

RG 2009-02

Géologie de la région de la rivière Sérigny

Martin Simard
Charles Gosselin
Isabelle Lafrance



Canyon Eaton le long de la rivière Caniapiscau.

Géologie de la région de la rivière Sérigny

Martin Simard, Charles Gosselin et Isabelle Lafrance

RG 2009-02

Mots clés : Archéen, Supérieur, Minto, Ashuanipi, La Grande, minéralisation aurifère

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Lecture critique

Jean-Yves Labbé

Édition

Joanne Nadeau

Dessin

Pascale Martel

Graphisme

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 23 février 2009.

RÉSUMÉ

Le levé géologique de la région de la rivière Sérigny a été réalisé au cours de l'été 2007 à une échelle de 1/250 000. Cette région, localisée à environ 125 km au NW de Schefferville, couvre les deux tiers ouest du feuillet SNRC 24C et les trois quarts nord du feuillet 23N.

La région étudiée se situe à la rencontre de trois sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur : les sous-provinces de Minto, de La Grande et d'Ashuanipi. Ces ensembles archéens sont bordés à l'est par les roches sédimentaires et volcaniques d'âge paléoprotérozoïque de la Fosse du Labrador. Nos travaux se sont concentrés dans les unités archéennes. La Sous-province de Minto se compose principalement de suites intrusives à biotite \pm hornblende de composition granitique à tonalitique, avec ou sans texture porphyroïde. La Sous-province de La Grande est constituée de gneiss tonalitiques et dioritiques et de roches volcano-sédimentaires. Ces roches supracrustales sont concentrées principalement dans trois petites ceintures : les ceintures d'Angilbert, de Cania et de Piscau. La Sous-province d'Ashuanipi se compose en bonne partie d'unités de diatexites et de paragneiss migmatitiques avec ou sans orthopyroxène. Elle comprend également des unités intrusives à pyroxène de composition tonalitique à granitique.

La région de la rivière Sérigny comprend deux domaines métamorphiques distincts séparés par la Faille du Sable de direction WNW-ESE. Au nord, les roches possèdent des assemblages associés au faciès des amphibolites alors qu'au sud, les paragenèses minérales sont conformes à un métamorphisme au faciès des granulites. Près de la Fosse du Labrador et le long de failles cassantes protérozoïques, les roches archéennes ont subi une altération rétrograde en hématite, chlorite et séricite.

Le grain structural régional, donné par la foliation principale, passe d'une direction NW-SE, dans le sud-est de la région, à une orientation N-S dans la moitié nord. Le centre de la région est traversé par un important réseau de failles de direction NNE-SSW. Ces failles contrôlent et affectent, de façon marquée, le tracé de certains éléments structuraux NW-SE (axes de plis, Faille du Sable) ainsi que les limites des unités lithologiques et des sous-provinces géologiques. Des failles régionales majeures de direction ENE-WSW à NE-SW recoupent le secteur centre-nord de la région. Ces failles, dont le dernier mouvement est probablement d'âge protérozoïque, ont exercé un contrôle sur les limites des lambeaux sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami et ont permis leur préservation à l'intérieur du Couloir d'effondrement de Saindon-Cambrien.

Le levé a permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites minéralisés à l'intérieur des séquences archéennes. Ils ont été classifiés selon quatre catégories en fonction des roches hôtes : 1) les minéralisations associées aux ceintures volcano-sédimentaires; 2) les minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay; 3) les minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi et 4) celles associées à d'autres types de roches. Finalement, les lambeaux de roches paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami sont connus pour leur potentiel uranifère.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Localisation et accès.....	7
Méthodologie	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	8
GÉOLOGIE RÉGIONALE	8
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	10
Archéen	10
Sous-province de La Grande	10
Complexe de Gayot (Agat).....	10
Formation d'Aubert (Aat)	13
Suite de Brésolles (Abre)	13
Sous-province de Minto	14
Suite de Coursolles (Acou)	14
Suite de Favard (Afav1)	15
Suite de Châteauguay (Achg).....	15
Suite de Dufreboy (Aduy1)	16
Suite de Desbergères (Adeb).....	16
Suite de Maurel (Amau).....	17
Suite de Tramont (Atra)	17
Sous-province d'Ashuanipi	18
Complexe de Grosbois (Agrs).....	18
Suite d'Opiscotéo (Aopi)	19
Suite de Lachaine (nouvelle unité, Alha).....	20
Suite de Sérigny (nouvelle unité, Asry).....	21
Suite de la rivière Pons (nouvelle unité, Apns).....	21
Suite de LeFrançois (nouvelle unité, Alfc).....	21
Suite de Rousson (nouvelle unité, Arsn)	22
Suite de Dervieux (Ader)	22
Suite de Joinville (Ajoy)	22
Suite de Lippé (Alip).....	22
Suite syénitique de Goodwood (Agoo2).....	23
Protérozoïque	23
Formation de Sakami (pPsa)	23
Dykes de diabase.....	23
MÉTAMORPHISME.....	24
Domaine au faciès des amphibolites.....	24
Domaine au faciès des granulites.....	24
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	24
Contexte régional	24
Phases de déformation et travaux antérieurs.....	25
Analyse structurale.....	25
Compilation statistique.....	25
Failles régionales.....	27
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	28
Résultats de la campagne de terrain.....	28
Minéralisations associées aux ceintures de roches volcano-sédimentaires	28
Ceinture de Piscou	28
Ceinture de Cania.....	32
Ceinture d'Angilbert	32

Minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay	32
Minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi	33
Minéralisations associées à d'autres types de roches.....	33
Faïlle du Sable.....	33
Potentiel uranifère	33
CONCLUSIONS.....	34
RÉFÉRENCES	35
ANNEXE 1 - Photographies	39
HORS-TEXTE	
Géologie 1/250 000, 24C-23N – Région de la rivière Sérigny.....	carte RG 2009-02-C001

INTRODUCTION

Ce levé géologique a été effectué au cours de l'été 2007 dans la région de la rivière Sérigny (SNRC 23N et 24C; figures 1 et 2). Il s'intègre dans un projet de deux ans qui vise à compléter la couverture géologique de cette partie du Moyen Nord et du Grand Nord du Québec. Les travaux ont été réalisés à l'échelle de 1/250 000 et couvrent une superficie d'environ 17 000 km² comprise entre les longitudes 68° 00' et 70° 00' et les latitudes 55° 15' et 57° 00'. La région de la rivière Sérigny se trouve à la rencontre des sous-provinces de La Grande, de Minto et d'Ashuanipi, toutes trois localisées dans le nord-est de la Province du Supérieur. Nos travaux ont permis, entre autres, de préciser la nature et les limites de ces grands ensembles. En 2008, il est prévu de cartographier la région du réservoir Caniapiscau correspondant au sud du feuillet SNRC 23N et l'ensemble du feuillet 23K (figure 2). Ce levé complètera la cartographie géologique au 1/250 000 de la Sous-province d'Ashuanipi.

Localisation et accès

La région de la rivière Sérigny est localisée au nord du réservoir Caniapiscau. Sa partie centrale se trouve à environ 150 km au nord-ouest de Schefferville (figures 1 et 2). Plusieurs lacs rendent le territoire accessible par hydravion à partir des bases localisées à Schefferville et au lac Pau, au nord-ouest du réservoir Caniapiscau (figure 2). L'accès à Schefferville est facilité par la présence d'un aéroport régional ainsi que d'un chemin de fer en provenance de Sept-Îles. À partir de la Baie James, la Trans-Taïga offre un accès routier jusqu'à la base du lac Pau qui est en opération pendant la saison estivale.

Méthodologie

Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de six géologues. Ils se sont échelonnés sur une période de onze semaines entre les mois de juin et août 2007. Les équipes de cartographie, chacune composée d'un géologue et d'un assistant, étaient positionnées sur le terrain par hélicoptère à partir du camp de base situé le long de la rivière Pons, dans le centre-sud de la région. Les cheminements, d'une longueur variant entre 8 et 12 km, étaient espacés de 4 à 10 km selon la complexité de la géologie et de la densité des affleurements. Des levés ponctuels par hélicoptère ont permis de compléter la couverture cartographique.

Les travaux ont été concentrés dans les séquences archéennes. Les unités paléoprotozoïques de la Fosse du Labrador ainsi que les lambeaux sédimentaires de la Formation de Sakami n'ont pas été visités lors de nos travaux. Le coin sud-est de la région, où les traverses ont été plus espacées, a été interprété à partir des travaux de compilation de Chevé et Brouillette (1995). Plusieurs échantillons représentatifs des diverses unités lithologiques et des zones minéralisées

ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en traces. Toutefois, une bonne partie de ces résultats n'était pas disponible lors de l'écriture de ce document. C'est pourquoi la lithogéochimie des roches n'y est pas traitée. Au total, 290 lames minces de roches ainsi que 40 lames polies ont été étudiées pour caractériser les diverses unités stratigraphiques et décrire les zones minéralisées. Quatre échantillons ont été prélevés à des fins d'analyse isotopique U/Pb. Ces échantillons sont traités par Jean David au centre de recherche du GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal. Les âges obtenus pour ces échantillons sont fournis dans ce rapport (tableau 1) et les données analytiques sont présentées dans David *et al.* (en préparation). Les cartes géologiques, les données de terrain qui s'y rattachent ainsi que les résultats des analyses géochimiques seront intégrés au système d'information géominière (SIGÉOM) du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF).

Travaux antérieurs

Le levé géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/1 000 000 de Stevenson (1968) englobe la partie nord de la région (SNRC 24C) et celui de Eade (1966), à la même échelle, la partie sud (SNRC 23N). Des levés aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2006) et gravimétriques (Commission géologique du Canada, 1994) ainsi que des levés géochimiques de sédiments de fond de lac (Beaumier, 1986a, 1986b et 1987; MRN, 1998) et de minéraux lourds dans les tills (Beaumier, 2002) couvrent l'ensemble de la région étudiée.

Card et Ciesielski (1986) ont subdivisé la Province du Supérieur en différentes sous-provinces. Percival *et al.* (1992 et 1997) ont modifié les contacts de ces grands ensembles dans le nord-est de la Province du Supérieur et ont subdivisé la Sous-province de Minto en différents domaines. Le Ministère a réalisé, entre 1997 et 2003, un vaste programme de cartographie géologique à l'échelle du 1/250 000 (programme Grand Nord, figure 1). Ces travaux ont permis de redéfinir la nature et les limites des grands ensembles lithotectoniques du nord-est de la Province du Supérieur (Leclair, 2008a) et d'uniformiser la stratigraphie (Simard, 2008a) de ce vaste territoire. La région de la rivière Sérigny est adjacente à trois régions cartographiées dans le cadre de ce programme (figure 1) : la région du lac Aigneau (Berclaz *et al.*, 2001) au nord-ouest et les régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) à l'ouest. Mentionnons également les levés géologiques à proximité de la région (figure 2) : ceux de Thériault et Chevé (2001) qui couvrent les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi dans le feuillet 23L, ceux de Sharma et Dubé (1980) qui couvrent la moitié ouest du feuillet 23K dans la Sous-province d'Ashuanipi, la compilation géologique et métallogénique au 1/100 000 de Chevé et Brouillette (1995) dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi et qui touche aux feuillets 23J, 23K, 23N et 23O et enfin, la carte géologique au 1/125 000 de Percival

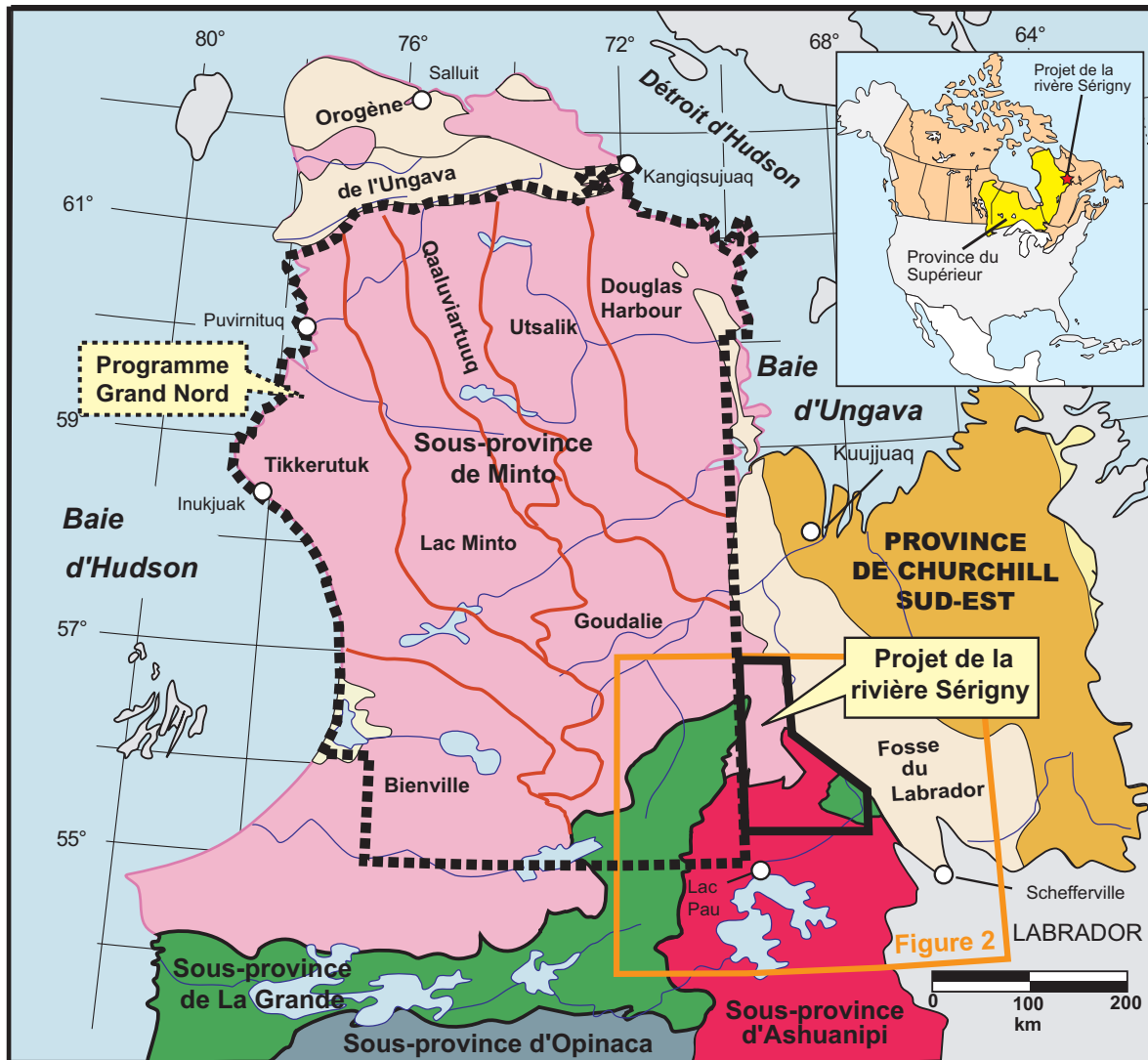


FIGURE 1 - Localisation de la région de la rivière Sérigny et des sous-provinces géologiques du nord-est de la Province du Supérieur.

(1993), qui couvre la partie québécoise de l'Ashuanipi dans les deux tiers sud du feuillet 23J et qui s'étend plus à l'est à l'intérieur du Labrador. Finalement, nous référons le lecteur à Clark et Wares (2004) et Clark (1984) pour les secteurs appartenant à la Fosse du Labrador et pour plus de détails concernant les lambeaux paléoprotérozoïques présents dans la région.

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe de cartographie pour leur travail efficace et leur enthousiasme tout au long de l'été. L'équipe comprenait, en plus des auteurs, les géologues Ahmed Boulahcen, Maryse Létourneau et Véronique Villeneuve, les étudiants Daris Cloutier, Tonny Girard, Julie Lavoie, Emmanuelle B. Gagné, Stéphane St-Louis, Sébastien Vallières, ainsi que Pascale Martel. Daniel Gabriel a agi comme homme de camp, Kathy Allard comme cuisinière et Monique Gabriel comme assistante-cuisinière. Le transport sur le terrain a été assuré

par la compagnie d'hélicoptère Panorama. Nous tenons à remercier le pilote Richard Mazur. En plus de son travail sur le terrain, Pascale Martel a réalisé le dessin technique des cartes géologiques à l'aide des logiciels MicroStation et ArcGIS. Nous tenons à remercier particulièrement Thomas Clark du MRNF, pour sa visite sur le terrain et ses nombreux conseils concernant l'étude des lames minces polies. Enfin, nous tenons à remercier Jean-Yves Labbé du MRNF qui a réalisé la lecture critique du manuscrit de ce rapport ainsi que Joanne Nadeau pour son travail d'édition.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de la rivière Sérigny est caractérisée par la jonction de trois sous-provinces géologiques appartenant à la Province de Supérieur (figure 1) : les sous-provinces de La Grande, de Minto et d'Ashuanipi (figure 2). Ces ensembles archéens sont bordés à l'est par les roches

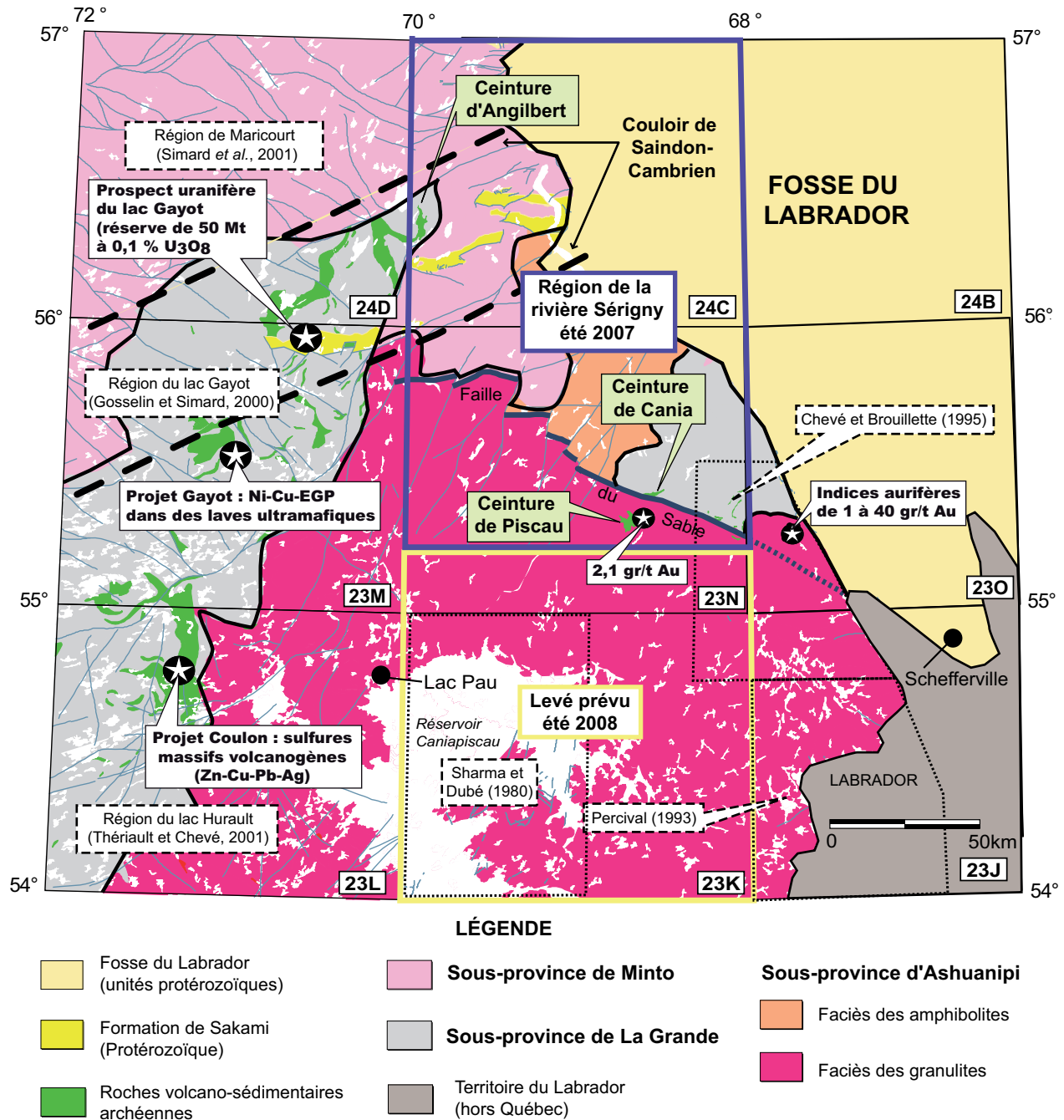


FIGURE 2 - Géologie régionale montrant les limites des grands ensembles lithotectoniques, les principaux sites d'intérêt économique et la localisation des principaux projets de cartographie géologique limitrophes à la région de la rivière Sérigny.

sédimentaires et volcaniques d'âge pal oproterozo ique de la Fosse du Labrador. Dans la région, on trouve aussi des grès pal oproterozo iques appartenant à la Formation de Sakami. Ces roches se présentent en lambeaux isolés qui reposent en discordance sur les roches archéennes, à l'intérieur d'un corridor structural orienté ENE-WSW, correspondant au Couloir de Saindon-Cambrien (Moorhead et al., 2000; figure 2).

Le nord de la Sous-province de La Grande se distingue par la présence d'unités anciennes de roches volcano-sédimentaires (2880 à 2870 Ma) et de gneiss tonalitique

et dioritique (2830 à 2810 Ma). La présence de gneiss comparables, en bordure de la Fosse du Labrador, a permis de reconnaître une nouvelle fenêtre de la Sous-province de La Grande (figure 2), dans un secteur assigné jusqu'à maintenant à la Sous-province d'Ashuanipi. La Sous-province de Minto témoigne d'une évolution complexe échelonnée sur 1,2 Ga et faisant intervenir plusieurs  v nements successifs de croissance et de remaniement de la croûte archéenne (Leclair, 2008b). Dans la région, cette sous-province correspond au prolongement des domaines de Goudalie et d'Utsalik (figure 1). Le Domaine de Goudalie

est représenté par des unités tonalitiques (2760 à 2740 Ma) alors que le Domaine d'Utsalik est constitué d'unités de monzonite, de granodiorite et de granite plus jeunes (2735 à 2685 Ma). La Sous-province d'Ashuanipi est un domaine de haut grade métamorphique au faciès des granulites qui contraste avec le faciès des amphibolites observé dans les deux autres sous-provinces. La Sous-province d'Ashuanipi est constituée de roches migmatitiques (autour de 2700 Ma) et de diatexites (2680 à 2638 Ma) qui proviennent principalement de la fusion avancée de l'extrémité est de la Sous-province de La Grande et du bassin métasédimentaire de la Sous-province d'Opinaca (figure 1). Les roches migmatitiques et les diatexites sont recoupées par des intrusions appartenant à différentes suites charnockitiques ainsi que par des intrusions tardives de granites et de granodiorites (2650 à 2625 Ma).

La limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto est intrusive et tracée en fonction de la présence des unités de gneiss tonalitiques et des roches volcaniques anciennes de la Sous-province de La Grande. Ces unités représentent les vestiges d'une croûte ancienne conservée à l'intérieur des intrusions plus jeunes de la Sous-province de Minto. Ainsi, les gneiss et les roches volcaniques du La Grande sont abondamment injectés par des intrusions plus jeunes assignées aux événements magmatiques de la Sous-province de Minto. De plus, il est possible que certaines leucotonalites de la région appartiennent à la Sous-province de La Grande. On retrouve des unités de leucotonalites possédant des caractéristiques lithologiques et des âges similaires à l'intérieur de ces deux sous-provinces.

Les contacts entre la Sous-province d'Ashuanipi et les sous-provinces de Minto et de La Grande sont plus nets. Dans l'ouest et l'est de la région, ce contact sépare les roches intrusives et migmatitiques à orthopyroxène (faciès granulitique) au sud, des roches intrusives et volcano-sédimentaires à biotite + hornblende (faciès amphibolitique) des sous-provinces de La Grande et de Minto, au nord. Cette limite est interprétée comme une faille régionale (Faille du Sable; figure 2). Dans la partie centrale de la région, des diatexites à biotite, ayant donné un âge U/Pb typique des diatexites de l'Ashuanipi (2660 Ma), sont en contact intrusif avec les roches des sous-provinces de La Grande et de Minto. La composition de ces diatexites et des enclaves qu'elles contiennent suggère que cette portion de l'Ashuanipi peut être un équivalent fusionné de certaines séquences de roches appartenant aux sous-provinces de La Grande et de Minto. À cet endroit, la limite de l'Ashuanipi avec les autres sous-provinces correspond au contact entre les diatexites et les unités encaissantes.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les travaux de l'été 2007 ont été concentrés dans les roches archéennes de la Province du Supérieur. Ces roches, prin-

cipalement intrusives et métamorphiques, ont été groupées en unités lithodémiques selon les normes du code stratigraphique nord-américain (MER, 1986), en considérant les limites des sous-provinces présentes dans cette partie de la Province du Supérieur. La lithostratigraphie présentée dans ce document tient compte de la nomenclature unifiée proposée dans le cadre de la synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard, 2008a et 2008b). L'ordre stratigraphique proposé dans la légende de la figure 3 et sur la carte géologique (hors-texte) est également basé sur les relations de recoupement observées sur le terrain et par les âges U/Pb obtenus dans notre région (figure 3 et tableau 1) et ailleurs (Simard, 2008a).

Archéen

Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande est représentée dans le centre-ouest de la région par la ceinture volcano-sédimentaire d'Angilbert, assignée au Complexe de Gayot (2880 à 2870 Ma; Simard, 2008a). Une nouvelle fenêtre de La Grande a été identifiée dans le sud-est de la carte (figure 2), grâce à la présence d'une séquence de gneiss tonalitique et dioritique assignée à la Suite de Brésolles (2830 à 2810 Ma). Les ceintures et lambeaux de roches volcano-sédimentaires présents dans ce secteur ont été assignés au Complexe de Gayot. Certains de ces lambeaux se trouvent en enclaves dans les roches intrusives de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3 et carte hors-texte).

Complexe de Gayot (Agat)

Le Complexe de Gayot (Agat) est une unité de roches volcano-sédimentaires caractéristique du nord-est de la Sous-province de La Grande. Ce complexe se présente en lambeaux plurikilométriques encaissés dans les granitoïdes des régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) et du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001; figure 2). Des datations U/Pb réalisées à partir d'échantillons provenant des ceintures de Vénus et de Coulon, toutes deux localisées dans la région du lac Gayot, ont donné des âges respectifs de 2880 ± 2 Ma et 2873 ± 10 Ma (David *et al.*, 2009). Dans notre région, les assemblages lithologiques assignés au Complexe de Gayot sont reconnus dans trois ceintures principales : les ceintures d'Angilbert, de Cania et de Piscau, ainsi que dans quelques lambeaux de moindre superficie, localisés dans le coin sud-est de la carte (figure 3; carte hors-texte).

Ceinture d'Angilbert

La Ceinture d'Angilbert a été identifiée juste à l'ouest par Simard *et al.*, (2001) dans la région de Maricourt. Dans cette région, ces auteurs y ont décrit deux ceintures volcano-sédimentaires distinctes séparées par la faille

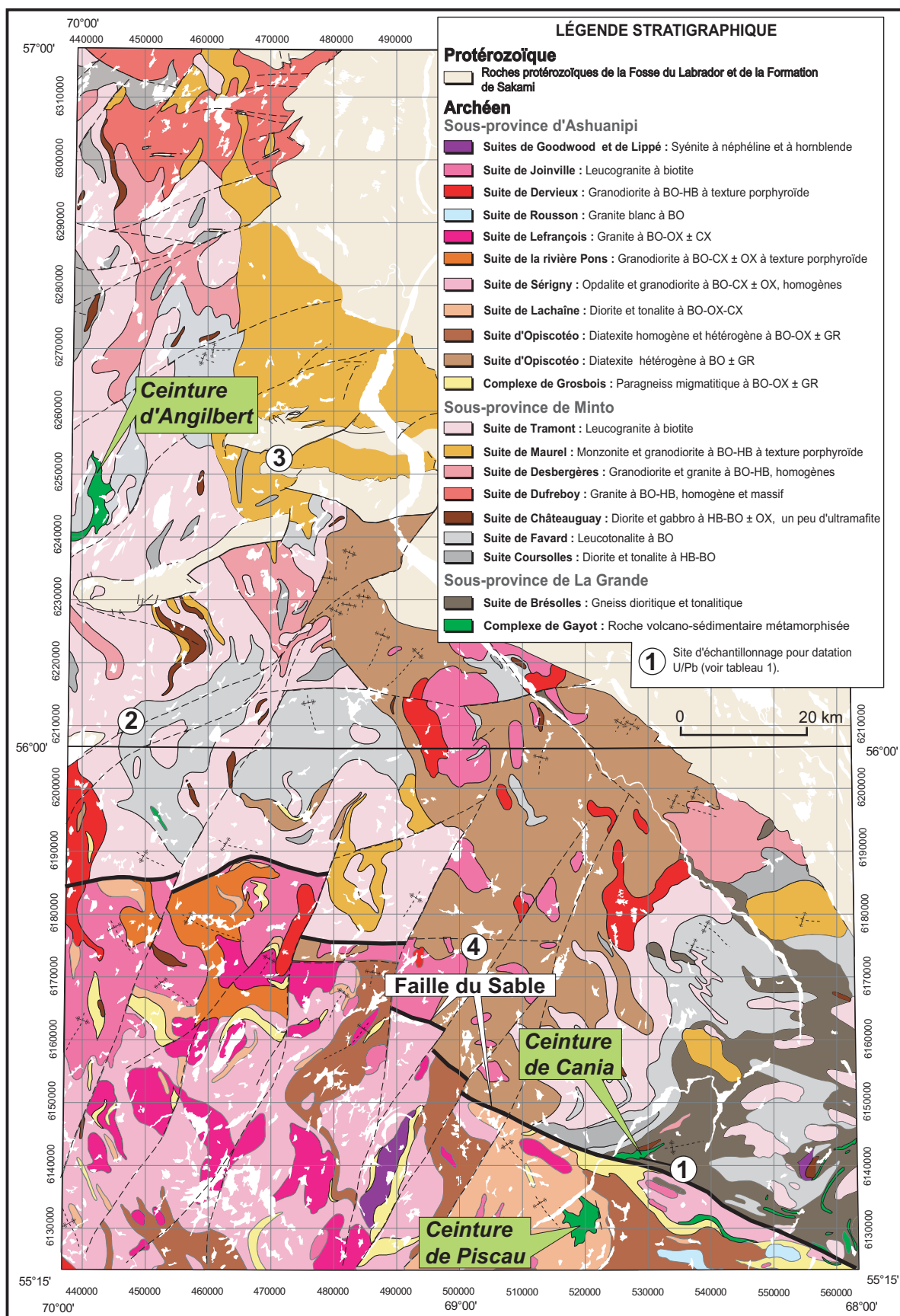


FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région de la rivière Sérigny.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région de la rivière Sérigny. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 3. Les données analytiques sont présentées dans David *et al.* (en préparation).

No. Site	Localisation UTM (Nad83) Zone 19	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Lithologie
1	528657E 6140873N	07-IL-3319B	Agat1	2629,7 \pm 3,5 Ma	Niveau felsique dans la ceinture de Cania
2	447713E 6210342N	07-CG-1091A	Afav1	2701,1 \pm 2,1 Ma	Tonalite foliée finement grenue
3	470888 E 6252219 N	07-CG-1141-A	Amau	2694,2 \pm 1,1 Ma	Monzodiorite quartzifère porphyroïde
4	502037E 6173654N	07-MS-61A	Aopi7	2660,6 \pm 3,6 Ma	Diatexite à biotite

régionale de Châteauguay : la Ceinture d'Angilbert-Sud appartenant au Complexe de Gayot (2880 à 2870 Ma) et la ceinture d'Angilbert-Nord assignée au Complexe de Garault (2782 \pm 7 Ma). Afin d'éviter toute confusion dans la nomenclature de ces deux unités, Simard (2008a) a renommé la Ceinture d'Angilbert-Nord, Ceinture de Vallerenne et celle d'Angilbert-Sud, Ceinture d'Angilbert. La Ceinture d'Angilbert reconnue dans notre région (figures 2 et 3) est la poursuite de la Ceinture d'Angilbert telle que renommée dans la région de Maricourt par Simard (2008a).

Dans la région, la ceinture volcano-sédimentaire d'Angilbert est constituée principalement d'amphibolite intercalée avec des niveaux de roches felsiques et intermédiaires. Localement, on trouve quelques horizons de roches ultramafiques et des lambeaux de formations de fer au faciès des silicates. Des paragneiss sont aussi présents dans le centre et le sud de la ceinture. Plusieurs horizons de roches quartzofeldspathiques de granulométrie moyenne à grossière, très foliées, probablement des tonalites syn-volcaniques, sont aussi intercalés dans la séquence volcano-sédimentaire. L'amphibolite est finement grenue, rubanée et généralement bien foliée. Elle se compose principalement de hornblende verte et de plagioclase séricitisé, avec localement du clinopyroxène ou de la biotite. Les roches ultramafiques se composent majoritairement de clinopyroxène, de hornblende verte, de grenat et de plagioclase saussuritisé. Elles sont affectées par une forte altération tardive en épidote. Les paragneiss ont une granulométrie fine et une texture granoblastique plus ou moins bien développée. Ce sont des roches foliées qui renferment entre 5 et 15 % de biotite et 2 % de hornblende. L'ensemble de la séquence volcano-sédimentaire est fortement injecté par un granite tardif, massif et leucocrate, particulièrement dans le secteur nord où le granite peut représenter jusqu'à 55 % de l'affleurement. Juste au nord de la ceinture, le granite renferme des enclaves de formations de fer auxquelles sont associés des niveaux de métachert recristallisé à hornblende + clinopyroxène + sulfures. Les roches de la Ceinture d'Angilbert sont affectées par une déformation mylonitique à plusieurs endroits.

Ceinture de Cania

La Ceinture de Cania est localisée dans le sud-est de la région où elle forme un lambeau de 8 km de longueur sur 2 km de largeur encaissé dans les gneiss de la Suite de Brésolles (figure 3). Elle est bordée au sud par la Faille du Sable qui marque, à cet endroit, la limite entre les sous-provinces de La Grande, au nord et d'Ashuanipi, au sud. Un âge de 2629,7 \pm 3,5 Ma (David *et al.*, en préparation) a été obtenu dans un échantillon provenant d'un niveau felsique de 1 mètre d'épaisseur concordant à la séquence volcano-sédimentaire (site 1, figure 3; tableau 1). Cet âge est comparable à l'âge de certaines intrusions de granite et de charnockite de la Sous-province d'Ashuanipi. Ce niveau felsique est donc considéré comme une injection tardive reliée à cette sous-province.

La Ceinture de Cania est constituée d'amphibolites mafiques interlitées avec 15 à 25 % d'horizons centimétriques à métriques de roches felsiques à intermédiaires. Des paragneiss se trouvent aussi dans le sud de la ceinture et contiennent des niveaux lenticulaires de formations de fer silicatées de 1 à 20 m d'épaisseur. L'amphibolite est finement grenue, rubanée et se compose principalement de hornblende verte peu altérée (localement chlorite + épidote), de plagioclase fortement saussuritisé (épidote + actinote \pm calcite) et de clinopyroxène altéré (chlorite + actinote + épidote). Le rubanement est marqué par la présence de petits niveaux riches en clinopyroxène. Le sphène est omniprésent et l'apatite, l'ilménite et l'hématite sont les autres minéraux accessoires. Plusieurs veinules de chlorite \pm calcite recoupent l'amphibolite. Les niveaux felsiques métamorphisés ont une composition dacitique à rhyolitique et leur origine est incertaine. Dans ces roches, le quartz est étiré et très finement recristallisé formant une texture en mortier. Les plagioclases sont fortement saussuritisés (séricite + épidote \pm actinote) et la biotite est complètement transformée en chlorite. Des veinules de calcite + épidote sont présentes dans plusieurs échantillons. Les formations de fer sont constituées de quartz + amphibole + magnétite \pm clinopyroxène \pm grenat. Elles renferment localement jusqu'à 10 % de sulfures disséminés.

Ceinture de Piscau

La Ceinture de Piscau forme un lambeau de 8 km de longueur sur 6 km de largeur à l'intérieur des tonalites et des diorites de la Suite de Lachaine. Bien que présente à l'intérieur de la Sous-province d'Ashuanipi, cette ceinture est interprétée comme une enclave appartenant au Complexe de Gayot. La ceinture est constituée d'amphibolite qui contient localement des niveaux felsiques (jusqu'à 15 %) décimétriques à métriques correspondant à des métatufs, à des métasédiments ou à des zones fortement silicifiées. On observe aussi plusieurs dykes ou filons-couches mafiques à ultramafiques d'épaisseur métrique à décamétrique ainsi que quelques niveaux de formations de fer au faciès des silicates.

L'amphibolite est constituée de plagioclase, de hornblende et de clinopyroxène en proportion variable avec, localement, de l'orthopyroxène et de l'anthophyllite. C'est une roche rubanée, finement grenue qui possède une texture granoblastique bien définie. Le clinopyroxène se présente souvent en grands cristaux poeciloblastiques qui renferment de nombreuses inclusions de plagioclase et de hornblende. Les intrusions mafiques à ultramafiques possèdent une granulométrie plus grossière et sont moins recristallisées que l'amphibolite. Elles se composent de leucogabbro (plagioclase + quartz + hornblende + clinopyroxène), de gabbro norite (plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène ± hornblende ± quartz) et de pyroxénite (orthopyroxène + clinopyroxène ± hornblende). Ces roches montrent une altération plus ou moins importante en séricite, épidote, silice, chlorite, serpentine, talc et carbonates. Les minéraux accessoires consistent en biotite, chlorite, actinote, magnétite et séricite. Les formations de fer sont constituées de pyroxène et d'amphibole ferriques, de quartz, de plagioclase et de grenats.

Autres lambeaux

Plusieurs lambeaux de roches volcano-sédimentaires de superficie restreinte sont localisés dans le sud-est de la carte (figure 3 et carte hors-texte). La plupart ont été compilés à partir de la carte synthèse de Chevé et Brouillette (1995) et n'ont pas été visités lors de nos travaux. Ils sont majoritairement encaissés dans les gneiss de la Suite de Brésolles à l'intérieur de la Sous-province de La Grande. Deux d'entre eux se trouvent toutefois dans la Sous-province d'Ashuanipi, tout près du contact entre les deux sous-provinces. Ces derniers sont considérés comme des enclaves du Complexe de Gayot, à l'intérieur de l'Ashuanipi. Quelques échantillons d'amphibolite rubanée ont été observés en lames minces. Il s'agit de roches granoblastiques peu altérées et finement à moyennement grenues constituées de plagioclase, de hornblende verte à brune (15 à 30 %) et de clinopyroxène (15 à 25 %). De l'orthopyroxène a été observé dans les échantillons provenant de lambeaux se trouvant dans la Sous-province d'Ashuanipi.

Formation d'Aubert (Aat)

La Formation métasédimentaire d'Aubert (Aat) a été définie par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot. Ces auteurs mentionnent que les relations observées sur le terrain et la composition des fragments contenus dans un conglomérat suggèrent que les roches sédimentaires de cette formation proviennent de l'érosion de l'édifice volcanique du Complexe de Gayot. L'âge de la Formation d'Aubert est estimé entre 2875 et 2833 Ma (Simard, 2008a).

La Formation d'Aubert est représentée par quatre petits lambeaux kilométriques de paragneiss contenus dans une intrusion de monzonite à texture porphyroïde de la Suite de Maurel, localisée dans le nord de la région (carte hors-texte). Des enclaves de paragneiss décimétriques à métriques se trouvent aussi dans l'intrusion près de ces lambeaux. Les paragneiss de la Formation d'Aubert sont gris foncé et de granulométrie fine. Ils contiennent plus de 20 % de minéraux mafiques représentés par de la biotite ou de la biotite et de la hornblende. La roche montre un rubanement mal défini et, localement, une texture fragmentaire pouvant correspondre à des anciens niveaux de microconglomérat. Les paragneiss sont partiellement migmatitisés. Le mobilisat blanchâtre (moins de 5 %) se présente en bandes irrégulières, millimétriques à décimétriques, parallèles à la foliation.

Suite de Brésolles (Abre)

La Suite de Brésolles (Abre) est une unité ancienne de gneiss tonalitique et dioritique introduite par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot et qui caractérise le nord-est de la Sous-province de La Grande. Des datations U/Pb ont permis d'attribuer à cette unité un âge compris entre 2838 et 2801 Ma (David *et al.*, 2009; Simard, 2008a). La Suite de Brésolles a été identifiée dans le sud-est de la région (figure 3; carte hors-texte). Un échantillon de gneiss, prélevé dans ce secteur au cours de l'été 2008, a donné un âge U/Pb préliminaire de 2842 ± 5 Ma (Jean David, comm. pers.), confirmant ainsi la présence de la Suite de Brésolles dans le sud-est de la région de la rivière Sérigny.

La Suite de Brésolles se compose de gneiss rubanés à biotite + hornblende constitués d'une alternance de rubans millimétriques à métriques de tonalite leucocrate et de diorite et diorite quartzifère mésocrates (annexe 1, photo 1). Ce sont des roches de granulométrie fine, très foliées et régulièrement affectées par des plissements complexes. Elles contiennent de nombreuses enclaves étirées d'amphibolite et plus rarement de roches ultramafiques. On y trouve aussi des injections de granite centimétriques à décimétriques, parallèles à la foliation, ce qui accentue l'aspect gneissique de l'unité.

En lames minces, les rubans tonalitiques contiennent moins de 5 % de minéraux mafiques représentés par des bâtonnets de biotite brune et, localement, par des prismes de hornblende verte. La proportion du feldspath potassique

y est inférieure à 5 % sauf dans quelques rubans où elle peut atteindre 30 %. Les rubans de diorite et de diorite quartzifère renferment entre 15 et 35 % de minéraux mafiques constitués, par ordre d'importance, de hornblende verte, de biotite brune ou verte et de chlorite. De l'épidote et du sphène sont presque toujours associés aux minéraux mafiques. À l'intérieur des gneiss de Brésolles, les grains de plagioclase et de hornblende sont recristallisés et forment une texture granoblastique alors que le quartz et le feldspath potassique sont interstitiels. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite, la magnétite, l'hématite et la muscovite. En lames minces, les enclaves d'amphibolite présentent une texture granoblastique formée de grains subidiomorphes de hornblende verte, de clinopyroxène et de plagioclase. Elles renferment aussi de faibles quantités de quartz, de magnétite, de sphène, d'hématite et d'apatite.

Sous-province de Minto

La Sous-province de Minto occupe les deux tiers nord de la région de la rivière Sérigny (figure 2). Elle est constituée de roches tonalitiques et dioritiques appartenant aux suites de Coursolles et de Favard (2760 à 2740 Ma) et d'intrusions potassiques plus jeunes appartenant aux suites de Dufreboy (2730 à 2720 Ma), de Desbergères (2720 à 2710 Ma), de Maurel (2707 à 2786 Ma) et de Tramont (2701 à 2698 Ma). On y trouve également des intrusions de composition ultramafique à intermédiaire appartenant à la Suite de Châteauguay et dont l'âge est estimé entre 2740 et 2710 Ma. Mentionnons que plusieurs intrusions assignées aux suites intrusives de la Sous-province de Minto injectent les gneiss de la Suite de Brésolles et les roches volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot dans le sud-est de la région.

Suite de Coursolles (Acou)

La Suite de Coursolles a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) où elle se compose principalement de tonalite à hornblende + biotite (Acou2) et de diorite (Acou1). Ces diorites ont été interprétées comme représentant une phase intrusive précoce associée aux tonalites. La Suite de Coursolles est répandue dans la partie sud de la Sous-province de Minto et se trouve également dans la partie NE du La Grande. Des datations U/Pb ont donné des âges de 2758 ± 11 Ma et 2756 ± 8 Ma (David *et al.*, 2009), qui ont permis d'associer cette unité à un événement magmatique tonalitique important qui a affecté le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto entre 2760 et 2740 Ma (Simard, 2008a). Des datations autour de 2720 Ma ont aussi été obtenues dans des échantillons de tonalite et de diorite à hornblende assignées à la Suite de Coursolles dans les régions du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001). Simard (2008a) considère toutefois ces échantillons comme appartenant à un magmatisme tonalitique plus jeune que les tonalites du Coursolles et peu répandu dans le nord-est du Supérieur. Les

âges obtenus, la distribution spatiale de l'unité et les observations de recoupement observées sur le terrain suggèrent que la Suite de Coursolles correspond à une phase intrusive précoce reliée à la mise en place des leucotonalites de la Suite de Favard (Simard, 2008a). Les diorites (Acou1) et les tonalites (Acou2) décrites dans la région de Maricourt sont présentes dans notre région. Ces unités forment des lambeaux de superficie restreinte encaissés dans les granitoïdes plus jeunes (carte hors-texte).

Intrusions dioritiques précoces (Acou1)

L'unité Acou1 de la Suite de Coursolles est composée de diorite et de diorite quartzifère à hornblende + biotite, fortement foliées, gris moyen ou gris pâle légèrement verdâtres et de granulométrie fine à moyenne. Des enclaves décimétriques à métriques de diorite gris foncé, de gabbro ou de roches ultramafiques ont été observées localement.

En lames minces, ces roches renferment entre 10 et 25 % de minéraux mafiques constitués de hornblende prismatique verte et de biotite brune à verte, partiellement ou complètement transformée en chlorite. La chloritisation de la biotite s'accompagne d'une séricitisation du plagioclase et du développement de grains d'épidote. L'altération est beaucoup plus intense dans les échantillons qui proviennent des secteurs localisés dans la demi-nord de la région. La diorite quartzifère renferme entre 4 et 18 % de grains xénomorphes de quartz à extinction roulante ainsi que de 1 à 5 % de feldspath potassique interstitiel. La magnétite, le sphène, l'allanite et l'apatite sont répandus et habituellement associés aux minéraux mafiques. L'hématite, la calcite, la trémolite et le zircon sont les autres minéraux accessoires localement observés.

Tonalite à hornblende + biotite (Acou2)

L'unité principale Acou2 est constituée de tonalite à hornblende + biotite, bien foliée, gris blanchâtre ou gris moyen et de granulométrie moyenne à grossière. La tonalite renferme une phase granitique qui représente 5 à 50 % du volume de la roche. Cette phase granitique se présente sous forme de lentilles ou de rubans centimétriques en contact diffus avec la phase tonalitique. Des diorites et des diorites quartzifères de l'unité Acou1 se trouvent en enclaves décimétriques à métriques dans la tonalite confirmant ainsi le caractère précoce de ces diorites. La tonalite contient aussi quelques enclaves décimétriques à métriques de gabbro ou de roches ultramafiques.

En lames minces, la tonalite renferme entre 20 et 30 % de quartz, moins de 5 % de feldspath potassique interstitiel et entre 10 et 15 % minéraux mafiques constitués, en proportion égale, de hornblende verte et de biotite brune à verte. Les minéraux mafiques, auxquels est souvent associé près de 2 % d'épidote, forment des amas centimétriques étirés dans la foliation. Généralement, l'altération en séricite et en chlorite est peu prononcée bien qu'elle puisse être

intense dans certains échantillons. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont le sphène, qui peut être assez abondant, l'apatite et l'allanite. La magnétite se trouve en proportion variable.

Suite de Favard (Afav1)

La Suite de Favard (Afav) a été introduite dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) pour décrire une unité de trondhjémite et de leucotonalite à biotite ainsi que quelques lambeaux de diorite qui ont été par la suite réassignés à la Suite de Coursolles (Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002). La Suite de Favard occupe de vastes superficies dans la partie ouest et dans la moitié sud de la Sous-province de Minto ainsi que dans le nord-est de la Sous-province de La Grande. De nombreuses datations U/Pb ont permis de relier cette suite à un événement magmatique tonalitique majeur qui a affecté l'ensemble de ce territoire entre 2750 et 2740 Ma (Simard, 2008a). Un âge plus jeune de $2701,1 \pm 2,1$ Ma (David *et al.*, en préparation) a été obtenu dans une tonalite de la région (site 2, tableau 1, figure 3), démontrant que des tonalites appartenant à un événement magmatique plus jeune ont été incluses dans la Suite de Favard. L'importance de ces jeunes tonalites dans la région de la rivière Sérigny est inconnue pour l'instant.

La Suite de Favard se trouve dans le nord, dans le centre et dans l'est de la région, à l'intérieur des sous-provinces de Minto et de La Grande (figure 3; carte hors-texte). Elle est constituée de leucotonalite à biotite (généralement moins de 5 %), gris blanchâtre légèrement rosée, d'aspect massif ou folié et de granulométrie fine à moyenne. La tonalite renferme fréquemment entre 1 et 10 % d'enclaves étirées de diorite de granulométrie fine, foliée, amphibolisée et possédant une texture granoblastique bien développée. Une phase granitique (5 à 50 %) sous forme de lentilles, d'amas ou de rubans, millimétriques à centimétriques, se trouve en contact diffus et graduel avec la tonalite. Cette phase granitique, combinée à la présence des enclaves étirées ainsi que d'injections tardives de granite reliées à la Suite de Tramont, donne un aspect hétérogène aux affleurements de la Suite de Favard (annexe 1, photo 2). L'unité comprend aussi un peu de tonalite et de diorite quartzifère à hornblende + biotite en niveaux métriques à décimétriques.

La tonalite de Favard se compose de 25 à 35 % de grains de quartz xénomorphe à extinction roulante prononcée, de 55 à 65 % de grains de plagioclase partiellement séricitisé, de moins de 5 % de feldspath potassique interstitiel et de 3 à 12 % de minéraux mafiques constitués principalement de biotite, d'un peu de chlorite et plus rarement de hornblende. La biotite est brun foncé, localement verdâtre, et partiellement chloritisée. La proportion de feldspath potassique atteint 20 % dans les zones granitisées. L'épidote est répandue et souvent associée à la chlorite. L'apatite et le sphène se trouvent en proportion variable et des grains de muscovite sont fréquemment collés à la biotite. Les autres

minéraux accessoires sont l'allanite, le zircon, la magnétite, l'hématite et la calcite.

Suite de Châteauguay (Achg)

La Suite de Châteauguay (Achg) a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire des dykes de quelques centaines de mètres de largeur, recoupant les tonalites des suites de Coursolles et de Favard. Elle a été subdivisée en deux unités : une unité constituée de gabbro à biotite + hornblende et de roches ultramafiques (Achg1) et une unité de gabbro à pyroxènes (Achg2). La Suite de Châteauguay a, par la suite, été reconnue à l'ouest de Maricourt par différents auteurs (Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004). Simard (2008a) attribue un âge entre 2740 et 2710 Ma pour la mise en place de ces intrusions, en se basant sur les relations de recoupement décrites dans ces différentes régions. Dans la région de Sérigny, les roches de la Suite de Châteauguay se présentent sous forme de dykes, à l'intérieur des unités plus anciennes ou encore de lambeaux kilométriques dans les granitoïdes plus jeunes (figure 3; carte hors-texte). Mentionnons que des roches de composition dioritique ont été assignées à l'unité Achg1 de Châteauguay.

Unité de diorite, gabbro et roches ultramafiques (Achg1)

L'unité Achg1 a été divisée en trois sous-unités informelles afin de préciser les différentes compositions ou textures rencontrées dans cette unité. Les sous-unités Achg1a et Achg1b sont composées de diorite et de gabbro magnétiques à biotite + hornblende, leucocrates ou mésocrates. Les roches de la sous-unité Achg1a sont grises ou gris verdâtre, foliées, de granulométrie fine à moyenne et possèdent une texture granoblastique bien développée. Celles de la sous-unité Achg1b sont gris verdâtre ou gris brunâtre, massives à faiblement foliées, de granulométrie moyenne à grossière et elles sont peu ou pas recristallisées. La sous-unité Achg1c est représentée par deux petits lambeaux de roches ultramafiques de couleur gris verdâtre avec une patine d'altération brunâtre. Le premier, localisé dans le secteur nord-ouest de l'Ashuanipi, est constitué de périclote et de pyroxénite à grain fin, très altérées. Le second, localisé dans le sud-est de la région, est composé de hornblendite à grain grossier.

En lames minces, les échantillons provenant des sous-unités Achg1a et Achg1b ont une composition dioritique ou, plus rarement gabbroïque. Ils se composent de plagioclase, de 20 à 45 % de minéraux mafiques et d'un peu de quartz (jusqu'à 5 %). Plusieurs échantillons renferment aussi du feldspath potassique en phase interstitielle (jusqu'à 7 %). Les minéraux mafiques sont constitués de cristaux de hornblende verte prismatiques ou xénomorphes (10 à 30 %), de bâtonnets de biotite brunâtre (6 à 15 %) et de feuillets de chlorite (jusqu'à 10 %). Un peu de clinopyroxène et d'actinote ont été observés localement. Plusieurs échantillons

montrent une séricitisation importante des plagioclases accompagnée d'une chloritisation des biotites. Le sphène et l'apatite représentent jusqu'à 2 % des phases minérales. Les autres minéraux accessoires sont l'épidote, la magnétite, la calcite, le zircon et l'allanite. La distinction entre les deux sous-unités est principalement texturale. Les roches de la sous-unité Achg1a sont recristallisées produisant une texture granoblastique assez bien développée. Les échantillons de l'unité Achg1b ont une texture ignée mieux préservée et ils renferment une proportion un peu plus importante de minéraux mafiques (30 à 45 %).

Un échantillon provenant du lambeau de l'unité Achg1c situé dans l'Ashuanipi, est affecté par une forte rétrogradation soulignée par la présence de serpentine, de chlorite, d'amphiboles, de phlogopite et, localement, de talc et de carbonates. Les amphiboles sont principalement de la hornblende verte, de l'actinote et de l'anthophyllite. On y observe également des vestiges d'orthopyroxène et, en moindre quantité, de clinopyroxène. Un échantillon provenant du lambeau situé dans la partie sud-est de la région, est constitué surtout de grands cristaux prismatiques poecilites de hornblende renfermant des cristaux de pyroxènes plus ou moins altérés.

Unité de gabbro à pyroxènes (Achg2)

L'unité Achg2 est représentée par deux lambeaux de gabbronorite localisés dans le centre-ouest de la région. Ce sont des roches magnétiques, gris verdâtre, de granulométrie fine à moyenne, d'aspect massif et caractérisées par la présence de pyroxènes. Le gabbronorite contient de 20 à 40 % de minéraux mafiques constitués de biotite brun rougeâtre et de clinopyroxène, avec un peu de hornblende et d'orthopyroxène (moins de 5 %). Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite, le sphène, la magnétite, la chlorite et l'épidote.

Suite de Dufreboy (Aduy1)

La Suite de Dufreboy a été introduite simultanément dans les régions du lac Aigneau (Berclaz *et al.*, 2001) et du lac La Potherie (Leclair *et al.*, 2000) pour décrire une unité de granites tardifs. Leclair *et al.* (2003) et Simard (2008a) ont aussi assigné à cette unité une quantité importante de granitoïdes non divisés qui avaient été reconnus par Percival et Card (1994) dans la région du lac Dufreboy.

Les roches de composition granitique à granodioritique, localisées dans l'extrémité nord de notre région, (figure 3; carte hors-texte) ont été assignées à la Suite de Dufreboy (Aduy1). Ce sont des roches rosâtres ou blanchâtres, homogènes, d'aspect massif ou faiblement folié et de granulométrie moyenne à grossière. Elles contiennent moins de 12 % de minéraux mafiques constitués de biotite et de hornblende et renferment localement entre 2 et 10 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 3 cm de longueur. Le faciès à phénocristaux est en contact graduel avec le faciès plus

massif. Les enclaves sont peu abondantes (moins de 2 %) et se composent surtout de diorite fine, foliée et amphibolitisée, de 5 à 40 cm d'épaisseur. Quelques enclaves de hornblendite et de pyroxénite ont été observées localement.

En lames minces, les granitoïdes de la Suite de Dufreboy contiennent des grains de quartz (20 à 25 %) montrant généralement une extinction roulante prononcée. Les minéraux mafiques, constitués de biotite verdâtre (1 à 6 %) et de hornblende verte (1 à 2 %), se présentent souvent en amas de 2 à 3 mm. De l'épidote est fréquemment accolée aux grains de biotite. De la calcite secondaire a été observée dans certains échantillons. Les autres minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite, le zircon et le sphène. L'altération plus ou moins intense du plagioclase en séricite s'accompagne d'une chloritisation de la biotite. La texture myrmékitique est fréquente et bien développée.

Suite de Dufreboy, altérée (Aduy1a)

Les roches de la Suite de Dufreboy sont fortement altérées et fracturées sur une épaisseur d'environ 8 km à partir du contact avec les roches paléoproterozoïques de la Fosse du Labrador. Une unité informelle (Aduy1a) est présentée sur la carte hors-texte afin de mettre en évidence le caractère particulier de ce secteur. L'altération hématitique y est intense (annexe 1, photo 3) et généralement accompagnée d'une chloritisation de la biotite et d'une séricitisation du plagioclase. Il est souvent difficile d'identifier avec certitude la ou les lithologies en raison de l'intensité de la fracturation et de l'altération hématitique. Des altérations identiques ont aussi été observées le long de zones de failles tardives qui recoupent la Suite de Dufreboy, plus à l'ouest.

Les échantillons provenant du secteur altéré de l'unité Aduy1a ont une composition de granite, de granodiorite et de monzodiorite quartzifère. En lames minces, ces roches contiennent entre 1 et 12 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite et, localement, jusqu'à 2 % de hornblende verte. La chlorite et la muscovite sont fréquemment observées et peuvent représenter jusqu'à 5 % des phases minérales. De l'hématite se trouve souvent en remplissage de fractures à l'intérieur ou en bordure des grains. Les autres minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite et l'apatite.

Suite de Desbergères (Adeb)

La Suite de Desbergères (Adeb) a été nommée dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001), juste à l'ouest de notre région (figure 2). Cette unité, constituée de granodiorite et de granite, occupe une superficie importante dans les secteurs sud et ouest de la Sous-province de Minto (Simard, 2008a). Des datations réalisées dans plusieurs régions ont permis de lui assigner un âge compris entre 2720 et 2710 Ma (Simard, 2008a). Les relations de terrain observées dans les régions de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) et des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2002) suggèrent que le phénomène de granitisation qui affecte les

roches tonalitiques et dioritiques des suites de Favard et de Coursolles peut être relié à la mise en place des granitoïdes de la Suite de Desbergères. Cette hypothèse a été renforcée par un âge de 2713 Ma obtenu dans la phase granitique d'une tonalite granitisée de la Suite de Favard dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002).

La Suite de Desbergères couvre une superficie relativement restreinte dans la région de la rivière Sérigny (figure 3; carte hors-texte). Elle est composée d'intrusions dont la composition varie de granodioritique à granitique et plus localement à celle de monzodiorite quartzifère. Ces roches sont de couleur gris rosâtre ou gris blanchâtre, d'aspect massif ou folié et de granulométrie moyenne à grossière. Les minéraux mafiques (biotite + hornblende) représentent 5 à 20 % du volume de la roche. Ils forment des amas centimétriques auxquels peut être associée de la magnétite. La roche possède localement une texture porphyroïde marquée par la présence de 4 à 12 % de phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 à 3 cm de longueur. La Suite de Desbergères renferme entre 1 et 20 % d'enclaves de 2 cm à 2 m d'épaisseur constituées principalement de diorite amphibolitisée de granulométrie fine et bien foliée et, localement, de roches ultramafiques. On observe une augmentation de la proportion de la hornblende à l'intérieur de roches intrusives dans les secteurs riches en enclaves.

En lames minces, les minéraux mafiques dans les roches intrusives sont représentés par la biotite partiellement chloritisée, la hornblende et la chlorite. Les textures myrmékitiques sont localement bien développées. Le quartz se présente généralement en plages xénomorphes et possède toujours une extinction roulante. Plusieurs grains d'allanite et de sphène sont associés à la biotite. Les autres minéraux accessoires sont l'apatite et la magnétite.

Suite de Maurel (Amau)

La Suite de Maurel (Amau) a été introduite dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) pour décrire des granodiorites caractérisées par une texture porphyroïde. Elle est répandue dans le nord-est de la Sous-province de La Grande et dans le sud-est de la Sous-province de Minto (Simard, 2008a). Plusieurs datations U/Pb ont permis d'attribuer un âge situé entre 2707 et 2686 Ma pour la Suite de Maurel (David *et al.*, 2009; Simard, 2008a). Une datation U/Pb réalisée dans notre région (site 3, figure 3; tableau 1) a donné un âge de $2694,2 \pm 1,1$ Ma (David *et al.*, en préparation) conforme à l'âge de l'unité. Selon Simard (2008a), les granites de la Suite de Tramont, qui occupent les mêmes secteurs et qui possèdent des âges comparables, pourraient être génétiquement liés au Maurel.

La Suite de Maurel est principalement représentée par un grand batholite qui couvre une superficie importante dans le nord de la région. L'unité compte aussi de petites intrusions localisées au nord de ce batholite et quelques masses plurikilométriques, dans le centre et l'est de la carte (figure 3; carte hors-texte). Le batholite possède la composition d'une

monzonite quartzifère, mais peut varier localement vers celle d'une granodiorite ou d'un monzogranite. Les autres intrusions assignées au Maurel sont surtout constituées de granodiorite avec un peu de granite, de monzonite quartzifère et de monzodiorite quartzifère. Les intrusions de la Suite de Maurel sont caractérisées par une texture porphyroïde produite par la présence de phénocristaux de feldspath potassique (10 à 50 %) de 1 à 4 cm de longueur. Ce sont des roches gris rosâtre ou rose pâle, d'aspect massif ou faiblement folié et de granulométrie moyenne à grossière. Ces intrusions sont très homogènes et renferment localement des enclaves décimétriques à métriques de diorite, de tonalite et de paragneiss.

En lames minces, les roches de la Suite de Maurel se composent de cristaux de plagioclase partiellement à complètement séricitisés, de grains de quartz à extinction roulante prononcée et de phénocristaux de feldspath potassique perthitique. Elles renferment entre 10 et 20 % de minéraux mafiques qui se présentent en amas millimétriques à centimétriques. La biotite et la hornblende sont en proportion égale dans la monzonite quartzifère alors que la biotite domine largement dans la granodiorite et le monzogranite. La biotite a une teinte brunâtre à verdâtre et est partiellement chloritisée. Les textures myrmékitiques sont abondantes. Le sphène représente près de 1 % des phases minérales et on trouve accessoirement, de l'apatite, de l'épidote, de l'allanite, du zircon, de la calcite, de l'hématite, de la muscovite et de la magnétite.

Suite de Tramont (Atra)

La Suite de Tramont (Atra) a été nommée par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot pour désigner les intrusions de granite tardif qui recoupent l'ensemble des unités archéennes de cette région. Par la suite, Simard (2008a) a réassigné les granites de la Suite de Tramont présents dans la Sous-province d'Ashuanipi à une unité plus jeune, la Suite de Joinville (voir plus loin). Ainsi, la Suite de Tramont est réservée aux granites tardifs rencontrés principalement dans les sous-provinces de Minto et de La Grande et la Suite de Joinville, aux granites plus jeunes présents dans la Sous-province d'Ashuanipi. Deux datations U/Pb réalisées sur des échantillons de granite assignés à la Suite de Tramont ont permis d'assigner un âge entre 2701 et 2698 Ma à cette unité (Simard, 2008a). Toutefois, les relations de terrain observées dans plusieurs régions suggèrent que ces granites sont plus jeunes que les intrusions porphyroïdes de la Suite de Maurel (2707 à 2686 Ma; Simard, 2008a).

La Suite de Tramont occupe une superficie importante de la région (figure 3; carte hors-texte). Elle représente l'unité archéenne la plus jeune à l'intérieur des sous-provinces de La Grande et de Minto. Elle est constituée d'un granite massif et homogène, rosâtre localement blanchâtre, de granulométrie fine à moyenne, localement pegmatitique, et pratiquement dépourvu de minéraux mafiques. Ce granite se présente sous forme d'intrusions plurikilométriques ou encore, d'injections

multiples, centimétriques à décimétriques, à l'intérieur des unités plus anciennes où elles représentent souvent plus de 10 % de la superficie de l'affleurement. Les enclaves sont répandues et leur proportion, généralement inférieure à 10 %, peut atteindre plus de 50 % près des contacts. La composition des enclaves correspond alors à la nature de l'encaissant. Des amas et des injections centimétriques à décimétriques de pegmatite recoupent le granite et semblent correspondre à une phase tardive de cette suite.

En lames minces, les granites renferment entre 25 et 30 % de grains de quartz xénomorphe à extinction roulante, entre 25 et 40 % de plagioclase partiellement séricitisé et entre 25 et 45 % de feldspath potassique perthitique. Ils contiennent généralement moins de 3 % de minéraux mafiques constitués de petits feuillets de chlorite et de biotite brune ou verte partiellement à fortement chloritisée. Des petits grains de magnétite sont associés aux minéraux mafiques et la muscovite représente jusqu'à 1 % des phases minérales. L'épidote, l'apatite, le sphène et l'allanite sont les minéraux accessoires les plus répandus. Le zircon et le grenat ont été observés localement.

Sous-province d'Ashuanipi

La Sous-province d'Ashuanipi occupe une superficie importante dans la moitié sud de la région de la rivière Sérigny (figure 2). Cette sous-province est constituée de lambeaux de paragneiss migmatitiques appartenant au Complexe de Grosbois (2705 à 2680 Ma) en association avec des masses de diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2682 à 2630 Ma). Ces unités sont recoupées par les roches dioritiques et tonalitiques à orthopyroxène de la Suite de Lachaine (nouvelle unité), par les granodiorites à pyroxènes de la Suite de Sérigny (nouvelle unité) et par les granodiorites à orthopyroxène et à texture porphyroïde de la Suite de la rivière Pons (nouvelle unité). Toutes ces roches sont recoupées par des intrusions plus jeunes de granodiorite et de granite qui appartiennent aux suites de Dervieux, de LeFrançois (nouvelle unité) et de Joinville.

Complexe de Grosbois (Agrs)

Les lambeaux de paragneiss de la partie nord de la Sous-province d'Ashuanipi ont été assignés à la Formation de Grosbois par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot. Cette nouvelle unité a été poursuivie plus au sud par Thériault et Chevé (2001) qui l'ont subdivisée en deux unités basées sur la présence ou l'absence de grenat. Simard (2008a) a par la suite renommé l'unité, Complexe de Grosbois, en considérant la présence d'une proportion importante de leucosomes à l'intérieur des séquences de paragneiss. Simard (2008a) attribue un âge autour de 2700 Ma à la période de sédimentation qui est à l'origine des métasédiments du Complexe de Grosbois. Ces roches sont probablement équi-

valentes aux paragneiss de la Formation de Mercator et du Groupe de Hublet (Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998 et 2000) observés dans le sud de la Sous-province d'Ashuanipi et considérés comme un équivalent latéral des métasédiments de la Sous-province d'Opinaca. La majeure partie des roches métasédimentaires de la Sous-province d'Ashuanipi peut donc être interprétée comme un équivalent fortement fusionné de la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca.

Le Complexe de Grosbois se présente en lambeaux de plusieurs kilomètres de longueur contenus dans les diatexites de la Suite d'Opiscotéo ou à l'intérieur des autres suites intrusives de l'Ashuanipi (figure 3; carte hors-texte). Ces lambeaux sont composés de paragneiss migmatitiques dont l'aspect rubané est produit par l'alternance de bandes de paléosome brunâtre et de leucosome blanchâtre. Le paléosome est un paragneiss folié, de granulométrie fine, à texture granoblastique et avec une teinte d'altération brun jaunâtre ou brun rouille caractéristique. Il renferme entre 15 et 30 % de minéraux mafiques représentés par des grains d'orthopyroxène (hypersthène), par des bâtonnets de biotite brun foncé à rouge et, localement, par des grains de clinopyroxène. L'orthopyroxène est parfois transformé en un mélange d'amphibole fibreuse, de chlorite et de talc. Le quartz (5 à 30 %) est interstitiel et montre une extinction ondulante nette. Le leucosome (5 à 50 %) est le produit de la fusion *in situ* des paragneiss. Il se présente en bandes millimétriques à décimétriques, ondulantes, continues, discontinues ou lenticulaires, qui forment un rubanement migmatitique parallèle à la foliation. Le leucosome a une granulométrie variant de fine à moyenne et possède une composition granitique, plus rarement granodioritique ou tonalitique. Les textures perthitiques, antiperthitiques et myrmékitiques sont fréquentes. Les minéraux mafiques, surtout de la biotite, de l'orthopyroxène et parfois du grenat, représentent moins de 4 % du volume de la roche. L'apatite, le zircon, le sphène, la chlorite, l'épidote et la muscovite sont les minéraux accessoires observés dans le leucosome.

La présence ou non de grenat a été utilisée pour diviser les paragneiss migmatitiques du Complexe de Grosbois en deux unités informelles. Le paragneiss de l'unité Agrs1 contient l'assemblage biotite + orthopyroxène + grenat (annexe 1, photo 4) alors que celui de l'unité Agrs2 renferme l'assemblage biotite + orthopyroxène seulement. Toutefois, la distribution du grenat à l'intérieur de l'unité Agrs1 est hétérogène de sorte que dans un même lambeau certains secteurs peuvent en être dépourvus.

Des niveaux de formations de fer décimétriques à décimétriques ont été observés à plusieurs endroits dans les paragneiss du Complexe de Grosbois. Ces niveaux ont une couleur d'altération rouille qui permet de les identifier facilement. Il s'agit majoritairement de formations de fer silicatées constituées d'une alternance de rubans riches en quartz et de rubans mafiques à grenat + clinopyroxène + magnétite \pm amphiboles ferrières \pm sulfures.

Suite d'Opiscotéo (Aopi)

La Suite d'Opiscotéo (Aopi) est une unité de diatexites qui caractérise la Sous-province d'Ashuanipi. La diatexite est une roche intrusive formée par anatexie et dans laquelle la fusion peut être totale. La Suite d'Opiscotéo a été introduite dans la région du lac Bermen par Leclair *et al.* (1998) qui l'ont subdivisée en six unités informelles basées sur la présence ou non de grenat, sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité de la roche reliée à l'abondance des enclaves et des schlierens de biotite (+ ou – 25 %) et sur la composition des enclaves. Subséquemment, l'unité a été reconnue par plusieurs auteurs à l'intérieur de la Sous-province d'Ashuanipi (Lamothe *et al.*, 1998 et 2000; Gosselin et Simard, 2000; Thériault et Chevé, 2001). Selon les datations U/Pb obtenues à différents endroits, la formation des diatexites de l'Ashuanipi s'étend sur un intervalle allant d'environ 2682 à 2630 Ma (Chevé et Brouillette, 1995; Percival, 1993; Leclair *et al.*, 1998; David *et al.*, 2009). Une datation U/Pb réalisée dans un échantillon de diatexite à biotite (site 4, figure 3; tableau 1) a donné un âge de $2660,6 \pm 3,6$ Ma (David *et al.*, en préparation), conforme à l'âge des diatexites de la Sous-province d'Ashuanipi.

Les diatexites de la Suite d'Opiscotéo se trouvent dans la moitié sud de la région (figure 3; carte hors-texte). Elles forment des masses dont la superficie peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres carrés. Cette suite a été subdivisée en trois unités informelles. Les unités Aopi2 et Aopi4 sont constituées de diatexites à biotite + orthopyroxène localisées au sud de la Faille du Sable. Ces deux unités correspondent en gros aux unités de diatexites hétérogènes (Aopi2) et homogènes (Aopi4), décrites juste à l'ouest, dans la région du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001). L'unité Aopi7, unité distincte à la région de la rivière Sérigny, est localisée au nord de la Faille du Sable. Elle est composée de diatexites à biotite \pm grenat et se distingue, entre autres, par l'absence de l'orthopyroxène.

Diatexites hétérogènes à orthopyroxène + biotite \pm grenat (Aopi2)

La diatexite de l'unité Aopi2 est de couleur gris légèrement verdâtre en surface fraîche et possède une teinte gris brunâtre ou gris jaunâtre en surface d'altération. Sa composition est granitique ou granodioritique, plus rarement tonalitique. C'est une roche faiblement magnétique, généralement bien foliée et hétérogranulaire. Sa granulométrie varie de moyenne à grossière avec, localement, une texture porphyroïde. L'abondance des enclaves et schlierens (+ de 25 %) permet de classer cette roche dans les unités de diatexites hétérogènes telles que définies par Leclair *et al.* (1998). Les schlierens de biotite (10 à 40 %) et les enclaves décimétriques à métriques de paragneiss migmatitiques (5 à 30 %), souvent étirées dans le sens de la foliation, donnent un aspect rubané, irrégulier et discontinu à la roche. Ces enclaves sont identiques aux paragneiss du Complexe de Grosbois. Les diatexites renferment aussi quelques enclaves

de diorite et de roches ultramafiques. Le grenat a été observé à plusieurs endroits. Toutefois, sa distribution irrégulière n'a pas permis de définir des sous-unités en fonction de la présence ou non de ce minéral comme l'avaient fait Leclair *et al.* (1998) dans la région du lac Bermen.

Les échantillons de diatexite observés en lames minces ont une composition granodioritique. On y observe un début de recristallisation marquée par la présence d'une matrice granoblastique microgrenue qui s'est partiellement développée entre les cristaux plus grossiers. Les minéraux mafiques (8 à 25 %) consistent généralement en une proportion plus ou moins égale de biotite et d'orthopyroxène avec localement du clinopyroxène. La biotite se présente en bâtonnets brun foncé à rouges qui contiennent de nombreuses inclusions de zircon. L'orthopyroxène est affecté à divers degrés par une altération complexe impliquant le développement de talc, d'actinote, de chlorite et, localement, de bastite, de phlogopite et de carbonates. Les feldspaths sont peu altérés. De belles textures myrmékitiques, perthitiques et antiperthitiques sont fréquentes. L'épidote, l'apatite et le sphène sont les minéraux accessoires les plus souvent observés.

Diatexites homogènes à orthopyroxène + biotite + grenat (Aopi4)

L'unité Aopi4 est localisée dans l'extrémité sud-est de la région (carte hors-texte). La proportion de schlierens de biotite et d'enclaves de paragneiss est beaucoup moins importante (moins de 10 %) que dans la diatexite de l'unité Aopi2, ce qui donne un aspect plus homogène. Il s'agit d'une roche blanchâtre de composition granitique ou granodioritique et qui renferme une faible proportion de minéraux mafiques constitués de biotite et d'orthopyroxène. Les cristaux ou gloméro-cristaux centimétriques de grenat sont répandus et représentent régulièrement entre 3 et 5 % du volume de la roche. Le quartz est enfumé et de teinte gris foncé. Les enclaves de paragneiss décimétriques à métriques sont semblables à celles contenues dans la diatexite hétérogène de l'unité Aopi2.

Une seule lame mince a été observée dans cette unité. Il s'agit d'une roche de composition granitique renfermant près de 10 % de grenat et quelques petits bâtonnets de biotite brun foncé à rouge. On y observe de belles textures myrmékitiques, perthitiques et antiperthitiques.

Diatexites homogènes à biotite \pm grenat (Aopi7)

L'unité Aopi7 occupe une superficie importante au nord de la Faille du Sable (figure 3; carte hors-texte) où elle introduit les roches des sous-provinces de La Grande et de Minto. Un échantillon de diatexite de cette unité a été daté pour vérifier si ces diatexites pourraient être reliées à un événement magmatique de la Sous-province de Minto. Toutefois l'âge obtenu de $2660,6 \pm 3,6$ Ma (David *et al.*, en préparation) est conforme à l'âge des diatexites de l'Ashuanipi (2680 à

2660 Ma). L'unité Aopi7 se distingue des deux autres unités de la Suite d'Opiscotéo (Aopi2 et Aopi4) par l'absence d'orthopyroxène, par sa composition tonalitique et par la nature de ses enclaves. Mentionnons que cette unité, peu répandue ailleurs dans la Sous-province d'Ashuanipi, a aussi été reconnue plus au sud dans la région du réservoir Caniapiscau (Simard *et al.*, en préparation).

La diatexite de l'unité Aopi7 est une roche hétérogranulaire de granulométrie moyenne à grossière, de teinte gris clair et qui possède une patine d'altération brun jaunâtre ou gris brunâtre (annexe 1, photo 5). Sa composition varie de tonalitique à granodioritique, les tonalites étant plus abondantes dans la moitié nord de l'unité. L'unité Aopi7 montre régulièrement un rubanement irrégulier et discontinu relié à la présence de schlierens de biotite et d'enclaves étirées (annexe 1, photo 6). En dehors des schlierens, la roche renferme entre 10 et 25 % d'amas millimétriques à centimétriques de biotite de couleur verte ou brune, ou encore rougeâtre près de la Faille du Sable. En lames minces, la biotite renferme de nombreuses inclusions de zircon ainsi que du sphène le long de son clivage. Les diatexites sont faiblement altérées en séricite, chlorite et épidote. Les textures myrmékitiques, perthitiques et antiperthitiques sont fréquentes. La roche contient aussi de l'apatite et de la limonite ainsi que, plus localement, de l'allanite, de la magnétite et de la muscovite.

Les enclaves observées dans l'unité Aopi7 consistent principalement en métatonalite, en paragneiss et en métadiorite. L'unité comprend aussi plusieurs enclaves de composition quartzofeldspathique dont l'origine est incertaine. Il s'agit soit de métagrès soit de métatonalites, qui montrent un rubanement souligné par la présence d'un mobilisat blanchâtre de composition tonalitique. L'étude de quelques lames minces provenant de ces enclaves n'a pas permis de déterminer la nature exacte du protolithe. Ce sont des roches partiellement recrystallisées, de granulométrie fine à moyenne et qui contiennent entre 10 et 25 % de minéraux mafiques constitués de bâtonnets de biotite brunâtre ou verdâtre et de feuillet de chlorite. Toutes les lames montrent une importante séricitisation du plagioclase accompagnée d'une chloritisation de la biotite. L'épidote est toujours présente et souvent associée à la chlorite. Le sphène et l'apatite sont répandus dans la majorité des lames. Les autres minéraux accessoires sont l'hématite, l'allanite, la muscovite et le zircon.

Suite de Lachaine (nouvelle unité, Alha)

La Suite de Lachaine (Alha) est une nouvelle unité de roches intrusives à pyroxènes reconnue à l'intérieur de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3; carte hors-texte). Elle se compose d'une unité de diorite (Alha1) et d'une unité de diorite quartzifère et de tonalite (Alha2). La Suite de Lachaine n'a pas été datée; son âge demeure donc inconnu.

Unité de diorite (Alha1)

L'unité Alha1 est représentée par trois petits lambeaux kilométriques localisés près du contact nord de la Sous-province d'Ashuanipi, dans l'ouest de la région (carte hors-texte). Pour l'instant, ces diorites ont été incluses dans la Suite de Lachaine quoique leur relation avec les diorites quartzifères et les tonalites de l'unité Alha2 n'a pas été établie. L'unité Alha1 est constituée de diorite magnétique gris verdâtre foncé, de granulométrie moyenne, bien foliée et d'aspect migmatitique. La roche renferme moins de 10 % de quartz et entre 20 et 35 % de minéraux mafiques, constitués de biotite + clinopyroxène ± hornblende ± orthopyroxène. Des altérations rétrogrades en séricite et chlorite ont affecté la majorité des échantillons observés au microscope. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, l'actinote et l'épidote.

Unité de diorite quartzifère et de tonalite (Alha2)

L'unité Alha2 forme des lambeaux d'extension limitée à l'intérieur des granites de la Suite de Joinville et des granodiorites à pyroxènes de la Suite de Sérigny dans le sud-ouest de la région (carte hors-texte). Dans le coin sud-est, par contre, l'unité Alha2 occupe une superficie importante et correspond à une anomalie magnétique positive prononcée. Les roches de l'unité Alha2 ont une composition qui varie de diorite quartzifère à tonalite. Elles sont foliées, de granulométrie fine à moyenne et possèdent une forte susceptibilité magnétique. La présence de 5 à 20 % de rubans de granite centimétriques à décimétriques parallèles à la foliation leur donne un aspect migmatitique. Elles renferment à plusieurs endroits des enclaves (1 à 5 %) décimétriques à métriques de paragneiss migmatitiques identiques à ceux du Complexe de Grosbois. L'unité Alha2 a été subdivisée en deux sous-unités informelles. Les diorites quartzifères et les tonalites de la sous-unité Alha2a ont une couleur grisâtre et renferment entre 6 et 15 % de minéraux mafiques constitués de biotite, de clinopyroxène et de hornblende verte. Les roches de la sous-unité Alha2b ont une teinte gris verdâtre et contiennent 5 à 18 % de minéraux mafiques représentés par une proportion égale d'orthopyroxène et de biotite brune ou rouge, avec localement un peu de clinopyroxène et de hornblende verte.

En lames minces, les roches de l'unité Alha2 sont habituellement peu altérées quoique les pyroxènes montrent parfois des altérations complexes avec développement de chlorite + actinote ± biotite ou de talc + carbonates ± chlorite. Elles renferment entre 15 et 30 % de grains de quartz xénomorphe et à extinction ondulante. Le feldspath potassique (moins de 5 %) est finement perthitique et interstitiel. Les textures symplectiques entre la biotite et le quartz et des textures antiperthitiques et myrmékitiques sont fréquentes. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite, le zircon, le sphène et l'épidote.

Suite de Sérigny (nouvelle unité, Asry)

La Suite de Sérigny (Asry) est une nouvelle unité introduite pour décrire des intrusions de granodiorite et de tonalite à pyroxènes. Ces roches occupent une superficie importante dans le sud-ouest de la région (figure 3; carte hors-texte). Elles contiennent des enclaves de diatexites suggérant que les intrusions de la Suite de Sérigny sont plus jeunes que les diatexites de la Suite d'Opiscotéo quoique, à certains endroits, le passage entre les deux unités semble graduel. Il est possible que les granodiorites de la Suite de Sérigny représentent une phase plus évoluée et tardive reliée à la fusion qui est à l'origine des diatexites de la Suite d'Opiscotéo. D'ailleurs, dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), des roches équivalentes avaient été interprétées comme des diatexites homogènes et assignées à la Suite d'Opiscotéo.

La Suite de la rivière Sérigny a été subdivisée en deux unités informelles en fonction du type de pyroxène dominant. L'unité Asry1 est constituée de granodiorite et de tonalite à biotite + clinopyroxène et l'unité Asry2 est composée de granodiorite et de tonalite à biotite + orthopyroxène \pm clinopyroxène (opdalite et enderbite). Les roches de l'unité Asry2 ont une teinte verdâtre prononcée typique des unités charnockitiques alors que celles de l'unité Asry1 sont grisâtres avec une teinte légèrement verdâtre. Outre leur teinte et la composition du pyroxène, les granodiorites et les tonalites des deux unités ont un aspect similaire en affleurement et la limite entre ces sous-unités est imprécise et graduelle. Les roches de la Suite de Sérigny sont homogènes, ont une granulométrie moyenne et un aspect massif à légèrement folié. Elles renferment entre 1 et 10 % de phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 à 2 cm de longueur bien que cette proportion puisse atteindre localement entre 20 à 30 %. Les granodiorites et les tonalites contiennent généralement moins de 5 % d'enclaves décimétriques à métriques de paragneiss ou de diorite. Des niveaux de charnockite ont été observés à certains endroits à l'intérieur de l'unité Asry2, en contact graduel avec la granodiorite.

En lames minces, les roches de la Suite de Sérigny sont peu altérées. Elles contiennent entre 5 à 12 % de minéraux mafiques. La biotite, présente dans les deux unités, a une teinte brunâtre à rougeâtre et est rarement chloritisée. Le clinopyroxène, faiblement à complètement altéré, est toujours présent dans l'unité Asry1 et localement dans l'unité Asry2. L'hypersthène représente jusqu'à 5 % du total de la roche dans l'unité Asry2, mais n'a pas été identifié dans l'unité Asry1, quoique dans certaines lames, des amas complètement altérés pourraient être d'anciens grains d'orthopyroxène. Le clinopyroxène est le plus souvent ouralitisé ou altéré en chlorite + biotite \pm carbonates. L'orthopyroxène montre des altérations complexes de talc + chlorite \pm serpentine ou d'actinote + biotite + chlorite. Quelques petits grains idiomorphes de hornblende ont été observés localement dans l'unité Asry1. Les amphiboles observées dans les échantillons de l'unité Asry2 sont plutôt reliées à

une altération rétrograde qui affecte la bordure des grains de pyroxène. La majorité des lames contiennent des textures myrmékites et des symplectites à quartz + biotite. Ces dernières se sont surtout développées à proximité des pyroxènes. Les minéraux accessoires les plus répandus sont l'apatite, le sphène, le zircon et l'épidote.

Suite de la rivière Pons (nouvelle unité, Apns)

La Suite de la rivière Pons (Apns) est une nouvelle unité constituée d'une opdalite homogène à texture porphyroïde qui forme des masses plurikilométriques à la limite nord de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3; carte hors-texte). Il s'agit d'une roche magnétique, bien foliée, qui renferme entre 5 et 15 % de minéraux mafiques. Elle a une couleur gris légèrement verdâtre en cassure fraîche et une patine gris jaunâtre clair ou brun jaunâtre. La texture porphyroïde est produite par la présence de 10 à 30 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur bien alignés dans la foliation. Localement, la proportion de feldspath potassique peut être plus importante. Cette roche, de composition granitique (charnockitique), possède alors une teinte légèrement rosée et contient moins de 3 % de minéraux mafiques. La Suite de la rivière Pons n'a pas été datée. Elle renferme toutefois des enclaves de paragneiss de même nature que celles du Complexe de Grosbois ainsi que des injections de granites tardifs appartenant aux suites de Joinville et de LeFrançois.

En lames minces, l'opdalite de la rivière Pons a une texture hétérogranulaire et une granulométrie moyenne. Les minéraux mafiques sont constitués de bâtonnets de biotite (3 à 8 %) brun foncé à rouge souvent en amas, de clinopyroxène (1 à 3 %) faiblement altéré en hornblende verte et en chlorite, d'orthopyroxène (moins de 2 %) partiellement remplacé par un amalgame de chlorite et d'actinote et d'un peu de hornblende verte et de chlorite. On observe de belles textures myrmékites, perthitiques et localement antiperthitiques. Plusieurs grains d'apatite, de sphène, de magnétite et d'actinote sont aussi présents.

Suite de LeFrançois (nouvelle unité, Alfc)

La Suite de LeFrançois (Alfc) est une nouvelle unité localisée dans le sud-ouest de la région (figure 3; carte hors-texte). Cette unité est constituée d'un granite charnockitique homogène, de granulométrie moyenne et d'aspect massif ou faiblement folié. Les grains de quartz, enfumés, ont une teinte gris foncé ou noire. Sa patine d'altération gris brunâtre ou brun jaunâtre est caractéristique des roches charnockitiques. Toutefois, à plusieurs endroits, la roche a une teinte rosâtre et une patine gris blanchâtre ou gris rosâtre. Il est alors difficile de le distinguer du granite de la Suite de Joinville (décrite plus loin). Le granite charnockitique de la Suite de LeFrançois n'a pas été daté, mais les relations de recoupement observées sur le terrain suggèrent un âge relativement jeune. La Suite de LeFrançois pourrait représenter

une phase tardive associée aux suites à pyroxènes (suites de Lachaine, de Sérigny et de la rivière Pons) du nord de la Sous-province d'Ashuanipi.

En lames minces, ces roches renferment moins de 5 % de minéraux mafiques représentés par de la biotite brun foncé à rouge, de la chlorite, de l'orthopyroxène et, plus rarement, par du clinopyroxène. L'orthopyroxène (moins de 1 %), souvent difficile à reconnaître, montre une altération zonée (texture coronitique) avec un centre de chlorite, de talc et de petites inclusions de magnétite entouré d'une couronne de chlorite et d'actinote. Le quartz se présente en grandes plages xénomorphes à extinction roulante et les textures myrmékitiques, perthitiques et antiperthitiques sont fréquentes. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, la muscovite, l'épidote, l'allanite et le sphène.

Suite de Rousson (nouvelle unité, Arsn)

La Suite de Rousson (Arsn) a été introduite dans la région du réservoir Caniapiscou (Simard *et al.*, en préparation) pour décrire des intrusions de granite blanchâtre. Ces auteurs ont assigné à cette unité deux intrusions de granite localisées dans l'extrémité sud de notre région.

Les intrusions assignées à la Suite de Rousson dans le sud de la région sont constituées d'un granite blanc, homogène, massif, de granulométrie moyenne à grossière qui renferme couramment des enclaves de paragneiss du Complexe de Grosbois. Ce granite est riche en quartz, pauvre en minéraux mafiques (moins de 1 % de biotite) et renferme localement des grains centimétriques de grenat. À certains endroits, le quartz se concentre en amas ou en lentilles décimétriques étirées. La roche est assez semblable au mobilisat issu de la fusion des paragneiss dans le Complexe de Grosbois. Il est donc probable que ce granite blanc représente l'accumulation du produit le plus évolué provenant de la fusion des paragneiss.

Suite de Dervieux (Ader)

La Suite de Dervieux (Ader) a été nommée dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) pour décrire des intrusions à texture porphyroïde localisées dans la partie nord de la Sous-province d'Ashuanipi. Cette unité n'a pas été datée. Elle renferme des enclaves de diatexites de la Suite d'Opiscotéo et elle est recoupée par des injections de granite de la Suite de Joinville.

Dans notre région, la Suite de Dervieux (figure 3; carte hors-texte) est constituée d'une granodiorite homogène à texture porphyroïde, de couleur gris rosâtre, d'aspect massif ou légèrement folié, de granulométrie moyenne et qui contient entre 10 et 15 % de minéraux mafiques dominés par la biotite. Dans l'ouest de la région, la granodiorite renferme de 10 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur. Dans le secteur est, par contre, près de la limite avec la Fosse du Labrador, les granodiorites assignées à cette suite contiennent moins de 5 % de phénocristaux de feldspath

potassique. À cet endroit, la roche a communément un aspect plus ou moins rubané produit par la présence de rubans centimétriques de biotite et d'injections granitiques centimétriques à décimétriques parallèles à la foliation. Il serait possible que les roches de ce secteur correspondent à une phase plus évoluée de la diatexite de la Suite d'Opiscotéo.

En lames minces, le quartz contenu dans les granodiorites forme des plages à extinction roulante prononcée et le feldspath potassique est en phase interstitielle ou en phénocristaux. La roche renferme entre 10 à 15 % de minéraux mafiques constitués de biotite, de hornblende et de chlorite. Les textures myrmékitiques et perthitiques sont fréquentes. La granodiorite est fortement altérée en séricite, en chlorite, en hématite et en épidote. Elle est, localement, recoupée par des veinules de calcite. Les minéraux accessoires les plus communs sont la magnétite, l'apatite, le sphène, l'allanite et la muscovite.

Suite de Joinville (Ajoy)

La Suite de Joinville (Ajoy) a été introduite par Simard (2008a) afin de différencier les granites tardifs présents dans l'Ashuanipi de ceux plus anciens rencontrés dans la Sous-province de Minto et assignés à la Suite de Tramont. Les granites de ces deux unités ont néanmoins des caractéristiques lithologiques, pétrographiques et chimiques similaires.

Le granite de la Suite de Joinville est homogène, de granulométrie fine à moyenne, localement pegmatitique et d'aspect massif. Il s'agit d'une roche leucocrate rosâtre, plus rarement blanchâtre, qui renferme une faible proportion de minéraux mafiques dominés par la biotite. Le granite forme des masses plurikilométriques (figure 3; carte hors-texte) et s'injecte abondamment dans les autres unités archéennes de la Sous-province d'Ashuanipi.

En lames minces, les monzogranites de la Suite de Joinville sont peu altérés. Ils renferment moins de 4 % de minéraux mafiques formés de petits bâtonnets de chlorite et de biotite brune partiellement chloritisée et d'un peu de grenat et de hornblende. Les textures myrmékitiques et perthitiques sont fréquentes tandis que le quartz se présente en grandes plages interstitielles à extinction roulante. L'épidote, l'apatite, le sphène, l'hématite et l'allanite sont les minéraux accessoires les plus répandus.

Suite de Lippé (Alip)

La Suite de Lippé est un nouveau terme lithodémique introduit pour désigner une intrusion plurikilométrique de syénite alcaline à hornblende + clinopyroxène, localisée dans le centre-sud de la région (carte hors-texte), ainsi que quelques intrusions reconnues au nord de la région du réservoir Caniapiscou (Simard *et al.*, en préparation). L'absence de néphéline distingue cette intrusion de celles de la Suite de Goodwood reconnues par Chev   et Brouillette (1995), à l'est de notre région.

L'intrusion localisée dans notre région est allongée selon une orientation NNE-SSW. Il s'agit d'une roche homogène, de teinte gris rosâtre ou rose pâle, de granulométrie fine à moyenne, d'aspect massif à faiblement folié et qui possède une susceptibilité magnétique élevée. Mentionnons que la foliation pourrait avoir une origine magmatique. En lames minces, la syénite est constituée de grands cristaux xénomorphes de feldspath potassique qui renferment près de 50 % de perthites albitiques en forme de flammes. Elle renferme aussi entre 4 et 8 % de petites plages xénomorphes de quartz à extinction roulante et de 3 à 6 % de minéraux mafiques constitués de hornblende verte et de clinopyroxène alcalin (ægyrine-augite) avec de rares paillettes de biotite brune. Les minéraux accessoires sont peu nombreux et consistent en petits grains de sphène, d'apatite et d'actinote.

Suite syénitique de Goodwood (Agoo2)

La Suite syénitique de Goodwood a été introduite par Chevé et Brouillette (1995) pour regrouper des intrusions de syénite à néphéline ainsi que des intrusions de diorite et de gabbro. Un âge de 2625 ± 3 Ma a été estimé à partir d'un oxyde de zirconium (baddeleyite) présent dans une syénite néphélinique (Chevé et Brouillette, 1995). Dans la région de la rivière Sérigny, on ne retrouve qu'une seule intrusion de syénite à néphéline localisée dans le coin SE de la carte (hors-texte). Cette intrusion a été compilée à partir des travaux de Chevé et Brouillette (1995) et n'a pas été visitée lors de nos travaux. Dans ce même secteur, une intrusion de diorite-gabbro a été assignée par ces auteurs à la Suite syénitique de Goodwood. Pour l'instant, nous préférons assigner ces roches intermédiaires à mafiques à la Suite de Châteauau.

D'après les descriptions de Chevé et Brouillette (1988), la partie ouest de l'intrusion de la Suite syénitique de Goodwood située dans notre région est constituée de syénite néphélinique (10 à 60 % de néphéline) et de syénite à néphéline (<10 % de néphéline), rubanées, foliées et localement gneissiques. La partie est de cette intrusion est composée de syénite et monzosyénite sans néphéline, homogènes, foliées ou gneissiques.

Protérozoïque

Les roches archéennes de la Province du Supérieur sont bordées à l'est par les roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador décrites par Clark et Wares (2004). Dans la partie centrale de la région (figure 3), on trouve également en discordance sur l'archéen, des lambeaux de roches sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque appartenant à la Formation de Sakami. Ces lambeaux se concentrent plus particulièrement à l'intérieur d'un large corridor structural régional correspondant au Couloir de Saindon-Cambrien (Moorhead *et al.*, 2000; figure 2). Finalement, de petits dykes de diabase protérozoïques recoupent localement les roches archéennes de la région.

Formation de Sakami (pPsa)

La Formation de Sakami (pPsa) a été définie par Eade (1966) pour regrouper plusieurs lambeaux de roches sédimentaires qui reposent en discordance sur les roches archéennes dans la Sous-province de La Grande et dans le sud de la Sous-province de Minto. L'âge de ces roches est évalué à environ 2,0 Ma (Séguin *et al.*, 1981). Selon Clark (1984), elles seraient principalement d'origine alluviale. Chown *et al.* (1977) ont suggéré que les lambeaux du Sakami représentent les vestiges d'une couverture sédimentaire paléoprotérozoïque très répandue. La Formation de Sakami n'a pas été examinée lors de ce levé géologique. Les brèves descriptions qui suivent sont tirées de Clark (1984) et de Orr (1978).

Dans la région de la rivière Sérigny, quatre lambeaux paléoprotérozoïques ont été étudiés par Clark (1984), soit du nord au sud : les lambeaux du lac aux Outardes, du lac Luché, du lac Boule-de-Neige et du lac Gerzine (carte hors-texte). Le lambeau du lac aux Outardes est constitué de conglomérat et de microconglomérat, à la base, surmontés par des grès arkosiques et subarkosiques interlités avec des siltites rouge brique. Le lambeau du lac Boule-de-Neige est formé d'une alternance de niveaux de wacke arkosique et de grès subarkosique avec un peu de microconglomérat et de mudstone rouge brique. Le lambeau du lac Luché comprend des wackes arkosiques et enfin, le lambeau du lac Gerzine se compose de grès arkosique et de wacke arkosique. Le lambeau du lac Pons couvre une faible superficie dans le centre-ouest de la région (carte, hors-texte). Ce lambeau a été examiné pour son potentiel uranifère par la compagnie Uranerz à la fin des années soixante-dix (Orr, 1978; 1979). Il se compose d'un conglomérat, à la base, surmonté de grès arkosique puis de grès quartzitique.

Dykes de diabase

Les dykes de diabase protérozoïques ont été observés sur dix-huit affleurements répartis un peu partout dans la région, mais avec une concentration un peu plus importante dans le sud-est. Ils sont orientés NW-SE, NE-SW, et plus rarement N-S. Ce sont des corps intrusifs plus ou moins rectilignes, d'épaisseur décimétrique à métrique. Seulement trois d'entre eux ont une épaisseur suffisante (plus de 50 m) pour être tracés sur la carte (carte hors-texte). Les diabases sont massives et homogènes, de couleur gris foncé ou gris verdâtre et possèdent une patine d'altération brunâtre. Leur granulométrie varie de très fine à fine, sauf dans les dykes plus épais où elle varie de fine à moyenne de la bordure vers le centre de l'intrusion. Elles ont une texture subophitique, localement trachytique et sont composées principalement de plagioclase et minéraux mafiques, principalement des pyroxènes et un peu de hornblende. Un dyke à grain très fin est composé uniquement de lattes de biotite et de plagioclase. Deux dykes importants, tracés dans le centre de la région (carte hors-texte) ont une texture porphyrique produite par la présence de 5 à 10 % de phénocristaux de

plagioclase de 0,5 à 5 cm de longueur. Ces deux dykes sont altérés en carbonates et les roches archéennes encaissantes sont hématitisées.

MÉTAMORPHISME

La région se divise entre deux grands domaines métamorphiques séparés par la Faille du Sable (figure 2). Au nord de cette structure régionale, on trouve un domaine métamorphique au faciès des amphibolites et au sud, un domaine essentiellement granulitique. Les roches de la région ont également subi une altération rétrograde en bordure des failles tardives et près de la Fosse du Labrador. Les altérations rétrogrades sont aussi fréquentes à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot.

Domaine au faciès des amphibolites

Au nord de la Faille du Sable, les roches intrusives tonalites, granodioritiques et granitiques des sous-provinces de La Grande et de Minto possèdent des textures ignées primaires. Ces roches contiennent les assemblages biotite + plagioclase + quartz \pm hornblende \pm clinopyroxène correspondant aux conditions du faciès des amphibolites. L'absence de texture granoblastique suggère que ces assemblages reflètent les conditions initiales de mise en place des intrusions. La majorité de ces roches ont tout de même été affectées par une déformation ou un métamorphisme ultérieur qui est à l'origine de la réorientation de leurs minéraux et de la foliation régionale. Près du contact avec les roches de la Fosse du Labrador, on observe une altération en hématite + épidote dans les granitoïdes archéens. Cette altération est particulièrement intense dans le nord de la région et est soulignée par la sous-unité Adry1a de la Suite de Dufreboy.

Les roches de composition mafique à intermédiaire des ceintures d'Angilbert et de Cania sont partiellement à fortement recristallisées et possèdent des assemblages hornblende + biotite \pm clinopyroxène \pm épidote conformes au faciès des amphibolites. Ces roches montrent toutefois des altérations rétrogrades importantes à plusieurs endroits caractérisées par la chlorite, la séricite et l'épidote.

À l'intérieur de ce domaine métamorphique, les unités des sous-provinces de La Grande et de Minto sont recoupées par les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (unité Aopi7) de la Sous-province d'Ashuanipi. Les diatexites de cette unité sont dépourvues d'orthopyroxène contrairement aux diatexites localisées au sud de la Faille du Sable. Les enclaves quartzofeldspathiques à l'intérieur des diatexites de l'unité Aopi7 sont partiellement recristallisées et contiennent l'assemblage biotite brune \pm grenat. Ces roches ont également subi une altération rétrograde ultérieure marquée par la chloritisation de la biotite et la séricitisation du plagioclase.

Domaine au faciès des granulites

Les unités localisées au sud de la Faille du Sable sont caractérisées par la présence de l'orthopyroxène et d'une biotite rougeâtre de haute température. Les diatexites des unités Aopi2 et Aopi4 de la Suite d'Opiscotéo ainsi que les paragneiss du Complexe de Grosbois possèdent les paragenèses minérales biotite + orthopyroxène + plagioclase + quartz \pm grenat \pm feldspath potassique conformes au faciès des granulites. Les paragneiss ont une texture granoblastique très bien développée alors que les diatexites ont une texture ignée typique d'une cristallisation magmatique. Selon Sawyer (dans Lamothe *et al.*, 1998), le métamorphisme granulitique qui a affecté l'Ashuanipi se serait produit dans des conditions de température élevée et de basse pression. Les roches de composition mafique à intermédiaire localisées à l'intérieur de la Ceinture de Piscau et des autres lambeaux situés au sud de la Faille du Sable ont également des textures granoblastiques bien développées et possèdent l'assemblage hornblende + clinopyroxène \pm orthopyroxène \pm biotite, témoignant d'un faciès métamorphique élevé (faciès amphibolite supérieur à granulite). Le granite de la Suite de LeFrançois, les granodiorites des suites de Sérigny et de la rivière Pons et les tonalites et diorites de la Suite de Lachaine sont des roches intrusives appartenant à des suites charnockitiques tardives par rapport aux diatexites et aux paragneiss. Elles possèdent les assemblages biotite + orthopyroxène + plagioclase + quartz \pm clinopyroxène permettant d'identifier des conditions de mise en place équivalentes à celles du faciès des granulites. Ces roches ne sont pas recristallisées, démontrant ainsi que ces assemblages minéralogiques reflètent leurs conditions de mise en place originale.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Contexte régional

La région de la rivière Sérigny se trouve à la rencontre de trois sous-provinces géologiques archéennes (figure 1). Régionalement, ces grands ensembles lithotectoniques présentent des orientations structurales dominantes distinctes. Le grain structural de la Sous-province de Minto varie de NW-SE à N-S, du sud vers le nord. Celui de la Sous-province de La Grande passe de E-W, le long du bassin de la rivière La Grande, à NNE-SSW dans sa partie orientale près du contact avec la Sous-province d'Ashuanipi (figure 1). La Sous-province d'Ashuanipi montre un patron structural complexe souligné par un rubanement migmatitique sym-métamorphique. Elle est caractérisée par un grain structural dominant NNE-SSW dans sa partie centrale et occidentale (Sharma et Dubé, 1980; Thériault et Chevé, 2001) et de direction WNW-ESE dans sa partie orientale (Percival, 1993; Chevé et Brouillette, 1995).

Dans la région, l'alignement des unités stratigraphiques, l'orientation de la foliation principale et les patrons de failles régionales contribuent à donner une image structurale générale. L'orientation de la foliation principale passe de NW-SE, dans le coin sud-est de la région, à N-S dans la moitié nord (figure 4). La partie centrale, localisée entre ces deux secteurs, est traversée par un réseau de failles plus jeunes NNE-SSW à NE-SW qui perturbent considérablement la foliation. La moitié nord de la région est également affectée par des failles tardives de direction ENE-WSW dont les derniers mouvements sont visiblement d'âge protérozoïque. Ces failles sont reliées au Corridor d'effondrement de Saindon-Cambrien qui est à l'origine de la préservation des lambeaux sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami.

Phases de déformation et travaux antérieurs

Gosselin et Simard (2000) et Simard *et al.* (2001) ont reconnu 6 phases de déformation à l'ouest de la région de la rivière Sérigny, dans les régions du lac Gayot et de Maricourt (figure 2). La phase 1 correspond à une foliation précoce observée dans des enclaves à l'intérieur des gneiss tonalitiques anciens de la Sous-province de La Grande et la phase 2, à la déformation à l'origine de la foliation régionale. Les phases 3 à 5 ont réorienté, plissé ou accentué cette foliation. Finalement, la phase 6 a été définie pour souligner les réajustements tardifs essentiellement protérozoïques. Des structures correspondant à ces six phases ont été reconnues dans la région de la rivière Sérigny. Le tableau 2 présente les principaux phénomènes associés à ces phases et indique les correspondances proposées entre ces régions.

Les nouvelles données cartographiques recueillies dans la région de Sérigny nécessitent une réinterprétation des phases 3 et 5 définies dans les régions de Gayot et de Maricourt. Dans ces régions, les plis NE-SW à NNE-SSW avaient été associés à une phase 3 de déformation et les failles tardives NNE-SSW (Faille de Vaujours), à une phase 5. Dans la région de Sérigny, nous considérons les structures de ces deux phases comme appartenant à une même phase de déformation correspondant à la phase 4 (tableau 2). Cette phase est associée à un important réseau de failles NNE-SSW qui a affecté plus particulièrement la partie centrale de la région (domaines 2 et 3, figure 4). Les structures de direction NW-SE assignées à une phase 4, dans les régions de Gayot et de Maricourt, sont maintenant considérées comme étant associées à la phase 3 (tableau 2). Cette phase est bien définie par un grain structural NW-SE dans le secteur sud-est de la région (domaines 4a et 4b, figure 4). Cette orientation dévie toutefois vers une direction N-S dans la moitié nord de la région. Finalement, les failles tardives de directions ENE-WSW (Faille de Châteauguay) associées à une phase 5, dans les régions de Gayot et de Maricourt ainsi que les réajustements tardifs de la phase 6 sont maintenant considérés équivalents à la phase 5 dans

la région de Sérigny (tableau 2). Cette dernière phase est associée au couloir régional d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien.

Analyse structurale

L'analyse structurale est basée sur l'attitude de la foliation régionale principale qui affecte les roches archéennes. Selon la nature des lithologies et de l'intensité de la déformation ou du métamorphisme, elle prend la forme d'une foliation minérale, d'une gneissosité ou d'un rubanement migmatitique ou mylonitique. Cette fabrique a été plissée et déformée. Des plissements ont été observés localement, principalement dans les unités tonalitiques, dans les unités volcano-sédimentaires, dans les paragneiss ou dans les diatexites. À l'échelle de la carte, l'attitude de la foliation permet d'interpréter des plis d'envergure régionale (figure 4). Les failles ont une influence importante sur la foliation qui est entraînée et parfois parallélisée le long de leur tracé (figure 4). On note également une forte augmentation de l'intensité de la foliation et du plissement à proximité de ces failles.

Compilation statistique

La région a été divisée en quatre grands domaines structuraux (figure 4). Les domaines 2, 3 et 4 ont été subdivisés en sous-domaines pour comparer l'attitude de la foliation à l'intérieur de zones montrant des faciès métamorphiques différents. La compilation statistique des mesures de la foliation régionale est présentée sur les différents stéréogrammes de la figure 4. Sur ces diagrammes, le « L moyen » représente l'attitude du plan moyen de la foliation et le « X » correspond au pôle du meilleur plan s'ajustant à la dispersion des pôles de la foliation et qui donne, de façon théorique, l'axe moyen des plis.

Le **domaine 1** correspond à la partie nord de la région de la rivière Sérigny (figure 4). Ce domaine est caractérisé par une foliation orientée NNE-SSW à N-S avec un pendage vers l'est (figure 4). Plusieurs pôles de plans de foliation sont distribués aléatoirement dans le diagramme en dehors de la zone maximum. Ceci est probablement relié à la présence des nombreuses failles qui affectent la foliation dans ce secteur. À l'ouest du domaine 1, dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001), la foliation tourne vers une direction NW-SE, orientation plus distinctive de la Sous-province de Minto.

Le **domaine 2** couvre le secteur sud-ouest de la région où les plis NW-SE sont abondants (figure 4). L'analyse statistique du sous-domaine 2a, au faciès des granulites, et du sous-domaine 2b, au faciès des amphibolites, a donné des résultats comparables. Les pôles de la foliation forment un maximum qui donne une orientation moyenne NW-SE. Ils se distribuent également le long d'une ceinture plus ou moins nette qui suggère des axes de plis orientés vers le NW (figure 4). Cette orientation correspond d'ailleurs à la

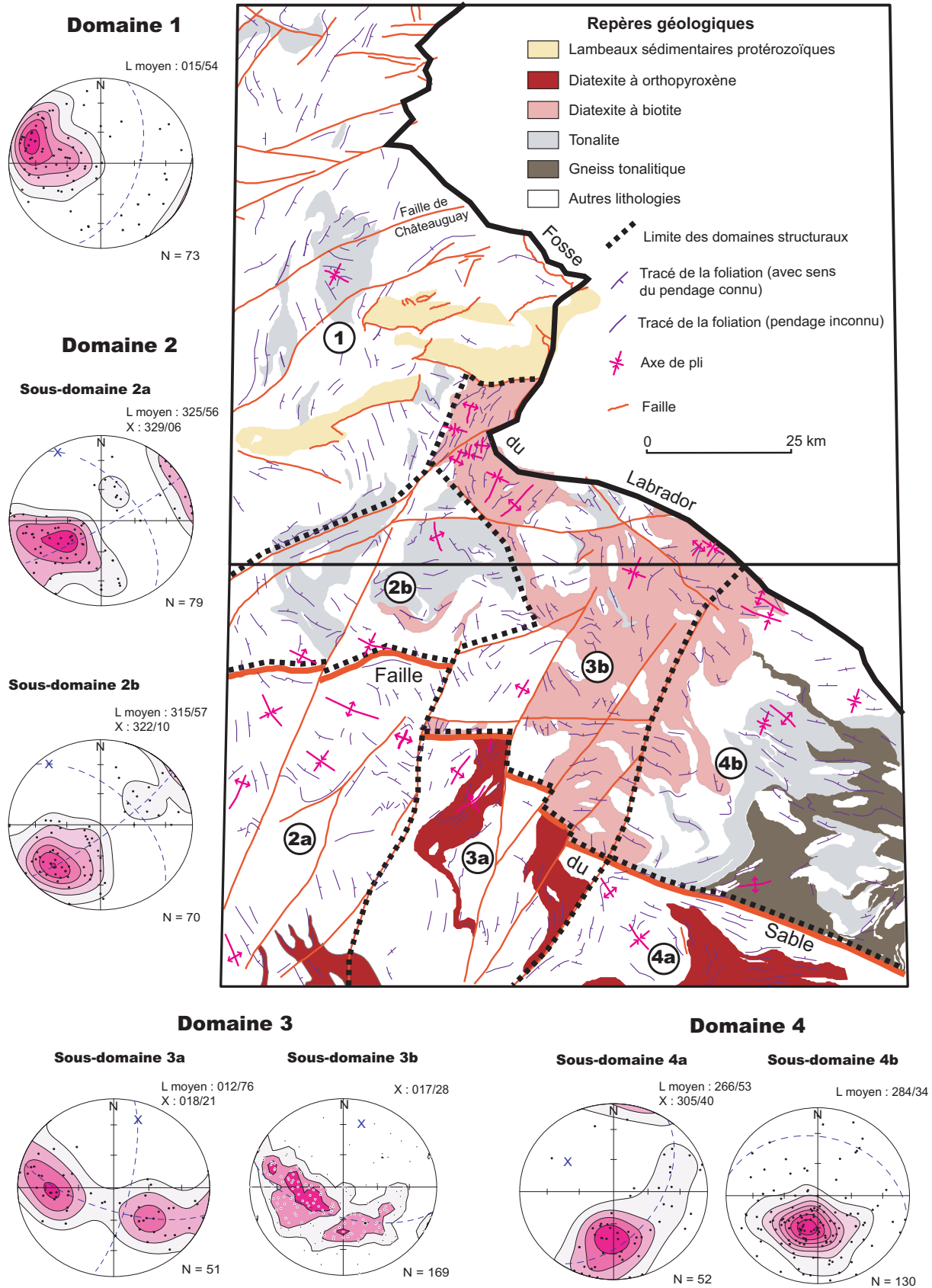


FIGURE 4 - Domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale par la méthode de Schmidt (L moyen = orientation moyenne de la foliation; X = pôle du meilleur plan s'ajustant à la dispersion des pôles de foliation et correspondant à l'orientation théorique moyenne des axes de plis; N = nombre de mesures de foliation).

direction des axes de plis interprétés à partir du tracé des foliations dans ce secteur. Ces plis sont également en continuité avec les structures NW-SE rencontrées plus à l'ouest (Simard *et al.*, 2001; Gosselin et Simard, 2000).

Le **domaine 3** se trouve dans la partie centrale de la région et est caractérisé par la présence d'un important réseau de failles NNE-SSW (figure 4). Ce domaine comprend le sous-domaine 3a au faciès des granulites, au sud, et le sous-domaine 3b, au nord, qui regroupe la majeure partie des diatexites de l'unité Aopi7 (sans orthopyroxène) et quelques unités au faciès des amphibolites de la sous-province de Minto. Les stéréogrammes des deux sous-domaines sont comparables et montrent une ceinture de distribution bien définie des pôles de foliation indiquant une orientation moyenne du plissement vers le NNE. Les failles NNE-SSW ont donc eu un effet important sur la foliation régionale qui a été fortement plissée et réorientée le long de ces grandes structures. De plus, le patron structural comparable entre les domaines granulitiques et amphibolitiques suggère que la déformation reliée à ces failles est postérieure ou contemporaine au métamorphisme granulitique.

Le **domaine 4** correspond au secteur sud-est de la région où le grain structural s'oriente selon une direction principale NW-SE à WNW-ESE (figure 4). Le sous-domaine 4a comprend les roches granulitiques de l'Ashuanipi, au sud, et au nord, le sous-domaine 4b correspond en bonne partie aux roches amphibolitiques de la Sous-province de La Grande. Les stéréogrammes des deux sous-domaines montrent une foliation moyenne WNW-ESE. Dans celui du sous-domaine 4a, les pôles de la foliation se distribuent également le long d'une ceinture mal définie qui suggère des axes de plis vers le NW. Dans le stéréogramme du sous-domaine 4b, plusieurs pôles de la foliation sont distribués aléatoirement à l'extérieur de la concentration maximum. Cette distribution serait probablement associée à une fabrique ancienne antérieure à la foliation régionale et qui affecte les gneiss de la Suite de Brésolles.

Failles régionales

Les failles de la région sont caractérisées par trois directions dominantes, chacune reliée à une phase de déformation (tableau 2). *Les failles NW-SE* associées à la phase 3 sont relativement peu représentées dans la région de la rivière Sérigny alors qu'elles dominent l'ensemble de la Sous-province de Minto ainsi que celle de La Grande dans les régions plus à l'ouest et au nord-ouest (figure 2). La Faille du Sable (figure 4) marque la limite métamorphique entre les unités au faciès des amphibolites, au nord et les unités au faciès des granulites, au sud. Cette faille est interprétée à partir de linéaments magnétiques et topographiques et à partir du changement brusque des unités stratigraphiques et du degré de métamorphisme de part et d'autre de son tracé. Toutefois, la trace supposée de cette faille se situe dans des secteurs pauvres en affleurements de sorte qu'il n'a pas été possible de l'observer sur le terrain. Quelques zones mylonitiques ou fortement foliées ont été observées sur un seul affleurement localisé dans la Ceinture de Cania près du tracé interprété de la faille. Aucun indicateur de mouvement n'a été identifié sur cet affleurement. Vers le nord-ouest, la Faille du Sable est décalée par les failles NNE-SSW plus jeunes (figure 4) et son tracé se modifie graduellement vers une direction E-W dans le secteur ouest de la région où elle met en contact les sous-provinces d'Ashuanipi et de Minto.

Les failles NNE-SSW sont reliées à la phase 4 et occupent une place prépondérante dans le centre de la région (figure 4). La majorité d'entre elles ont été interprétées à partir des linéaments géophysiques et topographiques. Ces failles ont probablement été actives à plusieurs reprises. Le mouvement principal relié à ces failles a réorienté la foliation régionale et a décalé la Faille du Sable. On observe également, le long de leur tracé, des altérations en hématite, chlorite et séricite typiques des failles cassantes. Ces failles s'étendent vers le sud-ouest bien au-delà de la région étudiée dans la partie centrale (Sharma et Dubé, 1980) et occidentale

TABEAU 2 - Correspondance entre les phases de déformation définies dans les régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) et celles de la région de la rivière Sérigny (présent rapport).

Présent rapport (région de la rivière Sérigny)	phase	phase	Régions du lac Gayot et de Maricourt
- Système associé au Couloir de Saindon-Cambrien. - Failles tardives ENE-WSW à NE-SW dont la Faille de Châteauguay .	5	5 et 6	- Réajustements tardifs associés à de l'hématitisation et à la présence de dykes protérozoïques. - Phase 5 - Failles tardives ENE-WSW (Faille de Châteauguay).
- Réseau important de failles NNE-SSW auxquelles sont associés des plis de même direction.	4	3 et 5	- Phase 5 - Failles NNE-SSW (Faille de Vaujours). - Phase 3 - Plis NE-SW à NNE-SSW.
- Plis NW-SE à N-S dominants dans le nord et le SE de la région. - La Faille du Sable serait associée à cette phase.	3	4	- Phase de déformation dominante caractérisée par des failles et des plis NW-SE.
- Foliation dominante régionale.	2	2	- Foliation dominante régionale.
- Reliques d'une foliation précoce dans des enclaves.	1	1	- Reliques d'une foliation précoce dans des enclaves.

de la Sous-province d'Ashuanipi (Thériault et Chevé, 2001). Selon ces derniers auteurs, cette orientation serait associée à la dernière phase de déformation ductile D₄ qui a affecté l'Ashuanipi. Plus à l'ouest dans la région du lac Gayot, la Faille de Vaujours, une structure importante à mouvement inverse, est considérée comme appartenant à ce système de failles régionales (tableau 2).

Les failles ENE-WSW à NE-SW sont concentrées dans le centre-nord de la région et associées à la phase 5. Ce sont des failles d'effondrement reliées régionalement au Couloir de Saindon-Cambrien (Moorhead *et al.*, 2000) et responsables de la préservation des lambeaux sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque que l'on retrouve dans le parcours de ce couloir. La Faille de Châteauguay, identifiée plus à l'ouest dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001), appartient à ce système (tableau 2). Simard *et al.* (2001) avaient interprété un mouvement inverse pour cette faille, sur la base d'indications limitées. Toutefois, il est plus probable qu'il s'agisse d'une faille d'effondrement.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Dans les années 1970, l'intérêt accru pour l'uranium a suscité une recrudescence de l'activité d'exploration minière dans le nord du Québec. Les lambeaux sédimentaires paléoprotérozoïques en discordance sur l'Archéen constituaient alors une des cibles importantes d'exploration. Dans la région de la rivière Sérigny, quelques indices uranifères ont été découverts dans les lambeaux de la Formation de Sakami (voir plus bas). Toutefois, aucune minéralisation en métaux usuels ou précieux n'avait été rapportée dans les unités archéennes de cette région avant nos travaux.

Résultats de la campagne de terrain

Les travaux de l'été 2007 ont permis de mettre au jour plusieurs sites minéralisés dans les roches archéennes (figure 5 et tableau 3). Ils ont été classifiés en quatre catégories, selon la nature de la roche hôte : 1) minéralisations associées aux ceintures de roches volcano-sédimentaires; 2) minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay; 3) minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi et 4) minéralisations associées à d'autres types de roches. Nos travaux ont également permis d'identifier un contact métamorphique important interprété comme un contact de faille régionale, la Faille du Sable, qui pourrait avoir joué un rôle dans la mise en place de certaines minéralisations localisées dans le secteur sud-est de la région.

Minéralisations associées aux ceintures de roches volcano-sédimentaires

Le potentiel économique des ceintures volcano-sédimentaires de la partie nord de la Sous-province de La Grande a été démontré par la découverte de nombreux sites d'intérêt dans les régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000; Lafrance, 2001), de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) et du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001). On y trouve, entre autres, d'importants indices de Ni-Cu-EGP associés aux roches ultramafiques (projet Gayot, Huot *et al.*, 2004; figure 2) ainsi que plusieurs indices de type sulfures massifs volcanogènes (Zn-Cu-Pb-Ag) associés aux roches volcaniques felsiques (projet Coulon, Savard *et al.*, 2007; figure 2). Nos travaux ont permis d'identifier plusieurs nouveaux sites minéralisés à l'intérieur des ceintures de Piscou, de Cania et d'Angilbert (figure 5), confirmant une fois de plus le potentiel minéral des roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande. Les sites minéralisés observés dans ces ceintures sont associés à des zones d'altération intense dans les roches volcaniques ou intrusives, à des zones cisailées et mylonitiques et à des formations de fer présentes à l'intérieur d'horizons de paragneiss ou d'amphibolite.

Ceinture de Piscou

Un nouvel indice aurifère (2,1 g/t Au), l'indice Piscou-Nord (site 1, figure 5; tableau 3), a été découvert dans un horizon rouillé de 6 m d'épaisseur sur 50 m de longueur, localisé dans la Ceinture de Piscou, à quelques kilomètres au sud de la Faille du Sable. La zone rouillée se trouve au contact entre un métagabbro à clinopyroxène riche en quartz et un niveau métrique d'altération constitué d'albite et de quartz (annexe 1, photo 7). La zone est injectée de veines de quartz et de chlorite et les roches y sont fortement altérées en séricite, silice et chlorite. L'or est associé à de l'arsénopyrite disséminée et se trouve aussi autour des grains de clinopyroxène et de plagioclase à l'intérieur du métagabbro. Un rubanement à l'intérieur de la zone rouillée semble relié à l'altération. Plusieurs autres niveaux rouillés d'épaisseur métrique à décimétrique (annexe 1, photo 8) ont été observés dans la Ceinture de Piscou en association avec de l'altération intense (épidote + silice ± chlorite, sites 2, 3 et 4).

Des zones rouillées de 1 à 3 m d'épaisseur localisées au contact entre des amphibolites et un leucogabbro peu altéré et peu déformé, ont été observées sur trois affleurements du site 9 (teneur de 1340 ppm Cu obtenue dans un gabbro altéré). Des teneurs anormales en cuivre (430 à 1400 ppm Cu; site 10) ont aussi été obtenues dans des enclaves de clinopyroxénite altérée (épidote, chlorite et veines de quartz ± carbonates). À la limite ouest de la Ceinture de Piscou, des

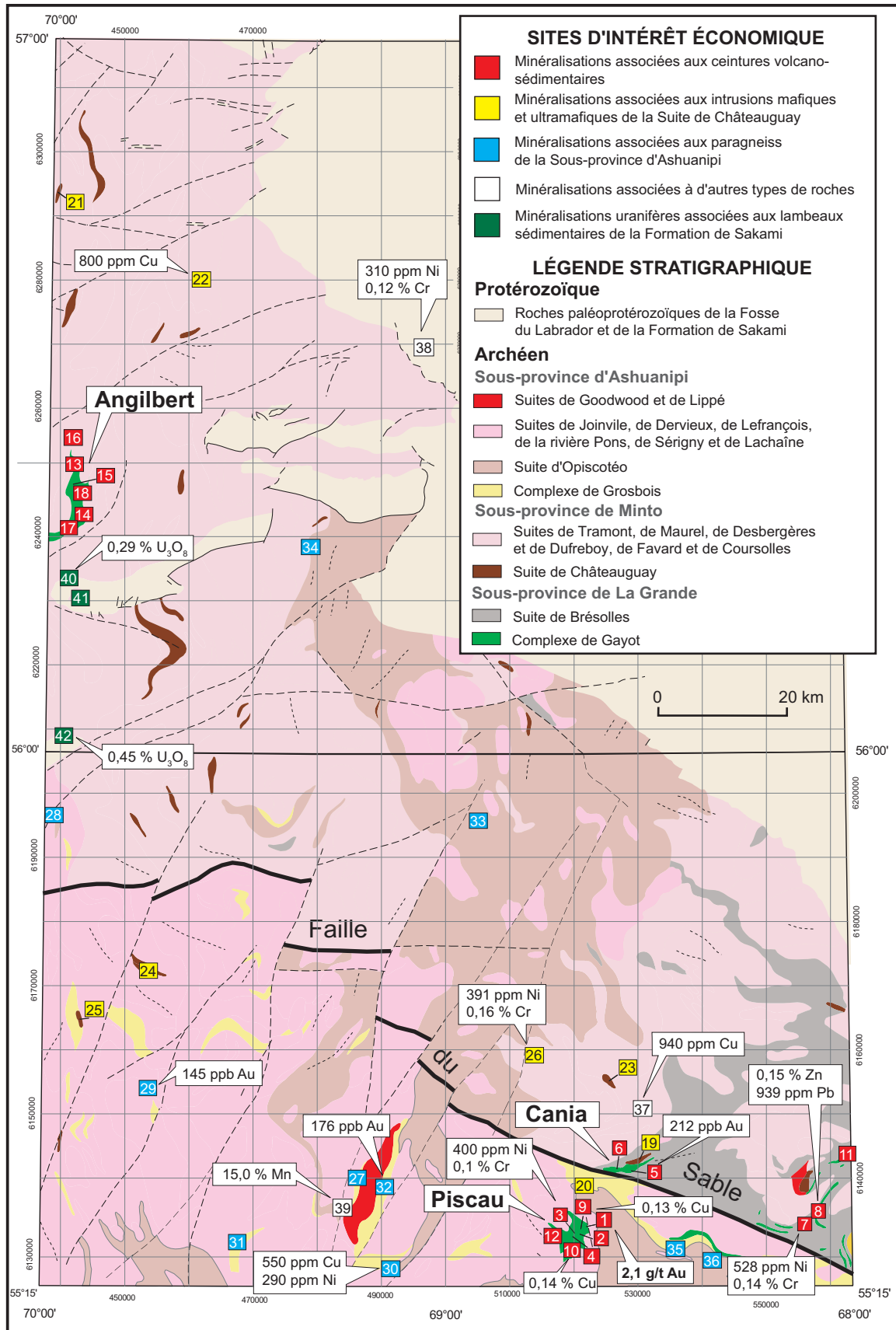


FIGURE 5 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région de la rivière Sérigny. Les numéros font référence aux sites décrits dans le tableau 3.

TABLEAU 3 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région de Sérigny. Les numéros font référence aux sites localisés sur la figure 5.

Site	Affleurement UTM (Nad 83)	Description	Teneurs
MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX CEINTURES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES			
1	07-IL-3303 521839 / 6132550	Indice Piscieu-Nord : Niveau rouillé (6 m x 50 m) dans un métagabbro montrant une zonation latérale des altérations. 5 % AS dissiminée et autour des silicates, 1 % PY + PO et traces CP.	2,1 g/t Au , 400 ppm Cu 260 ppm Ni et 0,36 % As 4501 ppb Au et 440 ppm Cu
2	07-IL-3304 521088 / 6132164	A : Zone rouillée au contact avec une veine de quartz dans des amphibolites métasomatisées (épidote + chlorite + quartz). 12 % PY et traces CP + PO. B : Zone rouillée (3 m x 20 m) dans un métasédiment dans une séquence d'amphibolite. 12 % PO, 1 % PY, traces CP + AS.	A : 360 ppm Cu B : 280 ppm Cu
3	07-IL-3305 520163 / 6131269	A : Zone altérée (3 m x 10 m) dans des amphibolites. B : Enclaves (3 à 10 m) de pyroxénite amphibolitisée dans une séquence d'amphibolite injectée par un granite tardif. CP + PO disséminées.	B : 400 ppm Ni et 0,1 % Cr
4	07-IL-3324 518962 / 6129857	A : Niveau rouillé (6 m x 50 m) dans des laves mafiques injectées de quartz + calcite. 8 % PO, traces CP. B : Lentilles de formation de fer (1 à 2 m x 20 à 30 m). 10 % MG, traces CP + PO + PY.	A : 120 ppm Cu B : 33,2 % Fe et 29,3 % Fe
5	07-IL-3319 528679 / 6141082	Niveau rouillé (20 cm) et altéré (épidote + chlorite + silice) au contact entre des amphibolites mafiques et un niveau felsique. 2 % PY, traces CP associées aux veines de quartz.	212 ppb Au et 100 ppm Cu
6	07-IL-3321 526345 / 6140988	A : Lentilles de formation de fer silicatée (2 à 7 m) dans des paragneiss, près du contact avec des amphibolites. B : Niveau (1 m) felsique altéré (épidote + séricite + silice) en contact avec des amphibolites. 5 % PO + PY + CP associées à l'altération.	A : 110 ppm Cu et 20,6 % Fe B : 290 ppm Cu
7	07-ML-2285 556372 / 6133475	Niveau (10 m) d'amphibolites rubanées injectées de veinules de quartz.	528 ppm Ni et 1370 ppm Cr
8	87-JG-2331 557850 / 6132875	Chevé et Brouillette (1992) rapportent des zones rouillées et plusieurs teneurs anormales dans des lambeaux d'amphibolites silicifiées.	0,15 % Zn, 939 ppm Pb, 231 ppm Cu et 169 ppm Ni
9	07-IL-3323 521088 / 6132164	Zone rouillée (2 m x 3 m) dans un gabbro altéré au contact entre un leucogabbro et des amphibolites. 8 % PO et traces CP.	1340 ppm Cu
10	07-IL-3307 519455 / 6128782	Enclaves rouillées (1 à 2 m x 2 à 3 m) de clinopyroxénite altérée (silice + épidote) dans des amphibolites.	1400 ppm Cu 430 ppm Cu
11	87-03 563120 / 6143835	Chevé et Brouillette (1988) rapportent des zones rouillées dans une masse hétérogène de roches ultramafiques (300 m x 900 m) limitée par des amphibolites.	Aucune analyse
12	07-IL-3325 516654 / 6130663	A : Zone rouillée dans une roche mylonitique. 5 % PO et traces PY + CP. B : Lentilles de formation de fer (3 à 5 m x 10 à 50 m). 10 % MG et 2 % PO disséminée. C : Zone rouillée et silicifiée (3 m x 20 m) dans une mylonite fortement recristallisée. 12 % PY en lamines.	A : 100 ppm Cu B : 130 ppm Cu et 28,0 % Fe C : 190 ppm Cu
13	07-IL-3162 442205 / 6251754	Niveau (5 m) déformé (mylonite) injecté de veines d'épidote ± quartz (1 à 20 cm).	Aucune analyse
14	07-MS-138 443712 / 6243417	Zone cisailée et rouillée (1 m) dans une clinopyroxénite mylonitisée et silicifiée dans une séquence d'amphibolites. 10 % PO et traces CP + PY.	Aucune analyse
15	07-IL-3152 442390 / 6249796	A : Niveaux (10 cm à 2 m) de formation de fer dans des amphibolites. 3 % PY et 1 % CP. B : Niveaux (10 cm à 1 m) de roche cisailée, métasomatisée (altération potassique et riche en bore) et finement laminée dans des amphibolites. 5 % tourmaline en niveaux, 2 % PY.	Aucune analyse
16	07-AB-5111 441963 / 6254347	Enclaves métriques de formation de fer dans un granite, au nord de la Ceinture d'Angilbert. 6 % PO et 2 % PY dans les niveaux chertoux.	Aucune analyse
17	07-MS-135 442105 / 6242316	Zone d'altération à épidote + séricite dans des amphibolites rubanées. 2 % PY et 1 % CP associés avec l'épidotisation.	Aucune analyse
18	07-AB-5120 444707 / 6247362	Zones rouillées dans des roches mafiques rubanées et très altérées (épidote + silice + chlorite + séricite). 11 % PY et 2 % CP en grains irréguliers associés avec les altérations en épidote et en silice.	Aucune analyse

TABLEAU 3 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région de Sérigny. Les numéros font référence aux sites localisés sur la figure 5 (suite et fin).

Site	Affleurement UTM (Nad 83)	Description	Teneurs
MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DE LA SUITE DE CHÂTEAUGUAY			
19	07-MS-163 530887 / 6143151	Zone rouillée dans un gabbro amphibolitisé.	145 ppm Cu et 171 ppm Ni
20	07-MS-164 522666 / 6139304	Zone rouillée (10 m) dans un gabbro recoupant une séquence de paragneiss. 1 % PY et traces CP + PO.	Aucune analyse
21	07-IL-3095 439669 / 6293805	Dyke de gabbro amphibolitisé et épidotisé (20 m). 1 % PY et traces CP.	Aucune analyse
22	07-AB-5154 458984 / 6284367	Enclaves de leucogabbro (1 m x 2 m) dans un granite. 8 % PY et 1 % CP associés à de fortes altérations (épidote + hématite).	800 ppm Cu
23	07-IL-2139 525316 / 6154947	Zones rouillées métriques dans des pyroxénites amphibolitisées.	Aucune analyse
24	07-IL-3034 453502 / 6172443	Intrusion ultramafique avec périclase (50 m) et pyroxénite (30 m).	Aucune analyse
25	07-IL-3050 443275 / 6164649	Orthopyroxénite (20 m) riche en apatite. 6 % PO, 2 % PY et 1 % CP en filets.	Aucune analyse
26	07-IL-3281 512562 / 6159367	Dyke de pyroxénite (10 à 20 m) dans un granite localement très fracturé (zone de faille). Le dyke est altéré et injecté de veines de quartz et de pegmatite.	391 ppm Ni et 0,16 % Cr
MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX PARAGNEISS DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIFI			
27	07-AB-5237 486282 / 6139554	Zone rouillée (1 m) dans des paragneiss altérés (chlorite + silice + potassique), au contact avec une syénite. 5 % PY + CP.	85 ppb Au et 330 ppm Cu 47 ppb Au et 250 ppm Cu
28	07-IL-3032 439309 / 6195964	Zone rouillée et silicifiée (1 m) dans des paragneiss à biotite en enclaves métriques à l'intérieur d'un granite blanc.	Aucune analyse
29	07-ML-2196 454660 / 6153253	Zone rouillée associée à une de faille au contact entre des paragneiss et une opdalite. Environ 3 % de sulfures interstitiels.	145 ppb Au, 280 ppm Cu et 120 ppm Ni
30	07-IL-3290 490678 / 6126266	Enclaves (1 m) silicifiées et rouillées associées à des niveaux de paragneiss à biotite + grenat à l'intérieur d'une opdalite.	79 ppb Au, 550 ppm Cu et 290 ppm Ni
31	07-IL-3182 467619 / 6129890	Zone de paragneiss renfermant plus de 25 % de niveaux métriques de chert et de nombreuses veines de quartz (20 mm à 1 m).	84 ppb Au (dans une veine de quartz)
32	07-AB-5245 491067 / 6138065	Lentilles de formation de fer silicatée au contact entre des paragneiss migmatitisés à biotite + grenat et une syénite.	176 ppb Au et 310 ppm Cu 176 ppb Au, 300 ppm Cu et 110 ppm Ni
33	07-CG-1026 504682 / 6194744	Enclave (2 m) de formation de fer silicatée dans des diatexites à biotite et recoupée par une veine de quartz. 1 % PY et traces CP.	Aucune analyse
34	07-IL-3255 479490 / 6238931	Trois enclaves (30 cm x 1 à 3 m) de formation de fer dans des paragneiss migmatitisés à l'intérieur de diatexites. 5 % PY et 1 % CP.	85 ppb Au et 260 ppm Cu
35	07-ML-2305 536251 / 6129906	Niveau (1 m x 30 m) de formation de fer silicatée dans des paragneiss à grenat migmatitisés au sud d'une petite ceinture volcanique dans le SE de la région. Un peu de PO et de PY.	53 ppb Au et 27 % Fe
36	07-VV-4243 543317 / 6127520	Niveau (6 m x 20 m) de formation de fer dans des paragneiss et des diatexites au sud d'une petite ceinture (SE). Environ 30 % d'oxydes.	37,8 % Fe
MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À D'AUTRES TYPES DE ROCHES			
37	07-IL-3217 528525 / 6148825	Veine de quartz (20 cm) avec sulfures dans un granite hématitisé, à proximité du contact avec une tonalite foliée.	940 ppm Cu
38	07-IL-3248 495523 / 6267883	Lits de shales (1 à 30 cm) qui alternent avec des lits décimétriques de mudstones et des grès arkosiques. Les shales sont violacés.	310 ppm Ni et 1180 ppm Cr
39	07-IL-3284 483824 / 6135240	Niveau mafique ou ultramafique altéré de 3 m dans une zone de brèche (15 m) complètement injectée de veines de quartz au contact entre une syénite et des diatexites.	15,0 % Mn
MINÉRALISATIONS URANIFÈRES ASSOCIÉES AUX LAMBEAUX SÉDIMENTAIRES DE LA FORMATION DE SAKAMI			
40	Lac Fenster 441595 / 6233729	Minéralisation uranifère dans des grès arkosiques chloritisés au contact cisailé avec le socle granitique (discordance).	0,29 % U ₃ O ₈
41	Lac Fenster-SE 442821 / 6230279	Minéralisation uranifère (pechblende) sédimentaire dans des siltites siliceuses verdâtres.	0,07 % U ₃ O ₈
42	Lac Pons-Nord 442745 / 6208527	Minéralisation uranifère contenue dans 2 fractures traversant un granite hématitisé à moins de 50 m du contact avec les sédiments.	0,448 % U ₃ O ₈

zones de mylonite rouillées de 3 à 20 m d'épaisseur ont été observées dans des niveaux d'amphibolite préservés à l'intérieur d'intrusions de diatexite et d'opdalite (sites 12A et 12C). Ces zones mylonitiques contiennent des sulfures disséminés ou concentrés en fines lamines le long des plans de la foliation mylonitique.

Des lentilles métriques de formations de fer silicatées ont également été reconnues dans les paragneiss et les diatexites de la partie ouest de la Ceinture de Piscau (site 12B; annexe 1, photo 9). Elles se composent d'orthopyroxène + clinopyroxène + quartz + magnétite \pm plagioclase \pm grenat avec des sulfures et traces de Cu. Ce dernier assemblage est typique des pyrigarnites retrouvées dans les paragneiss et les diatexites au faciès des granulites qui se trouvent dans la Sous-province d'Ashuanipi (Chevé et Brouillette, 1995). Quelques niveaux de formation de fer ont aussi été observés à l'intérieur d'une séquence d'amphibolite et de paragneiss dans le centre de la ceinture (site 4B).

Ceinture de Cania

Dans la Ceinture de Cania, les niveaux felsiques à intermédiaires intercalés avec les amphibolites montrent des altérations intenses (séricite + chlorite) et sont injectés par des veinules de quartz, de calcite + épidote et d'hématite. Ces altérations pourraient être reliées à la circulation de fluides le long de la Faille du Sable. Une teneur de 212 ppb Au a été obtenue dans un échantillon provenant d'un horizon rouillé situé au contact entre des amphibolites et un niveau felsique (site 5). Cet horizon est constitué de ferro-hornblende, d'épidote, de chlorite, d'environ 5 % de magnétite et de quelques reliques de clinopyroxène. Il renferme environ 2 % de sulfures disséminés le long d'une veine de quartz ou associés à l'épidote. Les roches situées de part et d'autre de la zone rouillée sont fortement altérées en séricite, chlorite, épidote et silice (annexe 1, photo 10), et les amphibolites sont recoupées par des veinules de chlorite \pm calcite. Un autre niveau rouillé et altéré d'environ 1 m d'épaisseur (site 6B) se trouve au contact entre des amphibolites et des diatexites, à proximité de la Faille du Sable. Ce niveau est constitué de roche felsique très finement grenue, bien foliée et fortement altérée (séricite + épidote). Il est recoupé par quelques veinules de quartz et contient de la pyrrhotite associée à de la zoïsité.

Des lentilles de formations de fer silicatées, rouillées et sulfurées ont été identifiées dans la Ceinture de Cania, à l'intérieur de paragneiss au contact avec des amphibolites (site 6A). Elles sont constituées de quartz + amphiboles + magnétite \pm clinopyroxène \pm grenat \pm sulfures et localement recoupées par des veines de quartz. Une valeur anormale en Cu (110 ppm) a été obtenue dans un échantillon provenant d'une de ces lentilles.

Quelques zones minéralisées se trouvent aussi dans les lambeaux volcano-sédimentaires localisés à l'est de la Ceinture de Cania. Il s'agit de zones métriques renfermant

entre 3 et 10 % de sulfures, disséminés ou en lamines, associés à une altération siliceuse (sites 7 et 8). Chevé et Brouillette (1988) mentionnent aussi la présence de zones rouillées à l'intérieur d'une masse de roches ultramafiques de 300 m sur 900 m (site 11).

Ceinture d'Angilbert

Les minéralisations observées dans la Ceinture d'Angilbert sont associées à des zones cisailées, à des formations de fer et à des zones roches mafiques altérées. La majorité des zones cisailées affecte des niveaux de composition felsique à intermédiaire de 10 cm à 5 m d'épaisseur localisés dans les séquences d'amphibolites. Ce sont des roches de granulométrie fine affectées par des altérations hydrothermales intenses en chlorite, séricite et silice. Une lame mince provenant d'un horizon felsique finement laminé révèle la présence de niveaux riches en tourmaline et des niveaux à feldspath potassique + muscovite + épidote + sphène (site 15B). Une zone cisailée de près d'un mètre d'épaisseur a été observée dans une clinopyroxénite mylonitisée, séricitisée et silicifiée (site 14). Les sulfures présents dans la roche ultramafique ont été remobilisés lors de la silicification. Une zone de déformation et d'altération intense caractérisée par la présence de quartz mylonitique et de veines tardives d'épidote et de quartz + épidote a été observée dans le secteur nord de la ceinture (site 13). Des veines de quartz \pm épidote \pm sulfures de 1 à 50 cm d'épaisseur ont aussi été observées à plusieurs endroits ailleurs dans la Ceinture d'Angilbert.

Les formations de fer se présentent en enclaves ou niveaux de 10 cm à 3 m d'épaisseur à l'intérieur des amphibolites ou des roches granitiques qui recoupent la ceinture (sites 15A et 16). Ces formations de fer ont une forte altération rouille et peuvent contenir près de 10 % de sulfures disséminés. Les minéralisations associées aux roches mafiques se trouvent dans des zones rubanées (annexe 1, photo 11) et affectées par une forte altération métasomatique (sites 17 et 18), principalement en épidote + séricite \pm chlorite \pm silice. Dans plusieurs cas, on observe des altérations complexes et zonées.

Minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay

Les intrusions mafiques et ultramafiques assignées à la Suite de Châteauguay offrent un potentiel intéressant pour la découverte de minéralisations en Ni-Cu-Co-EGP similaires à celles observées dans les intrusions de la Suite de Qullinaa-raaluk (Parent *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2005). Des zones rouillées de 1 à 20 m d'épaisseur renfermant près de 10 % de sulfures ont été observées dans des enclaves, des niveaux ou dykes de composition intermédiaire à mafique (sites 19 à 22). Les intrusions sont amphibolitisées et se composent essentiellement de hornblende verte, de plagioclase et de clinopyroxène. La minéralisation est disséminée et associée à des zones d'altération plus ou moins intense (épidote + chlorite + silice).

Des zones minéralisées ont aussi été observées à l'intérieur d'intrusions ultramafiques isolées de moins de 80 m d'épaisseur (sites 23 à 26; annexe 1, photo 12). En lame mince, une orthopyroxénite caractérisée par la présence d'environ 10 % de lentilles millimétriques à centimétriques d'apatite renferme 10 à 15 % de magnétite titanifère et près de 10 % de sulfures qui forment une texture en filets autour des silicates (site 25).

Minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi

Des zones rouillées et des formations de fer ont été observées dans les lambeaux de paragneiss contenus dans les diatexites ou les roches charnockitiques de la Sous-province d'Ashuanipi. Les zones rouillées font jusqu'à 3 m d'épaisseur et se situent souvent à proximité de failles régionales. Elles renferment environ 5 % de sulfures disséminés généralement associés à une altération siliceuse. Une teneur de 145 ppb Au a été obtenue dans une zone rouillée se trouvant le long d'une faille entre une séquence de paragneiss et une opdalite (site 29). Une séquence de paragneiss d'au moins 100 m d'épaisseur contenant des niveaux de chert est recoupée par environ 15 % de veines de quartz dans le sud-ouest de la région (site 31).

Les formations de fer se trouvent en enclaves ou en niveaux de 20 cm à 6 m d'épaisseur à l'intérieur des paragneiss ou des diatexites à biotite. Il s'agit de formations de fer rubanées au faciès des silicates constituées de rubans de clinopyroxène + grenat + magnétite \pm amphiboles (pyrigarnite) qui alternent avec des rubans riches en quartz. Un échantillon provenant d'une formation de fer localisée à proximité d'une intrusion syénitique a retourné une teneur de 176 ppb Au (site 32). Rappelons que plusieurs indices aurifères (jusqu'à 40 g/t Au) associés à des lentilles de formation de fer de type pyrigarnite ont été rapportés à l'est de la région de Sérigny (figure 2; Chevé et Brouillette, 1995; Gariépy, 1993; Panneton et Doucet, 1987; Gorzinsky et Youngman, 1986). Chevé et Brouillette (1995) indiquent qu'un contrôle structural (cisaillement ou plissement) est déterminant dans le cas des meilleures valeurs et que, dans ce contexte, les contacts entre des lithologies de compétence contrastante constituent des zones favorables à la découverte de nouveaux indices aurifères.

Minéralisations associées à d'autres types de roches

Quelques teneurs anormales ont été obtenues dans une veine de quartz (site 37) et dans des roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador, à proximité du contact avec les roches archéennes (site 38). Le contact entre la syénite de la Suite de Lippé et les diatexites de l'Ashuanipi est caractérisé par une brèche de faille tardive de 15 m de largeur

dans laquelle se trouve un niveau d'environ 3 m d'épaisseur d'une roche finement grenue, très altérée, de composition mafique ou ultramafique et riche en manganèse (site 39). Des veines de quartz ont été observées jusqu'à 160 m de la brèche, à l'intérieur de la syénite. La syénite pourrait avoir joué un rôle dans la mise en place des minéralisations aurifères observées dans les paragneiss situés à proximité (sites 27 et 32).

Faille du Sable

Dans la partie sud de la région, la Faille du Sable correspond à la limite entre la Sous-province de la Grande et celle d'Ashuanipi et met en évidence le contraste métamorphique entre le faciès des amphibolites au nord et celui des granulites au sud. Les valeurs aurifères et les nombreuses zones d'altérations observées dans les ceintures de Cania et de Piscaw témoignent d'une activité hydrothermale importante possiblement associée à cette structure. De plus, les données aéromagnétiques suggèrent la poursuite de cette faille vers l'est où de nombreux indices aurifères ont été rapportés (figure 2; Chevé et Brouillette, 1995). La Faille du Sable représente donc une cible régionale potentielle pour la découverte de nouvelles minéralisations épigénétiques. Toutefois, la relation possible entre toutes ces minéralisations aurifères et cette structure interprétée demeure pour l'instant hypothétique.

Potentiel uranifère

Le potentiel uranifère des lambeaux de roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami s'est confirmé en 1976 avec la découverte du gîte de Gayot, situé à l'ouest du secteur cartographié (figure 2). Les réserves possibles de ce gîte étaient évaluées en 1980 à 50 Mt à 0,10 % U_3O_8 (Marcoux, 1980). Dans la région de Sérigny, les travaux d'exploration réalisés au cours des années 1970 par les compagnies Uranerz, Eldorado nucléaire et Denson Mines ont mené à la découverte de trois indices d'uranium (figure 5 et tableau 3). Deux de ces indices sont localisés dans le lambeau du lac Gerzine (sites 40 et 41) et le troisième, dans le lambeau du lac Pons (site 42). Ces indices n'ont pas été revisités et les informations qui suivent sont tirées de Clark (1984) et de Clark et Wares (2004).

La minéralisation uranifère de l'indice Lac Fenster (site 40) se trouve dans des grès arkosiques cisailés au contact avec le socle granitique. L'uranium du Lac Fenster-SE (site 41) a une origine sédimentaire et se présente sous forme de pechblende disséminée dans des siltites siliceuses verdâtres. Finalement, l'indice du lac Pons Nord (site 42) représente une minéralisation uranifère filonienne recoupant un granite hématitisé, à moins de 50 m du contact avec les roches sédimentaires.

CONCLUSIONS

Les travaux de l'été 2007 ont permis d'établir le cadre géologique à l'échelle du 1/250 000 des unités archéennes de la région de la rivière Sérigny et d'en préciser le contexte stratigraphique, structural et métallogénique.

La région correspond à la rencontre de trois sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur. La Sous-province de La Grande comprend les unités les plus anciennes. Elle est caractérisée par une unité de gneiss tonalitiques et dioritiques, la Suite de Brésolles (2838 à 2801 Ma), et par la présence de lambeaux de roches volcano-sédimentaires assignées au Complexe de Gayot (2880 à 2870 Ma). La présence de la Suite de Brésolles a permis d'identifier une nouvelle fenêtre de la Sous-province de La Grande dans le coin sud-est de la région. Ce secteur, d'environ 2500 km², était inclus dans la Sous-province d'Ashuanipi. Les travaux de l'été 2007 ont mis au jour trois nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires assignées au Complexe de Gayot : la poursuite de la Ceinture d'Angilbert (4 km sur 13,5 km) reconnue plus à l'ouest, la Ceinture de Cania (2 km sur 8 km) et la Ceinture de Piscaw (6 km sur 8 km). Ces ceintures sont constituées de roches d'origine volcanique de composition mafique à felsique, d'intrusions mafiques et ultramafiques et de paragneiss. Les suites intrusives de la Sous-province de Minto occupent la moitié nord de la région et s'injectent dans les roches plus anciennes de la Sous-province de la Grande. La Sous-province de Minto est constituée de roches dioritiques et tonalitiques (2760 à 2740 Ma), assignées aux suites de Coursolles et de Favard, et d'intrusions potassiques plus jeunes appartenant aux suites de Dufreboy (2730 à 2720 Ma), de Desbergères (2720 à 2710 Ma), de Maurel (2707 à 2786 Ma) et de Tramont (2701 à 2698 Ma). Elle renferme aussi plusieurs lambeaux de roches intrusives de composition ultramafique à intermédiaire appartenant à la Suite de Châteauguay dont l'âge est estimé entre 2740 et 2710 Ma. La Sous-province d'Ashuanipi occupe une superficie importante dans le sud de la région. L'Ashuanipi est caractérisée plus particulièrement par ses diatexites à orthopyroxène (Suite d'Opiscotéo, 2682 à 2630 Ma) et ses lambeaux de paragneiss migmatitiques (Complexe de Grosbois, 2705 à 2680 Ma). Ces roches sont interprétées comme un équivalent fusionné de la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. Toutefois, dans la région de la rivière Sérigny, des diatexites à biotite à enclaves de tonalites et de diorites localisées dans l'extrémité nord de la Sous-province d'Ashuanipi constituent une unité particulière qui pourrait être reliée à la refonte d'une partie des unités des sous-provinces de La Grande et de Minto. Les paragneiss et les diatexites à orthopyroxène sont recoupés par des unités à pyroxènes appartenant à des suites charnockitiques. Il s'agit des roches dioritiques et tonalitiques de la Suite de Lachaine (nouvelle unité), des granodiorites et des tonalites de la Suite de Sérigny (nouvelle unité), des granodiorites à texture porphyroïde de la

Suite de la rivière Pons (nouvelle unité) et des granites de la Suite de Lefrançois. Toutes ces roches sont recoupées par des intrusions plus jeunes de granodiorite et de granite assignés aux suites de Dervieux et de Joinville ainsi que par quelques intrusions isolées de syénite.

Des lambeaux de roches sédimentaires paléoprotérozoïques appartenant à la Formation de Sakami sont présents dans la région. Ces lambeaux reposent en discordance sur les unités archéennes et se concentrent à l'intérieur du Couloir d'effondrement de Saindon-Cambrien. Quelques dykes de diabase protérozoïques, métriques à hectométriques et de direction variable, recoupent localement les unités archéennes.

La Faille du Sable, de direction NW-SE à E-W, sépare deux domaines métamorphiques distincts. Au nord de cette structure, les roches se composent d'assemblages minéralogiques associés au faciès des amphibolites. L'absence de texture granoblastique dans les roches intrusives suggère que ces assemblages reflètent les conditions initiales de leur mise en place. Au sud de la Faille du Sable, les paragenèses minérales et les textures granoblastiques observées dans les roches d'origine volcano-sédimentaires sont conformes à un métamorphisme au faciès des granulites. Les roches intrusives qui les recoupent contiennent de l'orthopyroxène magmatique et sont donc associées à des suites charnockitiques. Près de la Fosse du Labrador et le long de failles cassantes protérozoïques, les roches archéennes ont subi une altération rétrograde en hématite, chlorite et séricite.

Les éléments structuraux de la région soulignent la présence de cinq phases de déformation. La phase 1 a été identifiée à partir d'une fabrique ancienne observée dans des enclaves contenues dans les gneiss. La phase 2 correspond à la déformation qui est à l'origine de la foliation principale. La phase 3 a plissé et réorienté la foliation régionale et donne le grain structural régional qui varie de NW-SE, dans le sud-est de la région, à N-S, dans la moitié nord. Quelques failles NW-SE, dont la Faille du Sable, pourraient être reliées à cette phase de déformation. La phase 4 correspond à un important réseau de failles NNE-SSW qui traversent le centre de la région. Cette phase a réorienté et plissé la foliation régionale selon une orientation NNE-SSW. Enfin, la phase 5 est associée à des failles régionales majeures de direction ENE-WSW à NE-SW. Ces failles, dont le dernier mouvement est probablement d'âge protérozoïque, délimitent le Couloir Saindon-Cambrien et sont à l'origine de la préservation des lambeaux sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami.

Les travaux de l'été 2007 ont permis de mettre au jour plusieurs sites minéralisés qui ont été classifiés en quatre catégories, selon la nature de la roche hôte : 1) les minéralisations associées aux ceintures volcano-sédimentaires; 2) les minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay; 3) les minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi et 4) les minéralisations associées à d'autres types de roches. Les minéralisations observées à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires sont associées à des zones rouillées et

altérées contenues dans les séquences d'origine volcanique, dans des zones cisailées ou encore à dans des niveaux de formations de fer. Un indice aurifère (2,1 gr/t Au), l'indice Piscou-Nord, a été découvert à l'intérieur de la Ceinture de Piscou dans un horizon rouillé localisé au contact entre un métagabbro et une zone altérée en albite + quartz. L'or est associé à de l'arsénopyrite disséminée et se trouve autour des grains de silicate. Des valeurs anormales ont aussi été obtenues dans des échantillons provenant de différentes zones minéralisées à l'intérieur des ceintures de Cania et de Piscou. Les minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay sont contenues dans des zones rouillées de 1 à 20 m d'épaisseur. Ces zones peuvent contenir jusqu'à 10 % de sulfures disséminés ou en filets. Les minéralisations associées aux paragneiss de l'Ashuanipi se trouvent dans des niveaux de formations de fer silicatées, rouillées et sulfurées, de 0,2 à 6 m d'épaisseur. Plusieurs valeurs anormales en or et en cuivre ont été obtenues dans des échantillons provenant de ces niveaux. Les autres minéralisations sont associées à des veines de quartz, à un niveau de shale dans les roches paléoprotérozoïques et à une zone de brèche au contact de la syénite de la Suite de Lippé.

RÉFÉRENCES

- BEAUMIER, M., 1986a – Géochimie des sédiments de lac – Région de la rivière Caniapiscou. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 86-23; 40 cartes.
- BEAUMIER, M., 1986b – Géochimie des sédiments de lac – Région du lac Otelnuk. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 86-26; 2 cartes.
- BEAUMIER, M., 1987 – Géochimie des sédiments de lac – Région du lac Otelnuk. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 87-14; 35 cartes.
- BEAUMIER, M., 2002 – Données digitales d'un inventaire des minéraux lourds dans le till de la région d'Ashuanipi. Données tirées des GM 59085 et 59086 de BHP. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2002-02.
- BERCLAZ, A. – CADIEUX, A.-M. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J. – PARENT, M. – LECLAIR, A., 2001 – Géologie de la région du lac Aigneau (SNRC 24E et 24F04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-01, 49 pages.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec) – Carte synthèse – 23J, 23K, 23N et 23O. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 95-01, carte synthèse au 1/100 000.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1992 – Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville; Région des lacs Weeks (1/2 E) et Pailleraut (1/2 W), Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-12.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1988 – Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville, régions du lac Fontisson et de la rivière Goodwood – Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-36, 28 pages.
- CHOWN, E.H. – SHARMA, K.N.M. – DUBÉ, J.-P. – LAVIGUEUR, C., 1977 – Origin of the Sakami Formation, La Grande River, Québec. Association géologique du Canada; résumés, réunion annuelle, volume 2, page 12.
- CLARK, T., 1984 – Géologie de la région du lac Cambrien, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-02, 71 pages.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 – Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – MOUKHSIL, A., en préparation – 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.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009 – Travaux de géochronologie U-Pb du Programme Grand Nord, partie 1 : cartographie géologique de étés 1998, 1999 et 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 88 pages.
- DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2006-07.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New-Quebec. Geological Survey of Canada, memoir 339, 84 pages.
- GARIÉPY, L., 1993 – Travaux d'exploration 1993, propriété Schefferville, région de Schefferville, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-52442, 66 pages.
- GOSSELIN, C. – ROY, P. – DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages.
- GORZYNSKI, G. – YOUNGMAN, B.A., 1986 – She-wolf property, Schefferville, Québec. Exploration permit no 707. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-47039, 56 pages.
- HUOT, F. – CHAPDELAINE, M. – ARCHER, P., 2004 – Technical report and recommandations, winter 2004 Drilling Project, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-61445, 103 pages.

- LAFRANCE, I., 2001 – Caractérisation des minéralisations nickéifères associées aux komatiites de la Ceinture Archéenne de Vénus, Nouveau-Québec. Thèse M.Sc., Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 185 pages.
- LAMOTHE, D. – LECLAIR, A. – CHOINIÈRE, J., 1998 – Géologie de la région du lac Vallard (SNRC 23C). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-13, 29 pages.
- LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23 E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 43 pages.
- LECLAIR, A., 2008a – Contexte géologique régional du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, 196 pages.
- LECLAIR, A., 2008b – Évolution géologique du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, 196 pages.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – PARENT, M. – CADIEUX, A.-M. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie - Lac Dufrebois (24L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-24L-C2G-03C, 1 : 250 000.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.
- LECLAIR, A.D. – PARENT, M. – DAVID, J. – DION, D.-J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- MARCOUX, P., 1980 – Rapports des géologues résidents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-814, pages 103-115.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.
- MOORHEAD, J. – PERREAULT, S. – BERCLAZ, A. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – CADIEUX, A.-M., 2000 – Kimberlites et diamants dans le Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-5, 9 pages.
- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand-Nord du Québec (données numériques). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP-98-01.
- ORR, R. 1978 – Assessment report 1978 project 71-86, Gayot lake – Dieter lake claim group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-34793.
- ORR, R. 1979 – Gayot lake area project no. 71-86, Assessment report 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-36171.
- PANNETON, G. – DOUCET, D., 1987. Projet Scheffor : rapport sur les travaux d'exploration de l'été 1986, bloc nord, région de Schefferville, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-44730, 303 pages.
- PARENT, M. – LECLAIR, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M. – LACOSTE, P., 2002 – Géologie de la région du lac Vernon (SNRC 34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 pages.
- PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve – Québec. Commission géologique du Canada; Carte 1785A, échelle 1/125 000.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D., 1994 – Geology, Lac Minto - Rivière aux Feuilles. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1/500 000.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BEGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997 – Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Québec: Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *In*: Current Research, 1997-C, Geological Survey of Canada; pages 211-221.
- ROY, P. – TURCOTTE, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2004 – Géologie de la région du lac Montrochand (SNRC 33O). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-10, 39 pages.
- SAVARD, M. – LAVOIE, J. – GRENIER, L. – ARCHER, P., 2007 – Technical report and recommendations, summer and fall 2006 drilling and reconnaissance Program, Coulon Project, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-62897, 253 pages.
- SÉGUIN, M.K., – SHARMA, K.N.M., – WOUSSEN, G., 1981 – Étude paléomagnétique des roches protérozoïques de la Formation de Sakami, région de la Grande Rivière, Territoire du Nouveau-Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 18, pages 1893-1899.
- SHARMA, K.N.M. – DUBÉ, C.Y., 1980 – Région des lacs Caniapiscou-Clairambault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-755, 13 pages.
- SIMARD, M., 2008a – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, 196 pages.
- SIMARD, M., 2008b – Lexique stratigraphique des unités archéennes du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-03, 104 pages.
- SIMARD, M. – CHEVÉ, S. – DAVID, J. – LABBÉ, J.Y. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Minto (34F et 34G). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-04, 25 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. – PARENT, M. – PAQUETTE, L. – LAFRANCE, I., en préparation – Géologie de la région du réservoir Caniapiscou (SNRC 23N et 23K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; série RG.
- STEVENSON, I.M., 1968 – A geological reconnaissance of Leaf River Map-Area, New Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; memoir 356, 112 pages.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 49 pages.

ANNEXE 1 - Photographies



PHOTO 1 - Séquence rubanée de gneiss tonalitique et dioritique de la Suite de Brésolles.



PHOTO 2 - Tonalite de la Suite de Favard. Les enclaves étirées et une phase granitique donnent un aspect hétérogène à l’affleurement.

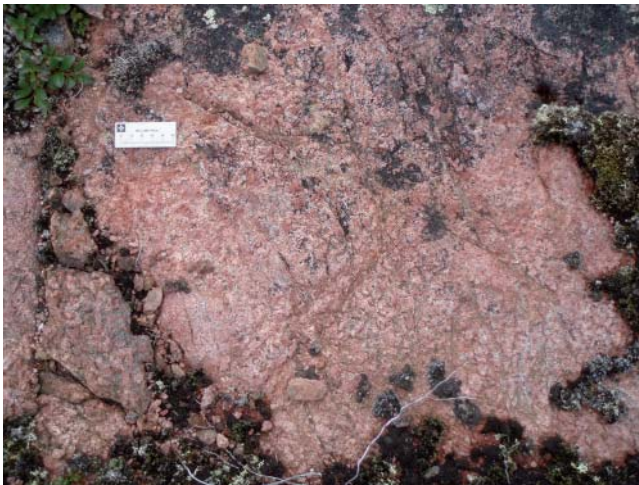


PHOTO 3 - Forte altération hématitique qui caractérise les roches intrusives de la sous-unité Aduyl1a de la Suite de Dufreboy.



PHOTO 4 - Paragneiss migmatitique à grenats de l’unité Agrs1 du Complexe de Grosbois.



PHOTO 5 - Diatexite à biotite de l’unité Aopi7 de la Suite d’Opiscotéo. À remarquer l’aspect hétérogranulaire, l’altération brun jaunâtre et les schlierens de biotite.



PHOTO 6 - Diatexite à biotite de l’unité Aopi7 de la Suite d’Opiscotéo. À remarquer l’aspect hétérogène relié à la présence des schlierens de biotite et des enclaves étirées.

ANNEXE 1 - Photographies (suite)



PHOTO 7 - Indice aurifère (2,1 gr/t) dans un niveau rouillé de 6 m sur 50 m au contact entre un métagabbro et un niveau d'altération d'albite + quartz (indice Piscau-Nord, site 1).



PHOTO 8 - Niveau rouillé associé à une altération siliceuse (Ceinture de Piscau, site 4).



PHOTO 9 - Lentille de formation de fer de 5 m sur 50 m dans une opalite (Ceinture de Piscau, site 12).



PHOTO 10 - Aspect des altérations dans les séquences d'amphibolite de la Ceinture de Cania.



PHOTO 11 - Aspect rubané des niveaux altérés dans la séquence d'amphibolite de la Ceinture d'Angilbert.



PHOTO 12 - Zone rouillée de 20 m d'épaisseur dans une orthopyroxénite riche en apatite (site 25).

Résumé

Le levé géologique de la région de la rivière Sérigny a été réalisé au cours de l'été 2007 à une échelle de 1/250 000. Cette région, localisée à environ 125 km au NW de Schefferville, couvre les deux tiers ouest du feuillet SNRC 24C et les trois quarts nord du feuillet 23N.

La région étudiée se situe à la rencontre de trois sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur : les sous-provinces de Minto, de La Grande et d'Ashuanipi. Ces ensembles archéens sont bordés à l'est par les roches sédimentaires et volcaniques d'âge paléoprotérozoïque de la Fosse du Labrador. Nos travaux se sont concentrés dans les unités archéennes. La Sous-province de Minto se compose principalement de suites intrusives à biotite \pm hornblende de composition granitique à tonalitique, avec ou sans texture porphyroïde. La Sous-province de La Grande est constituée de gneiss tonalitiques et dioritiques et de roches volcano-sédimentaires. Ces roches supracrustales sont concentrées principalement dans trois petites ceintures : les ceintures d'Angilbert, de Cania et de Piscou. La Sous-province d'Ashuanipi se compose en bonne partie d'unités de diatexites et de paragneiss migmatitiques avec ou sans orthopyroxène. Elle comprend également des unités intrusives à pyroxène de composition tonalitique à granitique.

La région de la rivière Sérigny comprend deux domaines métamorphiques distincts séparés par la Faille du Sable de direction WNW-ESE. Au nord, les roches possèdent des assemblages associés au faciès des amphibolites alors qu'au sud, les paragenèses minérales sont conformes à un métamorphisme au faciès des granulites. Près de la Fosse du Labrador et le long

de failles cassantes protérozoïques, les roches archéennes ont subi une altération rétrograde en hématite, chlorite et séricite.

Le grain structural régional, donné par la foliation principale, passe d'une direction NW-SE, dans le sud-est de la région, à une orientation N-S dans la moitié nord. Le centre de la région est traversé par un important réseau de failles de direction NNE-WSW. Ces failles contrôlent et affectent, de façon marquée, le tracé de certains éléments structuraux NW-SE (axes de plis, Faille du Sable) ainsi que les limites des unités lithologiques et des sous-provinces géologiques. Des failles régionales majeures de direction ENE-SWW à NE-SW recoupent le secteur centre-nord de la région. Ces failles, dont le dernier mouvement est probablement d'âge protérozoïque, ont exercé un contrôle sur les limites des lambeaux sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami et ont permis leur préservation à l'intérieur du Couloir d'effondrement de Saindon-Cambrien.

Le levé a permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites minéralisés à l'intérieur des séquences archéennes. Ils ont été classifiés selon quatre catégories en fonction des roches hôtes : 1) les minéralisations associées aux ceintures volcano-sédimentaires; 2) les minéralisations associées aux intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay; 3) les minéralisations associées aux paragneiss de la Sous-province d'Ashuanipi et 4) celles associées à d'autres types de roches. Finalement, les lambeaux de roches paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami sont connus pour leur potentiel uranifère.

