

RG 2010-02

SYNTHESE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DU RESERVOIR OPINACA, BAIE-JAMES

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 2010-02

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SECTEUR DU RÉSERVOIR OPINACA, BAIE-JAMES

Daniel Bandyayera
Pierre Rhéaume
Charles Maurice
Émilie Bédard
Samuel Morfin
Edward W. Sawyer



Paragneiss migmatitisé montrant un rubanement irrégulier et lenticulaire

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SECTEUR DU RÉSERVOIR OPINACA, BAIE-JAMES

Daniel Bandyayera¹

Pierre Rhéaume¹

Charles Maurice¹

Émilie Bédard¹

Samuel Morfin²

Edward W. Sawyer²

RG 2010-02

1. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

2. Université du Québec à Chicoutimi

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Bureau de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau

Lecture critique

Martin Simard

Édition

Service de la diffusion et de l'intégration

Graphisme

Marie-Eve Lagacé

Assistance technique

Mélanie Benoît, Claude Guérin, Pascal Levasseur et Frédérick St-Pierre

Manuscrit accepté pour publication le 1er mars 2010

Résumé

La région du réservoir Opinaca a été cartographiée à l'échelle de 1/50 000 lors d'un programme triennal de levés géologiques réalisés entre 2006 et 2008. Ce secteur est situé dans la zone de contact entre les sous-provinces géologiques de la Grande et d'Opinaca. La Sous-province de La Grande est dominée par des intrusions multiphasées de composition dioritique, tonalitique, granodioritique et granitique, injectées dans les séquences volcano-sédimentaires du Groupe d'Eastmain (2731,8 à < 2686 Ma). Les unités sédimentaires de ce groupe (formations de Pilipas et de Low) sont composées de wacke, de grès et de conglomérat polygénique. Les unités volcaniques (formations de Bernou et de Kasak) sont constituées de basalte et d'andésite d'affinité tholéitique, transitionnelle ou calco-alkaline. La Sous-province d'Opinaca est constituée de paragneiss migmatitisé, de diatexite et de lambeaux d'amphibolite appartenant au Complexe de Laguiche. Ces roches sont injectées par des intrusions de granodiorite, de granite ou de pegmatite des suites de Janin et de Boyd. Des dykes de diabase protérozoïques appartenant aux essaims de Matachewan, de Senneterre et de Mistassini recoupent toutes les unités archéennes de la région.

Trois phases de déformation régionale (D1, D2 et D3) ont été reconnues. Les grandes structures E-W qui définissent le grain structural régional sont associées à la phase de déformation D2. Les deux autres phases, l'une antérieure (D1) et l'autre postérieure (D3), sont observées localement et sont moins bien définies. La Sous-province de La Grande est caractérisée par de grands plis serrés faiblement plongeant tandis que l'Opinaca est caractérisée par des structures en dômes et bassins plus ou moins étirées et démembrées.

Le métamorphisme régional se situe au faciès moyen des amphibolites dans la Sous-province de La Grande, et atteint le faciès supérieur des amphibolites et celui des granulites dans la Sous-province d'Opinaca. La limite entre l'Opinaca et le La Grande est caractérisée d'une part, par un passage abrupt, quoique localement graduel, du faciès supérieur des schistes verts ou des amphibolites moyens, au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites, et d'autre part, par l'apparition de la migmatitisation se traduisant par l'augmentation de la proportion d'injections de mobilisat. Au centre et à l'ouest du secteur à l'étude, le contact entre l'Opinaca et le La Grande est masqué par la mise en place d'intrusions felsiques tarditectoniques. À l'est, nos travaux ont mis en évidence la présence d'une faille régionale entre les deux sous-provinces.

Nos travaux ont mis à jour un indice d'uranium (indice Major), un indice de lithium (indice Fliszár) ainsi que plusieurs zones anormales en métaux usuels ou en or. La région du réservoir Opinaca offre un potentiel économique important pour plusieurs types de minéralisation dont les principaux sont : 1) les minéralisations aurifères/arsénifères de type épigénétique associées à des processus de remplacement métasomatique dans les sédiments de la Sous-province de La Grande et les paragneiss migmatitisés (niveaux de grenatite) de la Sous-province d'Opinaca; 2) les minéralisations aurifères volcanogènes; 3) les minéralisations aurifères associées aux zones de déformation; 4) les minéralisations aurifères porphyriques; 5) les minéralisations aurifères associées à des formations de fer; 6) les gîtes de type Ni-Cu ± ÉGP associés à des intrusions ultramafiques litées; 7) les gîtes d'uranium de type Rössing ; et 8) les minéralisations en lithium et en éléments du groupe des terres rares (Li-ÉTR) associées aux pegmatites.

TABLE DES MATIÈRE

RÉSUMÉ	3
INTRODUCTION	7
Remerciements	7
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL.....	7
STRATIGRAPHIE.....	9
Sous-province de La Grande	9
Groupe d'Eastmain.....	9
Formation de Bernou (Abeu).....	9
Formation de Pilipas (Apil).....	10
Formation de Kasak (Aka).....	11
Formation de Low (Alow)	11
Roches intrusives	12
Batholite de Duxbury (Aidx).....	12
Pluton du Réservoir Opinaca (Aopn)	12
Intrusion du lac Ell (Aell)	13
Pluton de Kawachusi (Akwa).....	13
Pluton d'Aupiskunasu (Aapi).....	13
Pluton de Takuch (Atuc).....	14
Pluton de Kaupasich (Akau).....	14
Pluton d'Uskawasis (Ausk).....	14
Pluton de Rotis (Arti)	14
Pluton de Menouow (Amen)	14
Pegmatite d'Asimwakw (Asim)	14
Pegmatite de Pikutamaw (Apku)	15
Sous-province d'Opinaca	15
Complexe de Laguiche (Algi)	15
Unité d'amphibolite et de gneiss mafique (Algi1).....	15
Unité de paragneiss contenant moins de 20 % de mobilisat (Algi2).....	16
Unité de paragneiss contenant entre 20 % et 50 % de mobilisat (Algi3).....	16
Unité de diatexite (Algi4).....	16
Suite intrusive de Janin (Ajni)	17
Suite intrusive de Boyd (Abyd).....	17
Intrusion ultramafique de Giard (Agia, nouvelle unité)	17
Protérozoïque	18
Essaims de dykes de diabase (Pmib, Psen et Pmaw)	18
LITHOGÉOCHIMIE.....	18
Volcanites associées aux formations de Bernou et de Kasak	19
Volcanites ultramafiques, mafiques et intermédiaires	19
Tuf intermédiaire à felsique.....	19
Amphibolites du Complexe de Laguiche	19
Roches sédimentaires et paragneiss	19
Roches plutoniques.....	19
Tonalite, diorite et diorite quartzifère	19
Granodiorite et granite	21
Mobilisat felsique dans le Complexe de Laguiche	21
Intrusion ultramafique de Giard.....	21

GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	21
Phases de déformation et éléments structuraux	23
Structures primaires (S0)	23
Phase de déformation D1.....	23
Phase de déformation D2.....	23
Phase de déformation D3.....	24
Domaines structuraux et analyse structurale.....	24
Failles régionales.....	25
Problématique du contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca	25
MÉTAMORPHISME.....	25
Métamorphisme régional	25
Sous-province de La Grande	27
Sous-province d'Opinaca	27
Migmatites	28
Analyse comparative entre les roches sédimentaires du La Grande et les paragneiss d'Opinaca.....	28
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	29
Travaux de l'été 2008	29
Indices aurifères de la Sous-province de La Grande.....	29
Indices aurifères de la Sous-province d'Opinaca.....	30
Minéralisations uranifères	30
Métallogénie régionale	30
Minéralisations aurifères	31
Minéralisations aurifères épigénétiques	31
Le gîte Roberto	31
Minéralisations aurifères volcanogènes à caractère exhalatif.....	32
Minéralisations aurifères porphyriques	32
Minéralisations aurifères associées aux zones de déformation régionales.....	33
Minéralisations aurifères associées à des formations de fer	33
Minéralisations de Ni-Cu ± ÉGP	33
Minéralisations uranifères	33
Minéralisations liées aux pegmatites	33
DISCUSSION ET CONCLUSION	34
RÉFÉRENCES.....	35
ANNEXE 1- Photographies.....	38
ANNEXE 2- Analyses lithogéochimiques des principales unités	39
ANNEXE 2- Analyses lithogéochimiques des principales unités (suite).....	40
ANNEXE 3- Microphotos	41
ANNEXE 4 - Caractérisation géochimique des zones d'altération hydrothermale.....	42

INTRODUCTION

Ce rapport présente la synthèse des levés géologiques réalisés à l'échelle de 1/50 000 durant les étés 2006, 2007 et 2008 dans le cadre du projet Opinaca initié par le Bureau de l'exploration géologique du Québec (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et Lacoste, 2009; présent rapport). La région visée par ce projet se trouve sur le territoire de la Baie-James et correspond au secteur du réservoir Opinaca. Elle se situe entre les longitudes 75°30' et 77°30'W et les latitudes 52°30' et 53°00'N et couvre les feuillets SNRC 33B12, 33B13, 33C09, 33C10, 33C11, 33C15 et 33C16 (figure 1). On y accède par la route de la Baie-James qui relie Matagami à Radisson.

Le choix de ce secteur a été motivé par les arguments suivants : 1) un faible niveau de connaissance géologique par rapport à d'autres secteurs de la Baie-James; 2) une position stratégique pour la compréhension globale de la géologie de la Baie-James (relation entre les secteurs La Grande et Eastmain); 3) la proximité aux voies d'accès; et 5) un potentiel minéral très élevé souligné par la présence du Gîte Roberto, à l'est du réservoir Opinaca (figure 1). Mis à part le levé géologique de reconnaissance régionale à l'échelle de 1/250 000 de Simard et Gosselin (1999), le dernier levé touchant ce secteur remonte aux années 1970 (Remick, 1977).

Les objectifs du projet Opinaca sont de : 1) mettre à jour les connaissances géologiques du secteur Opinaca; 2) documenter la limite entre les sous-provinces géologiques de La Grande et d'Opinaca; et 3) évaluer le potentiel minéral de cette région.

Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement pris part aux différentes étapes de la réalisation du projet. Nous tenons à remercier les géologues Geneviève Robert, Jean-Yves Labbé, James Moorhead, Pierre Pilote, Pierre Lacoste, Alain Cheilletz, Alexandra Fliszár, Jean-François Leclerc-Cloutier, Jean-François Ravenelle, Fabien Solgadi, N'Golo Togola, Ghislain Roy, Moufoutaou B. Adégoké et les assistants-géologues Audrey Beaudoin, Marie-Claude Desmarais, Calix Kofaye Diouf, Simon Ledoux, Audrey Le Pioufle, Vincent Olivette, Nicolas Roy, Caroline Richer, Shawn Dubois, Jean-François Grenier, Gabriel Arseneau, Nicolas Déry, Albert Gunner, Charlène Clochard, Nicolas Joly, François Tsoungui Etetaa, Véronique Morin, Dominique Asselin et Christopher Roulier, ainsi que le cuisinier Yves Brisson et l'homme de camp Aurèle Noël. Les pilotes d'hélicoptère Jean-Philippe Fortin, George Maclean, Yannik Martin et Christian Gysi ont accompli leur travail avec efficacité. Les figures du présent rapport ont été réalisées avec l'aide de Claude Guérin et Johanne Jobidon et les cartes, par Claude Guérin, Mélanie Benoit, Pascal Levasseur et Frédérick St-Pierre. Nos remerciements

ont également été adressés à Martin Simard pour ses commentaires et suggestions apportés dans le cadre de la lecture critique.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL

Les roches de la région sont principalement d'âge archéen. Elles appartiennent à la Sous-province de La Grande, au sud, et à la Sous-province d'Opinaca, au nord (figure 1; Card et Ciesielski, 1986). La Sous-province de La Grande comprend des ensembles volcano-plutoniques qui reposent sur un socle tonalitique ancien (2,79 à 3,39 Ga). Elle se compose de 85 % de roches plutoniques syn- ou tarditectoniques et de 15 % de roches volcano-sédimentaires qui forment les bandes volcaniques des rivières La Grande et Eastmain (Goutier *et al.*, 2001; Hocq, 1994). À l'échelle de la Province du Supérieur, les roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande sont interprétées comme des équivalents latéraux des unités lithostratigraphiques rencontrées dans les sous-provinces de Sachigo, de Uchi et de Wabigoon au nord-ouest de l'Ontario (Goutier *et al.*, 2001; Thurston, 2002). Ces sous-provinces se caractérisent, tout comme le La Grande, par la présence d'un socle archéen, de séquences arénitiques archéennes (environnement continental) et d'intrusions ultramafiques chromitiques.

La Sous-province d'Opinaca correspond à un bassin de roches sédimentaires déposées sur celles de la Sous-province de La Grande (Goutier *et al.*, 2001; Card et Ciesielski, 1986). Elle est constituée principalement de paragneiss migmatitisés et de diatexites appartenant au Complexe de Laguiche. Dans la région étudiée, ces roches sont injectées par les suites intrusives de Janin et de Boyd. À l'échelle de la Province du Supérieur, la Sous-province d'Opinaca est considérée équivalente aux sous-provinces métasédimentaires d'English River et de Quetico, en Ontario (Card et Ciesielski, 1986; Goutier *et al.*, 2001; Moukhsil *et al.*, 2003). Ces dernières sont constituées de 80 % de métagrauwaque et de 10 à 20 % de métapelite.

Régionalement, la limite entre l'Opinaca et le La Grande correspond généralement à des zones de déformation régionale, injectées par des intrusions de leucotonalite à biotite ou de granodiorite à biotite-hornblende (Hocq, 1994). Cette limite coïncide également avec un changement abrupt du gradient métamorphique, passant du faciès des amphibolites moyen à celui des amphibolites supérieur ou des granulites, ainsi que par l'apparition de processus de migmatitisation. Dans la partie est du secteur du réservoir Opinaca, le contact entre les deux sous-provinces est une zone de cisaillement régionale, orientée E-W à NW-SE, marquée par une nette troncature du grain magnétique régional. Ailleurs, au centre et à l'ouest de la région cartographiée, ce contact est généralement masqué par la mise en place de roches intrusives tardives appartenant à l'une ou l'autre des deux sous-provinces. Dans un secteur à l'ouest du lac Amatwasich (33C11),

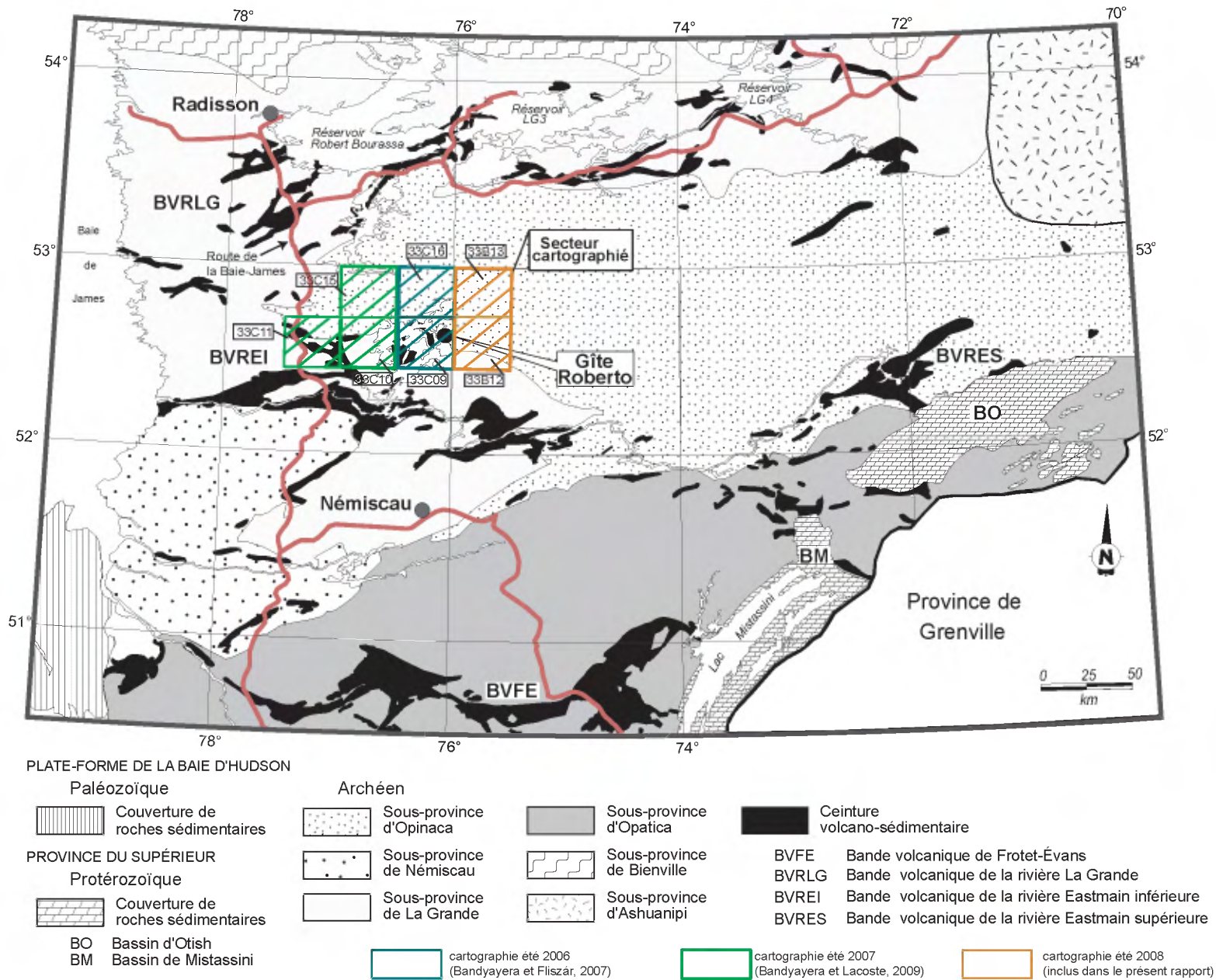


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée et des principaux ensembles tectonostratigraphiques.

la limite entre les deux sous-provinces se trouve entre une unité de paragneiss de la Formation de Pilipas (*Apil4*) et des paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche (*Algi3a*). On y observe une augmentation abrupte du métamorphisme et de l'intensité de la migmatitisation, phénomènes qui caractérisent les paragneiss du Complexe de Laguiche (Bandyayera et Lacoste, 2009).

STRATIGRAPHIE

La stratigraphie du secteur du réservoir Opinaca est basée sur nos travaux des étés 2006, 2007 et 2008 (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et Lacoste, 2009) et sur les travaux de cartographie du Groupe d'Eastmain (Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2003; Labbé et Grant, 1998). En plus des données de terrain, de nouvelles datations isotopiques nous ont permis de raffiner les relations temporelles entre les différentes unités.

Dans la région cartographiée, la séquence volcano-sédimentaire du La Grande appartient au Groupe d'Eastmain et est injecté par plusieurs intrusions de composition felsique à intermédiaire. La base de cette séquence est constituée de basalte et de tuf felsique ou intermédiaire, appartenant aux formations de Bernou (2722 Ma) ou de Kasak (2704 Ma). Son sommet est matérialisé par le dépôt, en discordance sur les volcanites, de roches sédimentaires composées de conglomérat, de grès et de wacke, appartenant aux formations de Low ou de Pilipas. La moitié nord du secteur cartographié abrite un vaste bassin métasédimentaire appartenant à la Sous-province d'Opinaca. On y retrouve le Complexe de Laguiche constitué de paragneiss migmatitisés et de diatexite au faciès des amphibolites supérieurs ou des granulites. Plusieurs intrusions archéennes forment des plutons appartenant à la Sous-province de La Grande ou à la Sous-province d'Opinaca. Les plus vieilles dates ont été observées dans le Batholite de Duxbury (2709 ±2 Ma), tandis que les masses plutoniques les plus jeunes sont représentées par des pegmatites appartenant à la Pegmatite d'Asimwakw (2616 ±6 Ma).

Des dykes de diabase d'âge protérozoïque, assignés aux essaims de Matachewan, de Senneterre et de Mistassini, recoupent les unités archéennes des deux sous-provinces.

Sous-province de La Grande

Groupe d'Eastmain

Le Groupe d'Eastmain a été introduit par Labbé et Grant (1998) dans la région de Natel (SNRC 33B/04). Par la suite, Moukhsil et al. (2003) ont assigné à ce groupe toutes les roches supracrustales de la Moyenne et de la Basse Eastmain. Dans le secteur cartographié, le Groupe d'Eastmain comprend, de la base au sommet, les formations de Bernou, de Pilipas, de Kasak et de Low.

Formation de Bernou (*Abeu*)

La Formation de Bernou a été introduite par Bandyayera et Lacoste (2009) pour décrire une séquence de roches volcaniques rencontrée dans la partie occidentale de la région (SNRC 33C11, figure 1 et carte hors-texte). Cette séquence est constituée de basalte, de gabbro anorthositique et de volcanoclastite. Une datation U/Pb réalisée sur un tuf felsique a donné un âge de 2722 ±1,5 Ma (David et al., 2010).

Moukhsil et al. (2003) avaient assigné ces roches à la Formation de Kauputauch, unité qui s'étend vers le sud, au-delà de la région étudiée. Cette formation est constituée de basalte, de basalte andésitique, de rhyolite et de tuf. Elle est datée à 2751,6 Ma (Moukhsil et al., 2001) et appartient au cycle volcanique le plus ancien du Groupe d'Eastmain (2752 à 2739 Ma). Ainsi, nos travaux indiquent que la séquence du lac Bernou est une unité distincte de la Formation de Kauputauch, appartenant à un cycle volcanique plus jeune.

La Formation de Bernou a été divisée en quatre unités informelles : une unité de basalte (*Abeu1*), une unité de gabbro anorthositique synvolcanique (*Abeu2*), une unité de volcanoclastite intermédiaire à felsique (*Abeu3*) et une unité d'amphibolite (*Abeu4*).

L'unité *Abeu1* se compose principalement de basalte massif, coussiné ou bréchique, localement gloméroporphyrrique, vésiculaire ou amphibolitisé et de rares niveaux de composition andésitique. Les coussins sont étirés et peuvent atteindre 1 mètre de largeur et 40 cm de hauteur. Leur bordure est fortement épidotisée et peut contenir du grenat et des traces de sulfures. Les pédoncules sont remplis de quartz, d'épidote et localement, de grenat. Dans la partie sud-ouest du feuillet 33C11 (carte hors-texte), des coussins bien préservés, contenant des chambres de quartz et d'épidote, indiquent un sommet stratigraphique vers le NE. Dans ce secteur, le long de la route de la Baie-James, l'unité *Abeu1* est représentée par des basaltes amphibolitisés à grenat et des basaltes coussinés ou bréchiques, localement fortement déformés, rubanés, rouillés et magnétiques. Près du contact avec les plutons de Duxbury et de Takuch (carte hors-texte), les basaltes sont également amphibolitisés, cisailés et recoupés par des dykes tonalitiques ou dioritiques. Des basaltes gloméroporphyrriques affleurent abondamment au nord du lac Bernou. Ils contiennent jusqu'à 20 % de phénocristaux arrondis de plagioclase de 0,5 à 3 cm de diamètre.

L'unité *Abeu1* comprend aussi des niveaux de 1 à 10 mètres d'épaisseur constitués de lave ultramafique, de mudstone noir, de grès arkosique et de formations de fer oxydées. Les laves ultramafiques sont fortement magnétiques et de couleur vert pâle en surface altérée. Les mudstones noirs sont graphiteux et contiennent de 5 à 10 % de pyrite et de magnétite. Les grès arkosiques sont massifs à finement laminés. Ils contiennent 60 % de quartz, 10 à 15% de biotite et environ 5 % de pyrite finement disséminée. Les formations de fer sont très plissées, démembrées et discontinues. Elles se composent typiquement d'une alternance de bandes chertueuses et de

bandes riches en grenat. L'unité *Abeu1* est injectée à plusieurs endroits par des pegmatites blanches à tourmaline + muscovite + grenat ± molybdénite, ainsi par des dykes de composition felsique à intermédiaire, à phénocristaux de quartz ou de feldspath, généralement chloritisés et contenant entre 3 et 5 % de microgrenats.

L'unité *Abeu2* est restreinte au nord du lac Bernou (carte hors-texte). Elle est constituée d'importants horizons de gabbro anorthositique fortement déformé, contenant de 40 % à 60 % de glomérocristaux fracturés de plagioclase pouvant atteindre 5 cm de diamètre et baignant dans une matrice mafique amphibolitisée. Ce gabbro est considéré comme étant d'origine synvolcanique et se caractérise par la présence de fractures de refroidissement.

L'unité *Abeu3* est constituée d'une alternance de niveaux de tuf felsique à cristaux et de tuf intermédiaire à lapillis ou à blocs, d'épaisseur métrique à hectométrique. Les tufs à cristaux ont rendu un âge de 2722 Ma (David *et al.*, 2010). Ils sont légèrement magnétiques et localement lités. Ils contiennent des phénocristaux de quartz arrondis ou rectangulaires, baignant dans une matrice fine riche en plagioclase. Du grenat (1 à 3 %) a été observé dans les plans de schistosité. Les tufs à lapillis ou à blocs sont finement grenus et contiennent localement plus de 50 % de lapillis ou de blocs de composition mafique à intermédiaire. Les volcanoclastites de l'unité *Abeu3* sont recoupées, par endroits, par des veinules à épidote ± grenat ± tourmaline.

L'unité *Abeu4* est constituée d'amphibolite localement injectée de mobilisat granitique ou tonalitique contenant des enclaves de roches mafiques. Ces roches sont rubanées, granoblastiques et plissées. Le rubanement est produit par l'alternance de bandes foncées riches en hornblende et de bandes pâles riches en plagioclase + clinopyroxène ± grenat. Par endroits, des structures en coussins sont préservées suggérant qu'il s'agit d'un équivalent métamorphisé des basaltes de l'unité *Abeu1*.

Formation de Pilipas (*Apil*)

La Formation de Pilipas a été introduite par Bandyayera et Lacoste (2009) pour décrire une séquence de roches sédimentaires en discordance sur la Formation de Bernou et restreinte à la partie ouest de la région. Ces roches avaient été assignées à la Formation d'Aclair par Moukhsil *et al.* (2003). Cette unité, constituée principalement de paragneiss, fut par la suite abolie par Bandyayera et Fliszár (2007), et associée en majeure partie au Complexe de Laguiche. Finalement, nos travaux permettent d'exclure du Laguiche ces roches sédimentaires non migmatitisées.

La relation stratigraphique entre la Formation de Bernou et celle de Pilipas indique nécessairement un âge plus jeune que 2722 Ma pour cette dernière. Mentionnons, néanmoins qu'un âge maximum de déposition de 2731,8 Ma a été obtenu à partir d'un échantillon de grès assigné au Pilipas (David *et al.*, 2010).

La Formation de Pilipas a été divisée en quatre unités informelles. On trouve à la base, une unité de conglomérat polygénique (*Apil1*), suivie de formations de fer (*Apil2*) et d'un empilement de grès, de wacke et de schiste (*Apil3*). La quatrième unité (*Apil4*) est constituée de paragneiss qui représente un équivalent métamorphisé de l'unité *Apil3*.

L'unité *Apil1* a été observée en discordance sur les basaltes de l'unité *Abeu1* de la Formation de Bernou le long de la route de la Baie-James. Cette relation implique donc un niveau d'érosion important de la séquence volcanique sous-jacente. L'unité *Apil1* peut atteindre une épaisseur de 2 km. Elle se compose d'un conglomérat polygénique *clast-supported* qui se présente en bancs d'épaisseur métrique à décimétrique. Il est constitué de fragments de basalte (30 %), de roches sédimentaires (5 %), de porphyre à quartz-feldspath (5 %) et de granitoïde (60 %). Les fragments sont étirés, aplatis ou arrondis et leur dimension varie de quelques mm à 50 cm. Dans les zones de déformation, ils sont fortement étirés dans des proportions de 10 : 1. Localement, on observe des conglomérats polygéniques *matrix supported* à fragments anguleux de roches sédimentaires et de granitoïdes et dont la matrice contient jusqu'à 60 % de minéraux mafiques (amphibole et biotite). On trouve également dans cette unité, des horizons d'épaisseur décimétrique à métrique de wacke à biotite, localement riche en sillimanite (10 %) et en grenat (15 %).

L'unité *Apil2* forme dans la partie ouest du SNRC 33C11 (carte hors-texte) un niveau lenticulaire de formations de fer d'environ 2 km de longueur et dont l'épaisseur peut atteindre 500 m. Vers l'est (SNRC 33C10), un mince niveau est interprété avec réserve comme appartenant à cette unité. Il a été observé au cœur d'une structure synclinale sur plusieurs kilomètres, au sein des basaltes de Bernou (*Abeu1*). Il serait donc possible que ces roches appartiennent à cette dernière formation.

Les formations de fer de l'unité *Apil2* sont rubanées, oxydées, fortement plissées et d'épaisseur métrique à décimétrique. Elles sont constituées de lits ou de rubans de magnétite massive, de chert et de mudstone graphiteux et rouillé. Les niveaux de mudstone graphiteux contiennent jusqu'à 5 % de pyrite à texture framboïdale. Les niveaux de chert sont souvent fracturés et bréchifiés. Par endroits, les formations de fer sont à magnétite + biotite + actinote + grenat.

L'unité *Apil3* forme une importante bande sédimentaire qui s'étend d'est en ouest sur 28 km de longueur et sur 2 à 3 km de largeur (carte hors-texte). Elle est constituée à 80 % d'un faciès lité de grès et de wacke et à 20 % d'un faciès de grès massif, localement arkosique. Le faciès de grès massif forme des bandes d'épaisseur métrique à décimétrique. Le faciès lité est particulièrement bien représenté à l'ouest et au nord du lac Munischiwan, ainsi qu'au sud du lac Pikutamaw. Il se compose d'une alternance de lits centimétriques à décimétriques constitués de grès riche en quartz (quartz > 60 %) et de wacke riche en biotite (> 20 %) et en

grenat (1 à 10 %). Les lits de wacke sont en relief négatif et exhibent des laminations parallèles ou entrecroisées.

L'unité *Apil3* contient également des zones métriques à kilométriques de brèche hydrothermale monogénique à fragments de grès arkosique. La zone la plus importante de brèche hydrothermale est localisée au nord du lac Munischwan. Elle s'étend sur 3 km de longueur et sur 0,1 à 1 km de largeur. La matrice de la brèche est très riche en hornblende (15 %), en biotite (10 %) et en grenat (jusqu'à 20 %). Les fragments sont anguleux à subarrondis. Ils contiennent jusqu'à 20 % de microphénocristaux de feldspath et mesurent jusqu'à 40 cm de diamètre. Sur certains affleurements, les fragments s'emboîtent les uns dans les autres.

Les zones bréchiques sont également caractérisées par la présence de lits à andalousite, cordiérite ou grenat qui apparaissent souvent en relief positif, ainsi que par la présence de veines métasomatiques plissées et boudinées. Les niveaux bréchiques contiennent localement des horizons non bréchifiés montrant des laminations parallèles et du granoclassement.

L'unité *Apil4* est constituée de paragneiss à biotite ou à hornblende, faiblement migmatitisé et contenant jusqu'à 5 % de sulfures (pyrite + pyrrhotite). Ces roches sont recoupées par d'abondantes (20 à 50 %) injections de pegmatite blanche. La composition pétrographique et lithogéochimique de ces paragneiss indiquent qu'ils sont possiblement équivalents au grès de l'unité *Apil3*. Le contact entre l'unité *Apil4* et les paragneiss migmatitisés de la Sous-province d'Opinaca (unité *Algi3a* du Complexe de Laguiche) est marqué par une augmentation importante de l'intensité de la migmatitisation et le passage abrupt du faciès inférieur des amphibolites, au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites.

Formation de Kasak (Aka)

La Formation de Kasak a été définie au sud du réservoir Opinaca (Moukhsil, 2000) où elle se compose de basalte et de tuf intermédiaire à felsique. Par la suite, l'unité a été identifiée par Bandyayera et Fliszár (2007), dans la partie nord du réservoir Opinaca (carte hors-texte). Un âge de $2704,4 \pm 1,1$ Ma a été obtenu à partir d'un échantillon de tuf felsique (David *et al.*, 2009), ce qui indique que cette unité est nettement plus jeune que la Formation de Bernou (2722 Ma). Dans la région, la Formation de Kasak a été divisée en deux unités : une unité constituée essentiellement de basalte (*Aka1*) et une seconde, de tuf de composition felsique à intermédiaire (*Aka2*).

L'unité *Aka1* est formée principalement de basalte massif, coussiné ou bréchique, localement porphyrique à gloméroporphyrique. À l'est comme à l'ouest du réservoir Opinaca, on retrouve des coussins de basalte avec des pédoncules bien préservés, des chambres de quartz et une concentration de vésicules au sommet permettant de déterminer le sommet stratigraphique. Les bordures hyaloclastiques des coussins sont localement tourmalinisées et rouillées. Les niveaux gloméroporphyriques contiennent jusqu'à 10 % d'agrégats

de phénocristaux de plagioclase arrondis, de 0,5 cm à 1 cm de diamètre. Localement, on trouve également de rares niveaux de mudstone graphiteux de 1 à 5 m d'épaisseur. En plus des basaltes, le traitement des analyses chimiques révèle la présence de rares niveaux de lave de composition andésitique ou ultramafique. Le long des failles ou au contact avec le Pluton du Réservoir Opinaca, les basaltes sont fortement déformés, amphibolitisés et localement rouillés.

L'unité *Aka2* affleure dans la partie nord du réservoir Opinaca. Elle est formée de tuf à lapillis ou à blocs, de composition intermédiaire à localement felsique, et de niveaux de tuf laminé à grain fin. Le tuf felsique est de composition rhyolitique et contient 30 % de lapillis felsiques, 20 % de phénocristaux de feldspath et 15 % de cristaux arrondis de quartz. Les lapillis sont souvent étirés dans le sens de la foliation. Les tufs de composition intermédiaire sont constitués essentiellement de fragments de roches porphyriques en plagioclase (jusqu'à 60 % de la roche). Certains fragments montrent des cœurs fortement épidotisés et chloritisés.

Formation de Low (Alow)

La Formation de Low a été introduite par Bandyayera et Fliszár (2007) pour décrire une importante séquence de roches sédimentaires localisée à l'est du réservoir Opinaca (carte hors-texte). Cette séquence est plissée et possède une épaisseur décamétrique à kilométrique. Elle se trouve en contact de faille ou repose en discordance sur les basaltes ou les tufs de la Formation de Kasak (datés à 2704 Ma). Plusieurs datations ont été réalisées à partir d'échantillons de roches sédimentaires appartenant à la Formation de Low. Les résultats les plus significatifs sont les âges maximum de déposition de 2687 ± 3 et de 2686 ± 3 Ma obtenus sur un échantillon de wacke de l'unité *Alow2* (Ravenelle *et al.*, 2008).

La Formation de Low a été subdivisée en deux unités. La première (*Alow1*) se situe à la base de la formation et se compose de conglomérat. La seconde unité (*Alow2*) forme la majeure partie de la séquence et se compose de wacke et de grès. Cette unité est l'hôte du gîte aurifère Roberto découvert en 2003 (figure 1 et carte hors-texte). Une datation réalisée sur un conglomérat polygénique de l'unité *Alow1*, situé au sud du gîte Roberto, a donné un âge maximum de déposition entre 2704 ± 9 et 2702 ± 3 Ma (Ravenelle *et al.*, 2008).

L'âge maximum de déposition de la Formation de Low a été déterminé à partir de zircons provenant d'un échantillon de wacke de l'unité *Alow2* et qui ont rendu des valeurs se situant entre 2687 ± 3 et 2686 ± 3 Ma (Ravenelle *et al.*, 2008). Ces âges sont donc nettement plus jeunes que ceux obtenus pour la Formation de Pilipas (2731,8 Ma; David *et al.*, 2010).

Cependant, une nouvelle datation d'un échantillon de grès provenant de l'extension est de l'unité *Alow2* (SNRC 33B12) a donné un âge maximum de déposition de 2717 Ma (David *et al.*, en préparation). Ces nouvelles

données géochronologiques suggèrent la présence d'au moins 2 cycles sédimentaires à l'intérieur de la Formation de Low.

L'unité conglomératique (*Alow1*), d'épaisseur décamétrique à kilométrique, comprend quatre types de conglomérats : 1) le conglomérat polygénique *clast-supported*; 2) le conglomérat polygénique *matrix-supported*, à matrice gréseuse, de composition quartzo-feldspathique ou mafique; 3) le conglomérat à matrice et à fragments de composition mafique; et 4) le conglomérat à fragments d'argilite et de siltstone et à matrice argileuse. Tous ces conglomérats contiennent entre 1 et 10 % de grenat distribué dans la matrice et dans les fragments. Les deux premiers types de conglomérat se composent de fragments arrondis à subarrondis de basalte amphibolitisé, de tuf à lapillis, de tonalite, de diorite, de grès, de roches métasomatiques ainsi que de sulfures et de quartz. Ces fragments sont de dimension centimétrique à décimétrique, arrondis à subarrondis et étirés. Ils peuvent atteindre 50 cm de longueur et 30 cm de largeur. Des niveaux discontinus de grès, d'épaisseur centimétrique à métrique, sont intercalés dans ces conglomérats. Les deux autres types de conglomérats affleurent dans la partie ouest du réservoir Opinaca (carte hors-texte). Ils renferment 60 % de fragments centimétriques à décimétriques, mal triés, anguleux à subarrondis. Il est à noter que le conglomérat à matrice argileuse provient probablement de coulées de débris qui ont démembré les bancs de mudstone de l'unité *Alow2*. À certains endroits, on observe des chenaux d'érosion et des lamines entrecroisées qui nous permettent d'établir avec certitude le sens de la polarité.

L'unité *Alow2* est composée de grès, de wacke et de mudstone avec, localement, quelques horizons de conglomérat, de grès conglomératique et de paragneiss. La présence de stratifications entrecroisées en auge indique un environnement de déposition fortement énergétique. Les minéralisations aurifères de la **Zone Roberto** sont associées à des horizons de wacke finement lités et altérés assignés à la sous-unité informelle *Alow2a* limitée au secteur de la zone minéralisée (carte hors-texte). Cette sous-unité contient des niveaux de wacke riche en biotite ou en hornblende. On y observe des alternances de lits à andalousite + cordiérite + grenat et de lits dépourvus d'aluminosilicates.

À l'est du secteur cartographié, dans la région du lac Gladman (SNRC 33B12), l'unité *Alow2* est représentée essentiellement par des grès quartzeux et des arkoses, massifs ou lités, alternant localement avec des niveaux métriques de conglomérat polygénique à fragments de roches sédimentaires, d'amphibolite et de tonalite.

Les roches de la Formation de Low sont injectées par plusieurs générations de dykes de pegmatite blanche, par des dykes mafiques associés à l'Intrusion du lac Ell, ainsi que par des dykes ultramafiques associés à l'Intrusion ultramafique de Giard. Près de la limite avec la Sous-province d'Opinaca, les métasédiments de la Formation de Low ont été transformés en paragneiss en raison de l'augmentation du gradient métamorphique qui atteint le faciès moyen

des amphibolites. Ces paragneiss s'apparentent à ceux du Complexe de Laguiche décrit plus loin, mais ces derniers se distinguent nettement par la présence de phénomènes de fusion partielle et d'une migmatitisation généralisée.

Roches intrusives

Batholite de Duxbury (*Adxb*)

Le Batholite de Duxbury a été introduit par Verpaelst *et al.* (1979) au sud de la région. Par la suite, Moukhsil *et al.* (2001) l'ont divisé en trois unités constituées : 1) de tonalite fortement foliée à gneissique (*Adxb1*); 2) de tonalite et de granodiorite peu déformées (*Adxb2*); et 3) de diorite quartzifère, massive à foliée (*Adxb3*). Un échantillon de tonalite appartenant à l'unité *Adxb2* a donné un âge de 2709 ± 2 Ma (Gauthier, 1981), tandis qu'une diorite quartzifère de l'unité *Adxb3* a été datée à 2704,7 Ma (David *et al.*, en préparation).

Un échantillon de tonalite (*Adxb1*) et un échantillon de granodiorite (*Adxb2*) ont donné des âges isochrones Rb/Sr de 2500 ± 85 Ma et 3060 ± 180 Ma, respectivement (Verpaelst *et al.*, 1979). Les résultats de ces datations suggèrent que le Batholite de Duxbury constitue un socle sialique d'âge minimum de 3100 Ma, injecté d'intrusions granodioritiques, dioritiques et pegmatitiques de plus en plus jeunes (Verpaelst *et al.*, 1979).

Le Batholite de Duxbury se trouve à la limite occidentale de la région cartographiée et est représenté par les unités *Adxb2* et *Adxb3* (carte hors-texte). Les tonalites et les granodiorites de l'unité *Adxb2* sont massives à foliées et contiennent jusqu'à 10 % d'enclaves d'amphibolite déformées et migmatitisées. Contrairement à la granodiorite, la tonalite est riche en minéraux mafiques (jusqu'à 25 %) et légèrement magnétique.

L'unité *Adxb3* se compose de diorite quartzifère caractérisée par une concentration élevée en titanite (jusqu'à 10 %) et en grenat (jusqu'à 2 %). Par endroits, la composition de cette roche varie de façon graduelle de dioritique à tonalitique. Finalement, le Batholite de Duxbury contient de 5 à 15 % d'injections de pegmatite blanche et, sporadiquement, de pegmatite rose à magnétite.

Pluton du Réservoir Opinaca (*Aopn*)

Le Pluton du Réservoir Opinaca a été introduit par Bandyayera et Fliszár (2007) pour décrire un dôme intrusif polyphasé de 15 km de diamètre, centré sur le réservoir Opinaca (carte hors-texte). Ce pluton a été divisé en deux unités : une unité précoce de tonalite à hornblende et biotite (*Aopn1*), et une unité tardive de diorite quartzifère et de monzodiorite (*Aopn2*). Un âge U-Pb de $2708,9 \pm 0,9$ Ma (David *et al.*, 2009) a été obtenu sur un échantillon de tonalite de l'unité *Aopn1*. Cet âge correspond aux dernières phases intrusives synvolcaniques ou aux premières phases intrusives syntectoniques de la région (Moukhsil *et al.*,

2003). Une diorite quartzifère de l'unité *Aopn2* a donné un âge de $2703,5 \pm 2,8$ Ma (David *et al.*, 2009) confirmant les observations de terrain qui indiquent que la phase dioritique est plus jeune que la phase tonalitique. Ce résultat est comparable à celui obtenu pour une diorite appartenant à l'Intrusion du lac Ell (Ravenelle *et al.*, 2008), située plus à l'est (décrit plus loin). Cet âge se situe dans l'intervalle des âges recueillis sur les intrusions syntectoniques de la région (2710 à 2697 Ma ; Moukhsil *et al.*, 2003).

La tonalite à hornblende et biotite de l'unité *Aopn1* est foliée et possède localement une texture porphyroïde à phénocristaux de plagioclase ou de quartz. L'unité *Aopn1* est par endroits magnétique et contient de nombreuses veinules et fractures remplies d'épidote, de quartz et de magnétite. L'unité *Aopn2* est constituée de diorite, de diorite quartzifère et de monzodiorite porphyroïde à phénocristaux de feldspath. Ces roches contiennent des enclaves (5 %) centimétriques à métriques de tonalite et d'amphibolite. La phase dioritique du Pluton d'Opinaca (*Aopn2*) se caractérise par une susceptibilité magnétique plus élevée que la phase tonalitique; une différence nettement visible sur les cartes aéromagnétiques de la région.

Intrusion du lac Ell (*Aell*)

L'Intrusion du lac Ell a été nommée par Bandyayera et Fliszár (2007) pour décrire un sill de diorite en forme de croissant au cœur d'un antiforme dans le secteur du lac Ell (SNRC 33C09, carte hors-texte). Cette intrusion se compose de tonalite à hornblende et biotite, foliée (unité *Aell1*) ainsi que de diorite et de diorite quartzifère, généralement massives (unité *Aell2*). Ces diorites renferment jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase et entre 10 et 20 % d'enclaves d'amphibolite partiellement assimilées. Elles s'injectent sous forme de dykes dans la tonalite de l'unité *Aell1* confirmant leur caractère plus tardif.

L'Intrusion du lac Ell est en contact avec la séquence sédimentaire de la Formation de Low, séquence abritant la Zone aurifère Roberto. Ce contact n'a pas été observé en affleurement et sa nature demeure ambiguë. En effet, un âge de $2705,6 \pm 1,9$ Ma a été obtenu pour un échantillon de diorite de l'unité *Aell2* indiquant ainsi un âge plus ancien que la séquence sédimentaire de la Formation de Low dont l'âge maximum de déposition est estimé à environ 2686 Ma (Ravenelle *et al.*, 2008). Toutefois, à certains endroits, des dykes de diorite recoupent la séquence sédimentaire, ce qui indique clairement qu'il y a plus d'une génération de diorite dans la région. Mentionnons finalement que l'Intrusion du lac Ell et le Pluton du Réservoir Opinaca se comparent à bien de égards et appartiennent probablement à un même événement magmatique. Ils se composent en effet d'unités tonalitiques et dioritiques semblables et sont d'âge similaire ($2705,6 \pm 1,9$ vs $2703,5 \pm 2,8$ Ma).

Pluton de Kawachusi (*Akwa*)

Le Pluton de Kawachusi a été défini par Moukhsil (2000) au sud immédiat de la région et divisé en trois unités informelles : la tonalite (unité *Akwa1*), la granodiorite (unité *Akwa2*) et le monzogranite (unité *Akwa3*). Dans la région à l'étude, on ne retrouve que les unités *Akwa1* et *Akwa2*, dans des secteurs extrêmement restreints, à la limite sud de la carte (SNRC 33C10, carte hors-texte). Ces roches contiennent une proportion importante (15 à 40 %) d'injections de pegmatite. L'unité *Akwa1* contient jusqu'à 10 % d'enclaves de paragneiss étirés. L'unité *Akwa2* se compose de granodiorite pouvant contenir jusqu'à 10 % de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique. Cette unité contient localement des enclaves métriques à décimétriques de tonalite et de diorite légèrement magnétiques.

Pluton d'Aupiskunasu (*Aapi*)

Le Pluton d'Aupiskunasu a été défini par Bandyayera et Lacoste (2009) pour décrire un important ensemble constitué d'une unité de diorite quartzifère (*Aapi1*) et d'une unité de pegmatite (*Aapi2*), à l'ouest du réservoir Opinaca (carte hors-texte).

L'unité *Aapi1* se compose de diorite quartzifère massive à faiblement foliée, à texture porphyroïde marquée par la présence de 10 à 20 % de phénocristaux de plagioclase de 0,5 à 1 cm de longueur. Elle contient de 20 à 60 % de minéraux mafiques et est légèrement magnétique. Localement, cette roche est recoupée par une diorite plus tardive et plus grossière. Dans la partie ouest du pluton, la composition de l'unité *Aapi1* passe graduellement à celle d'une tonalite à hornblende et à biotite, riche en titanite (5 %). L'unité *Aapi1* contient également des enclaves métriques à décimétriques de tonalite porphyrique pouvant être assignées au Pluton du Réservoir Opinaca, reconnu plus à l'ouest et daté à 2709 Ma (Bandyayera et Fliszár, 2007). La présence au cœur de l'unité dioritique *Aapi1* d'une lentille kilométrique de volcanites assignées à la Formation de Kasak, et interprétée comme étant une méga-enclave, indique que ces diorites ont un âge tout au moins plus jeune que 2704 Ma, soit l'âge défini pour ces volcanites.

L'unité *Aapi2* forme deux masses importantes dans la partie centrale du Pluton d'Aupiskunasu. Elles se composent de pegmatite à muscovite et magnétite, rose, de composition granitique et hématitisée. Les cristaux de magnétite (1 à 3 %) sont automorphes et peuvent atteindre 1 cm de diamètre. La pegmatite contient souvent des cristaux centimétriques d'orthose à texture graphique, ainsi que des enclaves de diorite quartzifère appartenant à l'unité *Aapi1* et des enclaves d'amphibolite à grenat.

Pluton de Takuch (*Atuc*)

Le Pluton de Takuch a été défini au sud de la région par Moukhsil (2000) et comprend deux unités : une unité de

tonalite et de granodiorite magnétique (*Atuc1*) et une unité de monzogranite (*Atuc2*). Toutes ces roches montrent une foliation d'écoulement magmatique. Dans notre région, l'unité *Atuc1* a été identifiée dans le secteur du lac Bernou (SNRC 33C11, carte hors-texte). Elle est constituée d'une tonalite foliée, riche en biotite (10 à 15 %) et renferme des enclaves de roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Localement, on trouve également des injections tardives de pegmatite rose, magnétique.

Pluton de Kaupasich (Akau)

Le Pluton de Kaupasich (*Akau*) a été défini près de la limite occidentale de la région cartographiée par Bandyayera et Lacoste (2009; figure 1 et carte hors-texte). La partie ouest de ce pluton marque la limite nord de la Sous-province de La Grande. Sa partie est sépare les unités volcano-sédimentaires métamorphosées au faciès inférieur des amphibolites au sud (unités *Abeu1* et *Apil3*), de celles au faciès supérieur des amphibolites, au nord (unités *Abeu4* et *Apil4*; carte hors-texte).

Cette intrusion est formée de tonalite gneissique et de granodiorite à hornblende, massive à faiblement foliée. On y retrouve également des dykes de pegmatite rose, déformés et boudinés. La tonalite est hétérogène, épidotisée, hématitisée et légèrement magnétique. La granodiorite est tardive par rapport à la tonalite. Elle est homogène, moyennement à grossièrement grenue et peut constituer localement jusqu'à 50 % des affleurements. Elle se présente parfois sous forme de bandes métriques à hectométriques parallèles à la gneissosité qui affecte la tonalite.

Le Pluton de Kaupasich contient 10 à 15 % d'enclaves métriques à décamétriques d'amphibolite ou de paragneiss, localement migmatitisés, rubanés et fortement étirés. Les enclaves d'amphibolite montrent à l'occasion une texture glomérporphyrique, à phénocristaux centimétriques de plagioclase, identique à celle observée dans les basaltes de la Formation de Bernou (*Abeu1*). Les enclaves de paragneiss sont partiellement fusionnées et peuvent contenir jusqu'à 30 % de mobilisat avec des schlierens de biotite.

Pluton d'Uskawasis (Ausk)

Le Pluton d'Uskawasis a été défini par Moukhsil (2000) dans la région du lac Wapamisk (SNRC 33C08) et divisé en trois unités que nous avons reconnues dans la partie sud-est de notre région (carte hors-texte). L'unité *Ausk1* est composée de tonalite magnétique caractérisée par une texture porphyroïde. L'unité *Ausk2* est un assemblage de granodiorite à hornblende et de tonalite à biotite et à hornblende. L'unité *Ausk3* est un assemblage de monzogranite, de granodiorite et de granite contenant des cristaux de quartz interlobés et de plagioclase corrodés, localement antiperthitique.

Pluton de Rotis (Arti)

Le Pluton de Rotis (*Arti*) a été défini par Bandyayera et Lacoste (2009) dans la moitié nord du feuillet SNRC 33C10 (carte hors-texte). Il fait partie d'un cortège d'intrusions tarditectoniques qui se sont mises en place dans la zone de contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (voir plus bas). Un échantillon prélevé pour datation a donné un âge de 2671,8 Ma (David *et al.*, 2010), ce qui en fait l'une des intrusions tarditectoniques de la région cartographiée. Ces intrusions sont toutefois plus vieilles que les pegmatites blanches identifiées plus à l'est (Pegmatite d'Asimwakw, voir plus bas) et datées à 2616 ± 6 Ma (Ravenelle *et al.*, 2010). Rappelons également que le Granite du Vieux Comptoir, cartographié dans la région des lacs Langelier et Threecfold (SNRC 33F/03 et 33F/04), a aussi donné un âge de 2618 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999).

Le Pluton de Rotis est constitué de granodiorite, massive à faiblement foliée, homogène, moyennement à grossièrement grenue et légèrement magnétique. La roche contient jusqu'à 10 % de minéraux mafiques dont 3 % de biotite et 7 % de hornblende. Localement, on rencontre des phases de composition granitique caractérisées par une abondance en feldspath potassique myrmékitique (30 à 50 %) de taille centimétrique (jusqu'à 4 cm) et par la présence d'amas de magnétite. Ces phases sont recoupées par des dykes de pegmatite rose à magnétite. En bordure du Pluton de Rotis, on observe jusqu'à 20 % d'enclaves de paragneiss montrant un rubanement migmatitique et des plis ptygmatisés.

Pluton de Menouow (Amen)

Le Pluton de Menouow (*Amen*) a été nommé par Bandyayera et Fliszár (2007) et fait partie des masses intrusives tardives qui se sont mises en place au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, au nord du réservoir Opinaca (carte hors-texte). Ce pluton est caractérisé par une susceptibilité magnétique élevée, assez distinctive sur les cartes aéromagnétiques régionales. Il se compose de granodiorite massive, à hornblende ± magnétite, renfermant de 0 à 5 % d'enclaves de roches métasédimentaires et localement, des injections de pegmatite rose. La granodiorite possède une foliation magmatique soulignée par l'alignement des cristaux de feldspath et de biotite.

Pegmatite d'Asimwakw (Asim)

La Pegmatite d'Asimwakw a été introduite par Bandyayera et Fliszár (2007) pour désigner les intrusions pegmatitiques tardives localisées dans le secteur du lac Ell au nord-est du réservoir Opinaca (SNRC 33C09 et 33B12). La Pegmatite d'Asimwakw a été divisée en 3 unités : une unité de pegmatite blanche contenant régulièrement entre 5 et 20 % d'enclaves de roches métasédimentaires et entre 2 et 20 % de

tourmaline (*Asim1*); une unité de pegmatite blanche contenant entre 1 et 10 % d'enclaves de métasédiments et moins de 1 % de tourmaline (*Asim2*); et une unité de pegmatite rose (*Asim3*) qui renferme entre 5 et 30 % d'enclaves ou de bandes métriques de tonalite à hornblende et magnétite et entre 1 et 5 % de grains ou d'amas de magnétite. Les enclaves de roches métasédimentaires encaissées dans les unités *Asim1* et *Asim2* sont peu migmatitisées et ont conservé localement leurs structures sédimentaires primaires. On observe une association spatiale assez nette entre la pegmatite blanche à tourmaline (*Asim1* et *Asim2*) et les séquences volcano-sédimentaires de la Formation de Low. Cette association est moins évidente dans le cas de la pegmatite rose, dépourvue d'enclaves métasédimentaires et qui est répartie de façon plus aléatoire. Toutes les pegmatites blanches qui recoupent l'enveloppe minéralisée du gîte Roberto sont riches en tourmaline et appartiennent à l'unité *Asim1*. Un échantillon de pegmatite blanche à tourmaline prélevé sur l'unité *Asim1* a donné un âge de 2616 ± 6 Ma (Ravenelle *et al.*, 2010), ce qui fait de la Pegmatite d'Asimwakw l'une des intrusions tardi- à post-tectoniques de la région, au même titre que le Granite du Vieux Comptoir daté à 2818 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999).

Pegmatite de Pikutamaw (Apku)

La Pegmatite de Pikutamaw (*Apku*) a été introduite par Bandyayera et Lacoste (2009) et affleure sur un vaste secteur au nord du lac Pikutamaw, à l'ouest de la région (SNRC 33C11, carte hors-texte). Il s'agit d'une pegmatite blanche localement hématitisée, homogène et légèrement magnétique. Elle contient de 1 à 5 % de grenat, 1 à 5 % de magnétite ainsi que des traces de tourmaline, de molybdénite et, localement, des amas d'amazonite. On y observe également jusqu'à 15 % d'enclaves de paragneiss et 5 % d'enclaves de tonalite à biotite.

Sous-province d'Opinaca

Complexe de Laguiche (Algi)

Au cours des 30 dernières années, la nomenclature concernant les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province d'Opinaca a été modifiée à plusieurs reprises. Franconi (1978) a regroupé ces roches sous l'appellation « Groupe de Rossignol » tandis que Fouques et Schumacher (1979) ont utilisé le terme « Série de Laguiche ». Gauthier *et al.* (1997) ont introduit le terme « Groupe de Rossignol-Laguiche » pour désigner les roches métasédimentaires de la partie nord de la Sous-province d'Opinaca. Simard et Gosselin (1999) ont quant à eux simplifié le nom et regroupé toutes les roches métasédimentaires de l'Opinaca sous l'appellation « Groupe de Laguiche ». Dans leurs travaux sur la géologie de la Basse et de la Moyenne Eastmain, Moukhsil *et al.* (2001) et Moukhsil *et al.* (2003) ont introduit le terme « Formation d'Auclair » pour désigner

tous les paragneiss des bassins métasédimentaires d'Opinaca et de Némiscau, ainsi que les formations sédimentaires du Groupe d'Eastmain. Ainsi, la Formation d'Auclair englobait paradoxalement à la fois les roches métasédimentaires appartenant aux sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Or, les paragneiss de la Sous-province d'Opinaca sont des roches hautement métamorphisées, migmatitisées et plissées, qui ont rarement conservé leurs structures primaires. Pour ces raisons, Bandyayera et Fliszár (2007) propose une approche lithodémique (MER, 1986) pour ces roches et utilisent le terme « Complexe de Laguiche » pour désigner toute la séquence métasédimentaire de la Sous-province d'Opinaca.

Le Complexe de Laguiche couvre une grande partie de la moitié nord du secteur du réservoir Opinaca. Il a été divisé en 4 unités (Bandyayera et Lacoste, 2009; le présent rapport) : une unité d'amphibolite et de gneiss mafique (*Algi1*); une unité de paragneiss avec moins de 20 % de mobilisat (*Algi2*); une unité de paragneiss migmatitique comprenant entre 20 et 50 % de mobilisat (*Algi3*); et une unité de diatexite constituée de plus de 50 % de mobilisat (*Algi4*). Dans ces unités, la composition du mobilisat est variable, passant de tonalitique à granitique ou granodioritique. Les unités *Algi2* et *Algi3* comprennent des sous-unités constituées de paragneiss à biotite ± hornblende ± grenat (*Algi2a* et *Algi3a*) et de paragneiss nodulaire à biotite ± hornblende ± grenat ± cordiérite ± sillimanite (*Algi2b* et *Algi3b*). Une datation réalisée sur la restite de l'unité *Algi4* a retourné plusieurs âges (David *et al.*, en préparation). Le plus jeune est de 2647 Ma et est interprété comme étant l'âge du deuxième épisode de la fusion des paragneiss. L'âge le plus ancien est de 2844 Ma et s'apparente aux âges du socle tonalitique de la Sous-province de La Grande (Complexe de Langelier et Pluton de Poste Lemoyne; Goutier *et al.*, 2002). Une autre datation sur le mobilisat de la même unité *Algi4* a donné un âge de $2671,6 \pm 1,8$ Ma interprété comme étant l'âge du premier épisode de fusion partielle des paragneiss (David *et al.*, en préparation; voir aussi le chapitre « Métamorphisme »).

Unité d'amphibolite et de gneiss mafique (Algi1)

L'unité *Algi1* est observée principalement dans la partie nord-est de la région (carte hors-texte). Elle forme des horizons kilométriques d'épaisseur hectométrique constitués d'amphibolite, de gneiss mafique et localement, de rares niveaux de formations de fer oxydées. Les amphibolites sont magnétiques, localement migmatitisées ou injectées de mobilisat pegmatitique, et contiennent du grenat et du pyroxène. Les gneiss mafiques sont caractérisés par l'alternance de rubans définis par des proportions variables de plagioclase et de hornblende et, plus rarement, par la prédominance de porphyroblastes de hornblende et grenat.

L'origine des roches mafiques de l'unité *Algi1* n'a pu être déterminée. Simard et Gosselin (1999) ont suggéré qu'il pourrait s'agir de laves intercalées dans les roches sédimentaires, de filons-couches ou dykes de gabbro, ou

encore de phases précoces reliées aux intrusions dioritiques. Selon nos observations, les amphibolites de l'unité *Algi1* contiennent localement des restes de coussins fortement étirés suggérant ainsi un origine volcanique. De plus, leur composition chimique est similaire à celles des basaltes du Groupe d'Eastmain (voir le chapitre – Lithogéochimie).

Unité de paragneiss contenant moins de 20 % de mobilisat (*Algi2*)

L'unité *Algi2* affleure généralement dans les dépressions topographiques, entre les suites intrusives qui occupent les sommets des butes et des montagnes. Dans cette unité, le paragneiss est peu migmatitisé. Il s'agit d'une roche à texture granoblastique, rouillée en surface altérée, et qui montre par endroits, un rubanement compositionnel et granulométrique qui pourrait correspondre au litage primaire. Le mobilisat se présente en bandes leucocrates de composition tonalitique ou granitique, parallèles à la foliation et montrant souvent des bordures plus riches en minéraux mafiques. Lorsque le paragneiss est plissé, les bandes de mobilisat sont boudinées ou affectées par des plis ptygmatisés. Plusieurs injections de mobilisat ségrégué, contiennent de la tourmaline et s'apparentent alors aux dykes de pegmatite blanche à tourmaline qui recoupent les paragneiss de l'unité *Algi1* à plusieurs endroits. Un front d'altération en tourmaline (jusqu'à 40 %) de taille millimétrique à centimétrique se développe fréquemment au contact entre ces dykes de pegmatite et les paragneiss.

L'unité *Algi2* a été subdivisée en deux sous-unités : une première étant constituée de paragneiss à biotite ± hornblende ± grenat (*Algi2a*) et l'autre de paragneiss nodulaire à biotite ± hornblende ± grenat ± cordiérite ± sillimanite (*Algi2b*). La sous-unité *Algi2a* est la plus répandue. Contrairement à l'unité *Algi2b*, le grenat y est rare et les aluminosilicates sont absents. L'unité *Algi2b* se présente en bandes kilométriques de paragneiss nodulaires faiblement migmatitisés et qui avaient déjà été décrites par Simard et Gosselin (1999), au nord-est du réservoir Opinaca. Les nodules ou les porphyroblastes de 1 à 5 cm de diamètre, souvent aplatis et étirés, ressortent en relief positif sur la surface des affleurements. Les paragneiss nodulaires montrent un rubanement marqué par l'alternance de bandes riches et de bandes pauvres en aluminosilicates qui pourrait refléter la présence d'un litage primaire.

Unité de paragneiss contenant entre 20 % et 50 % de mobilisat (*Algi3*)

La différence majeure entre l'unité *Algi2* et *Algi3* réside dans le pourcentage de mobilisat. Tout comme cette dernière, l'unité *Algi3* a été subdivisée en deux sous-unités : la première constituée de paragneiss à biotite ± hornblende ± grenat (*Algi3a*) et la seconde composée de paragneiss nodulaire à biotite ± hornblende ± grenat ± cordiérite ± sillimanite (*Algi3b*).

La sous-unité *Algi3a* est la plus répandue. Elle est formée de bandes kilométriques plissées, boudinées et recoupées par des phases intrusives tardives granodioritiques à magnétite. Cette unité est également caractérisée par la rareté du grenat et des aluminosilicates. Malgré l'intensité de la migmatitisation, le paragneiss montre localement un rubanement compositionnel marqué par l'alternance de lits riches en biotite et de lits riches en hornblende qui pourrait être relié à la présence d'un litage primaire. Le mobilisat se présente en bandes millimétriques à décimétriques qui forment un rubanement migmatitique irrégulier, discontinu, et lenticulaire, subparallèle à la foliation (annexe 1, photo 1). Une concentration préférentielle de minéraux mafiques (hornblende et biotite) est régulièrement observée en bordure des bandes de mobilisat. Dans les secteurs où l'on distingue facilement le processus de fusion partielle, le leucosome est généralement subparallèle aux plans de foliation et contient des schlierens de biotite. La transition entre le leucosome et le mélanosome est graduelle ou abrupte. Dans les secteurs les plus migmatitisés, le néosome leucocrate contient des schlierens et des niveaux de restites riches en biotite ± grenat.

L'unité *Algi3b* est d'étendue extrêmement restreinte et observée uniquement à quelques endroits dans la partie est de la région (carte hors-texte). Elle est constituée de paragneiss nodulaire migmatitisé à biotite ± hornblende ± grenat ± cordiérite ± sillimanite identiques à celui de la sous-unité *Algi2*, mais avec une proportion de mobilisat plus élevée (20 à 50 % de mobilisat). Le litage primaire est localement préservé dans certains horizons. Au sud du lac Gladman (SNRC 33C12), on observe de la base au sommet d'un lit, un enrichissement graduel en aluminosilicates. Ceci reflète la concentration de minéraux argileux au sommet stratigraphique de bancs granoclassés. Sur certains affleurements, les niveaux riches en aluminosilicates alternent avec les niveaux riches en biotite ± hornblende ± grenat. On observe des porphyroblastes de grenat autant dans le leucosome que dans le mélanosome. L'unité est injectée de dykes pegmatitiques à tourmaline + grenat localement boudinés.

Unité de diatexite (*Algi4*)

L'unité *Algi4* constitue plus de 60 % de l'ensemble du Complexe de Laguiche dans le secteur du réservoir Opinaca. Elle se compose de diatexite hétérogène et rubanée, à biotite ± hornblende ± grenat ± pyroxène. Cette diatexite est une roche fortement migmatitique, dérivée de la fusion partielle des paragneiss et contient plus de 50 % de mobilisat de composition tonalitique, granitique ou granodioritique. La quantité et la structure du mobilisat varient considérablement d'un affleurement à l'autre, mais aussi sur un même affleurement. Le mobilisat alterne avec les restites et des enclaves étirées de paragneiss à biotite ± hornblende, et localement à grenat ± pyroxène, produisant un rubanement migmatitique bien développé, mais dont l'orientation est souvent chaotique au niveau de l'affleurement. Dans ces

roches, le paragneiss se trouve également en enclaves dans le mobilisat et les schlierens de biotite ou de hornblende sont omniprésents. On trouve également d'importantes concentrations de biotite \pm pyroxène \pm magnétite \pm grenat de 5 à 10 cm de largeur, en bordure des rubans de leucosome. Les diatexites de l'unité *Algi4* sont des roches à pyroxène de teinte vert olive caractéristique. L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont présents aussi bien dans le mobilisat que dans les enclaves et les restites de paragneiss.

On trouve également dans les diatexites des enclaves, localement bien préservées, d'amphibolite et de tonalite à biotite \pm grenat \pm magnétite ainsi que des injections multiphasées de mobilisat concordant ou discordant. Les injections les plus tardives sont souvent pegmatitiques et recoupent le rubanement migmatitique. Elles contiennent parfois des mégacristsaux à texture graphique pouvant atteindre 70 cm de diamètre.

Suite intrusive de Janin (*Ajni*)

La Suite intrusive de Janin a été définie dans la partie centre-nord de la région (SNRC 33C16, carte hors-texte) par Bandyayera et Fliszár (2007) pour décrire plusieurs masses intrusives qui affleurent sur le sommet des collines au travers des paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche. Ces auteurs l'ont subdivisé en quatre unités : 1) une unité hétérogène de pegmatite et de tonalite (*Ajni1*); 2) une unité hétérogène de granite, de granodiorite et de pegmatite rose (*Ajni2*); 3) une unité de granodiorite à hornblende \pm clinopyroxène (*Ajni3*); et 4) une unité tardive de granodiorite et de granite (*Ajni4*).

L'unité *Ajni1* est constituée d'un assemblage hétérogène de pegmatite blanche, de pegmatite rosée et de tonalite, hétérogranulaires, massives, foliées ou rubanées, et renfermant jusqu'à 30 % d'enclaves de paragneiss migmatitisé ou de diatexite rubanée. La pegmatite blanche représente plus de 70 % de l'unité *Ajni1*. Elle montre des textures graphiques ou myrmékittiques sur des mégacristsaux blancs de feldspath potassique de 20 à 35 cm de diamètre et contient de la tourmaline (1 à 10 %) et du grenat (1 à 5 %). Au contact avec les enclaves de paragneiss, la pegmatite blanche exhibe des bordures de réaction riches en tourmaline et en grenat. Par endroits, une forte hématitisation donne à la pegmatite blanche une teinte rosée.

La pegmatite blanche rubanée est marquée par l'alternance de bandes claires et de bandes rosâtres, d'épaisseur centimétrique à métrique, localement riches en tourmaline ou en grenat (annexe 1, photo 2). Sur le même affleurement de pegmatite zonée ou rubanée, on note l'alternance de bandes à granulométrie variable. Des tests de coloration montrent que la moitié des bandes claires moyennement grenues sont de composition tonalitique.

L'unité *Ajni2* est un assemblage hétérogène de roches massives à faiblement foliées, constituées principalement de granite et d'aplite, avec un peu de granodiorite et de

pegmatite rose. Contrairement à l'unité *Ajni1*, les enclaves de paragneiss migmatitisé y sont rares.

L'unité *Ajni3* est représentée par une granodiorite à hornblende \pm clinopyroxène, généralement magnétique et foliée. Il s'agit d'une roche homogène, moyennement à grossièrement grenue, contenant localement des enclaves de paragneiss migmatitisé à porphyroblastes de hornblende.

L'unité *Ajni4* se compose de granodiorite et de granite, à hornblende et à biotite, massifs à faiblement foliés, moyennement à grossièrement grenus et contenant jusqu'à 10 % de magnétite disséminée ou en amas. Sur les cartes géophysiques, ces roches présentent généralement une susceptibilité magnétique élevée. Il s'agit d'intrusions tardives recoupant toutes les autres unités de la Suite intrusive de Janin. Les enclaves de paragneiss ou de diatexite sont rares dans ces roches, sauf près du contact avec le Complexe de Laguiche, où elles peuvent compter jusqu'à 5 % de la roche.

Suite intrusive de Boyd (*Abyd*)

La Suite intrusive de Boyd a été définie par Bandyayera et Lacoste (2009), au nord-ouest du réservoir Opinaca (SNRC 33C15, carte hors-texte). Cette suite est spatialement associée au Complexe de Laguiche et a été divisé en quatre unités. L'unité *Abyd1* est composée de granite et de pegmatite rose, homogènes, à biotite \pm magnétite, massifs ou foliés. Ces roches contiennent localement jusqu'à 20 % d'enclaves métriques de paragneiss migmatitisé ou d'amphibolite.

L'unité *Abyd2* est constituée de granodiorite à hornblende \pm biotite \pm magnétite, massive et homogène, contenant jusqu'à 20 % d'enclaves de paragneiss migmatitisé. L'unité *Abyd3* est composée de tonalite à biotite \pm hornblende \pm magnétite, massive à foliée, localement gneissique. La tonalite contient jusqu'à 5 % d'enclaves de paragneiss plus ou moins migmatitisé et de diatexite. L'unité *Abyd4* est une charnockite à orthopyroxène \pm clinopyroxène \pm magnétite \pm biotite, à texture porphyroïde en phénocristsaux de feldspath potassique.

Intrusion ultramafique de Giard (*Agia*, nouvelle unité)

L'Intrusion ultramafique de Giard est une nouvelle unité regroupant une vingtaine d'intrusions ultramafiques, localement litées et de taille hectométrique à kilométrique. Elles s'injectent dans les paragneiss migmatitisés et dans les diatexites du Complexe de Laguiche, ainsi que dans la Suite intrusive de Janin, au nord-est du réservoir Opinaca (SNRC 33B12 et 33B13).

Une datation sur des zircons provenant d'une pegmatite mafique qui recoupe une intrusion ultramafique de Giard a donné un âge de 2619,6 \pm 1,9/-1,4 Ma (David *et al.*, en préparation). Cet âge correspond à l'âge de la mise en place des intrusions tarditectoniques à la Baie-James, auxquelles appartient le Granite du Vieux Comptoir daté à 2618 \pm 2 Ma (Goutier *et al.*, 2002), et les intrusions de pegmatite blanche

qui s'injectent dans le Complexe de Laguiche (2616 ± 6 Ma ; Ravenelle *et al.*, 2010). La pegmatite mafique datée n'est donc pas génétiquement associée à l'Intrusion ultramafique de Giard, puisque celle-ci est recoupée par les pegmatites blanches. Nous postulons que les intrusions du Giard datent d'avant la migmatitisation.

Les intrusions de l'Intrusion ultramafique de Giard sont fortement magnétiques en affleurement, mais ne sont pas particulièrement apparentes sur les cartes aéromagnétiques régionales, à cause du bruit de fond souvent élevé. Elles sont constituées de pyroxénite et de péridotite, massives, grossièrement grenues, à texture coronitique et possédant une patine d'altération gris verdâtre, vert foncé ou brun rouille. Certaines intrusions sont caractérisées par la présence d'horizons lités à cumulats d'orthopyroxène, de clinopyroxène et localement d'olivine, constitués de cristaux mesurant jusqu'à 5 cm de diamètre. Les textures primaires magmatiques telles les laminations parallèles ou entrecroisées et les fractures de refroidissement sont localement bien préservées (annexe 1, photo 3).

Des niveaux lités riches en spinelle (20 %), analogues à des chromitites, ont été notés au nord de la rivière Opinaca. La déformation régionale a peu affecté les intrusions du Giard qui se comportent comme un *resister* (Sawyer, 2008). Cependant, certaines intrusions sont complètement métamorphosées et se caractérisent par l'omniprésence de niveaux riches en amphibole en aiguilles de la famille trémolite-actinote. En lames minces, les minéraux primaires ont été complètement hydratés. Le contact entre certaines intrusions et la roche encaissante est représenté par une zone métasomatique riche en micas (20 %) et contenant localement des niveaux riches en tourmaline (30 %) en prismes allongés et de cristaux squelettiques d'amphibole. Par endroits, cette zone de contact est fortement déformée et cisailée. Les intrusions de l'Intrusion ultramafique de Giard sont recoupées par des dykes de pegmatite, discontinus et ramifiés, qui se transforment en plagioclasite. Ces intrusions contiennent également des poches de pegmatite mafique dont, par endroits, la composition tend vers celle des dykes de plagioclasite.

Une étude détaillée a été réalisée sur la plus volumineuse des intrusions ultramafiques de Giard, située au sud-est de la rivière Giard (SNRC 33B13). L'intrusion est formée par au moins 5 cycles magmatiques différenciés. Chaque cycle est composé d'un cumulat péridotitique à la base, passant graduellement à une péridotite, puis à une pyroxénite et un gabbro. Le litage magmatique est observé dans tous les faciès de cette intrusion. La péridotite est souvent riche en phlogopite de taille centimétrique. La pyroxénite constitue la lithologie dominante de l'intrusion. Par endroits, les mégacristaux de pyroxène amphibolitisé sont perpendiculaires au litage, décrivant ainsi des structures en peigne. Le gabbro est marqué par une alternance de niveaux mélanocrates et de niveaux leucocrates, localement à porphyroblastes de plagioclase. Il contient par endroits des enclaves de paragneiss montrant une bordure de réaction riche en

plagioclase et en porphyroblastes d'amphibole fibroradiée. Localement, la partie sommitale du cinquième cycle est représentée par une brèche magmatique polymictique contenant des fragments centimétriques des diverses lithologies appartenant à l'intrusion litée, dans une matrice riche en plagioclase.

Protérozoïque

Essaims de dykes de diabase (Pmib, Psen et Pmaw)

Plusieurs dykes de diabase d'âge protérozoïque recoupent les unités archéennes des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Les dykes orientés NW-SE sont assignés à l'Essaim de Mistassini (Pmib), dont l'âge est estimé à 2470 Ma (Fahrig *et al.*, 1986; Heaman, 1997). Les dykes orientés NE-SW sont assignés aux Dykes de Senneterre (Psen) dont l'âge est estimé $2216 \pm 8/-4$ Ma (Buchan *et al.*, 1993). Ces dykes recoupent l'Essaim de Mistassini et se retrouvent uniquement dans la région du lac de Rotis (SNRC 33C10, carte hors-texte). Finalement, les dykes orientés N-S appartiennent à l'Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw) dont l'âge est estimé à $2473 \pm 19/-9$ Ma (Heaman, 1997).

Les dykes protérozoïques ne sont pas affectés par la déformation régionale. Leur épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et la plupart sont visibles sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique. Ils se composent de diabase caractérisée par une texture ophitique ou subophitique et contenant localement des phénocristaux millimétriques de plagioclase.

LITHOGÉOCHIMIE

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques de la région du réservoir Opinaca, plus de 400 échantillons ont été prélevés et analysés pour les éléments majeurs, en traces et les terres rares, par la méthode ICP-AES ou ICP-MS. Les résultats analytiques sont disponibles via la banque de données du Système d'Information Géominière (SIGÉOM). Des résultats d'analyses représentatifs des principales unités lithologiques du secteur Opinaca sont également présentés à l'annexe 2. L'interprétation de la lithogéochimie n'est pas une tâche aisée car les roches archéennes peuvent avoir subi plusieurs événements pré- ou postmagmatiques (métamorphisme, circulation hydrothermale tardive, altération spilitique, métasomatisme, diagenèse). Par conséquent, seuls les éléments majeurs montrant une évolution magmatique, les éléments incompatibles à fort potentiel d'ionisation (Zr, Y, Nb) et les éléments des terres rares sont utilisés dans ce chapitre. Ces éléments sont considérés relativement immobiles pendant l'altération et le métamorphisme jusqu'au faciès des amphibolites (Ludden *et al.*, 1982; MacLean et Barrett, 1993). De plus, à l'exception des roches ultramafiques, dix échantillons ayant des pertes

au feu de plus de 3 % ont été omis de l'interprétation des données.

Volcanites associées aux formations de Bernou et de Kasak

Les roches volcaniques du secteur du réservoir Opinaca ont des compositions variant d'ultramafique à rhyolitique (figure 2a).

Volcanites ultramafiques, mafiques et intermédiaires

Les unités *Abeu1* et *Aka1* des formations de Bernou et de Kasak sont formées essentiellement de basalte d'affinité tholéiitique montrant des rapports Zr/Y faibles (~2,5), des concentrations en Zr égales ou inférieures à 100 ppm, ainsi que des rapports La/Yb et Th/Nb près des valeurs du manteau primitif (figures 2b et 2c). Localement, ces unités contiennent des niveaux non cartographiables à l'échelle de nos travaux, composés de basalte et d'andésite d'affinité transitionnelle à calco-alkaline, avec des rapports Zr/Y, La/Yb et Th/Nb plus élevés que ceux des basaltes tholéiitiques, et des concentrations en Zr supérieures à 80 ppm (figures 2b et 2c).

De rares niveaux de roches ultramafiques sont également rencontrés dans les formations de Bernou et de Kasak. Les trois échantillons recueillis montrent des concentrations élevées en MgO (15 à 22 %), de faibles concentrations en éléments incompatibles (figure 2b) ainsi que des rapports La/Yb similaires (figure 2c). Ces rapports sont toutefois plus élevés que ceux des basaltes tholéiitiques. Cette situation atypique pourrait indiquer une contamination des roches ultramafiques par du matériel crustal évolué. Avec des rapports Al_2O_3/TiO_2 aux alentours de 25, les roches ultramafiques de ces deux unités sont similaires aux basaltes komatiitiques et aux komatiites non appauvris en aluminium du sud de la Province du Supérieur (Sproule *et al.*, 2002).

Finalement, les gabbros présents dans la Formation de Kasak sont d'affinité tholéiitique ou calco-alkaline. Ils montrent des compositions semblables aux phases effusives associées à cette unité (figures 2a, b et c) et sont vraisemblablement synvolcaniques.

Tuf intermédiaire à felsique

Les tufs identifiés dans les formations de Bernou et de Kasak (*Abeu3* et *Aka2*) sont de composition intermédiaire à felsique (figure 2a) et d'affinité calco-alkaline (figure 2b). Ces roches ont des rapports Zr/Y et La/Yb généralement plus élevés que ceux des laves basaltiques à andésitiques (> 7 et >20 respectivement; figures 2b et c).

Amphibolites du Complexe de Laguiche

Les amphibolites du Complexe de Laguiche ont des compositions basaltiques d'affinité tholéiitique (figures 2a,

2b et 2c) identiques à celles des basaltes tholéiitiques des formations de Bernou et de Kasak. Bien qu'elles soient métamorphosées au faciès supérieur des amphibolites et localement migmatitisées, ces amphibolites correspondent probablement à des lambeaux démembrés d'une ceinture volcanique similaire à celles de la Sous-province de La Grande.

Roches sédimentaires et paragneiss

Les roches sédimentaires des formations de Low et de Pilipas ainsi que les paragneiss du Complexe de Laguiche montrent des rapports SiO_2/Al_2O_3 faibles, ainsi que des rapports Na_2O/K_2O et Fe_2O_3/K_2O les situant dans le champ des wackes ou des shales (figures 2e et 2f). Ces roches montrent des similitudes lithogéochimiques suggérant des sources comparables qui s'apparentent à celles des roches plutoniques de composition tonalitique à dioritique de la Sous-province de La Grande (figures 2d, 2e et 2f).

La Formation de Pilipas montrent des rapports Zr/Sc plus élevés que ceux de la Formation de Low (figure 2d). Puisque le zircon est un minéral lourd et réfractaire à l'érosion, cette différence pourrait signifier un plus grand recyclage des roches de la Formation de Pilipas, ou bien simplement impliquer une source distincte plus riche en Zr.

Roches plutoniques

Tonalite, diorite et diorite quartzifère

La majorité des intrusions tonalitiques se retrouve dans la Sous-province de La Grande (Pluton d'Uskawasis, Pluton du Réservoir Opinaca, Pluton de Takuch, Pluton de Kaupasich et Batholithe de Duxbury). Dans la Sous-province d'Opinaca, elles sont de dimension restreinte (unité *Abyd3*, carte hors texte) et souvent non cartographiables. Dans les diagrammes discriminants, les tonalites de l'Opinaca se situent dans le champ des trondhjémites (figure 3a). Elles ont une composition peralumineuse ($ACNK > 1,0$; figure 3b), et sont plus riches en SiO_2 (figure 3c) que les tonalites de la Sous-province de La Grande. Les tonalites des deux sous-provinces ont globalement une composition calco-alkaline (figure 3c) et des variations semblables du rapport La/Yb (de 20 à 80, figure 3d). Toutefois, les variations du rapport Th/Nb sont plus grandes pour les tonalites de l'Opinaca.

Les diorites et diorites quartzifères sont associées aux unités lithodémiques de la Sous-province de La Grande (Intrusion du lac Eil, Pluton du Réservoir Opinaca). Elles se trouvent, tout comme les tonalites, dans le champ des roches calco-alkalines, à l'exception des échantillons de diorite de l'Intrusion du lac Eil, dont la composition s'étend jusque dans les champs alcalin-calcique et alcalin (figure 3c). Les diorites et les diorites quartzifères montrent également des rapports La/Yb et Th/Nb similaires aux tonalites, tout en étant légèrement plus faibles (figure 3d). Dans ce diagramme, le champ occupé par ces roches se superpose à celui couvert par les basaltes et les andésites d'affinité

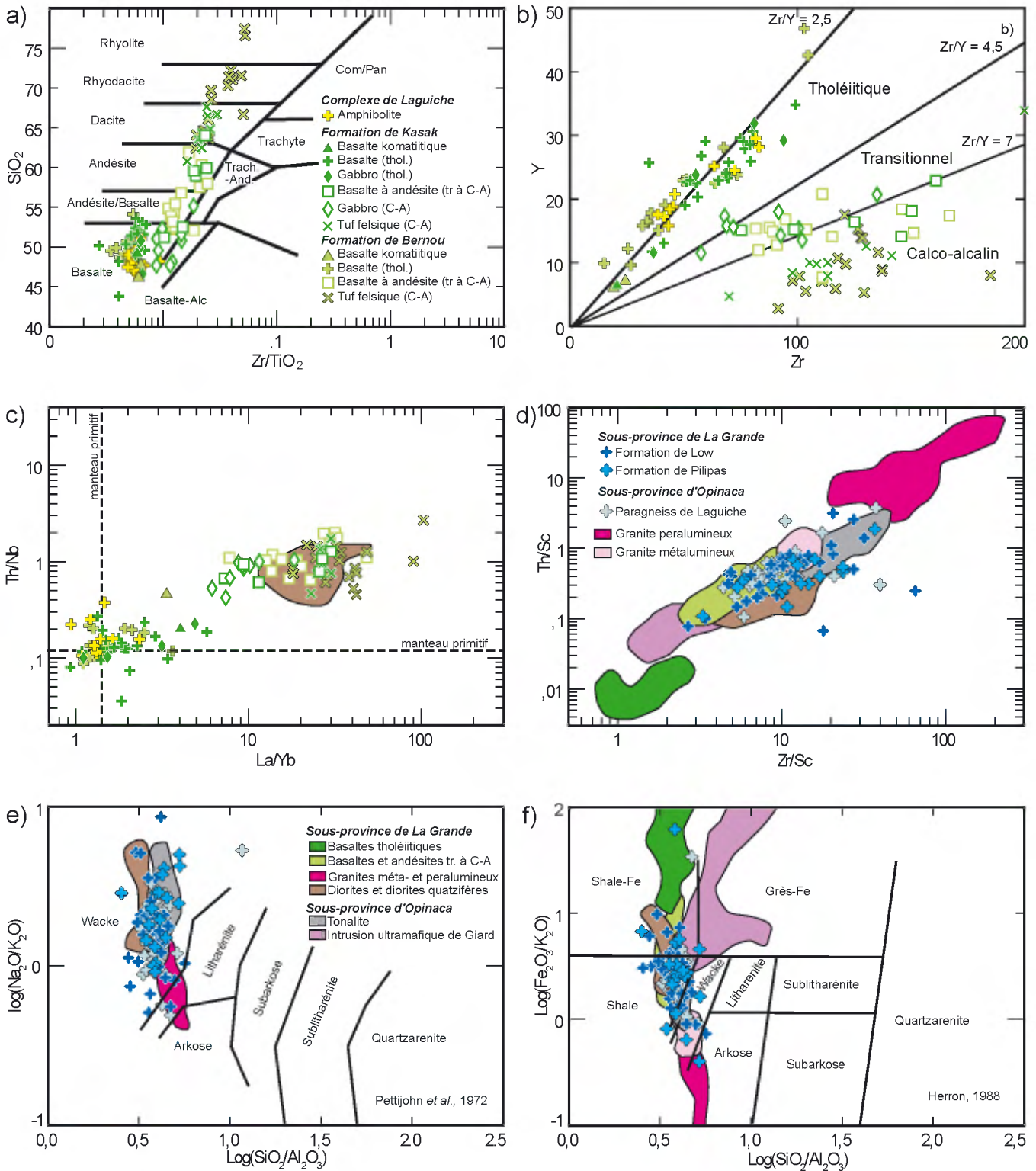


FIGURE 2 – Distribution des roches volcaniques des formations de Kasak et de Bernou ainsi que des amphibolites du Complexe de Laguiche dans les diagrammes : **a)** de Winchester et Floyd (1997); **b)** Y vs Zr; et **c)** Th/Nb vs La/Yb. Distribution des roches sédimentaires des formations de Low et Pilipas ainsi que des paragneiss du Complexe de Laguiche dans : **d)** le diagramme Th/Sc vs Zr/Sc; **e)** le diagramme discriminant de Pettijohn *et al.* (1972); et **f)** le diagramme discriminant de Herron (1988).

transitionnelle à calco-alcaline des formations de Bernou et de Kasak (figure 2c). Considérant l'âge relativement contemporain de ces intrusions (2709-2704 Ma) avec les volcanites de Kasak (2704 Ma), elles pourraient donc correspondre, en partie, à des phases synvolcaniques.

Granodiorite et granite

Les intrusions granitiques et granodioritiques se trouvent majoritairement dans la Sous-province d'Opinaca et dans la zone transitionnelle entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (plutons de Menouow et Rotis, suites intrusives de Boyd et Janin). Les échantillons recueillis pour analyse se limitent au Pluton de Rotis et aux suites intrusives de Boyd et Janin. Même si la plupart des échantillons ont des compositions modales de granodiorite, ils ont des compositions normatives de granite (figure 3a). Ces roches se situent dans le champ alcalin-calcique (figure 3c). Dans le diagramme de l'indice de saturation d'alumine (figure 3b), les échantillons les plus évolués ($>70\%$ SiO_2 et $\text{Mg}^{\#1} = 0,2 - 0,4$; figure 3c) ont une composition peralumineuse et des rapports La/Yb élevés (figure 3d), tandis que les moins évolués ($<70\%$ SiO_2 et $\text{Mg}^{\#1} \sim 0,6$) ont une composition métalumineuse et des rapports La/Yb plus faibles. Les spécimens à caractère peralumineux ont été retrouvés dans toutes les unités échantillonnées. Les échantillons métalumineux par contre sont restreints à quelques intrusions appartenant à la Suite intrusive de Janin et situées à proximité du contact entre les deux sous-provinces.

Mobilisat felsique dans le Complexe de Laguiche

Deux types de compositions ont été documentés dans les mobilisats injectant les paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche. Le mobilisat de type 1 correspond aux injections leucocrates. Il possède une composition normative de granite (figure 3a) et des rapports La/Yb élevés (figure 3d) similaires aux granites peralumineux. Le mobilisat de type 2 montre une composition normative granodioritique ou tonalitique (figure 3a) et des rapports La/Yb et Th/Nb plus faibles (figure 3d).

Les similitudes entre le mobilisat de type 1 et les granitoïdes peralumineux du Pluton de Rotis et des suites intrusives de Janin et de Boyd pourraient impliquer que ce mobilisat représente en fait un précurseur non ségrégé aux intrusions granitiques. Similairement, la ressemblance entre le mobilisat de type 2 et les tonalites de la Sous-province d'Opinaca suggère une origine commune. L'absence notable de mobilisat granitique de type « S » et l'ubiquité des échantillons de type « I » dans les mobilisats de la Sous-province de l'Opinaca (figure 3b) pourrait signifier que leur source provienne plutôt d'une source ignée que d'une source sédimentaire. Cette observation, couplée à la rareté d'évidences pétrographiques de la fusion des paragneiss à grande échelle,

suggère qu'une grande proportion du mobilisat de la Sous-province d'Opinaca n'est pas attribuée à la fusion *in situ* des paragneiss. Une partie des mobilisats résulterait d'une fusion partielle de matériel situé en profondeur et aurait migré vers la surface.

Intrusion ultramafique de Giard

L'Intrusion ultramafique de Giard se compose de lithologies mafiques et ultramafiques variées avec des concentrations en MgO de 12 à 32 %. Les lithologies avec moins de 18 % MgO ont une minéralogie normative typique des gabbronorites (figure 3e). Les plus magnésiennes ont une minéralogie normative contrôlée par l'accumulation (ou le fractionnement) de l'orthopyroxène, et ont des compositions variant de périclase à orthopyroxénite. Ces roches ultramafiques ont des rapports Zr/Y variant entre 4 et 6 (non illustré) suggérant une affinité transitionnelle.

Leurs rapports La/Yb et Th/Nb sont plus élevés que celui du manteau primitif et que ceux des basaltes tholéiitiques (figure 3f), montrant que ces roches magnésiennes n'ont pas une composition mantellique *sensu stricto*.

Leurs rapports d'éléments en traces étant plutôt intermédiaires entre celui du manteau primitif et ceux des paragneiss hôtes, ils pourraient avoir subi un enrichissement relatif contrôlé par l'assimilation de matériel provenant de la croûte.

Parmi les soixante dix échantillons analysés pour les éléments du groupe des platinoides (ÉGP), seulement dix possèdent des rapports Cu/Pd et Cu/Pt enrichis par rapport à ceux du manteau (figure 4) et indiquant un magma enrichi en ÉGP (Barnes *et al.*, 1993). La dominance d'échantillons appauvris dans les roches du Giard suggère que des minéralisations en ÉGP pourraient avoir précipité à partir des magmas parents avant leur mise en place. Ainsi, l'association spatiale des roches ultramafiques avec des paragneiss fournissant une possible source de soufre, suggère que malgré l'absence de valeurs significatives lors de notre investigation, le secteur du réservoir Opinaca demeure prospectif pour la découverte d'indices minéralisés en ÉGP.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le contexte structural régional est défini par la présence de deux sous-provinces géologiques importantes, l'Opinaca et la La Grande. Les roches de la région ont été affectées par une phase de déformation principale D2 responsable du développement d'une fabrique pénétrative qui donne le grain structural régional. Le patron structural et le style de déformation est différent dans les deux sous-provinces. Dans la Sous-province de La Grande, le style de déformation est en partie contrôlé par la présence des grandes masses intrusives qui ont agité comme des noyaux résistants par rapport aux unités volcano-sédimentaires. Dans l'Opinaca, les roches montrent

¹ $[\text{Mg}^{\#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} \text{ (total)})]$, exprimé en % moléculaire]

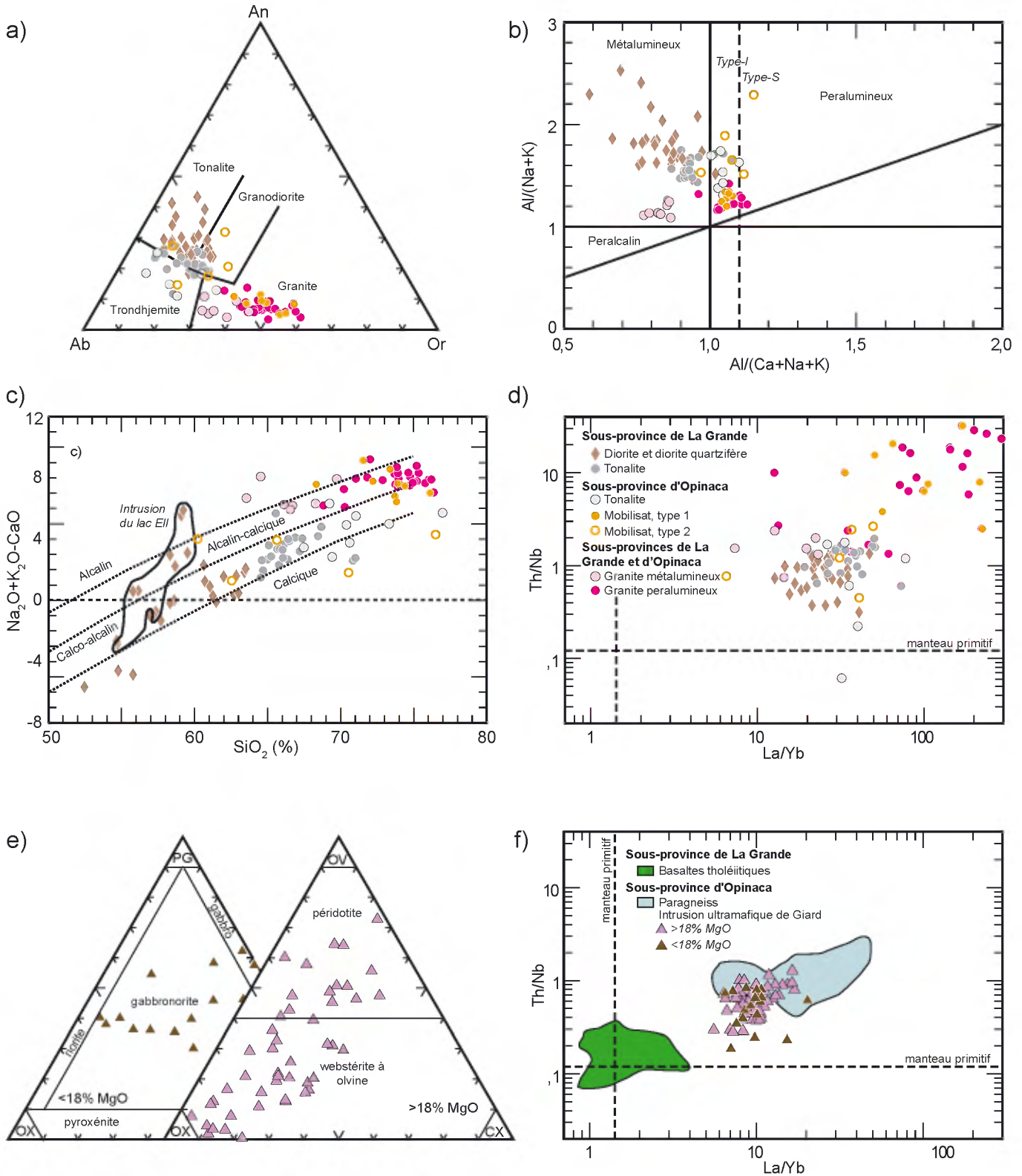


FIGURE 3 – Distribution des roches intrusives felsiques à intermédiaires dans les diagrammes : **a)** normalisé de O'Connor (1965); **b)** de l'indice de saturation d'alumine (Maniar et Piccoli, 1989); **c)** de l'indice d'alcalinité-calcicité (Frost et al., 2001); et **d)** Th/Nb vs La/Yb . Distribution des roches mafiques et ultramafiques de l'Intrusion de Giard dans les diagrammes : **e)** de classification des minéraux normatifs; et **f)** Th/Nb vs La/Yb .

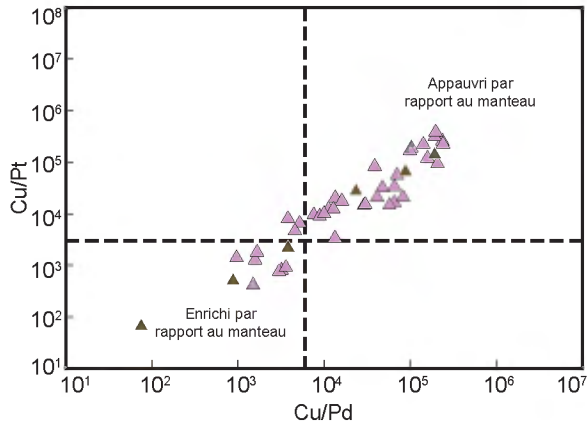


FIGURE 4 – Diagramme Cu/Pt vs Cu/Pd pour les roches de la Suite ultramafique de Giard (Barnes et al., 1993).

un patron de déformation plus régulier E-W en dômes et bassins, le cœur des dômes étant occupé par les intrusions granitiques tardives. Les roches volcano-sédimentaires de ces deux sous-provinces ont enregistré les effets de deux autres phases de déformations, l'une antérieure (D1) et l'autre postérieure (D3) à la phase principale D2. Toutefois, il est difficile de déterminer si ces 3 phases de déformations sont les mêmes pour chaque sous-province.

Phases de déformation et éléments structuraux

Structures primaires (S0)

Les unités volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande présentent une grande variété de structures primaires permettant d'inférer l'attitude du litage (S0) et dans certains cas, le sens de la polarité (pédoncules de coussins, granoclassements, laminations entrecroisées, structures de base de bancs). Dans certaines intrusions, tel le Pluton d'Opinaca, on note parfois une foliation minérale primaire concentrique, bien développée dans leur partie externe.

Dans la Sous-province d'Opinaca les structures primaires des paragneiss du Complexe de Laguiche ont été presque complètement oblitérées par la déformation et le métamorphisme régional. Toutefois, on retrouve occasionnellement dans les unités peu migmatitisées du Laguiche, des structures primaires permettant d'inférer l'attitude du litage (S0) et dans certains cas, la polarité. Un rubanement compositionnel, observé par endroits dans les paragneiss de haut grade, reflète probablement une variation de composition primaire. Dans certains cas, un granoclassement d'origine sédimentaire a été interprété à partir du pourcentage d'aluminosilicates à l'intérieur d'un horizon donné; une augmentation du pourcentage de ces minéraux suggérant la présence d'une proportion plus grande de matrice argileuse et donc le sommet du lit.

L'intrusion ultramafique de Giard fait figure d'exception en ce qui a trait à la préservation des structures primaires dans l'Opinaca. Aux conditions de température et pression accompagnant la déformation, un contraste de compétence important s'est manifesté entre cette unité et les métasédiments environnants, menant à la préservation de nombreuses structures primaires et indicateurs de polarité dans ces roches ultramafiques. Les laminations parallèles ou entrecroisées sont particulièrement abondantes, ainsi que les chenaux d'érosion magmatiques.

Phase de déformation D1

Dans la Sous-province de La Grande, la première phase de déformation D1 a été déterminée à partir de plis régionaux P1, d'orientation générale NNE-SSO, présents dans la partie ouest de la région (carte hors-texte). Il s'agit de plis serrés et quasi-isoclinaux, faiblement plongeants et qui affectent les structures primaires, auxquels est associée une schistosité de plan axial S1. Cette schistosité, subparallèle au litage primaire S0, est particulièrement bien préservée dans les roches sédimentaires des formations de Pilipas et de Low. Elle est soulignée par l'alignement préférentiel des phyllosilicates et/ou des minéraux mafiques. Ces plis P1 sont replissés par des plis P2 de direction NW-SE, donnant naissance à des patrons d'interférence régionaux de type 2 (Ramsay et Huber, 1987).

Dans la Sous-province d'Opinaca, la trace de déformation D1 a été presque entièrement oblitérée par la déformation principale (D2). L'effet de la déformation D1 se manifeste par une foliation minérale générée par l'alignement des minéraux mafiques, tels la biotite et la hornblende. Cette foliation est souvent transposée au rubanement migmatitique associé à D2, elle est généralement plus nette dans les enclaves de paragneiss qui ont subi une certaine rotation et dans certains niveaux de restite.

Phase de déformation D2

La phase de déformation D2 est responsable du grain structural régional et de la fabrique principale E-W à NW-SE dans la Sous-province de La Grande et E-W avec une légère composante WNW-ESE dans la Sous-province d'Opinaca.

Dans la Sous-province de La Grande, la fabrique principale associée à la phase de déformation D2 se manifeste par une forte schistosité S2 dans les roches volcano-sédimentaires et par une foliation minérale L2 dans les roches plutoniques.

Les plis P2 montrent une plongée faible et variable vers l'ESE ou l'WNW; leurs flancs et leur plan axial ont un pendage abrupt ou subvertical. Ces plis se manifestent à plusieurs échelles. À l'échelle régionale, ils génèrent des patrons d'interférence de type 2 avec les plis P1. À l'échelle de l'affleurement, ils se manifestent par des séries de plis avec une longueur d'onde de l'ordre de quelques dizaines

à quelques centaines de mètres. Dans les unités volcano-sédimentaires de la partie ouest de la région, les plis P2 ont remplissés les plis antérieurs P1. Dans ce secteur, la schistosité S2 est généralement à angle par rapport à la schistosité S1. Les plans de la schistosité S2 contiennent régulièrement une linéation d'étirement (LE2) développant par endroits des tectonites en L. En plus de l'étirement des fragments dans les conglomérats et les tufs à blocs, cette linéation est soulignée par l'étirement de la hornblende et des phénocristaux de plagioclase dans le basalte glomérophyrique.

Dans la Sous-province d'Opinaca, la phase de déformation D2 est responsable d'un patron structural en dômes et bassins kilométriques, allongés et orientés E-W tel que décrit par Remick (1977). Dans la partie sud de la Sous-province d'Opinaca, les intrusions tardives de la Suite intrusive de Boyd se sont mises en place au cœur des dômes et ont réorienté la fabrique migmatitique des roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche. La fabrique principale reliée à la phase D2 correspond à : 1) une schistosité S2 dans les paragneiss, définie par des plans enrichis en biotite et/ou hornblende, 2) une foliation minérale L2 dans les roches intrusives, soulignée par l'alignement des feuillettes de biotite et de hornblende, et 3) un rubanement migmatitique M2 dans les roches migmatitisées. Une linéation minérale LE2, caractérisée par l'alignement des aluminosilicates ou des minéraux mafiques, est localement associée à ces structures planaires. La déformation D2 est responsable de l'alignement préférentiel des injections de mobilisat qui contribuent à définir le grain structural de la Sous-province d'Opinaca.

Phase de déformation D3

L'effet d'une troisième phase de déformation D3 a été reconnu localement dans les roches sédimentaires de la Sous-province de La Grande. Celle-ci a localement plissé la schistosité S2 et a développé une schistosité S3 qui se manifeste principalement par la réorientation des porphyroblastes d'aluminosilicates dans les sédiments et des clastes des conglomérats. La schistosité S3 s'exprime aussi par le développement d'un clivage de crénelation associé à des microplis P3. Les plis P3 sont des petits plis déversés d'une longueur d'onde généralement inférieure à 20 cm et dont la trace des plans axiaux est orientée NE-SW.

Dans la Sous-province d'Opinaca, la troisième phase de déformation D3 s'exprime par le développement local d'un clivage de crénelation S3 qui reprend la schistosité S2 et le rubanement migmatitique M2. Des plis P3 ont également été observés à l'échelle de d'affleurement.

Domaines structuraux et analyse structurale

Le secteur à l'étude a été divisé en 7 domaines structuraux basés sur l'attitude des éléments structuraux. Les limites

de ces domaines et les stéréogrammes de leurs principaux éléments structuraux sont présentés à la figure 5.

Le **domaine 1** comprend les roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande situées dans la partie ouest de la région du réservoir Opinaca. Les pôles des structures planaires S0, S1 et S2 sont distribués dans le stéréogramme selon une ceinture de points dont le pôle indique une déformation associée à des plis plongeant modérément vers l'est (figure 5). Cette orientation correspond également à celle définie sur le stéréogramme des linéations d'étirement LE2, lesquelles plongent modérément vers l'ENE. Les schistosités S2 sont essentiellement orientées E-W.

Le **domaine 2** comprend les roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande situées à l'est du réservoir Opinaca. Les stéréogrammes montrent que le litage S0 est à faible angle avec les schistosités S1 et S2 orientées E-W. Régionalement, ces deux dernières fabriques sont subparallèles. Localement, comme dans les nez de plis, la schistosité est perpendiculaire au litage. Les plis P2 sont orientés E-W et sont ici plus serrés que dans le domaine 1. Ils plongent modérément vers l'ouest. La linéation d'étirement LE2 plonge abruptement vers le SSW.

Le **domaine 3** comprend le Pluton du réservoir Opinaca et les roches volcano-sédimentaires qui se situent à sa périphérie. Les schistosités S1 et S2 s'orientent tangentiellement aux bords de cette masse intrusive et présentent des pendages généralement abrupts; leurs pôles se distribuent ainsi à la bordure du stéréogramme (figure 5). Le litage S0 (qui n'est pas montré sur le stéréogramme) suit également la même tendance. L'attitude de la linéation d'étirement LE2 est similaire à celle observée dans le domaine 2, avec une plongée abrupte vers le SW.

Le **domaine 4** correspond aux intrusions tardives situées au sud des roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande. Les pôles des plans de la foliation minérale L2 se distribuent le long d'une ceinture N-S, définissant des plis ouverts orientés E-W et à faible plongée vers l'est. L'attitude de ces surfaces correspond grossièrement à l'allongement des principaux corps intrusifs du domaine 4. Les linéations d'étirement LE2 sont plus développées dans les zones de déformation qui traverse ce domaine. Elles plongent modérément vers l'ENE (figure 5).

Le **domaine 5** correspond aux intrusions tardives mises en place le long du contact Opinaca/La Grande, dont le Pluton de Rotis. Les pôles des plans de foliation L2 montrent une forte dispersion et des pendages généralement abrupts. Ils se concentrent toutefois à la bordure du stéréogramme, suggérant que cette foliation affecte une distribution concentrique au sein du Pluton de Rotis.

Le **domaine 6** forme une zone discontinue dans les roches du Complexe de Laguiche et de la Suite intrusive de Janin le long du contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (figure 5). Ce domaine est caractérisé par une géométrie en dômes et bassins plutôt circulaires. Cette morphologie particulière, relativement explicite sur le levé

aéromagnétique (figure 5) et sur la carte géologique (carte hors-texte), se reflète plus ou moins bien sur les projections stéréographiques où la distribution marginale des pôles de plans S2 est obscurcie par un maximum au NNW.

Le **domaine 7** couvre 90 % de la partie cartographiée dans la Sous-province d'Opinaca (figure 5). Il est caractérisé par des plis en dômes et bassins étirés selon une orientation E-W. L'orientation de la fabrique S2 est essentiellement E-W avec un pendage modéré à fort vers le nord ou le sud. On note des orientations N-S ou à faible pendage dans les axes de plis ou encore près des intrusions de la Suite de Janin. La linéation d'étirement montre une plongée variable vers l'est ou l'ouest, ce qui pourrait refléter le caractère doublement plongeant des plis.

Failles régionales

Plusieurs zones de faille ont été observées dans la Sous-province de La Grande (carte hors-texte). Elles se présentent selon quatre orientations principales : E-W, N-S, NW-SE et NE-SW. Parmi les failles orientées E-W, les plus importantes sont la Faille Sarcelle à l'ouest du secteur cartographié, et celles localisées au nord du Pluton du Réservoir Opinaca ou dans le secteur du gîte Roberto (carte hors-texte). Ces failles se caractérisent par un rubanement tectonique bien marqué, à pendage vers le sud. Par endroits, elles affectent le contact entre les basaltes et les conglomérats. Les fragments des conglomérats sont fortement étirés et aplatis.

Les principales failles N-S observées dans la région sont celles de Mistamiskwas, à l'est de la carte 33C10, Kawastachistaw, au sud-est de 33C11, et la faille à l'ouest du Pluton du Réservoir Opinaca (carte hors-texte). Ces failles se caractérisent par des zones de déformation ou de cisaillement majeure, à pendage subverticale.

Dans la partie ouest du secteur cartographié, les failles Saganash et Munischiwan correspondent aux zones de déformation NW-SE. Elles ont un pendage abrupt vers le nord et montrent un mouvement dextre. La déformation est particulièrement intense dans les roches volcano-sédimentaires et souvent définie par des zones de mylonite et de cataclasite. On y observe des fragments fortement aplatis et étirés à l'intérieur des unités de conglomérats et de tufs ainsi que des rubans de quartz.

Finalement, parmi les failles orientées NE-SW, la plus importante est la faille qui recoupe à la fois, le gîte Roberto, l'Intrusion du lac Eil et les formations de Low et de Kasak, au nord-est de la carte 33C11 (carte hors-texte). Il s'agit d'une zone de cisaillement majeure à pendage subverticale, caractérisée par une intense mylonitisation de la roche encaissante et une présence locale de structures C/S. Dans la partie ouest du secteur cartographié, la Faille Chinuses est l'unique faille avec une orientation NE-SW et se situe au sud-ouest du feuillet 33C11. Elle se caractérise par des zones de mylonites à faible pendage vers l'est. Contrairement aux failles du La Grande, les failles et les cisaillements principaux de la Sous-province d'Opinaca bordent les flancs des

grands plis isoclinaux E-W. Quelques failles tardives orientées NE, à pendage subvertical, sont également observées.

Problématique du contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca

Au niveau régional, il existe peu de données quant à la nature exacte de la limite entre la Sous-province de La Grande et la Sous-province d'Opinaca. Certaines observations indiquent que les zones de contact sont tantôt en chevauchement, tantôt en discordance (Simard et Gosselin, 1999). Au centre et à l'ouest du secteur à l'étude, ce contact est masqué par la mise en place d'intrusions felsiques tarditectoniques. Nos travaux ont mis également en évidence la présence d'une faille régionale entre l'Opinaca et le La Grande à l'est du secteur du réservoir Opinaca. Cette faille est une zone de déformation majeure, associée à une discontinuité nette sur les cartes aéromagnétiques et à un changement abrupt du grade métamorphique. Elle est aussi impliquée dans la troncature de structures obliques et d'unités lithologiques. L'analyse de coupes transversales géophysiques et géologiques montrent que cette faille possède un pendage faible vers le nord.

Au niveau métamorphique, la limite entre les deux sous-provinces est caractérisée d'une part, par un passage abrupt, quoique localement graduel, du faciès supérieur des schistes verts ou du faciès moyen des amphibolites, au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites, et d'autre part, par l'apparition de la migmatitisation se traduisant par l'augmentation de la proportion d'injections de mobilisat.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme régional

La nature et l'intensité du métamorphisme varient considérablement selon qu'il affecte les roches de la Sous-province de La Grande ou celles de l'Opinaca. Dans la Sous-province de La Grande, le faciès métamorphique dominant est celui des amphibolites moyen. Dans la Sous-province d'Opinaca, le faciès métamorphique a atteint deux pics métamorphiques PM1 et PM2, associés à la fusion partielle des paragneiss. L'état actuel des connaissances ne nous permet pas toutefois, d'associer le métamorphisme rencontré dans le La Grande à l'une ou l'autre de ces épisodes métamorphiques PM1 et PM2 de l'Opinaca (voir plus bas).

Dans la région située à l'est du réservoir Opinaca, la limite entre ces deux sous-provinces est caractérisée par un changement abrupt du grade métamorphique, passant du faciès moyen des amphibolites au faciès supérieur des amphibolites. Au centre et à l'ouest du secteur à l'étude, ce passage est graduel passant du faciès supérieur des schistes

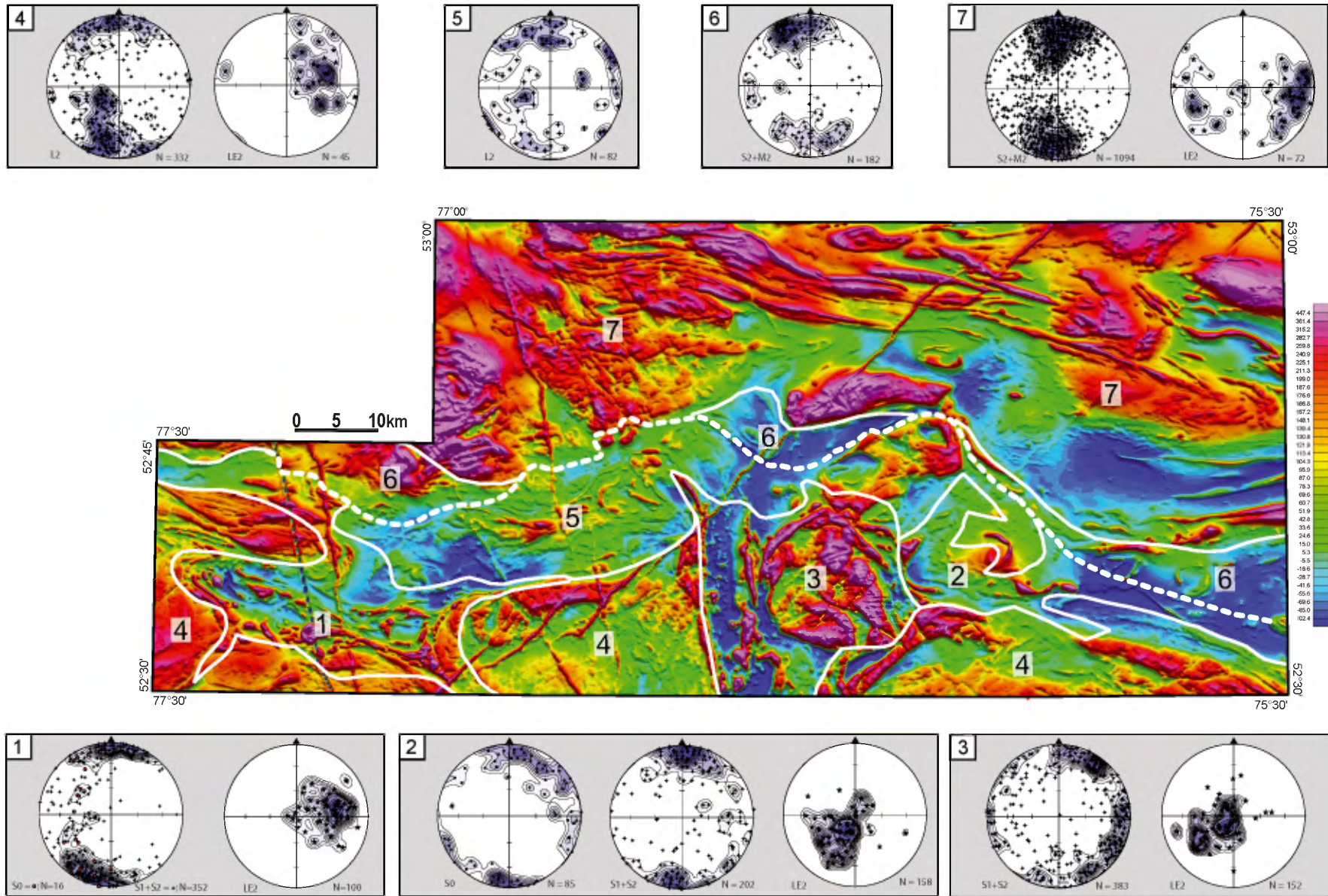


FIGURE 5 – Carte du champ magnétique total du secteur du réservoir d’Opinaca, limites des domaines structuraux et stéréogrammes équiaires des principaux éléments structuraux. Les abréviations correspondent à celles employées à la section « Géologie structurale ».

verts au faciès des granulites ou encore, masqué par la mise en place d'intrusions felsiques tarditectoniques.

Sous-province de La Grande

Le métamorphisme régional dans la Sous-province de La Grande varie du faciès supérieur des schistes verts jusqu'au faciès supérieur des amphibolites. Le faciès dominant pour le secteur à l'étude est le faciès moyen des amphibolites. Pour les volcanites mafiques des formations de Kasak et Bernou, la paragenèse minérale caractéristique du faciès moyen des amphibolites est hornblende + plagioclase + biotite ± quartz. Cet assemblage est typiquement associé à des températures supérieures à 500°C (Johnson *et al.*, 2008).

Les sédiments des formations de Low et de Pilipas n'ont pas subi de fusion partielle. Ils contiennent l'assemblage minéral quartz + biotite + plagioclase ± grenat. Cet assemblage est très stable sur un large intervalle de pression-température, mais ne dépasse pas le faciès des amphibolites. D'après ces assemblages minéralogiques, la température maximale atteinte par les métasédiments du La Grande lors du pic métamorphique est d'environ 500°C.

Sous-province d'Opinaca

Dans la Sous-province d'Opinaca, les effets du métamorphisme sont beaucoup plus marqués car la migmatitisation régionale y est omniprésente. Le métamorphisme régional varie du faciès moyen des amphibolites jusqu'au faciès des granulites. L'apparition du faciès granulitique plus au nord, et sa rareté plus au sud, indique une augmentation de la température du pic métamorphique du sud vers le nord.

Deux épisodes de métamorphisme prograde ont affecté les unités archéennes du secteur cartographié. L'épisode de métamorphisme PM1 est associé au pic métamorphique et correspond à la première étape de migmatitisation dans le Complexe de Laguiche. Il a été daté à environ $2671,6 \pm 1,8$ Ma à partir de zircons recueillis dans un échantillon de mobilisat associé à l'unité Algi4 du Complexe de Laguiche (David *et al.*, en préparation). Le second épisode PM2 est post-pic métamorphique et correspond à une deuxième étape de migmatitisation. Son âge est estimé à 2647 Ma à partir de zircons prélevés sur la restite (David *et al.*, en préparation).

L'épisode de métamorphisme régional PM1 dans la Sous-province d'Opinaca est associé à la fusion des paragneiss dans des conditions anhydres, sous l'effet de la déshydratation de la biotite. Par endroits, PM1 est caractérisé par l'apparition de l'orthopyroxène (faciès granulitique).

Le second épisode de métamorphisme PM2, également accompagné de fusion partielle, se développe sous l'influence de l'arrivée d'un fluide hydraté issu du dégazage de magmas felsiques injectés dans l'Opinaca. Il se manifeste par le développement de cordiérite et de tourmaline dans la matrice, parallèlement à S2 dans les paragneiss migmatitisés. La chronologie a pu être identifiée à l'aide de porphyroblas-

tes de cordiérite et de grenat dont les inclusions préservent les traces d'une schistosité S1 antérieure à la schistosité principale S2 (annexe 3, photos 1 et 2). L'effet de l'épisode de métamorphisme PM2 est principalement documenté dans les paragneiss migmatitisés à nodules de cordiérite ± sillimanite. La présence fréquente de bandes de tourmaline au contact de dykes de pegmatite blanche avec les métasédiments et le long de la schistosité principale indique un apport de fluide hydraté riche en bore. Cet apport d'eau provoque l'abaissement de la température de fusion des métasédiments et permet leur fusion une deuxième fois, mais à plus basse température.

Les paragneiss de l'Opinaca sont affectés à divers degrés par la fusion partielle et le métamorphisme. La présence de grenat ou de cordiérite (± sillimanite) suggère que les principaux protolithes étaient des métapélites ou des métapsammites. L'assemblage minéralogique typique de ces paragneiss au faciès des amphibolites est quartz + biotite + plagioclase ± hornblende ± grenat. L'apparition des pyroxènes est aussi régulièrement documentée dans le mobilisat ainsi que dans les métasédiments eux-mêmes. La présence de l'orthopyroxène, de la cordiérite et des textures indiquant la présence d'un liquide silicaté (i.e. des films de quartz ou de feldspath-K autour des biotites) suggère que ces roches ont subi un certain degré de fusion partielle anhydre, au faciès des granulites (annexe 3, photos 3 et 4). Ces assemblages minéralogiques et ces textures indiquent des températures supérieures à 750°C (jusqu'à 850°C) pour une pression de l'ordre de 5 Kbars (Johnson *et al.*, 2008). La présence de biotites primaires dans toutes les lames indique que la température n'a pas atteint l'isograde de disparition de la biotite (850°C à 5 kbar; Johnson *et al.*, 2008). Certaines études expérimentales sur des sédiments de composition comparable ont indiqué une température de disparition de la biotite à 900°C (Vilzeuf et Montel, 1994).

Plusieurs évidences indiquent que les paragneiss ont subi un rééquilibrage partiel rétrograde. Parmi celles-ci, les réactions de déstabilisation de la cordiérite en symplectites de sillimanite + biotite + quartz indiquent des températures inférieures à 750°C (annexe 3, photo 5) tandis que l'apparition d'une cordiérite secondaire aux dépens du grenat indique des pressions entre 3,5 et 4 kbar pour l'intervalle de température entre 700 et 600°C (Buchernurminen et Droop, 1983).

Dans les amphibolites rencontrées dans l'Opinaca, l'assemblage le plus commun est hornblende + plagioclase + quartz ± grenat ± clinopyroxène. Cet assemblage correspond au faciès supérieur des amphibolites et est associé à des températures variant entre 650°C (Bucher et Frey, 2002) et 750°C (Winter, 2001) selon la composition des clinopyroxènes. Par endroits, on observe l'ajout de l'orthopyroxène métamorphique à la paragenèse de base (annexe 3, photo 6) indiquant que le faciès des granulites a été atteint, avec des températures autour de 850°C. L'apparition de migmatites mafiques se fait en présence de l'eau libérée lors de la déshydratation de l'amphibole, tandis que les granulites mafiques apparaissent dans des conditions de faible activité de l'eau

(Bucher et Frey, 2002). Une simple variation de l'activité de l'eau dans le temps peut donc expliquer que l'on observe à la fois des textures migmatitiques et la présence d'orthopyroxène sur un même affleurement. Pour les amphibolites, le rééquilibrage partiel rétrograde s'exprime par le développement d'actinote secondaire (\pm carbonates) au détriment de l'amphibole. À haute température, les amphibolites ont pu fondre (migmatites mafiques) ou favoriser l'apparition de l'orthopyroxène (granulites mafiques).

Les roches de l'Intrusion ultramafique de Giard ont toutes été hydratées de sorte qu'il est impossible de reconnaître leur minéralogie primaire, en lames minces. Ce qui est le plus souvent observé dans ces roches est une matrice microgrenue de trémolite + micas (biotite, chlorite et phlogopite) + ortho-amphibole dans laquelle se trouve des cristaux de pyroxène et d'olivine partiellement conservés. L'assemblage trémolite + micas est stable à des températures variant entre 500 et 800°C. La présence de l'ortho-amphibole (probablement l'anthophyllite) indique des températures comprises entre 650 et 800°C à 5 kbar dans le système CaO-MgO-SiO₂-H₂O (Winter, 2001). Le fluide à l'origine de l'hydratation des roches ultramafiques a pu contenir de la silice, ce qui pourrait expliquer la teneur légèrement enrichie en SiO₂ pour ce type de roche (SiO₂ > 45 % poids).

Migmatites

La Sous-province d'Opinaca est caractérisée par une importante quantité de mobilisat leucocrate qui s'injecte dans les métasédiments du Complexe de Laguiche. La caractérisation géochimique de ce mobilisat a permis d'en distinguer 2 types : le mobilisat de type 1 et le mobilisat de type 2 (voir section Lithogéochimie). Le mobilisat de type 1 est le plus répandu. Il représente un leucosome ségrégué, produit par l'épisode métamorphique PM1 et se présente sous forme d'injections parallèles à la fabrique régionale. Le mobilisat de type 2 est un leucosome «*in situ*» résultant de la fusion partielle des paragneiss de l'Opinaca, sous les épisodes métamorphiques PM1 ou PM2. Il est aussi possible que le mobilisat de type 2 résulte du mélange d'injections du mobilisat de type 1 avec le leucosome non solidifié issu de la fusion partielle des paragneiss encaissants. Les observations pétrographiques du mobilisat de type 2 indiquent la présence récurrente de minéraux résiduels tels la biotite et la hornblende. Les proportions relatives des mobilisats de type 1 et 2 (leucosome ségrégué vs leucosome *in situ*) combinées à la rareté relative d'évidences pétrographiques de la fusion des paragneiss à grande échelle, suggèrent que plus de la moitié du mobilisat de la Sous-province d'Opinaca ne peut pas être attribuée à la fusion *in situ* des paragneiss locaux. Simard et Gosselin (1999) ont suggéré que ces mobilisats ségrégués résulteraient d'une fusion partielle de matériel situé en profondeur et qui aurait subséquentement migré vers la surface. Percival (1989) a suggéré que structuralement, l'Opinaca surmonte les séquences de roches de la Sous-province de l'Ashuanipi, située plus à l'est.

Celle-ci est caractérisée par des séquences de sédiments qui ont subi un certain degré de fusion partielle, mais d'où la plupart des liquides magmatiques issus de la fusion partielle ont été extraits (Guernina et Sawyer, 2003). De ce fait, les liquides extraits de l'Ashuanipi, ou des roches similaires sous l'Opinaca, pourraient être à l'origine d'une partie des injections de mobilisat et des massifs intrusifs granitiques syn- ou post-tectoniques de l'Opinaca.

Analyse comparative entre les roches sédimentaires du La Grande et les paragneiss d'Opinaca

Goutier *et al.*, 2002 et Machado (communication personnelle, 1999) avaient proposé que le Laguiche est plus jeune que les sédiments du La Grande, en se basant sur des âges de 2648 \pm 50 Ma obtenus à partir de zircons détritiques dans un conglomérat polygénique supposé appartenir au Complexe de Laguiche (SNRC 33F04). Nos données de datation montrent que cet âge de 2648 Ma représente plutôt l'âge de l'épisode métamorphique PM2 (David *et al.*, en préparation). Dans la partie nord de la Sous-province d'Opinaca (secteur du lac Vallard, SNRC 23C/13), Wodicka *et al.*, (2009) ont récemment rapporté des âges métamorphiques entre 2668 et 2648 Ma, sur des monazites d'un paragneiss migmatitisé à grenat-orthopyroxène dont l'âge maximal de sédimentation était de 2721 Ma. Dans le secteur du réservoir Opinaca, l'âge de la première phase de migmatitisation est estimé à 2671 Ma. Ces données indiquent que l'âge de déposition de l'Opinaca se situe entre 2721 et 2671 Ma. Cet intervalle d'âges correspond également à la déposition de deux bassins sédimentaires du La Grande localisés dans la partie nord du réservoir Opinaca. Le premier bassin est daté à <2686 \pm 3 Ma (Ravenelle *et al.*, 2008) et le second à <2714 Ma (Ravenelle *et al.*, 2010). À la lumière de ces données, on ne peut donc pas conclure que l'Opinaca est plus jeune que les formations sédimentaires du La Grande. Ces unités pourraient être contemporaines ou former plusieurs bassins sédimentaires distincts.

D'un autre côté, les données lithogéochimiques indiquent qu'il n'y a aucune différence entre les roches sédimentaires du La Grande et les paragneiss de l'Opinaca suggérant des sources et des processus sédimentaires similaires. Dès lors, dans le secteur du réservoir Opinaca, les paragneiss migmatitisés de l'Opinaca représenteraient des équivalents de la séquence sédimentaire du La Grande. La géochimie des amphibolites du Complexe de Laguiche indique aussi que ces roches peuvent se comparer à celles associées à une ceinture volcanique formée dans un environnement tectonique (planchers et arcs océaniques) similaire à celui à l'origine des ceintures volcaniques du La Grande.

Il y a cependant une distinction nette entre les unités sédimentaires ou volcaniques du La Grande et celles de l'Opinaca au niveau structural, métamorphique, et de leur

signature magnétique. Pour expliquer ce contraste métamorphique et structural, nous proposons un environnement géotectonique en extension sous-tendu par des failles de détachement (Lister et Davis, 1989). Un tel environnement est congruent avec la mise en place de l'Intrusion ultramafique de Giard mais semble contredire les observations de Simard et Gosselin (1999).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Nous décrivons d'abord les minéralisations rencontrées durant les travaux de cartographie réalisés à l'été 2008 et couvrant les feuillets SNRC 33B12 et 33B13 (figure 1, voir plus bas la section « Travaux de l'été 2008 »). Par la suite, le potentiel minéral de l'ensemble du secteur du réservoir Opinaca sera traité à la section « **Métallogénie régionale** ». Rappelons que les descriptions détaillées des indices rencontrés lors des travaux de 2006 et de 2007 (figure 1) sont présentées dans Bandyayera et Fliszár (2007) et Bandyayera et Lacoste (2009).

Travaux de l'été 2008

La majorité des indices présents dans le secteur cartographié en 2008 présentent une minéralisation en or et l'une d'elles, en uranium. Ces indices se retrouvent de part et d'autre de la limite entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Mis à part le grade métamorphique, on observe beaucoup de similitudes entre les indices aurifères du La Grande et ceux de l'Opinaca, au niveau des roches encaissantes et des altérations.

Indices aurifères de la Sous-province de La Grande

D'importants travaux ont été effectués entre la rivière Gipouloux et le lac Ell par les compagnies Eastmain Ressources, Everton Ressources et Golden Valley Mines (Boudreau et Allou, 2006a et b; Kendle *et al.*, 2008; Mullan et Rosatelli, 2007; Charbonneau, 2008a et 2008b). Ces travaux ont permis de cibler un secteur situé en amont glaciaire d'une importante anomalie en or, en arsenic et en antimoine dans le sol. L'exploration subséquente a mené au creusement de trente cinq tranchées et à des travaux de prospection et de forage entraînant la découverte de plusieurs occurrences et indices aurifères.

Les secteurs abritant ces indices sont caractérisés par de fortes anomalies en arsenic dans les sédiments de fond de lac ou dans les sols. On y observe également des traînées de blocs erratiques minéralisés en or et en arsenic.

L'**indice JT** a été découvert en 2006 par Eastmain Ressources durant une campagne de prospection (Kendle et Tolhurst, 2007). La minéralisation aurifère est principalement associée aux sulfures disséminés (arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite et de traces de chalcopryrite) dans les

métasédiments de la Formation de Low et localement, dans les larges dykes de pegmatite (carte hors texte). On retrouve également de l'or visible dans des veines de quartz qui recoupent les métasédiments de la zone minéralisée. L'altération des métasédiments se manifeste par l'ajout de tourmaline, d'actinote et de microcline alors que dans les pegmatites, elle est marquée par la présence de tourmaline et de textures myrmékitiques entre le quartz et les feldspaths ou le quartz et la tourmaline. Dans les métasédiments, l'altération est généralement conforme à la stratification et se termine latéralement par un front discordant (annexe 1, photo 4).

Dans la tranchée ELS-06-01E creusé en 2006, un échantillon en rainure dans les métasédiments et les dykes de pegmatite a retourné une teneur moyenne de 1,49 g/t Au sur 16 m. Une section de cette rainure a atteint une teneur de 5,91 g/t Au sur un mètre (Kendle et Tolhurst, 2007). En 2007, une nouvelle rainure dans l'extension de la tranchée ALS-06-01E a retourné des teneurs de 22 g/t Au sur 1m et 5,34 g/t sur 1 mètre (Kendle *et al.*, 2008). Des échantillons de rainures dans 2 nouvelles tranchées creusées en 2007 ont également retourné des teneurs atteignant 22,9 g/t Au sur 3 mètres (échantillon C157430) et 37,8 g/t Au sur 1 mètre (échantillon C177338; Kendle *et al.*, 2008).

L'**indice Claude** a été découvert en 2005 par Ressources Everton lors de travaux de prospection (Boudreau et Allou, 2006a). Tout comme l'indice JT, la minéralisation aurifère est principalement associée aux sulfures disséminés (pyrite, arsénopyrite, pyrrhotite) dans les métasédiments cisailés de la Formation de Low (carte hors texte), recoupés par des veines de quartz et des pegmatites à tourmaline et molybdénite. Contrairement à l'indice JT, l'or n'a pas été observé dans les veines de quartz ou dans les dykes de pegmatite. Les altérations observées dans les métasédiments minéralisés sont la silicification, la biotitisation, l'épidotitisation et la grenatitisation. Les niveaux minéralisés sont également recoupés par des veines de microcline témoignant d'une altération potassique. Une étude détaillée montre que la minéralisation aurifère de l'indice Claude est associée à des processus métasomatiques et de remplacement de la pyrrhotite par la pyrite, et de la biotite par la chlorite, à des températures de 350°C (Charbonneau, 2008b).

En 2006 et en 2007, la compagnie Ressources Everton a effectué des travaux de forage et de tranchées sur l'indice Claude (Tremblay et L'Heureux, 2008; Charbonneau, 2008b). Le forage OP-06-07 a intercepté une section minéralisée en or sur plus de 186 m, dans une séquence de paragneiss avec des niveaux d'amphibolite, déformée et cisailée. Cette section est caractérisée par la présence de veimules de microcline et d'une forte altération en biotite, tourmaline, épidote et grenat. Les intervalles minéralisés contiennent jusqu'à 10 % de sulfures (arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite) disséminés. La teneur moyenne de cette section est de 221 ppb Au sur 186,8 m, incluant un intervalle de 6 g/t Au sur 0,5 m, un intervalle de 1,0 g/t sur 21,5 m et plusieurs intervalles de 1 à 4 g/t Au sur 1 à 3 m (Tremblay et L'Heureux, 2008).

Indices aurifères de la Sous-province d'Opinaca

L'indice **Manuel** a été découvert en 2006 par Ressources Everton suite aux travaux de prospection lithogéochimique, d'échantillonnage de till, de décapage et de rainurage sur la propriété Wildcat, au nord et à l'est de la propriété Éléonore (gîte aurifère Roberto; Charbonneau, 2008a). La minéralisation se retrouve dans des niveaux de grenatite et de paragneiss migmatitisés de l'unité *Algi3b* (carte hors texte). Elle renferme jusqu'à 5 % de pyrite et de pyrrhotite disséminées, accompagnées de traces d'arsénopyrite et de chalcopryrite (annexe 1, photo 5). Les niveaux minéralisés montrent un enrichissement en fer ou en magnésium de l'ordre de 200 à 300 % par rapport aux sédiments non minéralisés. Ces changements se manifestent par l'abondance du grenat et de la hornblende.

On retrouve dans un rayon d'environ 600 m plusieurs échantillons avec des teneurs au dessus de 1 g/t Au. L'échantillonnage d'une rainure dans une zone minéralisée d'environ 4 m x 8 m a retourné 12 g/t Au sur 4,6 m et 2,76 g/t Au sur 1,5 m, tandis qu'un échantillon choisi a retourné des teneurs atteignant 29,2 g/t Au (Charbonneau, 2008a). Un échantillon choisi prélevé dans une tranchée lors de nos travaux de l'été 2008 a retourné une teneur de 23 g/t Au.

L'indice **Dominique** a été découvert en 2006 par Ressources Everton lors de travaux de prospection (Charbonneau, 2008b), entre les indices Claude et Manuel (carte hors-texte). La minéralisation aurifère est associée à des sulfures disséminés (pyrite, chalcopryrite) dans les diatexites et les paragneiss migmatitisés des unités *Algi4* et *Algi2a*. La minéralisation aurifère est également observée dans les veines de quartz qui recoupent ces roches ou les pegmatites qui les injectent. La silicification est la principale altération de l'indice Dominique. Les meilleurs teneurs aurifères sont associées à ces veines de quartz. Un échantillon choisi dans une veine recoupant le paragneiss a retourné 6,1 g/t Au tandis qu'un autre recoupant la pegmatite a retourné 4,45 g/t Au (Charbonneau, 2008b).

L'indice **In-Extremis** a été trouvé en 2005 lors d'une campagne de cartographie et d'échantillonnage effectuée par IOS Services Géoscientifiques pour le compte de la compagnie Ressources Everton (Boudreault et Allou, 2006b). L'indice est associé à des bandes d'épaisseur décimétrique de paragneiss altérés, fortement oxydés et silicifiés, contenant des porphyroblastes de grenat et des sulfures disséminés. L'encaissant de la minéralisation est un paragneiss qui aurait subi une lixiviation précoce des alcalis et recuit par un métamorphisme au faciès des granulites. L'horizon anomal en or a été retracé sur environ 1,7 km (Boudreault et Allou, 2006b) dans les paragneiss migmatitisés de l'unité *Algi3a* (carte hors-texte). Dans les tranchées, la roche encaissante est un paragneiss à biotite, hornblende, grenat, cummingtonite et chloritoïdes, migmatitisé et entrecoupé de mobilisats ségrégués et de pegmatites diverses. Les niveaux minéralisés contiennent jusqu'à 10 % de pyrrhotite avec des traces de pyrite, de chalcopryrite, d'arsénopyrite, de sphalérite et d'or

natif. Dans les niveaux riches en grenat, l'or est également logé dans les micro-fractures des grenats et associé à l'épidote, à la chloritoïde ou aux hydroxydes de fer. Des échantillons choisis dans ces niveaux grenatifères ont retourné des teneurs atteignant 54 g/t Au (Boudreault et Allou, 2006b). Dans les forages, des valeurs de 8,7 g/t Au sur 0,6 m ont été obtenues (Charbonneau, 2008b).

L'indice **Marchand** a été découvert par prospection en 2007 par la compagnie Golden Valley Mines (Mullan et Rosatelli, 2007). La minéralisation est encaissée dans un paragneiss migmatitisé à biotite et grenat de l'unité *Algi3a* (carte hors-texte). Le paragneiss contient localement des niveaux de grenatite discontinus et concordants de 30 à 50 cm d'épaisseur. Ces niveaux sont minéralisés en pyrrhotite et en pyrite disséminées selon des concentrations de l'ordre de 1 % à 2 %, mais pouvant atteindre localement 15 %. Des échantillons choisis ont retourné jusqu'à 11,96 g/t Au (Mullan et Rosatelli, 2007). Un échantillon choisi récolté dans le cadre de nos travaux a retourné une teneur de 6,7 g/t Au.

Minéralisations uranifères

Les travaux de l'été 2008 ont permis de reconnaître des concentrations de minéraux uranifères à l'aide d'un spectromètre gamma. Ces concentrations locales sont généralement dans des pegmatites blanches ou dans les granitoïdes de la Suite de Janin. L'indice **Major** représente la principale concentration de minéraux uranifères identifiée dans le cadre de nos travaux. La minéralisation se trouve dans une pegmatite blanche qui recoupe un paragneiss migmatitisé du Complexe de Laguiche (unité *Algi3a*, carte hors-texte). La minéralisation consiste en minéraux radioactifs noirâtres, accompagnés de plaquages orangés d'uranophane, finement disséminés dans un dyke de pegmatite de quelques mètres d'épaisseur (annexe 1, photo 6). Un échantillon choisi a retourné une teneur de 622 ppm U, 1540 ppm Th et 0,44 % Zr.

Métallogénie régionale

La compilation des travaux statutaires déposés au ministère (série GM) ainsi que la visite des principaux indices minéralisés et des sites anomaux ont permis de mettre en évidence plusieurs types de minéralisation dans le secteur du réservoir Opinaca. La minéralisation aurifère est de loin la plus importante. Elle se présente sous plusieurs styles et dans différents types de roches. Cependant, l'exploration actuelle est principalement dirigée vers la recherche de minéralisations de type Roberto, un gîte aurifère épigénétique de classe mondiale associée à des séquences sédimentaires, situé au contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Le secteur offre également un bon potentiel pour les minéralisations Ni-Cu-ÉGP, les minéralisations uranifères, le lithium et le béryl. Une description détaillée de ces minéralisations se trouve dans les fiches de gîtes du SIGÉOM et dans les publications de nos travaux de 2006 et

de 2007 (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et Houle, 2007; Bandyayera et Lacoste, 2009).

Minéralisations aurifères

La Province du Supérieur renferme plusieurs gîtes aurifères principalement concentrés dans les ceintures de roches volcano-sédimentaires faiblement métamorphisées. La diversité de leurs styles et de leurs empreintes d'altération reflètent les variations de contextes associées à leur mise en place. Les gîtes aurifères de classe mondiale sont généralement associés à une structure majeure ou à une discordance régionale dans des ceintures de roches vertes et les sédiments clastiques associés (Dubé et Gosselin, 2007). Dans la région de la Baie-James, la découverte du gîte Roberto, un gîte aurifère de classe mondiale, illustre bien le potentiel aurifère de l'ensemble du contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande; contact resté longtemps sous-exploré. Au niveau du secteur du réservoir Opinaca, la compilation des travaux statutaires et les résultats de nos travaux ont permis de mettre en évidence cinq types de minéralisation aurifère : 1) minéralisations aurifères épigénétiques, 2) minéralisations aurifères volcanogènes à caractère exhalatif, 3) minéralisations aurifères porphyriques, 4) minéralisations aurifères associées aux zones de déformation ou de cisaillement, et 5) minéralisations aurifères associées à des formations de fer.

Minéralisations aurifères épigénétiques

Les minéralisations aurifères épigénétiques sont essentiellement associées aux unités sédimentaires des formations de Low et de Pilipas. Elles se présentent sous forme : 1) de sulfures disséminés dans les wackes finement lités; 2) de sulfures disséminés et de veinules de sulfures associées aux veines de quartz-microcline-tourmaline-arséno-pyrite-pyrite; et 3) de sulfures disséminés associés aux réseaux de veines métasomatiques. Le gîte Roberto est de loin le plus représentatif de cette minéralisation (voir plus bas). Les autres minéralisations de ce type sont décrites par Bandyayera et Fliszár (2007), Bandyayera et Houle (2007), Bandyayera et Lacoste (2009), ainsi que dans les fiches de gîtes du SIGÉOM.

Le gîte Roberto

La découverte en 2003 du gîte Roberto au nord-est du réservoir Opinaca (figure 1) a immédiatement suscité l'intérêt des intervenants en exploration pour cette région. Leurs travaux de prospection et nos travaux ont permis d'identifier une cohorte de minéralisations et d'altérations appartenant à un vaste système régional, dont le gîte Roberto est l'élément le plus remarquable. Selon le calcul de réserves effectuée par la compagnie SRK consulting, ses ressources indiquées sont évaluées à 7,709 Mt à 7,40 g/t Au, et ses ressources inférées à 4,059 Mt à 7,12 g/t Au (Simoneau *et al.*, 2007).

La compagnie Goldcorp a publié récemment sur son site une réévaluation interne qui porte les réserves indiquées à 8,22 Mt à 11,92 g/t Au, et les ressources inférées à 15,03 Mt à 12,93 g/t Au.

Le gîte Roberto se trouve dans la zone de transition entre la sous-province volcano-plutonique de La Grande et la sous-province métasédimentaire d'Opinaca. Il est associé à l'unité sédimentaire Alow2 de la Formation de Low (carte hors-texte) dont l'âge de déposition est estimé à 2686 ± 3 Ma. Les structures sédimentaires telles que le litage, le grano-classement et les lits entrecroisés sont bien préservés dans la séquence de wacke contenant les zones minéralisées. Au nord du gîte Roberto, ces sédiments se transforment en paragneiss, métatexites et diatexites avec l'augmentation graduelle du métamorphisme qui passe du faciès des schistes verts dans la Sous-province de La Grande, au faciès supérieur des amphibolites dans la Sous-province d'Opinaca.

Le Gîte Roberto est un gîte aurifère épigénétique dont la minéralisation Au-As-Sb-B est encaissée principalement par des horizons de wacke finement lité, confinés entre des niveaux de grès massif. Les zones minéralisées contiennent de 5 à 20 % de sulfures disséminés (arséno-pyrite, pyrrhotite et pyrite). L'ensemble des données sur les zones minéralisées montrent qu'elles sont concordantes avec le litage. Ceci suggère que le contraste rhéologique entre les séquences de sédiments massifs et lités a joué un rôle important dans la mise en place de la minéralisation aurifère. Une partie de la minéralisation du gîte Roberto est encaissée dans des stockwerks de quartz-tourmaline-actinote-diopside-arséno-pyrite-pyrrhotite associés à des zones de remplacement métasomatique. Deux types d'altération sont présents dans le secteur du gîte Roberto : 1) une altération proximale aux zones minéralisées représentée par la tourmaline brune, la microcline, l'épidote, l'actinote, le quartz (silicification) et les sulfures, et 2) une altération distale par rapport aux zones minéralisées constituée par l'assemblage andalousite-sillimanite-muscovite-chlorite \pm biotite \pm cordiérite.

Les minéralisations aurifères de type « Roberto » sont également identifiées dans une enveloppe d'altération hydrothermale autour du Pluton Opinaca (Bandyayera et Houle, 2007). Cette enveloppe kilométrique est caractérisée par une altération alumineuse formée par l'assemblage andalousite-muscovite-grenat \pm cordiérite, et par la présence de veines métasomatiques, plissées et boudinées. Ce type d'altération est semblable à l'altération distale des zones minéralisées du gîte Roberto. La minéralisation est formée de pyrite et d'arséno-pyrite disséminées dans les zones les plus altérées. Localement, des niveaux de sulfures semi-massifs (environ 30 % de sulfures) sont observés.

La caractérisation régionale des altérations dans les métasédiments minéralisés, autour de la zone Roberto et du Pluton du Réservoir Opinaca, permet d'en distinguer quatre principaux types (annexe 4). **Le premier type** est marqué par un important métasomatisme ferrique, lequel se traduit par des concentrations en Fe_2O_3 de 3 à 4 fois celles des sédiments non altérés. Ce gain en fer peut être accompagné

d'un gain en Mn ou en Ca ainsi que d'une perte relative en Si, Ti, Al, Na, K, Ba ou en Sr. **Le second type** consiste en un gain net en Fe et en Mg. La concentration en Fe_2O_3 est d'environ deux fois celle des sédiments non altérés et celle du MgO est environ le triple. Ce gain en fer et en magnésium peut être accompagné d'un gain en Ca, Cr et en Co ainsi que d'une perte relative en Si, Al, Na, K, Ba, Rb ou en Sr. **Le troisième type**, exclusivement noté sur la zone Roberto-Est, consiste principalement en une perte de sodium laquelle est quelquefois accompagnée d'un gain en calcium. **Le quatrième type**, également observé à Roberto, présente un gain net en Si ou en K, lequel peut être accompagné d'une perte relative en Ti ou en Na. Ces altérations peuvent également être accompagnées d'un gain en bore qui se manifeste par la présence de tourmaline.

Certains aspects de ces transformations chimiques, tel l'enrichissement en Fe, en Mg, en Cr et en Co suggèrent la participation de roches ultramafiques aux processus métasomatiques régionaux. Cette hypothèse est compatible avec certaines de nos observations, notamment la présence occasionnelle de teneurs anormales en As (500 à 1600 ppm, $n = 12$) et en Au (10 à 22 ppb, $n = 5$) dans les intrusions ultramafiques du Giard.

Minéralisations aurifères volcanogènes à caractère exhalatif

Les minéralisations aurifères de type volcanogène sont observées dans les basaltes et les tufs felsiques des formations de Bernou et de Kasak. La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés et d'amas sulfurés constitués de pyrite, de pyrrhotite et localement de chalcopryrite. La présence de plusieurs niveaux d'exhalite et de chert dans les zones minéralisées témoigne du caractère volcanogène. Les sulfures finement disséminés sont associés à des niveaux siliceux et poreux d'exhalite. Ces niveaux contiennent des amygdules remplies de graphite et montrant des ombres de pression constituées de sulfures et de quartz. L'indice Rusty observé dans la formation de Kasak fait partie de ce type de minéralisation (carte hors-texte; Beauregard et Gaudreault, 2005).

Les zones anormales en Au-Cu-As-Zn-B dans les mudstones cherteux fréquemment observés à l'intérieur des basaltes des formations de Kasak et de Bernou, ou au contact entre les basaltes et les sédiments clastiques, font également partie d'une minéralisation de type volcanogène. Les niveaux minéralisés sont fortement rouillés et localement silicifiés.

Les minéralisations en pyrite et pyrrhotite associées au matériel hyaloclastique intercoussin ou aux basaltes bréchiques de la Formation de Kasak sont également interprétées comme des minéralisations volcanogènes. La présence des sulfures intercoussins est une indication qu'une partie des fluides hydrothermaux est restée piégée dans l'empilement volcanique. Ces minéralisations sont typiquement associées aux basaltes coussinés peu déformés et peu métamorphisés.

Elles sont généralement accompagnées d'une forte altération en épidote, chlorite, actinote et hématite.

Minéralisations aurifères porphyriques

Les minéralisations de type porphyrique sont représentées par les indices en Au-Cu-Ag (indice du lac Ell, indice éch. #9254, indice éch. #9264) encaissés dans l'intrusion porphyrique du lac Ell (carte hors-texte; Archer, 2005; Bécu *et al.*, 2008). Elles incluent également les stockwerks polymétalliques (Au-Cu-Ag-B \pm As) et les zones de brèche à tourmaline-pyrite-pyrrhotite observées dans les sédiments des formations de Low et les basaltes de la Formation de Kasak. Les minéralisations aurifères porphyriques de l'intrusion du lac Ell sont caractérisées par la présence de stockwerks à épidote et biotite, incluant un réseau de veines à bordures lessivées qui évoluent graduellement vers des stockwerks à tourmaline-quartz-épidote. Proche de la zone minéralisée, on observe une brèche hydrothermale contenant des veines à tourmaline, chalcopryrite, pyrrhotite, pyrite et grenat. La minéralisation se présente sous la forme de sulfures massifs qui remplissent les espaces interstitielles de la brèche hydrothermale. Les sulfures sont principalement de la chalcopryrite et de la pyrite, avec une présence mineure de bornite, de magnétite et de molybdénite. Des veinules tardives de chalcopryrite et de pyrite recoupent également la zone bréchifiée. Les zones minéralisées se distinguent par une altération potassique représentée par la microcline et la biotite, et une altération propylitique formée de chlorite, d'épidote et de carbonates.

Les minéralisations en Au associées aux brèches hydrothermales dans les roches sédimentaires du Low et de Pilipas ont été interprétées également comme des minéralisations de type porphyrique. Sur certains affleurements, il a été possible d'observer plusieurs étapes d'altération et de bréchification occasionnées par des venues successives de fluides hydrothermaux et de différentes phases magmatiques. Dans un premier temps, le réseau de fractures se remplit progressivement de biotite, de grenat et localement, de tourmaline. Ce réseau de fractures initie la bréchification de la roche qui est suivie par son albitisation et sa silicification, souvent accompagnées de sulfures. Il se forme, à un stade avancé, une roche bréchique et minéralisée qui ressemble à un conglomérat monogénique à fragments anguleux. La minéralisation se compose de pyrite et de pyrrhotite disséminées ou semi-massives associées à différents réseaux des veines. Les zones les plus minéralisées sont souvent localisées dans des zones bréchiques fortement déformées où l'altération hydrothermale est prononcée.

Minéralisations aurifères associées aux zones de déformation régionales

Plusieurs contacts entre les séquences sédimentaires et volcaniques du Groupe d'Eastmain sont fortement déformés, localement mylonitiques. Ces zones de déformation

contiennent des niveaux métriques rouillés, formés de sulfures finement disséminés ou en veinules, contenant des teneurs anormales en Au-Ag-Cu-Zn. Les sulfures sont constitués de pyrite, de pyrrhotite et de traces de chalcopryrite. Des veines de quartz ± carbonates ± biotite ± albite ont aussi été observées dans les horizons rouillés.

Au sud du gîte Roberto, on a identifié des zones de cisaillement minéralisées qui recoupent les conglomérats de la Formation de Low. On observe aussi, à l'est et à l'ouest du Pluton d'Opinaca, un contact cisailé et minéralisé qui sépare les basaltes de Kasak et les conglomérats de Low. Il s'agit de mylonites rouillées qui renferment de la pyrite, de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite disséminées ou semi-massives. Ce type de minéralisation rappelle un environnement propice aux gîtes aurifères reconnus, que l'on retrouve le long de failles régionales dans les conglomérats du Groupe de Timiskaming, dans la Sous-province de l'Abitibi (Dubé et Gosselin, 2007).

Minéralisations aurifères associées à des formations de fer

Ces minéralisations ont été reconnues dans les formations de fer de la Formation de Pilipas. Leur origine syngénétique ou épigénétique n'a pu être déterminée. Elles sont associées aux formations fer rubanées et oxydées de type Algoma. Les niveaux minéralisés en sulfures (pyrite et pyrrhotite) sont associés à des bandes riches en grenat, qui alternent avec des bandes riches en hornblende et biotite ou des bandes de chert. Des veines de quartz, contenant localement de la pyrite disséminée, recoupent les zones rubanées minéralisées.

Minéralisations de Ni-Cu ± ÉGP

La mise en place de l'Intrusion ultramafique de Giard dans les paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche offre un potentiel pour les minéralisations en Ni-Cu-ÉGP (voir aussi le chapitre « lithogéochimie »). Cette possibilité est d'autant plus intéressante que des intrusions ultramafiques comparables et hôtes d'importantes minéralisations en Ni-Cu-Cr-ÉGP ont récemment été identifiées dans le prolongement du contact Opinaca/La Grande, en Ontario. On y reconnaît notamment le gîte Eagle 1 (réserves indiquées de 1,862 Mt à 1,75 % Ni, 1,03 % Cu, 0,97g/t Pt et 3,45 g/t Pd) et le gîte Blackbird, lequel comprend plusieurs intersections de quelques dizaines de mètres de chromite massive à semi-massive. Des faciès analogues aux chromitites de Blackbird ont été identifiés dans l'Intrusion ultramafique de Giard. Toutefois, le Giard est caractérisé par la substitution de la chromite par le spinelle.

Minéralisations uranifères

Les migmatites du Complexe de Laguiche présentent un certain potentiel pour les minéralisations uranifères. Ce potentiel vient de la conjonction de trois facteurs

importants : 1) un bassin sédimentaire siliciclastique; 2) une discordance régionale à la base de ces sédiments; 3) la migmatitisation de ce bassin sédimentaire. Ce contexte est favorable à la présence de gisements uranifères de type Rössing. Ces gîtes sont caractérisés par un tonnage de minerai important à faible teneur. On les retrouve encaissés dans des granites et des pegmatites de composition alaskitique mis en place dans des séquences métasédimentaires migmatitisées durant la déformation (Berning *et al.*, 1976). L'**indice Major** pourrait s'apparenter à ce type de gîte (voir section « Minéralisations uranifères » dans le chapitre « Travaux de l'été 2008 »).

Il convient également de mentionner les travaux effectués depuis 2008 par Dios Exploration sur la propriété Upinor située au nord-est du secteur Opinaca. Des sills de granite et de pegmatite alaskitiques logés dans des paragneiss migmatitisés ont rendu des teneurs en uranium atteignant 2 % U_3O_8 mais généralement de l'ordre de 0,05 % à 0,2 % U_3O_8 (Jébrak, 2008; Ressources Sirios, communiqué de presse du 26 février 2008). Cette minéralisation confirme l'existence d'un contexte favorable au développement de gîtes de type Rössing dans le bassin de Laguiche.

Minéralisations liées aux pegmatites

La recherche de gîtes reliés à des pegmatites dans le secteur du réservoir Opinaca ne semble pas avoir suscité beaucoup d'intérêt jusqu'à ce jour. Toutefois, les travaux réalisés par Bandyayera et Fliszár (2007) ont permis de mettre en évidence deux contextes de minéralisation associés aux pegmatites. Le premier présente une minéralisation en lithium et en métaux rares dans les pegmatites blanches tourmalinifères de Pikutamaw et d'Asimwakw. Des teneurs anormales en Li, Cs, Ta, Nb et Mo ont été obtenues. L'indice Fliszár est un nouvel indice (Bandyayera et Fliszár, 2007) qui a retourné sur des échantillons choisis des teneurs atteignant 1,83 % LiO_2 et 1,1% Rb. Il correspond à une pegmatite blanche qui recoupe les basaltes coussinés de la Formation de Kasak (33C09, carte hors-texte). Les ratios Nb/Ta < 8 et Mg/Li < 10 indiquent que cette pegmatite pourrait également être fertile en métaux rares (Selway *et al.*, 2005; Taylor *et al.*, 2005).

Le second contexte identifié correspond à la présence de cristaux béryl dans les pegmatites du secteur du réservoir Opinaca. Certains d'entre eux présentent une couleur verte, proche de celle de la variété émeraude. La présence de ces cristaux indique un potentiel réel pour la découverte d'émeraudes dans les pegmatites blanches du secteur du réservoir Opinaca, particulièrement lorsqu'il existe une association spatiale avec des roches ultramafiques. En effet, le chrome nécessaire pour que le béryl prenne la couleur de la variété émeraude proviendrait des roches ultramafiques (Cheilletz et Giuliani, 1996). Le contexte observé ici présente de nombreuses similarités avec l'indice d'émeraude de Ghost Lake en Ontario (Breaks et Janes, 1991). Dans le cas de Ghost Lake, la formation de béryl et d'émeraude serait

associée au métamorphisme des roches hôtes, qui aurait mobilisé les éléments nécessaires à leur formation (Be, Cr ou V). Les cristaux de béryl et d'émeraude se trouvent dans des pegmatites qui s'injectent dans une unité de schiste chloritique (roche mafique métamorphisée), à proximité d'une intrusion ultramafique altérée.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les travaux réalisés dans le secteur du réservoir Opinaca ont permis d'identifier deux cycles volcano-sédimentaires distincts à l'intérieur du Groupe d'Eastmain. Le premier se retrouve à l'ouest du réservoir Opinaca et se compose des volcanites d'affinité tholéitique de la Formation Bernou (2722 Ma) et de roches sédimentaires assignées à la Formation de Pilipas (2731 Ma). Le second cycle forme une séquence de nature similaire mais plus jeune et centrée sur le réservoir Opinaca. Il est représenté par les volcanites d'affinité transitionnelle à calco-alkaline de la Formation de Kasak (2705 Ma) et les unités sédimentaires de la Formation de Low (2687 Ma).

Dans la Sous-province de La Grande, à l'ouest du secteur cartographié, les unités du Groupe d'Eastmain reposent en discordance sur un socle igné plus ancien (Verpaelst *et al.*, 1979; David et Parent, 1997). Dans le secteur du réservoir Opinaca l'âge maximum de 2844 Ma, provenant de la restite des paragneiss fusionnés de l'Opinaca (David *et al.*, en préparation), s'apparente aux âges du socle tonalitique de la Sous-province de La Grande tels que le Complexe de Langelier (2788 – 3360 Ma) et le Pluton de Poste Lemoyne (2881 +/-2 Ma) (Goutier *et al.*, 1999; David et Parent, 1997).

Nos données de géochronologie, de lithogéochimie et de métamorphisme montrent la similarité entre les roches sédimentaires du La Grande et les paragneiss de l'Opinaca. Or, l'extraction des liquides de la fusion partielle des roches fusionnées introduit une hétérogénéité compositionnelle entre le néosome et le protolithe. Ceci suggère qu'une grande proportion des mobilisats du Complexe du Laguiche ne puisse pas être attribuée à la fusion *in situ* des paragneiss. L'absence notable de mobilisat granitique de type « S » [$Al/(Ca+Na+K) > 1,1$] et l'ubiquité des échantillons de type « I » [$Al/(Ca+Na+K) < 1,1$] dans les mobilisats de la Sous-province d'Opinaca (figure 3b) signifieraient que leur source soit plutôt d'origine ignée que sédimentaire.

Les métasédiments du La Grande sont caractérisés par l'assemblage métamorphique ne dépassant pas le faciès des amphibolites. De façon contrastante, les paragneiss et les amphibolites du Complexe de Laguiche sont caractérisés par la présence de l'orthopyroxène, un minéral qui apparaît avec la fusion partielle des métasédiments, à des températures et des pressions supérieures à 750°C et à 5Kb. L'orthopyroxène métamorphique observé dans les bandes d'amphibolites localement migmatitisées suggère quant à lui des températures supérieures à 800°C (Bucher et Frey, 2002). Dans les roches ultramafiques (Intrusion ultramafique de Giard), l'assemblage trémolite + micas + ortho-amphibole indique des températures comprises entre 650°C et 800°C à 5Kbar (Bucher et Frey, 2002). La distribution géographique de l'orthopyroxène et des autres minéraux métamorphiques (chlorite, biotite, cordiérite, sillimanite, grenat, feldspath potassique) indique une augmentation de l'intensité du métamorphisme du sud vers le nord, depuis le contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca vers le centre de la Sous-province d'Opinaca. En plus de ce gradient métamorphique, on observe également vers le nord, une augmentation des températures et des pressions du pic métamorphique, accompagnée d'une augmentation d'injections de magmas felsiques (mobilisats).

Le style structural du secteur du réservoir Opinaca résulte de la superposition d'au moins 3 phases de déformations : D1, D2 et D3. Le patron structural régional est essentiellement contrôlé par la phase de déformation D2, responsable du grain structural E-W à NW-SE dans la Sous-province de La Grande, et E-W à WNW-ESE dans la Sous-province d'Opinaca. Dans la Sous-province d'Opinaca, la phase D2 est également responsable de l'exhumation des migmatites et du style structural en dômes et bassins. Le cœur de ces bassins est occupé par des intrusions tardives.

Le secteur du réservoir Opinaca abrite plusieurs types de minéralisation aurifère (type épigénétique, type volcanogène à caractère exhalatif, type porphyrique, zones de déformation et formations de fer aurifères). La découverte du gîte Roberto, un gîte aurifère épigénétique de classe mondiale, illustre bien le potentiel aurifère de la région. En plus des minéralisations aurifères, on retrouve également des minéralisations Ni-Cu ± ÉGP associées aux intrusions ultramafiques, des minéralisations uranifères de type Rössing, et des minéralisations en éléments rares associées aux pegmatites.

RÉFÉRENCES.

- ARCHER, P., 2005 – Historique et géologie du système aurifère Roberto, projet Éléonore, Québec. *Dans* : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2005-03, page 11.
- BANDYAYERA, D. – FLISZÁR, A., 2007 – Géologie de la région de la Baie Kasipaskatch (SNRC 33C09) et du lac Janin (SNRC 33C16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-05, 15 pages, 2 plans.
- BANDYAYERA, D. – HOULE, P., 2007 – La Ceinture d'Eastmain (Baie-James): l'émergence d'un nouveau camp minier aurifère. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. Québec mines, février 2007. <http://www.mrnf.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2007-02/aurifere.asp> (page consultée le 25 février 2010).
- BANDYAYERA, D. – LACOSTE, P., 2009 – Géologie de la région du lac de Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-06, 15 pages, 3 plans.
- BARNES, S. J. – COUTURE, J. F. – POITRAS, A. – TREMBLAY, C., 1993 – Les éléments du groupe du platine dans la partie québécoise de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-04, 108 pages.
- BEAUREGARD, A. J. – GOUDREAU, D., 2005 – Exploration work report spring and summer 2005 on the Opinaca property, North Block. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62293, 117 pages.
- BÉCU, V. – RAVENELLE, J. F. – MALO, M. – DUBÉ, B. – GAUTHIER, M. – SIMONEAU, J., 2008 – Résultats préliminaires de l'étude de la minéralisation Cu-Au-Ag de l'indice du Lac Ell et de ses implications sur la genèse du gisement d'or Roberto, propriété Éléonore, Baie-James. Rapport de Divex, sous-projet SC21, 32 pages.
- BERNING, J. – COOKE, R. – HIEMSTRA, S. A. – HOFFMAN, U., 1976 – The Rössing uranium deposit, South West Africa. *Economic Geology*, volume 71, pages 351 à 368.
- BOUDREAU, A. – ALLOU, B., 2006a – Projet d'exploration aurifère dans le secteur Est du Réservoir Opinaca, Bloc B, Projet Opinaca. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62529, 133 pages, 4 cartes.
- BOUDREAU, A. – ALLOU, B., 2006b – Projet d'exploration aurifère dans le secteur Nord-Est du Réservoir Opinaca, Bloc A, Projet Opinaca. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62526, 266 pages, 4 cartes.
- BREAKS, F. W. – JANES, D. A., 1991 – Granite-related mineralization of the Dryden area, Superior province of Northwestern Ontario. GAC-MAC field trip guidebook B7, Joint annual meeting, Toronto, 1991.
- BUCHAN, K., L. – MORTENSEN, J., K. – CARD, K., D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- BUCHER, K. – FREY, M., 2002 – *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer, Berlin; 341 pages.
- BUCHERNURMINEN, K. – DROOP, G., 1983 – The Metamorphic Evolution of Garnet-Cordierite-Sillimanite-Gneisses of the Gruf-Complex, Eastern Pennine Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 84(2-3), pages 215-227.
- CARD, K. D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHARBONNEAU, R., 2008a – Travaux d'exploration effectués en 2006 et 2007 à la propriété Wildcat. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63918, 234 pages.
- CHARBONNEAU, R., 2008b – Report on exploration works for 2006 and 2007, Opinaca gold project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64181, 474 pages.
- CHEILLETZ, A. – GIULIANI, G., 1996 – The genesis of Colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita*; volume 31, pages 349-364.
- DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec, 88 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D., W. – BANDYAYERA, D. – PILOTE, P. – DION, C., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-02, 17 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D., W. – DION, C. – BANDYAYERA, D. – MARTIN, S. – MOUKHSIL, A., 2010 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de Minto et de La Grande en 2007-2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RP 2010-03, 28 pages.
- DAVID, J. – DION, C. – BANDYAYERA, D. – MARTIN, S. – MOUKHSIL, A., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de Grenville, de Minto, de La Grande et d'Opinaca en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- FAHRIG, W. F. – CHRISTIE, K. W. – CHOWN, E. H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 236-253.
- FOUQUES, J.-P. – SCHUMACHER, F., 1979 – Rapport de synthèse du permis S.E.S. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 37017, 148 pages, 22 plans.
- FRANCONI, A., 1978 – La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure – Rapport géologique final. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-574, 186 pages, 2 plans.
- 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.
- GAUTHIER, G., 1981 – Application de la méthode de datation Uranium-Plomb aux zircons du massif de Duxbury. Université de Montréal, 149 pages.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30, 65 pages.

- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999 – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec, 52 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001 – Géologie de la Colline Masson, de la Passe Awapakamich, de la Baie Caribelle et de la Passe Pikwahipanan (SNRC 33F/09, 33F/10, 33F/15 et 33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 67 pages, 4 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D., W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06; et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- GUERNINA, S. – SAWYER, E.W., 2003 – Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 21(2), pages 181-201.
- HEAMAN, L., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of sedimentary petrology*; volume 58, pages 820-829.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- JÉBRAK, M., 2008 – Some observations on the Upinor uranium project of DIOS Exploration & Sirios resources, James Bay, Quebec. Rapport interne; 4 pages.
- JOHNSON, T.E. – WHITE, R.W. – POWELL, R., 2008 – Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 26(8), pages 837-853.
- KENDLE, F.R., – TOLHURST, J., 2007 – Report on exploration activities in 2006, Technical report NI 43-101, Eleonore South Project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63371, 2642 pages, 18 cartes.
- KENDLE, F.R. – TOLHURST, J. – PERKINS, M., 2008 – Technical report on activities in 2007, Eleonore south project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64030, 1337 pages.
- LABBÉ, J.-Y. – GRANT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Natel (SNRC 33B/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-14, 28 pages, 1 plan.
- LISTER, G.S. – DAVIS, A.D., 1989 – The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*; volume 11, pages 65-94.
- LUDDEN, J. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- MACLEAN, W. H. – BARRETT, T. J., 1993 – Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.
- MANIAR, P. D. – PICCOLI, P. M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.
- MOUKHSIL, A., 2000 – Géologie de la région des lacs Pivert, Anatacau, Kauputauchechun et Wapamisk (SNRC 33C01, 33C/02, 33C/07, 33C/08). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-04, 47 pages, 4 plans.
- MOUKHSIL, A. – VOICU, G. – DION, C. – DAVID, J. – DAVIS, D.W. – PARENT, M., 2001 – Géologie de la région de la Basse-Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-08, 52 pages, 4 plans.
- MOUKHSIL, A. – LEGAULT, M. – BOILY, M. – DOYON, J. – SAWYER, E. – DAVIS, D.W., 2003 – Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2002-06, 55 pages, 1 plan.
- MULLAN G.J. – ROSATELLI, M. P., 2007 – Projet aurifère Cheechoo, Baie-James, Québec. Rapport Technique Règlement NI 43-101, déposé sur SEDAR, 2 pages.
- O'CONNOR, J. T., 1965 – Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *United States Geological Survey; Professional Paper 525-B*, pages 79-84.
- PERCIVAL, J.A., 1989 – A Regional Perspective of the Quetico Meta-Sedimentary Belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26(4), pages 677-693.
- PETTIJOHN, F.J. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and sandstones. Springer-Verlag, New York, 618 pages.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – MCNICOLL, V. – NADEAU, L. – SIMONEAU, J. – BÉCU, V. – GAUTHIER, M. – BANDYAYERA, D., 2008 – Géologie, structure et hydrothermalisme du gisement aurifère de classe mondiale Roberto, propriété Éléonore, Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, page 24.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – MCNICOLL, V. – SIMONEAU, J., 2010 (acceptée pour publication) – Insights of the geology of the World-class Roberto gold deposit, Eleonore property, James Bay, Québec. *Geological Survey of Canada, Current Research 2010-01*
- REMICK, J.H., 1977 – Wemindji area (Municipality of James Bay) – Preliminary report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-446, 51 pages, 14 plans.
- SAWYER, E.W., 2008 – Working with migmatites. *In*: Short Course Series 38: Mineralogical Association of Canada, Quebec City, Quebec, pages 1–28.
- SELWAY, J.B. – BREAKS, F.W. – TINDLE, A., 2005 – A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits. *Exploration and Mining Geology*; volume 14, pages 1-30.

- SIMARD, M. – GOSSELIN, C., 1999 – Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-15, 25 pages, 1 plan.
- SIMONEAU, J. – PRUD'HOMME, N. – BOURASSA, Y. – COU-TURE, J.-F., 2007 – Mineral resource estimation. Eleonore gold project, Quebec. SRK Consulting Inc., Toronto; Project number 3CG006.005, 101pages.
- SPROULE, R.A. – LESHER, C.M. – AYER, J.A. – THURSTON, P.C. – HERZBERG, C.T., 2002 – Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*; volume 115, pages 153-186.
- TAYLOR, R.P. – PEDERSEN, J.C. – BUBAR, D.S. – CAMP-BELL, I.C. – REES, K. – MORGAN, J.A. – BARCLAY, W.A., 2005. – The nature and distribution of tantalum mineralization in pegmatite dikes, Lilypad lakes property, Fort Hope, North-western Ontario. *Exploration and Mining Geology*; volume 14, pages 31-44.
- THURSTON, P.C., 2002 – Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? *Precambrian Research*; volume 115, pages 11-36.
- VERPAELST, P. – BROOKS, C. – FRANCONI, A., 1979 – Géochimie et géochronologie des roches granitoïdes et paragneissiques de la région de la Rivière Eastmain inférieure. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-679, 30 pages.
- WINTER, J.D., 2001 – An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey; 697 pages.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* ; volume 20, pages 325-343.
- WODICKA, N. – LAMOTHE, D- LECLAIR, A, 2009 – Geochronologie U-Pb du projet Ashwanipi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63858, 21 pages.

ANNEXE 1- Photographies

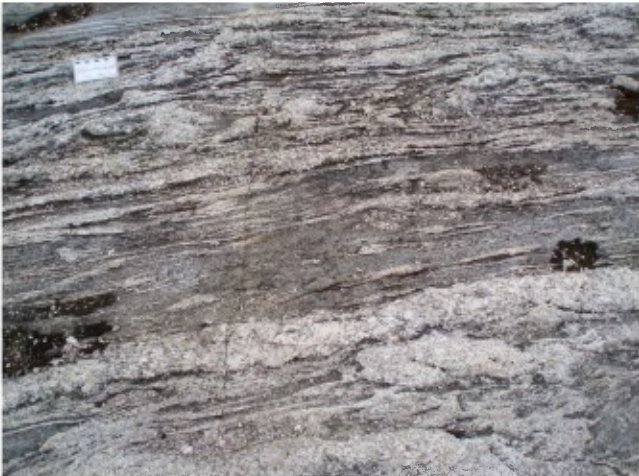


PHOTO 1 – Paragneiss migmatitisé montrant un rubanement irrégulier et lenticulaire



PHOTO 2 – Pegmatite rubanée montrant une alternance de bandes claires et foncées riches en grenat ou en tourmaline



PHOTO 3 – Litage magmatique montrant des laminations parallèles et obliques dans une pyroxénite de l’Intrusion ultramafique de Giard.

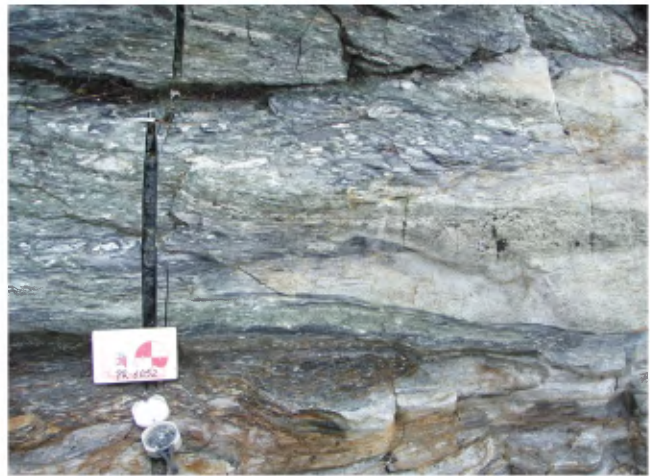


PHOTO 4 – Front d’altération discordant.

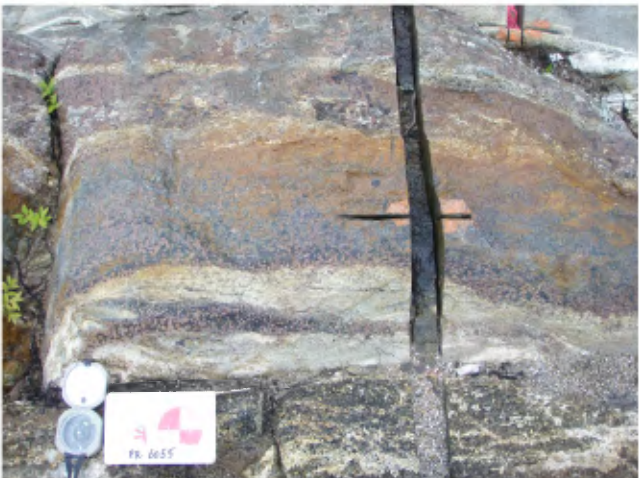


PHOTO 5 – Indice Manuel : horizons de grenatite minéralisée dans des paragneiss migmatitisés. Les rainures ont retourné 10,6 g/t Au sur 3 m.

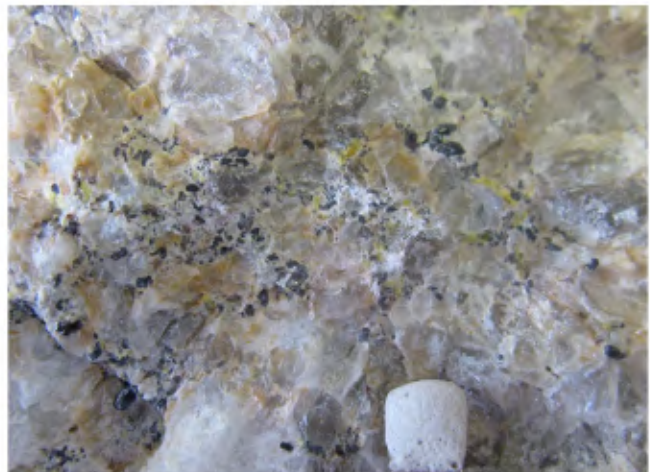


PHOTO 6 – Indice Major : minéraux uranifères et thorifères disséminés dans une pegmatite blanche montrant localement un dépôt jaunâtre d’uranophane.

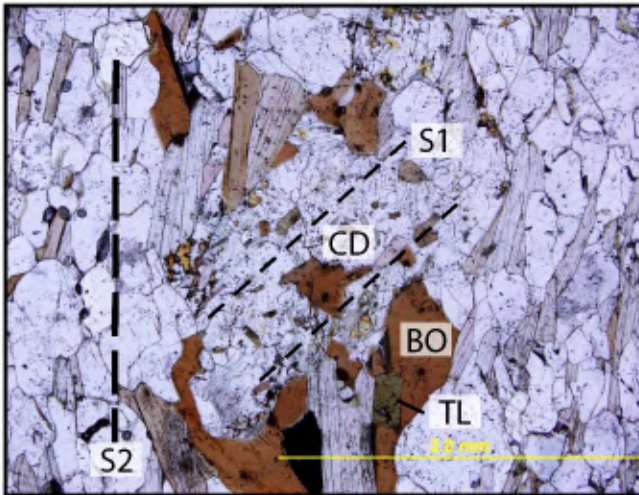
ANNEXE 2- Analyses lithogéochimiques des principales unités

#éch.	2007038038	2007038053	2007033379	2008046536	2007040919	2008039095	2008039068
#affl.	1039	4041	5080	1104	1177	1186	2150
SNRC	33C11	33C11	33C11	33B13	33C11	33C09	33B12
Estant	362661	347866	356617	457988	350876	430232	459963
Nordant	5822707	5829138	582325	5865987	5827615	5827784	5844495
Lithologie	Basalte tholéïitique	Basalte calco-alcalin	Tuf felsique	Amphibolite	Wacke	Wacke	Paragneiss
Unité	Fm de Bernou	Fm de Bernou	Fm de Bernou	Complexe Laguiche	Fm de Pilipas	Fm de Low	Complexe Laguiche
SiO ₂	47,49	60,82	69,77	48,96	69,58	65,8	63,65
TiO ₂	0,76	0,67	0,25	0,93	0,44	0,61	0,54
Al ₂ O ₃	15,31	16,25	15,21	14,69	16,09	16,75	15,46
Cr ₂ O ₃	0,028	0,022	-	0,04	0,02	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	13,45	6,59	2,58	13,24	2,98	4,51	6,31
MnO	0,16	0,07	0,06	0,25	0,02	0,06	0,08
MgO	8,1	3,55	0,9	6,18	1,32	2,11	3,13
CaO	10,52	2,89	2,64	10,57	1,84	3,49	3,58
Na ₂ O	2,44	5,82	4,33	2,74	4,82	3,75	3,63
K ₂ O	0,28	2,01	2,7	1,04	1,17	1,79	2,59
P ₂ O ₅	0,063	0,289	0,079	0,11	0,048	0,14	0,18
PAF	1,1	0,7	1,4	1	1,5	0,7	0,5
Ctot	0,02	0,02	0,03	0,1	0,1	0,02	0,02
Stot	-	0,34	0,11	0,05	-	0,03	0,07
As	-	1,3	-	0,9	-	0,5	0,5
Ba	32	723	435	99	332	491	662
Co	55,6	23	5	54	5,4	13,7	20,5
Cs	1,3	2,3	0,7	0,4	0,7	3	17,9
Cu	115,3	90,6	17,4	10,2	17,5	39,7	28,9
Ga	16,1	20,9	17,6	17	17,3	19,6	18,8
Hf	1,2	3,4	3,2	1,5	3,2	3,2	3,4
Mo	0,1	1,2	0,4	0,3	0,8	1,8	1,4
Nb	1,4	7,1	4	1,8	3,2	4	5,3
Ni	148	99	-	27,2	42	21,8	54,8
Pb	0,2	1,6	12,1	0,7	3,9	2,7	3,5
Rb	3,1	49,7	48,7	34,5	28,3	48,8	88,2
Sc	39	17	4	48	8	15	14
Sr	197,3	825,3	269,6	184,2	348	489,1	530,3
Ta	-	0,4	0,4	0,1	0,3	0,2	0,4
Th	0,3	4,7	3,4	0,4	2,5	3	7,4
U	-	1,2	1	0,1	0,8	1	0,7

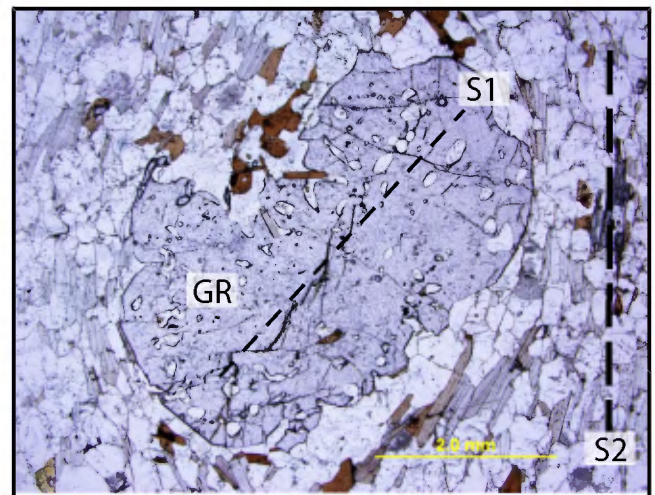
ANNEXE 2- Analyses lithogéochimiques des principales unités (suite)

#éch.	2007038038	2007038053	2007033379	2008046536	2007040919	2008039095	2008039068
#affl.	1039	4041	5080	1104	1177	1186	2150
SNRC	33C11	33C11	33C11	33B13	33C11	33C09	33B12
Estant	362661	347866	356617	457988	350876	430232	459963
Nordant	5822707	5829138	582325	5865987	5827615	5827784	5844495
Lithologie	Basalte tholéïitique	Basalte calco-alcalin	Tuf felsique	Amphibolite	Wacke	Wacke	Paragneiss
Unité	Fm de Bernou	Fm de Bernou	Fm de Bernou	Complexe Laguiche	Fm de Pilipas	Fm de Low	Complexe Laguiche
V	263	143	35	315	58	119	109
Y	17,8	14,1	5,5	20,8	7,7	9,7	11,7
Zn	15	67	72	20	35	96	58
Zr	35,7	115,2	103,7	46	105,6	106,3	129,4
La	2,1	22,1	17,2	2,3	11,6	16,8	7,2
Ce	5,2	43,5	32,9	6,7	25,1	36	20,8
Pr	0,84	5,96	3,7	1,08	2,91	4,74	1,91
Nd	4,2	22,4	11,9	5,8	10,9	18,2	8
Sm	1,55	3,95	1,96	2	1,91	3,27	1,8
Eu	0,57	1,1	0,43	0,68	0,71	0,89	0,77
Gd	2,36	3,13	1,14	2,7	1,46	2,48	1,75
Tb	0,46	0,49	0,2	0,56	0,25	0,34	0,31
Dy	2,78	2,37	1,04	3,7	1,41	1,91	1,85
Ho	0,64	0,46	0,18	0,81	0,26	0,4	0,39
Er	1,82	1,28	0,5	2,35	0,76	1,01	1,14
Tm	0,3	0,2	0,06	0,38	0,13	0,18	0,17
Yb	1,77	1,3	0,42	2,45	0,79	1,04	1,1
Lu	0,3	0,19	0,08	0,36	0,13	0,16	0,16

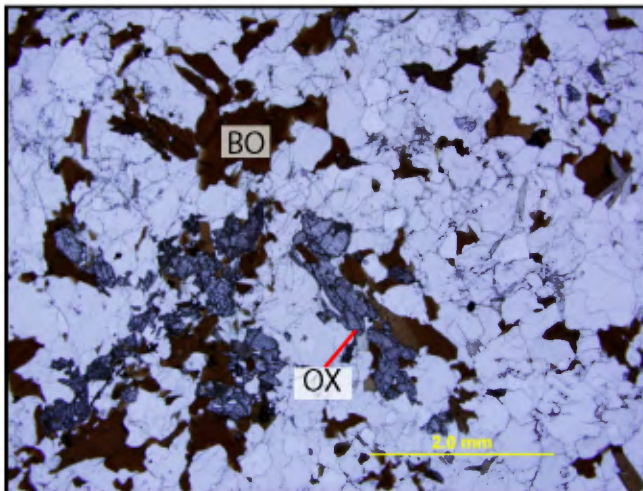
ANNEXE 3- Microphotos



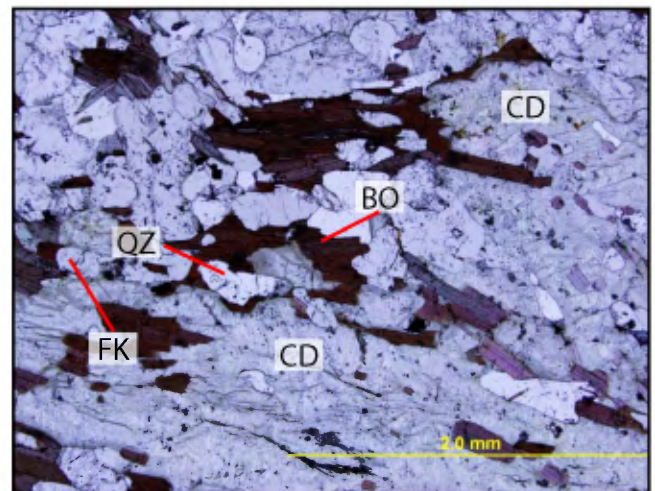
MICROPHOTO 1 – Porphyroblaste de cordiérite (CD) dont les inclusions marquent une schistosité S1 antérieure à la schistosité principale S2. BO = biotite; TL = tourmaline



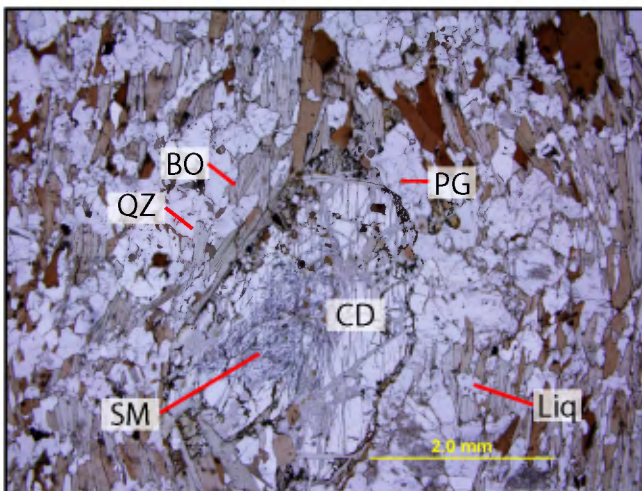
MICROPHOTO 2 – Porphyroblaste de grenat (GR) dont les inclusions marquent une schistosité S1 antérieure à la schistosité principale S2.



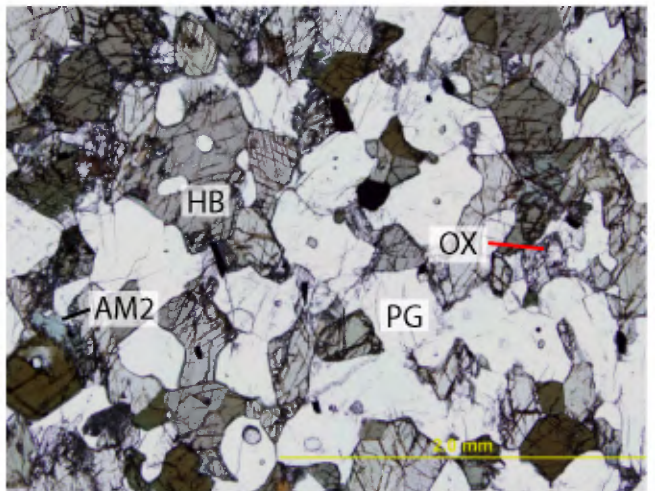
MICROPHOTO 3 – Orthopyroxène (OX) et biotite (BO) dans un paragneiss migmatitisé



MICROPHOTO 4 – Assemblage quartz (QZ) – biotite (BO) – feldspath potassique (FK) – cordiérite (CD) dans les paragneiss migmatitisés.



MICROPHOTO 5 – Déstabilisation de la cordiérite (CD) en symplectites de sillimanite (SM) – biotite (BO) – quartz (QZ). PG = plagioclase; Liq = liquide



MICROPHOTO 6 – Assemblage hornblende (HB) – plagioclase (PG) – orthopyroxène (OX) dans les amphibolites du Complexe de Laguiche. AM2 = amphibole secondaire

ANNEXE 4 - Caractérisation géochimique des zones d'altération hydrothermale

Échantillon	Litho	SiO ²	TiO ²	Al ² O ³	Cr ² O ³	Fe ² O ³	MnO	MgO	CaO	Na ² O	K ² O	Au	Ba	Co	Rb	Sr	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	
Métasédiments de la Sous-province de La Grande (n=64)																	
Moyenne		62,9	0,5	16,2	0,0	5,9	0,1	3,0	3,8	3,8	2,1	3,4	648,0	16,9	93,9	553,8	
Écart Type		5,6	0,3	1,9	0,0	3,3	0,1	2,0	1,7	1,0	0,9	14,7	432,3	9,6	68,6	297,2	
Métasédiments de la Sous-province d'Opinaca (n=40)																	
Moyenne		62,2	0,5	15,5	0,0	6,8	0,1	3,6	3,5	3,6	2,4	0,6	670,5	19,1	103,4	565,0	Assemblage
Écart Type		3,8	0,1	2,1	0,0	3,6	0,1	1,8	0,8	0,9	1,0	0,4	365,0	6,9	47,1	197,4	Minéral *
Altération de type 1 - Gain en fer de 300% à 400%																	
2008035272	M4	54,62	0,24	8,38	0,010	28,11	0,12	2,56	5,07	0,10	0,11	3851	16	12,1	4,0	16,1	AB-AD-AT-BO-GR-HB-QZ
2008035269	M4	58,02	0,25	10,36	0,014	24,31	0,11	2,35	2,03	0,18	0,97	21373	192	13,0	53,6	28,6	AB-AT-BO-GR-QZ
2007040823	S5A	49,26	0,41	14,98	0,00	22,12	0,76	2,30	6,46	1,51	1,74	1	163	16,90	38,80	147,7	AB-BO-GR-HB-FK-QZ
2006046437	S1 [BR]	53,45	0,87	12,04	0,00	19,45	0,81	2,16	8,06	2,32	0,49	2	104	14,10	2,60	322,5	AB-BO-GR-HB-FK-QZ
Altération de type 2 - Gain en fer de 200% et gain en magnésium de 200% à 500%																	
2008035277	S1/M15	47,17	0,67	10,01	0,202	12,43	0,19	10,68	15,04	1,40	0,92	3,2	275	76,4	26,9	406,0	AB-BO-DP-HB
2008035278	S1/M15	46,73	0,61	9,06	0,206	11,34	0,16	16,28	12,77	1,17	0,51	3,3	34	80,4	4,4	197,4	AB-BO-DP-HB-MG
2008035279	S1/M15	45,71	0,62	8,98	0,188	11,00	0,16	18,85	9,07	0,64	0,58	2,9	255	75,5	19,0	45,6	AB-AD-AT-BO-HB-MG-TR
2008039043	M4	50,07	0,64	12,33	0,12	10,68	0,22	11,48	8,35	1,57	2,45	1	390	42,6	135,4	270,6	PG-BO-HB-FK-TR
2006046307	S1 (alt)	49,45	0,71	11,98	0,173	10,15	0,19	13,55	8,66	1,93	0,66	23	312	57,7	22,3	664,2	PG-AD-AT-BO-HB-MG
2008035271	M4	47,10	0,41	7,04	0,282	9,34	0,16	22,18	8,60	0,21	0,09	222,5	11	53,1	3,5	17,2	AB-AD-AT-HB-MG-TR
2006046453	S1	54,59	0,64	13,64	0,060	8,86	0,13	8,36	7,30	2,19	2,30	1	518	34,4	67,1	614,8	AB-BO-GR-HB-FK-QZ
2006046308	S1	52,27	0,70	14,53	0,122	8,85	0,13	10,48	5,13	3,60	2,10	2	1064	44,1	91,4	1039,4	PG-AD-AT-BO-HB
Altération de type 3 - Perte en sodium et gain en calcium ou en potassium																	
JFR-07-325A		74,1	0,35	8,84	0,04	3,87	0,08	3,65	5,41	0,53	2,31	116	270	16	N.D.	627	QZ-TR-DP-AB-FK-BO
JFR-07-328C		53,5	0,86	20,6	0,1	5,73	0,04	4,62	5,86	1,45	0,95	4760	119	34	N.D.	702	QZ-PG-TL
JFR-05-017		63,9	0,42	9,26	0,08	5,39	0,1	5,64	7,5	0,78	3,39	2550	428	27	147	761	Non Disponible
JFR-07-344A		56,7	0,57	11,6	0,19	7,04	0,14	7,86	8,01	0,76	4,99	130	529	34	N.D.	1310	DP-TL-TR-FK
JFR-07-328A		55,6	0,63	16,2	0,08	6,38	0,12	5,37	8,07	0,85	3,16	284	794	27	N.D.	844	AC-TL-PG-QZ
Altération de type 4 - Gain en potassium de 100% ou gain en silice de 10%																	
2008035273	M4	60,45	0,62	18,84	0,023	7,30	0,07	3,04	1,55	1,90	4,07	29,0	656	25,4	173,4	292,5	PG-AD-BO-MU-QZ
2008039076	M4	59,85	0,59	17,88	0,02	6,98	0,09	2,97	2,12	3,17	4,72	16,7	486	23,9	186,9	257,9	PG-AD-BO-HB-FK-QZ
2008039078	M4	69,99	0,34	14,07	0,02	3,78	0,04	1,83	2,13	3,22	3,85	0,6	1104	13,5	112,1	560,1	PG-AD-BO-HB-FK-QZ
2008035276	S1	69,54	0,34	14,59	0,011	3,49	0,04	1,65	1,75	3,78	3,94	9,3	1032	11,3	110,5	606,0	PG-AD-BO-HB-FK-QZ
2008039077	M4	75,35	0,34	14,55	0,02	3,39	0,04	1,16	0,54	0,52	2,62	0,9	1274	13,5	93,5	215,8	PG-AD-BO-MU-QZ
JFR-07-317F		68,1	0,51	14,4	0,01	4,3	0,06	2	2,03	2,22	4,6	5	544	20	N.D.	1790	BO-QZ-AD-MU-FK
JFR-07-304		62,3	0,59	17,9	0,01	4,68	0,08	2,18	2,28	2,48	6,28	5	776	20	N.D.	905	BO-QZ-AD-MU-FK
JFR-05-007		62,9	0,54	13,1	0,03	6,38	0,05	2,81	2,37	0,79	4,3	16300	311	27	156	375	PG-QZ-TL-FK-BO
JFR-07-346a		67,6	0,53	13,3	0,03	5,23	0,03	1,45	3,18	1,12	2,69	21800	247	25	N.D.	298	FP-QZ-TL
JFR-07-347a		65	0,52	13,8	0,04	5,34	0,02	1,56	3,84	0,89	3,88	13800	315	20	N.D.	338	QZ-TL-BO-MU

Les chiffres en bleu indiquent un gain élémentaire et ceux en rouge indiquent une perte.

* Codes minéraux: AB - albite, AD - andalousite, AT - anthophyllite, BO - biotite, GR - grenat, HB - hornblende, QZ - quartz, FK - feldspath potassique,

DP - diopside, MG - magnétite, PG - plagioclase, TR - trémolite, MU - muscovite, TL - tourmaline

Les échantillons commençant par «JFR» sont publiés avec la permission des Mines Opinaca.

Résumé

La région du réservoir Opinaca a été cartographiée à l'échelle de 1/50 000 lors d'un programme triennal de levés géologiques réalisés entre 2006 et 2008. Ce secteur est situé dans la zone de contact entre les sous-provinces géologiques de la Grande et d'Opinaca. La Sous-province de La Grande est dominée par des intrusions multiphasées de composition dioritique, tonalitique, granodioritique et granitique, injectées dans les séquences volcano-sédimentaires du Groupe d'Eastmain (2731,8 à < 2686 Ma). Les unités sédimentaires de ce groupe (formations de Pilipas et de Low) sont composées de wacke, de grès et de conglomérat polygénique. Les unités volcaniques (formations de Bernou et de Kasak) sont constituées de basalte et d'andésite d'affinité tholéiitique, transitionnelle ou calco-alcaline. La Sous-province d'Opinaca est constituée de paragneiss migmatitisés, de diatexite et de lambeaux d'amphibolite appartenant au Complexe de Laguiche. Ces roches sont injectées par des intrusions de granodiorite, de granite ou de pegmatite des suites de Janin et de Boyd. Des dykes de diabase protérozoïques appartenant aux essaims de Matachewan, de Senneterre et de Mistassini recoupent toutes les unités archéennes de la région.

Trois phases de déformation régionale (D1, D2 et D3) ont été reconnues. Les grandes structures E-W qui définissent le grain structural régional sont associées à la phase de déformation D2. Les deux autres phases, l'une antérieure (D1) et l'autre postérieure (D3), sont observées localement et sont moins bien définies. La Sous-province de La Grande est caractérisée par de grands plis serrés faiblement plongeant tandis que l'Opinaca est caractérisée par des structures en dômes et bassins plus ou moins étirées et démembrées.

Le métamorphisme régional se situe au faciès moyen des amphibolites dans la Sous-province de La Grande, et atteint le faciès supérieur des amphibolites et celui des granulites dans la Sous-province d'Opinaca. La limite entre l'Opinaca et le La Grande est caractérisée d'une part, par un passage abrupte, quoique

localement graduel, du faciès supérieur des schistes verts ou des amphibolites moyens, au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites, et d'autre part, par l'apparition de la migmatitisation se traduisant par l'augmentation de la proportion d'injections de mobilisat. Au centre et à l'ouest du secteur à l'étude, le contact entre l'Opinaca et le La Grande est masqué par la mise en place d'intrusions felsiques tarditectoniques. À l'est, nos travaux ont mis en évidence la présence d'une faille régionale entre les deux sous-provinces.

Nos travaux ont mis à jour un indice d'uranium (indice Major), un indice de lithium (indice Fliszár) ainsi que plusieurs zones anormales en métaux usuels ou en or. La région du réservoir Opinaca offre un potentiel économique important pour plusieurs types de minéralisation dont les principaux sont : 1) les minéralisations aurifères/arsénifères de type épigénétique associées à des processus de remplacement métasomatique dans les sédiments de la Sous-province de La Grande et les paragneiss migmatitisés (niveaux de grenatite) de la Sous-province d'Opinaca; 2) les minéralisations aurifères volcanogènes; 3) les minéralisations aurifères associées aux zones de déformation; 4) les minéralisations aurifères porphyriques; 5) les minéralisations aurifères associées à des formations de fer; 6) les gîtes de type Ni-Cu ± ÉGP associés à des intrusions ultramafiques litées; 7) les gîtes d'uranium de type Rössing ; et 8) les minéralisations en lithium et en éléments du groupe des terres rares (Li-ÉTR) associées aux pegmatites.

