétique et contient de l'orthopyroxène, du plagioclase, du feldspath potassique et de la biotite.

Un dyke de diabase d'âge protérozoïque a été cartographié au centre ouest du feuillet 32B04 par Girard *et al.* (1993). Il est décrit comme un filon de gabbro porphyrique à phénocristaux de plagioclase (10 %, 1 cm) présentant une paragenèse métamorphique caractérisée par des textures coronitiques. La roche contient de la hornblende, du clinopyroxène, du grenat, du spinelle, de la titanite et des oxydes.

LITHOGÉOCHIMIE

Introduction

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur 361 échantillons représentatifs des différentes lithologies de la région cartographiée. La majorité de ces échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les métaux de base. Quelques échantillons choisis de roches mafiques à ultramafiques ont aussi été analysés pour le Pt, Pd et Au. Les analyses ont été effectuées chez Actlabs par les techniques suivantes selon les éléments :

- La spectrométrie de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS);
- La spectrométrie d'émission optique au plasma par induction couplée (ICP-AES);
- L'activation neutronique (INAA).

Les résultats complets des analyses sont disponibles sur demande, en version numérique, ou peuvent être consultés sur le site MERN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ». Quelques analyses au microscope électronique à balayage ont été réalisées à l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) sur une pegmatite et une syénite. Ces analyses étant semi-quantitatives, elles ne seront pas intégrées à ce rapport.

Roches felsiques à intermédiaires

Suite plutonique de Dugré

Les roches de la Suite plutonique de Dugré (âge labradorien) montrent des analyses lithogéochimiques de compositions variées avec des pourcentages de silice variant de 50 à 75 % de SiO_2 (figure 6a). Sur le diagramme P vs Q de Debon et Lefort (1983), les différentes unités de cette suite s'étendent entre le champ des granites et celui des gabbros (correspondant à des roches dioritiques). En raison de la présence d'orthopyroxène dans ces roches, nous les nommons charnockite, opdalite, enderbite, mangérite et jotunite. Une plus grande quantité de mangérite a été cartographiée dans le secteur d'étude comparativement à celui de Parent (Moukhsil *et al.*, 2015). Sur le diagramme multi-éléments

normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985; figure 6b), les spectres des roches de la Suite plutonique de Dugré sont assez semblables. Ils indiquent une anomalie négative en Nb-Ta, caractéristique des magmas mis en place dans un contexte d'arc volcanique. Cette interprétation est confirmée par le diagramme d'environnement tectonique Ta+Yb vs Rb de Pearce *et al.* (1984), et la majorité des roches de cette suite coïncident clairement avec le domaine des granites d'arc volcanique (figure 6c). On retrouve le même environnement de mise en place des roches d'âge labradorien à l'est de la Province de Grenville (Gower, 1996).

Suite plutonique de Hibbard

La Suite plutonique de Hibbard a essentiellement été échantillonnée dans l'unité mPhid1. Pour fin de comparaison géochimique, nous avons ajouté les analyses effectuées par Moukhsil *et al.* (2015). Les roches de cette suite ont des compositions variées qui ressemblent en terme de chimie à celles de Dugré. Sur le diagramme P vs Q de Debon et Lefort (1983), ces roches se trouvent entre le champ des granites et celui des gabbros (correspondant à des roches dioritiques, figure 6d). Sur le diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985; figure 6e), nous représentons uniquement l'enveloppe des spectres pour les analyses de Moukhsil *et al.* (2015) afin de simplifier la figure. Les spectres des roches de cette étude et des analyses de Moukhsil *et al.* (2015) sont assez similaires. On notera cependant que les diorites et diorites quartzifères de l'unité mPhid1 montrent des valeurs appauvries pour la majorité des éléments traces comparativement aux spectres de la charnockite et de l'opdalite sauf pour le Sr. Cette valeur plus élevée en Sr s'explique par l'abondance des feldspaths dans les diorites et diorites quartzifères par rapport à la charnockite et à l'opdalite (figure 6e). Les spectres de l'ensemble des roches de cette suite ont toujours une anomalie négative en Nb-Ta. Cette anomalie est caractéristique de roches mises en place en domaine d'arc volcanique. Cette même observation se confirme sur le diagramme d'environnement tectonique Ta+Yb vs Rb de Pearce *et al.* (1984, figure 6f). En effet, la majorité des roches de la Suite plutonique de Hibbard coïncident avec le champ des granites d'arc volcanique. Quelques échantillons de charnockite, de syénogranite et de mangérite se trouvent également dans le champ des granites intraplaques. On suppose que la majorité des roches se mettent en place en contexte d'arc volcanique. Après l'accrétion de l'arc, une quantité plus limitée de magmas plus alcalins pourraient alors s'introduire ici et là dans un contexte plutôt intraplaque.

Suite magmatique de Lacoste

Les analyses effectuées dans la Suite magmatique de Lacoste correspondent principalement aux roches de l'unité mPlac10 et mPlac11. Seules deux analyses ont été réalisées pour les roches de l'unité mPlac 8. Sur le diagramme de

SiO₂ vs K₂O de Peccerillo et Taylor (1976) (figure 6g), deux groupes se distinguent clairement entre des roches riches en potassium (série shoshonitique) correspondant aux granites, et des roches pauvres en potassium (limite entre la série tholéitique et calco-alcaline) correspondant plus aux tonalites, diorites et monzodiorites. La norme CIPW (la biotite et la hornblende prises en compte dans le calcul selon la méthode de Hutchison 1974, 1975) indique que les plagioclases normatifs des tonalites sont presque toujours de type oligoclase avec une teneur moyenne de An₂₅. Ce type de plagioclase est généralement associé à des leucotonalites appelées trondhjemitites. Les granites et les tonalites de cette suite se distinguent aussi clairement sur le diagramme des terres rares (TR) normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995; figure 6h). Les spectres des granites sont riches en terres rares avec des valeurs d'environ 10 à 1000 fois la valeur des chondrites et montrent une anomalie négative en Eu. À l'opposé, les tonalites ont majoritairement des teneurs en terres rares plus faibles et montrent un léger pic positif en Eu. Les spectres de la diorite et de la monzodiorite de l'unité mPlac8 montrent des valeurs intermédiaires entre ceux des granites et des tonalites. On notera l'absence de l'anomalie en Eu dans les patrons de ces roches (figure 6h). Les spectres des tonalites ont des valeurs et un patron semblables à ceux des tonalites archéennes du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv7). Les tonalites de la Suite magmatique de Lacoste ont une chimie proche des trondhjemitites et leurs spectres de terres rares sont identiques à ceux des tonalites archéennes (Leake, 1990). Ceci peut s'expliquer par les deux hypothèses suivantes. Soit ces roches proviennent effectivement de roches archéennes et par conséquent, correspondraient à des enclaves tectoniques de ce complexe dans la Suite magmatique de Lacoste. Soit ces roches ont une chimie similaire, car elles proviennent d'un recyclage des roches tonalitiques archéennes, mais se sont mises en place entre 1365 et 1450 Ma (Nantel, 2008; Davis et Nantel, 2016) et font donc bien partie de la Suite magmatique de Lacoste.

Du point de vue environnement tectonique, les roches de cette suite coïncident majoritairement avec le domaine des granites d'arc volcanique même si quelques échantillons se trouvent dans un environnement plutôt intraplaque (Pearce *et al.*, 1984; figure 6i). Cet environnement de mise en place semble être cohérent avec le contexte d'arc ou d'arrière arc proposé notamment dans la partie centrale du Grenville pour le Groupe de Montauban ou le Complexe de la Bostonnais, daté entre 1450 et 1390 Ma (Nadeau et Van Breemen, 1994).

Complexe du Grand Lac Victoria

Treize échantillons de l'unité felsique Aglv7 du Complexe du Grand Lac Victoria ont été analysés. Ces roches sont essentiellement des tonalites et des gneiss tonalitiques. La norme CIPW calculée en prenant en compte la biotite et la hornblende (Hutchison 1974, 1975) indique que les plagioclases normatifs de ces tonalites sont limités entre le type oligoclase et andésine avec une teneur moyenne An₃₀. Les tonalites montrent des

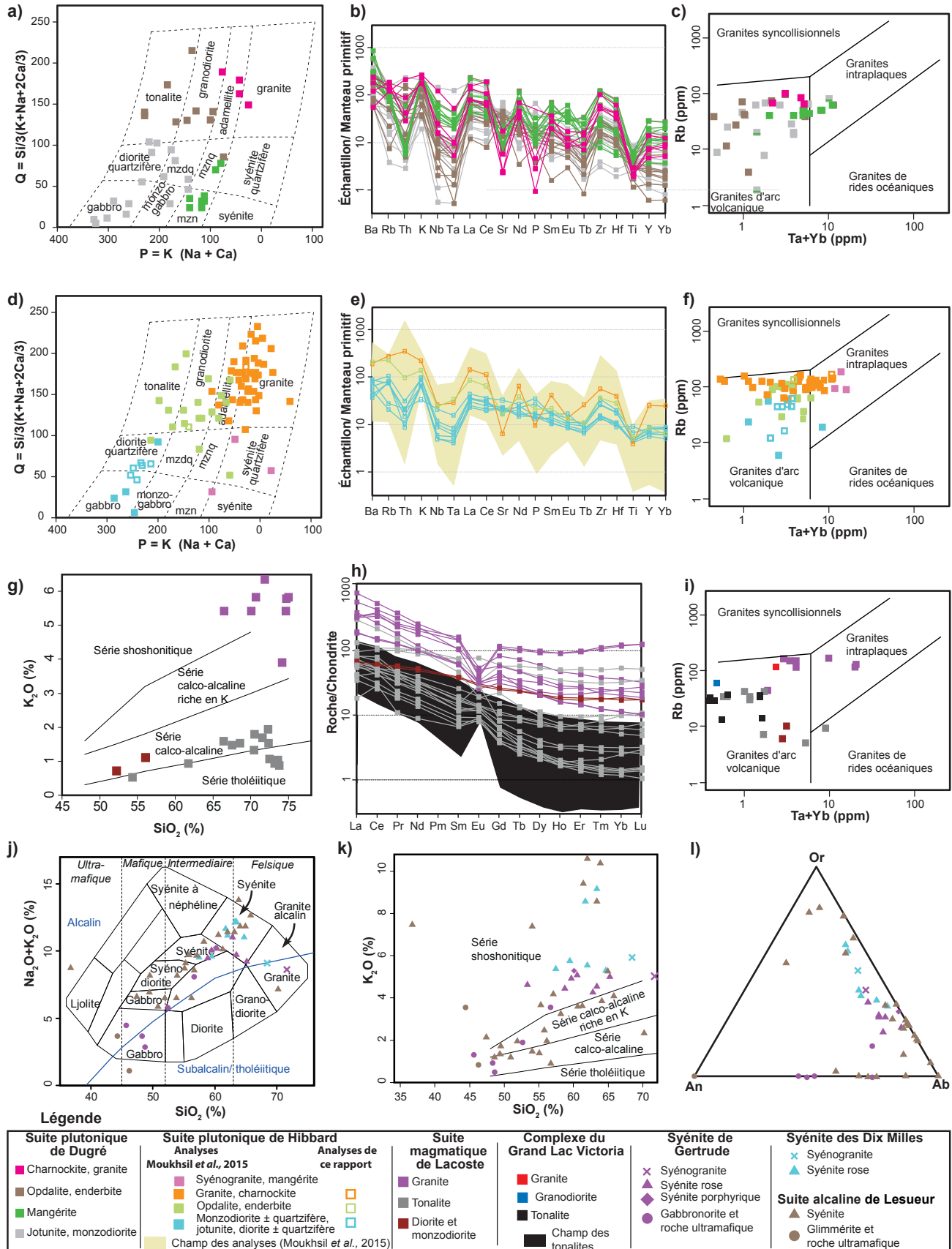


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches de la région étudiée : **a** et **d**) diagrammes P vs Q (Debon et Lefort, 1983); **b** et **e**) diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985); **c**, **f** et **i**) diagrammes Ta+Yb vs Rb (Pearce *et al.*, 1984); **g** et **k**) diagrammes SiO_2 vs K_2O (Peccerillo et Taylor, 1976); **h**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); **j**) diagramme SiO_2 vs Na_2O+K_2O (Cox *et al.*, 1979); **l**) diagramme An-Or-Ab calculé à partir de la norme CIPW en prenant en compte la biotite et la hornblende (Hutchison, 1974, 1975).

valeurs en terres rares relativement faibles ($\sim 0,5$ à 100 fois les chondrites; figure 6h) avec localement, un pic positif en Eu. Toutes les roches de cette unité coïncident avec le domaine des granites d'arc volcanique sur le diagramme de Pearce *et al.* (1984; figure 6i). Toutes les caractéristiques chimiques de ces roches sont très semblables à celles de roches du Parautochtone, par exemple les roches du Complexe de Ulamen dans la région de Manic 5, datées entre 2681 et 2780 Ma (Moukhsil *et al.*, 2013a).

Syénites

Les intrusions syénitiques sont généralement de petite taille, mais affleurent un peu partout dans la région. Des analyses de roches de la Suite alcaline de Lesueur (Nantel, 2008; Davy, 2009), situées plus au sud de nos feuillettes, ont aussi été rapportées dans les graphiques de cette étude afin d'avoir une meilleure représentativité de cette suite.

Syénite de Gertrude

La Syénite de Gertrude correspond à plusieurs intrusions situées près de la zone de charriage de l'Allochtone (ABT). Les faciès associés à cette syénite varient de gabbro-norite à granite à feldspath alcalin. Du point de vue géochimique, ces variations se remarquent dans les concentrations en SiO_2 qui sont comprises entre 45 et 72 %. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Cox *et al.* (1979), les roches se répartissent entre le domaine des gabbros, des syénites et des granites (figure 6j). Les roches mafiques de cette syénite sont principalement d'affinité alcaline (figure 6j). Aussi, on retrouve localement des phénocristaux de feldspath potassique dans les roches mafiques, ce qui démontre bien que ces roches sont contemporaines aux syénites. Sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976), les analyses des syénites correspondent clairement à une série shoshonitique (figure 6k). Ces échantillons affichent des valeurs moyennes de 4,7 % K_2O . Pourtant environ 40 % des feldspaths des syénites correspondent à des plagioclases. La norme CIPW calculée en prenant en compte la biotite et la hornblende (Hutchison 1974, 1975), indique que les plagioclases normatifs des syénites sont très riches en albite et peuvent donc être comptabilisés comme feldspaths alcalins (figure 6l). Des analyses au MEB de ces plagioclases nous permettent d'évaluer la composition moyenne de ces minéraux pour l'échantillon 15-AM-65A (473339E, 5341928N). En moyenne, les valeurs obtenues sur quatre plagioclases sont les suivantes : 10,8 % Al, 31,4 % Si, 1,5 % Ca, 7,5 % Na et 48,7 % O. Ces analyses permettent d'estimer que le plagioclase est assez sodique avec des valeurs variant faiblement de $\text{Ab}_{91,5}$ à $\text{Ab}_{88,5}$, ce qui indique qu'il a une composition limite entre l'albite et l'oligoclase. La figure 6l montre également que les plagioclases normatifs des gabbro-norites, associés à ces intrusions syénitiques, ont une composition intermédiaire entre albite et anorthite, indiquant également leur caractère alcalin.

Syénite des Dix Milles

La Syénite des Dix Milles correspond à de petites intrusions essentiellement constituées de syénite rose, plus rarement de syénite grise, ainsi que de syénogranite. En raison du faible nombre d'affleurements, les données de Moukhsil *et al.* (2015) ont été ajoutées afin d'avoir une meilleure représentativité de ces roches. Les concentrations en SiO_2 des syénites roses varient entre 57,4 et 64,7 %. Ces échantillons affichent des valeurs de K_2O de 6,6 %, ce qui correspond aux valeurs moyennes les plus élevées pour les syénites de la région. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Cox *et al.* (1979; figure 6j), les syénites roses coïncident majoritairement avec le champ des syénites alors que le syénogranite se situe à la limite entre le champ des granites et celui des granites alcalins. Sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976), les analyses des syénites correspondent clairement à une série shoshonitique (figure 6k). Sur la figure 6l, les roches de la Syénite des Dix Milles montrent des teneurs moyennes en orthose plus élevées que celles des autres syénites de la région. Un alignement des valeurs normatives en feldspath de cette syénite (mPdix) pointe vers le pôle de l'orthose. Ceci indique que les variations de composition chimique de ces roches sont essentiellement contrôlées par la proportion de feldspath potassique.

Suite alcaline de Lesueur

Une glimmérite (roche riche en phlogopite), une clinopyroxénite, des roches carbonatées et des syénites ont été analysées dans la Suite alcaline de Lesueur. Les roches silicatées de cette suite ont des compositions variées avec des concentrations en SiO_2 qui varient de 44,3 % à 70,1 %. Les syénites montrent des valeurs de K_2O de 3,8 %, ce qui correspond aux valeurs moyennes les plus basses comparativement aux syénites de Gertrude ou des Dix Milles. Sur le diagramme de classification SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Cox *et al.* (1979), les roches silicatées de la Suite alcaline de Lesueur évoluent entre les champs des gabbros et le champ des syénites (figure 6j). La majorité de ces analyses coïncident avec le champ des roches alcalines (figure 6j) et se trouvent entre la série calco-alcaline et la série shoshonitique sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976; figure 6k). Ceci s'explique par de grandes variations dans le pourcentage de K_2O des syénites (figure 6k) et se reflète minéralogiquement sur le diagramme de feldspath normatif de la figure 6l avec des syénites riches en orthose et d'autres riches en albite. Cette figure indique aussi que le plagioclase normatif de cette suite est très riche en albite, typique du feldspath alcalin. Seules les roches ultramafiques comme la clinopyroxénite et la glimmérite renferment des plagioclases de type anorthite. Cette observation suppose que ces deux roches ont une origine commune. Deux analyses globales des roches carbonatées ont montré des compositions variées avec des valeurs de MgO variant de 4 à 18 %, démontrant ainsi

qu'une partie des carbonates est dolomitique. Les analyses des roches carbonatées (calcitiques ou dolomitiques) montrent que ces dernières sont pauvres en éléments radioactifs avec des concentrations en U < 4 ppm et des concentrations en Th < 12 ppm. Les concentrations des terres rares totales varient de 39 à 285 ppm; l'ensemble des éléments traces tels que le Sr, Ba et les terres rares légères des roches carbonatées est relativement faible. Ces caractéristiques géochimiques nous indiquent que ces roches ne sont pas forcément reliées à des magmas carbonatitiques, car on s'attendrait à des valeurs plus élevées pour ces éléments (Nelson *et al.*, 1988). Gauthier (2015) suppose que ces roches carbonatées proviennent d'un métasomatisme et que les carbonates remplacent progressivement la roche préexistante.

Roches métasédimentaires et volcaniques

Complexe de Wabash

Les roches métasédimentaires et métavolcaniques du Complexe de Wabash ont principalement été analysées par Moukhsil *et al.* (2015). Les résultats des analyses des roches du Complexe de Wabash dans la région de Clova sont assez similaires à celles de la région de Parent. Le lecteur est invité à consulter le rapport de Moukhsil *et al.* (2015) pour plus de détails sur les interprétations de ces analyses. Les diagrammes de ce rapport représentant des analyses du Complexe de Wabash sont présentés pour comparaison avec les autres unités de paragneiss de la région.

Paragneiss

Sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)- K_2O de Nesbitt (2003), les paragneiss de Wabash montrent généralement une faible altération (figure 7a). En particulier, les roches de l'unité mPwab1 (paragneiss à biotite migmatitiques) sont globalement moins altérées que les roches de l'unité mPwab 2 (paragneiss rouillés à biotite) qui montrent une tendance vers le pôle de l'illite. La présence de sulfures (\pm pyrite, pyrrhotite) témoigne probablement d'un métasomatisme ayant affecté ces roches métasédimentaires, ce qui est confirmé par la tendance d'altération vers le pôle de l'illite visible sur la figure 7a. Il est à noter aussi que la composition de ces paragneiss s'étend du pôle granitique au pôle tonalitique et ceci sans distinction entre les unités mPwab1 ou mPwab2. Cette observation permet de les distinguer des paragneiss archéens du Complexe du Grand Lac Victoria qui ont une composition se rapprochant du pôle tonalitique (figure 7b).

Roches d'anatexie

Les roches d'anatexie associées au Complexe de Wabash ont une composition variant du pôle tonalitique à granitique (figure 7a). Ce qui implique probablement des taux de

fusion et des sources variables des roches produisant ces liquides. Un échantillon (13-AM-190A; 50443E, 5313395N) est cependant plus enrichi en Al_2O_3 comparativement aux pôles granitique ou tonalitique (figure 7a). Cet échantillon a probablement subi de l'altération et par lessivage, a pu créer un enrichissement relatif en aluminium (figure 7a).

Amphibolite d'origine volcanique

Les amphibolites associées aux métasédiments du Complexe de Wabash pourraient correspondre à des roches volcaniques mafiques (Moukhsil *et al.*, 2015). Du point de vue chimique, ces roches ont une composition mafique avec des valeurs en SiO_2 qui varient de 40 à 52 %. Les analyses des éléments traces de ces roches coïncident avec le champ des basaltes sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), modifié par Pearce (1996; figure 7c).

Complexe du Grand Lac Victoria

Les roches du Complexe du Grand Lac Victoria sont variées et comprennent des roches métasédimentaires, intrusives et d'origine volcanique. Cependant, 75 % des roches de ce complexe correspondent à des paragneiss plus ou moins migmatitisés et ont fait l'objet de 52 analyses.

Paragneiss

L'unité Aglv1 est principalement constituée de paragneiss. Sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)- K_2O de Nesbitt (2003; figure 7b), leur composition globale se situe près des pôles tonalite et granodiorite. Cette figure montre également que les paragneiss de ce complexe sont peu altérés. Les sédiments à l'origine de ces roches pourraient donc provenir en partie de l'érosion de roches archéennes riches en plagioclase comme par exemple des amphibolites mafiques ou des tonalites des unités Aglv25 ou Aglv7. Les paragneiss du Complexe du Grand Lac Victoria forment trois tendances distinctes sur le diagramme binaire K_2O vs MgO (figure 7d). La tendance 1 correspond à une augmentation du K_2O en même temps qu'une augmentation du MgO . Du point de vue minéralogique, cette tendance s'explique principalement par une variation de la proportion de la biotite dans les métasédiments. Il est à noter que deux échantillons de roche calco-silicatée se rapprochent du pôle du diopside, ce qui est caractéristique des roches calco-silicatées qui par définition sont riches en diopside. Des teneurs en d'autres éléments traces plutôt caractéristiques des roches mafiques se retrouvent en abondance dans ces sédiments. Par exemple, les valeurs moyennes de Cr dans les sédiments du Complexe du Grand Lac Victoria sont 117 ppm alors qu'elles ne sont que 61 ppm pour les sédiments du Complexe de Wabash. Cette forte concentration en éléments compatibles avec les roches mafiques tels que le MgO ou le Cr, nous indique que les sédiments à l'origine

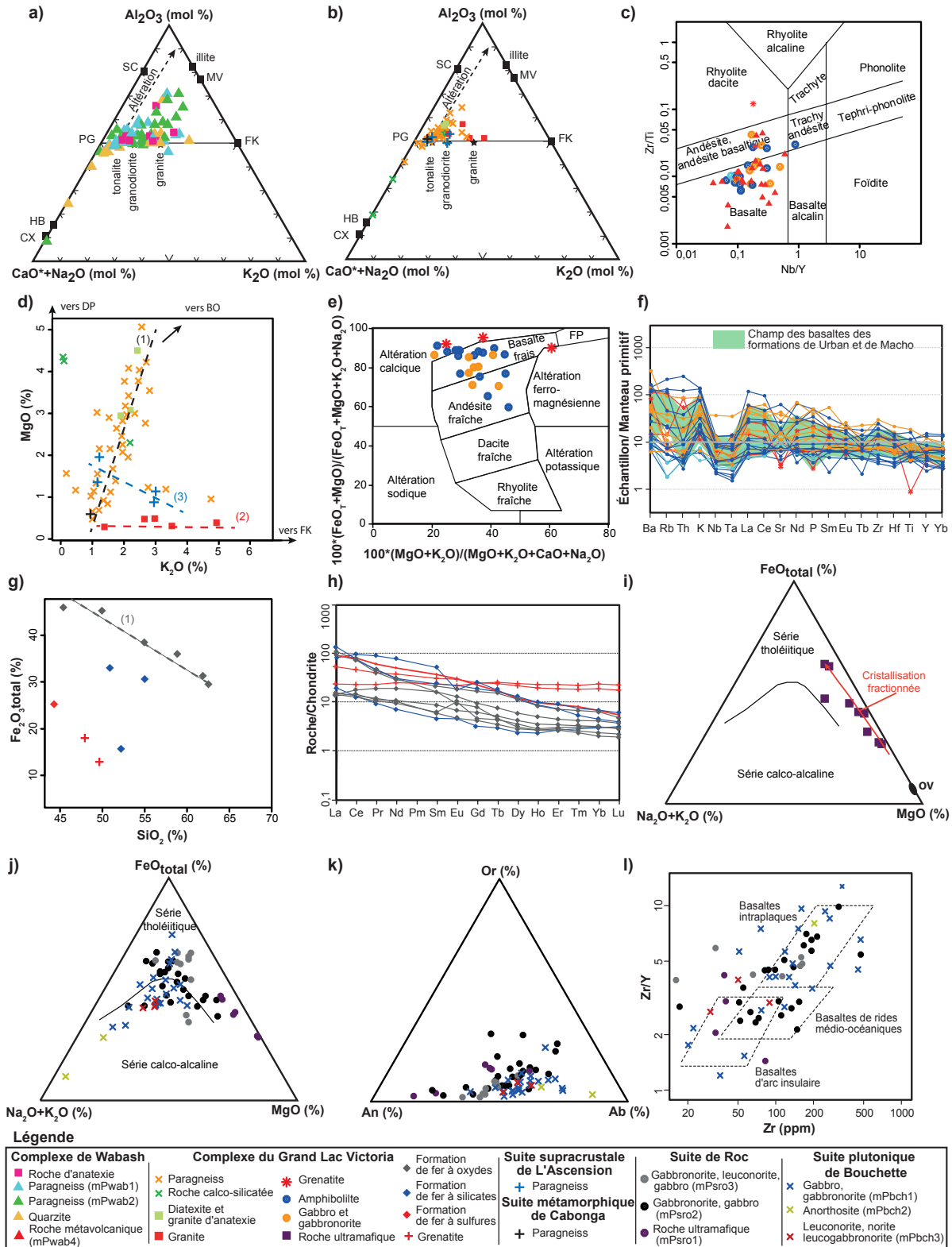


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches de la région étudiée : **a** et **b**) diagrammes A-CN-K (Nesbitt, 2003). CaO^* = CaO molaire (total)- CaO molaire de l'apatite; FK = feldspath potassique; HB = hornblende; MV = muscovite; PG = plagioclase; SC = smectite; CX = clinopyroxène; **c**) diagramme Nb/Y vs Zr/Ti (Winchester et Floyd, 1977), modifié de Pearce (1996); **d**) diagramme binaire K_2O vs MgO ; FK = feldspath potassique; BO = biotite; DP = diopside; **e**) diagramme d'altération $100^* (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ vs $100^* (\text{FeO} + \text{MgO}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Large *et al.*, 2001, modifié de Trépanier, 2011); **f**) diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985); **g**) diagramme binaire SiO_2 vs Fe_2O_3 (total); **h**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); **i** et **j**) diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); **k**) diagramme An-Or-Ab calculé à partir de la norme CIPW; **l**) diagramme Zr vs Zr/Y (Pearce et Norry, 1979)

de ces roches proviendraient en partie de l'érosion de roches mafiques présentes à l'Archéen telles que les amphibolites d'origine volcanique de l'unité Aglv25.

Diatexites et granites

Les diatexites de l'unité Aglv6 ont une chimie très distincte des granites de l'unité Aglv1. Par exemple, les diatexites sur le diagramme binaire K_2O vs MgO (figure 7d) suivent la tendance 1 correspondant aux paragneiss de l'unité Aglv1. Ceci suggère que la composition de la biotite dans ces diatexites est proche de celle observée dans les paragneiss, ce qui confirme le lien génétique entre ces deux types de roches. Par contre, les granites observés localement dans l'unité Aglv1 s'alignent pour former la tendance 2. Cette tendance à faibles valeurs de MgO et à teneurs variables en K_2O est principalement contrôlée par la composition du feldspath potassique dans ces granites. Un échantillon non représenté sur ces diagrammes d'une roche felsique, leucocrate à grenat (15-FS-1126B; 427676E, 5302630N) a retourné des valeurs de 7,2 % de K_2O . Cette valeur élevée pourrait provenir d'une altération potassique d'une roche préexistante, comme suggéré pour d'autres roches de la région comme celles de l'unité mPwab4 (Moukhsil *et al.*, 2015).

Amphibolites d'origine volcanique et roches mafiques associées

Les roches des unités Aglv9 et Aglv25 correspondant respectivement à des roches intrusives mafiques et à des amphibolites d'origine volcanique, ont une chimie très semblable et seront donc traitées ensemble dans cette section. Sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), modifié par Pearce (1996; figure 7c), la majorité de ces roches coïncident avec le domaine des basaltes, parfois des andésites et leur équivalent plutonique. Ceci est confirmé par le diagramme d'altération (figure 7e; Large *et al.*, 2001, modifiée de Trépanier 2011). Les amphibolites et les roches intrusives mafiques coïncident en majorité avec le champ des basaltes frais. Ceci indique que la majorité de ces roches n'ont pas subi de forte altération, comme c'est le cas pour les métasédiments du Complexe du Grand Lac Victoria. On notera cependant que les grenatites associées à l'unité Aglv25 coïncident soit avec le domaine des roches ayant subi une altération calcitique ou dans un cas, une altération ferromagnésienne. Ces grenatites peuvent donc se former par des processus d'altération de roche basaltique avant le métamorphisme. Le grenat se développerait donc préférentiellement dans ces zones altérées lors du métamorphisme régional. Sur le diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985; figure 7f), les roches des unités Aglv9 et Aglv25 ont des spectres très comparables et un patron plus ou moins plat. Les patrons analytiques de ces deux unités sont identiques à ceux des

basaltes des formations de Urban et de Macho dans le centre-est de la Sous-province de l'Abitibi (Bandyayera *et al.*, 2002). Ceci suppose donc une origine volcanique pour les roches de l'unité Aglv25. Les roches de l'unité Aglv9 montrent des textures plutôt typiques des roches plutoniques et présentent également une chimie très proche des roches volcaniques mafiques. Ceci suggère que les roches des unités Aglv9 et Aglv25 ont un lien génétique possible entre elles. Ces roches plutoniques représenteraient les conduits d'alimentation ou les réservoirs plus profonds à partir desquels ces roches volcaniques se mettraient en place.

Formation de fer et roches associées

Les formations de fer du Complexe du Grand Lac Victoria (unité Aglv27) ont des proportions de fer variable avec des valeurs variant de 15,64 à 45,95 % Fe_2O_3 (total). En moyenne, les faciès à silicates se caractérisent par une proportion en oxyde de magnésium relativement élevée avec une valeur moyenne de 4,9 % MgO et 1,9 % pour les faciès à oxydes. Du point de vue chimique (oxydes majeurs et éléments traces), ces formations de fer sont comparables à celles de la région du réservoir Manicouagan qui font également partie du Parautochtone (Moukhsil *et al.*, 2013a). Sur le diagramme de SiO_2 vs Fe_2O_3 (total) (figure 7g), les formations de fer à faciès à oxydes forment une tendance (1) qui se distingue clairement des formations de fer de type silicaté ou sulfuré. Les formations de fer de type oxydé sont les plus enrichies en fer, tandis que les grenatites de cette unité y sont appauvries. Les formations de fer sont des roches d'origine typiquement chimique. Toutefois, on considère que les teneurs en Al_2O_3 représentent une composante détritique. Les teneurs en Al_2O_3 de nos analyses s'étendent de 0,2 à 6,9 %, ce qui démontre que la proportion de matière détritique dans le sédiment primaire était faible.

Pour les teneurs en terres rares, les formations de fer du Complexe du Grand Lac Victoria montrent des valeurs variant d'environ 1 à 100 fois les chondrites (McDonough et Sun, 1995) et montrent un spectre avec une pente négative, mais sans anomalie très marquée en Eu (figure 7h), alors que les roches ignées et sédimentaires entourant ces formations de fer indiquent souvent une anomalie négative. Ceci suppose une contamination détritique faible de ces roches. Les grenatites correspondent aux roches les plus riches en terres rares lourdes, ce qui peut s'expliquer par la compatibilité de ces éléments avec le grenat.

L'état d'oxydation du fer dans la roche totale a pu être calculé notamment en titrant le FeO et le Fe_2O_3 pour l'ensemble de ces formations de fer. En moyenne, on obtient 57,1 % de fer sous forme Fe^{2+} dans les formations de fer de type oxydé et 95,5 % de fer sous forme Fe^{2+} dans les formations de fer de type silicaté. L'état d'oxydation du fer pourrait représenter des conditions de mises en place différentes. Les formations de fer de type oxydé pourraient se former en milieu plus oxydant, c'est-à-dire en milieu peu

profond avec une meilleure oxygénation (Kranck, 1961). À l'inverse, les formations de fer de type silicaté doivent précipiter dans un milieu plus anoxique (Kranck, 1961).

Suite supracrustale de L'Ascension

Quatre échantillons de paragneiss de la Suite supracrustale de L'Ascension ont été analysés. Sur le diagramme ternaire Al_2O_3 -($CaO+Na_2O$)- K_2O de Nesbitt (2003; figure 7b), ils présentent une faible altération et une composition proche des pôles tonalite et granodiorite. Comparativement aux roches métasédimentaires du Complexe du Grand Lac Victoria, ces roches sont beaucoup moins riches en MgO (figure 7d). Malgré le faible nombre d'analyses, une tendance (3) semble se dessiner sur la figure 7d et montre une orientation très différente de la tendance 1. La faible teneur en MgO et le fait que les métasédiments semblent suivre la tendance 3 permettent de distinguer les paragneiss de L'Ascension et du Grand Lac Victoria. Ces sédiments proviendraient de l'érosion de roches initialement différentes.

Suite métamorphique de Cabonga

Les paragneiss de la Suite métamorphique de Cabonga ont été cartographiés dans la partie ouest du feuillet 31O12; un seul échantillon a été analysé. Cette analyse montre que ce paragneiss est faiblement altéré et se rapproche du pôle de la tonalite (figure 7b); il indique des teneurs assez faibles en MgO (0,6 %) et en K_2O (1,3 %). D'autres analyses seront nécessaires pour mieux définir cette suite.

Roches mafiques et ultramafiques

Les roches mafiques et ultramafiques occupent environ 10 % de la superficie de la région cartographiée.

Complexe du Grand Lac Victoria

Une partie des roches mafiques du Complexe du Grand Lac Victoria ont été traitées dans la section des amphibolites d'origine volcanique, car elles ont une chimie très similaire, comme c'est le cas pour l'unité Aglv9. Cependant, les roches ultramafiques de l'unité Aglv10 seront traitées dans cette section. Ces roches, de composition variable, correspondent à des pyroxénites, à des webstérites ou à des péridotites. Ces variations se remarquent chimiquement avec des valeurs d'oxyde de magnésium comprises entre 8 et 27 % de MgO . Les résultats d'analyses indiquent que ces roches coïncident avec le champ des roches d'affinité tholéitique (figure 7i; Irvine et Baragar, 1971). La flèche rouge présente l'évolution d'un liquide par cristallisation fractionnée de l'olivine (OV) avec le logiciel Pele (Boudreau, 1999). La majorité des analyses forment une tendance alignée selon la flèche rouge (figure 7i). Cette tendance pourrait donc en partie s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée, en particulier de minéraux comme l'olivine. Le cumulat d'olivine résultant de

cette cristallisation fractionnée peut former des péridotites ou des dunites, exemple l'affleurement 15-TC-5073 (454091E, 5325100N). D'autres affleurements de dunite ont aussi été rapportés par Rive (1990; carte inédite) plus à l'ouest de cette zone d'étude.

Suite de Roc

Dans la plupart des cas, les échantillons analysés de la Suite de Roc sont à grain fin, afin de représenter le plus possible un liquide magmatique. Les roches analysées sont en majorité d'affinité tholéitique (figure 7j; Irvine et Baragar, 1971), sauf quelques échantillons qui sont d'affinité calco-alcaline. Par un calcul, à partir de la norme CIPW, l'unité mPsro3 indique une valeur moyenne de plagioclase An_{54} alors qu'elle est de An_{46} dans le plagioclase de l'unité mPsro2 (figure 7k). Concernant le nombre de magnésium ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$), il est en moyenne 72,4 pour l'unité mPsro1 alors qu'il est 45,1 pour l'unité mPsro2 et 44,5 pour l'unité mPsro3. Ces observations confirment donc que les roches de l'unité mPsro1 correspondent à des roches de composition plus primitive. Sur le diagramme Zr vs Zr/Y de Pearce et Norry (1979; figure 7l), les roches de cette suite se trouvent dispersées dans les différents domaines. Toutes ces analyses et celles de Moukhsil *et al.* (2015) montrent que ces roches coïncident principalement avec une mise en place dans un environnement intraplaque. Selon ces auteurs, les magmas auraient été contaminés lors de leur mise en place par des roches encaissantes. Ceci expliquerait en partie l'hétérogénéité de cette suite.

Suite plutonique de Bouchette

Contrairement aux roches de la Suite de Roc, les roches analysées pour la Suite plutonique de Bouchette sont principalement d'affinité calco-alcaline (figure 7j). Ces résultats contrastent avec la plupart des gabbros et gabbro-norites connus dans l'Allochtonne. Par exemple, les nombreuses analyses de gabbro et de gabbro-norite de la Suite de Louis (Moukhsil *et al.*, 2009, 2011, 2012, 2013a, 2013b et 2014) montrent que ces roches sont majoritairement d'affinité tholéitique. La Suite plutonique de Bouchette se distingue aussi par du plagioclase ayant une composition plus riche en sodium qui se rapproche du pôle de l'albite (figure 7k). Bradshaw (1989) a réalisé des analyses minéralogiques dans des échantillons de cette suite plus à l'ouest de notre secteur d'étude. Les résultats de ces analyses confirment que les plagioclases sont plutôt alcalins avec des valeurs moyennes d' An_{30} . Du point de vue environnement tectonique, les analyses des roches de la Suite plutonique de Bouchette sont très dispersées comme c'est aussi le cas pour celles de la Suite de Roc (figure 7l), il est donc difficile de supposer un environnement tectonique. On notera cependant que le rapport Zr/Y de ces roches est en moyenne supérieur à 3, ce qui semble favoriser une mise en place dans un environnement intraplaque (Pearce et Norry, 1979).

MÉTAMORPHISME

Le Parautochtone est caractérisé par des roches ayant subi un métamorphisme au faciès moyen à supérieur des amphibolites, sauf les roches de la Syénite de Gertrude. Les roches de l'Allochtone ont subi un métamorphisme régional prograde élevé au faciès des granulites.

Parautochtone

Les paragneiss du Complexe du Grand Lac Victoria (CGLV) contiennent des minéraux diagnostiques formant une paragenèse du faciès des amphibolites de basse température et de haute pression (kyanite + grenat + hornblende, kyanite + sillimanite + biotite ± muscovite). La muscovite a été observée rarement dans les leucosomes. Ces derniers sont le résultat de la fusion partielle du paragneiss, probablement des niveaux métapélitiques enrichis en eau, chauffés à de hautes températures. Ceci implique localement un métamorphisme de haute température pour les niveaux non fusionnés du paragneiss.

Les roches mafiques du CGLV ont été métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites et présentent généralement des paragenèses à hornblende + plagioclase + clinopyroxène ± quartz. Un des affleurements à la limite de la composition mafique à ultramafique (15-AM-207; 471273E, 5336376N) qui contient 45,94 % SiO₂, 5,34 % MgO et 15,71 % CaO, ressemble à ce qui est appelé communément « pyrigarnite » dans les régions à haut grade métamorphique. Ce terme a été introduit par Vogel (1967) pour décrire des roches métamorphiques de haut grade constituées de pyroxène et de grenat. Lorsque le plagioclase est présent, la roche est nommée « pyrigarnite à plagioclase ». Cette définition a été redéfinie par Mehnert (1972) en ajoutant le plagioclase comme l'un des constituants du « pyrigarnite ». Cette nomenclature n'est pas recommandée et est remplacée par le terme « roches mafiques riches en grenat » proposé par Schmid *et al.* (2007). Dans la région cartographiée, ce type de roche a été nommé grenatite à clinopyroxène, à grain moyen à grossier (recristallisation). Elle est composée de plus de 40 % de grenat (GR) et contient également du pyroxène (clino [CX] et ortho [OX], 35 à 45 %), du plagioclase (PG < 10 %) et des traces de hornblende (HB) et de quartz. Le grenat, de teinte rougeâtre, est porphyroblastique, poecilitique (1 à 3 mm), et semble localement entouré de plagioclase. Ce dernier est également observé en inclusions dans le clinopyroxène et le grenat. Le clinopyroxène, de teinte verdâtre, est calcitique et ne dépasse pas 4 mm d'épaisseur. L'orthopyroxène forme de grandes plages associées au clinopyroxène et se trouve également en inclusions dans le plagioclase. La hornblende est observée uniquement autour de quelques grenats. Les observations pétrographiques de cette grenatite supposent des paragenèses de faciès des granulites de moyenne pression (OX + CX + GR + PG, Pattison, 2003) rétrogradé au faciès des amphibolites (GR + HB + QZ).

Allochtone

Dans l'Allochtone, les roches indiquent un faciès métamorphique prograde des granulites de moyenne pression (OX + CX + PG + GR) dans les roches mafiques et à SM + GR + FK + QZ dans les paragneiss à biotite. Les paragneiss migmatitiques et les migmatites de la région témoignent également d'un haut degré de métamorphisme allant même jusqu'à la fusion partielle de leurs protolites. Le mobilisat (leucosome) formé dans ces roches contient de l'orthopyroxène et du grenat, ce qui suggère un métamorphisme de haute température et de moyenne pression au faciès des granulites. Localement, ces roches sont rétrogradées au faciès des amphibolites et présentent une paragenèse à HB + PG + GR.

Les roches plutoniques (opdalite, enderbite et charnockite) de la région montrent une texture granoblastique et contiennent de l'orthopyroxène (métamorphique et/ou magmatique), du quartz, de la perthite et du grenat. Cette association minéralogique suggère que ces roches ont été métamorphisées au faciès des granulites. Par endroits, ces roches montrent une altération (ouraltisation) de l'amphibole aux dépens de l'orthopyroxène et/ou du clinopyroxène, d'un accroissement autour des clinopyroxènes et des orthopyroxènes, d'une couronne riche en biotite secondaire (rouge à orange) et des minéraux opaques (magnétite). Ceci suggère un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites pour ces roches.

Au sud de la région, la Suite magmatique de Lacoste, constituée principalement de roches felsiques, contient rarement de l'orthopyroxène. L'assemblage minéralogique associé à cette suite se limite à : HB verte + QZ + CX + MG + BO, indiquant ainsi un niveau de métamorphisme au faciès des amphibolites.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région est divisée en deux zones structurales : le Parautochtone et l'Allochtone. Les roches des deux zones sont caractérisées par des déformations majeures importantes. Les seules roches non déformées sont les dykes de pegmatite. Ces deux zones ont été subdivisées en sept principaux domaines structuraux. Les trajectoires et les attitudes des fabriques dans ces domaines sont résumées à la figure 8. Voir également la carte hors texte pour les différentes structures (plis, zones de déformation, linéaments, etc.).

Parautochtone

La zone parautochtone (domaines I et II) est limitée au sud par l'ABT (*Allochtone Boundary Thrust* = Zone de Charriage de l'Allochtone, Rivers *et al.*, 1989) dans les feuillettes 31O13, 32B03 (figure 8). Nous avons cartographié deux autres failles de cisaillement normal majeur au nord de

l'*ABT*. Cette zone de cisaillement a été nommée Détachement de Dorval (figures 2 et 8; carte hors texte). Ce dernier a été nommé et reconnu plus au sud-ouest et à l'ouest de notre région par Indares et Martignole (1990), Martignole *et al.* (2000) et Martignole et Martelat (2005).

L'*ABT* est une structure régionale importante, mais difficile à suivre sur le terrain. En effet, les cartes aéromagnétiques (figure 3) montrent un grain magnétique différent de part et d'autre du tracé interprété pour l'*ABT*. Cette démarcation marque la limite entre le Parautochtone (bas magnétique) et l'Allochtone (haut magnétique). Cependant, sur le terrain, les roches occupant l'*ABT* ne sont pas déformées.

Le **domaine I** occupe la partie nord-ouest de la région et comprend principalement les fabriques du Complexe du Grand Lac Victoria. Il présente des trajectoires de la fabrique planaire assez homogènes de direction principale NE-SW à ENE-WSW avec un pendage modéré à abrupt vers l'est (foliation moyenne : 68/72), sauf dans les bordures avec l'*ABT* où les fabriques épousent la trajectoire de la faille (figures 8a et 8b, carte hors texte). Les linéations minérales portées par ces fabriques sont généralement à composante oblique et localement directionnelles vers l'est (linéation moyenne : 90/45). D'autres fabriques planaires montrent des pendages vers l'ouest et indiquent la présence de plis localisés et régionaux.

La partie sud de ce domaine est traitée dans le rapport de Gervais et Moukhsil (2016). Cette partie analyse la géologie structurale de l'*ABT* et les cisaillements majeurs (Détachement de Dorval). Le résultat de cette étude montre, entre autres, l'existence d'un plissement selon un plan axial abrupt d'orientation NE-SW à vergence NE dans la région où on a observé ce détachement. Quelques affleurements au niveau de l'*ABT* semblent légèrement déformés et présentent des structures plissées, démembrées et transposées (veines de pegmatite). Ces affleurements présentent également une structure compatible avec une tectonique en transpression pour l'*ABT*.

La Syénite de Gertrude occupe un secteur du domaine I proche de l'*ABT*, mais collé à la zone du Détachement de Dorval. Ceci suggère une mise en place de la syénite le long de ce détachement sous forme de dyke de même orientation (NE-SW).

Au nord de ce domaine, une interprétation de la prolongation de la Faille de Cadillac de la Province de l'Abitibi vers le Parautochtone a été proposée par Faure (2004). Sur le terrain (figures 2 et 8, carte hors texte), les fabriques planaires semblent suivre le tracé de ladite faille.

Le **domaine II** est localisé à l'ouest du feuillet 31O13 et correspond à une partie de la fabrique du Détachement de Dorval. Il comprend l'unité de paragneiss Aglv1 du Complexe du Grand Lac Victoria (CGLV). La fabrique planaire montre une direction dominante WSW-ENE (figure 8c) avec un pendage modéré à abrupt vers l'ouest (foliation moyenne : 253/66). Cette fabrique porte des linéations minérales et d'étirement de type oblique (linéation moyenne : 50/45).

Allochtone

Le **domaine III** occupe la partie NE de la région et comprend surtout les fabriques de la Suite plutonique de Dugré et du Complexe de Wabash. Ce domaine présente des trajectoires de la fabrique planaire assez homogènes de direction principale WNW-ESE avec un pendage modéré à abrupt vers l'est (figure 8d). Par contre, les linéations minérales (moyenne : 80/40) portées par ces fabriques indiquent généralement une composante oblique à directionnelle vers l'est comme celles du domaine I. Ceci suggère que ces deux domaines ont été déformés, à un moment donné, de façon synchrone.

Le **domaine IV**, localisé entre les domaines III et V au centre de la région (figure 8a), englobe les structures observées surtout dans la Suite plutonique de Dugré. Ces structures planaires reflètent la structure des plis observés et interprétés à partir de la carte aéromagnétique (figure 3). En raison du manque d'affleurements, la quantité et la qualité des mesures structurales au niveau des flancs de ces plis ne permettent pas une bonne étude structurale de ces derniers. Cependant, il s'agit surtout de plis isoclinaux et localement, de plis en fourreau (observés ici et là sur le terrain). Les quelques linéations, à composante directionnelle, montrent un transport des grains pendant la déformation vers le NE et sont portées par des plans généralement d'orientation WSW-ENE (figure 8e; carte hors texte). La coupe géologique présente l'allure de ces plis (figure 9).

Le **domaine V** est constitué des roches des suites plutoniques de Hibbard et de Dugré, de la Suite magmatique de Lacoste ainsi que de lambeaux décamétriques à kilométriques du Complexe de Wabash. Ce domaine est caractérisé par des plissements de dôme et bassins qui produisent une structure planaire hétérogène (figure 8f). La partie est de ce domaine est caractérisée par des cisaillements de direction NE-SW portant des linéations de type directionnel (moyenne : 53/08, figure 8a). Ces cisaillements marquent le grain structural de cette partie. Nous avons prolongé la zone de cisaillement de Manville cartographiée au sud de la région par Nantel *et al.* (2003) dans le feuillet SNRC 31O06 (non observée lors de nos travaux). Ces auteurs mentionnent qu'il s'agit d'un important cisaillement (linéation de type directionnel) à mouvement dextre.

Le **domaine VI** occupe le centre sud de la région et présente principalement les fabriques planaires et linéaires de la Suite magmatique de Lacoste au centre, de la Suite supracrustale de L'Ascension et de la Suite de Roc à la périphérie. Les structures dans ce domaine sont probablement issues d'une compression d'orientation SE-NW. En effet, ce domaine est entouré par une faille réelle inverse (figure 8a; carte hors texte). La fabrique planaire montre une direction dominante NNE-SSW à NE-SW parallèle à la direction du plan axial interprété dans ce domaine (figure 8g) avec une fabrique planaire moyenne de 12/32 portant des fabriques linéaires de type directionnel (moyenne : 31/15).

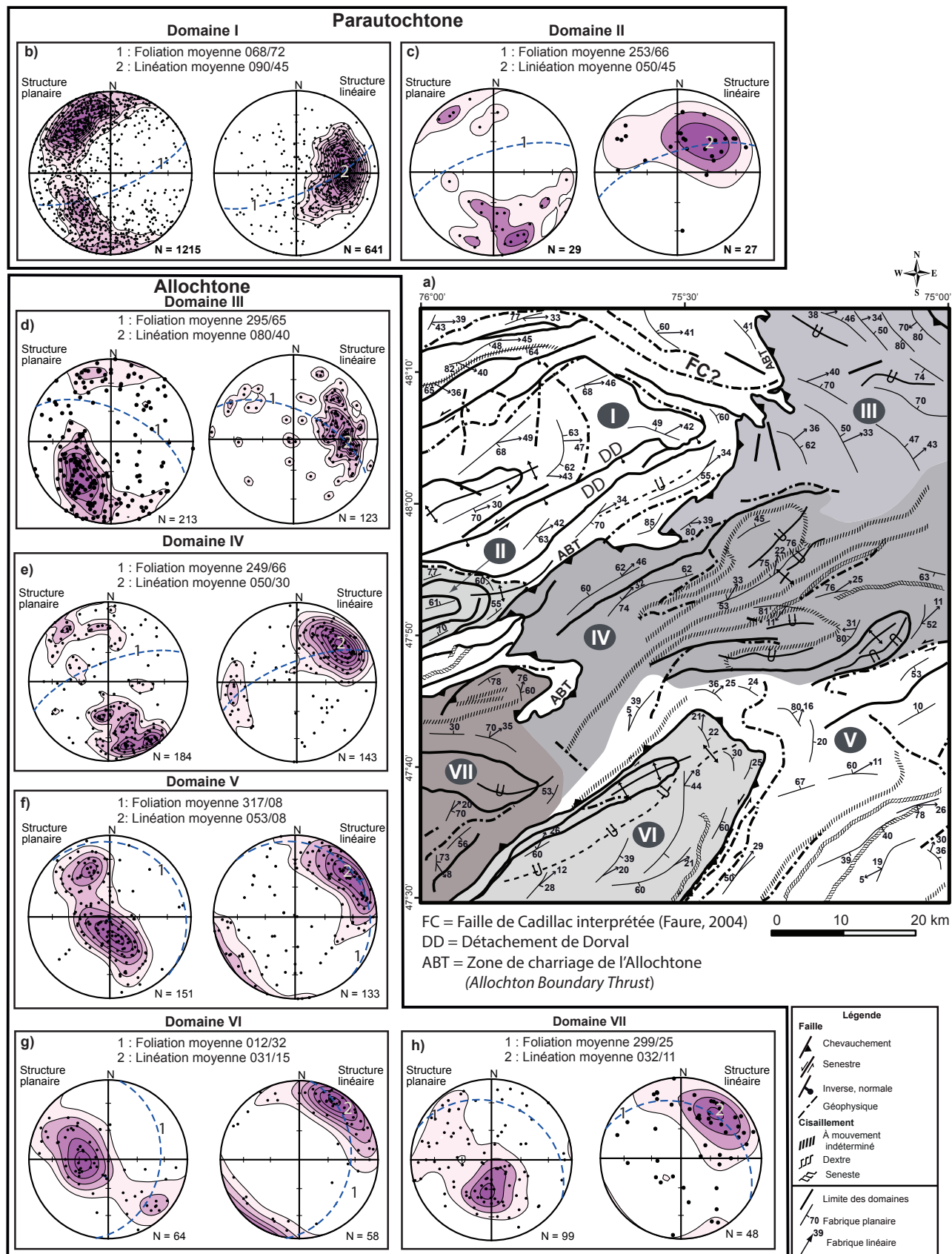


FIGURE 8 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée. Répartition des trajectoires en domaines structuraux homogènes. La projection des fabriques a été effectuée selon le canevas de Wulf dans l'hémisphère inférieur.

Le **domaine VII** occupe le coin SSW de la région et est formé des roches de la Suite plutonique de Bouchette. Cette suite a été interprétée par Kellett (1995) comme un massif en écaillés bordé par des failles de chevauchement. Environ un tiers de cette intrusion affleure dans la région cartographiée et montre une bordure mylonitique (figure 8a; carte hors texte). La partie nord de l'intrusion est également caractérisée par des cisaillements à mouvement non déterminé. Le centre de l'intrusion semble à texture magmatique sans déformation importante. L'analyse structurale des fabriques planaires montre des foliations avec une moyenne de 299/25, généralement à pendage variable, portant des linéations de type directionnel avec une moyenne de 32/11 indiquant un transport vers le NE (figure 8h). Cette hypothèse a été déjà avancée par Indares et Martignole (1990) dans le sud de la région cartographiée.

Phases de déformation et de plissement

La région a subi plusieurs phases de déformation et de plissement.

Le Parautochtone est caractérisé par une déformation grenvillienne qui a produit des plis isoclinaux (P2) qui sont, localement, à leur tour plissés en petits plis ouverts (P3). Dans le sud du feuillet 32B04, la Syénite de Gertrude est injectée le long du Détachement de Dorval. Un des affleurements le long de ce détachement (15-FS-1086; 444320E, 5318362N) présente deux foliations mylonitiques. La première est soulignée par le rubanement du quartz étiré parallèle au grain structural régional (foliation principale orientée NE-SW). La deuxième foliation est soulignée par un rubanement du quartz étiré selon une foliation non pénétrative.

Dans l'Allochtone, les unités lithologiques de la Suite plutonique de Dugré (âge labradorien) ont été recristallisées et les structures primaires et de déformation ont été oblitérées par les déformations majeures subséquentes (D2 et D3), notamment celles attribuées à l'Orogenèse grenvillienne (D2). La deuxième phase de plissement correspond à des plis P2 générés lors de la déformation D2. Cette dernière a généré une fabrique planaire G2 produisant un alignement des minéraux mafiques comme la biotite, la hornblende, le pyroxène et la magnétite. La phase de déformation D3, de moindre importance, a créé des plis ouverts (P3) généralement de direction E-W avec des pendages modérés vers le SE. Cette déformation D3 a généré une fabrique planaire non pénétrative (G3, gneissosité) et peu évidente à mesurer sur le terrain.

Coupes géologiques transversales

Deux coupes transversales montrent les relations géométriques entre les différentes unités.

La coupe ABC (figure 9), située dans la partie nord de la région (figure 2), présente principalement les relations entre

les roches du Parautochtone et de l'Allochtone, qui sont séparées par l'*ABT*. De chaque côté de cette dernière, les roches sont déformées et plissées puisqu'elles encaissent les déformations grenvilliennes et antérieures. Ces différentes déformations se matérialisent par des failles ou des couloirs de déformation. Dans la partie est de la coupe A-B-C, dominée par la Suite plutonique de Dugré, on observe de nombreux dômes et bassins représentés par des plis isoclinaux déjetés vers le SE et le NW. Ces plis sont généralement associés à des failles à fort pendage. À l'extrême est de la coupe B-C, une partie des unités de la Suite plutonique de Hibbard est surmontée par les métasédiments du Complexe de Wabash. Ce dernier présente une gneissosité à pendage plus modéré. Cette coupe B-C montre que la Suite plutonique de Hibbard se situe géométriquement au-dessus de la Suite plutonique de Dugré. Cela a aussi été démontré sur les coupes de Moukhsil *et al.* (2015). Dans la partie nord-ouest de la coupe ABC, on retrouve les roches du Complexe du Grand Lac Victoria qui sont aussi plissées et très déformées. Dans cette partie de la coupe, on notera les injections de la Syénite de Gertrude qui se mettent en place sous la forme de grands dykes. Gervais et Moukhsil (2016) décrivent un mouvement normal de syndéformation associé à la mise en place de cette syénite. Ces grands mouvements normaux ressemblent au Détachement de Dorval décrit par Martignole *et al.* (2000) et par Martignole et Martelat (2005) plus au sud-ouest de la région.

Sur la coupe DEF (figures 2 et 9), on note les relations entre les roches du Complexe du Grand Lac Victoria, de la Suite plutonique de Bouchette et de la Suite magmatique de Lacoste. Dans cette région, l'*ABT* sépare les roches du Complexe du Grand Lac Victoria (Parautochtone) de la Suite plutonique de Bouchette (Allochtone). Les roches du Complexe du Grand Lac Victoria sont plissées et sont associées à des failles majeures, comme démontré par Gervais et Moukhsil (2016). La relation entre la Syénite de Gertrude et le Détachement de Dorval est également mise en évidence de cette coupe. À l'extrémité nord de la coupe DE, on observe un antiforme plongeant vers le NE qui plisse une faille normale. Cette relation souligne la nature complexe de l'histoire structurale entre les plis et les failles. Au centre de la coupe DEF, un synforme plongeant vers le SW plisse plusieurs failles à mouvement inconnu. Au centre de la coupe DEF, un grand antiforme déversé vers le SE plisse une faille à mouvement oblique inverse-senestre.

Kellett (1995) a démontré, à partir d'une étude magnéto-tellurique, que la Suite plutonique de Bouchette correspond à un massif en écaillés bordé de failles de chevauchement. Ceci est confirmé sur cette coupe. À l'est de l'*ABT*, on trouve principalement des roches de la Suite magmatique de Lacoste dans laquelle on reconnaît un antiforme d'environ 15 km de largeur, bordé par les métasédiments de la Suite supracrustale de L'Ascension qui encaisse la déformation au niveau des failles de chevauchement à cet endroit. À l'opposé, dans l'extrême est de cette coupe, ce sont majoritairement des cisaillements qui sont associés à

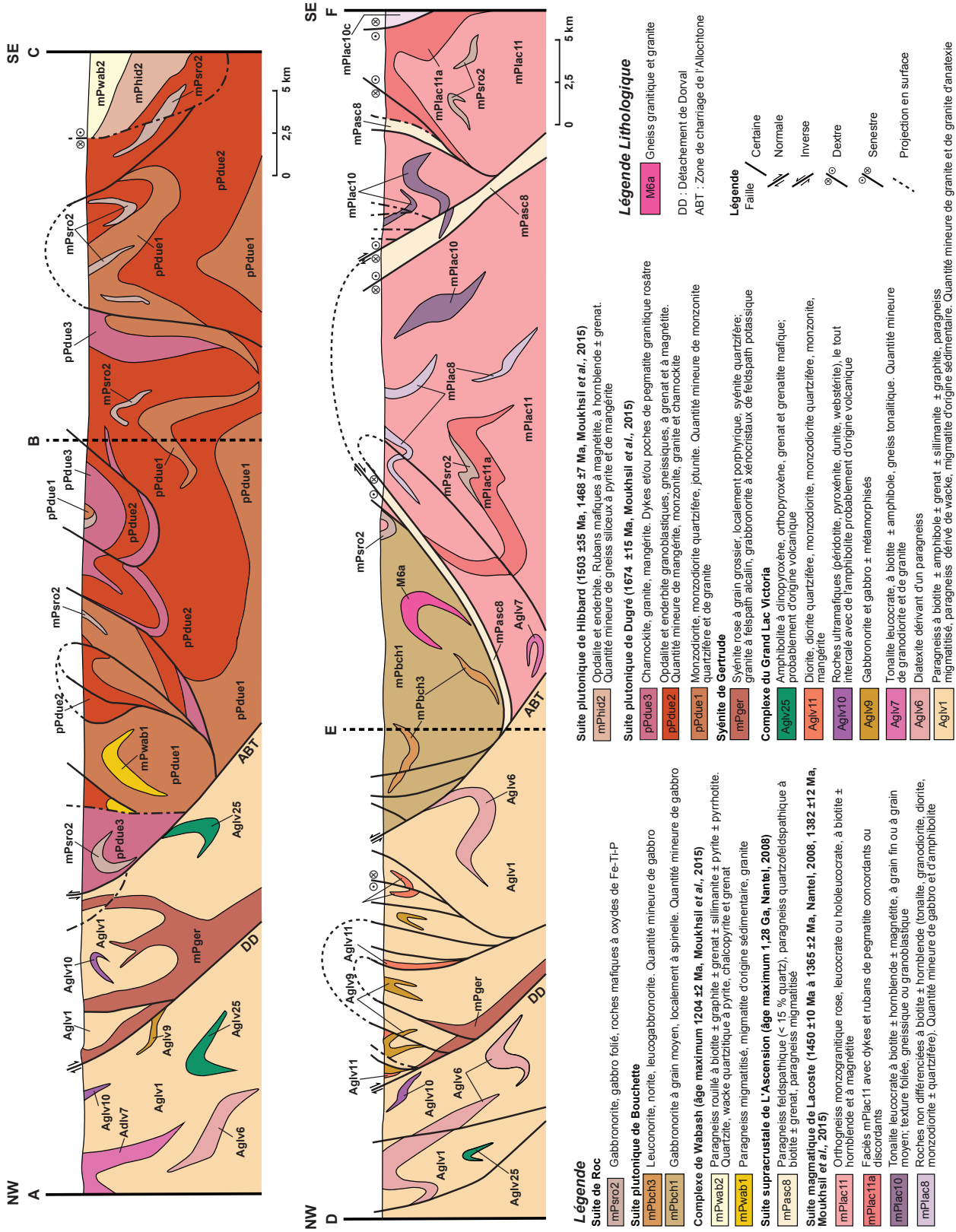


FIGURE 9 - Coupes géologiques transversales. La localisation du tracé des coupes est indiquée sur la figure 2.

la déformation dans la Suite magmatique de Lacoste. Ces cisaillements sont probablement le résultat d'un glissement structural en composante directionnelle à la suite du blocage du chevauchement lors de l'Orogenèse grenvillienne.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Au cours de nos travaux de cartographie, un total de 56 échantillons ont été choisis pour analyse économique (tableau 2, annexe 2). Les résultats analytiques de certains échantillons dépassent le seuil anomalique établi par le Ministère. Cela a permis la découverte de nombreux nouveaux indices et de nouvelles cibles minérales :

- trois indices de terres rares;
- trois indices de nickel-cuivre, de cuivre et de cuivre-argent;
- un indice de thorium;
- deux indices de graphite;
- deux indices de graphite-sillimanite;
- une cible potentielle pour la pierre architecturale.

L'information gîtologique liée à ces indices est publiée également dans le PRO 2015-05 qui présente les cibles d'exploration découlant des différents travaux réalisés par les équipes du Ministère en 2015. Cette information est aussi détaillée dans la base de données SIGÉOM, à partir du site Web du MERN : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>. Ouvrir le produit « E-Sigeom à la carte », puis la section « indice, gîte et gisement », qui donne accès à différents outils d'interrogation.

Le tableau 1 présente une description sommaire des indices connus et des nouveaux indices découverts lors de nos travaux.

Indices connus de substances métalliques

Nos travaux ont permis de visiter la plupart des indices minéralisés connus et d'effectuer une mise à jour en réalisant de nouvelles analyses géochimiques. Des informations plus détaillées de ces minéralisations sont présentées dans les fiches de gîte qui peuvent être consultées à partir de la page Web du MERN : « Produits et services en ligne – Mines »

Nouveaux indices de substances métalliques

Type magmatique associé aux pegmatites (terres rares et thorium)

Indice Galipeau1

L'indice Galipeau1 est situé à 3 km à l'est du lac Nasigon (31O11; n° 7; carte hors texte). Cet indice est associé à un dyke de pegmatite granitique rosâtre (>1 m d'épaisseur). Le dyke coupe un gabbro folié à grain moyen, à biotite et à magnétite de la Suite magmatique de Lacoste (mPlac10b). Sur un échantillon de pegmatite, le scintillomètre portatif (Type RS-125) a retourné environ 2000 cps, avec des teneurs de 342 ppm Th, 4 ppm U et 1,8 % K. Les analyses réalisées au microscope à balayage (MEB) ont montré la présence d'allanite de taille centimétrique (photo 31, annexe 1), de thorite (photo 32, annexe 1) et de titanite riche en Nb (~3%) contenant localement de petites inclusions (100µm) d'euxénite. L'analyse d'un échantillon choisi (15-FS-1072B; 31O11; 497674E, 5262904N) a titré des teneurs de 5636 ppm TR_{total} (599 ppm Nd) et 648 ppm Th.

Indice Galipeau2

L'indice Galipeau2 est situé à 1,2 km à l'est de la rivière Nasigon (31O11; n° 8; carte hors-texte). Il correspond à une pegmatite granitique de couleur rosâtre d'une épaisseur d'environ 40 cm. Ce dyke coupe un granite folié, faiblement hématitisé, à grain moyen et modérément déformé de la Suite magmatique de Lacoste (mPlac11). Sur un échantillon de pegmatite, le scintillomètre (RS-125) a enregistré environ 400 cps, avec des teneurs de 74 ppm Th, 2,5 ppm U et 1,9 % K. L'analyse d'un échantillon choisi (échantillon 15-FS-1074C; 31O11; 496247E, 5266023N) a retourné 554 ppm Th.

Indice Kekek

L'indice Kekek est situé à 1,9 km à l'ouest du lac Renault (32B04; n° 9; carte hors texte). Cet indice correspond à une poche de pegmatite blanchâtre à muscovite (photo 33, annexe 1). Sur l'affleurement, une poudre blanchâtre se dégage en grattant les feldspaths (albitisation?). La pegmatite est injectée dans un paragneiss migmatitisé à biotite du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv6). Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de biotite, localement transformée en muscovite, de grenat et de quelques cristaux d'allanite (0,5 à 0,7 cm de longueur). Les minéraux accessoires sont la titanite et le zircon. L'analyse d'un échantillon choisi de cette pegmatite (échantillon 15-AM-200B; 32B04; 433158E, 5342784N) a donné 1860 ppm TR_{total} (269 Nd).

Indice Shingle

L'indice Shingle est localisé à 7,7 km au nord-ouest du lac portant le même nom (31O11; n° 10; carte hors texte). L'indice correspond à des injections de dykes de pegmatite (jusqu'à 1 m d'épaisseur), de composition granitique, dans un gabbro migmatitisé à grain fin, intrudé dans la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). La pegmatite présente une texture magmatique et est constituée de feldspaths, de

quartz, d'amphibole de magnétite et de quelques grains de pyrite. L'analyse d'un échantillon choisi dans la pegmatite (affleurement 15-GC-2122D; 31O11; 496508E, 5282091N) a retourné des teneurs de 2541 ppm TR_{totales} (471 ppm Nd, 128,79 ppm TR lourdes), 286 ppm Y et 2,31 % S.

Type magmatique à Cu-Ni, Cu et/ou Ag

Indice Tamarac (Cu-Ni)

Cet indice (32B04, n° 11; carte hors texte) est situé au sud du lac Tamarac. Il est associé à une webstérite à grain fin, foliée et poeciloblastique, de l'unité Aglv10 du Complexe du Grand Lac Victoria dans le Parautochtone. La webstérite (photo 34, annexe 1) est injectée dans le paragneiss du même complexe. Elle est modérément déformée et contient une minéralisation en sulfures disséminés (5 %) sous la forme de grains millimétriques ou en amas globulaires formant de petites gouttelettes (<1 cm) et également, en veinules millimétriques. Ces sulfures comprennent de la pyrrhotite, de la pentlandite, de la pyrite et de la chalcopryrite. Sous le microscope, en lumière réfléchie, on observe des grains de pentlandite remplacée par de la pyrrhotite (photo 35, annexe 1). La texture de la minéralisation, notamment la présence de gouttelettes de pyrrhotite dans la webstérite, suggère une origine magmatique pour cette minéralisation. Alors que la présence de veinules de sulfures laisse présager que la minéralisation a été probablement remobilisée. L'analyse d'un échantillon choisi (affleurement 15-TC-5152A; 458519E, 5325142N) a retourné des teneurs de 0,31 % Cu, 0,14 % Ni, 200 ppb Au, 1200 ppm Cr, 2,3 ppm Ag et 0,97 % S.

Indice Le Breton (Cu)

La minéralisation de l'indice Le Breton (31O13, n° 12; carte hors texte) est associée à une grenatite amphibolitisée, probablement dérivée d'une roche volcanique mafique (photo 36, annexe 1). La grenatite, à grain fin à moyen, se présente sous la forme de boudins enclavés dans le paragneiss migmatitisé du Complexe de Wabash, le tout est pris dans la Suite plutonique de Dugré. La minéralisation (< 1 %) consiste en pyrite et chalcopryrite à grain fin et disséminées. L'analyse d'un échantillon choisi (affleurement 15-DG-8116A; 459127E, 5316029N) a retourné des teneurs de 0,35 % Cu, 22 ppm Ni, 1,7 ppm Ag et 0,13 % S.

Indice Siam (Cu-Ag)

Cet indice (31O11, n° 13; carte hors texte) est localisé au SSW de deux indices connus (Lac Nasigon et Lac Lajoue, indices n°s 2 et 3, tableau 1). Deux dykes de syénite rose, d'orientation NNE-SSW et assignés à la Suite alcaline de Lesueur, portent la minéralisation. Ces dykes sont injectés dans la Suite magmatique de Lacoste (mPlac10). Le premier dyke, de teinte rouille et de 50 cm d'épaisseur (affleurement

15-FS-1177C; 485354E, 5262060N), contient environ 1 % de sulfures disséminés. Dans ce dyke, la minéralisation, à granulométrie fine à moyenne, est constituée de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite. Un échantillon représentatif de la minéralisation de ce dyke a révélé des teneurs de 0,28 % Cu, 13 ppm Ni, 2,1 ppm Ag et 1,21 % S.

Sur le terrain, le deuxième dyke (affleurement 15-FS-1177B; 485354E, 5262060N), d'environ 5 décimètres d'épaisseur, n'est pas rouillé et ne semble pas être minéralisé. L'analyse d'un échantillon de ce dyke a retourné une teneur 6,3 ppm Ag à 0,02 % S. Il est évident que l'argent ne se trouve pas dans les sulfures, mais dans les silicates.

Indice connu de substances non métalliques

L'indice Riv. Keked (SNRC 32B04, non visité, n° 14; carte hors texte). Il s'agit d'un indice de grenat découvert en 1961 ou avant. Le grenat représente 25 à 50 % de la composition du paragneiss à biotite du Complexe du Grand Lac Victoria (Girard *et al.*, 1993).

Nouveaux indices de substances non métalliques (minéraux industriels)

Quatre nouveaux indices de substances non métalliques ont été découverts lors de cette cartographie. Trois sont localisés dans le Parautochtone (De La Colombe, Péronne et Rust) et un indice, dans l'Allochtone (Canot).

Graphite / sillimanite

Indice De La Colombe

Cet indice de graphite (31O13, n° 15; carte hors texte) est localisé à l'est de la Colombe, dans un paragneiss à biotite du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1). Le niveau riche en graphite ne dépasse pas 30 cm de large et est constitué d'environ 5 à 10 % de graphite en petits grains disséminés. Des niveaux centimétriques à décimétriques de quartzite de l'unité Aglv26 se trouvent juste à côté du niveau riche en graphite. Une minéralisation épigénétique à sulfures disséminés (pyrrhotite, pyrite) est également associée à ce paragneiss. On observe également la présence de zinc et d'argent. Les minéraux porteurs de ces substances métalliques sont inconnus. L'analyse d'un échantillon choisi riche en graphite (affleurement 15-FS-1125D; 428100E, 5302279N) a révélé des teneurs de 3,43 % C_{total}, 1560 ppm Zn, 2,2 ppm Ag et 1,29 % S.

Indice Rust

Cet indice de graphite (31O13, n° 16; carte hors texte) est associé à un paragneiss à biotite (unité Aglv1). Les niveaux graphiteux sont répétitifs et ne dépassent pas 10 cm

d'épaisseur. Le graphite ($\pm 12\%$) se présente sous forme de fines paillettes millimétriques disposées parallèlement à la gneissosité dans quelques niveaux. Le graphite disséminé forme jusqu'à 2% de la roche. On note parfois la présence de traces de grains disséminés de pyrrhotite associée au graphite. L'analyse d'un échantillon choisi (affleurement 15-GC-2161A, 431643E, 5304915N) a retourné des teneurs de $2,67\%$ C_{total} et $1,08\%$ S.

Indice Canot

L'indice Canot (31O14, n° 17; carte hors texte) est associé à un paragneiss rubané à biotite + grenat + sillimanite du Complexe de Wabash (mPwab2). Le grenat, de teinte rose lilas, représente moins de 5% de la roche. La sillimanite, le minéral d'intérêt pour cet indice (affleurement 15-GC-2213A; 491810E, 5291162N), se présente en fines aiguilles millimétriques fibreuses ($0,5$ à 2 cm) et elle constitue jusqu'à 30% de la roche. La sillimanite est observée dans plusieurs lits répétitifs, millimétriques, ne dépassant pas 10 cm de largeur.

Indice Péronne

L'indice Péronne (32B04, n° 18; carte hors texte) est associé à un paragneiss rubané à grenat du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1). La roche, à grain moyen, contient de la sillimanite (30 à 35%) et du graphite (jusqu'à 2%). La sillimanite se présente en fines baguettes millimétriques en bandes centimétriques tandis que le graphite est localement disséminé sous la forme de fines paillettes dans la roche. L'analyse d'un échantillon choisi (affleurement 15-TC-5084A; 499465E, 5322477N) a retourné $18,5\%$ Al_2O_3 . Par contre, la teneur en C_{total} est très faible dans cet échantillon ($< 1\%$).

Pierre architecturale (cible Moon)

Un site potentiel pour la pierre de taille a été identifié lors de nos travaux (32B04, n° 19; carte hors texte). La cible Moon (15-AM-147A; 443311E, 5317000N) est associée à la Syénite de Gertrude. L'affleurement typique est une syénite rose, foliée, à grain grossier et localement, porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique ($< 1,5$ cm). Quelques fractures espacées de quelques mètres sont observées ici et là sur l'affleurement. Le site est facilement accessible par la route forestière. Toutefois, une étude plus approfondie serait nécessaire pour déterminer la qualité et le volume exploitable de la pierre.

CONCLUSION

Les travaux de cartographie effectués dans la région de Clova (feuilles SNRC 31O11, 31O12, 31O13, 31O14,

32B03 et 32B04) ont permis de définir plusieurs unités stratigraphiques et lithologiques, d'évaluer le potentiel minéral et de faire la mise à jour des cartes géologiques de la région. Le secteur d'étude est subdivisé en deux parties, le Parautochtone et l'Allochtone.

Le Parautochtone, d'âge archéen, comprend le Complexe du Grand Lac Victoria, formé de paragneiss, de migmatite, de diatexite, d'amphibolite, de clinopyroxénite, de formations de fer (à oxydes et à silicates) avec des rubans de chert, et de roches mafiques à ultramafiques (grenatite). La Syénite de Gertrude d'âge grenvillien est injectée dans les roches formant le Parautochtone le long du Détachement de Dorval.

L'Allochtone, d'âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque, comprend :

- les suites plutoniques de Dugré, d'âge labradorien (1674 Ma); de Hibbard, d'âge pinwarrien (1468 Ma); constituées d'opdalite, d'enderbite, de charnockite, de jotunite et de monzodiorite;
- La Suite magmatique de Lacoste, d'âge elsonien (1450 à 1365 Ma), constituée d'orthogneiss, de monzogranite, de diorite et de tonalite;
- Les roches supracrustales, également d'âge elsonien : le Complexe de Wabash ($< 1,20$ Ga) et la Suite de l'Ascension ($< 1,28$ Ga), formés de paragneiss, de quartzite, d'une très faible quantité de marbre, de roches calco-silicatées et d'une quantité mineure de grenatite (felsique à mafique);
- La Suite plutonique de Bouchette constituée de gabbro, de gabbro et de quantités mineures d'anorthosite et de leuconorite;
- La Suite métamorphique de Cabonga constituée de paragneiss;
- La Suite de Roc (non datée) composée de pyroxénite, des webstérite à olivine, de gabbro et de gabbro avec ou sans oxydes à Fe-Ti \pm P;
- La Suite alcaline de Lesueur (1000 ± 6 Ma) formée principalement de syénite avec ou sans sulfures; la Syénite des Dix Miles (non datée) composée de syénite rose saumon magnétique et de syénogranite.

Dans le Parautochtone, les roches indiquent un métamorphisme au faciès des amphibolites, sauf à la bordure de l'ABT où on note la présence d'orthopyroxène indiquant un métamorphisme de haut grade. Par contre, les roches dans l'Allochtone indiquent un faciès métamorphique prograde des granulites, rétrogradées localement au faciès des amphibolites.

Des propriétés physiques comme la densité, la susceptibilité magnétique et la radioactivité émise par trois éléments U/K/Th, ont été mesurées sur plusieurs échantillons et les résultats peuvent être consultés dans les géofiches décrivant les affleurements dans Sigéom à la carte (http://sigéom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_index).

La région a subi des déformations importantes marquées par des plis isoclinaux, des structures en dômes et bassins, des zones de chevauchement (par ex. l'ABT impliquant

le charriage de l'Allochtonne sur le Parautochtonne) et des cisaillements (par ex. le Détachement de Dorval) qui ont permis la mise en place, entre autres, des dykes de syénite. Il n'a pas été facile de suivre et définir sur le terrain l'ABT. En effet, cette zone ne semble pas montrer de déformation importante (mylonitique), mais on observe cependant quelques plissements de filons pegmatitiques plus ou moins démembrés. Le tracé de cette discontinuité a principalement été défini à partir des cartes aéromagnétiques. Par contre, le Détachement de Dorval correspond à deux failles de cisaillement senestre normal bien identifiables sur le terrain.

Du point de vue géochimique, les principales suites plutoniques felsiques de l'Allochtonne telles que Hibbard, Dugré et Lacoste se mettent en place dans un environnement d'arc volcanique. Les intrusions syénitiques montrent des valeurs en K₂O variables qui permettent généralement de les distinguer. La chimie des paragneiss a permis de discriminer les roches du Wabash, de L'Ascension et du Grand Lac Victoria. Ces variations proviennent probablement de l'érosion de matériel de sources différentes. Les formations de fer montrent des faciès avec des compositions chimiques différentes dues à leur mise en place dans des environnements plus ou moins oxydants. Les amphibolites et les roches plutoniques mafiques du Grand Lac Victoria ont des chimies similaires et correspondraient à des roches volcaniques et à leurs équivalents plutoniques ayant subi un métamorphisme régional. On notera aussi que la Suite plutonique de Bouchette a une chimie très particulière avec un caractère plus alcalin que les gabbros et les gabbronorites de la Suite de Roc.

Les travaux de l'été 2015 ont permis la découverte de quelques indices minéralisés : trois indices de terres rares; trois indices de nickel-cuivre, de cuivre et de cuivre-argent; un indice de thorium, deux indices de graphite, deux indices de graphite-sillimanite, en plus d'une cible potentielle pour la pierre architecturale. Ces nouvelles découvertes indiquent un potentiel minéral intéressant pour cette région.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1978 – Pétrographie et potentiel économique du prolongement du sillon de roches vertes de Chibougamau dans la Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DPV 604, 50 pages, 1 plan.
- BANCROFT, J.A., 1916 – Rapport sur les gisements de cuivre des Cantons-de-l'Est de la province de Québec. Service des Mines, Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec. AP 1916-01, 267 pages, 1 carte à l'échelle 1/500 000.
- BANDYAYERA, D. – THÉBERGE, L. – FALLARA, F., 2002 – Géologie de la région des lacs Piquet et Mesplet (32G/04 et 32B/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-14, 48 pages, 8 cartes.
- BÉLISLE, M., 2014 – Rapport de travaux d'exploration simplifié, projet WHN. Ressources Maxima, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 68377, 57 pages, 1 plan.
- BENAHMED, S. – INTISSAR, R. – THÉRIAULT, R., 2014 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur du réservoir Gouin, Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2014-04, 9 pages, 42 plans à l'échelle 1/50 000.
- BERGER, J., 1998 – Rapport géologique, projet Gouin. Rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 58423, 9 pages, 5 plans.
- BERTHELOT, P. – DEROFF, R., 2011 – Rapport technique, travaux de décapage et d'échantillonnage, propriété Cadillac extension. Cartier Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65929, 2010 pages, 11 plans.
- BIRKETT, T.C., 1981 – Québec Reconnaissance, Haig and Echouani areas. Rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 39051, 29 pages, 5 plans.
- BIRKETT, T.C. – MARCHILDON, N. – PARADIS, S. – GODUE, R., 1991 – The Grenville Province to the east of Val-d'Or, Québec: a geological reconnaissance and a possible extension of the Abitibi greenstone belt in the Grenville Parautochthonous belt. Recherches en cours, Commission géologique du Canada; papier 91-1c, pages 1-7.
- BIRKETT, T.C. – GIRARD, R. – MOORHEAD, J. – MARCHILDON, N., 1992 – Carte géologique de la Province de Grenville à l'est de l'axe Louvicourt – Val-d'Or – Senneterre. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 92-15, 15 pages, 1 plan.
- BOIVIN, J-F. – SIMARD, P. – ARCHER, P., 2010 – Rapport technique et recommandations. Campagne de reconnaissance géologique. Secteur Coucou (31O11), Picher (31O03, 31O04, 31O05, 31O06) Colonel (31O05, 31N08), O'Sullivan (31N09). Projet Grenville. Mines Virginia (novembre 2010), rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65447, 182 pages, 3 plans.
- BOUDREAU, A.E., 1999 – PELE - A version of the MELTS software program for the PC platform. Computers & Geosciences; volume 25, pages 201-203.
- BRADSHAW, D., 1989 – Géothermobarométrie du Métagabbro de Bouchette, Province de Grenville, Québec. Université de Montréal. Mémoire de Maîtrise (non publié), 117 pages.
- CGSIGEOM31N – 2001 – Carte de compilation géologique du feuillet SNRC 31N. Interprétation géologique par Éric Ducharme. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; 1 plan au 1 / 250 000.
- 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. Bulletin 586, 252 pages.
- COX, K. G. – BELL, J.D. – PANKHURST, R. J., 1979 – The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin, 450 pages.
- D'AMOURS, I. – ST-HILAIRE, C., 2010 – Levé magnétique aéroporté dans les secteurs de Villebois et Senneterre, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2010-04, 8 pages, données numériques.
- DAVIS, W.D. – NATEL, S., 2016 – Datations U-Pb dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2016-04, 52 pages.

- DAVY, J., 2009 – 2007 & 2008 Exploration program on the Pump Lake property. NioGold Mining Corporation, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64199, 350 pages.
- DEBON, F. – LEFORT, P., 1983 – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*; volume 73, pages 135-149.
- Dewey, J.F. – Burke, K., 1973 – Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Journal of Geology*; volume 81, no. 6, pages 683-692.
- DYMEK, R.F. – OWENS, B.E., 2001 – Petrogenesis of Apatite-rich rocks (nelsonite and oxide-apatite gabbro-norite) associated with massif anorthosites. *Economic Geology*; volume 96, pages 797-815.
- ELLIS, R.G. – MACLEOD, I.N., 2013 – Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization – 23rd International Geophysical Conference and Exhibition, 11-14 August 2013 - Melbourne, Australia, 6 pages.
- FAESSLER, C., 1937a – Région de Suzor-Letondal, comtés de Laviolette, Saint-Maurice et Abitibi. Ministère des Mines et des Pêches, Services des Mines du Québec. RASM 1936-B2, pages 25-39, 1 carte à l'échelle 1/63 360.
- FAESSLER, C., 1937b – Rapport de visite de claims. Letondal Gold and Copper Synd. Ltd., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 07173, 2 pages.
- FAESSLER, C., 1939 – The stock of "suzorite" in Suzor Township, Québec – University of Toronto Studies, Geological Series. Toronto; volume 42, pages 42-52.
- FAURE, S., 2004 – Front de Grenville : Approche géophysique. Projet 2003-2B, CONSOREM. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-11, 39 pages.
- GAUTHIER, M., 2015 – Caractérisation des indices cuprifères du lac Nasigon, Haute-Gatineau (Qc). Ressources Géomine Inc., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 68923, 32 pages.
- GERVAIS, F., 2016 - Analyse structurale préliminaire de trois régions clés du secteur Oskélanéo, région de Clova, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2016-02, 26 pages.
- GIRARD, R. – MOORHEAD, J., 1994 – Géologie de la région de Press-Clova : phase 2 de 3 et 3 de 3. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-34, 40 pages, 1 plan.
- GIRARD, R. – BIRCKETT, T.C. – MOORHEAD, J. – MARCHILDON, N., 1993 – Géologie de la région de Press-Clova, Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-04, 58 pages, 7 plans.
- GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*. Edited by: T.S. Brewer; Geological Society, Special Publication; volume 112, pages 197-218.
- HÉBERT, C., 2012 – Potentiel minier du secteur sud du réservoir Gouin. Rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2012-10, 17 pages.
- HÉBERT, C. – NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de l'Ascension (SNRC 31J10). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 33 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- HÉBERT, C. – CHOINIÈRE, J. – NANTEL, S. – LACOSTE, P., 1997 – Zinc : Région de l'Ascension, SNRC 31J10. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 97-01, 6 pages.
- HUDON, P. – FRIEDMAN, R.M. – GAUTHIER, G. – MARTIGNOLE, J., 2006 - Age of the Cabonga nepheline syenite, Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 43, pages 1237-1249.
- HUTCHISON, C.S., 1974 – Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. New York: John Wiley & Sons, 558 pages.
- HUTCHISON, C.S., 1975 – The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweizerische mineralogische und petrografische Mitteilungen*; volume 55, pages 243-256.
- INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1989 – The Grenville Front south of Val-d'Or. *Tectonophysics*; volume 157, pages 221-39.
- INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1990 – Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 357-370.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-546.
- KELLETT, R.L., 1995 – New constraints on the geometry of the Lac Bouchette gabbro - anorthosite from magnetotellurics and magnetics. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 1365-1377.
- KRANCK, S.H., 1961 – A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. *Journal of Petrology*; volume 2, pages 137-184.
- LABBÉ, J.-Y., 2009 – Nouvelles données géochimiques de sédiments de fond de lac dans la partie occidentale du Grenville québécois : secteurs de Val-d'Or, Chibougamau et La Tuque. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2009-03, 8 pages.
- LACOSTE, P., 1986 – Aspect pétrographique et géochimique de zones minéralisées dans le canton de Duberger (Chibougamau), dans le contexte métamorphique Grenville-supérieur; mémoire de maîtrise inédit, Université du Québec à Chicoutimi, 220 pages.
- LACOSTE, P., 2000 – Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J11). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-01, 35 pages, une carte à l'échelle 1/50 000.
- LALONDE, J.P., 1997 – Géochimie des sédiments de lacs, région de Parent. Travaux réalisés dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 96-42, 17 pages, 13 plans.
- LARGE, R.R. – GEMMELL, J.B. – PAULICK, H. – HUSTON D.L., 2001. – The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 96, pages 957-971.

- LAURIN, A.F., 1965 – Le Bassin du réservoir Gouin. Comtés d'Abitibi-Est et de Laviolette. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 130, 31 pages, 1 carte à l'échelle 1/253 440 (4 milles au pouce).
- LEAKE, B.E., 1990 – Granite magma: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Journal of the Geological Society of London*, volume 147, pages 579-589.
- MARTIGNOLE, J. – 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*; volume 31, pages 1714-1726.
- MARTIGNOLE, J. – MARTELAT, J.-E., 2005 – Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front Tectonic Zone (western Quebec). *Precambrian Research*; volume 138, pages 183-207.
- MARTIGNOLE, J. – CALVERT, A.J. – FRIEDMAN, R. – REYNOLDS, P., 2000 – Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 37, pages 291-306.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MCLEOD, J.A. – MOORE, D.W. – CATTALANI, S. – SZABO, N.L. – WILSON, G.C. – TESSIER, C. – COOPER, I.S., 1992 – 1991 Summary report, Grenville project. Cominco Ltd., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51754, 286 pages
- MEHNERT, K.R., 1972 – Granulites. Results of a discussion II. *Neues Jahrb. Mineral., Monatshefte*, pages 139-150.
- MERN, 2015 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale. Travaux géoscientifiques 2015. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2015-01, 8 pages.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009 – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-03, 28 pages, 1 plan.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – SOLGADI, F. – DAVID, J., 2011 – Géologie de la partie orientale de la région de Baie-Comeau (partie ouest de 22G). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-02, 36 pages, 7 cartes.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – LACOSTE, P. – GAGNON, M. – DAVID, J., 2012 – Géologie de la région du lac du Milieu (SNRC 22O03, 22O04, 22O06, 22J13 et 22J14). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2012-01, 33 pages, une carte au 1/125 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – CLARK, T. – BLOUIN, S. – INDARES, A. – DAVIS, D.W., 2013a – Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord (22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-01, 44 pages, 1 carte 1/125 000, 5 cartes au 1/50 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – INDARES, A. – BELKACIM, S., 2013b – Géologie de la région septentrionale du réservoir aux Outardes 4, Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-03, 31 pages, 1 carte 1/125 000, 5 cartes au 1/50 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – BELKACIM, S. – ELBASBAS, A., AUGLAND, L. E., 2014 – Géologie de la région du lac Okaopéo, Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2014-03, 33 pages, 6 cartes au 1/50 000 et une carte au 1/125 000.
- 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, Québec; RG 2015-04, 59 pages, 1 carte à l'échelle 1/125 000.
- NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 1994 – Do the 1,45-1,39 Montauban Group and La Bostonais Complex constitute a Grenvillian accreted terrane? In: Programme with Abstract. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada; volume 19, page A81.
- NANTEL, S., 2008 – Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2008-04, 20 pages, une carte à l'échelle 1/100 000.
- NANTEL, S. – GIROUX, F., 2005 – Géologie de la région du lac Pine, partie sud (31O02). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2004-03, 31 pages, une carte à l'échelle 1/50 000.
- NANTEL, S. – LACOSTE, P., 2005 – Géologie de la région du lac Pine, partie nord (31O02) et du lac Adonis (31O07). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2005-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- NANTEL, S., – GIGUÈRE, E. – CLARK, T., 2004 – Géologie de la région du lac Duplessis (31O06). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2003-01, 51 pages, 1 carte à l'échelle 1/50 000.
- NELSON, D.R. – CHIVAS, A.R. – CHAPPELL, B.W. – MCCULLOCH, M.T., 1988 – Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 52, pages 1-17.
- NESBITT, H.W., 2003 – Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In Lentz, D.R., editor. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Consideration to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geological Association of Canada; volume 4, pages 39-51.
- OSBORNE, F.F., 1935 – Région de Labelle-L'Annonciation. Service des Mines, Québec; RASM 1934-E, 65 pages, 1 carte géologique à l'échelle 1 mille au pouce.
- OTTON, J.K., 1978 – Région des lacs Bouchette – Landron. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 181, 123 pages, 3 plans.
- 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*; volume 21, pages 21-34.
- PEARCE, J.A., 1996 – A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration (Wyman, D.A. editor). Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, pages 79-113.

- PEARCE, J.A. – NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PERREAULT, S. – AMBROISE, P., 2009 – 2008 exploration report, Taureau project, Mitchinamewas sector, NTS maps 31O02, 31O03, 31O05, 31O16, 31O07, 31O10, 31O11, 31O12. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64791, 273 pages, 9 plans.
- RETTY, J.A., 1934 – Région du Haut Gatineau, partie D. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RASM 1933-D5, 24 pages, 1 plan.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonics division of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RIVERS, T. – CULSHAW, N. – HYNES, A. – INDARES, A. – JAMIESON, R. – MARTIGNOLE, J., 2012 – The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective. Chapter 3, *In: Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. Editors: J.A. Percival, F.A. Cook, and R.M. Clowes. Geological Association of Canada; Special Paper 49, pages 97-236.
- SCHMID, R. – FETTES, D. – HARTE, B. – DAVIS, E., – DESMONS, J., 2007 – A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks; Paper 8, 12 pages. Site internet de SCMR https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_8.pdf
- TAYLOR, S.R. – MCLENNAN, S.M., 1985 – The continental crust : its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pages.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec, avec la collaboration de plusieurs géologues du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06. 1 plan 1/2 000 000.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. *Projet CONSOREM 2008-07*, 209 pages.
- VOGEL, D.E., 1967 – Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidsa geology*; volume 40, pages 121-213.
- WILSON, W.J., 1910 – Geological Reconnaissance along the line of the National Transcontinental Railway in western Québec. Geological Survey of Canada; *Memoir #4*, 56 pages.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WYNNE-EDWARDS, H.H., 1966 – Mont Laurier and Kempt Lake Map-Areas, Québec – A preliminary report on the Grenville Project. Geological Survey of Canada; Paper 66-32, 32 pages, 1 map at 1/253 440 scale (4 miles to the inch).

ANNEXE 1 – Photographies



PHOTO 1 - Paragneiss migmatitisé à biotite, grenat, clinopyroxène et à mobilisat granitique concordant (10 à 20 %). Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1). Affleurement 15-AM-17A.



PHOTO 2 - Migmatite dérivée d'un paragneiss à biotite et grenat rose lilas. La migmatite est déformée et le mobilisat est démembré. Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1). Affleurement 15-AM-88A.



PHOTO 3 - Tonalite leucocrate à grain moyen, grisâtre, à biotite et amphibole. Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv7). Affleurement 15-GC-2061A.



PHOTO 4 - Roche ultramafique (« pyroxenite »; grenatite) à grenat, clinopyroxène et plagioclase. Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv10). Affleurement 15-AM-207A.



PHOTO 5 - Amphibolite déformée à grenat et clinopyroxène. Les zones noirâtres sont interprétées comme des bordures de coussin d'une roche volcanique mafique à intermédiaire. Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv25). Affleurement 15-GC-2250A.



PHOTO 6 - Formation de fer rubanée à niveaux calco-silicatés riches en clinopyroxène et grenat, intercalés avec des niveaux de chert à quartz et magnétite. Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv27). Affleurement 15-AM-51A.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Syénite rose à grain moyen à grossier, localement porphyrique. Elle est fortement magnétique et contient un peu de biotite. Syénite de Gertrude (mPger). Affleurement 15-AM-26A.



PHOTO 8 - Syénite rose, porphyrique, à micro-enclaves de gabbro-norite et à oxydes (magnétite). Syénite de Gertrude (mPger). Affleurement 15-AM-60A.



PHOTO 9 - Faciès de gabbro-norite à xénocristaux de feldspath potassique de la Syénite de Gertrude (mPger). Affleurement 15-AM-66B.



PHOTO 10 - Monzodiorite à grain moyen à grossier de la Suite plutonique de Dugré (pPdue1). Affleurement 15-FS-1248A.



PHOTO 11 - Opdalite foliée à gneissique de la Suite plutonique de Dugré (pPdue2). Affleurement 15-AM-198A..



PHOTO 12 - Charnockite à grain grossier et à biotite de la Suite plutonique de Dugré (pPdue3). Affleurement 15-AM- 044A..

ANNEXE 1 – Photographies (suite).

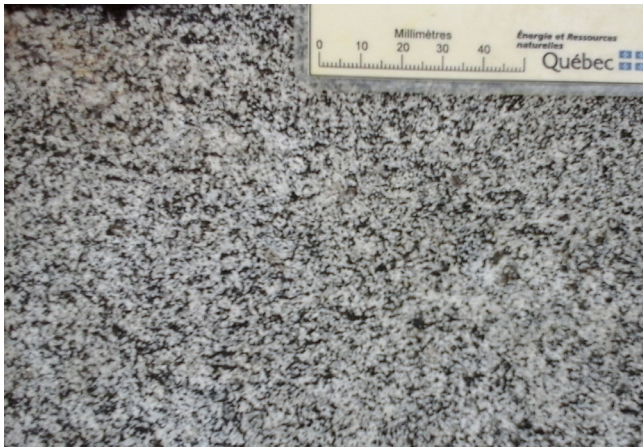


PHOTO 13 - Monzodiorite à grain moyen à grossier de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid1). Affleurement 15-AM-177A.



PHOTO 14 - Jotunite à grain fin de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Affleurement 15-FS-1200A.



PHOTO 15 - Opdalite à grain moyen de la Suite plutonique de Hibbard (mPhid2). Affleurement 14-AM-173A.



PHOTO 16 - Monzogranite (orthogneiss) rosâtre de la Suite magmatique de Lacoste (mPlac11). Affleurement 15-AM-075A.



PHOTO 17 - Gneiss granitique de la Suite magmatique de Lacoste (mPlac11a). Affleurement 14-FS-1037.



PHOTO 18 - Paragneiss feldspathique de la Suite supracrustale de L'Ascension (mPasc8). Affleurement 15-SB-6222A.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 19 - Paragneiss migmatitisé à mobilisat granitique du Complexe de Wabash (mPwab1). Affleurement 15-AM-219.



PHOTO 20 - Niveaux centimétriques de marbre calcitique du Complexe de Wabash (mPwab3). Affleurement 15-AM-215A.

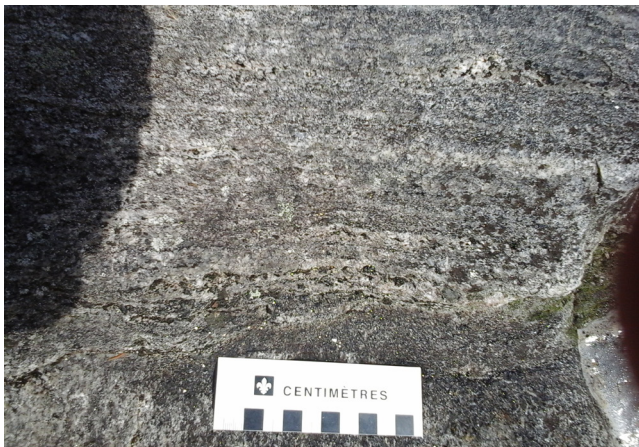


PHOTO 21 - Paragneiss migmatitisé à biotite et amphibole, à mobilisat granitique concordant de la Suite métamorphique de Cabonga (mPcgb). Affleurement 15-FS-1242A.



PHOTO 22 - Paragneiss migmatitisé et magnétique à biotite, grenat, amphibole et à mobilisat granitique concordant. Notez la présence de veinules de pegmatite rose (injections). Suite métamorphique de Cabonga (mPcgb). Affleurement 15-DG-8060A.



PHOTO 23 - Gabbro-norite, à grain moyen, très magnétique, à amas de leuconorite. Suite plutonique de Bouchette (mPbch1). Affleurement 15-AM-09A.



PHOTO 24 - Leuconorite foliée et magnétique de la Suite plutonique de de Bouchette (mPbch3). Affleurement 15-FS-1138A..

ANNEXE 1 – Photographies (suite).

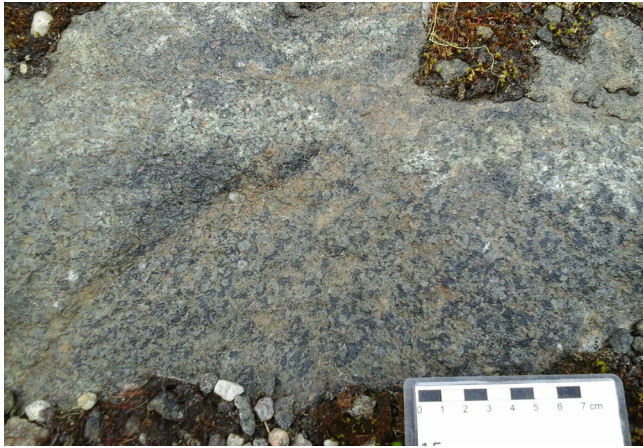


PHOTO 25 - Pyroxénite massive et coronitique à grenat et amphibole. Suite de Roc (mPsr01). Affleurement 15-GC-2071A.



PHOTO 26 - Gabbro-norite porphyrique à phénocristaux d'orthopyroxène, à cristaux d'apatite et d'hémo-ilménite. Suite de Roc (mPsr02). Affleurement 14-FS-1288A.



PHOTO 27 - Syénite grisâtre à grain grossier. Syénite des Dix Milles (mPdix). Affleurement 15-AM-195A.



PHOTO 28 - Syénite à clinopyroxène, à grain moyen à grossier, foliée. Notez l'alignement minéral indiquant la forte linéation (L>S). Syénite des Dix Milles (mPdix). Affleurement 15-TC-5036A.



PHOTO 29 - Syénite foïdière à néphéline, biotite, muscovite, magnétite et calcite. Localement minéralisée en bornite, malachite, pyrrhotite et chalcocite. Syénite de Lesueur (mPsue3). Affleurement 15-SB-6172H.



PHOTO 30 - Taches de malachite (verdâtres) dans un niveau calco-silicaté d'une syénite de Lesueur (mPsue3). Affleurement 15-SB-6172C.

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).

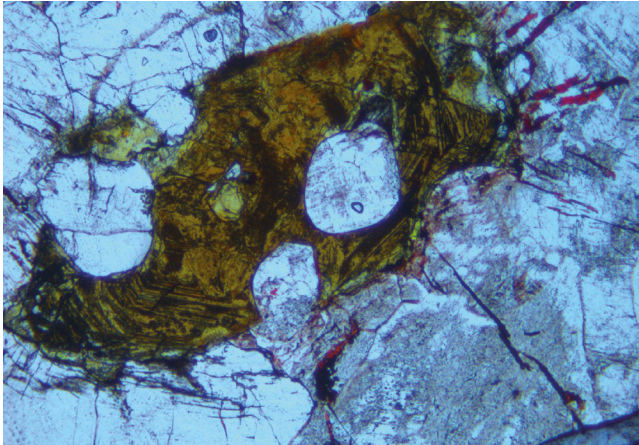


PHOTO 31 - Cristal d'allanite vue en lumière naturelle. Indice Galipeau 1. Affleurement 15-FS-1072B. Échelle : largeur de la photo 3,5 mm.

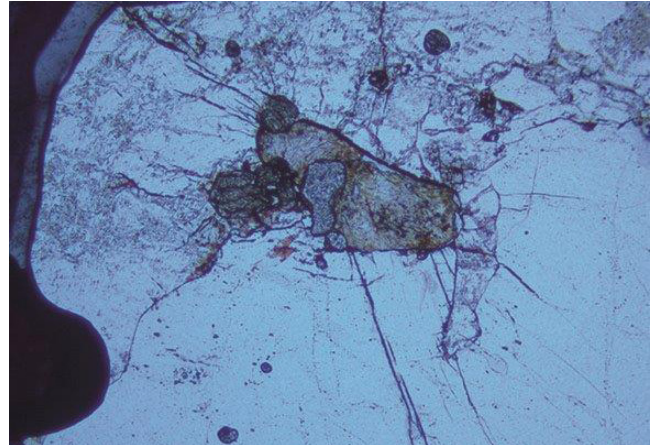


PHOTO 32 - Cristal de thorite vue en lumière naturelle. Indice Galipeau 1. Affleurement 15-FS-1072B. Échelle : largeur de la photo 3,5 mm.



PHOTO 33 - Poche de pegmatite blanche dans le paragneiss à biotite et à grenat (Aglv1). Indice Kekek. Affleurement 15-AM-200B.



PHOTO 34 - Websterite avec taches de rouille. Zone minéralisée à sulfures (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite). Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv10). Indice Tamarac (Affleurement 15-TC-5152A).

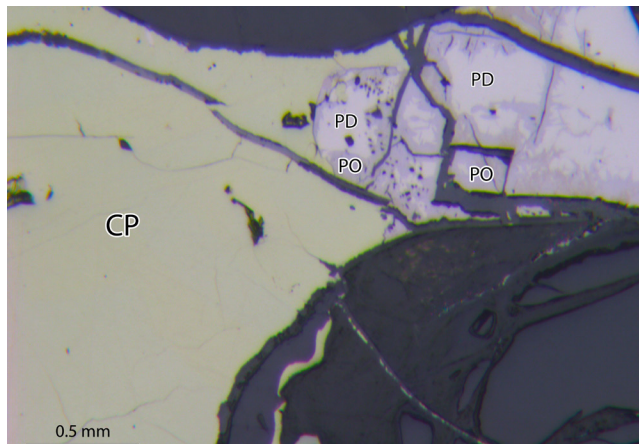


PHOTO 35 - Minéralisation en chalcopyrite (CP), pyrrhotite (PO) et pentlandite (PD). Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv10). Indice Tamarac (Affleurement 15-TC-5152A). Lumière réfléchie.



PHOTO 36 - Amphibolite à grenat probablement dérivée d'une roche volcanique mafique à traces de sulfures. Indice Le Breton. Affleurement 15-DG-8116A..

ANNEXE 2 – Tableaux

TABLEAU 1 - Indices minéralisés connus et nouveaux indices dans la région de Clova.

| N° | Nom / affleurement | Feuillet SNRC Estant / Nordant | Roches minéralisées | Minéralisation | Meilleures teneurs |
|---|---|-----------------------------------|--|---|---|
| Indices connus visités | | | | | |
| Substances métalliques | | | | | |
| Cu-Au-Ag | | | | | |
| 1 | Langlade (15-SB-6000G) | 32B04 427461 / 5343328 | Zone d'altération au contact entre une amphibolite à gédrite et un gneiss quartzofeldspathique | Minéralisation massive à semi- massive en sulfures (PO, PY, CP, BN, SP, GL, GH, rares lamelles de MO) sous forme de lentilles décimétriques. Minéralisation type SMV métamorphisé | (1) Cu-Ag : 2,4 % Cu, 51 g/t Ag; Cu-Ag-Zn : 6,4 % Cu, 2,7 % Zn, 152 g/t Ag; Zn-Cu-Ag : 4,1 % Cu, 14,6 % Zn, 63 g/t Ag; Ag-Au; 237 g/t Ag, 6,6 g/t Au (Berthelot et Deroff, 2011; McLeod <i>et al.</i> , 1992). (2) 3,4 et 17,9 % Cu, 1,8 à 14,5 % Zn, 0,19 % Co, 20,7 à 37,3 % S |
| 2 | Lac Nasigon (15-SB-6129G) | 31O11 491084 / 5264169 | Paragneiss à graphite (1 %), gneiss fénitisé en syénite à néphéline | 2 % sulfures (PY, PO, CP, BO, CT, DG-CV) disséminés, < 1 % MO en lamelles millimétriques. Alternance de bandes calco-silicatées (< 1 m) localement, minéralisées avec 4 % sulfures. Minéralisation associée à une altération sodique impli- quant la fénitisation du paragneiss et l'apparition de WS et SP | (1) 4,40 % Cu, 96,3 g/t Ag (Belisle, 2014; Gauthier, 2015) (2) 2,03 % Cu, 14,1 g/t Ag, 141 ppm Zn |
| 3 | Lac Lajoue (15-SB-6172H, I, A, C) | 31O11 491740 / 5265058 | Paragneiss fénitisé au contact d'une syénite à néphéline potassique | Minéralisation disséminée en sul- fures (4 %) constituée de PY, PO, CP, BN, CV, plaquages de MC et AZ. Minéralisation en Cu dominée par CP dans le paragneiss et par la BN-CV dans la syénite | (1) 2,87 % Cu, 11,7 g/t Ag (Belisle, 2014) (2) 1,04 % Cu, 5,1 g/t Ag (H); 2,1 % Cu, 8 g/t Ag (I), 0,68 % Cu, 7,9 g/t Ag (A), 0,345 % Cu (C); |
| 4 | Taureau (Coucou) (15-SB-6166C) | 31O11 470275 / 5270528 | Enclaves (ou dyke ?) de clinopyroxé- nite dans un gneiss tonalitique | Minéralisation en sulfures dissé- minés (4 %) de PY (1 %) et CP (3 %) dans les enclaves. Elle est aussi en stringers (roche ultrama- fiques) et rarement semi-massive | (1) Jusqu'à 1,19 % Cu (Perrault et Ambroise, 2009; Boivin <i>et al.</i> , 2010) (2) 0,33 % Cu, 1,7 % Ag, 35 ppb Au, 3,5 ppb Pt, 6,8 ppb Pd, 0,25 % S |
| Indices connus non visités | | | | | |
| Substances métalliques | | | | | |
| Cu-Au-Ag-terres rares | | | | | |
| 5 | Lac Moore | 3B04 427898 / 5319464 | Paragneiss à grenat | 3 % de sulfures (forme et dimen- sions sont inconnues) | (1) 1990 ppm La, 1322 ppm Sr, 276 ppm Cu, 111 ppm Ni (Birkett, 1981) |
| 6 | Lac Tool | 32B04 460862 / 5323750 | Veine de pegmatite dans un paragneiss | Zone à sulfures de 10 à 13 cm de large (forme et dimensions inconnues) | (1) 1,7 % Cu, 2,3 g/t Ag, 103 ppb Au, > 10 % Fe (Berger, 1998) |
| Minéraux industriels (grenat) | | | | | |
| 14 | Riv. Kaked | 32B04 460862 / 5323750 | Paragneiss à biotite | 25 à 50 % de grenat | (1) Extraction de 0,9 t de minerai, 158 kg de grenat |
| Nouveaux indices | | | | | |
| Substances métalliques | | | | | |
| Type magmatique associé aux pegmatites (terres rares et thorium) | | | | | |
| 7 | Galipeau1 (15-FS-1072B) | 31O11 496247 / 5266023 | Dyke de pegmatite de composition granitique | Présence d'allanite de taille centi- métrique, de thorite et de titanite | (2) 5636 ppm TRtotal (599 ppm Nd) et 648 ppm Th |
| 8 | Galipeau2 (15-FS-1074C) | 31O11 496247E / 5266023 | Dyke de pegmatite rose | Minéraux porteurs non déterminés | (2) 545 ppm Th |
| 9 | Kekek (15-AM-200B) | 32B04 433158 / 5342784 | Poche pegmatitique blanchâtre | Cristaux d'allanite, de titanite et de zircon | 1860 ppm TRtotal (269 Nd) |
| 10 | Shingle (15-GC-2122D) | 31O11 496508 / 5282091 | Dykes de pegmatite rose (1 m max.) injectant un gabbro | Pyrite | (2) 2541 ppm TRtotales (471 ppm Nd, 128,79 ppm TR lourdes), 286 ppm Y, 2,31 % S |

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 1 (SUITE) - Indices minéralisés connus et nouveaux indices dans la région de Clova.

| N° | Nom / affleurement | Feuillet SNRC Estant / Nordant | Roches minéralisées | Minéralisation | Meilleures teneurs |
|---|--------------------------------|-----------------------------------|---|--|---|
| Type magmatique à Cu-Ni, Cu et/ou Ag | | | | | |
| 11 | Tamarac (15-TC-5152-A) | 32B04 458519 / 5325142 | Webstérite injectée dans le paragneiss du Complexe du Grand Lac Victoria | 5 % SF (PO, PY, CP, PD) | (2) 0,30 % Cu, 0,14 % Ni, 200 ppb Au, 1200 ppm Cr, 2,3 ppm Ag et 0,97 % S |
| 12 | Le Breton (15-DG-8116-A) | 31O13 459127 / 5316029 | Grenataite amphibolitisée | Pyrite et chalcoppyrite | (2) 0,35 % Cu, 22 ppm Ni, 1,7 ppm Ag, 0,13 % S |
| 13 | Siam (15-FS-1177-C) | 31O11 485354 / 5262060 | Dykes injectés dans la Suite magmatique de Lacoste | Dyke de syénite (50 cm) à 1 % SF (PY, PO, CP) | (2) 0,28 % Cu, 13 ppm Ni, 2,1 ppm Ag, 1,21 % S |
| Minéraux industriels | | | | | |
| Graphite | | | | | |
| 15 | De La Colombe (15-FS-1125D) | 31O13 428100 / 5302279 | Paragneiss à biotite (Aglv1) | Niveaux graphiteux (<30 cm) | (2) 3,43 % Ctotal, 1560 ppm Zn, 2,2 ppm Ag, 1,29 % S |
| 16 | Rust (15-GC-2161A) | 31O13 431643 / 5304915 | Paragneiss à biotite (Aglv1) | Niveaux graphiteux (<10 cm) répé- titifs dans le paragneiss à biotite | (2) 2,67 % Ctotal à 1,08 % S |
| Sillimanite | | | | | |
| 7 | Galipeau1 (15-FS-1072B) | 31O11 496247 / 5266023 | Dyke de pegmatite de composition granitique | Présence d'allanite de taille centimétrique, de thorite et de titanite | (2) 5636 ppm TRtotal (599 ppm Nd) et 648 ppm Th |
| 17 | Canot (15-GC-2213A) | 31O04 491810 / 5291162 | Paragneiss à BO- GR-SM du Complexe de Wabash (mPwab2) | Sillimanite (30 %) | |
| 18 | Péronne (15-TC-5084A) | 32B04 499465 / 5322477 | Paragneiss à grenat du Complexe du Grand Lac Victoria (Aglv1) | SM (35 %) et GP (1 %) | (2) 18,5 % Al ₂ O ₃ |

(1) : Résultats des travaux antérieurs; (2) : Résultats provenant de nouvelles analyses effectuées dans le cadre de ce projet. AZ = azurite, BN = bornite, CT = chalcocite, CP = chalcoppyrite, CV = covellite, DG = digénite, GH = gahnite, MC = malachite, MO = molybdénite, PY = pyrite, PO = pyrrhotite, SP = sphalérite, WS = wilsonite

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 2 - Échantillons économiques analysés dans la région cartographiée. Notez que dans la Province de Grenville, les teneurs minimales pour un indice minéralisé (rédaction d'une fiche de gîte) sont les suivantes : 0,1 % Cu, 5 g/t Ag, 0,5 g/t EGP, 30 % Fe, 0,5 g/t Au, 0,25 % Ni, 0,1 % Mo, 440 ppm Th, 10 % Ti, 0,3 % Zn et 1700 ppm en terres rares. Le gras indique les indices et les cibles découverts lors de nos travaux.

| SGDAC | N°échantillon / indice / cible | SNRC | UTM nad83, zone 18 | | Description sommaire | Teneur ou valeur anormale en éléments |
|-------|-------------------------------------|-------|--------------------|---------|---|--|
| | | | est | nord | | |
| 62104 | 15-FS-1074-C Gali- peau2 | 31O11 | 496247 | 5266023 | Dyke de pegmatite rose | 554 ppm Th |
| 62047 | 15-FS-1072-B Galipeau1 | 31O11 | 497674 | 5262904 | Dyke de pegmatite de composition granitique | Tr totales = 540 ppm |
| 62048 | 15-FS-1072-B2 Galipeau1 | | | | | Tr totales = 690 ppm |
| 62049 | 15-FS-1072-B3 Galipeau2 | | | | | Tr totales = 5706 ppm (599 ppm Nd) |
| 62036 | 15-AM-200-B Kekek | 32B04 | 433158 | 5342784 | Poche pegmatitique blanchâtre | Tr totales = 1860 ppm (269 ppm Nd) |
| 62051 | 15-AM-137-B | 31O12 | 432215 | 5281269 | Dyke de pegmatite rose (40 cm max.) | Tr totales = 316 ppm |
| 62052 | 15-AM-167-C | 31O12 | 454715 | 5264204 | Injection de pegmatite granitique rose (10 cm max.) | Tr totales = 1047 ppm (209 ppm Nd) |
| 62046 | 15-AM-176-C | 31O11 | 488596 | 5273272 | Injection de pegmatite granitique rose (20 cm max.) 700 cps (RS 125) | Tr totales = 660,37 ppm |
| 62307 | 15-DG-8008-C | 31O14 | 494485 | 5301931 | Dyke de pegmatite granitique rosâtre (70 cm max.) | Tr totales = 1071 ppm, 120 ppm Th |
| 62355 | 15-GC-2122-D Shingle | 31O11 | 496508 | 5282091 | Dykes de pegmatite rose (1 m max.) injectant un gabbro | Tr totales = 2541 ppm (471 ppm Nd), 2,31 % S |
| 62286 | 15-TC-5152-A Tamarac | 32B04 | 458519 | 5325142 | Webstérite à 5 % SF (PO, PD, PY, CP) | 0,31 % Cu, 0,137 % Ni, 2,3 ppm Ag, 200 ppb Au, 224 ppb Pt, 249 ppb Pd, 0,97 % S |
| 62285 | 15-TC-5073-B | 32B04 | 454091 | 5325100 | Clinopyroxénite (1 à 5 % SF, PO, CP, PY) | 210 ppm Cu, 245 ppm Ni, 12 ppb Au, 5 ppb Pt, 4,9 ppb Pd, 1,01 % S |
| 62273 | 15-TC-5055-B | 32B03 | 476964 | 5333560 | Gabbro à GR et MG, SF (< 3 %, PO, PY, CP) | 327 ppm Cu, 34 ppm Ni, 0,39 % S |
| 62114 | 15-FS-1096A | 32B04 | 433319 | 5334985 | Paragneiss rouillé à SF (< 1 % PY) | 280 ppm Cu, 1,8 ppm Ag, 47 ppm Ni, 212 ppm Zn, 1,09 % S |
| 62284 | 15-FS-1096-D | 32B04 | 433319 | 5334985 | Niveau de clinopyroxénite, SF (3 à 5 %, PO, PY, CP) | 232 ppm Cu, 1,98 % S |
| 62364 | 15-GC-2242-A | 31O13 | 457289 | 5311116 | Pyroxénite à sulfures disséminés (<5 %, PO, CP, PY) | 494 ppm Cu, 194 ppm Ni, 0,88 % S |
| 62327 | 15-SJ-3123-B | 31O13 | 442814 | 5314243 | Enclaves de clinopyroxénite à SF (< 1 %, PO, PY, CP) dans un gabbro | 813 ppm Cu, 522 ppm Ni, 6,18 % S |
| 62365 | 15-SJ-3130-B | 31O13 | 455685 | 5313218 | Amas (<40 cm) de clinopyroxénite à SF (< 7 %, PO, PY, CP) | 716 ppm Cu, 456 ppm Ni, 5,14 % S. |
| 62269 | 15-FS-1065-A | 31O12 | 434616 | 5272758 | Gabbro à GR et à SF (3 %, PO, PY, CP) | 557 ppm Cu, 0,67 % S. |
| 62299 | 15-SB-6000-G1 | 32B04 | 427461 | 5343382 | Minéralisation massive (PO, PY, CP, BN, SN, MO, GH, etc) | 3,4 % Cu, 14,5 % Zn, 180 ppb Au, 37,3 % S |
| 62301 | 15-SB-6000-G2 | | | | | 17,9 % Cu, 2,05 g/t Au, 1,8 % Zn, 0,13 % Mo, 20,7 % S |
| 62323 | 15-SB-6129-G | 31O11 | 491084 | 5264169 | Gneiss quartzofeldspathique à SF (MC, BN, CP, PY, PO) | 2,03 % Cu, 14,1 ppm Ag, 1,6 % S |
| 62344 | 15-SB-6172-H | 31O11 | 491740 | 5265058 | Syérite à SF (PY, PO, CP) | 1,04 % Cu, 5,1 ppm Ag, 0,34 % S |
| 62345 | 15-SB-6172-C | 31O11 | 491740 | 5265058 | Paragneiss fénitisé en contact avec syénite. Présence de SF (CP, BN, PY) | 0,34 % Cu, 0,12 % S |
| 62362 | 15-SB-6172-I | 31O11 | 491740 | 5265058 | Amas ou veines de clinopyroxénite (15 cm de largeur) à SF (CP, MC) | 2,17% Cu, 8 g/t Ag, 247 ppb Au, 1,1 ppb Pt, 2,9 ppb Pd, 0,88 % S |
| 62361 | 15-SB-6166-C | 31O11 | 470275 | 5270528 | Enclave de clinopyroxénite à SF (MC, PY, PO) | 0,33 % Cu, 1,7 ppm Ag, 0,02 % Ni, 0,25 % S |
| 62106 | 15-FS-1158-A | 31O11 | 492916 | 5261919 | Paragneiss migmatitique à SF (PY, PO, MO) | 0,085 % Cu, 1,9 ppm Ag, 1,57 % S |
| 62274 | 15-TC-5056-A | 32B03 | 476929 | 5333562 | Gabbro à SF (3 %, PY, CP, PO) | 0,008 % Cu, 0,2 % S |
| 62324 | 15-SB-6052-A | 31O11 | 490494 | 5271027 | Gneiss granitique, traces de MO et de SF | 0,069 % Cu, 0,07 % S |
| 62110 | 15-SB-6115-C | 32B03 | 474218 | 5338445 | Veine de quartz (à SF, PY, PO) dans un paragneiss | 0,027 % Cu, 0,7 ppm Ag, 3,2 % S |
| 62326 | 15-SB-6207-A | 31O12 | 437729 | 5264909 | Granite, traces de SF (PY, CP) | 0,018 % Cu, 0,05 % S |
| 62288 | 15-AM-217-A | 31O13 | 445403 | 5302028 | Clinopyroxénite proche d'une anomalie de sédiment de lac en Ni | 0,17 % Ni, 0,04 % S |

BN = bornite, CP = chalcopryrite, GH = gahnite, GP = graphite, MC = malachite, MO = molybdénite, PY = pyrite, PO = pyrrhotite, SF = sulfures,
SM = sillimanite, SP = sphalérite

ANNEXE 2 – Tableaux (suite).

TABLEAU 2 (SUITE) - Échantillons économiques analysés dans la région cartographiée. Notez que dans la Province de Grenville, les teneurs minimales pour un indice minéralisé (rédaction d'une fiche de gîte) sont les suivantes : 0,1 % Cu, 5 g/t Ag, 0,5 g/t EGP, 30 % Fe, 0,5 g/t Au, 0,25 % Ni, 0,1 % Mo, 440 ppm Th, 10 % Ti, 0,3 % Zn et 1700 ppm en terres rares. Le gras indique les indices et les cibles découverts lors de nos travaux.

| SGDAC | N°échantillon / indice / cible | SNRC | UTM nad83, zone 18 | | Description sommaire | Teneur ou valeur anormale en éléments |
|-------|--------------------------------------|-------|--------------------|---------|---|---|
| | | | est | nord | | |
| 62107 | 15_FS-1177-C Siam | 31O11 | 485354 | 5262060 | Dyke de syénite (50 cm) à 1 % SF (PY, PO, CP) | 0,28 % Cu, 13 ppm Ni, 2,1 ppm Ag, 1,2 % S |
| 62346 | 15-DG-8116-A Le Breton | 31O13 | 459127 | 5316029 | Grenatite amphibolitisée | 0,35 % Cu, 22 ppm Ni, 1,7 ppm Ag, 0,13 % S |
| 62318 | 15-GC-2161-A Rust | 31O13 | 431643 | 5304915 | Niveaux graphiteux (<10 cm) répétitifs dans un paragneiss à biotite | 2,67 % Ctotal à 1,08 % S. |
| 62254 | 15-AM-12-B | 31O12 | 436648 | 5287337 | Niveau anorthositique (<1 m) à SF (PY, PO, CP) | 0,25 % Cu, 0,7 % S |
| 62139 | 15-FS-1177-B | 31O11 | 485354 | 5262060 | Dyke de syénite (50 cm) à SF (PY, PO, CP) | 0,005 % Cu, 6,3 ppm Ag, 200 ppm S |
| 62109 | 15-FS-1035-C | 32B03 | 497171 | 5343437 | Quartzite (20 cm) à SF (< 1 %, PO, PY, CP) | 0,09 % Cu, 5,89 % S |
| 62116 | 15-FS-1125-D De La Colombe | 31O13 | 428100 | 5302279 | Niveaux graphiteux (< 30 cm) dans un paragneiss à biotite | 3,43 % Ctotal, 1560 ppm Zn, 2,2 ppm Ag, 1,29 % S |
| 62268 | 15-FS-1217-B | 32B03 | 468634 | 5341765 | Amphibolite (volcanite ?) à SF (PY, PO) | Pas de teneur anormale, 0,22 % S |
| 62266 | 15-FS-1005-B | 31O12 | 435251 | 5268386 | Gabbroonrite magnétique à SF (PO, PY) | 0,0665 % Cu, 1,3 ppm Ag, 0,51 % S |
| 62108 | 15-GC-2027-B | 32B03 | 469607 | 5316399 | Quartzite (60 cm) à SF (< 1 %, PO, PY) | 1,3 ppm Ag, 2,11 % S |
| 62234 | 15-AM-164-A | 32B03 | 486498 | 5334411 | Gabbroonrite à Fe ± Ti ± P | 13 % Fe, 3,41 % TiO ₂ , 0,37 % P ₂ O ₅ |
| 62258 | 15-SB-6090-A | 31O13 | 443248 | 5300573 | | 13 % Fe, 3,41 % TiO ₂ , 0,37 % P ₂ O ₅ |
| 62263 | 15-FS-1149-A | 32B03 | 488685 | 5333293 | | 14 % Fe, 0,67 % TiO ₂ , 0,2 % P ₂ O ₅ |
| 62265 | 15-SB-6158-B | 32B03 | 488784 | 5341255 | | 11,6 % Fe, 4,02 % TiO ₂ , 1,37 % P ₂ O ₅ |
| 62262 | 15-FS-1034-C | 32B03 | 497278 | 5343591 | | 10,8 % Fe, 2,93 % TiO ₂ , 0,39 % P ₂ O ₅ |
| 62263 | 15-FS-1149-A | 32B03 | 488685 | 5333293 | | 14,2 % Fe, 4,675 % TiO ₂ , 0,2 % P ₂ O ₅ |
| 62256 | 15-FS-1012-A | 31O12 | 429813 | 5268675 | | 9,97 % Fe, 2,41 % TiO ₂ , 0,42 % P ₂ O ₅ |
| 62270 | 15-FS-1065-C | 31O12 | 434616 | 5272758 | | 12,1 % Fe, |
| 62294 | 15-AM-51-C | 32B03 | 475585 | 5332081 | Formation de fer à silicates | 24,7 % Fe |
| 62276 | 15-SB-6022-B+E | 32B03 | 465727 | 5324251 | Chert, magnétite, SF (PY) | 14,8 % Fe, 385 ppm Cu, 1,7 ppm Ag, 12 % S |
| 62291 | 15-AM-49-F | 32B03 | 475855 | 5331950 | Formation de fer à oxydes | 18 % Fe, 0,45 % S |
| 62121 | 15-SB-6060-A | 32B04 | 455785 | 5330973 | Paragneiss à GP, SM, traces de SF | 18,71 % Al ₂ O ₃ , 0,06 Ctotal |
| 62318 | 15-GC-2161-A | 31O13 | 431643 | 5304915 | Paragneiss à GP (8 %) | 2,27 Ctotal, 1,08 % S |
| 62119 | 15-TC-5084-A Péronne | 32B04 | 429465 | 5322477 | Paragneiss à GP (1 %) à SM (35 %) | 18,51 % Al ₂ O ₃ , Ctotal < 0,01, 0,15 % S |
| 62313 | 15-GC-2213-A Canot | 31O14 | 491810 | 5291162 | Paragneiss à SM (30 %) | 15 % Al ₂ O ₃ , 30,8 % S |
| 62311 | 15-GC-2020-A | 31O13 | 459072 | 5308661 | Paragneiss quartzofeldspathique à SM | 18,56 % Al ₂ O ₃ |

BN = bornite, CP = chalcopryrite, GH = gahnite, GP = graphite, MC = malachite, MO = molybdénite, PY = pyrite, PO = pyrrhotite, SF = sulfures, SM = sillimanite, SP = sphalérite

Résumé

Un nouveau levé géologique a été réalisé durant l'été 2015 dans la région de Clova, située au sud-ouest du réservoir Gouin dans le Haut-Saint-Maurice, partie ouest de la Province de Grenville. Ce levé constitue la deuxième phase d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans cette région qui couvre six feuillets SNRC (31O11, 31O12, 31O13, 31O14, 32B03 et 32B04).

La région cartographiée est subdivisée en deux secteurs : le Parautochtone (Archéen) et l'Allochtone (Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque). Les roches du Parautochtone sont assignées au Complexe du Grand Lac Victoria (CGLV). Ce dernier est composé de paragneiss à biotite \pm grenat \pm graphite \pm sillimanite \pm kyanite, de migmatite, de diatexite, d'amphibolite, de clinopyroxénite, de formations de fer (à oxydes et à silicates) avec des rubans de chert, et de roches mafiques à ultramafiques riches en grenat et en clinopyroxène (CX) nommées grenatites (pyrigarnites). Le territoire occupé par les paragneiss est considéré comme étant l'équivalent latéral vers l'est du Terrain du Lac Témiscamingue de la Sous-province du Pontiac. Alors que celui occupé par les amphibolites et les roches mafiques à ultramafiques est plutôt considéré comme la prolongation vers l'est des roches de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi. La Syénite de Gertrude est localisée dans le Parautochtone et est associée à des gabbroïtes à xénocristaux de feldspath potassique. Ces deux roches sont observées en enclaves l'une dans l'autre et forment des figures de mélange de magma. L'Allochtone comprend les suites plutoniques d'âges labradorien (de Dugré, 1674 Ma) et pinwarrien (de Hibbard, 1468 Ma), constituées d'opdalite, d'enderbite, de charnockite, de jotunite et de monzodiorite; la Suite magmatique de Lacoste d'âge elsonien (1450 à 1365 Ma), constituée d'orthogneiss, de monzogranite, de diorite et de tonalite; des roches supracrustales également d'âge elsonien, comme le Complexe de Wabash (<1,20 Ga) et la Suite de l'Ascension (<1,28 Ga) formés de paragneiss à GR \pm GP \pm SM, de quartzite, d'une très faible quantité de marbre, de roches calco-silicatées et d'une quantité mineure de grenatite (felsique à mafique); la Suite métagabbroïque de Bouchette composée de gabbroïte, de gabbro et de quantités mineures d'anorthosite et de leuconorite; la Suite métamorphique de Cabonga, constituée de paragneiss à GP \pm SM; la Suite de Roc (non datée) composée de pyroxénite, de webstérite à olivine, de gabbro et de gabbroïte avec ou sans oxydes à Fe-Ti \pm P; la Suite alcaline de Lesueur (1000 \pm 6 Ma), formée de syénite avec ou sans sulfures; et la Syénite des Dix Mîles (non datée) composée de syénite rose saumon magnétique et de syénogranite. Toutes les roches cartographiées sont injectées par des dykes de pegmatite granitique et par des dykes mafiques.

Les roches du Parautochtone sont métamorphisées au faciès des amphibolites avec des paragenèses à HB + PG + GR + CX \pm QZ dans les roches mafiques et à SM + BO \pm KY \pm MV dans les paragneiss. Par contre, les roches dans l'Allochtone sont au faciès métamorphique prograde des granulites de moyenne pression avec une paragenèse à OX + CX + PG + GR dans les roches mafiques et à SM + GR + FK + QZ dans les paragneiss à biotite, mais elles ont subi un métamorphisme rétrograde, localement au faciès des amphibolites (HB + PG + GR).

Des zones d'altération hydrothermale, métamorphisées, ont été identifiées dans plusieurs secteurs de la région. Ces

zones sont constituées de gneiss quartzofeldspathiques à pyrite, à pyrrhotite et à traces de chalcopryrite; de gneiss à néphéline associés aux roches à carbonates et à de la syénite (Suite alcaline de Lesueur); de roches mafiques riches en grenat (grenatite, amphibolite); et de roches felsiques blanchâtres à sillimanite et grenat.

Les roches de la région sont très déformées et présentent des plis isoclinaux et des structures en dôme et bassin. L'interprétation des cartes aéromagnétiques a permis de tracer des failles majeures dont la plupart sont reconnues sur le terrain. Ces failles correspondent, entre autres, à l'ABT (zone de charriage de l'Allochtone, « *Allochthon Boundary Thrust* ») et à d'autres discontinuités, soit des failles inverses, normales obliques ainsi qu'à des cisaillements importants comme le Détachement de Dorval. Ces failles correspondent généralement à de larges couloirs mylonitiques, de direction NNE-SSW à E-W.

Dans l'Allochtone, la chimie des principales suites plutoniques felsiques (Hibbard, Dugré et Lacoste) suggère une mise en place dans un environnement d'arc volcanique. La chimie variable des intrusions syénitiques à K₂O a généralement permis de les distinguer. Les paragneiss du Wabash, de l'Ascension (Allochtone) et du Grand Lac Victoria (Parautochtone) se distinguent par leurs chimies et par leurs différentes provenances (érosion de matériel de sources différentes). Les formations de fer montrent des faciès avec des compositions chimiques différentes qui peuvent caractériser des environnements de mise en place plus ou moins oxydants. Les amphibolites et les roches plutoniques mafiques du Complexe du Grand Lac Victoria ont des chimies similaires et correspondraient à des roches volcaniques et à leurs équivalents plutoniques ayant subi un métamorphisme régional. La Suite plutonique de Bouchette est caractérisée par une chimie très particulière avec un caractère plus alcalin que les gabbros et gabbroïtes de la Suite de Roc.

Nos travaux ont permis la découverte de plusieurs indices et cibles d'exploration pour les terres rares, les oxydes de fer, de titane et de phosphore, le nickel et le cuivre, ainsi que pour la pierre architecturale et les minéraux industriels comme le graphite et la sillimanite. La reconnaissance des zones d'altération hydrothermale métamorphisées ainsi que la présence de formations de fer archéennes indiquent un potentiel minéral intéressant dans cette région.