

# RG 2003-08

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC A L'EAU CLAIRE (34B ET 34C)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

RG 2003-08

# Géologie de la région du lac à l'Eau Claire (34B et 34C)

Martin Simard<sup>1</sup>  
Martin Parent<sup>1</sup>  
Robert Thériault<sup>1</sup>  
Jean David<sup>1</sup>  
Pierre Lacoste<sup>1</sup>  
Kamal N. M. Sharma<sup>1</sup>



Cuestas formées par les séquences de roches protérozoïques en bordure du lac Guillaume-Delisle.

2004

Québec 

# Géologie de la région du lac à l'Eau Claire (34B et 34C)

Martin Simard<sup>1</sup>  
Martin Parent<sup>1</sup>  
Robert Thériault<sup>1</sup>  
Jean David<sup>1</sup>  
Pierre Lacoste<sup>1</sup>  
Kamal N. M. Sharma<sup>1</sup>

RG 2003-08

## RÉSUMÉ

Ce rapport traite des résultats d'un levé géologique réalisé au cours de l'été 2002 dans la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B et 34C) à l'échelle de 1 : 250 000. Cette région est située dans le Grand-Nord québécois, plus précisément dans le secteur du village d'Umijuaq. Les roches de la région sont principalement d'âge Archéen à l'exception de : 1) quelques dykes de diabase protérozoïques; 2) d'une séquence de roches volcano-sédimentaires d'âge Protérozoïque, les groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka, qui repose en discordance sur les roches archéennes dans la partie ouest de la région et 3) des roches résultant d'un impact météoritique d'âge Pennsylvanien localisées sur les îles du lac à l'Eau Claire. La majorité des unités archéennes sont constituées de roches intrusives comprenant principalement des tonalites, des granites et granodiorites, des roches felsiques à clinopyroxène et orthopyroxène ainsi que des roches mafiques et ultramafiques. Les roches intrusives contiennent localement des lambeaux de roches volcano-sédimentaires de faible étendue appartenant au Complexe de Melvin. Les tonalites appartiennent à deux unités : la Suite de Favard, constituée de leucotonalite à biotite, et la Suite de Coursolles, composée de diorite et de tonalite à biotite-hornblende. Les granites et granodiorites sont représentés par la Suite de Desbergères qui comprend une unité de granodiorite à biotite-hornblende et une unité de granite-granodiorite à biotite. Le Complexe de Loups Marins se compose de tonalite et de granodiorite à clinopyroxène et de roches à orthopyroxène comprenant surtout des enderbites. Des petites intrusions massives de gabbro, de gabbro-norite et de roches ultramafiques, appartenant à la Suite de Qullinaaraaluk, sont distribuées un peu partout dans la région. Enfin, une intrusion de syénite à néphéline, la Syénite de Bourdel, constitue l'unité archéenne la plus jeune de la région (2675 ± 1 Ma).

L'étude structurale de la région a permis de reconnaître cinq phases de déformation ductiles et cassantes (D1 à D5). La phase D1 a été observée uniquement dans les enclaves et les lambeaux de roches supracrustales. La phase D2 est à l'origine de la fabrique S2, la plus pénétrative, responsable de l'attitude du grain structural régional WNW-ESE à NW-SE. La phase D3, très peu développée, est représentée par quelques plis NE-SW observés localement. La phase D4 a produit les zones de cisaillement ductiles E-W à ESE-WNW dont les principales sont concentrées le long de la Zone de déformation de Nastapoka. Finalement, la phase D5 est responsable du développement d'un réseau de failles cassantes E-W relié à la formation du Graben de Richmond Gulf.

Les principaux travaux antérieurs de prospection et d'exploration minière de la région ont été réalisés dans les séquences de roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle. On y trouve des indices de Pb-Zn-Ag de type *Mississippi-Valley* contenus dans un horizon de calcaire stromatolitique du Groupe de Nastapoka ainsi que des indices de Cu-Ag associés aux roches volcaniques du Groupe de Richmond Gulf. Ces derniers montrent les caractéristiques des gîtes de cuivre contenus dans les lits rouges (*redbeds*). Les intrusions de composition mafique à ultramafique de la Suite de Qullinaaraaluk offrent un potentiel intéressant pour la découverte de minéralisations en Ni-Cu-EGP. Deux nouveaux indices sont localisés dans la région du lac à l'Eau Claire : l'indice *Flipper* (1,0 % Cu, 1,3 % Ni, 200 ppb EGP et 149 ppb Au) et l'indice *Ni Dance* (1,0 % Cu, 2,5 g/t EGP et 295 ppb Au). Enfin, la Zone structurale du Golfe de Richmond représente un environnement de graben dans lequel se sont déposées les roches protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle. Cette zone de faiblesse structurale est représentée par des failles en extension pouvant avoir servi de canalisation à la montée de magma issu de grandes profondeurs et, de ce fait, constitue une zone intéressante pour l'exploration du diamant.

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**

**Direction**

Alain Simard

**Service géologique de Québec**

Pierre Verpaelst

**Responsable des inventaires géoscientifiques**

Robert Marquis

**Lecture critique**

Alain Leclair

**Édition et mise en pages**

Jean Choinière

**Dessin assisté par ordinateur**

Martin Simard, Martin Parent,  
Robert Thériault, Pascale Martel

**Supervision technique**

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 2003/10/10

---

**TABLE DES MATIÈRES**


---

INTRODUCTION .....	5
Localisation et accès .....	6
Parc et réserve à l'État .....	6
Méthodologie .....	6
Travaux antérieurs .....	6
Remerciements .....	7
GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	7
Subdivisions lithotectoniques .....	8
LITHOSTRATIGRAPHIE .....	8
Archéen .....	8
Complexe de Melvin (nouvelle unité, Amel) .....	8
Roches volcaniques felsiques (Amel1) .....	8
Amphibolites (Amel2) .....	10
Paragneiss (Amel3) .....	10
Diorite et gabbro à texture granoblastique (Amel4) .....	10
Suite de Favard (Afav) .....	11
Leucotonalite à biotite (Afav1) .....	11
Leucotonalite à biotite et à plagioclase bourgogne (Afav1a) .....	11
Suite de Coursolles (Acou) .....	12
Diorite et diorite quartzifère à hornblende-biotite (Acou1) .....	12
Tonalite à hornblende-biotite (Acou2) .....	12
Complexe de Loups Marins (Alma) .....	12
Unité à clinopyroxène (Alma1) .....	13
Tonalite et diorite à clinopyroxène (Alma1a) .....	13
Granodiorite à clinopyroxène (Alma1b) .....	13
Granodiorite et monzodiorite à clinopyroxène et à texture porphyroïde (Alma1c) .....	14
Unité à orthopyroxène (Alma2) .....	14
Suite de Desbergères (Adeb) .....	15
Granodiorite et granite à biotite-hornblende (Adeb1) .....	15
Granodiorite, granite et monzodiorite à biotite-hornblende et à texture porphyroïde (Adeb1a) .....	15
Granite et granodiorite à biotite (Adeb2) .....	16
Granite et granodiorite à biotite et à texture porphyroïde (Adeb2a) .....	16
Suite de Qullinaaraaluk (Aluk) .....	16
Intrusions ultramafiques (Aluk1) .....	17
Intrusions mafiques (Aluk2) .....	17
Syénite de Bourdel (nouvelle unité, Abol) .....	17
Protérozoïque .....	18
Groupe de Richmond Gulf (pPgr) .....	18
Groupe de Nastapoka (pPns) .....	18
Dykes de diabase .....	18

Pennsylvanien .....	19
Complexe du lac à l'Eau Claire (Plec) .....	19
GÉOCHRONOLOGIE .....	20
Complexe de Melvin – roche felsique de la Ceinture de Natwakupaw (Amell) .....	20
Suite de Favard (Afav) .....	20
Complexe de Loups Marins – unités à clinopyroxène (Alma1a, Alma1b et Alma1c) .....	21
Suite de Desbergères (Adeb) .....	21
Suite de Qullinaaraaluk (Aluk) .....	22
Syénite de Bourdel (Abol) .....	22
LITHOGÉOCHIMIE .....	22
Roches intrusives felsiques à intermédiaires .....	22
Roches intrusives mafiques à ultramafiques et les roches volcaniques .....	26
Dykes de diabase .....	28
MÉTAMORPHISME .....	28
Roches volcano-sédimentaires .....	28
Roches intrusives felsiques .....	29
STRUCTURE .....	30
Phases de déformation .....	30
Phase de déformation D1 .....	30
Phase de déformation D2 .....	30
Phase de déformation D3 .....	31
Phase de déformation D4 .....	31
Phase de déformation D5 .....	31
Compilation statistique et analyse structurale .....	33
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	33
Historique .....	33
Potentiel économique des séquences protérozoïques .....	36
Indices de Pb-Zn-Ag .....	36
Indices de Cu-Ag .....	36
Minéralisations de Ni-Cu-EGP dans les intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk ..	37
Le potentiel diamantifère .....	37
La Zone structurale d'Allemand-Tasiat .....	37
La Zone structurale du Golfe de Richmond .....	38
CONCLUSIONS .....	39
RÉFÉRENCES .....	41
ANNEXE : PHOTOGRAPHIES .....	45
HORS TEXTE	
Géologie 1 : 250 000, 34B – Lac à l'Eau Claire .....	carte RG 2003-08-C001
Géologie 1 : 250 000, 34C – Lac Guillaume-Delisle .....	carte RG 2003-08-C002

## INTRODUCTION

Les travaux réalisés au cours de l'été 2002 s'intègrent dans le cadre du projet Grand-Nord amorcé en 1997 par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN). Ce projet vise à dresser un cadre géologique régional à l'échelle de 1:250 000, à acquérir de nouvelles connaissances géo-

scientifiques et à favoriser l'exploration minière sur un vaste territoire peu connu situé au nord du 55° parallèle. Un nouveau levé géologique, effectué dans la région du lac à l'Eau Claire, couvre les feuillets SNRC 34B et 34C (figure 1). Ce levé fait suite aux travaux qui ont été réalisés à l'est dans la région des lacs des Loups Marins (SNRC 34A; Gosselin *et al.*, 2001) et au sud-est dans la région du lac Bienville (SNRC 33P; Gosselin *et al.*, 2002). Il se situe également dans le prolongement structural et aéromagnétique

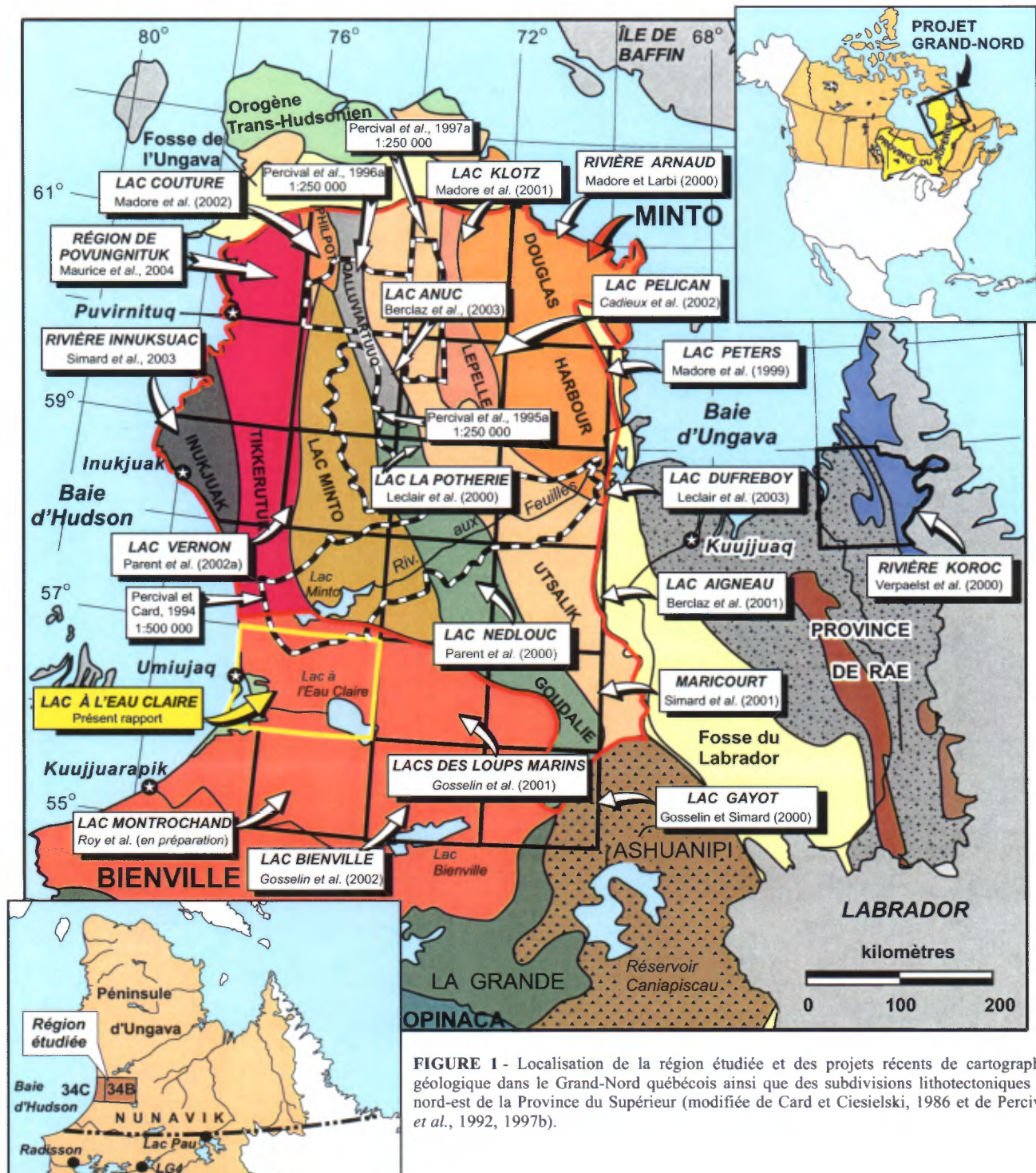


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée et des projets récents de cartographie géologique dans le Grand-Nord québécois ainsi que des subdivisions lithotectoniques du nord-est de la Province du Supérieur (modifiée de Card et Ciesielski, 1986 et de Percival *et al.*, 1992, 1997b).

de la région de la rivière Innuksuac (SNRC 34K et 34L; Simard *et al.*, 2003) située plus au nord (figure 1). Les travaux de cartographie ont permis d'établir les contextes lithostratigraphique, structural et métallogénique de ces régions. Ils amènent aussi des éléments nouveaux permettant de mieux définir le secteur ouest du Grand-Nord québécois qui correspond en partie à la Sous-province de Bienville et au Domaine de Tikkerutuk de la Sous-province de Minto (figure 1; Card et Ciesielski, 1986; Percival *et al.*, 1991, 1992).

### Localisation et accès

La région du lac à l'Eau Claire est située en bordure de la Baie d'Hudson, dans la partie sud-ouest du Nunavik (figure 1). Elle correspond aux feuillets SNRC 34B et 34C, limités par les latitudes 56°00' et 57°00' nord et les longitudes 74°00' et 76°45' ouest. Sa superficie est d'environ 17 000 km<sup>2</sup>. Le centre de la région se situe à environ 80 km à l'est du village d'Umiujaq qui est localisé sur la côte de la Baie d'Hudson (figure 1). Plusieurs lacs rendent les différentes parties de la région accessibles par hydravion à partir des bases localisées près de LG-4 et près du réservoir Caniapiscau (lac Pau), situées respectivement à environ 250 km au sud et 300 km au sud-est. La plupart des lacs de la région sont libres de glace à partir de la mi-juin. Il existe également des pistes d'atterrissage pour les avions à décollage court (type *Twin Otter*) à quelques endroits dans la région étudiée ainsi qu'un aéroport à Umiujaq.

### Parc et réserve à l'État

Près de la moitié de la superficie de la région étudiée est occupée par le parc national projeté des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau Claire et par une réserve à l'État (voir figure 8, chapitre Géologie économique). Le parc projeté englobe le lac à l'Eau Claire et le lac Guillaume-Delisle ainsi que tout le secteur compris entre ces deux lacs. Cette zone est soustraite au jalonnement, à la désignation sur carte ainsi qu'à l'exploration et à l'exploitation minière. La réserve à l'État occupe une superficie importante au sud du parc projeté des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau Claire (figure 8). Ce secteur demeure ouvert à l'exploration minière sous certaines conditions.

### Méthodologie

Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de sept géologues et se sont échelonnés sur une période de 11 semaines entre le début juin et la fin août 2002. 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 Nastapoca, dans la partie nord-ouest 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. En moyenne, une douzaine de cheminements ont été réalisés par feuillet SNRC au 1 : 50 000. Des levés ponctuels par hélicoptère ont permis de compléter la couverture cartographique. Plusieurs échantillons représentatifs des diverses unités lithologiques et des zones minéralisées ont servi à l'analyse géochimique, à la mesure de la susceptibilité magnétique et à la confection de lames minces. Six échantillons ont été prélevés pour fin d'analyse géochronologique. Ces échantillons ont été traités par Jean David (Géologie Québec) au centre de recherche du GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. Les cartes géologiques, les données de terrain qui s'y rattachent ainsi que les résultats des analyses géochimiques ont été intégrés au système d'information géominière (SIGÉOM) du ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec.

Le projet de cartographie du lac à l'Eau Claire a été réalisé par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN). Cet organisme a été renommé Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs (MRNFP) en avril 2003. Pour éviter toute confusion, ces deux ministères seront identifiés sous le nom de « Ministère » dans la suite de ce rapport.

### Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués dans la région du lac à l'Eau Claire ont été réalisés par Low (1902) et Leith (1910) sur les séquences de roches protérozoïques du Graben de Richmond Gulf localisées dans le secteur du lac Guillaume-Delisle, près de la Baie d'Hudson. Les unités protérozoïques de ce secteur ont à nouveau fait l'objet d'études de 1977 à 1981 par Chandler (1988) qui en a réalisé la cartographie à l'échelle de 1 : 100 000. Kranck et Sinclair (1963) et Bostock (1969) ont cartographié les affleurements des îles du lac à l'Eau Claire (section ouest) en les décrivant comme des séquences volcaniques. Dence (1964) a cependant rapporté la présence de maskelynite (plagioclase vitrifié par métamorphisme de choc) et de « *shatter cones* » sur ces îles, reliant ainsi ces roches à un impact météoritique. Ces roches ont par la suite fait l'objet de divers travaux entre 1965 et 1981 (Dence *et al.*, 1965; Simonds *et al.*, 1978; Phinney *et al.*, 1978; Reimold *et al.*, 1981). Enfin, Rondot *et al.* (1993) ont effectué une cartographie détaillée des séquences d'impact d'âge Pennsylvanien localisées sur les îles du lac à l'Eau Claire.

Un levé géologique de reconnaissance à l'échelle de 1 : 1 000 000 (Stevenson, 1968) et des levés aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2000) et gravimétriques (Commission Géologique du Canada, 1994) régionaux couvrent l'ensemble de la région étudiée. Ces différents levés ont permis d'acquérir une base de données géoscientifiques pour l'ensemble du nord-est de la Province du Supérieur. Au cours des années 90, la Commission géologique du Canada a effectué un levé géologique à l'échelle de 1 : 500 000 le long de la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994) et



trois levés géologiques à l'échelle de 1 : 250 000 dans trois régions situées plus au nord (Percival *et al.*, 1995a, 1996a, 1997a; figure 1). Ces travaux ont mené à la subdivision de la Sous-province de Minto en différents domaines. La Commission Géologique du Canada a aussi réalisé des travaux dans les secteurs de Kuujuarapik, du lac à l'Eau Claire et du lac Bienville (Ciesielski, 2000), permettant de décrire la géologie et la lithogéochimie de la partie orientale de la Sous-province de Bienville. En 1997, le projet Grand-Nord de Géologie Québec a débuté par un vaste levé de géochimie des sédiments de fonds de lacs (MRN, 1998) et s'est poursuivi, depuis 1998, par 19 nouveaux levés géologiques à l'échelle de 1 : 250 000 réalisés sur l'ensemble de la partie nord-est de la Province du Supérieur (figure 1).

Les principaux travaux de prospection et d'exploration minière ont été réalisés dans les séquences protérozoïques localisées dans la partie ouest de la région. Les premiers dépôts de Pb-Zn contenus dans des roches carbonatées ont été trouvés au milieu du 18<sup>e</sup> siècle. La compagnie Gulf Lead Mines y a effectué plusieurs travaux de 1946 à 1949 qui ont permis de délimiter trois gisements totalisant 900 000 t (Robinson, 1950). Ces minéralisations Pb-Zn ont été décrites par Harwood (1949) et Parks (1949) dans le cadre de projets de maîtrise. L'un de ces gîtes, le dépôt du Lac Monte, est localisé dans la région étudiée. Par la suite, ces trois gisements ont fait l'objet de travaux d'exploration par les compagnies Mokta (Velaine, 1965) et Penarroya (Darcy, 1968). De 1977 à 1979, la compagnie Uranerz (Madon, 1980) a réalisé plusieurs campagnes d'exploration aéroportées et au sol visant la découverte de gisements uranifères. Enfin, le Ministère a réalisé, au cours de l'été 2002, une étude des minéralisations Cu-Ag associées aux roches volcaniques protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle (Labbé et Lacoste, *en préparation*).

### 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 Martin Simard, Martin Parent et Robert Thériault, les géologues Dominique Meilleur, Julie Vallières, Gabrielle Rioux et Carl Bilodeau, et les assistants géologues Gaëlle Carrier, Marie-Hélène Grenon, Marie-Catherine Poulin-Talbot, Louis Grenier, François Rochefort, Tommy Leblanc et Jean Poisson. Aurel Noël a agi comme homme de camp. Le chef cuisinier, André Monette, a contribué grandement à l'esprit d'équipe grâce à son excellente cuisine. Les auteurs ont bénéficié de discussions sur le terrain avec Jean-Yves Labbé, Alain Leclair et Pierre Verpaelst, tous du Ministère. James Moorhead du Ministère a fourni des informations importantes concernant le potentiel diamantifère de la région. Les pilotes Michel Frigon, Yvon Gingras et Réjean Dulong, et les mécaniciens Jean-Paul Laurendeau, Philippe Dessureault et Richard Bergeron de Hélicoptère Takatakiaq ont assuré

un transport efficace et sécuritaire. Nous remercions Jean-Denis Fournier et André Laferrière de la compagnie Falconbridge ainsi que Noah Inukpuk pour leur soutien logistique dans le village d'Umijuaq. Les cartes géologiques numériques ont été produites grâce à l'assistance technique indispensable de Pascale Martel, Hélène Gagné et Nelson Leblond. Marc Beaumier a préparé des cartes inédites d'anomalies géochimiques des sédiments de fonds de lacs pour orienter les travaux de terrain. Les cartes aéromagnétiques ont été produites par Denis-Jacques Dion. Le Service des applications géospatiales du Ministère a fourni des spatio-cartes régionales à partir d'images Landsat. Enfin, nous tenons à remercier Alain Leclair qui a réalisé la lecture critique du manuscrit de ce rapport.

## GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le nord-est de la Province du Supérieur est composé principalement de roches archéennes plutoniques variées dans lesquelles se trouvent des reliques de roches supracrustales déformées et métamorphisées. Les roches plutoniques sont constituées en bonne partie d'intrusions de la suite TTG (tonalite-trondjémite-granodiorite) qui se sont mises en place à différentes époques (2883-2690 Ma). Ces roches correspondent en général à des unités de faible magnétisme. Elles encaissent des lambeaux démembrés de roches volcano-sédimentaires, espacés de plusieurs dizaines de kilomètres, qui témoignent de différents épisodes de volcanismes successifs (3,8-2,7 Ga). Les assemblages minéralogiques observés dans ces différentes roches montrent qu'elles ont subi un métamorphisme variant du faciès des amphibolites à celui des granulites. Les TTG sont recoupées par des masses volumineuses de granite et de granodiorite (2,73-2,70 Ga) reliées à un magmatisme potassique important généré par un épisode de fusion intracrustale. Parallèlement à ce magmatisme potassique, on observe la mise en place d'intrusions à orthopyroxène dont les magmas, pauvres en potasse, ont produit principalement des roches de composition enderbitique. Ces roches à orthopyroxène coïncident généralement avec de vastes anomalies aéromagnétiques positives. Le nord-est du Supérieur se caractérise par un grain structural régional orienté NNW-SSE marqué par des anomalies aéromagnétiques à relief accentué (Card et Ciesielski, 1986; Percival *et al.*, 1992). À plusieurs endroits, le craton archéen de la partie nord-est du Supérieur est bordé par des séquences de roches protérozoïques. Ces roches protérozoïques appartiennent à la Fosse du Labrador, à l'est, à la Fosse de l'Ungava, au nord, et aux groupes de Hopewell, de Nastapoka et de Richmond Gulf, à l'ouest, en bordure de la Baie d'Hudson. Les séquences protérozoïques sont en contact de faille ou reposent en discordance angulaire sur le socle archéen.

## Subdivisions lithotectoniques

La subdivision du nord-est de la Province du Supérieur en différents domaines lithotectoniques a été proposée par Card et Ciesielski (1986) et Percival *et al.* (1992; 1997b) d'après des critères aéromagnétiques, lithologiques et structuraux (figure 1). Les travaux de Percival *et al.* (1990, 1991), le long de la rivière aux Feuilles, ont mené à la définition des domaines d'Inukjuak, de Tikkerutuk, du lac Minto, de Goudalie, d'Utsalik et de Douglas Harbour à l'intérieur de la Sous-province de Minto. La poursuite des travaux vers le nord (Percival *et al.*, 1995b, 1996b, 1997b) a permis de circonscrire les domaines de Philpot, de Qalluviartuuq et de Lepelle. Subséquemment, les limites de tous ces domaines ont été extrapolées à l'ensemble du territoire en se basant sur le prolongement des différentes anomalies aéromagnétiques. Ces domaines peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres parallèlement au grain structural orienté NW-SE. Plus au sud, Ciesielski (1998, 2000) a proposé de déplacer vers le sud la limite établie par Card et Ciesielski (1986) entre les sous-provinces de Bienville et de Minto en se basant principalement sur les contrastes magnétiques.

Les travaux récents réalisés par le Ministère ont toutefois soulevé plusieurs problèmes concernant les limites et les relations entre ces grands ensembles lithotectoniques. Ces contacts demeurent incertains en raison principalement de l'absence de limite structurale observable sur le terrain et de la présence de nombreuses suites intrusives qui traversent les limites entre les domaines. Selon les subdivisions lithotectoniques définies par Card et Ciesielski (1986) et Percival *et al.* (1992 et 1997b), la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B-34C) est localisée dans la Sous-province de Bienville, tout juste dans le prolongement sud du Domaine de Tikkerutuk (figure 1). Les données recueillies plus au nord dans les régions de la rivière Innuksuac (Simard *et al.*, 2003) et du lac Vernon (Parent *et al.*, 2002a), et plus à l'est dans celle des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) suggèrent que le Domaine de Tikkerutuk pourrait se prolonger vers le sud-est jusque dans la région des lacs des Loups Marins. De plus, la limite entre les sous-provinces de Bienville et de Minto n'a pas été reconnue sur le terrain lors de ces travaux. L'hypothèse d'une continuité entre le Domaine de Tikkerutuk et la Sous-province de Bienville, avancée par Hocq (1994), a alors été envisagée (Simard *et al.*, 2003). Toutefois, les résultats de nos travaux, réalisés au cours de l'été 2002, démontrent qu'il existe effectivement des différences lithologiques entre les parties nord et sud de la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B-34C). La partie nord est caractérisée par une quantité importante d'unités tonaliques alors que la partie sud est dominée par des unités plus potassiques représentées par des granodiorites et des granites. La limite entre les deux secteurs correspond à une zone de déformation régionale majeure, la Zone de déformation de Nastapoca, qui traverse toute la région du lac à l'Eau

Claire selon une orientation NW-SE à E-W. Cette zone de déformation correspond en gros à la limite proposée par Ciesielski (1998) entre le NW de la Sous-province de Bienville et le SW de la Sous-province de Minto.

## LITHOSTRATIGRAPHIE

La région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B-34C) se compose principalement d'unités intrusives et volcano-sédimentaires d'âge Archéen recoupées par des dykes étroits de diabase d'âge Protérozoïque. Elle comprend aussi des unités protérozoïques sédimentaires et volcaniques dans le secteur du lac Guillaume-Delisle à l'extrémité ouest de la région. Toutefois, ces dernières n'ont pas fait l'objet de travaux détaillés lors de ce levé géologique et leur description sommaire est tirée des travaux de Chandler (1988). Les roches archéennes de la région ont été groupées en suites lithodémiques et en complexes selon les normes du Code stratigraphique nord-américain (MER, 1986). La nomenclature stratigraphique des roches archéennes a été établie, autant que possible, en se référant à celle définie dans les régions adjacentes lors des récents levés de cartographie régionale (Gosselin et Simard, 2000; Gosselin *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002). La figure 2 et les deux cartes géologiques hors texte qui accompagnent ce rapport présentent l'ensemble des unités observées dans la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B-34C). L'ordre stratigraphique a été établi à partir des données provenant des récents levés géologiques, des relations de recoupement observées sur le terrain et des âges U-Pb disponibles lors de la rédaction de ce rapport.

### Archéen

#### Complexe de Melvin (nouvelle unité, Amel)

Les roches volcano-sédimentaires de la région ont été regroupées à l'intérieur d'une nouvelle unité, le Complexe de Melvin (Amel). Elles forment des lambeaux d'extension restreinte localisés, pour la plupart, à l'intérieur ou au nord de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2). Le Complexe de Melvin a été divisé en quatre sous-unités en fonction des lithologies dominantes : 1) roches volcaniques felsiques (Amel1); 2) amphibolites (Amel2); 3) paragneiss (Amel3); et 4) diorite et gabbro à texture granoblastique (Amel4).

#### *Roches volcaniques felsiques (Amel1)*

Des roches volcaniques felsiques ont été observées à deux endroits. Elles forment une ceinture de 25 km de longueur par 2 km de largeur (Ceinture de Natwakupaw), localisée dans la partie centre-nord de la région, ainsi

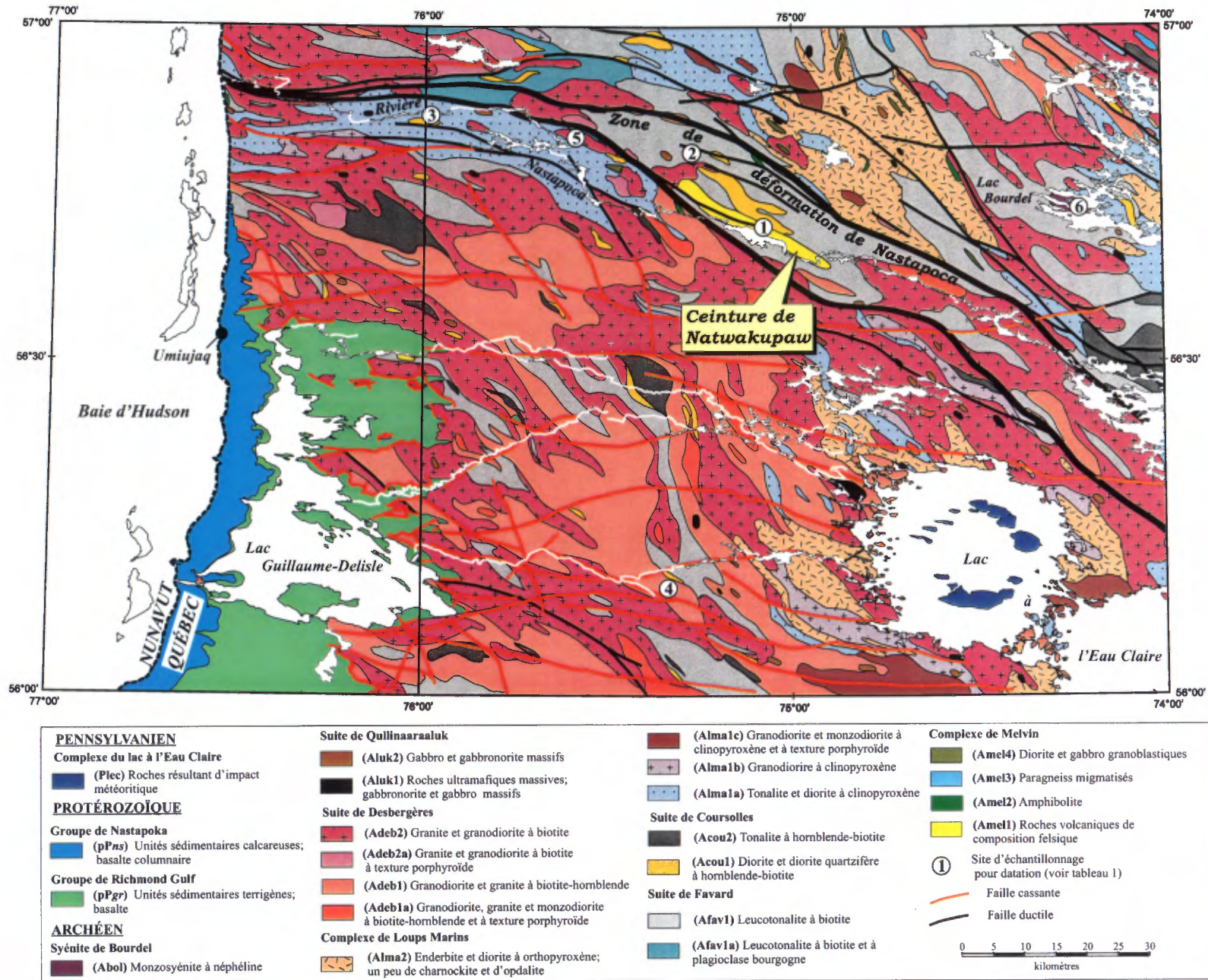


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B et 34C).

qu'un petit lambeau de quelques centaines de mètres de longueur dans la partie ouest, près du contact avec les roches protérozoïques du Groupe de Richmond Gulf (figure 2). Un échantillon de roche felsique provenant de la Ceinture de Natwakupaw a livré un âge de  $2741 \pm 4$  Ma. L'unité Amel1 est constituée majoritairement de roches de composition felsique à grains très fins avec ou sans phénocristaux de quartz. Cette unité représente possiblement un mélange de laves et de tufs métamorphisés. La majorité des roches sont très déformées et possèdent, à plusieurs endroits, une foliation mylonitique. Toutefois, les roches les moins déformées montrent des textures et des structures primaires (annexe, photo1). Les volcanites felsiques ont une couleur gris clair à gris moyen, parfois légèrement verdâtre, avec une surface d'altération blanchâtre. Leur aspect varie de massif à laminaire. Localement, quelques zones décimétriques rouillées et pyriteuses ont été observées à l'intérieur de cette unité.

En lames minces, les roches felsiques possèdent une granulométrie très fine et une texture granoblastique constituée de petits grains de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique en pourcentage variable. La foliation est bien développée et marquée par la présence de petits feuillettes de biotite brun à brun verdâtre partiellement chloritisée. Plusieurs échantillons contiennent des cristaux de quartz plus grossiers complètement recristallisés, de forme subarrondis ou légèrement étirés dans la foliation. Des petits amas d'épidote sont surimposés à la biotite. La magnétite, la muscovite, l'apatite et le zircon sont en quantité mineure alors que l'allanite, le sphène et les carbonates sont plutôt rares. Une altération intense du plagioclase en séricite est observée dans quelques échantillons.

#### ***Amphibolites (Amel2)***

Les amphibolites, peu abondantes, forment des petits lambeaux de superficie restreinte localisés principalement dans la partie nord-est de la région (figure 2). Il s'agit de roches gris foncé à granulométrie fine et d'aspect généralement rubané. Elles possèdent une bonne foliation et une texture granoblastique bien développée. L'origine intrusive ou effusive des amphibolites est difficile à établir en raison de la recristallisation métamorphique intense de la roche. On observe, à certains endroits, des petits niveaux millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre contenant du clinopyroxène et de l'orthopyroxène (annexe, photo 2). Quelques zones rouillées et pyriteuses, métriques à décimétriques, ont été observées dans les séquences d'amphibolite.

En lames minces l'amphibolite possède une texture granoblastique très bien développée constituée de grains polygonaux de plagioclase mâclé, de hornblende, d'orthopyroxène et de clinopyroxène en proportion variable. Tous ces minéraux sont faiblement altérés. Généralement, les

minéraux mafiques sont alignés dans la foliation. La roche contient entre 1 et 5 % de petits grains xénomorphes de magnétite dissiminés communément associés aux minéraux mafiques. La biotite, l'apatite et le zircon sont en quantité mineure.

#### ***Paragneiss (Amel3)***

Les paragneiss sont concentrés à l'intérieur de trois petits lambeaux localisés dans la partie nord-est de la région, au nord de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2). Il s'agit de paragneiss à biotite-grenat qui forment des séquences rubanées de quelques centaines de mètres d'épaisseur. Ces paragneiss ont une granulométrie fine et sont de couleur gris moyen, avec une patine gris jaunâtre. Ils sont fortement affectés par une migmatisation, marquée par la présence de bandes centimétriques à métriques de mobilisat granitique blanchâtre. Ce mobilisat occupe entre 5 et 40 % du volume de la roche et peut, localement, atteindre plus de 80 %. Les grains subautomorphes de grenat, de 1 à 10 mm de diamètre, se trouvent aussi bien dans les paragneiss que dans le mobilisat. La proportion du grenat varie de 1 à 5 %, quoique certains niveaux décimétriques de mobilisat en contiennent plus de 30 %.

#### ***Diorite et gabbro à texture granoblastique (Amel4)***

L'unité Amel4 se présente sous forme de petits lambeaux de superficie restreinte, localisés dans la partie nord-est de la région, au nord de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2). Ces lambeaux sont constitués de diorite et de gabbro, à granulométrie fine à moyenne, bien foliés et possédant une texture granoblastique bien développée. Ces roches ont une couleur gris moyen légèrement verdâtre avec une patine gris brunâtre. Elles ont généralement une susceptibilité magnétique très forte. À plusieurs endroits, la diorite et le gabbro contiennent entre 5 et 15 % de petites bandes millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre. Des grains millimétriques à centimétriques de grenat, de clinopyroxène et d'orthopyroxène sont communément observés dans les bandes de mobilisat.

En lames minces, la diorite et le gabbro montrent une texture granoblastique constituée de grains polygonaux de plagioclase maclé, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et parfois de hornblende. Les minéraux mafiques représentent entre 15 et 35 % du volume total de la roche. Ils forment souvent des amas recristallisés et allongés dans le plan de la foliation. Certains échantillons contiennent de 10 à 20 % de feuillettes de biotite rouge qui marquent une forte foliation. La magnétite est présente en petits grains xénomorphes (2 à 5 %). Elle explique la forte susceptibilité magnétique de ces roches. Certains échantillons renferment de 1 à 3 % de quartz. Le sphène, l'apatite et le zircon sont présents en trace.

## Suite de Favard (Afav)

La Suite de Favard (Afav) a été définie dans la région du lac Gayot (SNRC 23M) pour décrire une unité de trondhjémite et leucotonalite à biotite comprenant un peu de diorite foliée (Gosselin et Simard, 2000). Cette Suite a aussi été reconnue dans les régions de Maricourt (SNRC 24D; Simard *et al.*, 2001), des lacs des Loups Marins (SNRC 34A; Gosselin *et al.*, 2001), du lac Bienville (SNRC 33P; Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (SNRC 33O; Roy *et al.*, *en préparation*). Dans toutes ces régions, à l'exception de celle du lac Gayot, les trondhjémites et tonalites à biotite de la Suite de Favard sont affectées par un phénomène de « granitisation » marqué par la présence d'une phase granitique ou granodioritique en contact diffus et graduel avec la phase tonalitique. Les datations U-Pb réalisées sur différents échantillons prélevés dans les régions adjacentes indiquent des âges variant entre env. 2730 et 2749 Ma (Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002). Un échantillon de leucotonalite provenant de la région du lac à l'Eau Claire a livré un nouvel âge préliminaire autour de 3020-3040 Ma.

Dans la région du lac à l'Eau Claire, la Suite de Favard est concentrée principalement au nord de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2). Elle est constituée d'une unité de leucotonalite à biotite (Afav1) et d'une sous-unité (Afav1a) de leucotonalite à biotite contenant du plagioclase bourgogne. Les leucotonalites sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui se manifeste par la présence d'une phase de composition granodioritique à granitique, de couleur gris rosâtre et de granulométrie moyenne à grossière. Cette phase forme des bandes, des amas ou des lentilles centimétriques à décimétriques en contact diffus et graduel avec la phase tonalitique, donnant un aspect rubané et hétérogène à la roche. À plusieurs endroits, des phénocristaux centimétriques de feldspath potassique sont isolés ou concentrés en amas dans la tonalite. La distribution de la phase granitique est hétérogène à l'échelle régionale, sur l'affleurement et même au niveau d'un échantillon. La phase granitique est généralement plus abondante en bordure des intrusions de granite et de granodiorite de la Suite de Desbergères. Cette observation suggère un lien entre le phénomène de « granitisation » et la mise en place de ces intrusions.

### *Leucotonalite à biotite (Afav1)*

La leucotonalite a une couleur gris clair en surface fraîche et une couleur d'altération blanchâtre ou légèrement rosée. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et son aspect est généralement massif à faiblement folié. La leucotonalite contient moins de 10 % de biotite localement concentrée le long de rubans centimétriques aux contacts mal définis, donnant à la roche un aspect plus ou moins rubané.

L'unité comprend des enclaves centimétriques à métriques constituées de diorite et d'amphibolite. Ces enclaves

ont une granulométrie fine, une forte foliation et une texture granoblastique bien développée. La proportion des enclaves varie considérablement à l'échelle régionale (1 à 40 %), mais représente généralement moins de 5 % du total de l'affleurement. À plusieurs endroits, les enclaves se concentrent dans des niveaux de quelques dizaines de mètres d'épaisseur à l'intérieur de la tonalite. Les enclaves sont généralement étirées dans le plan de la foliation et sont fortement assimilées par la tonalite. On observe fréquemment une couronne de réaction centimétrique à décimétrique au contact entre les enclaves et la leucotonalite. Cette couronne de réaction est caractérisée par une concentration de cristaux de hornblende. La présence d'enclaves étirées jumelées au phénomène de « granitisation » donnent un aspect hétérogène à l'unité.

À certains endroits, l'unité de leucotonalite renferme des niveaux métriques à décimétriques de tonalite mélanocrate et de diorite quartzifère. Ces niveaux contiennent entre 10 et 35 % de minéraux mafiques, principalement composés de hornblende et de biotite, ainsi qu'une proportion plus élevée d'enclaves mafiques.

En lames minces, la leucotonalite possède une granulométrie moyenne avec une texture équi-granulaire plus ou moins homogène. Elle est constituée principalement de quartz (20 à 35 %) et de plagioclase (50 à 75 %). La proportion du feldspath potassique est généralement faible (1 à 8 %) mais peut atteindre 20 % dans les échantillons « granitisés ». La roche contient moins de 10 % de biotite verdâtre ou brunâtre partiellement chloritisée. Ces grains de biotite sont disséminés dans la roche ou regroupés en amas. Quelques rares cristaux de hornblende verte ont été observés dans certains échantillons. Le sphène, l'apatite, le zircon, l'épidote, la magnétite, l'allanite et la muscovite se trouvent en quantité mineure. Les grains de quartz montrent souvent une extinction ondulante. Dans les échantillons provenant des secteurs plus déformés, le quartz est recristallisé formant des plages constituées d'une mosaïque de petits grains autour des grains plus grossiers de plagioclase. La foliation y est alors mieux développée et accentuée par l'alignement des grains de biotite. Les textures antiperthitiques sont fréquentes dans les grains de plagioclase. Ces derniers sont partiellement altérés en séricite à l'exception des secteurs affectés par les failles régionales où l'altération plus intense du plagioclase s'accompagne d'une chloritisation de la biotite.

### *Leucotonalite à biotite et à plagioclase bourgogne (Afav1a)*

Cette sous-unité a été observée uniquement dans la partie nord-ouest de la région, tout juste au nord de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2). Il s'agit d'une leucotonalite à biotite identique à celle de l'unité Afav1, mais qui contient de 2 à 5 % de cristaux de plagioclase de couleur bourgogne. Ces plagioclases donnent une teinte légèrement violacée à la roche. En lames minces, les constituants

sont les mêmes que ceux de la leucotonalite de l'unité Afav1. Les grains de plagioclase contiennent de fines aiguilles brun rougeâtre, alignées parallèlement aux plans cristallographiques du cristal, qui semblent être responsables de la couleur bourgogne. Des aiguilles semblables sont fréquemment observées dans les grains de plagioclase bourgogne contenus dans les roches à clinopyroxène du Complexe de Loups Marins (décrit ci-dessous). Tous les échantillons de leucotonalite de la sous-unité Afav1a montrent des textures de recristallisation du quartz attribuables à l'influence de la Zone de déformation de Nastapoca.

### **Suite de Coursolles (Acou)**

La Suite de Coursolles a été définie dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire une unité de diorite précoce (Acou1) et une unité de tonalite à hornblende-biotite (Acou2). Par la suite, elle a été reconnue dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001), du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (Roy *et al.*, en préparation). La position stratigraphique de la Suite de Coursolles est incertaine. En effet, les résultats de géochronologie U-Pb obtenus dans les régions adjacentes suggèrent qu'il semble y avoir eu deux épisodes différents de magmatisme ayant produit des intrusions intermédiaires à felsiques de type Coursolles. Le plus ancien serait autour de 2750 Ma (Gosselin *et al.*, 2001) et le plus récent autour de 2718 Ma (Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002).

Dans la région du lac à l'Eau Claire, la Suite de Coursolles couvre une superficie restreinte (figure 2). Elle est constituée d'une unité dioritique (Acou1) et d'une unité tonalitique (Acou2).

### **Diorite et diorite quartzifère à hornblende-biotite (Acou1)**

L'unité Acou1 forme des petites lentilles de quelques kilomètres de longueur. Ces lentilles sont relativement plus abondantes dans le centre-nord de la région, immédiatement au nord de la Ceinture volcanique de Natwakupaw (figure 2). Elles sont constituées de diorite et de diorite quartzifère de couleur gris moyen à gris pâle avec fréquemment une légère teinte verdâtre. Ces roches sont massives à bien foliées avec une granulométrie moyenne à grossière. Elles contiennent de 10 à 30 % d'amas centimétriques de minéraux mafiques souvent étirés dans la foliation. Elles possèdent une susceptibilité magnétique moyenne à élevée reliée à la présence de petits grains de magnétite associés aux minéraux mafiques. L'unité comprend localement des enclaves décimétriques à métriques de diorite et d'amphibolite. Ces enclaves sont généralement alignées dans la foliation. Elles sont foliées, à granulométrie fine et possèdent une texture granoblastique bien développée.

En lames minces, la diorite et la diorite quartzifère sont constituées principalement de plagioclase (65 à 85 %) et

de quartz (3 à 15 %). Le feldspath potassique (0 à 2 %) se trouve généralement en intergrain. Les amas de minéraux mafiques sont constitués de biotite brune ou verte et de hornblende verte en proportion égale ou dominée par la hornblende. Des grains de magnétite, de sphène et d'apatite, et des petites plages d'épidote sont souvent associés aux minéraux mafiques. L'allanite et le zircon sont présents en trace.

### **Tonalite à hornblende-biotite (Acou2)**

L'unité Acou2 est bien exposée dans les parties du centre, du nord-ouest et du centre est de la région, où elle couvre plusieurs kilomètres carrés. Ailleurs, elle se présente sous forme de lentilles de quelques kilomètres de longueur (figure 2). L'unité Acou2 se compose de tonalite, d'un peu de granodiorite et de quelques horizons décamétriques de diorite et de diorite quartzifère semblables à celles de l'unité Acou1.

Toutes ces roches sont affectées par un phénomène de « granitisation » identique à celui qui affecte les tonalites de la Suite de Favard (Afav1). Cette « granitisation », qui représente entre 5 et 35 % du volume de l'affleurement, se manifeste par la présence d'une phase granitique aux contacts diffus et graduels. Les roches de l'unité Acou2 ont une teinte gris pâle légèrement rosée et une granulométrie qui varie de moyenne à grossière. Elles possèdent une susceptibilité magnétique élevée. Ces roches contiennent généralement une forte foliation marquée par l'alignement des amas centimétriques de minéraux mafiques étirés. Localement, elles ont un aspect massif.

En lames minces, la tonalite est constituée de plagioclase (45 à 75 %), de quartz (20 à 30 %), et de feldspath potassique dont la proportion varie en fonction du degré de « granitisation » de la roche. Elle contient de 10 à 20 % de minéraux ferromagnésiens représentés par de la biotite brune ou verte et par de la hornblende verte, en proportion égale ou dominée par la hornblende. La biotite est plus ou moins altérée en chlorite alors que la hornblende s'altère soit en chlorite, soit en un assemblage de chlorite, épidote et calcite. Une augmentation de l'altération des minéraux ferromagnésiens s'accompagne généralement d'une augmentation de la séricitisation du plagioclase. De la magnétite, de l'apatite, du sphène et de l'épidote sont souvent associés aux minéraux mafiques. Des petits grains de zircon se trouvent isolés ou en inclusions dans la biotite. Quelques échantillons contiennent des grains isolés d'allanite. Des textures de recristallisation du quartz ont été observées dans les échantillons provenant des secteurs plus déformés associés aux zones de failles régionales.

### **Complexe de Loups Marins (Alma)**

Le Complexe de Loups Marins a été défini dans la région des lacs des Loups Marins (Figure 1; Gosselin *et al.*, 2001) pour décrire un ensemble composé de roches

intrusives et métamorphiques à clinopyroxène et à orthopyroxène. Le Complexe a également été identifié dans les régions de Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et de Montrochand (Roy *et al.*, *en préparation*) (figure 1). Dans la région du lac à l'Eau Claire, les unités à clinopyroxène et à orthopyroxène sont composées surtout de roches intrusives, avec une faible proportion de roches métamorphiques. Pour ces raisons, il serait approprié d'utiliser le terme « suite » plutôt que « complexe » pour décrire ces roches. Toutefois, les roches intrusives à clinopyroxène et à orthopyroxène de cette région ont des caractéristiques pétrographiques similaires à celles du Complexe de Loups Marins des régions adjacentes. Dans ce rapport, nous conservons le terme de Complexe de Loups Marins. La problématique concernant la nomenclature de cette unité devra être traitée lors des travaux de synthèse régionale.

Dans la région du lac à l'Eau Claire, le Complexe de Loups Marins couvre une superficie importante de part et d'autre de la Zone de déformation de Nastapoca ainsi que dans la partie sud-est de la région, près du lac à l'Eau Claire (figure 2). Il comprend une unité à clinopyroxène (Alma1) et une unité à orthopyroxène (Alma2), similaires, en grande partie, à celles reconnues dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001), du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (Roy *et al.*, *en préparation*). En général, le Complexe de Loups Marins correspond à des secteurs de forte susceptibilité magnétique sur la carte régionale du champ magnétique total.

#### *Unité à clinopyroxène (Alma1)*

L'unité Alma1 a été nommée dans la région des lacs des Loups Marins (figure 1; Gosselin *et al.*, 2001). Par la suite, les travaux de Gosselin *et al.* (2002) dans la région du lac Bienville ont permis de subdiviser cette unité à clinopyroxène en trois sous-unités : 1) de tonalite (Alma1a); 2) de granodiorite (Alma1b); et 3) de granodiorite et granite mégaporphyrique (Alma1c). Toutes ces sous-unités sont présentes dans la région du lac à l'Eau Claire. Un échantillon de granite à clinopyroxène (Alma1c) de la région de Bienville a livré un âge de  $2709 \pm 2$  Ma alors qu'un échantillon de tonalite à clinopyroxène (Alma1a) de la région du lac à l'Eau Claire a donné un âge de  $2712 \pm 4$  Ma.

Outre le clinopyroxène omniprésent, les roches de l'unité à clinopyroxène (Alma1) possèdent certaines caractéristiques communes. Ces roches ont généralement une susceptibilité magnétique élevée. Elles contiennent une biotite de teinte rougeâtre et un plagioclase de teinte saumonée ou bourgogne qui donne à la roche un aspect rosé ou violacé. À plusieurs endroits, et principalement près des zones de contact entre les unités Alma1 et Alma2, les roches à clinopyroxène possèdent une teinte verdâtre attribuable à la couleur verte du plagioclase. Il est alors difficile de les distinguer des roches verdâtres à orthopyroxène de l'unité Alma2. Des enclaves d'amphibolite et de diorite finement

grenues ont été observées dans toutes les sous-unités à clinopyroxène. Ces enclaves, centimétriques à métriques, représentent généralement entre 1 et 10 % du volume total de la roche. Ce sont des roches foliées ayant une texture granoblastique bien développée.

#### *Tonalite et diorite à clinopyroxène (Alma1a)*

La sous-unité Alma1a occupe de grandes superficies dans la moitié nord de la région (figure 2). Elle représente la sous-unité à clinopyroxène la plus répandue à l'intérieur de l'unité Alma1. Cette sous-unité est constituée de tonalite et en moindre quantité de diorite et de diorite quartzifère. Toutes ces roches ont un aspect massif ou folié et une granulométrie moyenne à grossière. Elles contiennent entre 5 et 25 % de minéraux mafiques qui forment des amas centimétriques souvent allongés dans la foliation. La teinte de la roche, gris moyen, gris rosé, gris violacé ou gris verdâtre, est fonction de la couleur du plagioclase. Des cristaux de plagioclase de couleur saumoné ou bourgogne et de dimension millimétrique à centimétrique, sont caractéristiques de la sous-unité Alma1a.

Les tonalites de la sous-unité Alma1a sont principalement constituées de plagioclase (55 à 70 %) et de quartz (20 à 30 %). La proportion du feldspath potassique est généralement faible (0 à 5 %), sauf dans certains échantillons, où ce minéral représente près de 10 % du volume de la roche. Les cristaux de plagioclase sont peu à fortement altérés en séricite. Ils contiennent de fines inclusions rougeâtres qui semblent être à l'origine de la couleur saumonée ou bourgogne du plagioclase. Les textures antiperthitiques sont communes. Le quartz se présente en plages homogènes à extinction roulante, ou en mosaïques de petits grains autour des grains plus grossiers de plagioclase. Dans les roches plus déformées reliées à la Zone de déformation de Nastapoca, on observe une fabrique mylonitique. La tonalite renferme entre 3 et 10 % d'amas de minéraux mafiques constitués de biotite brun rougeâtre (2 à 9 %) partiellement chloritisée et, en moindre quantité, de clinopyroxène (1 à 2 %) plus ou moins altéré en hornblende. Certains échantillons contiennent aussi quelques cristaux de hornblende. Des petits grains xénomorphes de magnétite, pouvant représenter jusqu'à 1 % du volume de la roche, sont disséminés ou associés aux minéraux mafiques. Ils expliquent la susceptibilité magnétique élevée de la roche. L'épidote, l'allanite, le sphène, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires les plus communs. Les diorites et les diorites quartzifères de la sous-unité Alma1a renferment une proportion plus importante de minéraux mafiques (10 à 25 %) que la tonalite de cette sous-unité. Le clinopyroxène y est aussi plus abondant (3 à 10 %).

#### *Granodiorite à clinopyroxène (Alma1b)*

L'unité Alma1b est constituée de granodiorite à clinopyroxène. Elle occupe une petite superficie dans la moitié est

de la région, où elle forme des bandes d'extension restreintes (figure 2). La granodiorite de la sous-unité Alma1b a une apparence assez semblable à celle de la tonalite de la sous-unité Alma1a. Sa couleur, généralement gris violacé à gris rosâtre, varie localement en fonction de la teinte du plagioclase. Elle a un aspect massif ou folié et une granulométrie moyenne à grossière. Elle contient de 1 à 2 % de phénocristaux isolés de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur. Les minéraux ferromagnésiens (5 à 20 %) forment des amas centimétriques plus ou moins étirés dans la foliation.

La granodiorite est constituée de plagioclase (45 à 65 %), de quartz (20 à 35 %) et de feldspath potassique (10 à 20 %). Quelques rares échantillons ont une composition granitique avec 35 à 40 % de feldspath potassique. Les textures perthitiques et myrmékitiques sont communes. Comme dans le cas des tonalites de la sous-unité Alma1a, plusieurs cristaux de plagioclase contiennent de fines aiguilles rougeâtres qui semblent à l'origine de la teinte saumonée ou bourgogne du plagioclase. Le quartz se présente en plage homogène ou forme, dans les roches plus déformées, des plages de mosaïques de grains entre les cristaux de plagioclase et de feldspath potassique. La granodiorite contient entre 2 et 5 % de minéraux mafiques dominés par la biotite rougeâtre, avec une proportion moindre de clinopyroxène. Quelques cristaux de hornblende ont été observés dans certains échantillons. La roche renferme aussi un peu de magnétite, de sphène, d'apatite, d'allanite et de zircon.

#### *Granodiorite et monzodiorite à clinopyroxène et à texture porphyroïde (Alma1c)*

Les roches à texture porphyroïde de la sous-unité Alma1c forment des masses de dimension variable localisées dans la moitié est de la région (figure 2). Ces masses sont constituées principalement de granodiorite et, en moindre quantité, de monzodiorite et de monzodiorite quartzifère. Ces roches avaient été assignées initialement à la Suite de Lussay (Gosselin *et al.*, 2001) dans la région des lacs des Loups Marins. Les travaux de Gosselin *et al.* (2002) dans la région du lac Bienville, ont permis de modifier cette nomenclature et d'assigner les granodiorites à clinopyroxène et à texture porphyroïde au Complexe des Loups Marins. Étant donné qu'il semble y avoir une association spatiale entre les roches à clinopyroxène de l'unité Alma1 et les granodiorites à clinopyroxène et à texture porphyroïde, il est préférable d'inclure ces dernières dans le Complexe des Loups Marins (sous-unité Alma1c) plutôt que dans la Suite de Lussay.

Les granodiorites et monzodiorites possèdent une texture porphyroïde formée de 10 à 25 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur. Ces phénocristaux sont plus ou moins alignés dans la foliation. La roche est gris rosâtre, gris verdâtre ou brun verdâtre. Elle est généralement homogène et sa granulométrie varie de

moyenne à grossière. Elle possède une forte susceptibilité magnétique, comme toutes les autres roches du Complexe des Loups Marins. La roche est constituée de plagioclase (45 à 60 %), de quartz (5 à 25 %), et de feldspath potassique (10 à 30 %). Elle contient entre 5 et 20 % d'amas de minéraux mafiques constitués de biotite rouge (4 à 10 %), de clinopyroxène (1 à 4 %) et en moindre quantité de hornblende. On observe plus rarement de l'orthopyroxène altéré en serpentine, carbonate et talc. Des grains xénomorphes de magnétite (1 à 2 %) sont associés aux minéraux mafiques. La roche contient aussi des traces de zircon et d'apatite.

#### *Unité à orthopyroxène (Alma2)*

L'unité Alma2 a été introduite dans la région des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001). Des datations, réalisées sur des échantillons de diorite à hypersthène de l'unité Alma2 prélevés dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) et du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002), ont donné des résultats respectifs de  $2694 \pm 3$  Ma et  $2720 \pm 2$  Ma.

L'unité Alma2 occupe une superficie importante dans deux secteurs distincts de la région (figure 2). Le premier est localisé au nord de la Zone de déformation de Nastapoca, et le second est situé au sud de cette même zone de déformation, dans le secteur du lac à l'Eau Claire (figure 2). L'unité Alma2 est constituée d'enderbite, de diorite quartzifère à hypersthène, de diorite à hypersthène et, localement, d'un peu d'opdalite et de charnockite. Toutes ces roches possèdent une susceptibilité magnétique élevée. L'enderbite et les diorites ont une granulométrie fine à moyenne et leur aspect varie de massif (annexe, photo 3) à fortement folié. Elles ont une teinte verdâtre à brunâtre, généralement plus foncée pour les roches de composition intermédiaire, et leur surface d'altération est gris brunâtre à brun cassonade. Elles peuvent contenir des plagioclases bourgognes, principalement près des zones de contact avec l'unité Alma1. Les roches de l'unité Alma2 renferment entre 3 et 20 % de minéraux ferromagnésiens distribués en amas centimétriques subcirculaires ou étirés dans le plan de la foliation. Les minéraux mafiques sont plus abondants dans les diorites, où ils peuvent représenter jusqu'à 30 % du volume de la roche. Tous les assemblages lithologiques de l'unité Alma2 contiennent des enclaves généralement étirées dans le plan de la foliation. Ces enclaves ont une dimension qui varie de 5 cm à 1 m de longueur. Elles sont constituées d'amphibolite et de diorite foliées, de granulométrie fine et de couleur gris foncé à noirâtre. Ces roches contiennent de l'orthopyroxène et possèdent une texture granoblastique bien développée. Les enclaves représentent de 1 à 10 % du volume de l'affleurement. Cette proportion peut atteindre plus de 50 % par endroit. L'augmentation du pourcentage d'enclaves est souvent accompagnée d'une augmentation de la proportion de minéraux mafiques dans la roche.



En lames minces, les enderbites, les diorites quartzifères à hypersthène et les diorites à hypersthène de l'unité Alma2 sont constituées de plagioclase (55 à 80 %), de quartz (2 à 35 %) et de minéraux ferromagnésiens (3 à 30 %). Du feldspath potassique a été observé en faible quantité (<2 %) dans quelques échantillons. Les minéraux mafiques sont représentés par une proportion variable de biotite rouge (1 à 15 %), de clinopyroxène (1 à 10 %) et d'orthopyroxène (1 à 5 %) avec localement un peu de hornblende verte. L'orthopyroxène est légèrement à fortement altéré en talc, carbonate, serpentine et chlorite. Des grains xénomorphes de magnétite (1 à 3 %) sont généralement associés aux minéraux mafiques. L'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires les plus répandus. La roche possède une texture équi-granulaire plus ou moins bien définie, sauf dans les zones de déformation, où le quartz forme des mosaïques de grains recristallisés entre les cristaux de plagioclase.

### Suite de Desbergères (Adeb)

La Suite de Desbergères a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire une unité de granodiorite à biotite et hornblende. Par la suite, cette unité a été identifiée dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001), du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (Roy *et al.*, en préparation) (figure 1). Un âge U-Pb de 2683  $\pm$  4/-2 Ma a été obtenu dans la région de Maricourt et des âges de 2714  $\pm$  12 Ma et 2711  $\pm$  4 Ma ont été obtenus dans les régions des lacs des Loups Marins et du lac à l'Eau Claire respectivement. Simard *et al.* (2001) ont mentionné qu'il existe un lien étroit entre la présence des granites et des granodiorites de la Suite de Desbergères et l'intensité de la « granitisation » qui affecte les unités tonalitiques de cette région. Cette relation a aussi été observée dans toutes les autres régions où la Suite de Desbergères a été identifiée.

Dans la région du lac à l'Eau Claire la Suite de Desbergères a été subdivisée en deux unités. La première est constituée principalement de granodiorite et granite à biotite-hornblende (Adeb1) et la seconde se compose de granite et de granodiorite à biotite (Adeb2). Ces deux unités occupent une superficie importante de la région, principalement dans le secteur localisé au sud de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 2).

#### Granodiorite et granite à biotite-hornblende (Adeb1)

L'unité Adeb1 est constituée de granodiorite et de granite à biotite-hornblende d'aspect massif à légèrement folié. La granodiorite constitue la lithologie dominante. La granodiorite et le granite ont une granulométrie moyenne à grossière et possèdent une couleur variant de gris rosâtre à rose pâle. Ils contiennent entre 2 et 15 % d'amas centimétriques de minéraux mafiques. Ces roches possèdent une susceptibilité magnétique élevée attribuable à la présence de grains

de magnétite associés aux minéraux mafiques. Les phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur sont communs, quoique leur proportion est généralement inférieure à 5 %. Localement, la roche montre une texture porphyroïde avec plus de 25 % de ces phénocristaux. Des enclaves sont distribuées de façon hétérogène à l'intérieur de l'unité. Plusieurs secteurs en sont complètement dépourvus, alors qu'ailleurs, elles constituent entre 10 et 20 % de l'affleurement. Il s'agit d'enclaves centimétriques à métriques composées principalement d'amphibolite et de diorite foliées à grains fins, possédant une texture grano-blastique bien développée.

La granodiorite et le granite de l'unité Adeb1 sont constitués de 30 à 65 % de plagioclase, de 20 à 30 % de quartz et de 10 à 35 % de feldspath potassique. La proportion des minéraux mafiques varie de 2 à 15 %. Ces minéraux forment des amas constitués de biotite brune ou verte et de hornblende verte, en proportion égale ou dominée par la biotite. L'altération des minéraux mafiques varie d'un échantillon à l'autre. La biotite s'altère en chlorite et la hornblende en chlorite ou en chlorite-épidote-calcite. L'altération intense des minéraux mafiques s'accompagne généralement d'une forte séricitisation des cristaux de plagioclase. La magnétite, le sphène, l'allanite, l'épidote, le zircon et l'apatite sont les minéraux accessoires les plus répandus. Ils sont souvent associés aux amas de minéraux mafiques. Les roches de cette unité contiennent des textures myrmécitiques, perthitiques et antiperthitiques. Les textures de recristallisation, formant des mosaïques de petits grains de quartz, ont été observées dans les roches les plus déformées, notamment le long de la Zone de déformation de Nastapoca et dans l'extrémité ouest de la région, près du contact avec les roches protérozoïques.

#### Granodiorite, granite et monzodiorite à biotite-hornblende et à texture porphyroïde (Adeb1a)

Les roches à texture porphyroïde de la sous-unité Adeb1a se trouvent en contact graduel avec les granodiorites et les granites de l'unité Adeb1. Outre la texture porphyroïde, les roches de la sous-unité Adeb1a ont généralement des compositions et des caractéristiques pétrographiques similaires aux granodiorites et aux granites de l'unité Adeb1. Les roches à texture porphyroïde ont une composition de granodiorite et plus rarement de granite ou de monzodiorite. Leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Ces roches contiennent entre 15 et 35 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Elles possèdent une susceptibilité magnétique élevée. Les amas centimétriques de minéraux mafiques représentent entre 8 et 10 % du volume total de la roche. Ils sont constitués de biotite brune ou verte et de hornblende verte en proportion à peu près égale. Des grains de magnétite et quelques cristaux de sphène et d'apatite sont associés aux minéraux mafiques. Les roches à texture porphyroïde sont homogènes. Elles contiennent de rares enclaves décimétriques

composées de diorite foliée à granulométrie fine et à texture granoblastique.

### *Granite et granodiorite à biotite (Adeb2)*

L'unité Adeb2 est constituée de granite et de granodiorite à biotite qui sont difficilement distinguables sur le terrain. Toutefois, la coloration des feldspaths potassiques, l'étude des lames minces et les résultats d'analyses lithogéochimiques ont permis de déterminer que la composition granitique domine largement. Il s'agit de roches à granulométrie moyenne à grossière et dont la couleur varie de gris rosâtre à rose pâle. À plusieurs endroits, elles possèdent une teinte gris blanchâtre. Dans ces cas, il est difficile de les distinguer des unités tonalitiques en raison de la couleur blanchâtre des feldspaths potassiques. Le granite et la granodiorite sont massifs ou faiblement foliés sauf dans les zones de déformation reliées aux failles régionales, où l'on observe des textures mylonitiques et cataclastiques. Les roches de l'unité Adeb2 contiennent entre 3 et 8 % de grains de biotite disséminés dans la roche ou regroupés en amas. Des phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur sont communs et représentent généralement moins de 5 % du volume total de la roche. À certains endroits, le granite et la granodiorite se trouvent en contact graduel avec des zones plus riches en phénocristaux (plus de 25 %). Le granite et la granodiorite de l'unité Adeb2 contiennent une proportion variable de vestiges de tonalite à biotite blanchâtre (annexe, photo 4) semblable à la tonalite de la Suite de Favard. Il s'agit d'amas ou de lentilles de matériel tonalitique aux contacts nébuleux et diffus, de quelques centimètres à quelques mètres de longueur, qui donnent souvent un aspect hétérogène à l'affleurement. Les enclaves, composées d'amphibolite, de diorite, d'un peu de gabbro et, plus rarement, de roches ultramafiques, représentent généralement moins de 2 % du total de l'affleurement. Localement, leur proportion peut atteindre jusqu'à 15 %. Elles sont de dimension centimétrique à métrique et sont généralement étirées dans le plan de la foliation régionale. Ces enclaves sont foliées ou rubanées, de granulométrie fine à moyenne, et possèdent une texture granoblastique. On observe une augmentation de la proportion des minéraux mafiques dans le granite en bordure des enclaves. L'aspect du granite et de la granodiorite peut varier rapidement d'homogène à hétérogène à cause de l'augmentation de la proportion des enclaves et des restites de tonalite.

En lames minces, la roche est composée de plagioclase (15 à 60 %), de quartz (20 à 35 %) et de feldspath potassique (15 à 60 %). Les textures myrmékites, perthitiques et antiperthitiques sont fréquentes. La roche contient moins de 5 % de minéraux mafiques représentés par de la biotite brune ou verte partiellement à complètement chloritisée. La biotite se présente en feuillets isolés ou en amas avec un peu d'épidote et des minéraux opaques. Plusieurs échantillons contiennent quelques gros cristaux de sphène et

d'allanite. L'apatite, le zircon et la muscovite sont les autres minéraux accessoires. Les granites et les granodiorites possèdent une granulométrie moyenne et une texture équi-granulaire. Dans les secteurs plus déformés, le quartz est recristallisé et forme une mosaïque de petits grains autour des grains plus grossiers de plagioclase et de feldspath potassique. Cette texture de recristallisation est particulièrement abondante dans la partie sud-ouest de la région où se trouve la Zone de déformation de Lamain (figure 7). Elle s'accompagne généralement d'une forte chloritisation de la biotite et d'une séricitisation intense du plagioclase.

### *Granite et granodiorite à biotite et à texture porphyroïde (Adeb2a)*

De nombreuses intrusions de granite et granodiorite à biotite et à texture porphyroïde ont été observées en contact graduel avec l'unité Adeb2 de la Suite de Desbergères. Celles dont la superficie permet de les représenter sur la carte géologique ont été incluses dans la sous-unité Adeb2a. Elles sont toutes situées dans la partie nord-ouest de la région (figure 2). La composition des roches à texture porphyroïde (Adeb2a) est principalement granitique. La texture porphyroïde se manifeste par la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. La proportion des phénocristaux varie de 20 à 35 %. Localement, cette proportion peut atteindre plus de 50 %. Les roches à texture porphyroïde sont massives ou faiblement foliées. Elles ont une susceptibilité magnétique un peu plus élevée que les granites et granodiorites de l'unité Adeb2. En général, les roches à texture porphyroïde sont homogènes et elles contiennent peu d'enclaves et de restites de tonalite.

Tous les échantillons observés en lames minces ont une composition granitique. Ils sont constitués de 25 à 40 % de quartz, de 20 à 25 % de plagioclase et de 35 à 45 % de feldspath potassique. Ils contiennent également moins de 3 % d'amas de minéraux mafiques, constitués de biotite brune ou verte faiblement chloritisée, auxquels sont associés de la magnétite, du sphène, de l'allanite, de l'épidote et de l'apatite en quantité mineure. Les textures myrmékites et perthitiques sont fréquentes. Tous les échantillons montrent une texture de recristallisation du quartz, d'intensité variable, attribuable à l'influence plus ou moins marquée de la Zone de déformation de Nastapoca.

### *Suite de Qullinaaraaluk (Aluk)*

La Suite de Qullinaaraaluk (Aluk) a été instaurée plus au nord dans la région du lac Vernon (Parent *et al.*, 2002a) pour décrire une série d'intrusions tardives de composition mafique à ultramafique. Elle a aussi été reconnue à l'ouest de cette dernière région, dans le secteur de la rivière Innuksuac (Simard *et al.*, 2003). La découverte en 2000 d'une importante zone minéralisée en Ni-Cu-Co-EGP, incluse dans une intrusion ultramafique de cette suite, en a

révéla le potentiel économique. Cet indice est localisé près du lac Qullinaaraaluk (SNRC 34G; Parent *et al.*, 2002a; Labbé *et al.*, 2000), au nord de la région étudiée.

Dans la région du lac à l'Eau Claire, la Suite de Qullinaaraaluk a été subdivisée en deux unités afin de distinguer les faciès mafiques des faciès constitués surtout de roches ultramafiques. La première unité est composée principalement d'intrusions de composition ultramafique (Aluk1) auxquelles sont généralement associées quelques intrusions de composition mafique. La seconde unité comprend exclusivement des intrusions de composition mafique (Aluk2) similaires à celles de l'unité Aluk1. Une datation U/Pb réalisée sur un échantillon de gabbro leucocrate de l'unité Aluk1 a donné un âge de  $2700 \pm 3$  Ma.

Les intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk1 et Aluk2) sont passablement répandues dans la région (figure 2). Il s'agit de petites intrusions homogènes d'extension limitée et d'aspect massif. Elles sont communément recoupées par des injections blanchâtres de composition tonalitique ou granitique, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, qui confèrent à la roche un aspect bréchique (annexe, photo 5). Plusieurs de ces intrusions sont localisées en bordure de la Zone de déformation de Nastapoca ainsi qu'à proximité du lac à l'Eau Claire (figure 2).

#### ***Intrusions ultramafiques (Aluk1)***

Les intrusions ultramafiques sont constituées de hornblendite et de pyroxénite avec un peu de péridotite. Les roches ont une couleur vert foncé ou gris noirâtre et une surface d'altération gris brunâtre à brun foncé. Elles ont une granulométrie moyenne à grossière, et plusieurs intrusions montrent des textures de cumulat. La roche contient régulièrement de 5 à 15 % de phénocristaux de hornblende (1 à 3 cm) donnant une apparence tachetée à la roche. L'unité Aluk1 comprend aussi des gabbros et des gabbro-norites en contact net ou graduel avec les roches ultramafiques, de sorte que certains de ces plutons pourraient représenter des intrusions différenciées mafiques à ultramafiques. Ces gabbros et gabbro-norites sont semblables à ceux de l'unité Aluk2.

En lames minces, la hornblendite est une roche hétérogranulaire constituée principalement de hornblende verte dont certains cristaux poecilitiques sont de taille centimétrique. Elle contient aussi du clinopyroxène (<10 %) remplacé partiellement par de la hornblende verte, un peu de biotite brune (<5 %) partiellement à fortement chloritisée ainsi qu'une faible proportion de plagioclase interstitiel (<5 %). De l'orthopyroxène fortement à complètement altéré en talc, serpentine, carbonate, chlorite et magnétite a été observé dans quelques échantillons. La magnétite et la pyrite sont les principaux minéraux accessoires. Le zircon se trouve en quantité mineure. La pyroxénite se compose de pyroxènes (50 à 85 %), de hornblende verte (10 à 40 %) et de plagioclase interstitiel (<5 %). Les pyroxènes sont

représentés par des proportions variables de clinopyroxène et d'orthopyroxène avec une prédominance du clinopyroxène. L'orthopyroxène est frais ou légèrement altéré en serpentine et en talc. Le clinopyroxène est partiellement ou totalement remplacé par de la hornblende verte. La hornblende se présente aussi sous forme de grains xénomorphes entre les grains de pyroxène ou encore sous forme de gros cristaux poecilitiques. La roche contient quelques feuillets de biotite ou de phlogopite rougeâtre. La magnétite représente jusqu'à 1 % du total de la roche. Plusieurs échantillons de roches ultramafiques de l'unité Aluk1 contiennent une texture granoblastique partielle et peu développée témoignant d'un début de recristallisation.

#### ***Intrusions mafiques (Aluk2)***

Les intrusions mafiques sont constituées de gabbro et de gabbro-norite, leucocrates à mélanocrates et de granulométrie moyenne à grossière. La roche a une couleur gris verdâtre à gris noirâtre avec une surface d'altération gris brunâtre, gris verdâtre ou gris blanchâtre. Tout comme les roches ultramafiques, les gabbros et les gabbro-norites peuvent contenir entre 5 et 15 % de phénocristaux de hornblende verte, de 1 à 3 cm de longueur, qui donnent un aspect tacheté à la roche.

L'étude pétrographique dévoile une diversité de composition pour les intrusions mafiques de l'unité Aluk2, et ce malgré des caractéristiques similaires sur le terrain. L'unité comprend plusieurs types de gabbro soit, à hornblende-biotite, à hornblende-biotite-clinopyroxène, à hornblende-biotite-clinopyroxène-orthopyroxène et à clinopyroxène-orthopyroxène-biotite. Tous ces gabbros contiennent du plagioclase (30 à 70 %) variablement séricitisé. La biotite est rougeâtre et peu altérée. Par contre, les pyroxènes sont généralement instables. L'orthopyroxène est partiellement à fortement altéré en talc, serpentine, carbonate et chlorite et le clinopyroxène est partiellement à complètement remplacé par la hornblende verte. La proportion de magnétite varie d'un échantillon à l'autre et peut atteindre jusqu'à 3 % du volume total de la roche. Cette diversité pétrographique suggère que la Suite de Qullinaaraaluk pourrait contenir des intrusions mafiques appartenant à différents cortèges magmatiques. Toutefois, des études supplémentaires seraient nécessaires afin de caractériser les différents types de gabbro de cette unité. À l'instar des roches ultramafiques de l'unité Aluk1, les différents gabbros de l'unité Aluk2 contiennent fréquemment une texture granoblastique partiellement développée.

#### **Syénite de Bourdel (nouvelle unité, Abol)**

Une intrusion de syénite à néphéline d'environ 6 km de longueur, la Syénite de Bourdel (Abol), a été observée dans le secteur du lac Bourdel, dans la partie nord-est de la région (figure 2). Il s'agit d'une roche homogène, à granulométrie moyenne à grossière possédant une foliation

magmatique bien développée. Les cristaux de néphéline, de 0,5 à 2 cm de diamètre, ont une teinte d'altération gris moyen et apparaissent en relief positif sur la surface de la roche. Ceci produit un aspect moucheté sur la surface blanchâtre de la syénite (annexe, photo 6). La roche contient entre 5 et 10 % de feuillettes de biotite millimétriques à centimétriques bien alignés selon la foliation magmatique. La susceptibilité magnétique de la roche est élevée.

Un seul échantillon a été observé en lame mince. Il s'agit d'une monzosyénite à néphéline constituée de 35 % de néphéline, de 15 % de plagioclase (albite) et de 45 % de grains de feldspath potassique montrant une forte exsolution d'albite. La roche contient aussi 5 % de feuillettes de biotite brune non altérée, alignés dans la foliation primaire. On observe également des petits grains subarrondis de carbonate disséminés dans l'échantillon. Lorsqu'ils sont en contact avec la néphéline, les grains de carbonate montrent une couronne de réaction formée de cancrinite à texture radiale. L'apatite, le zircon et l'allanite sont les minéraux accessoires.

### Protérozoïque

Les roches d'âge Protérozoïque sont représentées par deux séquences volcano-sédimentaires ainsi que par plusieurs dykes étroits de diabase qui coupent les roches archéennes. Les roches volcano-sédimentaires appartiennent aux groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka (Chandler, 1988), tous deux localisés à l'extrémité occidentale de la région, près de la Baie d'Hudson. Ces roches, faiblement pentées vers l'ouest, forment de magnifiques cuestas sur la rive ouest du lac Guillaume-Delisle (voir photo de la page couverture). La mise en place de ces unités a été contrôlée par l'ouverture du Graben de Richmond Gulf d'âge Aphézien (Chandler et Schwarz, 1980 et Chandler, 1988). Les roches volcano-sédimentaires protérozoïques de la région n'ont pas fait l'objet de travaux détaillés lors de ce levé géologique. Ainsi, les informations qui suivent sont tirées des travaux de Chandler (1988).

#### Groupe de Richmond Gulf (pPgr)

Le Groupe de Richmond Gulf occupe une superficie importante dans la partie sud-ouest de la région (figure 2). Il est constitué de roches volcano-sédimentaires en contact de faille ou de discordance angulaire avec les roches archéennes. Ce groupe se compose de trois formations (non identifiées sur la carte géologique qui accompagne ce rapport) soit, de la base au sommet : la Formation arkosique de Pachi, la Formation basaltique de Persillon et la Formation arkosique de Qingaaluk (Chandler, 1988). La Formation de Pachi a une épaisseur qui varie de 0 à 500 mètres. Elle est constituée principalement de grès arkosique à stratification oblique. Elle comprend aussi un peu de conglomérat et de grès rouge à sa base ainsi que des unités ponctuelles de grès et pélite finement stratifiés d'origine lacustre. La Formation de Persillon, dont l'épais-

seur peut atteindre 70 mètres, se compose de plusieurs coulées subaériennes de basalte. Les coulées ont une base massive, amygdalaire ou plus rarement coussinée, et un sommet amygdalaire. La couleur du basalte, généralement noire ou verte, devient rougeâtre dans la partie supérieure de l'unité. Le basalte est surmonté par un conglomérat d'environ un mètre d'épaisseur qui constitue la base de la Formation de Qingaaluk. Outre le conglomérat de base, cette dernière formation est constituée d'une unité de grès et de mudstone rouge, d'une unité d'arkose rouge, de coulées basaltiques subaériennes à joints en colonnes et d'une unité supérieure de grès gris. L'ensemble de la Formation de Qingaaluk a une épaisseur de plus de 500 mètres. Selon Chandler (1988), les roches du Groupe de Richmond Gulf se seraient déposées dans un milieu de plaine alluviale comprenant quelques collines et des lacs peu profonds. Les paléocourants suggèrent un transport des sédiments d'ouest en est. Le Groupe de Richmond Gulf contient aussi une unité mafique intrusive, le Filon-couche de Wiachuan, qui s'injecte principalement au niveau de la Formation de Pachi. Il s'agit d'un gabbro très finement grenu dont les caractéristiques pétrographiques sont assez semblables à certains horizons plus grossiers de basalte de la Formation de Persillon.

#### Groupe de Nastapoka (pPns)

Le Groupe de Nastapoka est localisé à l'extrémité ouest de la région, en bordure de la Baie d'Hudson (figure 2). Il est constitué d'une séquence volcano-sédimentaire peu épaisse (0 à 160 m) qui repose en discordance angulaire sur le Groupe de Richmond Gulf et sur les roches d'âge Archéen. La séquence de roches sédimentaires du Groupe de Nastapoka comprend des faciès très variés qui témoignent d'une transgression marine (Chandler, 1988). Cette séquence a été subdivisée en 9 membres informels par Chandler (1988). La base de la séquence est constituée de conglomérats, de séquences rythmiques de turbidites carbonatées et d'une arénite quartzitique à stratification oblique. Ces roches sont surmontées par plusieurs unités carbonatées formées de tapis d'algues contenant entre autres des horizons stromatolitiques, des oolithes, des dunes sous-marines oolithiques et des brèches à laminites. La séquence comprend plusieurs horizons stromatolitiques fortement pyriteux, dont le mieux développé est bréchifié et contient une minéralisation plombifère et zincifère. Les roches carbonatées sont chapeautées par un grès quartzueux ou feldspathique à stratification oblique. La partie supérieure du Groupe de Nastapoka est constituée de coulées de basalte en colonnes concordantes sur la séquence sédimentaire.

#### Dykes de diabase

Les dykes de diabase protérozoïques coupent les unités archéennes dans plusieurs affleurements de la région du lac à l'Eau Claire. Ils sont particulièrement abondants dans

le secteur SW de la carte, près des séquences protérozoïques des groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka. Toutefois, la taille de ces corps, trop petite, ne permet pas de les représenter sur la carte géologique à l'échelle du 1 : 250 000.

Les dykes de diabase de la région du lac à l'Eau Claire ont deux orientations principales, soit : une orientation E-W à WNW-ESE et une orientation N-S à NNW-SSE (Figure 3). On observe également une troisième orientation, NW-SE, beaucoup moins importante. Les deux dernières orientations correspondent respectivement à celles des essaims de Maguire (env. 2230 Ma) et de Minto (1998 ± 2 Ma) étudiés par Buchan *et al.* (1998) le long de la rivière aux Feuilles. Toutefois, l'association des dykes de diabase de la région du lac à l'Eau Claire avec ces deux essaims reste à établir. L'orientation E-W à WNW-ESE, quant à elle, ne semble associée à aucun essaim connu ailleurs dans le nord-est de la Province du Supérieur. Il s'agit d'un nouvel essaim, l'Essaim de Richmond, concentré dans le prolongement des principaux fossés d'effondrement (E-W) associés au Graben de Richmond Gulf.

Les dykes E-W à WNW-ESE sont les plus répandus et se trouvent un peu partout dans la région. Les dykes N-S à NNW-SSE sont principalement localisés dans la bordure orientale du bassin protérozoïque entourant le lac Guillaume-Delisle dans la partie ouest de la région. Enfin, les dykes NW-SE ont été observés localement. Près d'une cinquantaine d'échantillons de dykes de diabase, représentant les trois orientations, ont fait l'objet d'une étude pétrographique ou ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces. Toutefois, les observations recueillies sur le terrain, l'étude pétrographique et la lithogéochimie (voir chapitre Lithogéochimie) n'ont pas permis pour l'instant de différencier les dykes en fonction de leur orientation.

Les dykes de diabase de la région du lac à l'Eau Claire ont une épaisseur qui varie de 10 cm à plus de 30 m. Ils sont généralement aphanitiques, à grains fins ou à grains moyens et possèdent une couleur gris-vert foncé à noir. Leur susceptibilité magnétique varie de faible à forte. Certains dykes, plus grossiers, ont une couleur vert pâle et sont fortement magnétiques. En lames minces, les dykes aphanitiques et à grains fins sont constitués de fines lattes maclées de plagioclase et de microporphyles (5-20 %) millimétriques de plagioclase séricitisé qui baignent dans une matrice fine constituée de minéraux mafiques, souvent chloritisés. On observe aussi des amygdules (1-3 %) arrondies, remplies de matériel verdâtre chloritisé. Des traces d'épidote se superposent au plagioclase. Ces dykes contiennent également des grains d'oxydes (magnétite, ilménite, hématite) et de sphène finement disséminés et, plus rarement, des traces de sulfures. Les dykes à granulométrie plus grossière montrent une texture ophitique à subophitique constituée de plagioclase frais et de pyroxènes. Certains dykes sont séricitisés et carbonatisés. Ces altérations s'accompagnent d'un remplacement des pyroxènes par de l'amphibole et de la chlorite et d'une saussuritisation du plagioclase.

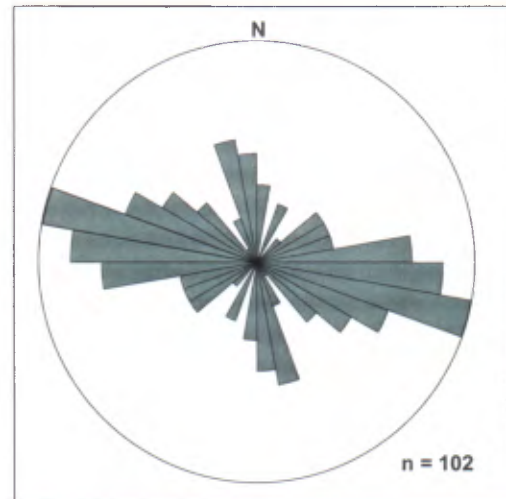


FIGURE 3 - Projection stéréographique des dykes de diabase de la région du lac à l'Eau Claire (n = nombre de mesures).

Les dykes de diabase de la partie ouest de la région du lac à l'Eau Claire ont été comparés aux roches volcaniques du Groupe de Richmond Gulf par Labbé et Lacoste (*en préparation*). Selon ces auteurs, la majorité des dykes de ce secteur sont géochimiquement et pétrographiquement semblables aux volcanites du Groupe de Richmond Gulf, suggérant qu'ils puissent leur être génétiquement liés.

## Pennsylvanien

### Complexe du lac à l'Eau Claire (Plec)

Les deux dépressions subarrondies, formant les sections est et ouest du lac à l'Eau Claire, sont le résultat d'un impact météoritique double (Beals *et al.*, 1956, 1960). Les vestiges de cet impact se trouvent sur l'anneau d'îles localisé au centre de la section ouest du lac à l'Eau Claire (figure 2). On y trouve un ensemble de roches allochtones, déplacé lors de l'impact, qui forme un dépôt dont l'épaisseur avant érosion est estimée à 160 mètres (Rondot *et al.*, 1993). Ces roches résultant d'impact ont été datées selon trois méthodes, K-Ar (Bostock, 1969), Rb-Sr (Reimold *et al.*, 1981) et Ar-Ar (Bottomley *et al.*, 1990). Les résultats ont donné des âges Pennsylvanien autour de 280 Ma. Rondot *et al.* (1993) ont fait une étude détaillée des roches localisées sur les îles de la section ouest du lac à l'Eau Claire. Les descriptions qui suivent sont tirées de leurs travaux. Plus récemment, une étude a été entreprise sur les différentes unités lithologiques localisées sur ces mêmes îles dans le cadre d'un projet de fin d'étude à l'Université Laval (Guilmette *et al.*, 2001).

Sur toutes les îles du lac à l'Eau Claire les roches d'âge Pennsylvanien reposent sur un soubassement archéen variablement fracturé. La présence de maskelynite (plagioclase vitrifié) dans les roches archéennes témoigne d'un métamorphisme de choc élevé dont les pressions ont atteint

entre 25 à 30 GPa (1GPa = un million de kilopascals) au centre de l'impact. À divers endroits, les roches archéennes sont recoupées par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque qui ont également subi les effets du métamorphisme de choc. Des calcaires ordoviciens ont été observés en enclaves dans les impactites et sous forme de blocs isolés non métamorphisés et non altérés dans les dépôts meubles des îles. La présence de ces calcaires suggère qu'il y avait probablement une couverture partielle de roches ordoviciennes au moment de l'impact.

Le dépôt de roches allochtones pennsylvaniennes formé par l'impact a été divisé en quatre unités informelles par Rondot *et al.* (1993), soit : la brèche de base, les dykes d'impactite et de mylolisthénite, l'impact-ignimbrite et l'impactite. La brèche de base (0 à 30 m) est composée de 80 % de fragments de roches (1 mm à 1 m) et de minéraux mal cimentés par une matrice argileuse. Un pour cent de ces fragments sont formés de blocs de socle archéen de 1 à 10 m de diamètre. Le socle archéen et la brèche d'impact sont recoupés par des dykes d'impactite rouge brique, centimétriques à décimétriques, constitués de matériel cryptocristallin dans lequel baigne une faible proportion de fragments de petite taille. Un dyke bréchique gris ou verdâtre appelé mylolisthénite, beaucoup moins répandu, a été identifié dans une carotte de sondage. La brèche de base est surmontée par une couche subhorizontale de 18 à 20 m d'impact-ignimbrite. Celle-ci est constituée d'une brèche dont les fragments (20 %) sont soudés par du matériel fondu. Son aspect rappelle celui des ignimbrites des roches volcaniques. L'impactite, en contact net sur l'impact-ignimbrite, se compose de moins de 10 % de fragments qui baignent dans une matrice cristalline pourpre, beige ou grise. Celle-ci a une granulométrie fine à moyenne et possède une texture diabasique ou subophitique. Cette roche est assez semblable à une diabase ou à une roche intrusive. L'impactite, exposée sur 85 mètres, représente la partie sommitale partiellement érodée de la séquence de roches pennsylvaniennes.

## GÉOCHRONOLOGIE

Une étude géochronologique a été entreprise de façon complémentaire au levé géologique de la région du lac à L'Eau Claire. À cette fin, six échantillons provenant de différentes unités stratigraphiques ont été prélevés (figure 2). Ils ont été analysés pour les isotopes de l'uranium et du plomb dans les laboratoires du GEOTOP-UQAM-McGill selon deux méthodes, soit par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (TIMS), soit par ablation laser *in situ* et spectrométrie de masse par ionisation au plasma et multicollection (LA-ICP-MC-MS). Les résultats des datations sont présentés au tableau 1.

### Complexe de Melvin – roche felsique de la Ceinture de Natwakupaw (Amell)

Une roche felsique à grains fins (Amell), représentant vraisemblablement une lave ou un tuf, a été prélevée à l'intérieur de la Ceinture de Natwakupaw (site 1, figure 2 et tableau 1). Cette ceinture forme une bande allongée localisée dans la Zone de déformation de Nastapoca. Les analyses isotopiques par ablation laser (LA-ICP-MC-MS) effectuées sur une vingtaine de zircons ont permis d'établir un âge de mise en place de  $2741 \pm 4$  Ma. L'échantillon contient aussi des xénoctaux hérités d'une source plus ancienne dont l'âge semble se situer à env. 2,78-2,80 Ga. Jusqu'à maintenant aucun âge similaire à ce  $2741 \pm 4$  Ma n'a été trouvé dans les autres bandes volcaniques de la partie NE de la Province du Supérieur. Cet âge correspond généralement à un événement de mise en place de certaines unités tonalitiques, présentes dans la moitié sud de l'ensemble du territoire couvert par le projet Grand-Nord. En comparaison, la séquence volcanique la plus rapprochée, appartenant au Complexe de Dupire de la région de Nedlouc (Parent *et al.*, 2000), a livré un âge de  $2787 \pm 4$  Ma sur un échantillon de tuf felsique.

### Suite de Favard (Afav)

Les leucotonalites de la Suite de Favard ont été datées à différents endroits au cours des dernières années. Deux échantillons de trondhjémite provenant des régions du lac Gayot et de Maricourt ont livré respectivement des âges de cristallisation de 2,73 Ga (Gosselin et Simard, 2000) et  $2749 \pm 4$  Ma (Simard *et al.* 2001). Un échantillon de trondhjémite « granitisée » prélevé dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) a livré un âge de  $2741 \pm 4$  Ma, interprété comme celui de la mise en place de la trondhjémite, et un âge plus jeune de  $2713 \pm 2$  Ma correspondant à l'âge de cristallisation de la phase granitique associée au phénomène de « granitisation ». Ces différents résultats semblent indiquer que les leucotonalites et la trondhjémite de la Suite de Favard se seraient mises en place entre 2,73 Ga et  $2749 \pm 4$  Ma.

Un échantillon de leucotonalite à biotite assignée à l'unité Afav1 de la Suite de Favard a été prélevé dans la région du lac à L'Eau Claire. Cet échantillon provient d'une séquence de tonalite homogène située à l'intérieur de la Zone de déformation de Nastapoca, à quelques kilomètres au nord de la Ceinture volcano-sédimentaire de Natwakupaw (site 2, figure 2 et tableau 1). Les résultats d'analyse isotopique par ablation laser (LA-ICP-MC-MS) sur vingt cristaux automorphes à subautomorphes de zircon se groupent pour donner un âge imprécis de 3020-3040 Ma. Cet âge représente la meilleure estimation pour la mise en place de la leucotonalite. Ce résultat démontre que des leucotonalites anciennes possédant des caractéristiques identiques aux

**TABLEAU 1** - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région du lac à l'Eau Claire. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 2.

No. Site et méthode d'analyse	Localisation UTM (Nad83)	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Âge secondaire héritage	Lithologie
1 (LA-ICP-MC-MS)	494710 E 6284336 N	MP-02-1000	Amel1 Ceinture de Natwacupaw	2741±4 Ma	2,78-2,80 Ga	Roche volcanique felsique
2 (LA-ICP-MC-MS)	483152 E 6296515 N	DM-02-5027	Afav1	env. 3020-3040 Ma		Leucotonalite à biotite
3 (LA-ICP-MC-MS)	440006 E 6302915 N	GL-02-7037	Alma1a	2712±4 Ma	env. 2800 Ma et env. 2950 Ma	Tonalite à clinopyroxène et à plagioclase bourgogne
4 (LA-ICP-MC-MS)	479642 E 6223971 N	MP-02-1091	Adeb1	2711±4 Ma		Granodiorite à biotite - hornblende
5 (LA-ICP-MC-MS)	463899 E 6299089 N	MS-02-52	Aluk1	2700±3 Ma		Leucogabbro massif de l'indice Flipper
6 (TIMS)	544502 E 6219340 N	GR-02-6232	Abol	2675±1 Ma		Syénite à néphéline

Méthodes d'analyse isotopique U-Pb :

TIMS : dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique

LA-ICP-MC-MS : ablation laser *in situ* et spectrométrie de masse par ionisation au plasma et multicollection

leucotonalites de la Suite de Favard ont été incluses dans cette unité. Toutefois, les informations recueillies au cours du levé ne permettent pas pour l'instant de circonscrire l'étendue de ces tonalites plus anciennes.

### Complexe de Loups Marins – unités à clinopyroxène (Alma1a, Alma1b et Alma1c)

Deux datations ont été réalisées sur des échantillons de roches à clinopyroxène provenant des régions adjacentes à celle du lac à l'Eau Claire. Dans la région du lac Bienville, un granite assigné à la sous-unité Alma1b a livré un âge de 2709 ±2 Ma (Gosselin *et al.*, 2002). Dans la région des lacs des Loups Marins, une granodiorite porphyrique à clinopyroxène de la Suite de Lussay, équivalente à la sous-unité Alma1c, a livré un âge de 2713 ±3 Ma (Gosselin *et al.*, 2001). Plus au nord, dans la région du lac Vernon, une tonalite à clinopyroxène et à plagioclase bourgogne de la Suite de Qilalugalik, vraisemblablement équivalente à la sous-unité Alma1a du Complexe de Loups Marins, a donné un âge de cristallisation de 2709 ±3 Ma et un âge d'héritage de 2780 ±8 Ma provenant d'une lithologie plus ancienne (Parent *et al.*, 2002a). Ces résultats suggèrent que les roches à clinopyroxène appartenant au Complexe de Loups Marins ou à des unités équivalentes se sont toutes mises en place autour de 2710 Ma.

Dans la région du lac à l'Eau Claire, un échantillon de tonalite à clinopyroxène et à plagioclase bourgogne a été prélevé à l'intérieur de la sous-unité Alma1a du Complexe de Loups Marins (site 3, figure 2 et tableau 1). Les analyses isotopiques par ablation laser ont été effectuées à partir de 16 cristaux de zircon. Tous ces cristaux ont l'apparence

de prismes allongés et sont caractérisés par une structure interne causée par la zonation magmatique. Ils ont livré des âges 207Pb/206Pb qui se distribuent entre 2800 Ma et 2950 Ma. Cependant, l'analyse de 2 cristaux de zircon et d'une surcroissance, brun pâle et plus homogènes, a donné des âges identiques permettant d'établir un âge de cristallisation de 2712 ±4 Ma interprété comme celui de la mise en place de l'intrusion. Cet âge est équivalent aux autres résultats obtenus dans des échantillons provenant des unités à clinopyroxène des régions adjacentes.

### Suite de Desbergères (Adeb)

Les granodiorites de la Suite de Desbergères ont été datées dans les régions de Maricourt et des lacs des Loups Marins. Les analyses isotopiques U-Pb sur zircon ont donné des âges de cristallisation respectifs de 2683 +4/-2 Ma (Simard *et al.*, 2001) et 2714 ±12 Ma (Gosselin *et al.*, 2001).

Dans la région du lac à l'Eau Claire, un échantillon de granodiorite à biotite-hornblende de l'unité Adeb1 (site 4, figure 2 et tableau 1) a donné un âge de cristallisation de 2711 ±4 Ma semblable à celui de la région de Loups Marins. Ces résultats suggèrent que la mise en place des intrusions de composition granodioritique de la Suite de Desbergères s'est effectuée en plusieurs épisodes. À noter que l'âge obtenu dans la granodiorite de la Suite de Desbergères est équivalent à l'âge de la phase granitique (2713 ±2 Ma) contenue dans l'échantillon de tonalite « granitisée » de la Suite de Favard de la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002). Ce résultat supporte l'hypothèse qu'il puisse exister un lien entre la mise en place des plutons de la Suite de Desbergères et la granitisation régionale qui affecte les unités tonaliques.

## Suite de Qullinaaraaluk (Aluk)

Dans la région du lac à l'Eau Claire, une datation a été effectuée sur un échantillon de leucogabbro massif de la sous-unité Aluk1 de la Suite de Qullinaaraaluk, lequel provient de l'indice Flipper découvert par la compagnie d'exploration Falconbridge Nickel (site 5, figure 2 et tableau 1). Les zircons récupérés de cet échantillon sont constitués principalement de fragments limpides incolores à brun pâle. Quelques cristaux ressemblent à des prismes subautomorphes à l'intérieur desquels il est possible de distinguer une zonation magmatique. Les résultats d'analyses par ablation laser *in situ* (LA-ICP-MC-MS) sur 14 grains, pratiquement tous concordants, ont permis d'établir un âge de cristallisation de  $2700 \pm 3$  Ma. Cet âge semble relativement ancien pour ce type d'intrusions. En effet, Parent *et al.* (2002a), dans la région du lac Vernon, et Simard *et al.* (2003), dans celle de la rivière Innuksuac, considèrent les roches intrusives de la Suite de Qullinaaraaluk comme tardives en se basant principalement sur l'aspect massif et non déformé de ces intrusions. De plus, dans le secteur de l'indice de Qullinaaraaluk, Labbé *et al.* (2000) mentionnent qu'à certains endroits, l'axe principal des intrusions mafiques est à angle par rapport au grain structural suggérant que ces intrusions sont post-tectoniques. Il est donc possible que la Suite de Qullinaaraaluk groupe des intrusions mafiques et ultramafiques appartenant à des événements magmatiques d'âge différent.

## Syénite de Bourdel (Abol)

Un échantillon a été prélevé de l'intrusion de syénite à néphéline localisée dans le secteur du lac Bourdel (site 6, figure 2 et tableau 1), dans la partie nord-est de la région étudiée. La baddeleyite est un oxyde de zirconium ( $ZrO_2$ ) très caractéristique d'une lithologie de composition alcaline. Il représente un minéral primaire relié à la cristallisation magmatique. L'analyse par dilution isotopique (TIMS) de trois fractions de baddeleyite a donné des résultats concordants qui permettent d'établir un âge de mise en place de  $2675 \pm 1$  Ma. La Syénite de Bourdel est donc l'unité archéenne la plus jeune de la région du lac à l'Eau Claire.

## LITHOGÉOCHIMIE

La plupart des suites intrusives observées dans la région du lac à l'Eau Claire ont été identifiées antérieurement dans les régions avoisinantes (Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2001; Parent *et al.*, 2002a). Pour faciliter leur caractérisation lithogéochimique, les suites lithodémiques de la région du lac à l'Eau Claire ont été subdivisées en trois groupes, soit : 1) les roches

intrusives felsiques à intermédiaires; 2) les roches intrusives mafiques à ultramafiques et les roches volcaniques; et 3) les dykes de diabase.

Au total, 170 échantillons de roches provenant des différentes unités lithostratigraphiques ont été analysés pour les éléments majeurs et pour plusieurs éléments traces. Les analyses ont été effectuées chez Acme Analytical Laboratories de Vancouver par spectrométrie d'émission atomique par ionisation au plasma (ICP-ES; éléments majeurs et S, C, Ba, Ni, Sc, Sr, Y et Zr) et par spectrométrie de masse par ionisation au plasma (ICP-MS; Au, Ag, As, Ba, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Zn, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu). Les résultats de ces analyses ainsi que la localisation des échantillons sont disponibles au Ministère via la base de données du Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM). Les compositions moyenne, minimale et maximale des différentes unités lithodémiques sont présentées aux tableaux 2 et 3.

## Roches intrusives felsiques à intermédiaires

Selon la répartition des données analytiques au sein d'un diagramme de classification normatif (O'Connor, 1965), les roches appartenant aux suites tonalites de Favard (Afav1) et de Coursolles (Acou) se regroupent principalement dans le champ des tonalites (figure 4a; gauche). Les échantillons se trouvant dans le champ des granodiorites correspondent à des tonalites ayant subi les effets du phénomène de la « granitisation ». Les tonalites et diorites à clinopyroxène ainsi que les enderbites et les diorites à orthopyroxène, qui appartiennent respectivement aux unités Alma1 et Alma2 du Complexe de Loups Marins, se répartissent également dans le champ des tonalites, alors que les roches des unités Alma1b et Alma1c de ce même complexe se regroupent dans le champ des granodiorites (figure 4a; centre). Enfin, les roches de la Suite de Desbergères se positionnent principalement dans le champ des granodiorites pour l'unité Adeb1 et dans celui des granites pour l'unité Adeb2 (figure 4a; droite). Tel qu'illustré sur le diagramme de l'indice de saturation en alumine (figure 4b; Maniar et Piccoli, 1989), la majorité des roches intrusives felsiques possèdent une affinité peralumineuse. Les échantillons qui montrent une signature métalumineuse sont principalement de composition intermédiaire. Cette différence est expliquée par la plus grande quantité de minéraux ferromagnésiens riches en calcium (p. ex. clinopyroxène, hornblende) contenus dans les roches intermédiaires. À noter que de nombreux échantillons de l'unité de granite et de granodiorite à biotite de la Suite de Desbergères (Adeb2) se projettent dans le champ des roches métalumineuses, à la limite du champ des roches peralcalines. Ceci est attribuable à la proportion élevée d'orthose contenue dans ces roches tel qu'illustré à la figure 4a.



**TABEAU 2** - Composition moyenne, minimale et maximale des roches intrusives felsiques à intermédiaires de la région du lac à l'Eau Claire.

Roche Unité	Granite/granodiorite (Adeb1, Adeb2)		Leucotonalite (Afab1)		Tonalite (Acou2)		Diorite/diorite quartzifère (Acou1)		Tonalite/diorite (Alma1a)		Granodiorite (Alma1b, Alma1c)		Enderbite/diorite à OX (Alma2)	
n	43		10		8		3		7		4		5	
	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.
SiO <sub>2</sub> (%)	70,71	63,80-74,78	69,51	63,29-74,8	64,6	60,52-69,38	52,32	49,70-54,16	58,39	49,93-70,68	67,82	66,72-68,49	60,73	53,82-67,52
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,11-0,59	0,34	0,13-0,54	0,49	0,36-0,70	1,77	1,15-2,84	1,05	0,54-2,26	0,48	0,43-0,60	0,62	0,45-0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	13,03-16,20	15,34	13,43-19,93	15,88	14,39-16,79	16,15	14,06-18,10	16,84	15,51-18,82	15,34	14,97-15,74	17,02	15,06-18,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2,65	1,06-5,06	3,02	1,59-4,68	4,88	3,53-6,55	11,12	10,62-12,05	7,65	2,46-12,41	3,70	3,35-4,19	6,22	4,66-9,58
MnO	0,03	0,01-0,08	0,04	0,02-0,07	0,08	0,05-0,13	0,12	0,11-0,13	0,08	0,04-0,14	0,05	0,04-0,05	0,08	0,04-0,12
MgO	0,93	0,29-2,68	0,96	0,43-1,93	1,98	1,16-3,05	3,87	3,51-4,30	2,65	0,85-4,50	1,10	0,96-1,26	3,08	1,57-6,21
CaO	1,96	0,64-3,94	3,18	1,83-4,69	4,13	3,32-5,32	7,02	6,22-7,82	5,72	3,79-7,69	3,05	2,94-3,20	5,52	3,08-6,82
Na <sub>2</sub> O	3,41	2,53-4,08	4,5	3,57-5,98	4,11	3,51-4,62	3,57	3,45-3,75	4,15	3,38-4,46	3,70	3,46-4,06	4,04	3,32-4,71
K <sub>2</sub> O	4,22	2,80-6,12	1,71	0,80-3,00	2,2	1,43-3,03	1,66	0,96-2,34	1,76	1,17-2,39	3,34	2,76-3,74	1,57	0,88-2,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,01-0,24	0,09	0,01-0,17	0,16	0,08-0,23	0,50	0,38-0,63	0,47	0,10-1,02	0,17	0,13-0,27	0,30	0,09-0,82
Ba (ppm)	1015	469-2559	376	87-755	538	288-972	616	338-978	655	232-990	871	729-1235	663	330-813
Rb	135	86-263	66	36-113	97	50-137	75	23-135	69	41-98	101	67-131	44	10-64
Cs	1,1	0,1-4,4	0,8	0,3-2,6	1,1	0,2-2,1	0,4	0,2-0,8	0,5	0,1-1,1	0,3	0,1-0,5	0,1	0,1-0,2
Th	18,0	0,9-51,9	20,1	2,9-74,6	13	6,2-40,9	3,5	0,9-7,5	2,9	1,5-7,7	4,0	1,7-5,7	1,1	0,3-2,3
U	1,6	0,1-6,4	1,3	0,3-3,3	1,4	0,3-2,7	0,6	0,3-1,0	0,6	0,1-1,4	0,3	0,1-0,7	0,2	0,1-0,4
Ta	0,4	0,1-1,8	0,4	0,1-0,7	0,6	0,2-1,5	0,7	0,4-1,3	0,5	0,2-1,0	0,2	0,1-0,2	0,3	0,1-0,6
Nb	5,5	1,3-16,0	5,5	2,3-13,1	8,3	5,4-12,5	14,1	8,2-21,6	10,0	2,8-24,2	5,0	4,7-5,9	6,1	3,7-10,4
Sr	370	176-645	426	269-753	464	272-649	637	433-840	653	451-864	478	359-627	584	410-772
Zr	138	83-301	173	119-279	122	78-175	231	120-289	279	114-501	175	118-251	178	98-250
Hf	4,3	2,5-8,9	5	1,7-7,6	3,8	2,2-5,2	6,0	3,1-7,9	7,2	3,0-12,0	5,3	3,5-6,8	4,8	2,5-6,9
Y	8,7	1,5-29,2	8,8	2,0-18,6	18,3	8,5-32,8	27,9	24,4-30,6	20,6	4,9-40,7	8,6	7,0-10,5	13,5	5,9-18,9
La	39,2	7,0-85,0	41,9	10,0-83,5	33,9	18,2-50,4	43,0	28,9-60,9	49,9	22,0-78,9	44,4	29,4-70,7	39,2	17,2-66,7
Ce	69,7	10,4-147,6	73,2	17,2-148,7	63,7	43,5-92,6	98,4	66,9-135,6	103,2	38,9-182,1	79,1	53,4-130,5	75,1	30,8-139,0
Nd	24,5	3,2-55,4	26,8	7,1-48,0	30,7	21,5-38,8	54,4	42,6-67,6	52,5	14,8-105,0	31,2	22,5-52,5	33,6	12,0-65,3
Sm	3,6	0,5-9,4	3,7	1,2-6,6	5,5	3,4-8,4	10,9	9,4-12,0	9,1	2,4-18,1	4,8	3,6-7,9	5,7	2,1-10,2
Eu	0,8	0,4-1,5	0,9	0,4-1,6	1,1	0,7-1,6	2,4	1,9-2,7	1,8	0,8-3,8	1,1	0,9-1,6	1,3	0,7-1,9
Yb	0,8	0,2-2,6	0,8	0,3-1,7	1,6	0,6-3,2	2,1	1,7-2,4	1,7	0,4-3,2	0,6	0,6-0,7	1,2	0,6-1,7
Lu	0,1	<0,1-0,4	0,1	<0,1-0,3	0,2	0,1-0,4	0,3	0,3-0,3	0,2	<0,1-0,4	0,1	0,1-0,1	0,2	0,1-0,3
V	34	6-91	33	10-47	74	42-123	212	138-250	129	25-203	54	41-65	88	63-127
Ni	6	2-16	7	4-14	13	8-18	15	10-23	15	7-36	7	4-10	24	8-71
Co	5	1-12	5	2-9	11	6-18	30	29-32	19	6-31	7	6-9	18	10-34
Mg# <sup>1</sup>	0,36	0,19-0,49	0,34	0,21-0,43	0,39	0,33-0,46	0,36	0,32-0,39	0,36	0,31-0,41	0,32	0,30-0,36	0,44	0,35-0,51

n = nombre d'échantillons analysés

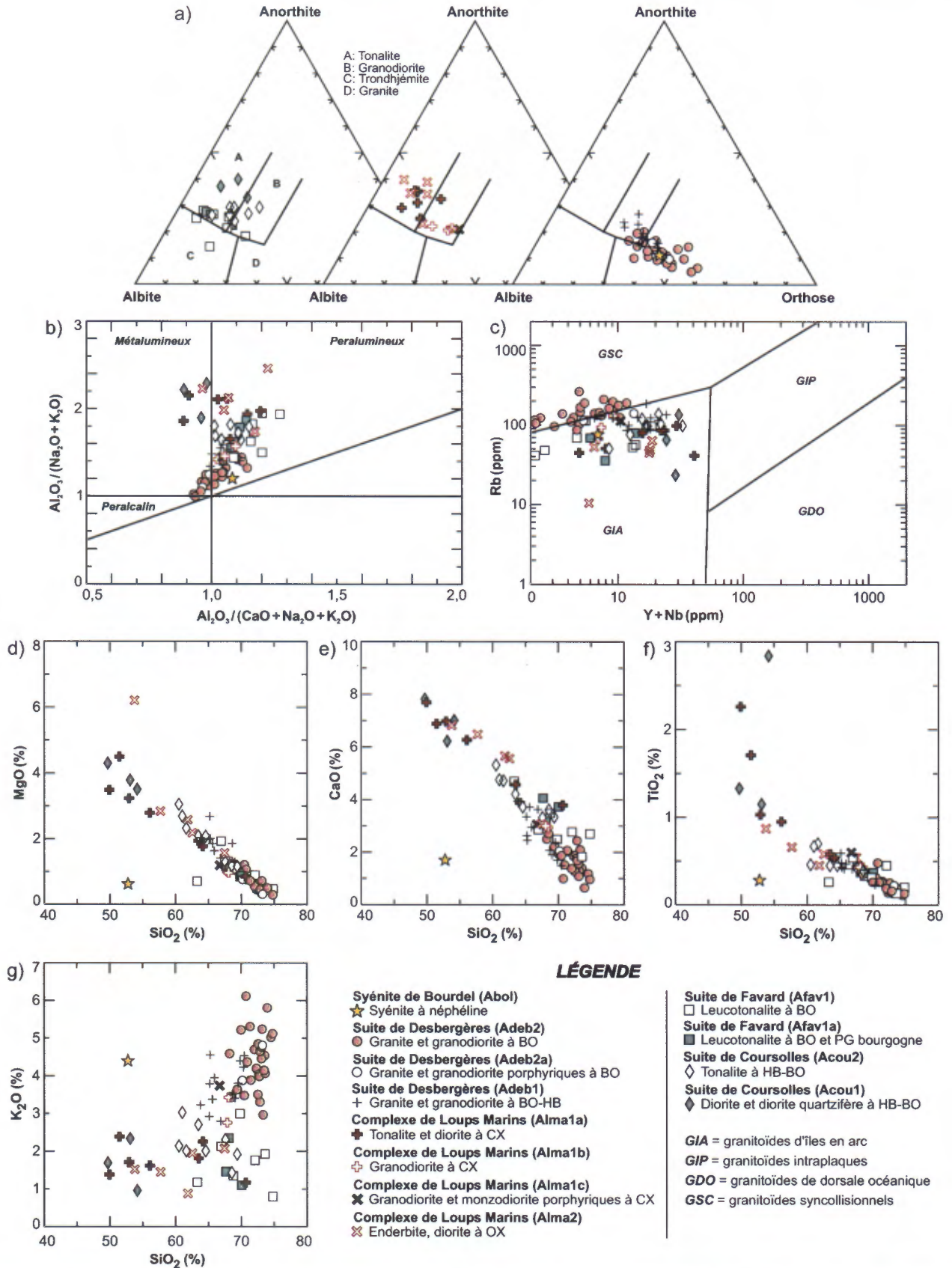
<sup>1</sup>Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>\*1.1111) (% moléculaire)

TABLEAU 3 - Composition moyenne, minimale et maximale des roches intrusives mafiques à ultramafiques et des roches volcaniques felsiques de la région du lac à l'Eau Claire.

Roche	Hornblende/pyroxénite		Gabbro/gabbronorite		Gabbro/diorite		Amphibolite		Rhyodacite/dacite		Diabase (N-S)		Diabase (E-W)		Diabase (NW-SE)	
Unité	(Aluk1)		(Aluk2)		(Amel4)		(Amel2)		(Amel1)							
n	19		9		6		3		8		10		21		3	
	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.
SiO <sub>2</sub> (%)	50,05	42,87-55,01	47,97	44,17-52,47	54,28	48,60-68,01	49,99	47,40-54,51	65,98	61,17-68,80	45,18	33,20-51,44	49,18	46,25-53,26	49,40	45,87-51,76
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,29-1,50	1,58	0,68-3,79	1,27	0,54-2,21	1,14	1,04-1,21	0,46	0,33-0,61	1,86	0,88-2,62	1,69	0,77-2,85	1,62	1,04-2,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	13,03-16,20	14,48	8,34-17,69	15,55	13,86-16,95	15,27	14,55-16,35	16,03	14,91-16,77	14,88	12,19-16,79	14,05	12,30-16,70	15,56	15,15-15,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12,25	8,90-19,82	13,10	9,72-16,26	11,08	5,62-16,16	13,35	9,88-17,37	4,84	3,41-6,31	12,54	6,22-17,32	12,51	4,95-16,49	10,36	8,44-11,60
MnO	0,18	0,11-0,25	0,15	0,10-0,20	0,16	0,08-0,29	0,22	0,12-0,37	0,06	0,03-0,07	0,15	0,06-0,25	0,16	0,04-0,23	0,14	0,06-0,19
MgO	13,66	5,98-24,25	7,04	4,52-12,35	4,80	3,43-7,31	5,89	5,01-7,59	1,36	0,81-2,85	9,00	5,88-12,88	6,76	4,24-10,68	7,99	4,11-10,67
CaO	10,76	4,71-15,00	8,87	5,63-14,10	6,91	2,74-8,65	8,37	6,94-9,61	3,16	2,44-4,33	6,38	1,07-12,64	7,69	0,78-11,57	5,57	2,39-8,21
Na <sub>2</sub> O	1,41	0,54-3,15	2,79	1,48-4,14	3,40	2,44-4,45	3,26	2,72-3,76	3,91	3,22-4,29	1,90	0,17-2,88	2,31	0,97-4,85	2,87	1,89-3,75
K <sub>2</sub> O	0,94	0,31-2,02	1,56	0,49-2,50	1,42	0,31-3,88	1,17	0,45-1,81	2,72	1,76-3,57	1,28	0,02-4,98	1,14	0,22-2,52	1,07	0,26-2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,02-0,64	0,39	0,06-1,50	0,39	0,04-1,08	0,07	0,04-0,10	0,15	0,11-0,23	0,23	0,06-0,34	0,22	0,06-0,44	0,27	0,10-0,55
Ba (ppm)	238	46-1010	455	212-962	742	87-2984	218	131-361	855	645-1266	252	30-764	678	42-4747	443	76-1074
Rb	37	7-116	58	6-107	63	4-175	32	13-71	99	56-136	43	8-128	38	3-121	30	4-47
Cs	0,6	0,1-3,5	0,6	0,1-1,5	1,0	0,1-3,4	0,5	0,1-0,8	5,8	2,1-20,7	1,2	0,1-3,6	0,5	0,1-3,2	0,3	0,1-0,5
Th	1,9	0,5-10,3	2,0	0,7-5,0	3,1	0,5-13,2	1,1	0,6-2,0	8,1	4,7-14,7	1,4	0,5-3,5	1,6	0,2-3,8	0,9	0,4-1,8
U	0,3	0,1-1,3	0,5	0,1-0,8	0,5	0,1-1,5	0,3	0,1-0,7	1,7	0,8-2,7	0,4	0,1-1,2	0,3	0,1-1,4	0,3	0,2-0,3
Ta	0,2	0,1-0,5	0,5	0,1-1,1	0,5	0,2-1,1	0,3	0,2-0,4	0,5	0,3-0,8	0,6	0,2-1,3	0,7	0,1-1,7	0,5	0,2-1,0
Nb	2,6	0,5-7,2	7,8	1,7-17,6	9,4	5,2-21,2	4,3	3,0-6,8	5,3	3,8-7,6	9,2	2,8-21,4	10,7	2,1-25,9	8,4	3,6-15,1
Sr	269	90-1424	601	286-908	462	118-1098	224	147-372	574	334-785	165	11-447	248	70-461	239	80-455
Zr	51	21-193	96	22-300	140	103-267	68	46-103	111	89-132	120	48-149	124	41-223	95	54-121
Hf	1,6	0,5-4,8	2,7	0,5-8,0	4,0	3,2-6,6	2,3	1,2-3,4	3,4	2,4-3,9	3,3	1,5-4,9	3,5	1,4-6,3	2,2	1,4-3,0
Y	16,1	8,4-31,3	19,1	5,6-32,8	26,5	11,3-39,3	22,8	14,9-28,7	11,2	6,0-14,6	29,5	12,6-50,3	31,8	13,6-52,0	24,1	20,0-26,3
La	17,9	4,2-60,8	28,1	6,9-86,1	31,7	8,9-50,9	11,7	5,9-19,2	24,6	6,0-39,7	14,1	4,3-22,5	17,8	5,3-35,7	18,0	6,1-30,0
Ce	41,6	12,3-130,2	62,9	16,5-182,6	67,8	21,1-118,3	24,7	14,6-40,2	44,9	10,0-72,1	29,5	5,7-48,9	38,1	11,7-69,6	36,8	14,4-60,2
Nd	24,1	9,2-60,6	35,2	8,3-93,1	36,9	15,3-68,3	15,2	9,6-24,5	19,0	3,4-30,3	17,9	3,1-27,2	22,4	8,3-36,5	22,4	10,5-34,1
Sm	5,0	2,2-10,2	6,9	1,8-15,9	7,5	3,6-12,5	3,3	2,6-4,3	3,2	0,9-4,9	4,2	0,9-7,6	5,1	2,1-8,4	4,5	2,8-5,9
Eu	1,1	0,5-1,8	1,7	0,6-2,9	1,8	0,8-3,2	1,0	1,0-1,2	0,8	0,5-1,2	1,2	0,2-2,2	1,6	0,8-2,4	1,7	0,9-2,4
Yb	1,5	0,7-3,2	1,7	0,6-2,9	2,4	1,1-4,6	2,5	1,3-3,1	1,1	0,6-1,6	3,1	1,8-4,4	3,1	1,4-5,5	2,3	1,9-2,7
Lu	0,2	0,1-0,5	0,2	0,1-0,4	0,3	0,2-0,6	0,4	0,2-0,4	0,2	0,1-0,2	0,5	0,3-0,7	0,5	0,2-0,8	0,4	0,3-0,4
V	251	112-931	294	133-506	188	101-234	270	139-370	81	42-120	349	267-476	323	167-471	253	199-311
Ni	157	32-1347	64	3-225	46	4-114	77	60-110	19	6-47	57	33-84	41	21-102	59	36-92
Co	74	40-139	50	31-68	32	24-38	48	35-59	11	6-20	52	35-81	46	25-60	51	41-65
Mg# <sup>1</sup>	0,64	0,43-0,75	0,46	0,32-0,65	0,41	0,25-0,52	0,41	0,32-0,49	0,31	0,19-0,42	0,53	0,35-0,75	0,46	0,31-0,75	0,55	0,37-0,67

n = nombre d'échantillons analysés

<sup>1</sup>Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>\*1.1111) (% moléculaire)



**FIGURE 4** - Diagrammes géochimiques montrant la composition des roches intrusives felsiques à intermédiaires de la région du lac à l'Eau Claire : **a)** Classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); **b)** Indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989); **c)** Diagramme discriminant binaire de Pearce *et al.* (1984); **d)** Diagramme binaire MgO versus SiO<sub>2</sub>; **e)** Diagramme binaire CaO versus SiO<sub>2</sub>; **f)** Diagramme binaire TiO<sub>2</sub> versus SiO<sub>2</sub>; **g)** Diagramme binaire K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>.

Le diagramme du Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) (figure 4c) permet de discriminer les environnements paléotectoniques. Les résultats montrent que les échantillons provenant des différentes unités se situent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc, à l'exception de l'unité de granite et de granodiorite à biotite de la Suite de Desbergères (Adeb2). Les échantillons de cette dernière suite se groupent principalement dans le champ des granitoïdes syncollisionnels. Cela suggère que cette unité possède une composante crustale, ce qui expliquerait son contenu élevé en  $K_2O$  et en éléments de type LILE (*large ion lithophile element*), tels le Rb, Ba, Th et U.

Les figures 4d à 4g illustrent les variations de certains éléments majeurs en fonction de la concentration en silice. En général, les roches appartenant aux diverses suites intrusives montrent les mêmes caractéristiques, soient une diminution graduelle du contenu en  $MgO$ ,  $CaO$  et  $TiO_2$ , et une augmentation en  $K_2O$  en fonction du  $SiO_2$ . Ces tendances sont typiques d'un processus de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée des principaux minéraux constituants. De façon systématique, les roches de composition intermédiaire appartenant à la Suite de Coursolles (Acou1) et au Complexe de Loups Marins (Alma1a et Alma2) sont plus enrichies en  $MgO$ ,  $CaO$  et  $TiO_2$  et plus appauvries en  $K_2O$ . Ceci démontre que ces roches sont moins fractionnées que celles de composition plus felsique. L'unité de granite et granodiorite à biotite (Adeb2) de la Suite de Desbergères montre quant à elle une différenciation magmatique très avancée. Enfin, l'échantillon provenant de la Syénite de Bourdel (Abol) montre une composition chimique nettement différente des autres roches magmatiques sur les diagrammes binaires de la figure 4, suggérant que cette intrusion a vraisemblablement une origine distincte.

### **Roches intrusives mafiques à ultramafiques et les roches volcaniques**

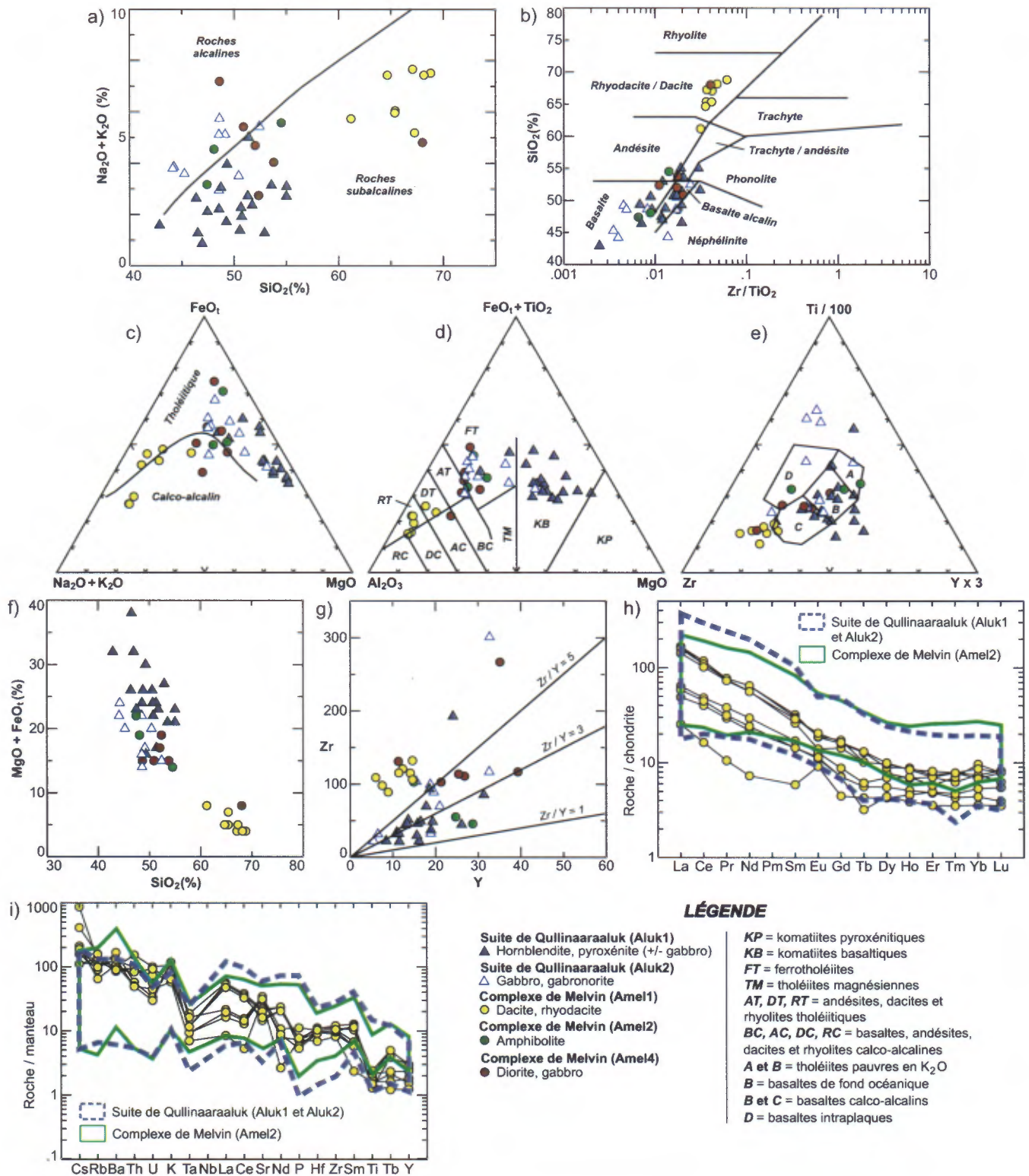
La figure 5 groupe une série de diagrammes binaires et ternaires servant à caractériser géochimiquement les différentes roches intrusives mafiques à ultramafiques et les roches volcaniques de la région du lac à l'Eau Claire (figures 5a à 5d), ainsi qu'à interpréter leur environnement paléotectonique (figure 5e) et les processus de cristallisation (figures 5f à 5i).

Sur un diagramme discriminant de Irvine et Baragar (1971) (figure 5a), la majorité des roches ont une affinité subalcaline. Toutefois, ce diagramme montre une différence importante entre les roches de composition ultramafique et celles de composition mafique de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk). Tous les échantillons de composition ultramafique se projettent dans le champ des roches subalcalines alors que la majorité des roches de composition mafique est dans celui des roches alcalines. Le diagramme de classification  $SiO_2$  versus  $Zr/TiO_2$  de Winchester et Floyd (1977) (figure 5b) démontre que la plupart des

échantillons des unités de roches mafiques à ultramafiques se situent dans le champ des basaltes. Il est intéressant de noter que les roches mafiques de la Suite de Qullinaaraaluk possèdent un rapport  $Zr/TiO_2$  et un contenu en  $SiO_2$  plus faible que les roches ultramafiques de la même suite intrusive. Les roches volcaniques felsiques du Complexe de Melvin (Amel1) se classent quant à elles dans le champ des rhyodacites et des dacites. Sur le diagramme AFM (figure 5c), les roches mafiques à ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk possèdent une signature tholéiitique, alors que les roches volcaniques felsiques du Complexe de Melvin montrent une affinité calco-alcaline. La majorité des échantillons de diorite ou de gabbro (Amel4) et d'amphibolite (Amel2) du Complexe de Melvin se groupent près de la limite entre le champ tholéiitique et le champ calco-alcalin. Sur le diagramme ternaire de Jensen (1976) (figure 5d), les roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk1) se classent dans le champ des komatiites basaltiques. Les roches intrusives mafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk2) et les amphibolites du Complexe de Melvin (Amel2) se projettent dans le champ des ferrotholéiites. Les roches felsiques du Complexe de Melvin se distribuent dans les champs des rhyolites et des dacites d'affinité tholéiitique, près de la limite avec le champ des roches à signature calco-alcaline. Ce résultat est différent de celui observé dans le diagramme AFM. Il est donc difficile d'interpréter l'affinité de ces roches felsiques à partir de ces diagrammes géochimiques (figures 5c et 5d).

Le diagramme discriminant d'environnements paléotectoniques de Pearce et Cann (1973) (figure 5e) permet d'observer une dispersion assez importante des échantillons pour chacune des unités, rendant difficile toute interprétation quant à leur environnement de formation. La majorité des roches mafiques à ultramafiques se projettent dans les champs des basaltes de fond océanique et des basaltes calco-alcalins. Les roches felsiques du Complexe de Melvin tombent pour la plupart à l'extérieur des champs d'environnements paléotectoniques, de même que plusieurs échantillons de composition mafique de la Suite de Qullinaaraaluk.

Les figures 5f et 5g présentent des diagrammes binaires comparant des teneurs d'éléments majeurs ( $MgO+FeO$ , versus  $SiO_2$ ) et d'éléments traces ( $Zr$  versus  $Y$ ), respectivement. Sur le diagramme de la figure 5f, le  $SiO_2$  est placé en abscisse afin d'évaluer les effets de la cristallisation fractionnée sur l'évolution géochimique des différentes unités. Dans ce diagramme, toutes les unités montrent une diminution graduelle du facteur  $MgO+FeO$ , en fonction de l'augmentation de la silice. Cette tendance est compatible avec une évolution par cristallisation fractionnée des phases ferromagnésiennes tels les pyroxènes, les amphiboles et les micas. De plus, ce diagramme suggère que les roches de composition mafique et ultramafique de la Suite de Qullinaaraaluk ne sont pas comagmatiques. Sur la figure 5g, la plupart des échantillons de roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk1), ainsi que les amphibolites



**FIGURE 5** - Diagrammes géochimiques montrant la composition des roches intrusives mafiques à ultramafiques et des roches volcaniques felsiques de la région du lac à l'Eau Claire : **a)** Diagramme discriminant binaire de Irvine et Baragar (1971); **b)** Diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **c)** Diagramme discriminant ternaire (AFM) de Irvine et Baragar (1971); **d)** Diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **e)** Diagramme discriminant ternaire de Pearce et Cann (1973); **f)** Diagramme binaire  $\text{MgO} + \text{FeO}_t$  versus  $\text{SiO}_2$ ; **g)** Diagramme binaire Zr versus Y modifié de Neal *et al.* (1999); **h)** Diagramme multi-éléments (terres rares) de Sun et McDonough (1989) normalisé par rapport aux chondrites; **i)** Diagramme multi-éléments de Wood *et al.* (1979) normalisé par rapport au manteau.

du Complexe de Melvin (Amel2), ont un rapport  $Zr/Y$  inférieur à 3 typique des roches tholéitiques. Les roches mafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk2) et les roches intermédiaires à mafiques du Complexe de Melvin (Amel4) ont un rapport  $Zr/Y$  se situant généralement entre 3 et 5, alors que les roches felsiques du Complexe de Melvin (Amel1) possèdent un rapport supérieur à 5. Sur un diagramme des éléments des terres rares (ETR) normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) (figure 5h), les roches mafiques à ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk2 et Aluk1) montrent un patron légèrement plus fractionné que celui des amphibolites du Complexe de Melvin (Amel2), avec des valeurs pour le lanthane s'élevant jusqu'à environ 350 et 200 fois les chondrites, respectivement. De telles valeurs sont très élevées pour des roches mafiques à ultramafiques, et laissent supposer une source fortement enrichie en éléments incompatibles (*p. ex.* panache mantellique). Il est à noter que l'unité de diorite et de gabbro du Complexe de Melvin (Amel4) contient des teneurs moyennes en ETR très similaires aux roches de la Suite de Qullinaaraaluk (tableau 3). Les roches volcaniques felsiques du Complexe de Melvin (Amel1) possèdent un profil relativement abrupt typique des roches fractionnées, avec des variations du lanthane entre 25 et 175 fois les chondrites.

Sur la figure 5i (Wood *et al.*, 1979) on note encore une fois que les roches mafiques à ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk2 et Aluk1) possèdent un profil très similaire à celui des amphibolites du Complexe de Melvin (Amel2). Des anomalies positives en Ba, K, La, Nd, Sm et Tb sont observées, associées à des anomalies négatives en U, Ta, Sr et Ti ( $\pm P$ ). Ce patron est semblable à celui défini par des roches provenant d'îles en arc ou issues d'un panache mantellique. Les roches volcaniques felsiques du Complexe de Melvin (Amel1) montrent quant à elles un profil beaucoup plus abrupt, bien que de forme similaire à celui des roches mafiques à ultramafiques et des amphibolites. Ceci suggère une source commune, mais un degré de fractionnement différent pour ces lithologies.

### Dykes de diabase

La figure 6 présente les résultats des analyses des échantillons de dykes de diabase d'âge Protérozoïque prélevés dans la région du lac à l'Eau Claire. Ces dykes ont trois orientations, soit N-S, E-W et NW-SE. Les résultats ont été reportés sur une série de diagrammes binaires et ternaires (figure 6). Toutefois, ces diagrammes ne permettent pas de distinguer géochimiquement ces dykes en fonction de leur orientation.

Sur le diagramme AFM (figure 6a), la majorité des dykes de diabase possèdent une affinité tholéitique. Cette tendance est confirmée sur le diagramme ternaire de Jensen (1976) (figure 6b), où les roches se projettent majoritairement dans le champ des ferrotholéites. Le diagramme discriminant d'environnements paléotectoniques de Pearce

et Cann (1973) (figure 6c) montre que la plupart des dykes se situent dans le champ des basaltes de fond océanique. Cette tendance est aussi observée sur le diagramme discriminant V versus  $Ti/1000$  de Shervais (1982) (figure 6d), où les dykes de diabase se projettent dans le champ typiquement associé aux MORB ou basaltes d'arrière-arc. Les figures 6e et 6f sont des diagrammes binaires qui corrélient respectivement le MgO et le  $TiO_2$  en fonction du contenu en  $SiO_2$ . Dans les deux cas, on observe une forte variation du MgO et du  $TiO_2$  à des teneurs en  $SiO_2$  relativement constantes.

Dans tous les diagrammes de la figure 6, on note une différence de composition chimique entre les brèches intrusives (diatrème?) et les dykes de diabase. Ceci suggère une source et un mode de mise en place différents.

## MÉTAMORPHISME

Les roches volcano-sédimentaires contiennent les meilleurs assemblages minéralogiques permettant de caractériser les différents faciès métamorphiques. La rareté de ces roches dans la région du lac à l'Eau Claire rend l'interprétation des conditions métamorphiques plus problématique. Les assemblages minéralogiques observés dans les roches intrusives felsiques peuvent refléter les conditions initiales de mise en place. L'identification de textures de recristallisation à l'intérieur de ces roches constitue alors un élément important pour l'évaluation des conditions du métamorphisme régional.

### Roches volcano-sédimentaires

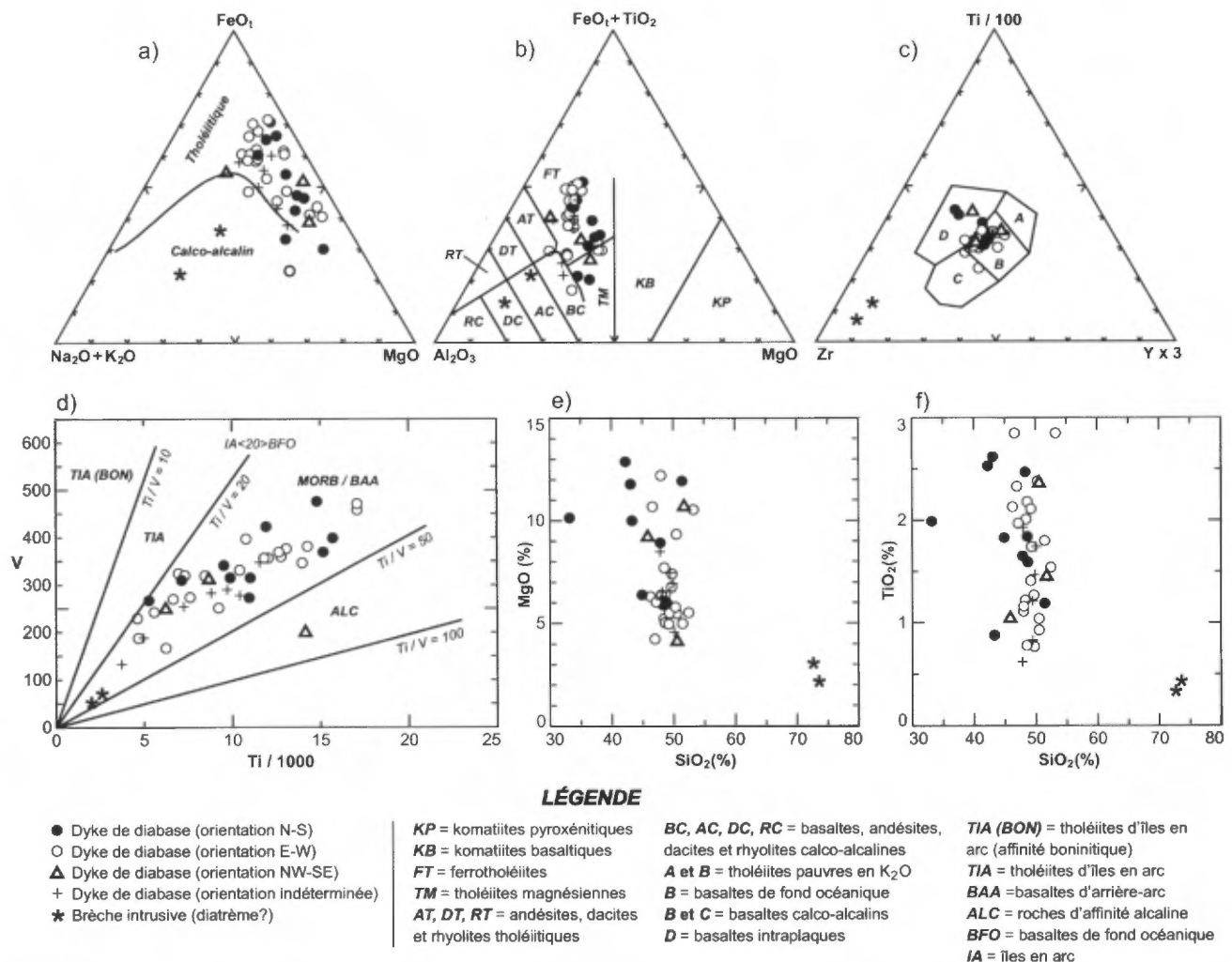
Les roches volcaniques et intrusives de composition mafique à intermédiaire, provenant des lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Melvin (Amel2 et Amel4) et des enclaves dans les diverses suites de granitoïdes, possèdent une texture granoblastique bien développée. Les assemblages minéralogiques observés dans ces roches permettent d'identifier un métamorphisme qui varie du faciès des amphibolites au faciès des granulites. La majorité des échantillons observés proviennent de la partie NE de la région, où les roches volcano-sédimentaires sont les plus abondantes. Le faciès des amphibolites est représenté par les assemblages hornblende + clinopyroxène + biotite + épidote (pistachite) et celui des granulites par les assemblages orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + biotite. Les roches volcaniques felsiques de la Ceinture Natwakupaw (Amel1) possèdent généralement l'assemblage plagioclase + quartz + biotite  $\pm$  épidote. Étant donné l'absence de texture granoblastique dans les roches intrusives encaissantes, il est possible que les assemblages minéralogiques et les textures observées dans les roches supracrustales de la région correspondent à un événement tectono-métamorphique

antérieur à la mise en place des intrusions. Toutefois, ces assemblages et textures pourraient aussi être le résultat d'un métamorphisme synmagmatique lié à l'augmentation de la température associée à la mise en place des intrusions felsiques.

### Roches intrusives felsiques

De façon générale, les unités tonalitiques, granodioritiques et granitiques de la région du lac à l'Eau Claire possèdent une texture ignée primaire qui se manifeste par la présence de cristaux tabulaires de plagioclase, de larges cristaux xénomorphes à subautomorphes de minéraux mafiques et de plages de quartz interstitiel. De ce fait, les textures granoblastiques sont peu répandues. Tout au plus, on observe une extinction roulante du quartz, ou encore une texture en mosaïque de grains de quartz produite en partie par la déformation reliée aux zones de failles régionales. À l'exception du Complexe de Loups Marins, les

roches intrusives felsiques possèdent l'assemblage minéralogique biotite + plagioclase + quartz  $\pm$  hornblende  $\pm$  muscovite  $\pm$  épidote correspondant aux conditions du faciès des amphibolites. Toutefois, l'absence de textures granoblastiques suggère que cet assemblage minéralogique reflète les conditions initiales de mise en place de ces roches. Le Complexe de Loups Marins contient l'assemblage biotite + plagioclase + quartz + clinopyroxène  $\pm$  hornblende pour les unités à clinopyroxène (Alma1a, Alma1b et Alma1c), et biotite + plagioclase + quartz + orthopyroxène + clinopyroxène  $\pm$  hornblende pour l'unité à orthopyroxène (Alma2). Ces assemblages permettent d'identifier des conditions de température élevée, équivalentes à celles du faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Toutefois, comme pour les autres intrusions felsiques de la région, l'absence de textures de déformation interne et de recristallisation suggère que ces roches se sont mises en place dans un environnement où existaient de telles conditions de température, et qu'elles



**FIGURE 6** - Diagrammes géochimiques montrant la composition des dykes de diabase de la région du lac à l'Eau Claire : **a)** Diagramme discriminant ternaire (AFM) de Irvine et Baragar (1971); **b)** Diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **c)** Diagramme discriminant ternaire de Pearce et Cann (1973); **d)** Diagramme discriminant binaire V versus Ti/1000 de Shervais (1982); **e)** Diagramme binaire MgO versus SiO<sub>2</sub>; **f)** Diagramme binaire TiO<sub>2</sub> versus SiO<sub>2</sub>.

n'ont pas subi les effets d'une déformation et d'un métamorphisme régional après leur mise en place. Ces roches sont également affectées par une altération hydrothermale tardive qui se manifeste par une transformation partielle du clinopyroxène en hornblende et par l'altération de l'orthopyroxène en serpentine, iddingsite, talc, amphibole, chlorite, carbonate et magnétite.

Les roches localisées le long des zones de failles tardives ont subi les effets d'une altération importante, vraisemblablement associée à la circulation de fluides hydrothermaux. Ce phénomène d'altération affecte aussi les roches archéennes localisées près du contact avec les roches protérozoïques du Groupe de Richmond Gulf, où se trouvent de nombreuses failles tardives E-W reliées à la formation du Graben de Richmond Gulf. Dans les zones les plus affectées, la biotite et la hornblende ont été fortement transformées en chlorite verte et les pyroxènes ont été complètement remplacés par des minéraux secondaires. L'altération des minéraux mafiques s'accompagne d'une intense saussuritisation et séricitisation du plagioclase. Les roches de ces zones montrent une texture de recristallisation plus ou moins bien développée du quartz en mosaïque, et elles contiennent une forte foliation marquée par l'alignement des minéraux mafiques.

## STRUCTURE

### Phases de déformation

Le grain structural de la région du lac à l'Eau Claire, généralement orienté WNW-ESE à NW-SE, marque un changement important dans l'architecture structurale du nord-est de la Province du Supérieur. En effet, la région du lac à l'Eau Claire se situe à la limite entre la partie sud de la Sous-province de Minto, définie par un grain structural NNW-SSE, et la partie nord de la Sous-province de Bienville, marquée par un grain WNW-ESE. Cette variation du grain structural reflète une évolution tectono-magmatique complexe s'échelonnant entre 3825 et 2680 Ma (David *et al.*, 2002; Leclair *et al.*, 2001 et 2002) et marquée par l'action combinée de contraintes tectoniques et d'événements magmatiques.

L'interprétation structurale de la région du lac à l'Eau Claire est basée sur le style et l'intensité de la déformation, sur l'orientation des différentes fabriques et sur les relations de recoupement. Elle permet de distinguer quatre phases de déformation ductile (D1 à D4) et une phase de déformation cassante (D5). La première phase de déformation (D1) est observée uniquement dans les lambeaux de roches supracrustales et les enclaves de composition intermédiaire à mafique contenues dans les granitoïdes. La phase D2 est marquée par une foliation régionale généralement orientée WNW-ESE à NW-SE. Le développement de

cette déformation semble se produire en partie à l'état « submagmatique ». La phase D3, faiblement développée dans la région du lac à l'Eau Claire, est à l'origine des plis P3 qui affectent localement la foliation régionale (S2). La phase de déformation D4 a produit des zones de cisaillement ductile, orientées E-W à WNW-ESE, responsables de la réorientation du grain structural régional. Finalement, on associe à la phase de déformation D5 un réseau de failles cassantes tardives, orientées E-W, formant d'importantes zones de cataclasites dans lesquelles l'hématitisation et l'épidotisation sont omniprésentes.

### Phase de déformation D1

La première phase de déformation (D1) se caractérise par une fabrique planaire bien développée (S1) qui prend la forme d'une foliation pénétrative, d'une gneissosité ou d'un rubanement migmatitique. Cette fabrique S1 a été observée dans les lambeaux de roches supracrustales et dans les enclaves d'amphibolite et de gneiss mafique à intermédiaire qui sont contenues dans la plupart des granitoïdes. Localement, les lambeaux de roches supracrustales montrent un rubanement compositionnel accentué par la présence de mobilisat. De plus, contrairement aux granitoïdes, la plupart des roches supracrustales archéennes possèdent une texture granoblastique. Ces observations suggèrent que les roches supracrustales ont subi au moins une phase de déformation et de recristallisation avant la mise en place des roches plutoniques. Le manque de données structurales ne permet pas d'effectuer une analyse statistique cohérente de la foliation S1. Cette phase de déformation est peu documentée et son implication dans l'évolution structurale régionale est incertaine.

### Phase de déformation D2

La plupart des auteurs des travaux récents réalisés dans le Grand-Nord québécois (Lin *et al.*, 1995, 1996; Percival *et al.*, 1995a; Percival et Skulski, 2000; Parent *et al.*, 2000, 2002a; Leclair *et al.*, 2000; Gosselin *et al.*, 2001, 2002; Berclaz *et al.*, 2001) interprètent la foliation principale comme étant reliée à la phase de déformation D2.

Dans la région du lac à l'Eau Claire, la foliation régionale (S2) affecte les roches supracrustales et intrusives archéennes, à l'exception de la Syénite de Bourdel (Abol) et des intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk). Toutefois, certaines intrusions de la Suite de Qullinaaraaluk contiennent une texture de recristallisation indiquant qu'elles ont subi les effets d'une déformation et d'un métamorphisme de haut grade. La phase de déformation (D2) de la région du lac à l'Eau Claire semble équivalente à la phase D2 définie dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) et du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002). À l'intérieur des granitoïdes, l'intensité de l'expression de la foliation (S2) est variable. Celle-ci se présente souvent comme une fabrique



discrète, peu prononcée et difficile à déceler. La foliation (S2) se manifeste par l'orientation préférentielle des grains de biotite et de hornblende et des amas de minéraux ferromagnésiens. Elle peut également être marquée par l'étirement du quartz et du plagioclase et par l'alignement des phénocristaux de feldspath potassique à l'intérieur des intrusions à texture porphyroïde. La foliation (S2) est accentuée par l'alignement des enclaves de composition mafique et intermédiaire, dont l'assimilation plus ou moins intense produit un rubanement discontinu ou génère des traînées de minéraux mafiques et des *schlieren* de biotite. De plus, la « granitisation » qui affecte les unités tonalitiques produit des rubans centimétriques de matériel granitique parallèles à la foliation. Ces rubans sont ondulants, discontinus et en contact diffus avec la phase tonalitique. Dans la partie sud de la région, la présence de restites de tonalite à l'intérieur des masses granitiques contribue également à accentuer la foliation régionale S2.

Les observations suivantes permettent de suggérer qu'une partie de la déformation (D2) aurait eu lieu dans des conditions « submagmatiques » (Vernon, 2000) : a) la présence d'un rubanement diffus défini par l'hétérogénéité des différentes phases de granitoïdes; b) la présence d'enclaves déjà déformées et fortement alignées sans évidence de déformation aussi intense à l'intérieur des granitoïdes encaissants; c) la présence de *schlieren* de minéraux mafiques produits par une assimilation partielle des enclaves; et d) la présence d'une foliation définie par l'alignement de phénocristaux de feldspath potassique (1 à 5 cm) dans des intrusions à texture porphyroïde suggérant un fluage à l'état plastique.

### Phase de déformation D3

La phase de déformation D3 est peu répandue dans la région du lac à l'Eau Claire. Quelques plis mésostructuraux NE-SW ont localement été observés à l'échelle de l'affleurement. La présence de certains plis, reliés à cette phase, peut aussi être interprétée à partir des photos aériennes et des images satellitaires LANDSAT. La faible quantité de données structurales détaillées recueillies sur le terrain ne nous permet pas de documenter adéquatement la phase D3. L'effet de cette déformation est plus important vers l'est dans les régions des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001), du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001).

### Phase de déformation D4

Les roches de la région ont été affectées par des zones de cisaillement ductile orientées E-W à WNW-ESE attribuables à la phase de déformation D4. La majorité de ces structures est concentrée à l'intérieur de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 7). Cette zone, d'une largeur d'environ 15 à 20 km, est constituée de plusieurs grandes failles régionales ductiles de largeur décimétrique à kilométrique. Les failles les plus importantes peuvent atteindre jusqu'à

5 km de largeur et la déformation s'y manifeste par la présence de fabriques protomylonitiques à blastomylonitiques. L'orientation de ces structures ductiles varie de E-W dans la partie ouest de la Zone de Nastapoca à WNW-ESE dans la partie est (figure 7). On observe une augmentation progressive de l'intensité de la déformation de l'extérieur jusqu'au centre de la Zone de Nastapoca. Les premières manifestations consistent en l'apparition d'une fabrique parallèle à la zone qui est définie par l'orientation préférentielle de la biotite ainsi que par le début de l'étirement du quartz et des feldspaths. La déformation change rapidement en une fabrique mylonitique à pendage subvertical à vertical. La foliation régionale S2 et les fabriques antérieures (S1) sont transposées parallèlement à la fabrique mylonitique. À l'intérieur de la Zone de Nastapoca, les différentes lithologies forment des lambeaux étirés et transposés parallèlement aux failles ductiles. Au centre de cette zone, la déformation prend la forme d'une fabrique mylonitique (mylonite à blastomylonite) bien développée dans laquelle on observe des rubans de quartz et des porphyroclastes de feldspath. Des linéations y sont rarement observées. Toutefois, les indicateurs cinématiques, tels que les rotations de porphyroclastes et les fabriques C/S, suggèrent un soulèvement du bloc nord couplé à un mouvement apparent senestre (Grenier, 2003).

À l'échelle de la carte, la Zone de déformation de Nastapoca correspond à un changement lithologique majeur entre des unités tonalitiques, au nord, et des unités granitiques et granodioritiques au sud. Elle marque également un changement d'orientation du grain structural entre la Sous-province de Minto, située au nord et caractérisée par un patron structural orienté NNW-SSE, et la partie sud de la Province du Supérieur, caractérisée surtout par un patron structural E-W à WNW-ESE. Ces variations lithologiques et structurales suggèrent donc que la Zone de déformation de Nastapoca marque la limite entre la Sous-province de Bienville et le domaine de Tikkerutuk de la Sous-province de Minto.

### Phase de déformation D5

La phase de déformation cassante (D5) est responsable du développement d'un réseau de failles majeures tardives E-W à pendage subvertical ou vertical. Ces failles sont localisées majoritairement dans la moitié sud de la région (figure 7). Elles correspondent à des linéaments aéromagnétiques et géomorphologiques. Ces structures représentent vraisemblablement le prolongement des fossés d'effondrement, d'âge Protérozoïque, reliés à la formation du Graben de Richmond Gulf. Les failles actives durant la période de sédimentation ont contrôlé, en partie, la distribution des unités sédimentaires du Groupe de Richmond Gulf (Chandler, 1988). Elles traversent les unités archéennes ainsi que certains dykes de diabase protérozoïques. Les roches archéennes affectées par ces failles sont fortement

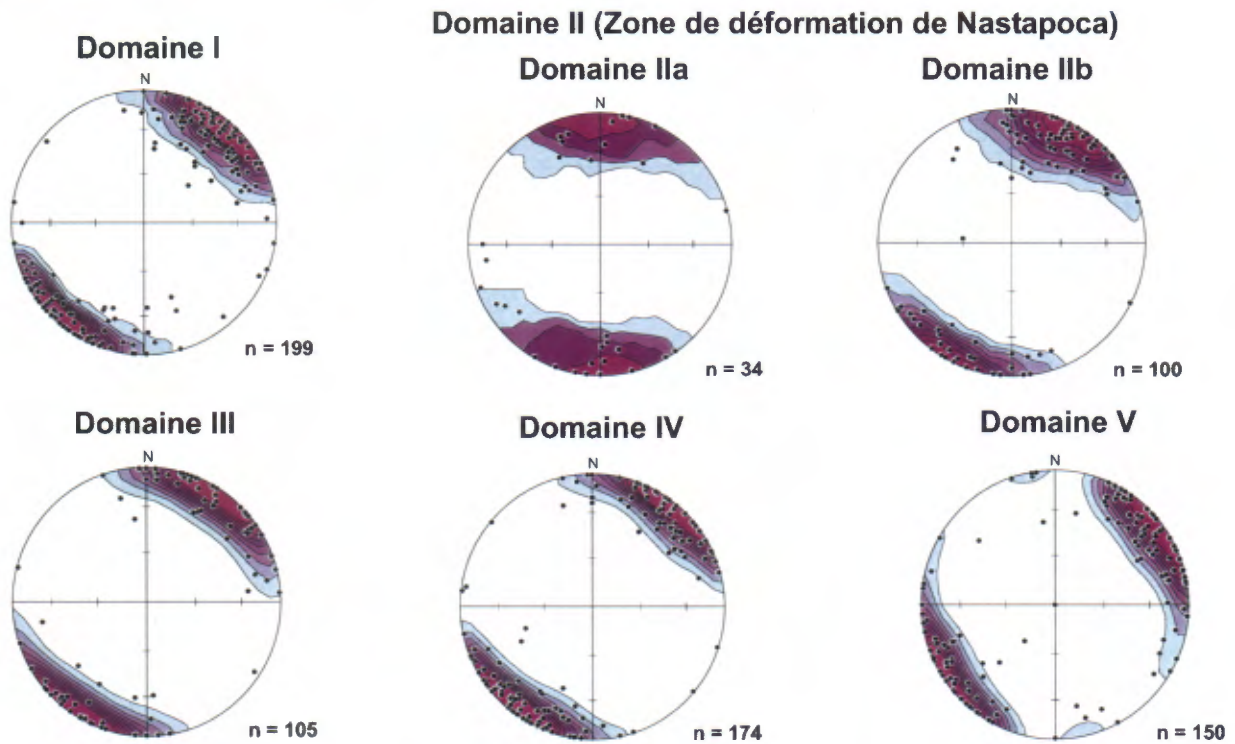
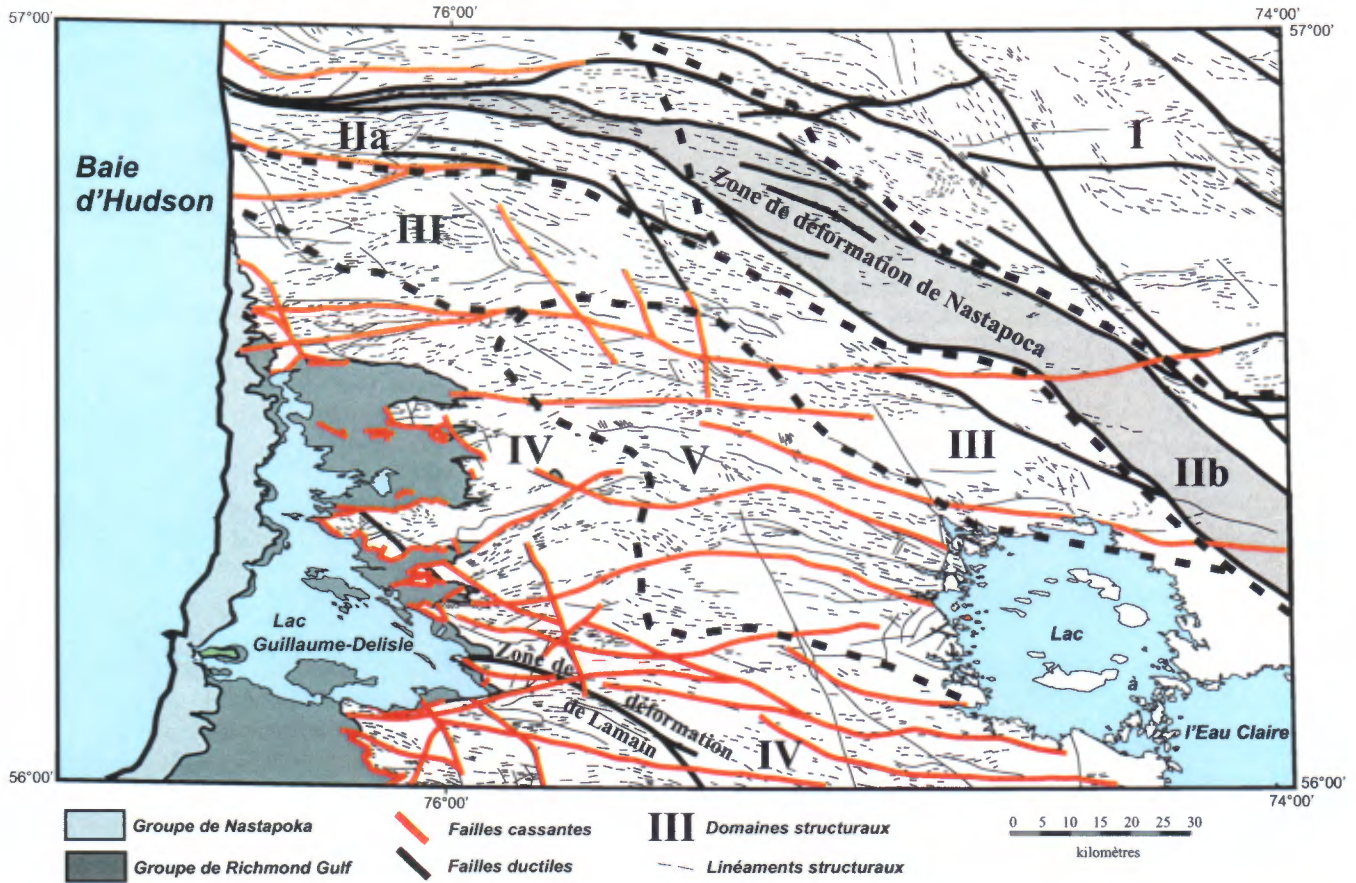


FIGURE 7 - Domaines structuraux de la région du lac à l'Eau Claire et projections stéréographiques de la foliation régionale S2 par la méthode de Schmidt. (n = nombre de mesures).

hématitisées, épidotisées et localement cataclasées. L'altération de ces roches s'accroît près du contact avec les roches protérozoïques, et ce, malgré la présence d'un contact en discordance angulaire.

### Compilation statistique et analyse structurale

La région a été subdivisée en cinq domaines structuraux (figure 7) basés sur l'intensité de la déformation et sur l'orientation de la foliation régionale (S2). Les stéréogrammes présentés à la figure 7 illustrent l'orientation moyenne de cette foliation à l'intérieur de chacun des domaines.

Le domaine I couvre le secteur localisé au nord-est de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 7). Il est caractérisé par une foliation orientée NW-SE à pendage subvertical. Cette orientation coïncide avec la foliation régionale (S2) observée dans les régions plus au nord. Les roches intrusives du domaine I sont en général peu déformées, sauf celles localisées près de la Zone de Nastapoca. En lames minces, on note une progression de l'intensité de la déformation à l'approche de cette zone. La déformation débute par une forte extinction roulante du quartz, suivi d'une recristallisation progressive des grains de quartz jusqu'à la formation d'une texture mylonitique.

Le domaine II correspond à la Zone de déformation de Nastapoca. Il a été subdivisé en deux sous-domaines correspondant à sa partie ouest (IIa) et à sa partie est (IIb) (figure 7). La foliation interne de la zone a une orientation moyenne E-W dans le domaine IIa et WNW-ESE dans le domaine IIb. La foliation mylonitique qui caractérise cette zone a transposé la foliation régionale S2 ainsi que toutes les autres structures antérieures. C'est à l'intérieur de la Zone de déformation de Nastapoca que les roches archéennes de la région du lac à l'Eau Claire sont les plus déformées. En lames minces, elles montrent des textures de recristallisation produisant régulièrement une fabrique mylonitique.

Le domaine III est localisé immédiatement au sud de la Zone de déformation de Nastapoca (figure 7). Le stéréogramme montre un étalement de la foliation S2, avec une concentration donnant un plan moyen orienté NW-SE. Ceci démontre que la foliation de ce domaine est généralement parallèle à l'orientation générale de la Zone de Nastapoca. En lames minces, les roches de ce domaine sont caractérisées par une texture de recristallisation du quartz en mosaïque entourant les grains plus grossiers de plagioclase et de feldspath potassique.

Le domaine IV est situé dans les parties sud et sud-ouest de la région du lac à l'Eau Claire (figure 7). Ce domaine comprend toutes les roches archéennes en contact avec les unités protérozoïques des groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka. Les roches archéennes de ce domaine sont particulièrement affectées par les failles cassantes tardives associées à la phase de déformation D5. Le stéréogramme

de la figure 7 montre une foliation moyenne orientée NW-SE à pendage abrupt. Cette foliation ne semble pas avoir été affectée par les failles tardives E-W. Les roches de ce domaine montrent une déformation interne semblable à celle observée dans les roches du domaine III. La déformation s'intensifie près du contact avec les roches protérozoïques ainsi que dans la partie sud-ouest de la région, où se trouve une zone de déformation importante. Cette zone a aussi été reconnue plus au sud dans la région du lac Montrochand par Roy *et al.* (*en préparation*), qui l'ont nommé Zone de déformation de Lamain.

Le domaine V couvre la partie centrale de la région (figure 7). Dans ce domaine, la foliation S2 a une orientation moyenne NNW-SSE comparable au grain structural régional des régions plus au nord. Ce secteur n'a donc pas été affecté par la déformation D4 reliée aux zones de déformation de Nastapoca et de Lamain qui ont réorienté la foliation régionale selon une direction WNW-ESE. Toutefois, à l'instar du domaine IV, les roches du domaine V sont passablement affectées par les failles tardives E-W de la phase de déformation D5. Dans le domaine V, les linéaments interprétés à partir des images satellitaires LANDSAT ne correspondent pas à l'orientation de la foliation régionale. Ils correspondent plutôt aux fractures tardives E-W reliées à la formation du Graben de Richmond Gulf. En lames minces, les roches de ce domaine ne montrent pas de texture de recristallisation. On y observe des textures ignées primaires semblables à celles observées dans la majorité des roches du domaine I.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

### Historique

Les principaux travaux de prospection et d'exploration minière de la région du lac à l'Eau Claire ont été concentrés dans les roches protérozoïques de la partie ouest. Les premiers dépôts plombo-zincifères localisés dans les horizons carbonatés du Groupe de Nastapoka sont connus depuis le milieu du 18<sup>e</sup> siècle. La compagnie de la Baie d'Hudson y a exploité quelques tonnes de minerai (Marcoux, 1983). Vers 1930, Cominco a réalisé quelques travaux sur ces dépôts, mais les résultats sont inaccessibles. De 1946 à 1949, Gulf Lead Mines a entrepris une campagne d'exploration active sur ces horizons minéralisés, incluant plus de 40 000 m de forages (Moffat, 1946; Almond, 1947; Almond *et al.*, 1947; Harwood, 1949). Ces travaux ont permis de délimiter trois gisements totalisant 900 000 t à près de 2 % de plomb-zinc (Robinson, 1950). Un seul de ces gisements, le dépôt de Lac Monte, est localisé dans la région étudiée (figure 8). La concession a été abandonnée par la Gulf Lead Mines en 1959, puis reprise en 1961 par Hudson Bay Syndicate. La Southern

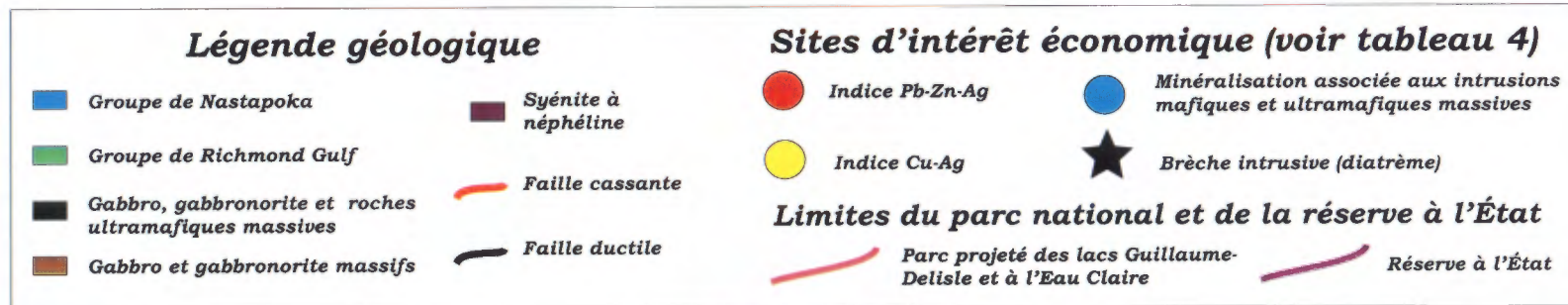
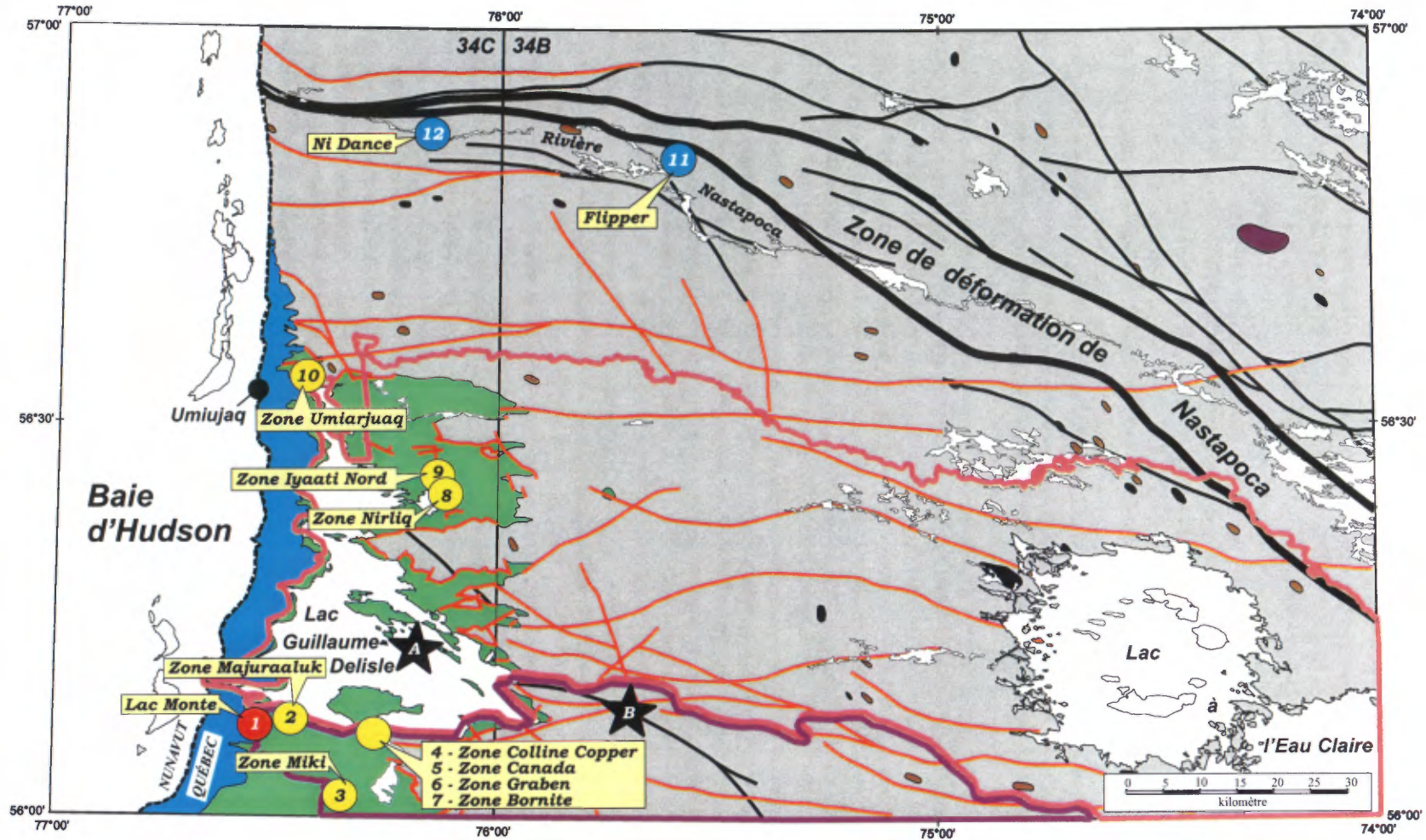


FIGURE 8 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B et 34C).

TABLEAU 4 - Description sommaire des sites d'intérêt économique particulier. Ces sites sont localisés sur la figure 8.

No. du site	Nom de l'indice	Localisation UTM (nad83)	Épaisseur	Roche hôte	Minéralisation	Tonnage ou Teneur	Notes
<b>Minéralisations en Pb-Zn dans les roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle</b>							
1	Lac Monte	404547 E 6220311 N	3,05 m	Dolomie - stromatolitique	Pyrite, galène et sphalérite	120 000 t à 1,75 % Pb	La minéralisation est contenue seulement dans la dolomie stromatolitique encaissée dans des dolomies siliceuses.
<b>Minéralisations en Cu-Ag dans les roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle</b>							
2	Majuraaluk	410053 E 6220141 N	n. d.	Basalte	Chalcocite et trace de bornite	1,49 % Cu et 17,3 g/t Ag	Roche aphanitique, peu amygdalaire; les sulfures sont finement disséminés.
3	Miki	413566 E 6208713 N	n. d.	Volcanite	Chalcocite, bornite et trace de pyrite	0,60 % Cu et 5 g/t Ag	Roche massive, non-hématitisée; les sulfures sont disséminés et concentrés dans de fines veinules.
4	Colline Copper	419919 E 6219550 N	n. d.	Basalte amygdalaire	Chalcocite et bornite	2,84 % Cu et 12,9 g/t Ag	Roche hématitisée, amygdalaire; les sulfures sont disséminés.
5	Canada	419748 E 6219040 N	n. d.	Basalte hématisé	Chalcocite et bornite	3,21 % Cu et 16,9 g/t Ag	Roche fracturée et hématitisée; les sulfures disséminés semblent associés aux fractures.
6	Graben	419829 E 6218488 N	n. d.	Gabbro et sédiment	Bornite, digénite et trace de chalcocite	1,15 % Cu et 29,2 g/t Ag	Roche massive, non-hématitisée; les sulfures sont finement disséminés.
7	Bornite	421723 E 6218328 N	n. d.	Basalte amygdalaire	Chalcocite, bornite et trace de digénite et covellite	4,46 % Cu et 48,2 g/t Ag	Roche très fracturée, non-hématitisée; les sulfures sont disséminés et en veinules dans des fractures.
8	Nirliq	431318 E 6252165 N	n. d.	Basalte	Chalcocite, bornite et trace de digénite et covellite	11,43 % Cu et 81,9 g/t Ag	Roche massive, non-hématitisée, pas d'amygdule; les sulfures sont finement disséminés.
9	Iyaati Nord	429407 E 6254059 N	n. d.	Basalte amygdalaire	Chalcocite et trace de bornite	4,29 % Cu et 26,4 g/t Ag	Roche très hématitisée; les sulfures sont concentrés autour et dans les amygdules.
10	Umiarjuaq	411677 E 6268524 N	n. d.	Basalte hématisé	Chalcocite	0,72 % Cu et 5,7 g/t Ag	Roche massive, hématitisée et amygdalaire; les sulfures sont concentrés dans des fractures fines.
<b>Minéralisations de Ni-Cu-EGP dans les intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk</b>							
11	Flipper	463899 E 6299089 N	environ 10 m	Gabbronrite massif	Pyrite	1 % Cu, 1,3 % Ni, 200 ppb EGP et 149 ppb Au	Zone rouillée, cisailée et très altérée.
12	Ni Dance	429268 E 6303440 N	environ 100 m	Gabbronrite massif	Pyrite, pyrrhotine et un peu de chalcopyrite	1 % Cu, 2,5 g/t EGP et 295 ppb Au	Plusieurs zones rouillées et pyriteuses de quelques mètres; nombreux débris rouillés.
<b>Potentiel diamantifère - brèche intrusive (diatrème)</b>							
A	Brèche A	423781 E 6229690 N	20 m	Roches sédimentaires protérozoïques	non-minéralisé		Brèche intrusive (diatrème).
B	Brèche B	454654 E 6219813 N	15 à 20 m	Granite archéen	non-minéralisé		Brèche intrusive (diatrème).

Exploration and Development a obtenu une concession voisine en 1964 et, la même année, Mokta Exploration Canada a signé une option concernant les deux propriétés (Velaine, 1965). Cette dernière compagnie a réalisé une campagne d'exploration sur les deux concessions et, suite à des résultats décevants, a abandonné ses droits en 1965. En 1968, Penarroya Canada a réalisé une étude géologique sur ces mêmes terrains (Darcy, 1968). Finalement, les concessions ont été définitivement abandonnées au début des années 70 (Marcoux, 1983).

Les séquences de roches protérozoïques de la région ont suscité à nouveau l'intérêt des compagnies minières à la fin des années soixante-dix suite à la découverte d'anomalies en U-Th par la Commission Géologique du Canada. De 1977 à 1979, Uranerz Exploration and Mining a réalisé plusieurs travaux d'exploration aéroportés et au sol, concentrés surtout près du contact entre les séquences fluviales du Groupe de Richmond Gulf et le socle archéen (Madon, 1980). Ces travaux ont mené à la découverte de quelques minéralisations uranifères contenues dans des zones bréchiques du socle granitique archéen. Les meilleures teneurs obtenues dans des échantillons choisis sont de 1,3 %  $U_3O_8$  et 0,2 %  $U_3O_8$ . Le projet a été abandonné en 1979.

Le début du projet Grand-Nord du Ministère en 1997 a relancé l'activité minière dans le nord québécois. Un important levé de géochimie de sédiments de fonds de lacs (MRN, 1998), dont la phase d'échantillonnage a été réalisée par SIAL, a couvert l'ensemble de la région du lac à l'Eau Claire. Ce levé, financé par le Ministère et cinq compagnies partenaires, a incité des sociétés à prendre des permis d'exploration dans plusieurs régions du Grand-Nord. La découverte d'un indice de Ni-Cu-EGP associé à une intrusion ultramafique dans la région du lac Qullinaaraaluk (SNRC 34G) par le Ministère au cours de l'été 2000 (Parent *et al.*, 2002a; Labbé *et al.*, 2000) a ravivé l'intérêt pour ce type de minéralisation. Durant l'été 2002, Falconbridge a mis au jour deux indices associés à un contexte similaire dans la région du lac à l'Eau Claire. Enfin, le Ministère a réalisé, au cours de l'été 2002, une étude des minéralisations cupro-argentifères associées aux roches volcaniques du Groupe de Richmond Gulf dans le secteur du lac Guillaume-Delisle (Labbé et Lacoste, *en préparation*).

### Potentiel économique des séquences protérozoïques

#### Indices de Pb-Zn-Ag

Les travaux de Gulf Lead Mines, réalisés entre 1946 et 1949 (Moffat, 1946; Almond, 1947; Almond *et al.*, 1947; Harwood, 1949) ont permis de délimiter trois gisements plombo-zincifères dont le dépôt de Lac Monte (120 000 t à 1,75 % Pb; site 1, figure 8 et tableau 4) localisé dans la région du lac à l'Eau Claire. Les deux autres, le dépôt Ruby Lake (525 000 t à 1,07 % Pb et 1,26 % Zn) et le dépôt

Nancy Island (267 000 t à 0,72 % Pb et 2,15 % Zn), sont situés tout juste au sud de la région. Les trois dépôts sont contenus dans un même horizon de calcaire stromatolitique du Groupe de Nastapoka. Cet horizon favorable s'étend sur plus de 80 kilomètres de longueur sur le flanc est des cuestas bordant le lac Guillaume-Delisle. La minéralisation plomb-zinc de ces trois gîtes est de type *Mississippi-Valley* (Leach et Sangster, 1993; Sangster, 1996).

Le gîte du Lac Monte est localisé à environ 2 km au sud du lac Guillaume-Delisle (site 1, figure 8). À cet endroit, l'horizon stromatolitique minéralisé a une épaisseur de 2 à 3 mètres. Cet horizon est encaissé dans une unité de dolomie siliceuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur et visible sur quelques kilomètres de longueur. Cette roche encaissante a une teinte gris pâle et un aspect grenu. L'horizon minéralisé contient entre 5 et 10 % de sulfures (galène, sphalérite et pyrite) disséminés, en petits amas ou en remplissage de fines veinules. En dehors de l'horizon minéralisé principal, la dolomie siliceuse contient des grains millimétriques disséminés de pyrite, concentrés dans certains niveaux.

Il est probable que l'horizon de calcaire stromatolitique puisse aussi contenir d'autres minéralisations en plomb et en zinc. Toutefois, le relief prononcé dans ce secteur rend les travaux d'exploration difficiles. De plus, les unités sédimentaires minéralisées sont subhorizontales et en bonne partie recouvertes par une unité de basalte en colonnes.

#### Indices de Cu-Ag

Plusieurs indices de cuivre et d'argent ont été découverts en 2000 par une équipe du Fonds d'Exploration Minérale du Nunavik (Nunavik Mineral Exploration Fund - NMEF) aux abords du lac Guillaume-Delisle (SNRC 34C01). Ces indices sont tous localisés dans les roches protérozoïques du Groupe de Richmond Gulf (figure 8). Plus précisément, ils se trouvent à l'intérieur des unités de basalte de la Formation de Persillon, à l'exception de la zone minéralisée Graben, qui est située dans des gabbros appartenant au Filon-couche de Wiachuan et dans des grès de la Formation de Pachi. Une étude a été réalisée par Labbé et Lacoste (*en préparation*) du Ministère sur ce type de minéralisation en Cu-Ag au cours des étés 2002 et 2003. Les indices visités par ces auteurs sont localisés sur la figure 8 (sites 2 à 8) et les principales informations les concernant sont présentées au tableau 4. Les descriptions qui suivent sont tirées de leurs travaux. Les sept indices suivants ont été nommés par l'équipe du NMEF, en 2001: Iyaati Nord (Site 9), Nirliq (Site 8), Majuraaluk (Site 2), Colline Copper (Site 4), Canada (Site 5), Graben (Site 6) et Bornite (Site 7). Les indices Umiarjuaq (Site 10) et Miki (Site 3) ont été découverts lors de travaux de reconnaissance effectués par Labbé et Lacoste (*en préparation*) à l'été 2002.

Dans pratiquement tous les indices, la minéralisation consiste en chalcocite, en digénite et en bornite contenues à l'intérieur d'amygdules ou disséminées dans la roche.

Des traces de covellite sont observées localement, et la présence de chalcopryrite est sporadique. Les échantillons minéralisés sont caractérisés par une altération discrète en malachite. Les indices de cuivre et argent de la région du lac Guillaume-Delisle montrent toutes les caractéristiques typiques des gîtes de cuivre contenus dans les lits rouges (*redbeds*) (Kirkham, 1996), soit des minéralisations en cuivre et argent dans des roches volcaniques en milieu subaérien sous des conditions d'oxydation, des sulfures de cuivre disséminés et à l'intérieur d'amygdules, une forte hématitisation des unités volcaniques, une association à des lits sédimentaires rouges, un métamorphisme faible et une absence d'altération liée à la minéralisation. Ce type de gîte est commun dans les environnements de rifts continentaux à l'intérieur des séquences de basalte en plateau.

Tous les indices de Cu-Ag contenus dans les roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle ont été découverts par des travaux de prospection et d'échantillonnage. Contrairement aux minéralisations en sulfures de fer, qui montrent des surfaces rouillées bien exposées, les minéralisations en cuivre et argent sont difficiles à identifier en raison de la faible altération visible en surface. Ce secteur offre donc un potentiel important pour découvrir de nouvelles minéralisations Cu-Ag par des travaux de prospection au sol. Toutefois certains indices, ainsi qu'une portion importante des unités favorables, sont situés à l'intérieur des limites projetées du parc des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau Claire (figure 8).

### **Minéralisations de Ni-Cu-EGP dans les intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk**

Les petites intrusions tardives de gabbronorite et de roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk1 et Aluk2) offrent un potentiel intéressant pour la découverte de minéralisations en Ni-Cu-EGP. La découverte d'une zone de sulfures massifs encaissée dans une pyroxénite, l'indice Qullinaaraaluk, a révélé le potentiel économique de ce type d'intrusions dans le Grand-Nord québécois. Cet indice, localisé près du lac Qullinaaraaluk (SNRC 34G10), a été trouvé et documenté lors de travaux récents effectués par le Ministère dans la région du lac Vernon (Parent *et al.*, 2002a; Labbé *et al.*, 2000). Des analyses d'échantillons recueillis dans la zone de sulfures massifs avaient donné des teneurs atteignant 2,6 % Ni, 1,8 % Cu, 0,27 % Co et 323 ppb Pt.

Les intrusions mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk sont passablement répandues dans la région du lac à l'Eau Claire (figures 2 et 8). Deux indices minéralisés ont été trouvés dans ces intrusions au cours de l'été 2002. Ces deux indices, localisés sur les permis d'exploration de la compagnie Falconbridge, sont situés dans la partie nord-ouest de la région (sites 11 et 12, figure 8). Ils forment des zones rouillées de plusieurs mètres de largeur

facilement repérables en survol. L'indice *Flipper* (site 11, figure 8 et tableau 4) se trouve dans un escarpement situé sur le flanc d'une petite colline (annexe, photo 7). Il correspond à une zone rouillée, cisailée et très altérée d'une dizaine de mètres de largeur encaissée dans une intrusion de gabbronorite. Les meilleures teneurs provenant d'un échantillon choisi ont donné 1,0 % Cu, 1,3 % Ni, 200 ppb EGP et 149 ppb Au. Rappelons qu'une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de gabbronorite leucocrate recueilli sur cet affleurement a donné un âge de  $2700 \pm 3$  Ma. L'indice *Ni Dance* (site 12, figure 8 et tableau 4) forme une zone rouillée d'une centaine de mètres d'épaisseur sur le sommet d'une petite colline (annexe, photo 8). Il s'agit en fait de plusieurs zones rouillées et pyriteuses de quelques mètres d'épaisseur espacées de plusieurs mètres, entre lesquelles on trouve des débris rouillés. La minéralisation, contenue dans un gabbronorite massif, consiste en une pyrite fine disséminée associée à de la pyrrhotite et à un peu de chalcopryrite. Les meilleurs résultats ont donné des teneurs de 1,0 % Cu, 2,5 g/t EGP (212,5-788,5 ppb Pt; 217,3-1662,1 ppb Pd; 5,3-19,25 ppb Rh) et 295 ppb Au dans des échantillons choisis.

Depuis la découverte de l'indice Qullinaaraaluk, les intrusions massives de composition ultramafique constituaient la cible privilégiée pour la mise au jour de nouvelles minéralisations de type Ni-Cu-EGP dans la partie ouest du Grand-Nord. La découverte des indices *Flipper* et *Ni Dance* associés à des intrusions massives de gabbronorite, met également en évidence le potentiel des intrusions de composition mafique pour ce type de minéralisation.

### **Le potentiel diamantifère**

Depuis longtemps, les cratons archéens sont considérés comme les endroits les plus favorables à la recherche des kimberlites diamantifères. Ces dernières sont généralement associées à des intrusions alcalines situées le long de grands linéaments ou de zones de failles d'envergure lithosphérique (Dawson 1964). La présence de carbonatite, de syénite à néphéline, de zones d'extension (rift), de bassins sédimentaires protérozoïques et de différents linéaments structuraux a permis à Moorhead *et al.* (1999 et 2000) de délimiter plusieurs grandes zones structurales propices à l'exploration diamantifère sur le territoire québécois. Deux de ces zones peuvent avoir un intérêt économique dans la région du lac à l'Eau Claire (figure 9), soit la Zone structurale d'Allemand-Tasiat (ATZ) et la Zone structurale du Golfe de Richmond (RGZ).

#### **La Zone structurale d'Allemand-Tasiat**

La Zone structurale d'Allemand-Tasiat (figure 9) est principalement basée sur l'alignement NNW d'intrusions alcalines. Ces intrusions sont composées de diatrème, de volcanoclastites mafiques et ultramafiques d'affinité carbonatitique, de carbonatite et de syénite à néphéline (Moorhead

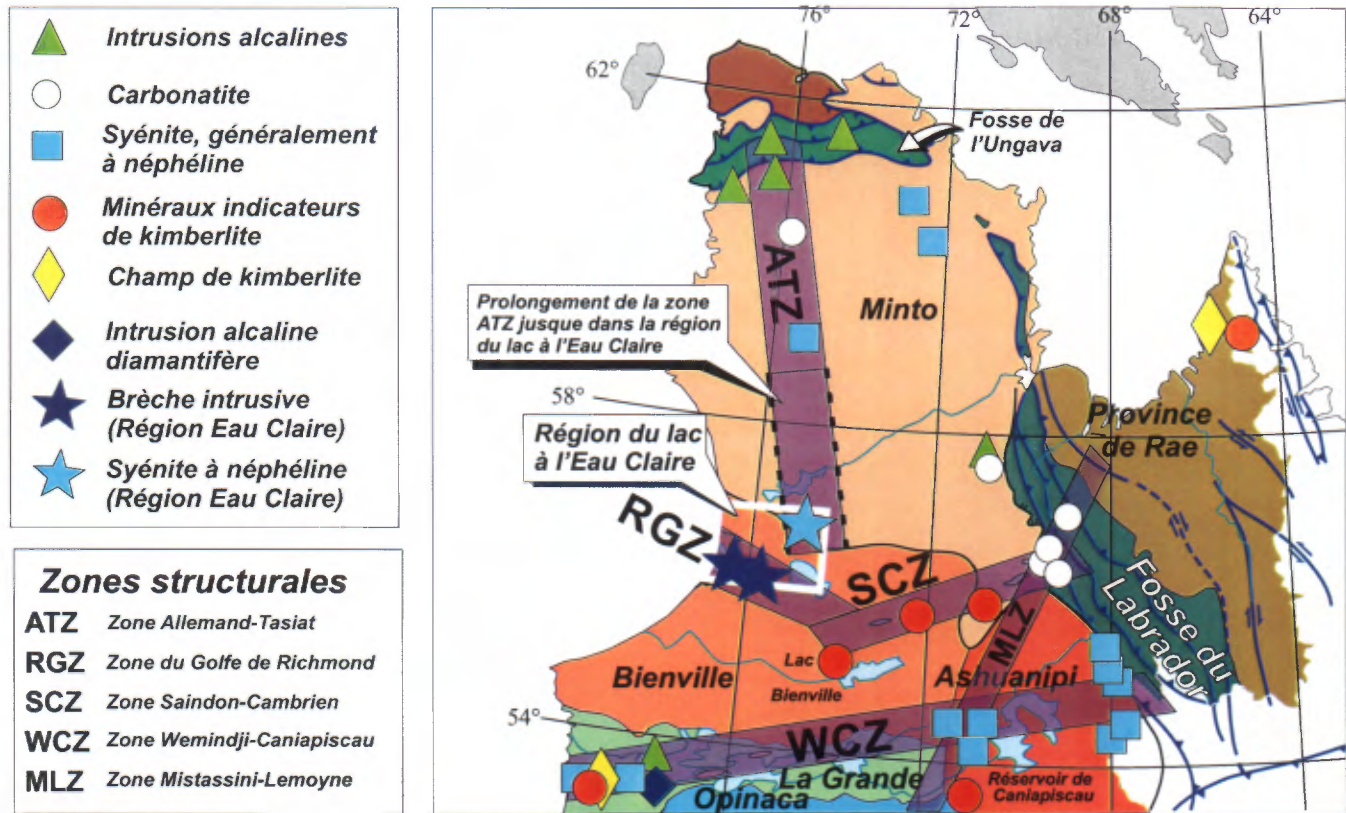


FIGURE 9 - Localisation des zones structurales et des indicateurs pour l'exploration diamantifère (modifiée de Moorhead *et al.* 2000).

*et al.*, 1999). La cartographie d'une intrusion de syénite à néphéline (Abol), localisée dans la partie nord-est de la région, permet de proposer le prolongement de la Zone d'Allemand-Tasiat (ATZ) jusque dans la région du lac à l'Eau Claire (figure 9). Si cet alignement d'intrusions alcalines n'est pas fortuit, cette zone mérite une plus grande attention pour l'exploration diamantifère.

#### La Zone structurale du Golfe de Richmond

La Zone structurale du Golfe de Richmond (RGZ) est basée sur la présence d'un graben dans lequel se sont déposées les roches protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle (Chandler 1988; Chandler et Schwartz, 1980). Les failles normales associées à la formation du graben sont orientées E-W. Fahrig *et al.* (1986) ont proposé d'étendre l'aulacogène (rift avorté) jusqu'au centre de la Province (craton) du Supérieur, en se basant sur la présence de dykes de diabase E-W situés à l'est du Graben de Richmond Gulf. Nos travaux de cartographie ont aussi permis de mettre en évidence la présence d'un essaim important de dykes de diabase orientés E-W dans la région du lac à l'Eau Claire. Ces dykes se concentrent dans le prolongement des principaux fossés d'effondrement (E-W)

associés au Graben de Richmond Gulf. Cette orientation E-W est relativement rare pour les dykes de diabase observés ailleurs dans le nord-est du Supérieur. La majorité des dykes E-W sont géochimiquement et pétrographiquement semblables aux volcanites du Groupe de Richmond Gulf, suggérant qu'ils puissent être génétiquement associés à ce volcanisme (Labbé et Lacoste, *en préparation*). Étant donné que les essaims de dykes de diabase représentent généralement un épisode de magmatisme relié à un événement d'extension crustal, la présence des dykes (E-W) suggère donc que le Craton du Supérieur a subi les effets de la déformation en extension le long de la Zone du Golfe de Richmond. Dans un environnement de rift avorté, les dykes de diabase représentent les seuls vestiges volcaniques de l'amorce de rupture du continent. Par conséquent, la Zone structurale du Golfe de Richmond devrait être considérée comme un secteur intéressant pour la recherche du diamant puisque les zones en extension représentent des faiblesses pouvant servir de canalisation à la montée de magma issu de grandes profondeurs.

La présence de deux brèches observées à l'intérieur de la Zone du Golfe de Richmond est un élément supplémentaire qui rend ce secteur intéressant pour l'exploration diamantifère (figure 8). Les observations de terrain suggèrent



que ces brèches sont associées à la mise en place des dykes de diabase. La première brèche (site A, figure 8 et tableau 4), située sur une île du lac Guillaume-Delisle, coupe les sédiments du Groupe de Richmond Gulf (annexe, photo 9). Elle est composée de fragments d'arénite, de mudstone, de granitoïde et de roches volcaniques (annexe, photo 10). Elle est bordée, de part et d'autre, par des dykes de diabase. À l'intérieur de la matrice bréchique, on retrouve des injections globuleuses de matériel mafique. Cette brèche, d'une largeur de 20 mètres, a une orientation E-W. Elle avait été interprétée par Chandler (1988) comme un dyke clastique. La seconde brèche (site B, figure 8 et tableau 4) a été reconnue lors de nos travaux de cartographie. Il s'agit d'un dyke bréchique de composition mafique, localement carbonaté, contenant des fragments de roches sédimentaires et de verre volcanique protérozoïques ainsi que des fragments de granitoïdes archéens. Le dyke a une largeur de 15 à 20 mètres et a été suivi sur plus de deux km. Il coupe le granite archéen selon une orientation de 345°. La brèche est composée d'une matrice très fine contenant des fragments polygéniques subarrondis à subanguleux de dimension variée (annexe, photos 11 et 12). En lame mince, on note surtout des grains de quartz subarrondis, des grains de microcline, un peu de grains de plagioclase et quelques fragments de volcanites chloritisées. En lumière réfléchie, de rares grains disséminés de titanite et un peu d'oxyde de fer (magnétite, ilménite, hématite et chromite) sont observés. La matrice aphanitique est fortement chloritisée. À fort grossissement, on observe une fine pellicule de quelques microns de teinte brunâtre en bordure des grains de quartz. Ces grains semblent avoir réagi avec la matrice puisque leur bordure est fréquemment corrodée. Ces observations suggèrent qu'il s'agit d'une brèche de diamètre. La présence de fragments de sédiments protérozoïques dans cette brèche indique que la couverture protérozoïque s'étendait jadis d'avantage vers l'est à l'intérieur du craton du Supérieur. Plusieurs de ces fragments sédimentaires proviennent de la Formation de Pachi (<2025 Ma; Chandler et Parrish, 1989), indiquant que la brèche s'est mise en place après le dépôt de cette unité.

Le contexte d'extension de la Zone du Golfe de Richmond est compatible avec la présence de bassins sédimentaires protérozoïques de la Formation du Sakami ainsi que de nombreux linéaments structuraux localisés le long de la Zone structurale de Saindon-Cambrien (figure 9). Il est donc possible que la Zone du Golfe de Richmond soit une branche de la Zone de Saindon-Cambrien ou une structure similaire. Rappelons que le potentiel diamantifère de la Zone de Saindon-Cambrien a été confirmé par la découverte de deux picroilménites chromifères dans les sédiments d'esker de la région du lac Bienville (Parent *et al.*, 2002b). L'annonce de la découverte de ces indicateurs a suscité l'intérêt des compagnies minières et a entraîné l'acquisition de plus de 500 permis d'exploration (Gosselin *et al.*, 2002).

## CONCLUSIONS

La région du lac à l'Eau Claire est traversée par une zone de déformation majeure E-W à WNW-ESE, la Zone de Nastapoca. Cette zone de déformation régionale sépare un domaine principalement composé d'unités tonalitiques, au nord, d'un domaine constitué surtout de roches granodioritiques et granitiques, au sud. La Zone de déformation de Nastapoca pourrait représenter une structure d'importance régionale marquant la limite entre les sous-provinces de Minto et de Bienville.

La région du lac à l'Eau Claire est constituée principalement d'unités archéennes recoupées à plusieurs endroits par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque. Le secteur du lac Guillaume-Delisle, dans la partie ouest de la région, comprend des séquences de roches volcano-sédimentaires protérozoïques appartenant aux groupes de Richmond Gulf et de Nastapoca, lesquelles reposent en discordance angulaire sur les roches archéennes. Les deux dépressions subarrondies formant le lac à l'Eau Claire sont le résultat d'un impact météoritique double. L'anneau d'îles, au centre de la section ouest du lac à l'Eau Claire, est constitué en majeure partie d'unités de roches résultant d'un impact d'âge Pennsylvanien. Le présent levé géologique a couvert exclusivement les roches archéennes et les dykes de diabase protérozoïques. Les unités archéennes sont constituées de roches intrusives comprenant des tonalites, des granodiorites et des granites, des roches felsiques à clinopyroxène et à orthopyroxène ainsi que des roches de composition mafique à ultramafique. Les unités intrusives contiennent des enclaves et des lambeaux de roches volcano-sédimentaires.

Les lambeaux de roches volcano-sédimentaires ont été assignés au Complexe de Melvin. Ces lambeaux, de superficie restreinte, sont presque tous localisés dans la partie NE de la région, au nord et à l'intérieur de la Zone de déformation de Nastapoca. Ils sont constitués de roches de composition felsique à mafique ainsi que d'un peu de paragneiss. Toutes ces roches ont été métamorphosées au faciès des amphibolites ou des granulites. La Ceinture de Natwakupaw, la séquence supracrustale la mieux préservée, est constituée de roches felsiques, vraisemblablement des laves et des tufs métamorphosés. Une datation, réalisée sur une roche felsique provenant de cette ceinture, a livré un âge U-Pb de 2741 ± 4 Ma.

Les roches tonalitiques appartiennent à deux unités principales, soit la Suite de Favard et la Suite de Coursolles. La Suite de Favard, la plus répandue, est constituée de leucotonalite à biotite. Un échantillon de leucotonalite de la région du lac à l'Eau Claire a donné un âge U-Pb de env. 3020 Ma. Cet âge est particulier à la région étudiée puisque des datations réalisées sur différents échantillons de la Suite de Favard, issus des régions adjacentes, indiquent des âges de mise en place variant entre env. 2730 et 2749 Ma. Le résultat obtenu dans la région du lac à l'Eau Claire

démontre que des leucotonalites anciennes, possédant des caractéristiques identiques aux leucotonalites de la Suite de Favard, ont été incorporées dans cette unité. La Suite de Coursolles est constituée de roches à biotite-hornblende. Elle comprend une unité de diorite et une unité plus importante de tonalite. La Suite de Coursolles n'a pas été datée dans la région du lac à l'Eau Claire. Toutefois, les résultats U-Pb obtenus dans les régions adjacentes suggèrent qu'il semble y avoir eu deux épisodes différents de magmatisme ayant produit des intrusions intermédiaires à felsiques de type Coursolles. Le plus ancien serait autour de 2750 Ma et le plus récent autour de 2718 Ma. Les unités tonalitiques de la région ont subi les effets d'une « granitisation » qui se traduit par la présence d'une phase granitique formant des amas, des lentilles ou des rubans aux contacts diffus avec la phase tonalitique. Cette phase granitique a été datée à  $2713 \pm 2$  Ma dans la région du lac Bienville.

Le Complexe de Loups Marins comprend une unité de roches à clinopyroxène et une unité de roches à orthopyroxène. L'unité à clinopyroxène a été subdivisée en trois sous-unités, soit une sous-unité de tonalite, une sous-unité de granodiorite et une sous-unité de granodiorite à texture porphyroïde. Outre l'omniprésence du clinopyroxène, ces sous-unités possèdent certaines caractéristiques communes. Ces roches ont généralement une susceptibilité magnétique élevée, elles contiennent une biotite de teinte rougeâtre et un plagioclase de teinte saumonée ou bourgogne qui donne à la roche un aspect rosé ou violacé. Une datation réalisée sur un échantillon de tonalite provenant de la région du lac à l'Eau Claire a livré un âge de cristallisation de  $2712 \pm 4$  Ma. Ce résultat est semblable à ceux obtenus sur des échantillons de roches à clinopyroxène du Complexe de Loups Marins provenant des régions avoisinantes. L'unité à orthopyroxène est constituée principalement d'enderbite et de diorites à orthopyroxène, avec un peu d'opdalite et de charnockite. Cette unité n'a pas été datée dans la région. Toutefois, deux datations réalisées dans d'autres régions sur des échantillons de diorite à hypersthène ont donné des âges de  $2694 \pm 3$  Ma et de  $2720 \pm 2$  Ma.

La majorité des granites et des granodiorites de la région étudiée appartiennent à la Suite de Desbergères. Celle-ci couvre la superficie la plus importante de la région, plus particulièrement au sud de la Zone de déformation de Nastapoca. La Suite de Desbergères comprend une unité de granodiorite et granite à biotite-hornblende et une unité de granite et granodiorite à biotite. Une datation U-Pb, réalisée sur un échantillon de granodiorite à biotite-hornblende a livré un âge de cristallisation de  $2711 \pm 4$  Ma. L'âge de  $2713 \pm 2$  Ma associée à la phase granitique dans l'échantillon de tonalite de la région du lac Bienville supporte l'hypothèse qu'il puisse exister un lien entre la mise en place des plutons de la Suite de Desbergères et la « granitisation » régionale qui affecte les unités tonalitiques.

Les roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk forment de petites masses d'extension limitée et d'aspect massif. Une datation U-Pb réalisée sur un

échantillon de gabbro leucocrate a donné un âge de  $2700 \pm 3$  Ma. Cet âge est relativement ancien pour ces intrusions. Dans les autres régions où elle a été identifiée, la Suite de Qullinaaraaluk a été considérée comme tardive suggérant que cette suite pourrait contenir des intrusions appartenant à plusieurs événements magmatiques différents.

Une intrusion de syénite à néphéline a été identifiée dans la partie NE de la région. Le résultat d'une datation sur baddeleyites a donné un âge de  $2675 \pm 1$  Ma, ce qui en fait l'unité archéenne la plus jeune de la région.

Les dykes de diabase protérozoïques de la région du lac à l'Eau Claire ont trois orientations : E-W à WNW-ESE, N-S à NNW-SSE et NW-SE. Toutefois, les observations de terrain, l'étude pétrographique et la lithogéochimie n'ont pas permis de différencier les dykes en fonction de leur orientation. Les dykes E-W à WNW-ESE semblent appartenir à un nouvel essaim qui n'avait pas été reconnu ailleurs dans le nord-est de la Province du Supérieur. Ces dykes sont concentrés dans le prolongement des principaux fossés d'effondrement (E-W) associés au Graben de Richmond Gulf.

Les roches de la région du lac à l'Eau Claire ont subi cinq phases de déformation. La phase D1 a été observée uniquement dans les lambeaux de roches volcano-sédimentaires et dans les enclaves mafiques contenues dans les granitoïdes. La phase D2, marquée par la foliation S2 généralement orientée WNW-ESE à NW-SE, correspond à la déformation principale responsable du grain structural régional. Cette déformation semble s'être produite en partie sous des conditions magmatiques à submagmatiques plastiques. Quelques plis NE-SW, observés localement, sont associés à la phase D3 qui est très peu développée dans la région du lac à l'Eau Claire. La phase D4 a produit les grandes zones de cisaillement ductile orientées E-W à WNW-ESE dont la majorité est concentrée à l'intérieur de la Zone de déformation de Nastapoca. Cette zone, d'une largeur d'environ 15 à 20 km, constitue une structure majeure qui pourrait représenter la frontière entre les sous-provinces de Minto et de Bienville. Finalement, la phase de déformation cassante (D5) est responsable du développement d'un réseau de failles majeures tardives E-W qui représentent le prolongement des fossés d'effondrement associés à la formation du Graben de Richmond Gulf. Les failles actives durant la période de sédimentation ont contrôlé, en partie, la distribution des unités sédimentaires du Groupe de Richmond Gulf.

Avant notre levé de terrain de l'été 2002, les principaux travaux de prospection et d'exploration minière dans la région avaient été réalisés dans les séquences de roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle. On y trouve trois gîtes de Pb-Zn-Ag de type *Mississippi-Valley* contenus dans un horizon de calcaire stromatolitique du Groupe de Nastapoca. Parmi eux, seul le dépôt de Lac Monte (120 000 t à 1,75 % Pb) est localisé dans la région du lac à l'Eau Claire. Plusieurs indices de Cu-Ag associés aux roches volcaniques du Groupe de Richmond Gulf ont

été découverts au cours de l'été 2001 et 2002. Ceux-ci montrent les caractéristiques des gîtes de cuivre contenus dans des lits rouges (*redbeds*). Parmi les unités archéennes, les intrusions de composition mafique à ultramafique de la Suite de Qullinaaraaluk offrent un potentiel intéressant pour la découverte de minéralisation en Ni-Cu-EGP. Ce potentiel avait été révélé au cours de l'été 2000 par la découverte d'une zone de sulfures massifs encaissée dans une pyroxénite située dans le secteur du lac Qullinaaraaluk (SNRC 34G10). Deux indices associés à des intrusions de gabbro-norite de la Suite de Qullinaaraaluk sont localisés dans la région du lac à l'Eau Claire, soit l'indice *Flipper* (1 % Cu, 1,3 % Ni, 200 ppb EGP et 149 ppb Au) et l'indice *Ni Dance* (1 % Cu, 2,5 g/t EGP et 295 ppb Au). Enfin, la Zone structurale du Golfe de Richmond représente un environnement de graben dans lequel se sont déposées les roches protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle. Cette structure en extension constitue une zone de faiblesse pouvant servir de canalisation à la montée de magma issu de grandes profondeurs et, de ce fait, offre un potentiel pour la recherche diamantifère. La présence de deux brèches intrusives, observées à l'intérieur de la Zone structurale du Golfe de Richmond, est un élément supplémentaire qui appuie l'intérêt de ce secteur pour l'exploration du diamant.

## RÉFÉRENCES

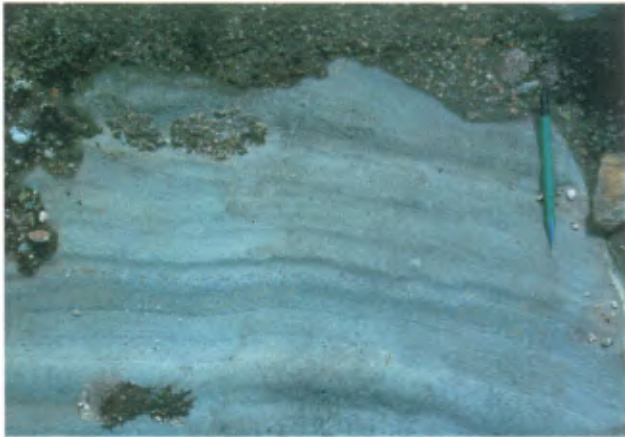
- ALMOND, L. B., 1947 - Geological report on Richmond Gulf area. Ministère des Mines, Québec; GM 9731, 17 pages.
- ALMOND, L. B. - MOFFAT, W. W. - HARWOOD, T. A., 1947 - Report on the property. Ministère des Mines, Québec; GM 9733, 60 pages.
- BEALS, C. S. - FERGUSON, G. M. - LANDAU, A., 1956 - A search for analogies between lunar and terrestrial topography on photographs of the Canadian Shields. *Journal of the Royal Astronomical Society, Canada*; volume 50, pages 203-211, 250-261.
- BEALS, C. S. - INNES, M. J. S. - ROTTENBERG, J. A., 1960 - The search for fossil meteorite craters. *Current Science Bangalore, India*; volume 29, pages 205-218, 249-262.
- 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.
- BERCLAZ, A. - MAURICE, C. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - LECLERC, F. - SHARMA, K. N. M. - LABBÉ, J.-Y. - GOULET, N. - BÉDARD, J. - VALLIÈRES, J., 2003 - Géologie de la région du lac Anuc (SNRC 34O). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-14, 58 pages.
- BOSTOK, H. H., 1969 - The Clearwater Complex, New Quebec. *Geological Survey of Canada; bulletin 178*, 63 pages.
- BOTTOMLEY, R. J. - YORK, D. - GRIEVE, R. A. F., 1990 - <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of impact craters. *Proceeding- 20th Lunar and Planetary Sciences Conference*; pages 421-431.
- BUCHAN, K. L. - MORTENSEN, J. K. - CARD, K. D. - PERCIVAL, J. A., 1998 - Palcomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- CADIEUX, A.-M. - BERCLAZ, A. - LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2002 - Géologie de la région du lac Pélican (SNRC 34P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-02, 49 pages.
- CARD, K. D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHANDLER, F. W., 1988 - The early proterozoic Richmond Gulf Graben, East Coast of Hudson Bay, Quebec. *Commission géologique du Canada; Bulletin 362*, 76 pages.
- CHANDLER, F. W. - PARRISH, R. R., 1989 - Age of the Richmond Gulf Group and implications for rifting in the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Precambrian Research*; volume 44, pages 277-288.
- CHANDLER, F. W. - SCHWARZ, E. J., 1980 - Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec - a hypothesis. *In: Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; Paper 80-1C*, pages 59-68.
- CIESIELSKI, A., 1998 - Compilation géologique de la partie orientale de la province du Supérieur, Québec. *Geological Survey of Canada; open file 3580*, scale 1 : 1 000 000.
- CIESIELSKI, A., 2000 - Géologie et lithogéochimie de la partie occidentale de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans l'est de la province de Supérieur, Québec. *Commission géologique du Canada, dossier public 3550*, 90 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 - Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario.
- DARCY, P. D., 1968 - Pennaroya-Canada - Reconnaissance géologique de la région de la Baie de Richmond - Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; GM 24013.
- DAVID, J. - PARENT, M. - STEVENSON, R. - NADEAU, P. - GODIN, L., 2002 - La séquence supracrustale de Porpoise Cove, région d'Inukjuak : un exemple unique de croûte paléo-archéenne (ca. 3.8 Ga) dans la Province du Supérieur. *Dans : L'exploration minérale au Québec, notre savoir, vos découvertes. 23<sup>e</sup> Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10.*
- DAWSON, J. B., 1964 - An aide to prospecting for kimberlites. *Economic Geology, Scientific Communications*; volume 59, pages 1385-1386.
- DENCE, M. R., 1964 - A comparative structural and petrographic study of probable Canadian meteorites craters. *Meteoritics*; volume 2, part 3, pages 249-270.
- DENCE, M. R. - BEALS, C. S. - INNES, M. J. S., 1965 - On the probable meteorite origin of the Clearwater Lakes, Quebec. *Journal of the Royal Astronomical Society, Canada*; volume 59, pages 13-22.
- DION, D.J. - LEVEBVRE, D.L., 2000 - Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 99-01.

- FAHRIG, W. F. - CHRISTIE, K. W. - CHOWN, E. H. - JANES, J. - MACHADO, N., 1986 - The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- 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.
- GRENIER, L., 2003 - Caractérisation du Corridor de déformation de Nastapoca; projet de fin d'étude. Département de Géologie et de Génie géologique, Université Laval, Québec; 29 pages.
- GUILMETTE, C. - MARQUIS, R. - SHARMA, K. N. M., 2001 - Géologie de l'astrolème du lac à l'Eau Claire Ouest. *Dans* : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives – Programme et résumés 2001, Québec; DV 2001-08.
- HARWOOD, T. A., 1949 - The lead zinc deposits of Richmond Gulf; B.A.Sc thesis, University of Toronto. Ministère des Mines, Québec; GM-678.
- HOCQ, M., 1994 - La Province du Supérieur. *Dans* : La géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- IRVINE, T. N. - BARAGAR, W. R. A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JENSEN, L. S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous Paper 66.
- KIRKHAM, R. V., 1996 - Gîtes stratiformes de cuivre dans des roches sédimentaires. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. et Thorpe, R. I., éditeurs). Commission Géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 249-268.
- KIRKLEY, M. B. - GURNEY, J. J. - LEVINSON, A. A., 1992 - Age, origin and emplacement of diamonds: a review of scientific advances in the last decade. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 84, pages 48-57.
- KRANCK, S. H. - SINCLAIR, G. W., 1963 - Clearwater Lake, New Quebec. Geological Survey of Canada; Bulletin 100, 25 pages.
- LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P., *en préparation* - Minéralisations en Cu-Ag dans les basaltes protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle, Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec.
- LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - LECLAIR, A. - PARENT, M., 2000 - L'indice de Ni-Cu-Co du lac Qullinaaraaluk : un nouveau type de minéralisation dans les roches archéennes du Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-11, 12 pages.
- LEACH, D. L. - SANGSTER, D. F., 1993 - Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *In*: Mineral deposit modeling (Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. et Duke, J. M. editors). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 289-314.
- LECLAIR, A. D. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - PERCIVAL, J. A. and the Far North Team, 2001 - Regional geological setting of Archean rocks in the northeastern Superior Province. Geological Association of Canada; Abstracts, volume 26, page 84.
- LECLAIR, A. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - PERCIVAL, J. A., 2002 - Les événements tectonomagmatiques du nord-est de la Province du Supérieur : 300 millions d'années d'évolution archéenne. *Dans* : Projet de cartographie du Grand-Nord - Rapport d'atelier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB-2002-01.
- LECLAIR, A. - BERCLAZ, A. - PARENT, M. - CADIEUX, A.-M. - SHARMA, K. N. M., 2003 - Géologie 1 : 250 000, 24L – LAC DUFREBOY. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; carte SIGÉOM SI-24L-C2G-03C.
- LECLAIR, A. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M. - DION, D.-J., 2000 - Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- LEITH, C. K., 1910 - An Algonkian basin in Hudson Bay - a comparison with the Lake Superior Basin. *Economic Geology*; volume 5, pages 227-246.
- LIN, S. - PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T., 1996 - Structural constraints on the tectonic evolution of a late Archean greenstone belt in the northeastern Superior Province, northern Quebec (Canada). *Tectonophysics*; volume 265, pages 151-167.
- LIN, S. - PERCIVAL, J. A. - WINSKY, P. A. - SKULSKI, T. - CARD, K. D., 1995 - Structural evolution of the Vizièn and Kogaluc greenstone belts in Minto block, northeastern Superior Province, northern Quebec. *In*: Current Research 1995-C. Geological Survey of Canada; pages 121-130.
- LOW, A. P., 1902 - Report of an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay. Geological Survey of Canada; Summary Report, volume XII, part D, pages 5D-80D.
- MADON, Z., 1980 - Uranerz Exploration and Mining Ltd. Assessment report 1979, exploration permits 624, 625, 643, 646, 647, Richmond Gulf Area, Province of Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 36330.
- MADORE, L. - BANDYAYERA, D. - BÉDARD, J. H. - BROUILLETTE, P. - SHARMA, K. N. M. - BEAUMIER, M. - DAVID, J., 1999 - Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y., 2000 - Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y. - LABBÉ, J.-Y. - SHARMA, K. N. M. - LACOSTE, P. - DAVID, J., 2002 - Géologie de la région du lac Couture (35B) et des lacs Nuvilik (35G, partie sud). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-04, 42 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y. - SHARMA, K. N. M. - LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - BROUSSEAU, K. - HOCQ, M., 2001 - Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du Cratère du Nouveau-Québec (1/2 sud de 35H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-09, 44 pages.

- MANIAR, P. D - PICCOLI, P. M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of American Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MARCOUX, P., 1983 - Évaluation du potentiel minéral du bassin de la Grande Rivière de la Baleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 40598.
- MAURICE, C. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M. - LACOSTE, P., 2004 - Géologie de la région de Povungnituk (35C) et de Kovik Bay (35F, partie sud-est). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-06.
- MOFFAT, W. W., 1946 - A report on the Gulf lead Mines property - Hudson Bay (summer 1946). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 9734, 15 pages.
- MOORHEAD, J. - BEAUMIER, M. - LEVEBVRE, D. L. - BERNIER, L. - MARTEL, D., 1999 - Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 99-35, 50 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 2000-05.
- MER, 1986 - Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 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.
- NEAL, C. R. - ELY, J. C. - JAIN, J. C., 1999 - Probing the interiors of the terrestrial planets : data from the Moon and Mars. *In*: Ninth Annual V.M. Goldschmidt Conference, Program with Abstracts. LPI Contribution 971, pages 207-208.
- O'CONNOR, J. T., 1965 - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; Professional Paper 525-B, pages 79-84.
- PARENT, M. - BEAUMIER, M. - PARADIS, S. J., 2002b - Nouvelle cible à potentiel élevé pour l'exploration du diamant dans le nord du Québec; Picroilménites chromifères dans les sédiments d'esker de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2002-02, 4 pages.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2000 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M. - LACOSTE, P., 2002a - Géologie de la région du lac Vernon (SNRC 34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 pages.
- PARKS, T., 1949 - A report on the geology of the Nastapoka Group of sediments (Hudson Bay) with its contained lead and zinc bearing strata; B.A.Sc. thesis, University of Toronto. Ministère des Mines, Québec; GM-679.
- PEARCE, J. A. - CANN, J. R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Sciences Letters; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.
- PERCIVAL, J.A. - CARD, K.D., 1994 - Geology, Lac Minto - Rivière aux Feuilles. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1 : 500 000.
- PERCIVAL, J. A. - CARD, K. D. - STERN, R. A. - BÉGIN, N. J., 1990 - A geologic transect of northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec: the Lake Minto area. *In*: Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; paper 90-1C, pages 133-141.
- PERCIVAL, J. A. - CARD, K. D. - STERN, R. A. - BÉGIN, N. J., 1991 - A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec. *In*: Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; paper 91-1C, pages 55-63.
- 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., 2000 - Tectonothermal evolution of the northern Minto Block, Superior Province, Québec, Canada. The Canadian Mineralogist; volume 38, pages 345-378.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - CARD, K. D., 1995a - Geology, Rivière Kogaluc - Lac Qalluviartuuq region (parts of 34J and 34O). Geological Survey of Canada; open file 3112.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - LIN, S. - CARD, K. D., 1995b - Granite-greenstone terranes of the northern Goudalie domain, northeastern Superior Province, Quebec. *In*: Current Research 1995-C. Geological Survey of Canada; pages 141-150.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996a - Geology, Lac Couture, Quebec. Geological Survey of Canada; open file 3315, scale 1 : 250 000.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996b - Granite-greenstone terranes of the northern Minto block, northeastern Superior Province, Quebec. *In*: Current Research 1996-C. Geological Survey of Canada; pages 157-167.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997a - Reconnaissance geology of the Pelican - Nantais belt, northeastern Superior province, Quebec. Geological Survey of Canada; open file 3525, scale 1 : 250 000.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997b - 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.
- PHINNEY, W. C. - SIMONDS, C. H. - COCHRAN, A. - MCGEE, P. E., 1978 - Pro West Clearwater Quebec impact structure. Part II : Petrology. *In*: Proceedings of Lunar and Planetary Sciences, Conference 9<sup>th</sup>; pages 2659-2693.
- REIMOLD, W. C. - GRIEVE, R. A. F. - PALME, H., 1981 - Rb-Sr dating of the impact melt from East Clearwater, Quebec. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 76, pages 73-76.
- ROBINSON, W. G., 1950 - Mining property report for 1949 - Gulf Lead Mines Limited. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; GM 840.
- RONDOT, J. - PLANTE, L. - SÉGUIN, M. K., 1993 - Géologie postarchéenne de la partie centrale du lac à l'Eau Claire ouest (Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 92-06.

- ROY, P. - TURCOTTE, S. - SHARMA, K. N. M. - DAVID, J., *en préparation* - Géologie de la région du lac Montrochand (SNRC 33O). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec.
- SANGSTER, D. F., 1996 - Gîtes de plomb-zinc de type Mississippi-Valley. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. et Thorpe, R. I éditeurs). Commission Géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 283-292.
- SHERVAIS, J. W., 1982 - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 59(1), pages 101-118.
- 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. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2003 - Géologie de la région de la rivière Innuksuac (34K et 34L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-10, 43 pages.
- SIMONDS, C. H. - PHINNEY, W. C. - MCGEE, P. E. - COCHRAN, A., 1978 - West Clearwater, Quebec impact structure. Part I: Field geology, structure and bulk chemistry. *In*: Proceedings of Lunar and Planetary Sciences, Conference 9<sup>th</sup>; pages 2633-2658.
- 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.
- SUN, S.S. - McDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle compositions and processes. *In* : Magmatism in the Ocean Basins (Saunders, A.D. et Norry, M.J., editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- VELAINE, J., 1965 - Mokta-Canada - Prospection géophysique - Golfe Richmond (Little Whale River). Ministère des Richesses Naturelles, Québec; GM 16330.
- VERNON, R.H., 2000 - Review of Microstructure Evidence of Magmatic and Solide-State Flow. *Electronic Geosciences*; volume 5 : 2.
- VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - PERREAULT, S. - SHARMA, K.N.M. - DAVID, J., 2000 - Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (24I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 59 pages.
- WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; Volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A. - JORON, J.L. - TREUIL, M. - NORRY, M. - TARNEY, J., 1979 - Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and petrology*; volume 70, pages 319-339.

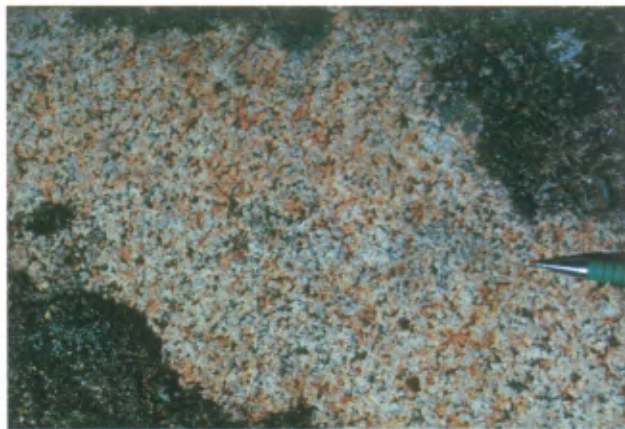
## ANNEXE : Photographies



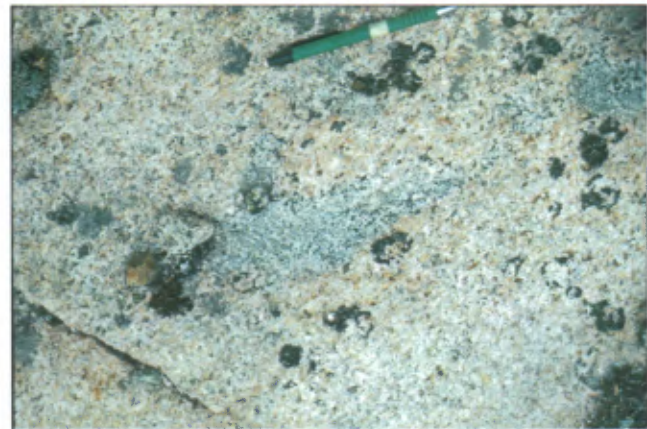
**PHOTO 1** - Litage primaire dans les roches volcaniques felsiques de la Ceinture de Natwakupaw du Complexe de Melvin (Amel1).



**PHOTO 2** - Amphibolite du Complexe de Melvin (Amel2) contenant des petites bandes de mobilisat blanchâtre dans lesquelles se trouvent des cristaux de clinopyroxène et d'orthopyroxène.



**PHOTO 3** - Enderbite massive de l'unité à orthopyroxène du Complexe de Loups Marins (Alma2).



**PHOTO 4** - Restites de leucotonalite dans un granite de l'unité de granite et granodiorite à biotite de la Suite de Desbergères (Adeb2).



**PHOTO 5** - Gabbro-norite de la Suite de Qullinaaraaluk (Aluk2). À noter l'absence de foliation et la présence d'injections blanchâtres qui donnent un aspect bréchiqque à la roche.



**PHOTO 6** - Syénite à néphéline provenant de la Syénite de Bourdel (Abol). La néphéline (grisâtre) est en relief positif et donne un aspect tacheté à la roche.

## ANNEXE : Photographies (suite et fin)



**PHOTO 7** - Indice *Flipper* localisé sur le flanc d'une petite colline. Les meilleures teneurs obtenues dans un échantillon choisi provenant de la zone rouillée sont de 1,0 % Cu, 1,3 % Ni, 200 ppb EGP et 149 ppb Au.



**PHOTO 8** - Indice *Ni Dance* localisé au sommet d'une petite colline. Les meilleurs résultats ont donné 1,0 % Cu, 2,5 g/t EGP et 295 ppb Au dans un échantillon choisi.



**PHOTO 9** - La « brèche A » recoupe les roches sédimentaires du Groupe de Richmond Gulf sur une île du lac Guillaume-Delisle.



**PHOTO 10** - La « brèche A » est constituée de fragments de roches sédimentaires et volcaniques variés.



**PHOTO 11** - La « brèche B » est constituée de fragments polygéniques subarrondis à subanguleux de dimension variable baignant dans une matrice fine.



**PHOTO 12** - La taille des fragments de la « brèche B » est très variable.



# Résumé

Ce rapport traite des résultats d'un levé géologique réalisé au cours de l'été 2002 dans la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B et 34C) à l'échelle de 1 : 250 000. Cette région est située dans le Grand-Nord québécois, plus précisément dans le secteur du village d'Umiujaq. Les roches de la région sont principalement d'âge Archéen, à l'exception de quelques essaims de dykes de diabase et d'une séquence de roches volcano-sédimentaires d'âge Protérozoïque. On trouve aussi des roches d'impact météoritique d'âge Pennsylvanien sur les îles du lac à l'Eau Claire. La majorité des unités archéennes sont constituées de roches intrusives comprenant des tonalites, des granites et granodiorites, des roches felsiques à clinopyroxène et orthopyroxène ainsi que des roches mafiques et ultramafiques. Les roches intrusives contiennent des petits lambeaux de roches volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites et des

granulites. Une intrusion de syénite à néphéline constitue l'unité archéenne la plus jeune ( $2675 \pm 1$  Ma). La région a été affectée par cinq phases de déformation ductiles et cassantes (D1 à D5). La phase D2 est à l'origine du grain structural régional orienté WNW-ESE à NW-SE. La région est traversée par la Zone de déformation de Nastapoca, une zone de déformation ductile majeure E-W à ESE-WNW reliée à la phase D4. Les roches protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle contiennent des indices de Pb-Zn-Ag de type Mississippi-Valley ainsi que des indices de Cu-Ag montrant les caractéristiques des gîtes de cuivre contenus dans les lits rouges (redbeds). Les petites intrusions archéennes de composition mafique à ultramafique offrent un potentiel pour la découverte de nouveaux indices de Ni-Cu-EGP. Enfin, la Zone structurale du Golfe de Richmond constitue un secteur intéressant pour l'exploration du diamant.

Ressources  
naturelles,  
Faune et Parcs

Québec 

