

RG 2011-03

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BONAVENTURE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2011-03

Géologie de la région du lac Bonaventure

Hanafi Hammouche, Claire Legoux, Jean Goutier, Claude Dion, Laura Petrella



Niveaux à sulfures et oxydes, à l'ouest du lac Résolution (coin nord-est de la région), vue vers le sud à partir d'un hélicoptère

Géologie de la région du lac Bonaventure

Hanafi Hammouche¹, Claire Legoux², Jean Goutier¹, Claude Dion¹, Laura Petrella²

RG 2011-03

Mots-clés : Churchill SE, Archéen, Paléoprotézoïque, Zone noyau, sulfures, Fe-Ti-V

1. MRNF (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune)

2. Unité de recherche et de service en technologie minérale - UQAT

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau

Lecture critique

Charles Maurice

Édition

Charles Gosselin

Dessin technique

Kathleen O'Brien, Frédérick St-Pierre, Jean Goutier et Hanafi Hammouche

Photo de la page couverture

Jean Goutier

Document accepté pour publication le 12 janvier 2011

Résumé

Des travaux de cartographie géologique au 1/50 000 ont été entrepris par le MRNF dans la région du lac Bonaventure, à 120 km à l'est de Schefferville. Ils avaient pour but d'y réviser les connaissances géologiques et d'évaluer le potentiel minéral de la portion sud-est de la Province de Churchill.

Deux grandes entités géologiques composent la région : l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest et la Zone noyau, à l'est. L'Orogène du Nouveau-Québec est représenté ici par la Zone de Rachel-Laporte, d'âge paléoprotérozoïque. Elle est constituée d'amphibolites, de paragneiss, de roches intrusives fortement déformées, et de quartzite. De l'ouest vers l'est, la Zone noyau comprend : 1) le Domaine de McKenzie River qui constitue le soubassement archéen de la zone et se compose de gneiss tonalitique et d'un peu de paragneiss; 2) le Domaine de Crossroads formé d'assemblages de gneiss archéens et dans lequel s'est introduit le Batholite de De Pas, d'âge paléoprotérozoïque; 3) le Domaine d'Orma constitué principalement de gneiss archéens, granitiques à tonalitiques et de paragneiss migmatitisés; et 4) le Domaine de Mistinibi-Raude composé d'une gamme variée de roches incluant des unités d'amphibolite, de paragneiss et de roches intrusives felsiques et intermédiaires mylonitisées.

Le grain structural de la région est orienté N-S à NNW-SSE. Les domaines sont délimités par de grandes zones de cisaillements soulignées par une mylonitisation des roches sur des épaisseurs hectométriques. Les foliations sont abruptes et les linéations, faiblement plongeantes vers le nord, résultent de grands mouvements de décrochement dextre.

Le métamorphisme des roches de la région s'est manifesté à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Il se situe généralement au faciès des amphibolites, mais atteint localement le faciès des granulites dans les domaines de Crossroads et de Mistinibi-Raude.

Des niveaux stratiformes de sulfures offrant un potentiel pour des minéralisations cuprifères ont été découverts, au sein de paragneiss et en contact avec des amphibolites, dans le Domaine de Mistinibi-Raude. On note également un potentiel pour des minéralisations en Cu-Zn (Ag) dans la Zone de Rachel-Laporte, en Fe-Ti-V et Fe-Ti-P dans des intrusions mafiques tardives, et en Cu-Ni (ÉGP) dans des filons-couches gabbroïques tardifs rencontrés dans la Zone noyau et dans la Zone de Rachel-Laporte.

Table des matières

INTRODUCTION	6
Localisation et accès.....	6
Objectifs du projet.....	6
Méthode de travail.....	6
Travaux antérieurs.....	6
Remerciements.....	6
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	9
STRATIGRAPHIE.....	9
Zone noyau.....	9
Domaine de McKenzie River	9
Archéen.....	9
Gneiss de Flat Point (Aflp)	9
Domaine de Crossroads.....	10
Archéen.....	10
Gneiss de Saint-Sauveur (Agss).....	10
Gneiss de Knox (Agkx)	11
Paléoprotérozoïque.....	11
Batholite de De Pas	11
Suite charnockitique de De Pas (pPcde).....	11
Suite granitique de De Pas (pPdep).....	12
Pluton de Bonaventure (nouvelle unité, pPbon).....	12
Pluton de Merville (nouvelle unité, pPmer).....	13
Domaine d’Orma.....	13
Archéen.....	13
Gneiss de Bourdon (nouvelle unité, Abod)	13
Paléoprotérozoïque.....	14
Suite du lac Cabot (pPcab)	14
Domaine de Mistinibi-Raude.....	14
Archéen/Paléoprotérozoïque	14
Complexe du lac Zeni (ApPzen).....	14
Paléoprotérozoïque.....	15
Pluton de Résolution (nouvelle unité, pPrso).....	15
Orogène du Nouveau-Québec.....	15
Archéen.....	16
Gneiss de Griffis (nouvelle unité, Agrf)	16
Paléoprotérozoïque.....	16
Zone de Rachel-Laporte (pPLAP).....	16
L’unité pPLAP1	16
L’unité pPLAP5	16
L’unité pPLAP15	18
L’unité pPLAP16.....	18
Formation de Deborah (pPdb2).....	18
Gabbro de De Jeu (pPdej)	18
Gabbro de Potel (nouvelle unité, pPpot)	18
Dykes de gabbro mésoprotérozoïques	19
Dykes de Harp (mPhar).....	19
Dykes de Nain – LP (mPnlp).....	19
Unités lithologiques.....	19
Archéen ou Paléoprotérozoïque.....	19
L’unité I1Ba	19
L’unité T2f	19

Paléoprotérozoïque	19
L'unité I1Da	19
L'unité I2J	20
Les unités I4B et I4Ia	20
Quaternaire	20
LITHOGÉOCHIMIE	20
Batholite de De Pas	20
Amphibolites	20
Intrusions tardives intermédiaires à ultramafiques	21
Domaine de Crossroads	21
Zone de Rachel-Laporte	21
Paragneiss 21	21
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	21
Distribution des faciès métamorphiques	23
Métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites	23
Métamorphisme au faciès des granulites	23
Métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites	23
Métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts	25
Batholite de De Pas	25
GÉOLOGIE STRUCTURALE	25
Éléments structuraux	25
Domaines structuraux	25
Le domaine I	25
Le domaine II	27
Le domaine III	27
Le domaine IV	27
Le domaine V	27
Zones de cisaillements régionaux	27
Failles régionales tardives	28
Modèle structural et tectonique	28
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	28
Minéralisations de sulfures stratiformes	28
La cible Laporte	28
La cible Résolution	30
Minéralisations magmatiques	30
L'indice « 09-JG-1097 »	30
L'indice Potel	30
L'indice « 09-CD-2305 »	30
Autres secteurs d'intérêts	30
Minéralisations filoniennes tardives	30
L'indice Zone XIX	31
La cible McKenzie	31
Métallotectes	31
CONCLUSION	31
RÉFÉRENCES	32
ANNEXE – Photographies	40
HORS-TEXTE	
Carte géologique au 1/100 000 de la région du lac Bonaventure	

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région du lac Bonaventure est située à environ 125 km à l'est de la ville de Schefferville (figure 1). Nos travaux ont couvert une superficie de près de 3150 km² limitée par les longitudes 64° 30' et 65° 30' ouest, la latitude 55° 15' au nord, et la frontière avec la province de Terre-Neuve-et-Labrador, au sud. C'est un terrain à végétation de type taïga composé de trois ensembles topographiques. La partie orientale correspond à une vaste plaine marécageuse avec parfois des chaînons de petites collines orientés N-S. La partie centrale constitue un plateau qui surplombe la région avec des sommets culminant entre 600 et 700 m d'altitude. Dans la partie ouest, le relief s'estompe progressivement et forme une plaine comparable à celle de la partie est. Les affleurements rocheux sont relativement abondants dans la partie centrale, secteur qui correspond au Batholite de De Pas. Ailleurs, ils sont beaucoup moins nombreux, particulièrement dans la partie sud de la région.

Objectifs du projet

Les travaux de cartographie de la partie sud-est de la Province de Churchill ont pour but d'approfondir la connaissance géologique du secteur, d'établir une section géologique E-W de la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau-Québec) à la Zone noyau, et de mieux documenter le potentiel minéral de la région. Le projet est réalisé dans le cadre d'une entente intergouvernementale (Québec, Terre-Neuve-et-Labrador et la Commission géologique du Canada). La cartographie a été réalisée durant l'été 2009, à une échelle de 1/50 000. Elle a touché les feuillets SNRC 23P02, 23P03 et les parties québécoises de 23I10, 23I11, 23I14 et 23I15 (figure 2). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles, sur demande, en version numérique, ou encore, peuvent être consultées à l'aide du produit « *E-Sigeom à la carte* », à l'adresse suivante : <http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Méthode de travail

L'équipe, constituée de quatre (parfois cinq) géologues et de cinq assistants, était logée dans un camp localisé sur une presqu'île, au sud du lac Merville (carte hors-texte). Les travaux se sont déroulés sur une période de neuf semaines, au cours de l'été 2009. Les cheminements sur le terrain étaient planifiés à l'aide de photos aériennes. Ils étaient généralement orientés E-W et espacés de 1 km en moyenne. Les secteurs où les affleurements étaient trop dispersés ont toutefois été couverts avec l'hélicoptère.

La nomenclature et les abréviations lithologiques utilisées dans ce rapport sont celles présentées dans Sharma (1996). Des colorations au cobaltinitrite de sodium ont été utilisées

pour déterminer la proportion du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz dans les roches intrusives grenues, felsiques à intermédiaires. Cette méthode est décrite de manière détaillée dans Goutier *et al.* (2001). Près de 240 lames minces ont été étudiées et 153 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces afin de caractériser les différentes lithologies rencontrées et déterminer les teneurs en métaux.

Un levé magnétique aéroporté (Commission Géologique du Canada et Geo Data Solutions Inc, 2009), avec un espacement de 200 m et couvrant l'ensemble de la région étudiée, a été réalisé à l'hiver 2009 dans le cadre du projet GEM de la Commission géologique du Canada. Ce levé a été d'un grand apport dans la réalisation des cartes géologiques.

Travaux antérieurs

Peu de travaux ont été effectués dans les limites de la région cartographiée. Les premiers travaux connus remontent à 1942 (Griffis, 1943). Ils touchent partiellement le feuillet 23P03 et présentent une cartographie très sommaire. Des travaux de reconnaissance ont été réalisés par Donaldson et Wynne-Edwards (1960), Emslie (1963) et Taylor (1979) aux échelles 1/253 440 et 1/250 000. Dans les années 1980, un programme de cartographie dans la région de la rivière George a été réalisé par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ce programme a touché entre autres aux feuillets 23P03 (Danis, 1988), 23P02 (Danis, 1991; Taner, 1992) et 23I15 (Taner, 1992). La portion québécoise des feuillets 23I10, 23I11 et 23I14 n'a jamais été cartographiée avant nos travaux. D'autre part, Martelain (1989) a étudié le Batholite de De Pas et son encaissant dans le cadre d'une thèse de doctorat.

En 2003, une compilation géologique réalisée par le MRNF a permis, entre autres, de redéfinir les unités lithologiques établies par Danis (1988 et 1991) et Taner (1992), en unités lithodémiques. La synthèse lithotectonique et métallogénique de Clark et Wares (2004) sur l'Orogène du Nouveau-Québec touche une mince bande, à l'ouest de la région à l'étude. Les seuls travaux d'exploration répertoriés ont été effectués par la compagnie Ressources Unigold dans la partie nord-ouest de 23P03 (tranchées, échantillonnage et levés géophysiques aéroportés; Desbiens, 1998).

Remerciements

Les auteurs remercient les personnes qui ont participé à ce projet pour leur contribution et leur enthousiasme lors des travaux de terrain. Mentionnons l'apport de Tom Clark et de Charles Maurice (géologues), de Nicolas Masson, de Valérie Deraspe, de Daoud Margoum et de Manon Garant (étudiants). La production des figures et cartes a été réalisée avec l'aide de Johanne Jobidon, de Pascal Lévasseur, de Stéphane Beauséjour et nous tenons à les remercier. Enfin, nos remerciements vont à Charles Maurice et Charles Gosselin pour les commentaires et les améliorations suggérées à la suite de la lecture de ce rapport.

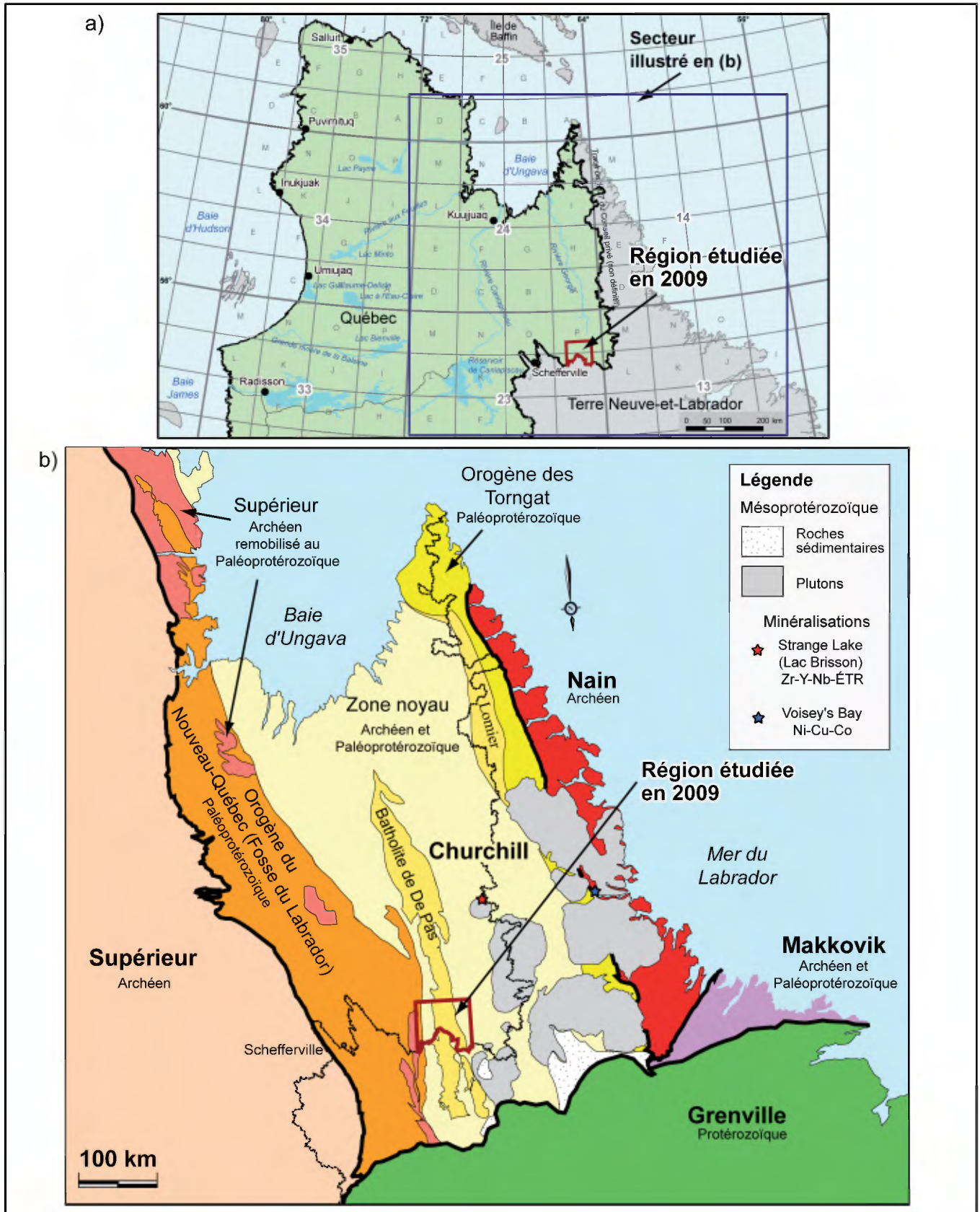


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée en 2009 : a) localisation géographique de la région du lac Bonaventure dans le nord du Québec; b) carte des grands ensembles lithotectoniques de la Province de Churchill (géologie modifiée de : Wardle *et al.*, 1997; MRN, 2002; et Clark et Wares, 2004).

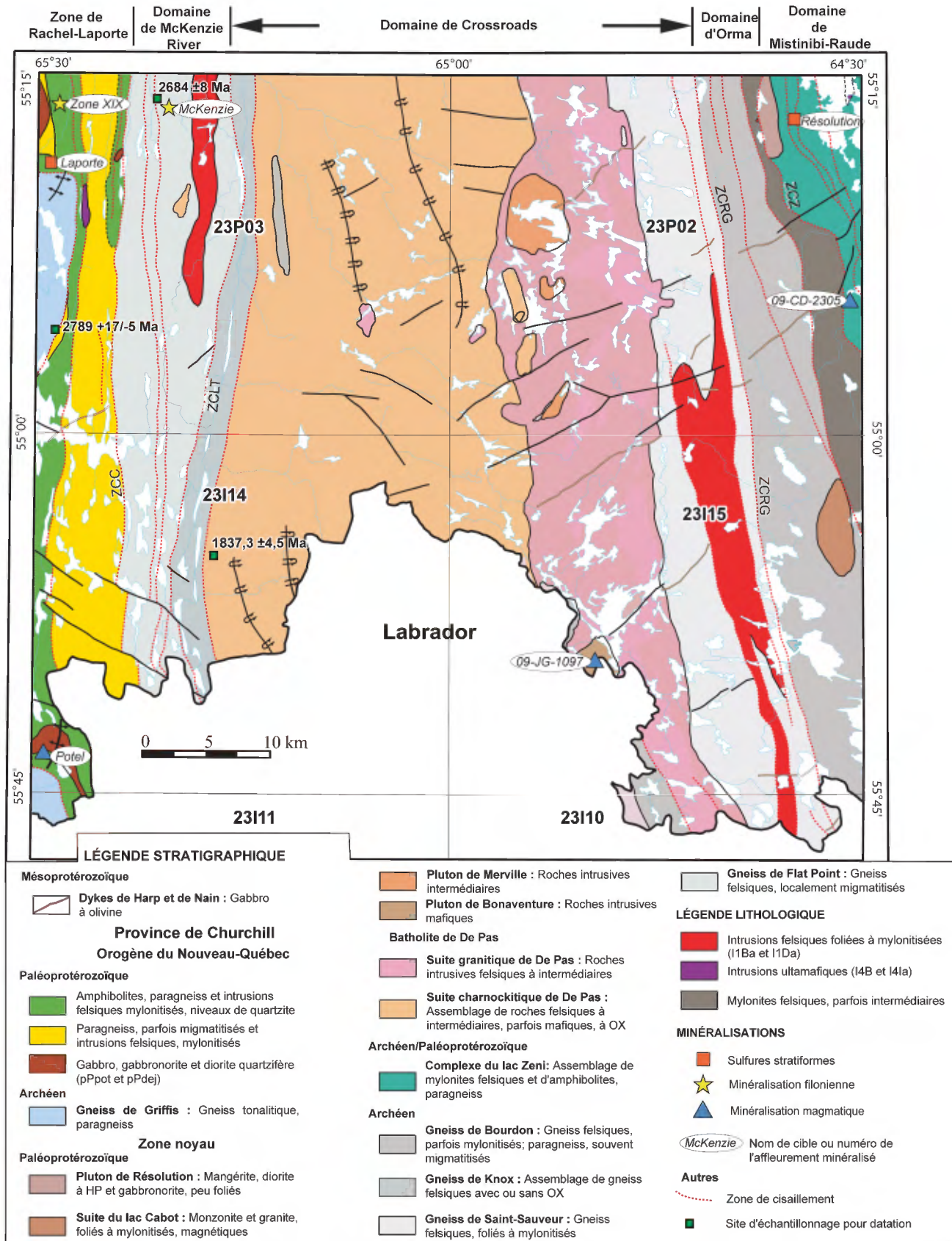


FIGURE 2 - Carte géologique et localisation des principales minéralisations rencontrées dans la région du lac Bonaventure. Abréviations : ZCZ = Zone de cisaillement de Zoni; ZCRG = Zone de cisaillement de la rivière Georges; ZCLT = Zone de cisaillement du lac Tudor; ZCC = Zone de cisaillement de Champdoré.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région étudiée se situe dans la partie sud-est de la Province de Churchill entre les cratons archéens du Supérieur, de Nain et de Makkovik, et est limitée au sud par la Province protérozoïque de Grenville (figure 1). Nos travaux ont touché deux grandes entités géologiques : l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador), à l'ouest et la Zone noyau, à l'est (figure 1). L'Orogène du Nouveau-Québec forme une bande d'une largeur maximum de 160 km par 1100 km de longueur. Il se compose de blocs de socle archéen ayant appartenu à la Province du Supérieur et d'une séquence supracrustale paléoprotérozoïque (2,17 à 1,81 Ga) divisée en trois cycles (Clark et Wares, 2004). La Zone noyau, appelée autrefois « Province de Rae », englobe les roches comprises entre l'Orogène des Torngat, à l'est et l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest (Wardle *et al.*, 2002). Elle est composée principalement de roches archéennes et paléoprotérozoïques métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites (gneiss, migmatites, roches intrusives, paragneiss et amphibolites). L'ensemble est divisé en domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des roches dominantes. Les domaines de McKenzie River, Crossroads, Orma et Mistinibi-Raude sont séparés par de grands couloirs de cisaillement ayant une forte composante de décrochement (figure 2; van der Leeden *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996). Des lambeaux kilométriques de roches paléoprotérozoïques intrusives (granodiorite et gabbro), volcaniques et sédimentaires, métamorphisées aux faciès des schistes verts et des amphibolites, ont été signalés plus au nord de la région étudiée (Girard, 1995).

L'agencement structural de la région résulte de collisions obliques entre les cratons de Nain et du Supérieur et de l'écrasement des blocs archéens et paléoprotérozoïques de la Zone noyau contre les roches de la Fosse du Labrador durant l'orogénèse hudsonienne entre 1860 et 1775 Ma (Stockwell *et al.*, 1982; Wardle *et al.*, 2002 et autres références). Ces collisions ont généré des systèmes de plis et des chevauchements vers l'ouest ainsi que de grands couloirs de cisaillement dextre en bordure de la Fosse du Labrador et de la Zone noyau.

Finalement, des intrusions postorogéniques de compositions variées (anorthosite-gabbro-troctolite, granite, syénite, granite hyperalcalin) et des roches sédimentaires d'âge mésoprotérozoïque sont observées dans la Zone noyau, l'Orogène des Torngat et la Province de Nain (figure 1). Ces roches sont importantes puisqu'elles sont associées aux minéralisations de Ni-Cu-Co de Voisey's Bay et de Zr-Y-Nb-ÉTR de Strange Lake (lac Brisson).

Les principales minéralisations connues sont : les minéralisations ferrifères (principalement à hématite) le long de la marge ouest de la Fosse du Labrador; de Cu-Ni ± Co ± Pd ± Pt dans des filons-couches mafiques-ultramafiques; de Cu ± U ± Au épigénétique liée aux failles, dans la partie médiane

de la fosse; et de Au ± Cu ± Ag dans les roches volcano-sédimentaires métamorphisées de la Zone noyau.

STRATIGRAPHIE

Les divisions lithologiques utilisées précédemment par Danis (1988, 1991) et Taner (1992) dans le cadre du projet Rivière Georges ont été remplacées en 2003, suivant les règles stratigraphiques en usage au MRNF, lors de l'intégration des cartes géologiques dans la base de données du MRNF (SIGÉOM). Nous avons donc utilisé ou modifié ces dernières divisions dans le cadre de ce travail. Les unités stratigraphiques de la région du lac Bonaventure ont ainsi été définies en fonction de leur âge et de leur appartenance aux différents domaines lithotectoniques de la Province de Churchill (figure 2 et carte hors-texte). Toutefois, certains ensembles lithologiques, qui n'ont pu être assignés à une unité stratigraphique en particulier, sont décrits à la section « Unités lithologiques ».

Zone noyau

La Zone noyau est composée de roches métamorphiques d'âge archéen ou paléoprotérozoïque et de roches intrusives paléoprotérozoïques. Elle est divisée en quatre domaines lithotectoniques qui sont, de l'ouest vers l'est : les domaines de McKenzie River, de Crossroads, d'Orma et de Mistinibi-Raude (figure 2). La limite et la définition de ces domaines ont été modifiées des travaux originaux de van der Leeden *et al.* (1990) et de James *et al.* (1996) sur la base de nos travaux de terrain, des nouvelles cartes aéromagnétiques et des datations isotopiques U-Pb.

Domaine de McKenzie River

Le Domaine de McKenzie River a été défini au Labrador et représente un terrane d'orthogneiss archéens (James *et al.*, 1996). Il occupe la partie orientale de la moitié ouest des feuillets SNRC 23P03 et 23I14 (figure 2). Il est séparé de la Zone de Rachel-Laporte par la zone de cisaillement de Champdoré (ZCC) et du Domaine de Crossroads, par la zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT). Ce domaine est moins large que défini précédemment, puisqu'une partie des roches a été réassignée à la Zone de Rachel-Laporte.

Archéen

Gneiss de Flat Point (Afp)

Le nom de *Flat Point gneiss* a été introduit au Labrador par James *et al.* (1996) pour définir un assemblage de gneiss dioritiques à tonalitiques (2776 ± 7 Ma), au faciès des amphibolites. Ce nom est conservé dans ce rapport, étant donné la continuité de ces roches jusque dans notre région. Les gneiss du Flat Point montrent une faible susceptibilité magnétique.

Ils sont constitués de gneiss de composition tonalitique et granitique avec localement des bandes de paragneiss et d'amphibolite. Par endroits, les gneiss sont migmatitisés et peuvent renfermer une proportion de mobilisat granitique pouvant représenter jusqu'à 80 % de la roche. La variation de faciès dans les gneiss est donnée par la composition des rubans felsiques.

Le gneiss tonalitique constitue la lithologie dominante. De couleur gris clair, il montre une teinte rosâtre en surface altérée. Il est caractérisé par un rubanement soutenu de bandes de 1 à 2 cm de quartz-feldspath alternant avec des lamines millimétriques de biotite. Il contient souvent des enclaves d'amphibolite en lentilles centimétriques à décimétriques (photo 1, en annexe). La roche est granoblastique, de granulométrie hétérogène, fine à grossière. Elle renferme un peu de hornblende (variable de 3 à 8 %), très peu d'augite (1 % et moins), et montre une faible altération en séricite, en diopside, en épidote, en chlorite et en hématite. Des traces de sphène, de grenat, d'apatite, et plus rarement, de tourmaline, sont observées en lames minces.

Les gneiss granitiques possèdent essentiellement les mêmes particularités que les gneiss tonalitiques. Ils s'en distinguent toutefois par une proportion plus importante du feldspath potassique.

Les paragneiss forment des niveaux d'épaisseur décimétrique. Ces roches sont en général finement rubanées. Les rubans à feldspath et quartz, de 2 à 5 mm d'épaisseur, alternent avec des rubans sombres, essentiellement à biotite, et contenant parfois un peu de hornblende et de muscovite. Sur certains affleurements, du mobilisat granitique est observé sous forme de rubans centimétriques, irréguliers et boudinés, et constitue jusqu'à 30 % de la roche.

Les amphibolites se présentent généralement en affleurements isolés à l'intérieur des gneiss. On les retrouve également sous forme de bandes centimétriques à décimétriques ou d'enclaves irrégulières. L'amphibolite est de couleur vert sombre, massive, granoblastique, équigranulaire et à grain fin. Elle contient de l'amphibole (60 % et plus), du plagioclase, parfois du quartz (maximum de 10 %), un peu de clinopyroxène altéré en ouralite, de la biotite, de l'épidote et des minéraux opaques.

Des mylonites et des ultramylonites, de composition granitique et tonalitique, sont notées dans l'unité et associées aux cisaillements N-S. Ces roches sont à grain moyen à fin et possèdent une foliation marquée par l'élongation du quartz qui forme des lentilles et des rubans de 2 à 3 cm d'épaisseur. Finalement, l'unité contient aussi des injections tardives, généralement filoniennes de tonalite ou de granite, massifs, non déformés.

Un échantillon de gneiss granitique a été prélevé pour datation dans la partie nord du feuillet 23P03. Les zircons plus anciens ont donné un âge de 2684 ± 8 Ma interprété comme l'âge du protolite, tandis que les zircons plus jeunes ont donné un âge de 1805,3 +1.9/-1,4 Ma, probablement associé à l'épisode de migmatitisation survenue durant l'orogénèse hudsonienne (David et Dion, 2010).

Domaine de Crossroads

Le Domaine de Crossroads est bordé, à l'ouest, par la zone de cisaillement du lac Tudor et à l'est, par celle de la rivière Georges (figure 2). Il comprend les roches paléoprotérozoïques du Batholite de De Pas et deux unités encaissantes de gneiss d'âge archéen (James *et al.*, 1996). Ces deux ensembles de gneiss, distincts par leur minéralogie, ont été reconnus par Danis (1988 et 1991) : les gneiss à biotite et muscovite, à l'est du Batholite de De Pas, et les gneiss à hornblende et hypersthène ± biotite, à l'ouest. Nous avons introduit dans ce rapport les noms « Gneiss de Saint-Sauveur » pour les gneiss situés à l'est et « Gneiss de Knox », pour ceux à l'ouest. Nos travaux ont également permis de définir deux nouvelles unités intrusives tardives paléoprotérozoïques de composition intermédiaire à mafique : le Pluton de Merville et le Pluton de Bonaventure.

Archéen

Gneiss de Saint-Sauveur (Agss)

Le Gneiss de Saint-Sauveur marque la limite orientale du Domaine de Crossroads (figure 2 et carte hors-texte). Cette unité forme une bande d'environ 7 km de largeur et se compose de gneiss de composition variant de tonalitique à granitique, selon la composition des rubans felsiques dans la roche. Ces deux compositions sont dominantes, mais une variété granodioritique est parfois rencontrée et mylonitisée par endroits. Ces gneiss renferment fréquemment des enclaves d'amphibolite à grain fin, de forme irrégulière et lenticulaire, subarrondies ou en boudins (photo 2, en annexe). Localement, des paragneiss à biotite migmatitisés ont été cartographiés.

Le gneiss est à rubanement mal défini et irrégulier. En surface altérée, une teinte rosâtre est donnée par une faible hématitisation et par les feldspaths potassiques. Les rubans felsiques sont de couleur blanc grisâtre à beige, hétérogranulaires et se composent de quartz et de feldspaths montrant une microtexture granoblastique. Ils possèdent des épaisseurs variant de quelques millimètres à 20 cm et alternent avec de fines lamines sombres (1 à 2 mm) constituées principalement de biotite, et en quantité mineure, de muscovite et de hornblende. On remarque un phénomène de migmatitisation dans le gneiss qui se manifeste par des apophyses centimétriques de matériel quartzofeldspathique qui recoupent le rubanement gneissique. Le gneiss contient accessoirement de l'épidote, de l'apatite, du sphène, de la séricite et de la chlorite.

Des injections tardives de granite et de tonalite sous forme d'amas de 5 à 30 cm recoupent les gneiss. Ces roches sont foliées, homogènes, à grain moyen, et contiennent de la biotite et peu de hornblende.

Les paragneiss à biotite forment des niveaux de faible étendue, visibles sur des épaisseurs métriques. Ces roches sont foliées mais ne montrent pas de rubanement. Elles

renferment de 10 à 30 % de mobilisat blanchâtre de composition granitique.

Gneiss de Knox (Agkx)

Cette unité forme une bande d'orientation N-S de 1 à 2,5 km de largeur et constitue la partie ouest du Domaine de Crossroads (figure 2). Elle affleure peu mais montre une susceptibilité magnétique plus élevée que les roches avoisinantes ce qui permet d'interpréter ses limites.

Le Gneiss de Knox est constitué d'un assemblage de gneiss granulitiques de composition granodioritique (opdalite) et tonalitique (enderbite), et de gneiss de composition granodioritique à granitique et localement, monzodioritique quartzifère.

Les gneiss au faciès granulitique occupent surtout la partie orientale de l'unité. Ces roches, à grain moyen à fin et d'aspect rubané, montrent une alternance de bandes étroites, claires et sombres (photo 3, en annexe). Les bandes sombres contiennent de la biotite et peu de hornblende et de clinopyroxène. L'hypersthène est parfois présent et peut constituer de 10 à 15 % de la roche, sous forme de porphyroblastes atteignant 5 cm. Ces mégacristsaux sont moulés par de la biotite et de la hornblende plus fines ce qui confère à la roche une texture ocellée. On observe localement de la magnétite en grains disséminés ainsi que du sphène. L'hématite, qui donne une teinte rosâtre à ces roches, n'est visible que dans de minces fractures superficielles et ne constitue qu'un produit d'altération. Les gneiss contiennent quelquefois des rubans et des enclaves centimétriques d'amphibolite vert foncé, à grain fin. Mentionnons également que les gneiss sont, par endroits, affectés par une légère migmatitisation.

Les gneiss de composition granodioritique à granitique et monzodioritique quartzifère montrent les mêmes compositions minérales et structures que ceux du faciès granulitique décrits ci-haut, à la différence qu'ils sont dépourvus ou renferment très peu d'orthopyroxène.

Paléoprotérozoïque

Batholite de De Pas

Le Batholite de De Pas est une immense intrusion orientée N-S, de près de 500 km de longueur. Il est interprété comme représentant un environnement d'arc magmatique subductionnel (Martelain *et al.*, 1998) et les datations indiquent des âges variant entre 1840 et 1810 Ma (Krogh, 1986; James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000).

Le Batholite de De Pas est divisé en deux unités, selon la présence de l'orthopyroxène : la Suite charnockitique de De Pas et la Suite granitique de De Pas.

Suite charnockitique de De Pas (pPcde)

La Suite charnockitique de De Pas constitue les deux tiers ouest du Batholite de De Pas. Les unités informelles

pPcde2, 3 et 4 établies lors de la dernière compilation géologique en 2003, n'ont pas été retenues et sont remplacées dans ce rapport par les unités pPcde5, 6, 6a et 7. Toutefois, les unités définies en 2003 ont été conservées dans la base de données pour les cartes géologiques situées en dehors de la région cartographiée. Des travaux subséquents permettront éventuellement d'harmoniser l'ensemble de ces cartes. Mentionnons que la Suite charnockitique de De Pas est caractérisée par une forte hétérogénéité lithologique, souvent à l'échelle même de l'affleurement. Elle a donc été subdivisée en fonction de la prédominance de certaines lithologies. Aussi, on constate que les faciès porphyriques dominent la partie orientale de cette unité, tandis que les faciès aphyriques dominent sa partie occidentale.

Les roches de la Suite charnockitique de De Pas sont généralement peu ou non foliées. Toutefois, le degré de déformation s'accroît vers la bordure ouest, où ces roches deviennent fortement foliées et acquièrent un aspect gneissique à proximité du contact avec le Gneiss de Knox.

L'unité pPcde5 est constituée principalement de roches de composition felsique. Il s'agit surtout d'opdalite et d'enderbite associées à une faible proportion de charnockite. On y retrouve aussi des niveaux de mangérite, de jotunite et de diorite à hypersthène. Les lithologies felsiques sont de couleur brun cassonade et parfois porphyriques en phénocristsaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm. On y observe toujours, mais en quantités variables, de la biotite, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et une amphibole verte. L'altération de ces roches se manifeste par un développement de la séricite à partir des feldspaths, et de l'épidote et de l'amphibole à partir de l'orthopyroxène. Le sphène, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques (notamment la magnétite) sont généralement présents comme minéraux accessoires. L'analyse géochronologique d'un échantillon d'enderbite a donné un âge de 1837,3 ± 4,5 Ma (figure 2; David et Dion, 2010).

L'unité pPcde6 est la plus répandue. Elle est constituée principalement de roches de composition intermédiaire comprenant : des diorites à hypersthène, des jotunites et des mangérites. On y trouve aussi, en faible proportion, des roches felsiques à orthopyroxène identiques à celles de l'unité pPcde5. Les roches intermédiaires de l'unité pPcde6 sont à grain moyen, parfois grossier et la mangérite est localement porphyrique à phénocristsaux de feldspath potassique de 3 à 4 cm, mais pouvant atteindre exceptionnellement 10 cm. Les minéraux felsiques sont xénomorphes, parfois hypidiomorphes, et la texture myrmékitique est courante. Du grenat a été observé localement dans la diorite à hypersthène. L'altération se manifeste par le développement de damourite à partir du plagioclase, d'ouralite et d'épidote à partir des pyroxènes.

Localement, des enclaves de paragneiss de teinte claire verdâtre ont été observées. Le paragneiss se compose de quartz, de plagioclase, de biotite, de clinopyroxène et de grenat en amas granoblastiques. L'étude au microscope montre aussi la présence de corindon et d'hercynite (photo 11, en annexe).

L'unité pPcde6a se distingue de l'unité précédente par une concentration plus élevée de magnétite (photo 6, en annexe). Cette particularité lui confère une très forte susceptibilité magnétique, ce qui permet de la circonscrire à l'aide des cartes aéromagnétiques.

L'unité pPcde7 est observée près de la limite nord de la région (carte hors-texte) où elle forme deux masses relativement restreintes de 200 à 400 m de dimension. Elle se compose principalement de gabbronorite et produit de fortes anomalies magnétiques positives. Martelain (1989) signale également la présence de norite et de leuconorite dans cette partie du Batholite de De Pas. Le gabbronorite est à grain moyen, de couleur brun sombre à verdâtre foncé et est composé de plagioclase, d'augite, de biotite, d'hypersthène et d'un peu de hornblende. La magnétite est toujours présente, en quantités variables. La roche est quelquefois légèrement amphibolitisée, l'amphibole de développant aux dépens des pyroxènes. La séricite et l'épidote sont observées par endroits.

L'unité pPcde (non divisée) couvre un vaste secteur dans la partie centrale de la région. Elle se compose de lithologies variées identiques à celles des autres unités de la suite charnockitique mais sans qu'il soit possible d'établir de prédominance. On y trouve aussi parfois des enclaves de paragneiss et d'orthogneiss, ainsi que des rubans et amas décimétriques irréguliers d'amphibolite.

Suite granitique de De Pas (pPdep)

La Suite granitique de De Pas a été définie par Danis (1991) et divisée en unités informelles selon la lithologie dominante de chacune. Parmi ces unités, les unités pPdep3, pPdep4 et pPdep5 ont été identifiées et une nouvelle unité pPdep7 est définie.

L'unité pPdep3 est de faible étendue et nous avons utilisé les travaux de Danis (1991) pour sa mise en carte (carte hors-texte). Cet auteur décrit l'unité comme étant constituée de diorite et de tonalite à biotite à texture homogène et peu foliées. La tonalite est équigranulaire et à grain moyen. Elle contient de la biotite rouge, de la hornblende verte, du zircon et de l'apatite, ainsi que de la muscovite et de la chlorite qui remplacent occasionnellement la biotite. Danis (1991) signale également la présence d'un faciès bréchiqque dans cette unité.

L'unité pPdep4 constitue plus de 90 % de la Suite granitique de De Pas et forme une bande large d'environ 10 km (carte hors-texte). Elle est composée surtout de granodiorite, mais aussi de granite et de tonalite. Ces roches sont porphyriques à phénocristaux de feldspath potassique de 2 à 3 cm de longueur, mais pouvant atteindre 10 cm par endroits. Ces phénocristaux, toujours idiomorphes, constituent de 5 à 10 % des granites et granodiorites et peuvent atteindre par endroits 20 % (photo 7, en annexe).

L'étude pétrographique montre que toutes ces roches contiennent de la biotite (5 à 6 %), de la hornblende (1 à 7 %), et parfois du clinopyroxène (< 1 %). Les roches sont

légèrement altérées en séricite (plagioclase), chlorite et épidote (biotite et hornblende). Elles contiennent accessoirement de l'apatite, du sphène, du zircon, et parfois de la magnétite. Les minéraux clairs sont xénomorphes et montrent des textures d'intercroissance. On y a aussi observé aussi des myrmékites, des micropertithes et des textures granophyriques et micrographiques.

L'unité pPdep4 est recoupée par des intrusions tardives, métriques à décamétriques, de diorite et de monzodiorite. Elle contient également des enclaves constituées de mangerite et de diorite à hypersthène semblables à ces mêmes lithologies rencontrées dans la suite charnockitique. On y trouve aussi, en quantité mineure, des amas et des rubans d'amphibolite à grain fin à moyen, d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

L'unité pPdep5 affleure sous la forme des masses relativement restreintes, plus ou moins allongées ou de forme irrégulière (carte hors-texte). Elle se compose de granite et de granodiorite massifs, à grain moyen à fin et contenant de la biotite, de la hornblende et de la magnétite. Localement, on y rencontre des niveaux de monzonite homogène à grain moyen.

L'unité pPdep7 forme une bande atteignant 3 km d'épaisseur à proximité de la bordure est du Batholite de De Pas, dans la partie sud-est de la région (carte hors-texte). Elle se compose d'un assemblage de monzonite, de monzonite quartzifère, de granite et de granodiorite caractérisés par une texture porphyrique tout comme les roches de l'unité pPdep4. Elle s'en distingue toutefois par une nette prédominance des lithologies de composition intermédiaire, mais également par une plus forte susceptibilité magnétique. L'examen en lames minces d'une monzonite quartzifère montre que les minéraux felsiques sont hypidiomorphes et que la roche contient de la hornblende (7 à 8 %), de la biotite (5 %), un peu de clinopyroxène et de la muscovite (environ 1 %). De la séricite se développe à partir du plagioclase et quelques petits agrégats d'épidote ont été aperçus. On trouve aussi de la magnétite (2 à 3 %), du sphène (1 %) et de l'apatite en fines inclusions subcirculaires.

Pluton de Bonaventure (nouvelle unité, pPbon)

Cette unité, définie par nos travaux, représente une intrusion tardive non déformée, de composition mafique, située près de la frontière avec le Labrador, au sud du lac Bonaventure (figure 2, carte hors-texte). Le pluton recoupe les unités du Batholite de De Pas et se compose principalement de gabbronorite, localement quartzifère, et d'un peu de diorite, de gabbro et de gabbro quartzifère. Ces roches sont massives, généralement équigranulaires, à grain moyen ou localement, grossier. Elles sont souvent injectées de niveaux centimétriques de diorite ou de granite, à grain plus fin. Quelques rares bandes de 4 à 30 cm de pyroxénite à grain fin, très magnétique s'intercalent dans le gabbronorite et le gabbro. Le gabbronorite est composé de plagioclase, d'augite et d'hypersthène, subidiomorphes, et d'un peu de

hornblende, de biotite et d'apatite. Il contient également de la magnétite, de la pyrite et de la pyrrhotite, en quantités variables. Le sphène et l'épidote sont rares et se présentent en fines inclusions dans le plagioclase.

Pluton de Merville (nouvelle unité, pPmer)

Cette nouvelle unité a été définie par nos travaux. Elle se présente sous forme de trois masses intrusives distinctes qui s'injectent dans les roches de la Suite granitique de De Pas (figure 2 et carte hors-texte). La masse principale se situe dans le secteur du lac Merville. Elle possède une forme circulaire d'environ 5 km de diamètre et montre une signature magnétique élevée.

Le Pluton de Merville est composé principalement de diorite et dans une moindre proportion, de diorite à hypersthène, de monzonite et de mangérite. Ces roches sont massives, non foliées, à grain moyen, de couleur grisâtre à gris verdâtre moyen en cassure fraîche. L'étude microscopique de la diorite montre une roche riche en plagioclase, avec un peu de quartz (< 5 %) parfois sous la forme de myrmékite, de microcline (5 %), de biotite (10 %) et de hornblende (10 %). La magnétite est présente (1 à 3 %), ainsi que le sphène (< 1 %). Le plagioclase est légèrement altéré en séricite et un début d'altération est perceptible sur la biotite et la hornblende. Localement, des intrusions métriques de granite rose, à grain moyen à grossier et contenant de la magnétite et des plaquages d'épidote, sont injectés dans la diorite et la diorite à hypersthène.

Domaine d'Orma

Le Domaine d'Orma a été défini au Labrador par Nunn et Noel (1982) et Nunn *et al.* (1990) comme étant un ensemble de roches supracrustales archéennes, au faciès des amphibolites, injecté d'orthogneiss tonalitique et de dykes tonalitiques tardifs. Ces gneiss et dykes tonalitiques ont des âges variant entre 2682 et 2675 Ma (Nunn *et al.*, 1990). Toujours au Labrador, près de la frontière avec le Québec, au sud-est de la région du lac Bonaventure, James *et al.* (2003) ont daté d'autres intrusions felsiques (2628 à 2581 Ma) injectées dans les gneiss tonalitiques, confirmant ainsi l'âge archéen de ces gneiss. Dans notre région, deux unités ont été définies dans le Domaine d'Orma : les gneiss archéens du Gneiss de Bourdon et une seconde unité de granitoïdes d'âge paléoproterozoïque nommée Suite du lac Cabot.

Archéen

Gneiss de Bourdon (nouvelle unité, Abod)

Cette nouvelle unité forme une bande 5 à 10 km de largeur dans la partie ouest de la région (figure 2, carte hors-texte). Cette bande est limitée à l'ouest par la zone de cisaillement de la rivière George et à l'est, par une unité de mylonites tonalitiques à granitiques.

Le Gneiss de Bourdon est composé principalement de gneiss granitiques à tonalitiques, localement mylonitisés, et de paragneiss souvent migmatitisés.

Les gneiss montrent un rubanement net et régulier, parfois droit. Les rubans felsiques sont de couleur beige à rosâtre et d'épaisseur centimétrique pouvant atteindre parfois 15 cm. Ils alternent avec des rubans millimétriques de couleur gris sombre. Des niveaux sombres plus épais (jusqu'à 10 cm) intercalés régulièrement dans la séquence donnent un aspect de rubanement grossier à l'ensemble. Les rubans clairs sont à grain moyen, parfois à grain fin et contiennent peu de biotite. Ils sont de composition granitique ou tonalitique. Certains rubans granitiques, à granulométrie plus grossière, pourraient représenter du mobilisat. Les minéraux felsiques sont xénomorphes, avec localement des porphyroblastes de feldspath potassique. Dans les rubans mafiques, la granulométrie est fine et la biotite est le minéral dominant. La muscovite, la hornblende et le clinopyroxène sont également présents en quantité mineure (<5 %). L'altération en séricite et en épidote est faible. Le sphène et des minéraux opaques sont visibles en petite quantité, alors que le rutile est plus rare.

Du matériel quartzofeldspathique de granulométrie moyenne, sous forme de bandes centimétriques diffuses et irrégulières, recoupe le rubanement gneissique. Ce matériel serait issu d'une migmatitisation des roches (mobilisat).

Les gneiss sont fortement déformés et plissés; les plis pygmatiques y sont courants (photo 4, en annexe). Ils présentent des signatures géophysiques et géochimiques semblables à celles du Gneiss de Saint-Sauveur.

Les paragneiss observés dans le Gneiss de Bourdon sont abondants dans la partie nord de la région tandis que leur proportion diminue vers le sud. Leur relation avec les orthogneiss n'a été que rarement observée. Ils semblent former des horizons ou des lentilles dont les épaisseurs visibles sur les affleurements atteignent le décimètre. Le paragneiss est à grain fin à moyen, à rubanement fin avec alternance de lamines claires et sombres, d'épaisseur millimétrique de 1 à 2 mm. Il possède en surface une couleur rouille et présente parfois un aspect schisteux. Il renferme entre 20 et 30 % de mobilisat blanchâtre de composition quartzofeldspathique et contenant un peu de biotite. Il se présente généralement en rubans ou amas irréguliers et boudinés de 0,5 à 5 cm d'épaisseur.

Le paragneiss est composé de quartz, de plagioclase faiblement altéré en séricite, de biotite (jusqu'à 30 %) et, par endroits, de muscovite (3 à 5 %, maximum 10 %) ou de hornblende. Le quartz et le plagioclase sont xénomorphes et les micas sont lamellaires. Le grenat, en inclusions poecilites dans le quartz, l'épidote, l'apatite et le sphène sont présents en quantité accessoire. De la cordiérite, parfois altérée en pennine et de la sillimanite ont été observées en lame mince.

Le Gneiss de Bourdon renferme localement des intrusions de composition felsique et intermédiaire, très déformées à mylonitisées. Des amphibolites issues de gabbro, des roches ultramafiques serpentinisées et de petites intrusions felsiques

non déformés ont également été cartographiées. Ces roches non déformées sont souvent hétérogranulaires et présentent une texture granoblastique.

Au Labrador, une datation U-Pb d'un gneiss tonalitique du domaine d'Orma, considéré équivalent au Gneiss de Bourdon, a donné un âge de mise en place de 2678 ± 10 Ma (Nunn *et al.*, 1990).

Paléoprotérozoïque

Suite du lac Cabot (pPcab)

Cette unité a été définie sous le nom de « Intrusions du lac Cabot et du lac Résolution » par Taner (1992) pour décrire deux intrusions foliées et mylonitisées dont la composition varie de monzodiorite quartzifère à granite. L'une de ces intrusions, la plus volumineuse, est située dans le coin nord-est du feuillet 23115 (figure 2). Danis (1991) étend cette intrusion jusque dans le coin sud-est du feuillet 23P02 en utilisant le terme « Granite du lac Cabot ». Nos travaux de l'été 2009 (présent rapport) et 2010 (en préparation) ont permis d'assigner plusieurs autres intrusions à cette unité, sur la base sur leurs ressemblances pétrographiques, texturales, géochimiques et géophysiques. Conséquemment, nous élevons l'unité au niveau de suite et lui attribuons le nom de « Suite du lac Cabot ». Dans notre région, cette suite est représentée par une seule intrusion correspondant à l'intrusion la plus volumineuse reconnue par Taner (1992) et dont les contacts ont été redéfinis (carte hors-texte).

La Suite de lac Cabot est composée de monzonite et de granite très magnétiques, foliés à mylonitisés, qui s'injectent dans le Gneiss de Bourdon. Ces roches sont de couleur gris rosâtre en cassure fraîche et rose claire en surface altérée. Leur granulométrie varie de grossière à fine et une réduction importante de la granulométrie est visible par endroits, associée à la mylonitisation. La texture blastoporphyrrique est commune, avec des blastophénocristaux déformés de feldspath potassique qui donnent une texture ocellée par endroits. Ces roches contiennent de la biotite, un peu de hornblende et de la magnétite. Le sphène (2 à 3 %) a été observé et l'épidote se développe en association avec la hornblende. Taner (1992) mentionne la présence de minéraux tardifs d'altération comme la chlorite, le carbonate et la préhnite.

Domaine de Mistinibi-Raude

Le Domaine de Mistinibi-Raude occupe un secteur relativement restreint dans la partie nord-est de la région (figure 2). Il est séparé du Domaine d'Orma par la zone de cisaillement de Zeni qui forme un couloir mylonitique d'épaisseur kilométrique. Ce domaine se compose de différents ensembles volcano-sédimentaires et de paragneiss migmatitisés variant du faciès des schistes verts à celui des granulites (van der Leeden *et al.*, 1990). Ces roches d'âge archéen/paléoprotérozoïque sont assignées au Complexe du

lac Zeni et une nouvelle unité paléoprotérozoïque nommée « Pluton de Résolution » est introduite afin de décrire une intrusion constituée de roches à orthopyroxène fortement magnétiques.

Archéen/Paléoprotérozoïque

Complexe du lac Zeni (ApPzen)

Le terme « Complexe volcano-sédimentaire du lac Zeni » a été introduit par Taner (1987) pour décrire une séquence de roches supracrustales localisée dans la Province de Churchill, près de la frontière du Labrador. Cette unité a été poursuivie vers l'ouest et le nord par Taner (1992) et Danis (1991) qui ont divisé le complexe en quatre unités : 1) metabasaltes et métagabbros à clinopyroxène; 2) métatufs mafiques à intermédiaires; 3) métatufs felsiques à biotite; et 4) gneiss à hornblende-biotite et amphibolites à grenat. Les nouveaux travaux entrepris dans cette région en 2009 (présent rapport) et 2010 (Hammouche *et al.*, en préparation) ont permis de constater que les niveaux de métatufs correspondent plutôt à des horizons mylonitiques de roches intrusives de composition intermédiaire à felsique. Ce constat a déjà été mentionné par Clark *et al.* (2008) dans le feuillet 23116, à l'est du terrain à l'étude. Ces travaux ont également permis d'identifier une nouvelle unité de paragneiss et de formation de fer. La présence de roches intrusives et d'orthogneiss à l'intérieur du complexe nous amène à modifier son nom pour celui de « Complexe du lac Zeni ». Le complexe a été redéfini et comprend maintenant trois unités : 1) une unité d'amphibolite (ApPzen1); 2) une unité de mylonite, d'amphibolite et de gneiss (ApPzen2); et 3) une unité de paragneiss, d'amphibolite et de formation de fer (ApPzen3). Une datation réalisée sur une mylonite tonalitique de l'unité ApPzen2, prélevée par Clark *et al.* (2008), a donné un âge de cristallisation de 2480 ± 11 Ma (David *et al.*, 2009) ce qui situe le complexe à la limite entre l'Archéen et le Paléoprotérozoïque.

L'unité ApPzen1 est dominante et forme une bande d'une largeur moyenne de 5 km aux environs du lac Résolution (carte hors-texte). Elle est limitée, à l'est et à l'ouest, par des zones de cisaillement à mouvement probable dextre. Cette unité est composée principalement d'amphibolites dérivées de roches intrusives mafiques et intermédiaires et de volcanites mafiques. Elle compte aussi des mylonites de composition felsique, comparables à celles décrites plus bas dans l'unité ApPzen2, et sans doute associées à des zones de cisaillement.

Les amphibolites sont de couleur vert sombre, généralement à grain fin, parfois très fin, et toujours foliées. L'étude microscopique montre que ces roches sont équi-granulaires, aphyriques, et essentiellement composées d'amphiboles (55 à 80 %, en moyenne 65 %) et de plagioclase (10 à 35 %). Le clinopyroxène, le quartz (< 5 %), et parfois la biotite et l'hypersthène, sont observés. Le grenat, souvent visible en amas sphériques, occupe de 2 à 3 % de la roche et excep-

tionnellement jusqu'à 20 %. Le sphène et l'apatite en petites inclusions sont aussi présents de manière sporadique. On note par endroits une altération en séricite et en épidote. Les amphiboles sont étirées et alignées suivant la foliation et du quartz tardif vient parfois s'injecter en filonnets sub-millimétriques dans les plans de foliation.

Des niveaux stratiformes de gabbro métamorphisé atteignant 10 m sont par endroits présents dans les amphibolites. Ils contiennent des lits centimétriques riches en magnétite et ilménite, à teneurs élevées en Fe, Ti et V. Ces niveaux sont décrits en détail dans le chapitre « Géologie économique ».

L'unité ApPzen2 est reconnue dans le coin nord-est de la région et couvre presque toute la surface du lac Résolution (carte hors-texte). De composition hétérogène, elle est constituée principalement de mylonites tonalitiques à granitiques, et plus rarement monzodioritiques. Ces roches sont hétérogranulaires, à grain fin à moyen, et contiennent de la biotite (5 à 10 %), parfois du grenat (jusqu'à 5 %) et de la magnétite. Ces mylonites felsiques alternent par endroits avec des niveaux métriques à décimétriques d'amphibolites foliées, dérivées de roches intrusives et de volcanites mafiques. Localement, on rencontre des gneiss de composition tonalitique à granitique. Aussi, quelques affleurements montrent la présence de gabbro, de gabbro quartzifère, de gabbronorite et de diorite, généralement massifs et correspondants probablement à des intrusions tardives.

L'unité ApPzen3 est une nouvelle unité informelle introduite dans ce rapport pour désigner une étroite bande de paragneiss comprenant des niveaux d'amphibolites et des niveaux à sulfures. L'unité est localisée dans le coin nord-est de la région, à 3 km à l'ouest du lac Résolution (carte hors-texte).

Le paragneiss est de couleur gris clair à moyen. Il est fortement folié mais ne présente pas de rubanement net, même si les minéraux clairs semblent grossièrement alignés suivant la foliation. Il est à grain fin, homogène et composé de quartz (75 à 80 %), de plagioclase (5 à 10 %) et d'orthopyroxène. Il contient un peu de biotite, de muscovite, d'amphibole et parfois du clinopyroxène, ainsi que du grenat et du spinelle. Le grenat est porphyroblastique et se présente parfois en amas globulaires fracturés ou coronitiques entourant le plagioclase. Le spinelle, en petite quantité, a été observé sous forme de bordure coronitique, associée à une bordure intérieure de quartz, autour des autres minéraux. De l'épidote ferrifère, de la séricite et plus rarement du carbonate sont présents comme minéraux d'altération.

Des niveaux décimétriques d'amphibolite contenant de l'augite et du grenat sont intercalés dans le paragneiss. Leur contact avec le paragneiss est marqué par des lits centimétriques de chert blanchâtre.

Les niveaux à sulfures, oxydés en surface (photo 5, en annexe), affleurent sur deux collines alignées selon une orientation NNW et font partie de la séquence de paragneiss. Ils se présentent en bandes décimétriques à l'intérieur d'une zone possédant une épaisseur totale de 50 à 60 m. La zone a été suivie sur au moins 700 m de longueur et semble se

prolonger vers le sud. Ces niveaux à sulfures sont parfois découpés en échelons par des failles de décrochement senestre de direction NE injectées par des filons tardifs de pegmatites de 10 à 12 cm d'épaisseur. Mentionnons que les niveaux de sulfures sont décrits en détail dans le chapitre « Géologie économique ».

Paléoprotérozoïque

Pluton de Résolution (nouvelle unité, pPrso)

Cette nouvelle unité est introduite afin de décrire une intrusion située dans le coin nord-est de la région, à l'ouest du lac Résolution (figure 2, carte hors-texte). Le Pluton de Résolution s'étend sur 6 km par 1,5 km de largeur. Il se distingue des unités avoisinantes par sa forte signature magnétique. L'intrusion est composée d'un assemblage hétérogène de roches à orthopyroxène constituées principalement de mangérite, de diorite à hypersthène et de gabbronorite, et plus rarement de charnockite et d'opdalite. Il est difficile d'évaluer avec certitude les proportions des différents faciès dans le pluton et très peu de contacts ont été observés. Toutes ces roches sont massives, à grain fin et moyen, peu déformées et peu ou non altérées. Elles contiennent communément, en plus de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la hornblende et peu de biotite. Le grenat est omniprésent (3 à 4 %, jusqu'à 20 % dans un gabbronorite) et forme souvent une texture coronitique, visible à l'œil nu, autour des pyroxènes, du plagioclase et de l'amphibole. Dans le gabbronorite, le grenat est aussi présent sous forme de poeciloblastes atteignant 1 cm de diamètre. La charnockite présente des cristaux de feldspath potassique idiomorphes, non déformés, et montrant parfois une microtexture perthitique. Ces cristaux sont orientés selon une direction plus ou moins N-S interprétée comme représentant une foliation magmatique primaire.

Les contacts entre le gabbronorite et la charnockite sont parfois lobés à l'échelle métrique et des xénocristaux de feldspath potassique flottent dans le gabbronorite, suggérant un phénomène de mélange de magmas. L'allongement des masses de gabbronorite est parallèle à la structure régionale et à la foliation magmatique dans la charnockite qui est soulignée par l'orientation des cristaux de feldspath potassique.

Localement, des dykes et des intrusions de formes irrégulières, métriques à décimétriques, de diorite et de gabbro massifs à grain fin, se sont injectés dans les roches à orthopyroxène.

Orogène du Nouveau-Québec

L'Orogène du Nouveau-Québec se divise en nombreuses zones tectonostratigraphiques dans lesquelles se trouvent des blocs de socle archéen, des séquences volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques ainsi que des intrusions mafiques et ultramafiques paléoprotérozoïques. Cet orogène est séparé de la Zone noyau par la Faille du lac Keato (Wardle *et al.*,

1990), correspondant dans notre région à la zone de cisaillement de Champdoré (figure 2). La région de Bonaventure est représentée par la portion la plus orientale, de la Zone tectonostratigraphique de Rachel-Laporte (Wardle *et al.*, 2002). Cette zone se divise en plusieurs unités volcano-sédimentaires informelles, d'âge paléoprotérozoïque (pPLAP) et comprend également une unité de paragneiss (Formation de Deborah), des intrusions mafiques paléoprotérozoïques tardives (Gabbro de De Jeu et Gabbro de Potel) ainsi des gneiss archéens (Gneiss de Griffis). La synthèse géologique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec est présentée dans Clark et Wares (2004).

Archéen

Gneiss de Griffis (nouvelle unité, Agrf)

Le terme « Gneiss de Griffis » (Agrf) est proposé, ici, pour désigner un assemblage de gneiss archéens rencontré à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte. Cette unité correspondrait à « l'unité 1 » de Donaldson (1966) constituée de gneiss, de migmatites et de schiste, et aux « unités 5b et 6 » de Farhig (1964) constituées respectivement d'orthogneiss à hornblende et à biotite. Ces unités informelles appartiennent à un bloc de socle archéen orienté N-S, de 8 km de largeur par 120 km de longueur, reconnu à l'ouest immédiat de notre région. Dans la région du lac Bonaventure, ce bloc archéen affleure peu et est composé de gneiss tonalitique et de paragneiss.

Le gneiss tonalitique est beige, à texture granoblastique, équigranulaire, à grain moyen et montrant un rubanement millimétrique riche en biotite. Il contient un peu de feldspath potassique (2 à 3 %), de la biotite (5 % et plus), et parfois de l'amphibole, du clinopyroxène, de la magnétite et de la muscovite. L'épidote et des inclusions d'apatite et de sphène sont présentes en quantité mineure. De l'hercynite a également été observée en lames minces. Finalement, des niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolite, vert foncé, à grain fin ou moyen, sont intercalés dans le gneiss. Un échantillon de gneiss recueilli pour datation (figure 2 et photo de la figure 3) a donné un âge de $2789 \pm 17/-5$ Ma (David et Dion, 2010).

Le paragneiss présente un délitement en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, suivant des plans parallèles à la foliation. Il possède une granulométrie fine et se compose de quartz, de plagioclase (20 à 25 %), de biotite (7 à 8 %), ainsi qu'un peu de magnétite et de grenat.

Paléoprotérozoïque

Zone de Rachel-Laporte (pPLAP)

Fahrig (1951) avait regroupé sous le nom de « Complexe de Laporte » un ensemble de roches métamorphiques qu'il a cartographié dans le feuillet 23P04. Plus tard, Girard (1995) a introduit le terme « Groupe de Laporte » pour le même

ensemble de roches, en y incluant la Formation de Deborah et le Gabbro de De Jeu décrits plus loin. Enfin, Wardle *et al.* (2002) ont utilisé le terme « Zone de Rachel-Laporte » pour désigner le domaine tectonostratigraphique présent dans la partie orientale de l'Orogène du Nouveau-Québec

Des unités informelles (pPLAP1 à pPLAP14) ont été introduites lors d'une compilation géologique en 2003, en remplacement des unités de Fahrig (1964) et de Danis (1991). Dans les limites du terrain cartographié en 2009, seules deux de ces unités (pPLAP1 et pPLAP5) ont été reconnues et nous avons introduit deux nouvelles unités (pPLAP15 et pPLAP16).

L'unité pPLAP1

L'unité pPLAP1 forme une mince bande orientée NE-SW dans la partie sud-ouest du feuillet 23P03 (carte hors-texte). Le contact de cette unité avec le Gneiss de Griffis a été observé à un endroit. Il s'agit d'un cisaillement qui s'est probablement développé le long de la discordance originale (figure 3). L'unité pPLAP1 est constituée de paragneiss dérivé de wacke quartzitique et de schiste à biotite. Le paragneiss est grenu, blanchâtre et présente un rubanement centimétrique. Il est riche en quartz et contient de la biotite, de la muscovite et de la kyanite. Le schiste à biotite forme quant à lui des bandes étroites, d'une épaisseur inférieure à 1 m. Il contient de l'amphibole en gerbes centimétriques, de la kyanite, de la muscovite et de la cordiérite.

L'unité pPLAP5

L'unité pPLAP5 forme un couloir de 2 à 4 km de largeur. Elle se compose principalement d'amphibolite, de paragneiss et de rares niveaux métriques de marbre et de roche calco-silicatée. Ces roches sont souvent très déformées et mylonitisées près des zones de cisaillement. Les amphibolites dérivent probablement de roches intrusives et effusives, mafiques à intermédiaires, d'affinité tholéiitique (voir section « lithogéochimie »). En lames minces, elles montrent des amas granoblastiques d'actinote-hornblende alignés selon la foliation. Ce minéral forme de 60 % jusqu'à parfois 90 % de la roche. On y trouve aussi des quantités variables de quartz, de plagioclase, de clinopyroxène et de trémolite. Le sphène est commun, alors que l'apatite et le grenat sont sporadiques, de même que l'épidote, la chlorite et le talc. Les amphibolites sont légèrement altérées; la séricite se développe à partir du plagioclase et l'amphibole remplace le pyroxène.

Les paragneiss de l'unité pPLAP5 se présentent en horizons métriques à décimétriques intercalés dans les amphibolites. Ils montrent un délitement en bancs de 15 à 20 cm, parallèle à la foliation, ainsi qu'un rubanement mal défini et très fin, submillimétrique. Près des zones de cisaillement, ils possèdent une texture schisteuse ou mylonitique. Ces roches sont à grain moyen et sont composées principalement de quartz granoblastique, de plagioclase, de biotite et de muscovite.

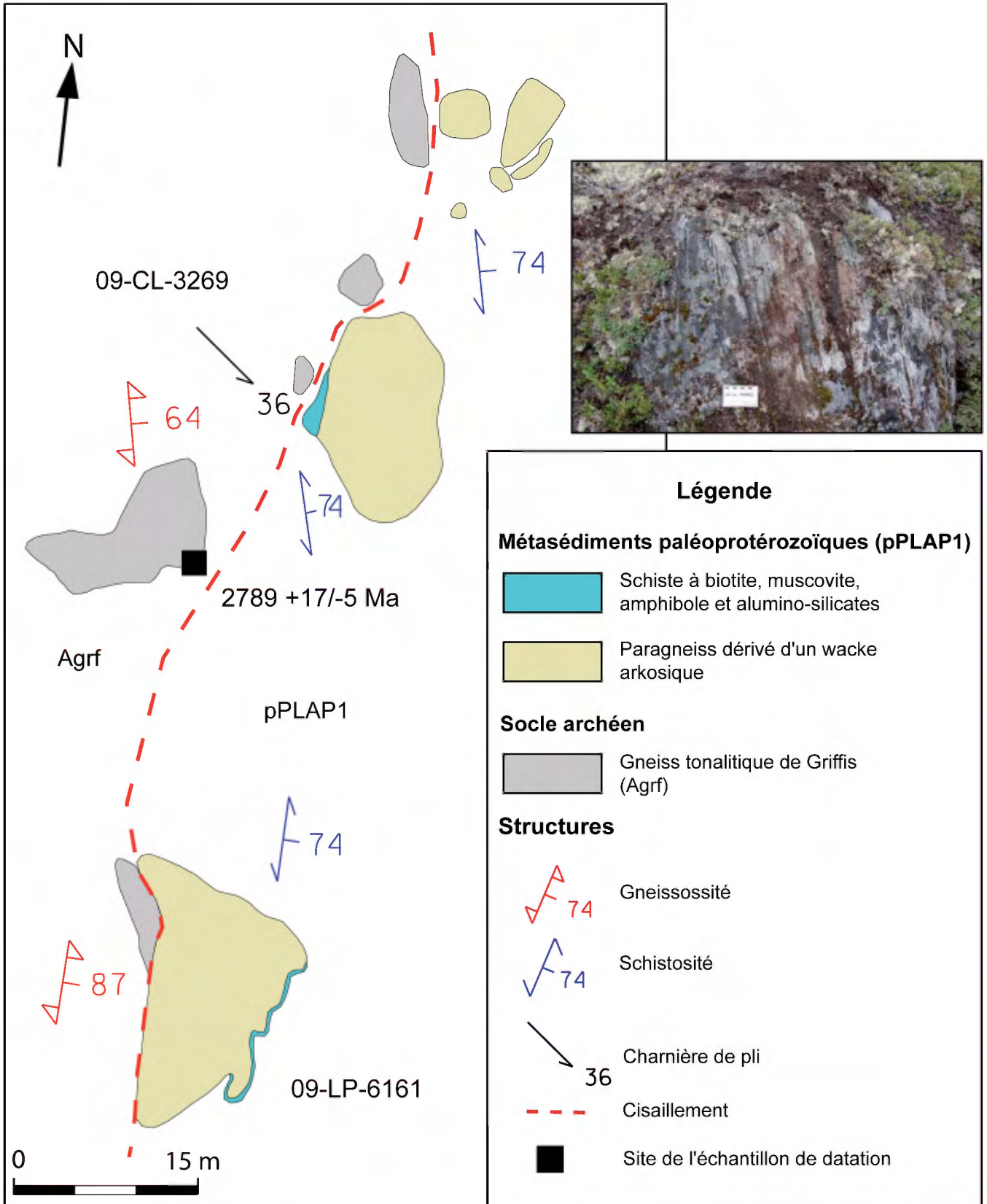


FIGURE 3 - Carte détaillée d'une zone d'affleurements exhibant le contact entre les gneiss de Griffis et les paragneiss de l'unité pPLAP1, de la Zone de Rachel-Laporte. Ce contact correspond à un cisaillement qui s'est probablement développé le long de la discordance originale. En haut, à droite, photo montrant le Gneiss de Griffis dans le secteur du site d'échantillonnage pour datation (figure 2).

Les micas représentent jusqu'à 30 % de la roche. On note parfois une faible altération du plagioclase en séricite et de la biotite en chlorite. Parmi les minéraux accessoires, on rencontre le grenat porphyroblastique, de fines inclusions d'apatite, le sphène, et parfois le zircon et la tourmaline.

Des niveaux métriques de sulfures (photo 8, en annexe) sont rencontrés dans l'amphibolite et au contact de celle-ci avec le paragneiss. Ces minéralisations sont décrites dans le chapitre « Géologie économique ».

L'unité pPLAP5 contient par endroits des bandes d'épaisseur décimétrique de tonalite et de granodiorite mylonitisées. Dans la partie nord-ouest du feuillet 23P03, des marbres dolomitiques à calcite et à trémolite sont visibles sur une épaisseur d'au moins 20 m. Ils contiennent des niveaux décimétriques disloqués et boudinés de roche calco-silicatée (photo 9, en annexe) et des niveaux centimétriques démembrés et irréguliers de chert. La roche calco-silicatée est très foliée, et montre une microfissuration intense. Elle est composée de scapolite, de diopside, de trémolite, d'actinote et de quartz. Elle contient du carbonate en traces, et accessoirement du sphène et du zircon.

L'unité pPLAP15

L'unité pPLAP15, nouvellement définie dans ce rapport, forme un corridor de 2 à 8 km de largeur. Elle est constituée principalement de paragneiss fortement déformé, peu à fortement migmatitisés, avec un mobilisat pouvant atteindre 30 % de la roche. Le paragneiss se présente en bancs décimétriques et se débite parfois en plaquettes. Il montre souvent une alternance de bandes claires de composition quartzofeldspathique et de bandes sombres, plus riches en biotite. En lames minces, le paragneiss est composé de quartz et de plagioclase granoblastiques et équigranulaires, de biotite (15 à 20 %) et de muscovite (jusqu'à 5 %). Le sphène, l'apatite, parfois le grenat et les minéraux opaques sont présents comme minéraux accessoires. La séricite et l'épidote sont aussi parfois observées en quantités mineures.

On rencontre aussi dans l'unité pPLAP 15 des intrusions felsiques mylonitisées, associées aux zones de cisaillement. Ces intrusions sont de composition principalement tonalitique, parfois granodioritique ou granitique (photo 10, en annexe). Ces roches renferment jusqu'à 10 % de biotite, une faible quantité de muscovite (2 à 3 %) et sont généralement dépourvues d'amphiboles. Le quartz et les feldspaths sont xénomorphes, parfois en intercroissance. On observe des textures myrmékitiques, granophyriques et perthitiques. Les micas forment des paillettes orientées suivant la foliation. Parfois, une alternance de bandes claires et de bandes sombres (plus riches en biotite) donne à la roche un aspect gneissique. Parmi les minéraux accessoires, on trouve l'épidote, le sphène et l'apatite, et plus rarement du grenat et de la tourmaline. Des affleurements d'amphibolite et de gneiss rubané de composition felsique et intermédiaire sont observés ponctuellement dans cette unité.

L'unité pPLAP16

L'unité pPLAP16, nouvellement définie dans ce rapport, forme une lentille de 12,5 km de longueur et d'environ 750 m de largeur, dans la partie nord-ouest de la région (carte hors-texte). Elle est constituée d'amphibolite fortement foliée, dérivée de volcanites mafiques et intermédiaires et de gabbro. Ces roches sont d'affinité calco-alkaline à transitionnelle, ce qui les différencie des amphibolites de l'unité pPLAP5 (voir section « lithogéochimie »). Cette unité renferme aussi des bandes métriques à décimétriques de mylonites granitiques et tonalitiques associées aux zones de cisaillement, ainsi que des niveaux de quartzite contenant un peu de muscovite et de sillimanite.

Formation de Deborah (pPdb2)

Cette formation a été définie dans le feuillet 23P05 par Girard (1995) et inclut une large gamme de lithologies (métagrauwackes, amphibolites, brèches, chert et roches calco-silicatées). La formation a été subdivisée en plusieurs unités lithologiques lors d'une compilation subséquente. L'une d'elles (pPdb2) se prolonge jusque dans le coin nord-ouest de la région (carte hors-texte). Lors de nos travaux, cette unité a été délimitée en s'appuyant sur les données aéromagnétiques. Le seul affleurement visité montre un paragneiss à patine gris argenté, à grain fin à moyen. La roche est composée de quartz, de plagioclase, de biotite, de muscovite et parfois, de grenat (1 à 2 %). Des veinules de quartz de 3 à 10 cm d'épaisseur parallèles à la schistosité sont aussi observées.

Gabbro de De Jeu (pPdej)

Le Gabbro de De Jeu a été introduit par Girard (1995) dans les feuillets 23P04 et 23P05, à l'ouest de la région. La signature magnétique particulière de ces roches a permis de l'extrapoler jusque dans le coin nord-ouest de la région (carte hors-texte). D'après Girard (1995), l'unité est formée de gabbro et de diorite quartzifère qui injectent les roches de la Formation de Deborah.

Gabbro de Potel (nouvelle unité, pPpot)

Le Gabbro de Potel a été défini par nos travaux dans le coin sud-ouest de la région où il correspond à une imposante colline. L'intrusion se prolonge vers le sud-est, au-delà de la frontière avec le Labrador, sous forme d'un filon-couche d'au moins 700 m de largeur. Une seconde intrusion de gabbro rencontrée plus au nord, à environ 7,5 km au nord-est du lac Vreiscnic a aussi été assignée à cette unité (carte hors-texte).

Le Gabbro de Potel est constitué de gabbro et de niveaux métriques à décimétriques de gabbronorite généralement très magnétique. Le gabbro, de couleur verdâtre sombre en cassure fraîche, est généralement massif, équigranulaire, à

grain moyen, pas ou très peu déformé. Localement, des amas pegmatitiques centimétriques à métriques sont observés. La roche contient de la hornblende (jusqu'à 15 %), l'hyperssthène est parfois présent (2 à 3 %) et le quartz est rarement rencontré. Le plagioclase se présente en lattes enchevêtrées et les pyroxènes sont primairement idiomorphes, mais perdent souvent leur forme originale lorsque corrodés par l'amphibole. L'ouralitisation est généralement faible, parfois poussée par endroits. Localement, de la scapolite de faible biréfringence (marialite ou dypire) altère les plagioclases. De la magnétite est observée en quantités très variables, ce qui explique la présence de portions non magnétiques dans l'intrusion.

Le gabbro est massif, équi-granulaire, à grain moyen. Sa couleur vert très sombre à presque noirâtre en cassure fraîche devient plus claire en surface altérée. Il contient de la hornblende et de la magnétite (3 à 4 %). En lame mince, les minéraux sont hypidiomorphes. Les pyroxènes sont fortement corrodés par de l'amphibole, et parfois, l'augite forme une couronne autour de l'hyperssthène.

Dykes de gabbro mésoprotérozoïques

Les dykes de gabbro mésoprotérozoïques n'ont pas été observés directement sur le terrain. Ils sont interprétés à partir des cartes aéromagnétiques et assignés à des essaïms documentés au Labrador et qui se distinguent essentiellement à partir de leurs orientations.

Dykes de Harp (mPhar)

Ces dykes ont été définis par Emslie (1980) pour désigner une série d'intrusions de gabbro à olivine d'orientation NE à ENE coupant le Complexe de Harp Lake, au Labrador. Ces dykes y sont subdivisés en trois groupes suivant leurs propriétés géochimiques et un âge de mise en place de 1273 ± 1 Ma a été obtenu sur l'un de ces groupes (Cadman *et al.*, 1993). Dans la région du lac Bonaventure, les dykes assignés à cet essaïm sont orientés NE-SW et peuvent atteindre une longueur de 10 km (carte hors-texte).

Dykes de Nain – LP (mPnlp)

Au Labrador, des dykes orientés E-W, avec une extension ne dépassant pas 300 m et une épaisseur moyenne de 50 m, ont été définis et décrits en détail par Wiebe (1985). Ils sont composés de gabbro à olivine à basse teneur en P_2O_5 (LP – *low phosphorus*). Ceci les distingue d'un autre groupe de dykes de gabbro à olivine riche en P_2O_5 (HP – *high phosphorus*) qu'on retrouve dans la Suite plutonique du Nain, au Labrador (Gower *et al.*, 1990). Buchan *et al.* (1996) rapportent une datation de 1280 à 1277 Ma pour ces dykes. Dans la région du lac Bonaventure, la présence de cette unité est interprétée à partir d'anomalies magnétiques d'orientation E-W (figure 2 et carte hors-texte).

Unités lithologiques

Les différentes unités lithologiques définies dans la région correspondent à des zones de roches qui n'ont pu être assignées à une unité stratigraphique particulière.

Archéen ou Paléoprotérozoïque

Les unités décrites dans cette section sont très déformées et sont d'âge incertain. Il est difficile de déterminer si ces intrusions sont archéennes ou paléoprotérozoïques.

L'unité I1Ba

On reconnaît au sein du Gneiss de Saint-Sauveur, à la limite est du Domaine de Crossroads, l'unité I1Ba composée principalement de granite, et dans une moindre proportion de tonalite et de granodiorite, fortement foliées à mylonitisées. Cette unité de mylonites représente un couloir associé à de grands cisaillements régionaux et se démarque des gneiss adjacents par une susceptibilité magnétique plus élevée. La composition minérale est similaire dans les différents faciès. On y observe de la biotite, de la hornblende et de la magnétite.

L'unité T2f

L'unité T2f affleure dans la partie est de la région et sépare le Gneiss de Bourdon, du Complexe du lac Zeni (unité ApPzen1; carte hors-texte). Elle est constituée de mylonites felsiques issues de la déformation de tonalite, de granite et de granodiorite. Des mylonites de monzonite quartzifère et de diorite sont également présentes dans la partie orientale de l'unité. Cette zone mylonitique, qui peut atteindre plus de 5 km de largeur, est associée aux grands cisaillements qui séparent les domaines d'Orma et de Mistinibi-Raude. Par endroits, ces roches s'apparentent à des ultramylonites et elles sont souvent migmatitisées. Le mobilisat qui forme de 10 à 20 % de la roche est de composition quartzofeldspathique. L'unité contient aussi des niveaux de paragneiss d'extension limitée ainsi que des bandes centimétriques d'amphibolite, foliée, à grain fin. L'épaisseur des niveaux de paragneiss est généralement d'ordre métrique et dépasse rarement le décimètre. La roche est à grain fin à moyen, fortement déformée à mylonitique, et contient de la biotite et parfois du grenat. L'ensemble est recoupé par des dykes métriques à décimétriques de granites tardifs massifs, peu ou pas déformés.

Paléoprotérozoïque

L'unité I1Da

L'unité I1Da correspond à une importante intrusion d'âge paléoprotérozoïque, d'environ 2 km de largeur, au cœur des gneiss archéens de Flat Point (carte hors-texte). Cette

intrusion se compose principalement de tonalite à biotite et hornblende, foliée, et localement de granite. On retrouve également dans cette unité, des xénolites appartenant au Gneiss de Flat Point, ainsi que des intrusions tardives de gabbro et de gabbro-norite, peu ou pas amphibolitisés.

L'unité I2J

L'unité I2J est reconnue dans la partie centrale du feuillet 23P02, au sud-est du lac Merville (carte hors-texte). Il s'agit d'un dyke de diorite à biotite et magnétite orienté NW-SE, d'épaisseur d'ordre décimétrique et de 9 km de long. Il recoupe certaines unités de la Suite granitique de De Pas (pPdep4 et pPdep7) et serait probablement relié à une cassure tardive.

Les unités I4B et I4Ia

L'unité I4B se trouve dans le coin nord-est de la région, sur les rives du lac Résolution. Elle se compose de pyroxénite non déformée qui recoupe l'unité ApPzen4 (carte hors-texte). Elle forme une lentille estimée à environ 0,5 km d'épaisseur et suivie sur 2,4 km. La roche est de couleur vert sombre, à reflet lustré en surface. Elle est massive, équigranulaire et à grain moyen. Elle renferme des amas centimétriques subarrondis d'amphibole à grain grossier. L'étude pétrographique révèle une abondance de clinopyroxène maclé (> 40 %), de l'orthopyroxène, une faible quantité d'amphibole et de l'olivine remplacée par de la serpentine (10 %). Du grenat, de l'hercynite, du sphène, du carbonate et de l'apatite sont observés en quantité accessoire. À l'œil nu, on observe également un peu de pyrite, de magnétite et d'hématite.

L'unité I4Ia correspond à une intrusion ultramafique rencontrée à environ 2,5 km à l'est du lac Vreismic, dans la partie nord-ouest de la région (carte hors-texte). Cette intrusion, d'environ 3,5 km sur 600 m de largeur, est logée à l'intérieur d'une zone de cisaillement dextre séparant les unités pPLap15 et pPLap5 de la Zone de Rachel-Laporte. Elle est constituée de péridotite et de pyroxénite, massives et serpentinisées. La péridotite est de couleur noire avec une légère teinte verdâtre et à grain fin. En lame mince, elle montre une texture fibreuse et se compose de serpentine (65 %), de trémolite, de clinopyroxène, de talc et de chlorite remplaçant des micas. Des reliques d'olivine sont observées. La pyroxénite est vert très sombre et à grain moyen. L'augite est le pyroxène dominant et est remplacée par de l'actinote. La roche contient un peu d'amphibole et de la serpentine en remplacement de l'olivine ou de l'orthopyroxène. La texture ophitique primaire est oblitérée par le métamorphisme.

Quaternaire

Les dépôts quaternaires d'argile, de sable et de gravier sont largement répandus dans la région. Ils masquent une grande partie du substratum rocheux, notamment de part et

d'autre du plateau central qui surplombe la région. Les quelques mesures de stries glaciaires indiquent des mouvements selon trois axes principaux : de 153° à 172°, de 215° à 245° et de 90° à 110°. Le dernier mouvement (90° à 110°) est bien visible sur les images satellites, à l'est du lac Merville (carte hors-texte). Il est associé à des drumlins de même orientation et au transport de fragments de roches associés à l'Orogène du Nouveau-Québec (ex. formation de fer à hématite, shale) vers les domaines de la Zone noyau. Un seul esker, long de près de 800 m et orienté NW, est signalé sur les cartes topographiques, près de la limite nord de 23P02.

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats analytiques proviennent de 153 échantillons prélevés lors de nos travaux. Ces échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et traces, au laboratoire ACME ltée de Vancouver, par la méthode ICP-MS. Nous présentons dans ce chapitre les résultats qui concernent les unités les plus importantes. Rappelons toutefois que toutes les analyses sont disponibles, sur demande, en version numérique, ou encore, peuvent être consultées sur le site du MRNF à l'aide du produit « *E-Sigéom à la carte* ».

Batholite de De Pas

Nos résultats d'analyses indiquent que les roches felsiques du batholite sont d'affinité calco-alcaline, tandis que celles de composition intermédiaire varient d'alcalin-calcique à calco-alcaline (figure 4a). Comme l'avait souligné Martelain (1989), toutes ces roches sont métalumineuses (figure 4b) et formées dans un contexte géotectonique associé aux granitoïdes d'arcs volcaniques (figure 4c).

Les teneurs en terres rares sont plus élevées dans les lithologies intermédiaires que felsiques (figure 4d). Les profils montrent un fort enrichissement en terres rares légères, tout particulièrement pour les échantillons provenant de la Suite granitique de De Pas (figure 4e). Les roches felsiques présentent également des anomalies positives en Eu, particulièrement celles de la Suite granitique.

Amphibolites

Les analyses d'amphibolites provenant de la Zone de Rachel-Laporte (unités pPLAP5 et 16) et du Complexe du lac Zeni (unités ApPzen1 et 3) indiquent la présence de deux familles d'affinité magmatique distincte. Les amphibolites associées aux unités pPLAP 5 et ApPzen3 sont d'affinité tholéiitique (figures 5a et 5c) et montrent des profils en terres rares plats ou appauvris en ÉTR légères (figures 5b et 5d). Celles associées aux unités pPLAP 16 et ApPzen1 sont d'affinité calco-alcaline à transitionnelle (figures 5a et 5c) et montrent des profils nettement enrichis en ÉTR légères (figures 5b et 5d).

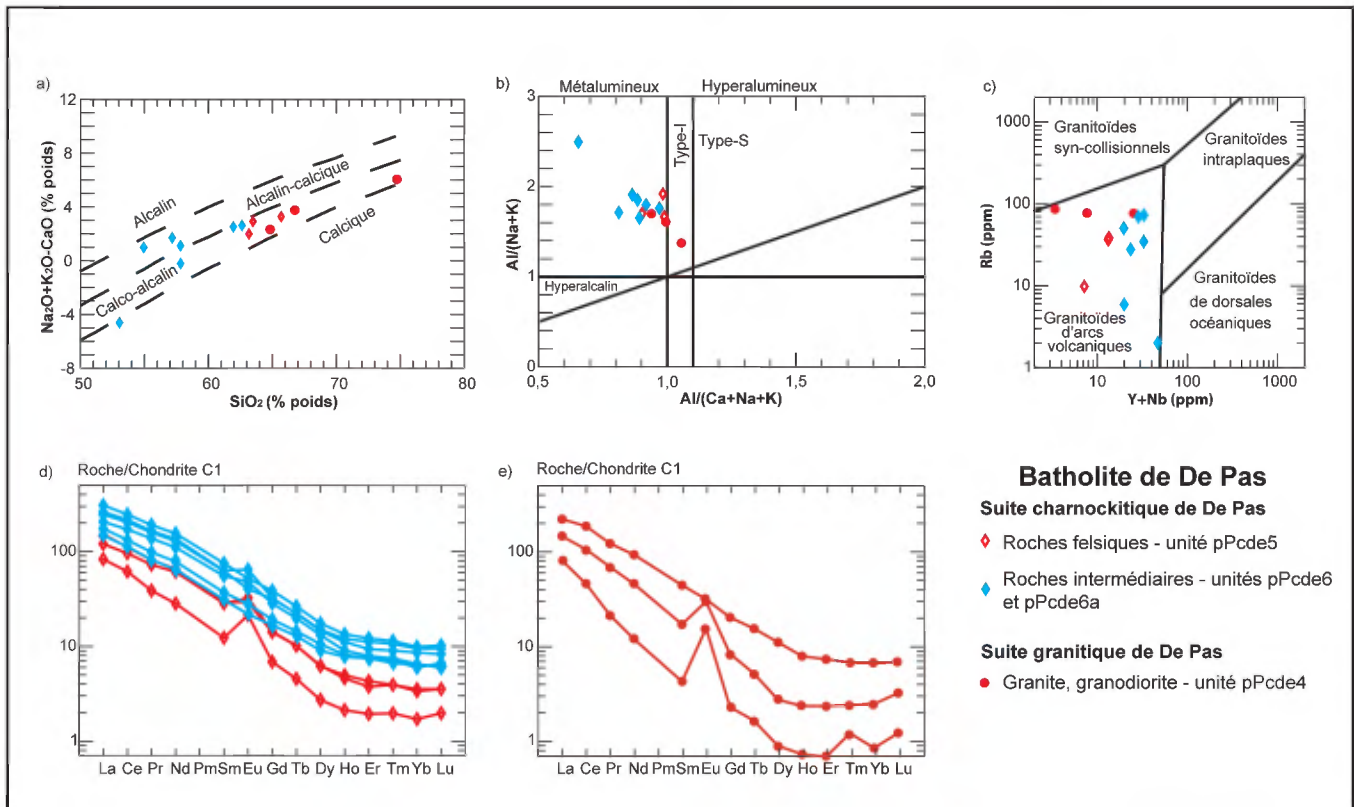


FIGURE 4 - Distribution des principales unités lithologiques associées au Batholite de De Pas dans les diagrammes : a) de classification de Frost *et al.* (2001); b) de discrimination tectonique de Maniar et Piccoli (1989); c) de contexte géodynamique de Pearce *et al.* (1984); d et e) des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989).

Intrusions tardives intermédiaires à ultramafiques

Domaine de Crossroads

Les échantillons collectés dans le Pluton de Merville et celui de Bonaventure montrent des profils abrupts, nettement enrichis en ÉTR légères (figures 6a). Dans le Pluton de Bonaventure, un des échantillons analysés (gabbronorite II sur la figure 6a) montre un profil plat, très légèrement enrichi en ÉTR légères, et distinct des autres échantillons.

Zone de Rachel-Laporte

Les échantillons du Pluton de Potel (pPpot) montrent des profils de terres rares plats à légèrement appauvris en ÉTR légères (figure 6b). Un échantillon de péridotite provenant de l'unité I4Ia, à l'est du lac Vreisnic, montre une faible concentration en terres rares accompagnée d'un enrichissement en ÉTR légères assez représentatif des roches mafiques.

Paragneiss

La composition chimique des échantillons de paragneiss provenant de plusieurs unités de la région suggère que ces roches sont dérivées principalement de sédiments immatures de la famille des wackes (figure 7a). La figure 7b montre

quant à elle que la composition des protolithes est assez homogène. Les faibles valeurs du rapport Zr/Sc soulignent que ces roches n'ont probablement pas été affectées par des phénomènes importants de recyclage et de concentration en minéraux lourds. En effet, ces phénomènes s'accompagnent généralement d'une augmentation significative en zircon dans les sédiments.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Le degré de métamorphisme de la région du lac Bonaventure a été déterminé à l'aide des paragenèses identifiées sur le terrain et en lame mince, ainsi que de la présence de textures métamorphiques. D'autre part, la migmatitisation observée dans certaines unités indique que la roche a subi une fusion partielle au moins au faciès supérieur des amphibolites (Sawyer and Brown, 2008).

Les roches archéennes de la région du lac Bonaventure ont subi un métamorphisme archéen atteignant au moins le faciès supérieur des amphibolites. Cet épisode métamorphique a été reconnu par de nombreux travaux, notamment au Labrador (James et Dunning, 2000; James *et al.*, 2003) et au Québec (nos travaux). Un âge de métamorphisme à $2633,7 \pm 2$ Ma (David et Dion, 2010) a été obtenu dans le Gneiss de Griffis au sein de la Zone de Rachel-Laporte. Cet

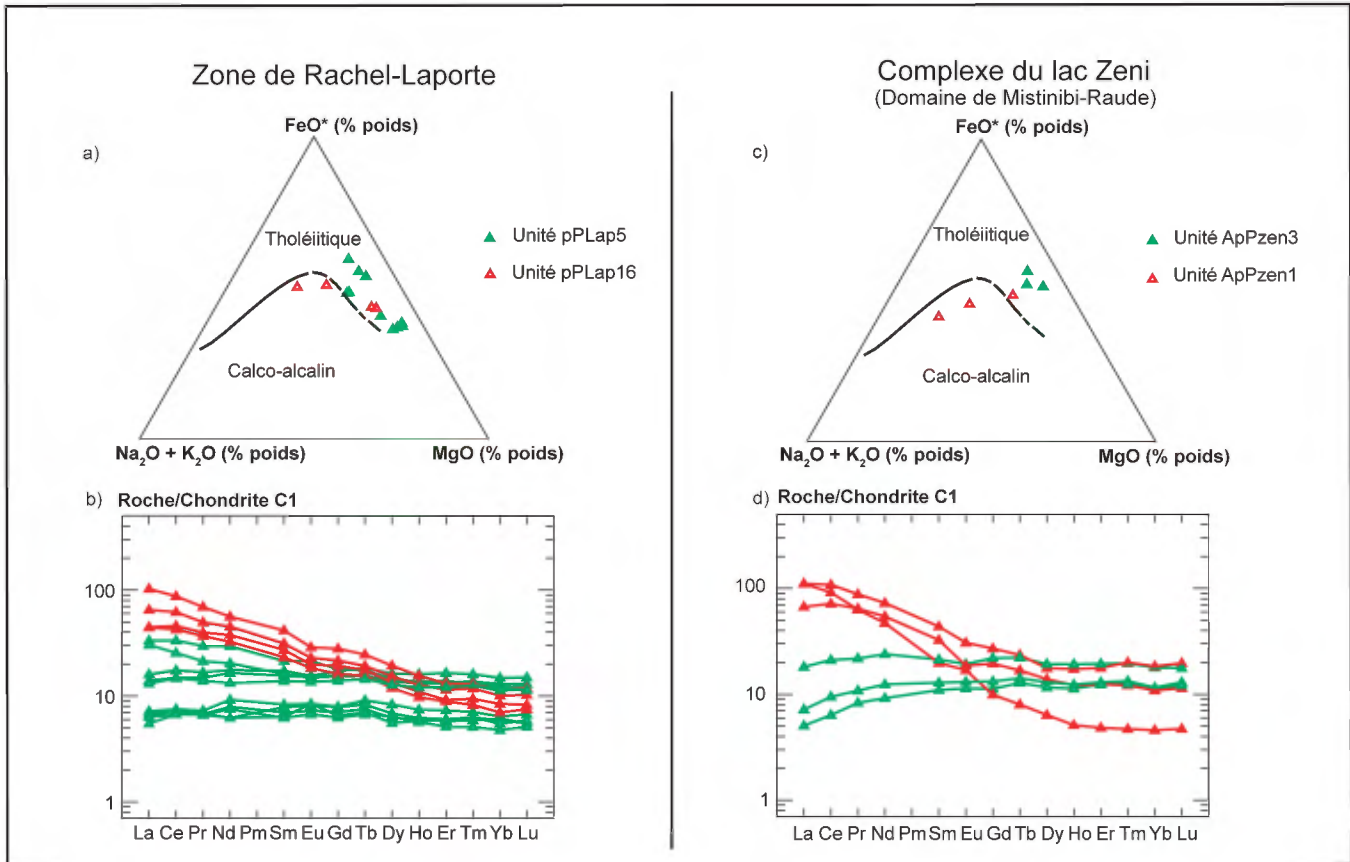


FIGURE 5 - Distribution des amphibolites rencontrées dans les unités de la Zone de Rachel-Laporte et du Complexe de lac Zeni (Domaine de Mistinibi-Raude) dans les diagrammes : a) et c) d'affinité géochimique d'Irvine et Baragar (1971); et b) et d) des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989).

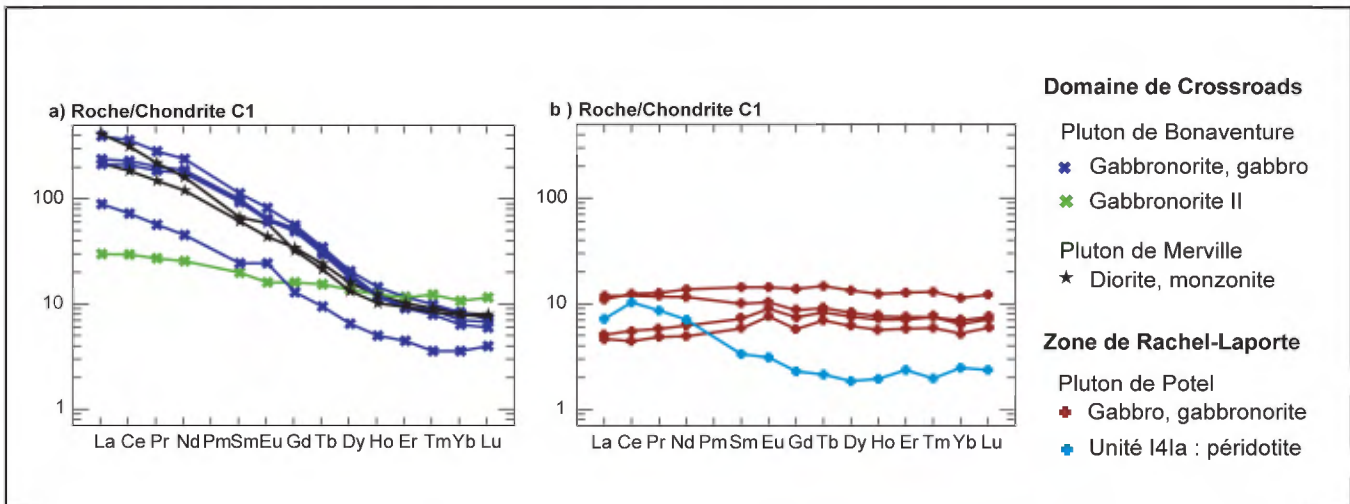


FIGURE 6 - Profils des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des intrusions tardives intermédiaires à ultra-mafiques rencontrées : a) dans le Domaine de Crossroads, et b) dans la Zone de Rachel-Laporte.

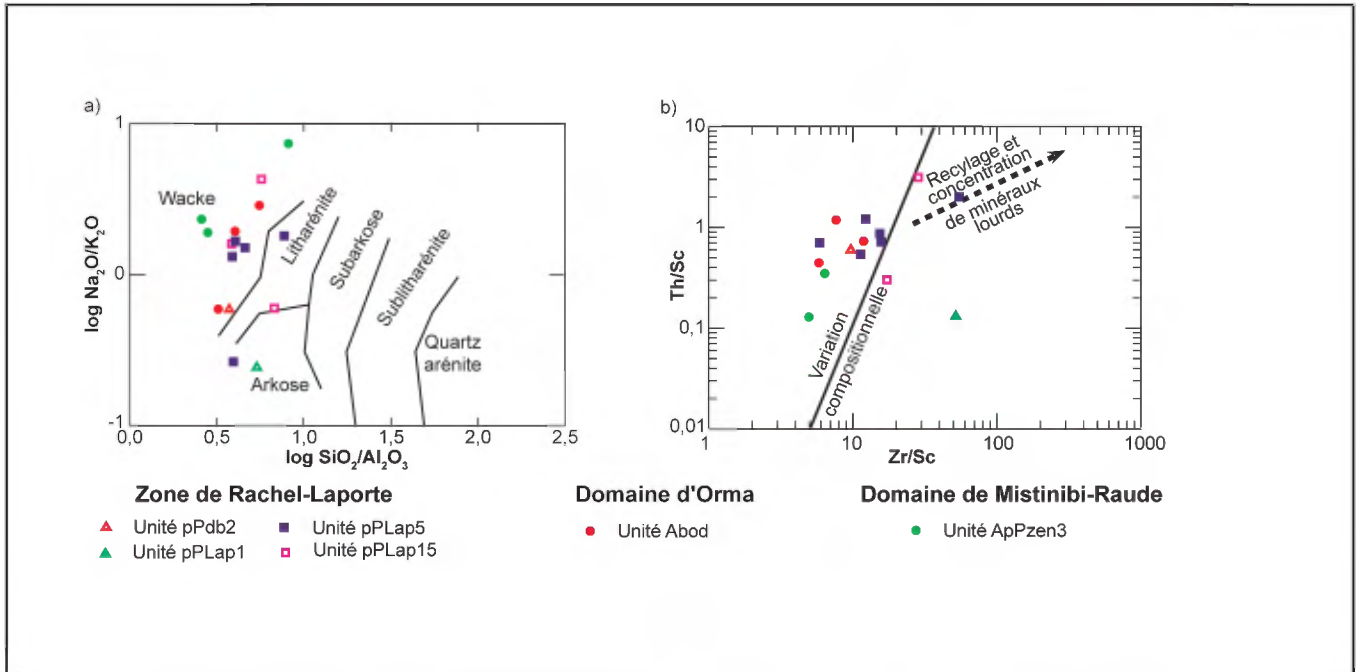


FIGURE 7 - Distribution des paragneiss présents dans les principales unités de la région dans : a) le diagramme de détermination des protolites de Herron (1988); et b) le diagramme illustrant la variation compositionnelle des métasédiments de McLennan *et al.* (1993).

âge est comparable aux âges obtenus dans les roches de la Sous-province d'Ashuanipi (2641 à 2632 Ma; Parent, 1998; Percival *et al.*, 1992; Wodicka *et al.*, 2009).

Au Paléoprotérozoïque, l'ensemble des roches de la région a subi un métamorphisme se situant principalement au faciès supérieur des amphibolites et localement, à celui des granulites. Cet épisode s'étale en âge de 1820 à 1775 Ma et serait lié aux contraintes associées à la juxtaposition des différents domaines lithotectoniques, lors de l'orogénèse hudsonienne (James *et al.*, 2003).

Dans les roches archéennes, les paragenèses observées sur le terrain et en lames minces résultent donc de la superposition de ces deux épisodes métamorphiques, archéen et paléoprotérozoïque, et il est difficile de les différencier. Mentionnons qu'un échantillon de gneiss archéen appartenant au Gneiss de Flat Point, prélevé lors de nos travaux, a révélé des zircons témoignant de ce métamorphisme paléoprotérozoïque à $1805,3 \pm 1,9/-1,4$ Ma (David et Dion, 2010).

Dans le coin nord-ouest de la région, une zone restreinte préservée probablement à cause d'un enfouissement moins important, est au faciès inférieur des amphibolites. Par la suite, un métamorphisme rétrograde affecta les roches, produisant des assemblages au faciès des schistes verts.

Distribution des faciès métamorphiques

La distribution des faciès métamorphiques progrades est illustrée à la figure 8. Les principaux assemblages minéralogiques sont présentés par domaine lithotectonique dans le tableau 1.

Métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites

Ce métamorphisme s'exprime dans la Zone de Rachel-Laporte ainsi que dans les domaines d'Orma, de McKenzie River et la partie orientale du Domaine de Crossroads (Gneiss de Saint-Sauveur) par une intense migmatitisation des roches (figure 8). Ce phénomène de fusion partielle indique un niveau de métamorphisme se situant au moins au faciès supérieur des amphibolites (Sawyer et Brown, 2008). Les paragenèses minérales de ce faciès contiennent de la biotite, de la muscovite, du grenat, de la cordiérite, de la sillimanite ou de la kyanite (tableau 1, photo 12, en annexe).

Métamorphisme au faciès des granulites

Certaines paragenèses indiquent que les roches du Domaine de Mistinibi-Raude et d'une partie de celui de Crossroads ont atteint le faciès des granulites. Dans le premier, mentionnons par exemple l'assemblage « orthopyroxène-clinopyroxène-grenat-hercynite-talc » dans une pyroxénite (tableau 1). Dans le second, un assemblage « feldspath potassique-clinopyroxène-orthopyroxène » indiquant un faciès granulitique a été rencontré dans le Gneiss de Knox.

Métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites

Le faciès inférieur des amphibolites est reconnu sur une surface réduite dans le coin nord-ouest de la région étudiée (figure 8). Il est indiqué par l'assemblage « biotite-andalousite-grenat » dans un paragneiss et l'assemblage « actinote-carbonate » dans des amphibolites, de la Zone de Rachel-Laporte (tableau 1).

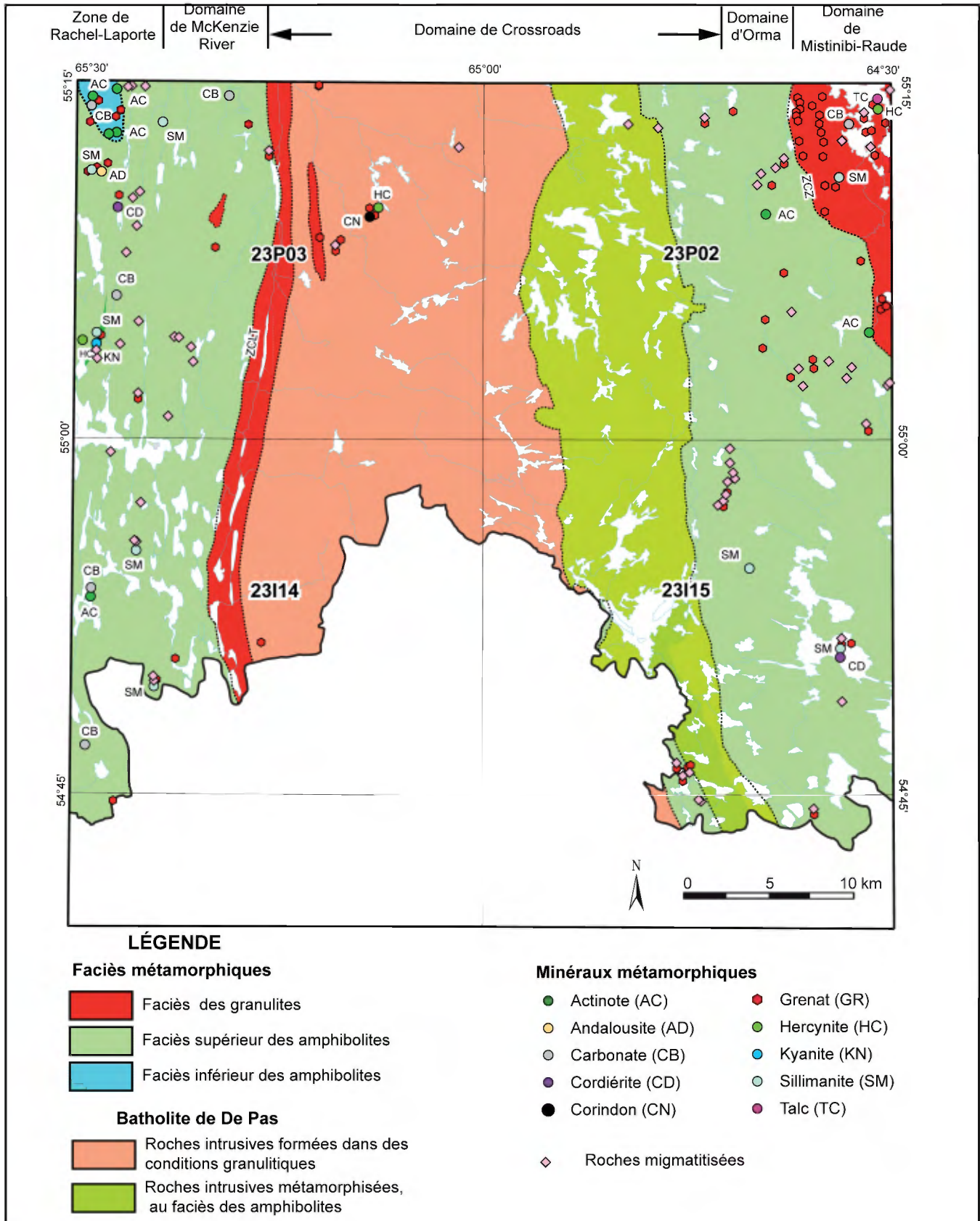


FIGURE 8 - Carte des faciès métamorphiques progrades de la région du lac Bonaventure. Abréviations : ZCZ = Zone de cisaillement de Zeni; ZCLT = Zone de cisaillement du lac Tudor.

TABLEAU 1 - Principaux assemblages minéralogiques par domaine lithotectonique de la région du lac Bonaventure. Les abréviations de minéraux correspondent à celles en vigueur au MRNF (Sharma, 1996).

Lithologie	Principaux assemblages minéralogiques par domaine lithotectonique				
	Zone de Rachel-Laporte	McKenzie River	Crossroads	Orma	Mistinibi-Raude
Gneiss - Migmatites	QZ-PG-BO-GR	QZ-FP±GR	FP-HB-OX±CX	QZ-FP	
	HB-HC				
Roches métasédimentaires	QZ-PG-MV-BO-GR±CD	QZ-SM-MV-TL	PG-GR-BO-HC-CN	QZ-FP-SM-CD±GR QZ-PG-BO-GR±MV	GR-SM QZ-PG-AM-GR QZ-PG-CX-AM-GR-BO GR-AD
	QZ-PG-BO-MV±TL				
	QZ-PG-BO-MV±GR				
	QZ-PG-MV-GR±SM				
	QZ-PG-KN-ZS				
	QZ-PG-FK				
	QZ-PG-FK-TM-BO-MV				
Amphibolites	HB-PG-AC±CB				HB-PG-BO-GR-PX
	HB-PG-CB				
Métagabbro	PG-AM-CX		PG-OX-CX±GR		PG-BO-GR-HB-PX
Ultramafites serpentinisées	TC-TM				TC-TM
Charnockites			FP-HB-OX±CX		OX-CX-HB-GR-HC-TC

Métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts

Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts est omniprésent dans la région et se superpose aux assemblages de plus haute température. Très souvent, les pyroxènes sont partiellement remplacés par des amphiboles (ouralitisation). De l'épidote et de la chlorite rétrograde ainsi que la damourite et la séricite sont fréquemment observées.

Batholite de De Pas

Les roches du Batholite de De Pas présentent des textures ignées à l'échelle mégascopique et en lames minces, des textures de recristallisation. Les textures d'intercroissance de minéraux felsiques et granoblastiques sont dominantes. Les assemblages minéralogiques primaires sont toutefois préservés. Ainsi, la présence de l'orthopyroxène à l'intérieur de la Suite charnockitique de De Pas révèle des conditions de mise en place équivalentes au faciès granulitique. Ces conditions sont aussi indiquées par la présence, à l'intérieur de ces intrusions, d'enclaves de paragneiss archéen présentant un assemblage « grenat-hercynite-corindon-plagioclase-biotite » (tableau 1, photo 11, en annexe). Ces paragneiss auraient ainsi atteint le faciès granulitique lors de la mise en place du batholite.

Les roches de la Suite granitique de De Pas ne renferment pas d'orthopyroxène. La présence de rubans et amas d'amphibolite indiquerait des conditions de mise en place au faciès des amphibolites.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région cartographiée se trouve à la jonction de deux entités majeures de la partie sud-est de la Province de Churchill : l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest et la Zone noyau, à l'est. Elle montre un grain structural dominant constant, d'orientation N-S à NNW-SSE.

Éléments structuraux

La foliation régissant le grain structural régional se manifeste soit par la schistosité S, la gneissosité G ou la foliation mylonitique W, dépendamment de l'intensité du métamorphisme ou de la déformation. Les linéations minérales ont été mesurées, pour la plupart, sur le plan des foliations mylonitiques et sont donc associées aux zones de cisaillements. L'analyse statistique des mesures de foliation régionale et des linéations minérales est présentée sur les stéréogrammes de la figure 9.

Domaines structuraux

Les domaines structuraux ont été définis essentiellement sur la base des limites des grands domaines lithotectoniques de la région (figure 9).

Le domaine I

Le domaine I correspond au Domaine de Mistinibi-Raude. Il est caractérisé par un degré de déformation moyen à élevé. La foliation régionale a une orientation moyenne SSE et un pendage abrupt vers le SW (170°/82°, figure 9). Elle montre toutefois localement des variations d'orientation importantes

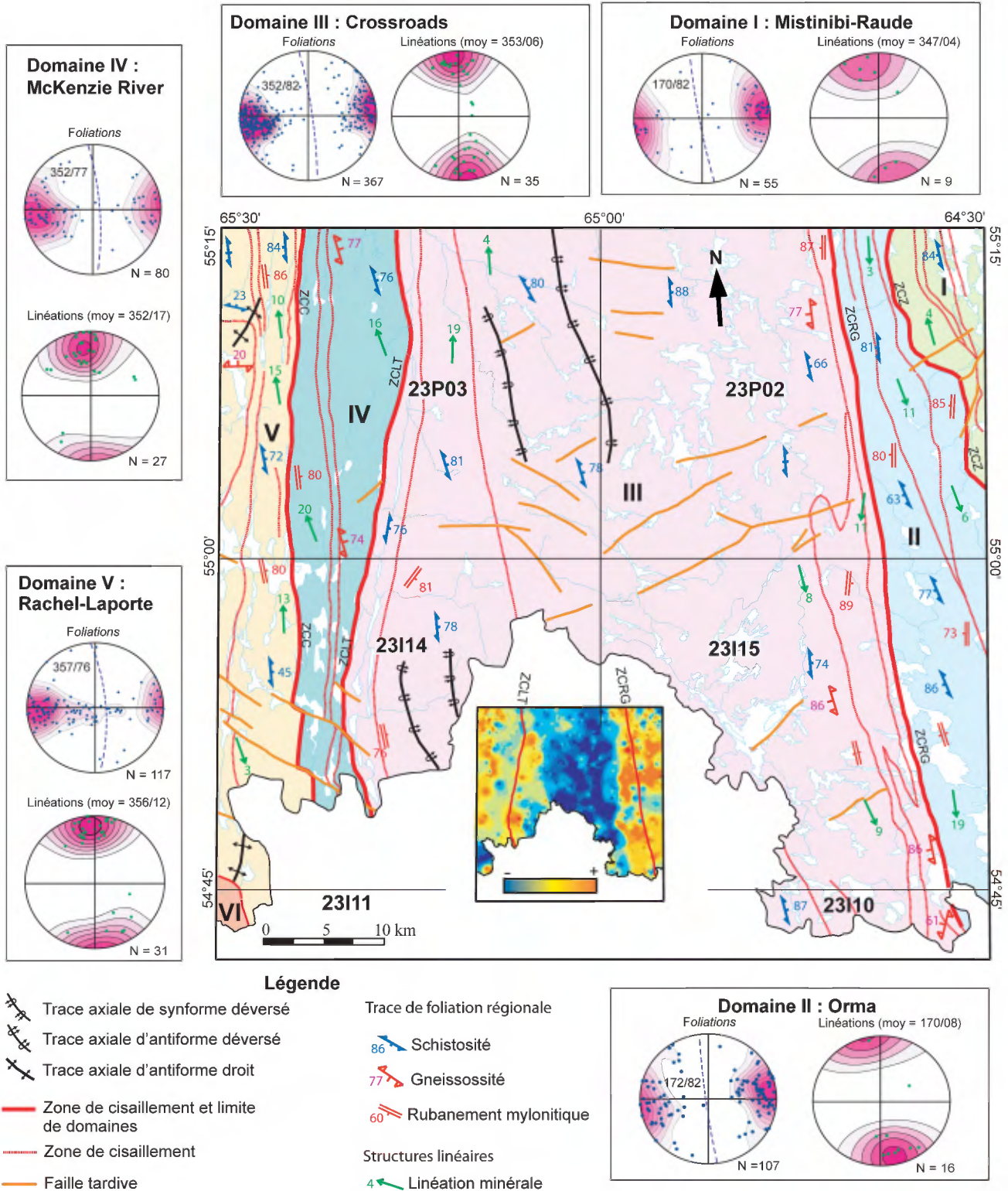


FIGURE 9 - Carte des domaines structuraux de la région du lac Bonaventure et stéréogrammes. En médaillon, carte des isovaleurs de degré de déformation des roches. Abréviations : ZCZ = Zone de cisaillement de Zeni; ZCRG = Zone de cisaillement de la rivière Georges; ZCLT = Zone de cisaillement du lac Tudor; ZCC = Zone de cisaillement de Champdoré.

dues à des plissements isoclinaux ou serrés. Les linéations minérales plongent faiblement vers le NNW ($347^{\circ}/04^{\circ}$, figure 9). Elles sont associées aux zones de cisaillement et sont soulignées généralement par l'allongement des cristaux de quartz ou de feldspaths.

Le domaine II

Le domaine II correspond au Domaine d'Orma (figure 9). Il est séparé du domaine I par la zone de cisaillement de Zeni (ZCZ) représentée dans la région par l'unité de mylonite T2f (figure 2, carte hors-texte). Cette zone marque une limite majeure entre des domaines de composition et d'âges différents. Elle pourrait correspondre à une zone de suture ou encore, à la limite entre deux terranes. La foliation régionale moyenne dans ce domaine est subparallèle à celle observée dans le domaine I ($172^{\circ}/82^{\circ}$, figure 9). Les linéations minérales sont pour la plupart orientées vers le SSE avec un plongement faible ($170^{\circ}/08^{\circ}$), croissant du nord vers le sud.

Le domaine III

Le domaine III correspond au Domaine de Crossroads et est séparé du domaine II par la zone de cisaillement de la rivière Georges (ZCRG; figure 9). Il est caractérisé par un degré de déformation intense en bordure et faible dans sa partie centrale; cette dernière correspondant aux unités intrusives du Batholite de De Pas. La foliation régionale, bien exprimée de part et d'autre de la partie centrale du batholite, montre une orientation régulière de direction NNW et un pendage abrupt ($352^{\circ}/82^{\circ}$, figure 9). Les linéations minérales plongent en général faiblement vers le sud (de 8 à 11°) près de la bordure est du domaine (figure 9), tandis que celles à l'ouest, plongent plutôt vers le nord. Dans ce secteur, le plongement maximal observé est de 19° et des plis régionaux antiformes et synformes, déversés vers l'ouest, sont interprétés à partir des cartes aéromagnétiques (figure 9).

Le domaine IV

Le domaine IV (Domaine de McKenzie River) est bordé à l'est par la zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT) et à l'ouest, par celle de Champdoré (ZCC, figure 9). Il est caractérisé par des variations très fréquentes d'orientation des éléments structuraux, ceci à l'échelle même de l'affleurement. Une partie de ces variations est probablement héritée d'une déformation plus ancienne (archéenne). Les zones de cisaillement paléoprotérozoïques, nombreuses dans ce domaine, montrent des foliations mylonitiques parallèles à la gneissosité et on y observe principalement des indicateurs cinématiques de mouvement dextre. Le plan moyen de la foliation s'oriente à $352^{\circ}/77^{\circ}$ et les linéations minérales, à $356^{\circ}/12^{\circ}$ (figure 9). On note aussi la présence de plis, principalement des plis symétriques, ouverts à parfois isoclinaux,

avec un plan axial parallèle à la foliation régionale. Des clivages de crénulation ou de kink, d'orientation globale NE-SW, sont observés par endroits et semblent associés à une phase de déformation plus tardive.

Le domaine V

Le domaine V correspond à la Zone de Rachel-Laporte. La foliation régionale est orientée NNW avec un fort pendage vers l'est ($357^{\circ}/76^{\circ}$, figure 9). Les linéations minérales sont orientées vers le NNW, avec un plongement faible variant de 4 à 20° , avec une moyenne de 12° (figure 9).

Dans le secteur correspondant à la cible Laporte (voir figure 2) la foliation prend une direction moyenne E-W, avec un redressement important du pendage vers le nord (figure 9). Cette attitude semble reliée à la présence d'un axe anticlinal de direction NNE interprété dans ce secteur et faisant apparaître les gneiss archéens de Griffis. À cet endroit, la foliation est plissée et varie à l'échelle de l'affleurement. Les plis observés sont symétriques, ouverts à ondulants, et montrent des charnières à faible plongée vers le nord (environ 12°). Ces plis sont découpés par endroits par de petites failles NW.

Zones de cisaillements régionaux

La région est traversée par de nombreuses zones de cisaillements régionaux d'orientation grossièrement N-S (figure 2 et carte hors-texte). Les plus importantes possèdent des épaisseurs hectométriques à kilométriques, et limitent les domaines lithotectoniques. La déformation à l'intérieur de ces zones est hétérogène. Elle s'exprime par des fabriques mylonitiques soulignées par l'aplatissement du quartz qui forme des rubans, par l'étirement des minéraux et par une réduction de la granulométrie des roches. Le tracé de plusieurs d'entre elles est extrapolé à partir des cartes aéromagnétiques. Les zones les plus importantes sont :

1) La Zone de cisaillement de Champdoré (ZCC), au contact entre le domaine de McKenzie River et la Zone de Rachel-Laporte.

2) La Zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT) qui sépare les domaines de Crossroads et de McKenzie River. Van der Leeden *et al.* (1990) considéraient que cette zone englobait aussi la Zone de Champdoré définie dans ce rapport, et qu'elle s'étendait sur plus de 150 km de longueur, avec une épaisseur pouvant atteindre 15 km.

3) La Zone de cisaillement de la Rivière Georges (ZCRG) qui marque le contact entre les domaines de Crossroads et d'Orma. Van der Leeden *et al.* (1990) estimaient que cette zone affectait les roches sur une épaisseur pouvant atteindre 20 km. Selon les cartes aéromagnétiques, elle s'étendrait sur une distance de plus de 200 km.

4) La Zone de cisaillement de Zeni (ZCZ) qui sépare les domaines de Zeni et d'Orma.

Dans les trois dernières zones (ZCLT, ZCRG et ZCZ), des porphyroclastes de type sigma ainsi que de rares fabriques

C-S indiquent des mouvements à composante horizontale dextre. Dans la Zone de cisaillement de Champdoré (ZCC), le sens du mouvement n'a pu être établi.

Failles régionales tardives

Les failles tardives de la région sont interprétées à partir des cartes aéromagnétiques. Elles se divisent en deux familles : les failles de direction NE, présentes surtout dans la moitié est du terrain, et celles de direction NW, dans la moitié ouest. À la première famille sont associés les dykes mésoprotérozoïques de Harp. Les déplacements horizontaux apparents associés à ces deux familles de failles sont d'ordre multihectométrique et dépasseraient parfois le kilomètre dans la partie sud-ouest de la région. Dans ce secteur, les failles NW découpent en échelons les grands cisaillements régionaux (figures 2 et 9).

Modèle structural et tectonique

L'agencement des grands domaines lithotectoniques de la région résulterait d'une série d'ouvertures et de collisions hudsoniennes. Dans un premier temps, les cratons du Supérieur et de Nain sont scindés lors d'un épisode de rifting vers 2,2 Ga, créant des bassins qui seront progressivement comblés par des sédiments et des dépôts volcaniques sous-marins (Clark et Wares, 2004). Vers 1,8 Ga le craton de Nain convergeait vers le craton du Supérieur générant ainsi les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat (Wardle *et al.*, 2002). À notre latitude, la collision a généré une série de plis NW et des chevauchements vers le SW, dans l'Orogène du Nouveau-Québec. La Zone noyau résulte de l'amalgamation de terranes archéens, de bassins protérozoïques et de plutons syntectoniques (van der Leeden *et al.*, 1990). Selon nos travaux, le cœur de la région cartographiée, représenté par le domaine de Crossroads, correspondrait probablement à un corridor de décrochement dextre.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

L'examen des travaux statutaires déposés au ministère (série GM) et la visite des principaux indices minéralisés, complétés par les données présentées par Danis (1988) et Clark et Wares (2004), ont permis de recenser et caractériser les minéralisations métallifères dans la région d'étude. Le tableau 2 présente les caractéristiques des minéralisations métallifères répertoriées, et leur localisation est donnée à la figure 2. L'information géologique recueillie et compilée dans le cadre de ce travail est disponible, sur demande, en version numérique ou encore, peut être consultée dans le module des gisements métallifères du SIGÉOM, sur le site du MNRF à l'aide du produit « *E-Sigeom à la carte* ».

Minéralisations de sulfures stratiformes

Quelques minéralisations de sulfures stratiformes ont été identifiées dans les roches supracrustales de la Zone de Rachel-Laporte (cible Laporte) et dans le Domaine de Mistinibi-Raude (cible Résolution). Certains de ces niveaux pourraient présenter des affinités avec des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) ou formations de fer sulfurées, mais l'oblitération des caractéristiques primaires par la déformation et le métamorphisme élevés rendent ce rapprochement hasardeux.

La cible Laporte

Dans l'unité pPLAP5 de la Zone de Rachel-Laporte, au nord du lac Vreisnic, des niveaux de sulfures massifs associés à du graphite (regroupés ici sous la désignation de « cible Laporte », tableau 2) sont logés dans le nez d'un pli antiformal kilométrique N-S faiblement plongeant vers le nord. Ce pli est coupé par des failles NE et souligné par une forte anomalie magnétique positive et des conducteurs formationnels identifiés lors d'un levé géophysique hélicoptéré (Dvorak, 1997). La présence de pyrrhotine disséminée et de graphite sur les flancs du pli suggère une mobilisation des sulfures vers les zones de basse pression (charnière) lors de la déformation régionale. Les roches métasédimentaires constituant le mur structural des niveaux de sulfures montrent par endroits une forte altération en grenat ou en andalousite. Cette même zone, qui renferme de nombreuses surfaces oxydées associées à la pyrrhotine disséminée et des chapeaux de fer, a également été examinée lors de la campagne de prospection réalisée en 1998 par Ressources Unigold. Plusieurs conducteurs ont été exposés et échantillonnés à cette occasion (Desbiens, 1998).

Un niveau minéralisé formant la cible Laporte est exposé dans une ancienne tranchée (tranchée TB2-1 d'Unigold, Desbiens, 1998; tableau 2) qui présente un niveau de pyrrhotine massive de 1 m à 1,4 m d'épaisseur interstratifié entre un paragneiss à biotite-grenat-andalousite et une amphibolite à grenat. Le niveau de sulfures est concordant avec la foliation principale, et est coupé au nord de la tranchée par une faille NE. La pyrrhotine est non magnétique, à microstructure granoblastique, et montre une faible altération en pyrite secondaire le long des fractures. Des veinules de limonite coupent également la roche. La chalcopryrite est présente en traces sous forme d'exsolutions dans la pyrrhotine. Le niveau de sulfures montre des valeurs anormales en Cu (609 ppm), en Ni (420 ppm), en Co (74 ppm) et en As (137 ppm).

L'indice « TB2-3 » (tableau 2; photo 8, en annexe), localisé à environ 175 m au NW de la tranchée décrite plus haut, en représente un autre exemple. Toutefois, les sulfures primaires sont ici remobilisés localement par des veinules tardives. Un niveau de près d'un mètre de pyrrhotine massive à semi-massive est encaissé dans des amphibolites à grenat. Le niveau de sulfures et les amphibolites sont coupés par des veines tardives de plagioclase-quartz-pyrrhotine-

TABLEAU 2 - Types et caractéristiques des minéralisations métallifères de la région du lac Bonaventure.

Cible	Nom d'indices (n° d'affleurement)	SNRC	Coordonnées (UTM, NAD 83)		Unité	Substances	Minéralisation, morphologie	Encaissant	Teneurs
			Estant	Nordant					
Résolution	(09-HH-4190)	23P02	398935	6120408	ApPzen3	Cu	Lits métriques à décimétriques de sulfures disséminés à massifs (pyrrhotine ± chalcoppyrite)	Paragneiss contenant des niveaux d'amphibolite	1429 ppm Cu, 1035 ppm Ni, 254 ppm Co (éch. choisi 09-HH-4190D, ce levé).
	Potel (09-JG-1014)	23I14	339403	6073476	pPpot	V (Fe, Ti)	Lits centimétriques de magnétite et d'ilménite massives à disséminées, veinules de limonite.	Gabbro coronitique	1691 ppm V, 31,81 % Fe ₂ O _{3t} , 5,27 % TiO ₂ (éch. choisi 09-JG-1014A, ce levé).
	Zone XIX (09-CD-2073)	23P03	343005	6123127	pPLAP5	Au, Cu (Ag)	Veine décimétrique de plagioclase-quartz, à pyrrhotine (partiellement altérée en pyrite secondaire), chalcoppyrite	Amphibolite	1,55 g/t Au, 2,8 g/t Ag et 0,54 % Cu (échantillon choisi 24297, GM 55880)
	indice 09-CD-2305	23P02	403455	6106438	ApPzen1	V (Fe, Ti)	Niveau métrique à décimétrique de magnétite et d'ilménite massives (exsolutions de spinelle et hématite)	Gabbro coronitique déformé	1645 ppm V, 38,11 % Fe ₂ O _{3t} , 4,58 % TiO ₂ (éch. choisi 09-CD-2035C, ce levé).
	indice 09-JG-1097	23I15	382947	6079046	pPbon	P (Fe)	Niveaux métriques de gabbronorite à apatite, magnétite, ilménite	Gabbronorite peu métamorphisé	2,99 % P ₂ O ₅ , 18,13 % Fe ₂ O _{3t} (éch. choisi 09-JG-1097A, ce levé).
McKenzie	(09-CL-3063)	23P03	350992	6122538	Aflp	Cu	Niveaux centimétriques de pyrite-chalcoppyrite disséminées	Gabbro folié, épidotisé et hématitisé	2573 ppm Cu (éch. choisi 09-CL-3063, ce levé)
Laporte	Tranchée TB2-1 d'Unigold (09-CD-2035)	23P03	341921	6118379	pPLAP5	Cu	Niveau de pyrrhotine massive avec graphite	Interstratifié entre un paragneiss à biotite-grenat-andalousite-graphite et une amphibolite à grenat	609 ppm Cu, 420 ppm Ni, 74 ppm Co et 137 ppm As (éch. choisi 09-CD-2035C, ce levé)
	indice TB2-3 (09-CD-2032)	23P03	341775	6118463	pPLAP5	Cu, Ag	Niveau stratiforme décimétrique de sulfures massifs : pyrrhotine (partiellement altérée en pyrite secondaire), chalcoppyrite, veinules de limonite-goethite, graphite. Remobilisation locale par des veines tardives de plagioclase	Amphibolite près du contact avec métasédiments	Sulfures massifs: 5,3 % Cu et 7,4 g/t Ag (échantillon choisi 24435, GM 55880) Veinules de plagioclase: 2,2 % Cu et 3,4 g/t Ag (échantillon choisi 24440, GM 55880)

chalcopryrite et de veinules de limonite-goethite. Ces veines sont orientées E-W, à pendage abrupt (70°) et recoupent la foliation principale. Leur mise en place pourrait être liée à la faille NE mentionnée plus haut ou à un système de diaclases associé au pli antiforme. Un échantillon a fourni des valeurs de 5,3 % Cu et 7,4 g/t Ag alors que des veinules ont titré jusqu'à 2,2 % Cu et 3,4 g/t Ag (Desbiens, 1998). Ces valeurs sont également associées à des teneurs anormales en Co-Ni attribuées selon Desbiens (1998) à la proximité d'intrusions ultramafiques. Les analyses effectuées sur des échantillons de sulfures semi-massifs prélevés lors de nos travaux n'ont pas reproduit les valeurs économiques obtenues en 1988.

La cible Résolution

Dans le Domaine de Mistinibi-Raude, la cible Résolution englobe des niveaux sulfurés stratiformes encaissés dans l'unité ApPzen3. Ils se présentent en lits métriques à décimétriques de sulfures disséminés à massifs (pyrrhotine ± chalcopryrite) associés à des niveaux de chert sulfuré (photo 5 en annexe) et de rares niveaux de magnétite. Cette séquence est localisée dans des paragneiss grenatifères contenant des niveaux d'amphibolite à l'intérieur d'une lentille N-S d'environ 50 m de largeur et 700 m de longueur comprise dans des granites mylonitisés. Ces lithologies sont coupées par des failles transversales NE injectées parfois par des dykes de pegmatite. L'expression géophysique de cette minéralisation est faible sur les cartes aéromagnétiques. Les teneurs en métaux usuels sont anormales (1429 ppm Cu) et sont également associées à des valeurs anormales en nickel et cobalt (1035 ppm Ni et 254 ppm Co).

Minéralisations magmatiques

L'indice « 09-JG-1097 »

L'indice « 09-JG-1097 » présente une minéralisation de P-Fe encaissée dans le Pluton de Bonaventure (tableau 2, figure 2). Il correspond à un niveau métrique de gabbronorite à grain moyen enrichi en apatite et en magnétite. Des valeurs de 2,99 % P₂O₅ et de 18,13 % Fe₂O_{3t} ont été obtenues pour un échantillon choisi. Les microstructures magmatiques (notamment les structures de cumulat) sont relativement bien préservées. L'effet du métamorphisme est marqué par le remplacement des pyroxènes par la hornblende et l'actinote et le développement de biotite, de chlorite et de carbonate en traces. Le plagioclase montre quelques indices de déformation (macles de déformation, extinction ondulante, recristallisation). La taille des cristaux d'apatite varie entre 0,15 mm et 0,3 mm.

L'indice Potel

L'indice Potel présente une minéralisation de Fe-Ti-V mise au jour dans le feuillet 23114, lors de nos travaux (tableau 2, figure 2). Il se présente en lits centimétriques

de magnétite et d'ilménite massives à disséminées ainsi qu'en veinules de limonite dans un gabbro à microstructure coronitique. La magnétite et l'ilménite sont en grains xénomorphes de 1 à 2 mm. La magnétite contient également des inclusions arrondies d'ilménite d'environ 0,1 mm de diamètre. Les exsolutions d'hématite dans l'ilménite ou d'ilménite dans la magnétite sont rares et très fines. Les couronnes de réaction de grenat autour des cristaux de plagioclase et de hornblende autour des pyroxènes sont bien marquées. À l'analyse, la roche montre un enrichissement en fer, en titane et en vanadium avec des valeurs qui atteignent 31,81 % Fe₂O_{3t}, 5,27 % TiO₂ et 1691 ppm V.

L'indice « 09-CD-2305 »

Dans le Domaine de Mistinibi-Raude, l'indice « 09-CD-2305 » montre un autre type de minéralisation en Fe-Ti-V (tableau 2, figure 2). Celle-ci est associée à une intrusion mafique déformée et métamorphisée. Il s'agit d'un niveau de gabbro stratiforme boudiné, d'épaisseur métrique à décimétrique, qui contient des lits centimétriques massifs à semi-massifs de magnétite vanadifère et d'ilménite. Le gabbro est à grain fin à moyen, folié et contient du grenat coronitique. La magnétite et l'ilménite en grains fins (0,5 mm à 1 mm) sont en position interstitielle. L'ilménite contient 10 % de fines exsolutions d'hématite de moins de 10 µm. Des traces d'hématite sont également observées en altération de la magnétite en bordure des grains et le long des fractures. La présence de pyrrhotine (3 à 4 %), presque totalement altérée en pyrite secondaire, et de traces de chalcopryrite explique l'oxydation montrée en surface par cet indice. Nous avons obtenu une valeur de 38,11 % Fe₂O_{3t}, 4,58 % TiO₂ et 1645 ppm V dans un échantillon de magnétite massive.

Autres secteurs d'intérêts

Quelques minéralisations magmatiques de Fe-Ti-V sont associées à des intrusions mafiques mises en place dans les zones de mylonite qui constituent la bordure orientale de la Zone de Rachel-Laporte. Ces minéralisations se trouvent principalement au nord de la région à l'étude, dans la partie ouest du feuillet 23P06. Dans le feuillet 23P03, on reconnaît toutefois quelques petites intrusions mafiques de même nature et dans le même contexte que celles associées à ces minéralisations. Il s'agit de filons-couches orientés N-S, d'épaisseur hectométrique, peu ou pas déformés et relativement peu métamorphisés. Ces filons-couches tardifs sont relativement homogènes et varient en composition de gabbro à gabbronorite.

Minéralisations filoniennes tardives

Des minéralisations filoniennes tardives ont été observées sous la forme de veines centimétriques de plagioclase-quartz ± clinopyroxène qui coupent et remobilisent des minéralisa-

tions précoces de type sulfures stratiformes ou magmatiques. Les veines sont à grain grossier, peu déformées et montrent des structures de croissance en espaces ouverts (structure en peigne avec vide central). Elles coupent parfois la fabrique régionale et ne sont associées à aucune foliation.

L'indice Zone XIX

L'exemple typique de ces minéralisations est l'indice Zone XIX d'Unigold (tableau 2, figure 2). Un échantillon provenant d'une veine centimétrique à décimétrique de plagioclase-quartz discontinue a donné une valeur de 1,55 g/t Au, 2,8 g/t Ag et 0,54 % Cu (Desbiens, 1998). La roche encaissante est une amphibolite très foliée caractérisée par une foliation principale N-S, reprise par clivage de crénulation NE. L'amphibolite présente également une linéation minérale subhorizontale bien marquée. La veine contient des enclaves centimétriques de l'amphibolite foliée. Sa mise en place est donc postérieure au développement de ces fabriques. Le contenu en sulfures dans la veine et l'amphibolite encaissante est faible (1 à 2 %) et comprend principalement de la pyrrhotine, partiellement altérée en pyrite secondaire, et des traces de chalcopyrite.

La cible McKenzie

La cible McKenzie (tableau 2, figure 2) présente une minéralisation de cuivre associée à une zone de déformation et qui s'apparente aux minéralisations filoniennes tardives. Elle est contenue dans un gabbro folié, épidotisé et hématitisé, qui coupe un gneiss granitique mylonitisé du Gneiss de Flat Point. Des niveaux centimétriques de pyrite-chalcopyrite disséminée ont titré 2573 ppm Cu. Cette teneur est toutefois inférieure à celle requise pour être répertoriée dans le module des gisements métallifères du SIGÉOM (>5000 ppm Cu).

Métallotectes

Les minéralisations magmatiques de Fe-Ti-V et de Fe-Ti-P, mises à jour lors de nos travaux, semblent montrer un potentiel économique intéressant. Elles présentent des valeurs notables en V ou en P₂O₅ et des teneurs anormales en fer et en titane. Certaines d'entre elles sont encaissées dans des intrusions mafiques caractérisées par de fortes anomalies magnétiques positives. L'étendue et la morphologie de ces minéralisations magmatiques restent à préciser.

Les minéralisations de sulfures stratiformes présentent également un intérêt économique certain, même si ces unités se sont révélées pauvres en métaux jusqu'à maintenant. Le contenu anormal en Cu et Co et l'abondance des roches sédimentaires dans le secteur de la cible Laporte pourraient indiquer une affiliation avec les gisements de sulfures massifs volcanogènes de type Besshi (Fox, 1984; Slack, 1993). Ce type de gisement est connu dans la partie nord de la Fosse du Labrador, notamment au gîte Soucy (Barrett

et al., 1988). Les contacts entre les roches volcaniques et sédimentaires sont des sites favorables à la formation de telles minéralisations. Celles-ci pourraient également se manifester par la présence de conducteurs formationnels et, lorsque la pyrrhotine constitue le sulfure dominant, d'anomalies magnétiques positives. Toutefois, dans ce contexte géologique caractérisé par une déformation et un métamorphisme élevés, les caractéristiques minéralogiques et chimiques d'une éventuelle minéralisation, sa géométrie et ses relations avec les roches encaissantes pourraient être fortement modifiées.

Les minéralisations filoniennes tardives, bien que présentant parfois des teneurs élevées, sont de nature trop ponctuelle sur le terrain pour présenter une cible d'exploration d'intérêt.

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2009 ont permis de réviser la géologie de la région du lac Bonaventure. L'apport d'un nouveau levé aéromagnétique de haute résolution a été déterminant pour ces travaux et a permis de mieux délimiter les différentes unités. Les roches de la région appartiennent à deux grandes entités de la Province de Churchill : l'Orogène du Nouveau-Québec et la Zone noyau. Nous avons harmonisé la nomenclature des domaines lithotectoniques définis au Labrador avec ceux du Québec. Ce sont, d'ouest en est : la Zone de Rachel-Laporte et les domaines de McKenzie River, Crossroads, Orma et Mistinibi-Raude.

La région est dominée par des roches intrusives felsiques à intermédiaires d'âge paléoproterozoïque et par des gneiss felsiques à intermédiaires, d'âge archéen. On reconnaît également de grands plutons tardifs d'âge protérozoïque et de composition variant de mafique à felsique. Ces plutons recoupent le grain structural régional et se distinguent par une forme elliptique à subcirculaire. Ils présentent également une forte signature magnétique.

Des méta-intrusifs mafiques et des métavolcanites sont présents, en faible proportion, dans les parties bordières est et ouest de la région. Des roches métasédimentaires sont aussi reconnues, principalement dans la Zone de Rachel-Laporte.

Les observations de terrain et les nouvelles datations U-Pb ont permis d'identifier trois unités de gneiss archéens distinctes : ceux de Griffis, de Flat Point et de Bourdon. Le Gneiss de Griffis correspond probablement à un bloc de socle archéen de la Province du Supérieur, détaché lors de la formation d'un rift vers 2,2 Ga, et sur lequel s'est déposé la séquence volcano-sédimentaire paléoproterozoïque de la Fosse du Labrador. Les gneiss de Flat Point et de Bourdon forment, quant à eux, des ensembles distincts, mais ne peuvent être reliés pour l'instant au craton du Supérieur ou à celui de Nain.

Les domaines lithotectoniques de la région sont affectés par de larges zones de cisaillement en décrochement dex-

tre et par un métamorphisme polyphasé d'âge archéen et paléoprotérozoïque. Ce dernier épisode paléoprotérozoïque varie en intensité du faciès des schistes verts au faciès des granulites. Certaines des minéralisations rencontrées lors de nos travaux méritent de faire l'objet de travaux d'exploration. Il s'agit des minéralisations magmatiques de Fe-Ti-V et de Fe-Ti-P encaissées dans des intrusions mafiques, ainsi que des minéralisations de sulfures stratiformes dans les métasédiments.

RÉFÉRENCES

- BARRETT, T.J. – WARES, R.P. – FOX, J.S., 1988 – Two-stage hydrothermal formation of a Lower Proterozoic sediment-hosted massive sulfide deposit, northern Labrador Trough, Quebec. *The Canadian Mineralogist*; volume 26, pages 871-888.
- BUCHAN, K.L. – HODYCH, P. – RODDICK, J.C. – EMSLIE, R.F. – HAMILTON, M.A., 1996 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of mesoproterozoic dykes of Labrador and correlations with dykes of southwest Greenland. In: *Proterozoic evolution in the North Atlantic realm. Abstracts, Correlation of the Precambrian in Europe and North America (COPENA) and Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT)*, Goose Bay, Labrador; volume 37.
- CADMAN, A.C. – HEAMAN, L. – TARNEY, J. – WARDLE, R. – KROGH, T.E., 1993 – U-Pb geochronology and geochemical variation within two Proterozoic mafic dyke swarms, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1490-1504.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages, 1 carte, échelle 1/750 000.
- CLARK, T. – LECLAIR, A. – PUF AHL, P. – DAVID, J., 2008 – Recherche géologique et métallogénique dans les régions de Schefferville (23J15) et du lac Zeni (23I16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2008-01, 17 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA – GEO DATA SOLUTIONS INC, 2009 – Levé aéromagnétique haute résolution à l'est de Schefferville. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-04, 94 pages, 16 plans.
- DANIS, D., 1988 – Géologie de la région du lac Recouet (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11, 54 pages, 4 cartes.
- DANIS, D., 1991 – Géologie de la région du lac Raude (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-10, 63 pages, 5 cartes.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HEBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPPIN, A.A., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et Churchill en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-03, 32 pages.
- DAVID, J. – DION, C., 2010 – Géochronologie d'échantillons recueillis par Géologie Québec, année 2009-2010 : rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64849, 33 pages.
- DEBIENS, S., 1998 – Projet rivière De Pas. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55880, 255 pages, 10 cartes.
- DONALDSON, J.A., 1966 – Marion Lake map area, Quebec-Newfoundland (23I13). Geological Survey of Canada; Memoir 338, 85 pages, 1 carte.
- DONALDSON, J.A. – WYNNE-EDWARDS, H.R., 1960 – Michikamau Lake, West Half, Quebec-Newfoundland. Commission géologique du Canada; cartes préliminaires, 2-1960.
- DVORAK, Z., 1997 – Final Logistic and Interpretation Report for a Combined Helicopterborne Magnetic and Electromagnetic Survey of the Schefferville Area, NTS 23P/3, 4, 5, 6, 11, Québec, Canada. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55879, 109 pages, 50 plans.
- EMSLIE, R.F., 1963 – Michikamau Lake, east half, Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada; cartes préliminaires, 63-20.
- EMSLIE, R.F., 1980 – Geology and petrology of the Harp Lake Complex, central Labrador: An example of Elsonian magmatism. Geological Survey of Canada; Bulletin 293, 136 pages.
- FAHRIG, W.F., 1964 – Preliminary map, Griffis Lake (west half), Quebec. Geological Survey of Canada; paper 51-23, map 1121A.
- FOX, J.S., 1984 – Besshi-type volcanogenic sulphide deposits – A review. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 77, pages 57-68.
- FROST, B. R. – BARNES, C. G. – COLLINS, W. J. – ARCULUS, R. J. – ELLIS, D. J. – FROST, C. D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2033-2048.
- GIRARD, R., 1995 – Géologie de la région du lac Déborah, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 185 pages, 2 cartes.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001 – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages, 4 cartes.
- GOWER, C.F. – RYAN, A.B. – RIVERS, T., 1990 – Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* (Gower C.F., Rivers T., and Ryan A.B., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 38, pages 1-20.
- GRIFFIS, A.T., 1943 – The geology of the Attikamagen-George river area. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 01212, 28 pages, 2 plans.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., en préparation – Géologie de la région du lac Zeni. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*; volume 58, pages 820-829.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 33, pages 216-230.

- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*; volume 103, pages 31-54.
- JAMES, D.T. – NUNN, G.A.G. – KAMO, S. – KWOK, K., 2003 – The southeastern Churchill Province revisited : U-Pb geochronology, regional correlations, and the enigmatic Orma Domain. *In: Current Research*. Newfoundland Department of Mines and Energy. Geological Survey; report 03-1, pages 35-45.
- KROGH, T.E., 1986 – Report to Newfoundland Department of Mines and Energy on isotopic dating results from the 1985-1986 geological research agreement. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Open File Report LAB 707.
- LE MAITRE, R. W. – BATEMAN, P. – DUBEK, A. – KELLER, J. – LAMEYRE, J. – LE BAS, M. J. SABINE, P. A. – SCHMID, R. – SØRENSEN, H. – STRECKEISEN, A. – WOOLLEY, A. R. – ZANETTIN, B., 1989 – A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences, subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Blackwell Scientific Publications; 193 pages.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARTELAIN, J., 1989 – Le batholite de De Pas dans le segment oriental de l'orogène trans-hudsonien, Labrador Central, Nouveau Québec, Canada : typologie et implications géodynamiques. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard de Lyon, France. Sous l'égide du Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec; 252 pages, 11 cartes.
- MARTELAIN, J. – CHENEVOY, M. – BÉLANGER, M., 1998 – Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec/ infrastructure composite d'arc magmatique protérozoïque. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1-15.
- MCLENNAN, S. M. – HEMMING, S. – MCDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediment. *Geological Society of America*; special paper 284, pages 21-40.
- MRN, 2002 – Carte géologique du Québec. Édition 2002. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-06, échelle 1/2 000 000.
- NUNN, G.A.G. – NOEL, N., 1982 – Regional geology east of Michikamau Lake, Central Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Current Research, Report 82-1, pages 149-167.
- NUNN, G.A.G. – HEAMAN, L.M. – KROGH, T.E., 1990 – U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 259-265.
- PARENT, M., 1998 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord, Phase II, Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 59904, 61 pages.
- PEARCE, J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDEL, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PERCIVAL, J. A. – MORTENSEN, J. K. – STERN, R. A. – CARD, K. D. – BÉGIN, N. J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- SAWYER, E.W. – BROWN, M., 2008 – Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada; Short course 38, chapter 5, pages 77-96.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique – édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- SLACK, J.F., 1993 – Descriptive and Grade-Tonnage Models for Besshi-type Massive Sulphide Deposits. *In: Mineral Deposit Modeling* (Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 343-371.
- STOCKWELL, C.H. – MCGLYNN, J.C. – EMSLIE, R.F. – SANFORD, B.V. – NORRIS, A.W. – DONALDSON, J.A. – FAHIG, W.F. – CURRIE, K.L., 1982 – Géologie du bouclier canadien. *In: Géologie et ressources minérales du Canada, partie A* (Douglas, R.J.W. et Tremblay, L.-P., éditeurs). Commission Géologique du Canada; rapport de géologie économique n° 1, pages 49-166.
- SUN, S.-S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London*; special publications 1989, volume 42, pages 313-345.
- TANER, M.F., 1987 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet. Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-11, 23 pages, 7 cartes.
- TANER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet. Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 cartes.
- TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Quebec, Northern Labrador and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*; Memoir 393, 99 pages.
- VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen* (Lewry J.F. and Stauffer M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.
- WARDLE, R. J. – RYAN, B – ERMANOVICS, I., 1990 – The eastern Churchill Province, Torngat and New Quebec orogens. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 217-222.
- WARDLE, R. J. – JAMES, D. T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663.
- WIEBE, R.A., 1985 – Proterozoic basalt dykes in the Nain anorthosite complex, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 22, pages 1149-1157.
- WODICKA, N. – LAMOTHE, D. – LECLAIR, A., 2009 – Géochronologie U-Pb du Projet Ashuanipi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63858, 21 pages.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Gneiss tonalitique migmatitisé de Flat Point (Afp) montrant des enclaves d'amphibolite, plus ou moins assimilées et fortement étirées. (UTM, NAD83, Zone 20, 354806mE, 6121475mN)



PHOTO 2 - Gneiss tonalitique assigné au Gneiss de Saint-Sauveur (Agss) et contenant des enclaves d'amphibolite mélanocrate, boudinées. (UTM, NAD83, Zone 20, 385570mE, 6122643mN)



PHOTO 3 - Gneiss enderbitique assigné au Gneiss de Knox (Agkx). Les lits sombres sont à grain fin et contiennent de la biotite et de la hornblende. Une légère migmatitisation est perceptible par endroits. (UTM, NAD83, Zone 20, 355418mE, 6100485mN)



PHOTO 4 - Gneiss tonalitique migmatitisé assigné au Gneiss de Bourdon (Abod). La roche est très déformée et montre des plis pygmatiques, en haut à gauche. (UTM, NAD83, Zone 20, 393951mE, 6115194mN)



PHOTO 5 - Niveau métrique à sulfures oxydés en surface (au centre), encaissé dans une séquence de paragneiss grenatifères (à gauche), dans l'unité ApZen3 du Complexe de Zeni (Cible Résolution, tableau 2). Un niveau d'amphibolite est intercalé dans la séquence (à droite du niveau de sulfure sur la photo).



PHOTO 6 - Mangérite massive à magnétite de la Suite charnockitique de De Pas. (UTM, NAD83, Zone 20, 376668mE, 6121707mN)

ANNEXE – Photographies (suite et fin).



PHOTO 7 - Granite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique idiomorphe, typique de la Suite granitique de De Pas (UTM, NAD83, Zone 20, 381803mE, 6103999mN).

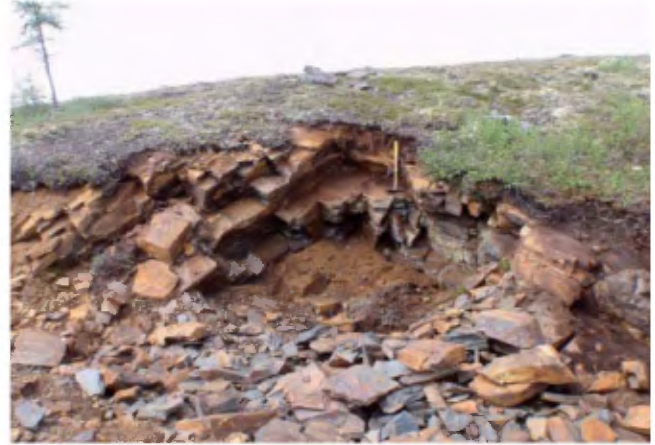


PHOTO 8 - Indice TB2-3 de la cible Laporte, dans la Zone de Rachel-Laporte. Amphibolite à grenat encaissant un niveau de sulfures (pyrrhotine) et coupée par des veinules tardives de plagioclase-quartz-pyrrhotine-chalcopryrite (tableau 2).



PHOTO 9 - Marbre dolomitique (grisâtre) avec des niveaux boudinés et disloqués de roches calco-silicatées (claires), dans l'unité pLap5 de la Zone de Rachel-Laporte (UTM, NAD83, Zone 20, 342489mE, 6123953mN).



PHOTO 10 - Intrusion felsique mylonitisée de composition granitique avec porphyroclastes de feldspath potassique, dans l'unité pPLAP15 de la Zone de Rachel-Laporte. De petits plissements ondulants sont visibles (UTM, NAD83, Zone 20, 342709mE, 6095812mN).

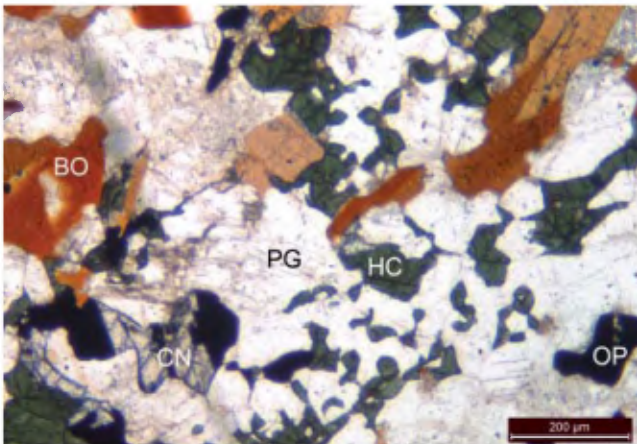


PHOTO 11 - Paragenèse métamorphique à grenat, hercynite, corindon, plagioclase et biotite observée en lame mince dans une enclave de paragneiss à l'intérieur du Batholite de De Pas. Le grenat est généralement abondant mais non présent dans cette partie de la lame.

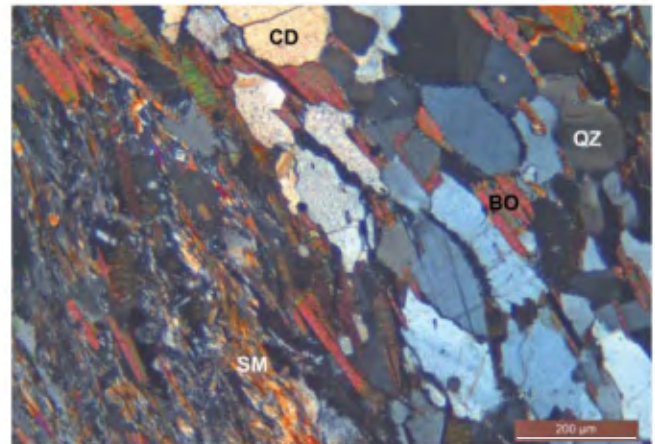


PHOTO 12 - Paragenèse métamorphique à sillimanite, cordiérite et biotite dans un paragneiss appartenant au Gneiss de Bourdon (observée dans la lame mince LP-156 de Taner, 1992).

Résumé

Des travaux de cartographie géologique au 1/50 000 ont été entrepris par le MRNF dans la région du lac Bonaventure, à 120 km à l'est de Schefferville. Ils avaient pour but d'y réviser les connaissances géologiques et d'évaluer le potentiel minéral de la portion sud-est de la Province de Churchill.

Deux grandes entités géologiques composent la région : l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest et la Zone noyau, à l'est. L'Orogène du Nouveau-Québec est représenté ici par la Zone de Rachel-Laporte, d'âge paléoprotérozoïque. Elle est constituée d'amphibolites, de paragneiss, de roches intrusives fortement déformées et de quartzite. De l'ouest vers l'est, la Zone noyau comprend : 1) le Domaine de McKenzie River qui constitue le soubassement archéen de la zone et se compose de gneiss tonalitique et d'un peu de paragneiss; 2) le Domaine de Crossroads formé d'assemblages de gneiss archéens et dans lequel s'est introduit le Batholite de De Pas, d'âge paléoprotérozoïque; 3) le Domaine d'Orma constitué principalement de gneiss archéens, granitiques à tonalitiques et de paragneiss migmatitisés; et 4) le Domaine de Mistinibi-Raude composé d'une gamme variée de roches incluant des unités d'amphibolite, de paragneiss et de roches intrusives felsiques et intermédiaires mylonitisées.

Le grain structural de la région est orienté N-S à NNW-SSE. Les domaines sont délimités par de grandes zones de cisaillements soulignées par une mylonitisation des roches sur des épaisseurs hectométriques. Les foliations sont abruptes et les linéations, faiblement plongeantes vers le nord, résultent de grands mouvements de décrochement dextre.

Le métamorphisme des roches de la région s'est manifesté à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Il se situe généralement au faciès des amphibolites, mais atteint localement le faciès des granulites dans les domaines de Crossroads et de Mistinibi-Raude.

Des niveaux stratiformes de sulfures offrant un potentiel pour des minéralisations cuprifères ont été découverts, au sein de paragneiss et en contact avec des amphibolites, dans le Domaine de Mistinibi-Raude. On note également un potentiel pour des minéralisations en Cu-Zn (Ag) dans la Zone de Rachel-Laporte, en Fe-Ti-V et Fe-Ti-P dans des intrusions mafiques tardives, et en Cu-Ni (ÉGP) dans des filons-couches gabbroïques tardifs rencontrés dans la Zone noyau et dans la Zone de Rachel-Laporte.

