

# SYNTHÈSE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

MM 2008-02



Martin Simard  
Coordonnateur

Québec 

# Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur

**Martin Simard**  
**Coordonnateur**

**MM 2008-02**

## RÉSUMÉ

Le Programme Grand Nord a été une ambitieuse initiative de cartographie géologique réalisée dans le nord du Québec entre 1997 et 2003. Au cours de cette période, 21 nouveaux levés géologiques ont été réalisés au nord du 55° parallèle à une échelle du 1/250 000 et couvrant une superficie de plus de 350 000 km<sup>2</sup>. Des travaux de gîtologie, de métallogénie, de géochronologie, et de géochimie, ainsi que plusieurs projets de recherche, ont été effectués en parallèle aux levés géologiques. L'ensemble de ces travaux a permis d'acquérir une quantité importante de nouvelles données géoscientifiques dans ce vaste territoire peu connu.

Les travaux du Programme Grand Nord ont été principalement concentrés dans les roches archéennes du nord-est de la Province du Supérieur (NEPS). Cette région comprend la majeure partie de la Sous-province de Minto, le nord de la Sous-province de La Grande et le coin nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi.

Ce document contient sept chapitres : 1) une mise en contexte présente les grandes lignes du projet et du document; 2) le contexte géologique régional décrit les principales subdivisions lithotectoniques du NEPS; 3) la « stratigraphie et géochronologie » présente une description des unités stratigraphiques de NEPS et propose des corrélations régionales et temporelles pour ces unités; 4) la « géochimie et données isotopiques du néodyme » compare chimiquement les roches des différentes unités et interprète l'existence de protocratons basée sur les âges modèles du Nd; 5) l'évolution géologique décrit les grandes étapes de l'évolution et de la construction de la croûte archéenne du NEPS; 6) les essaims de dykes mafiques d'âge protérozoïque sont présentés en fonction de leur orientation et de leur âge; et 7) la « gîtologie et métallogénie » présente une classification des indices minéralisés du NEPS, leur importance et leur potentiel économique.

Sept cartes thématiques à une échelle de 1/750 000 et une légende stratigraphique sont présentées, soient : une carte lithologique, une carte stratigraphique et sa légende, une carte des datations isotopiques, une carte des isotopes du néodyme, une carte des essaims et dykes mafiques, une carte des gîtes minéraux et une carte des assemblages métamorphiques.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

**Direction générale**

Robert Marquis

**Bureau de l'exploration géologique du Québec**

Sylvain Lacroix

**Direction de l'information géologique**

Pierre Verpaelst

**Lecture critique**

Louis Madore

Charles Maurice

**Coordonnateur**

Martin Simard

**Auteurs**

Martin Simard, Jean-Yves Labbé, Charles Maurice et Pierre Lacoste

Alain Leclair (CGC Nord du Canada)

Michel Boily (GÉON)

**Édition**

Marie Racine (Consultant)

Charles Gosselin

**Graphisme**

Charlotte Grenier

André Tremblay

**Supervision technique**

Charlotte Grenier

Manuscrit accepté pour publication le 30 juin 2008



# TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	1
<b>CHAPITRE 1</b>	
MISE EN CONTEXTE	
Martin Simard et Alain Leclair .....	9
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS DU PRÉSENT DOCUMENT .....	9
REMERCIEMENTS.....	11
<b>CHAPITRE 2</b>	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR	
Alain Leclair .....	13
PROVINCE DU SUPÉRIEUR .....	13
PARTIE NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR.....	13
Revue des travaux antérieurs .....	14
Subdivision du nord-est de la province du Supérieur .....	15
Sous-provinces .....	17
Sous-province d'Ashuanipi .....	17
Sous-province de La Grande .....	18
Sous-province de Minto .....	19
Complexe structural de Diana .....	21
Terranes.....	22
<b>CHAPITRE 3</b>	
STRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR	
Martin Simard .....	23
INTRODUCTION .....	23
But de la synthèse stratigraphique .....	23
Révision de la nomenclature stratigraphique.....	23
Données géochronologiques.....	23
DESCRIPTION DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES .....	23
Unités archéennes.....	27
Ceinture de Nuvvuagittuq (Anuv) .....	27
Complexe de Gayot (Agat).....	27
Formation d'Aubert (Aat) .....	27
Complexe de Qalluviartuuq-Payne (Aqlp) .....	27
Complexe d'Arnaud (Aarn).....	29
Complexe de Duquet (Aduq).....	29
Suite de Brésolles (Abre) .....	29
Suite de Suluppaugalik (Aspk) .....	29
Complexe de Dupire (Adpr).....	31
Complexe de Garault (Agar) .....	31
Suite de Faribault-Thury (Aftth) .....	31
Suite de Rochefort (Arot).....	32
Suite de Kapijuk (Akpj) .....	32
Complexe de Nantais (Anan) .....	32
Suite alcaline de Kimber (Akmb).....	32
Complexe de Kogaluc (Akog).....	32



Complexe de Mézard (Amez) .....	33
Ceinture de Roulier (Arlr) .....	33
Complexe d'Innuksuac (Ainn) .....	33
Suite de Coursolles (Acou) .....	33
Suite de Favard (Afav) .....	34
Suite de Sem (Asem) .....	34
Suite de Kakiattuq (Akkk) .....	34
Ceinture de Melvin (Amel) .....	34
Ceinture de Tasiataq (Atsq) .....	35
Complexe de Pélican (Apel) .....	35
Complexe de Chavigny (Achy) .....	35
Complexe de Duvert (Adv) .....	35
Suite de Châteauguay (Achg) .....	35
Suite de Bacqueville (Abcv) .....	37
Suite de Bylot (Abyl) .....	37
Suite de Lesdiguières (Alsd) .....	37
Suite de Leridon (Alrd) .....	37
Suite de La Chevrotière (Alcv) .....	39
Suite de Pinguq (Apin) .....	39
Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe) .....	39
Suite de Dufreboy (Aduy) .....	40
Suite de Desbergères (Adeb) .....	40
Complexe de Troie (Atie) .....	40
Complexe de Qimussinguat (Aqim) .....	40
Suite de Lepelle (Alep) .....	41
Suite de MacMahon (Acmm) .....	41
Suite de lac Minto (Amin) .....	41
Suite de Loups Marins (Alma) .....	43
Ceinture de Juet (Ajut) .....	43
Ceinture d'Allemand (Aale) .....	45
Complexe de Grosbois (Agrs) .....	45
Suite de Qullinaaraaluk (Aluk) .....	45
Suite de Couture (Acot) .....	46
Pluton d'Itinnaru (Aiti) .....	46
Suite de la rivière Qijuttuuq (Aqij) .....	46
Suite de Beausac (Abea) .....	46
Suite de Maurel (Amau) .....	46
Suite de Tramont (Atra) .....	47
Suite de Druillon (Adru) .....	47
Suite de Belloy (Ably) .....	47
Suite de Corneille (Acrn) .....	47
Suite de Morrice (Agdm) .....	47
Complexe de Le Roy (Aroy) .....	49
Suite de Sanigitik (Asan) .....	49
Suite de la rivière aux Mélézes (Aram) .....	49
Syénite de Bourdel (Abol) .....	49
Syénite de Tasiat (Atst) .....	51
Suite d'Opiscotéo (Aopi) .....	51
Suite de Dervieux (Ader) .....	51
Suite de Joinville (Ajoy) .....	51
Unités archéennes et protérozoïques .....	52
Complexe structural de Diana .....	52
Unités protérozoïques .....	52
Formation de Sakami .....	52
Dykes de diabase .....	52
Dykes de lamprophyre et de carbonatite .....	53

Diatrèmes .....	53
Unités paléozoïques.....	53
Impactite du lac Couture .....	53
Complexe du lac à l'Eau Claire.....	53
Unités cénozoïques.....	53
GÉOCHRONOLOGIE ET RELATIONS RÉGIONALES DES UNITÉS ARCHÉENNES.....	54
Éoarchéen (avant 3600 Ma).....	54
Paléoarchéen (de 3600 à 3200 Ma) .....	54
Mésioarchéen (de 3200 à 2800 Ma).....	54
Période mésioarchéenne entre 3200 et 2900 Ma.....	54
Période mésioarchéenne entre 2900 à 2850 Ma.....	54
Période mésioarchéenne entre 2850 à 2800 Ma.....	55
Néoarchéen (de 2800 à 2500 Ma).....	55
Néoarchéen entre 2800 et 2740 Ma.....	55
Période entre 2800 et 2760 Ma.....	56
Période entre 2760 et 2740 Ma.....	56
Néoarchéen après 2740 Ma.....	57
Période entre 2740 et 2705 Ma.....	57
Période entre 2705 et 2680 Ma.....	60
Période entre 2680 et 2630 Ma.....	62
Complexe structural de Diana .....	62
CONCLUSIONS .....	62

## CHAPITRE 4

### GÉOCHIMIE ET DONNÉES ISOTOPIQUES DU NÉODYME DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Michel Boily et Charles Maurice.....	87
INTRODUCTION.....	87
SOURCE DES DONNÉES.....	87
GÉOCHIMIE DES UNITÉS ARCHÉENNES .....	87
Roches volcano-sédimentaires .....	87
Série des komatiites et des basaltes komatiitiques.....	87
Série des tholéiites magnésiennes .....	90
Série des ferrotholéiites .....	90
Série des tholéiites contaminées.....	90
Série des basaltes, andésites et dacites calco-alcalins.....	92
Série des tufs et des laves rhyodacitiques à rhyolitiques calco-alcalins.....	92
Sommaire sur la géochimie des volcanites .....	92
Roches intrusives felsiques et intermédiaires .....	94
Série des tonalite – trondhjémite – granodiorite (TTG).....	94
Série des granodiorite – granite – monzogranite (GGM).....	97
Suite de Desbergères .....	97
Suites de Tramont et de Morrice.....	97
Comparaisons entre les unités de granodiorite – granite – monzogranite (GGM) .....	99
Série des granitoïdes à pyroxène.....	100
Sommaire sur la géochimie des roches intrusives felsiques et intermédiaires .....	102
Série des roches intrusives ultramafiques à intermédiaires.....	103
Suites de Châteauguay et de Bacqueville .....	103
Suite de Qullinaaraaluk .....	103
Suite de Couture.....	105
Sommaire sur la géochimie des roches intrusives ultramafiques à intermédiaires.....	105
Roches migmatitiques .....	105
Syénites à néphéline.....	106

COMPOSITION ISOTOPIQUE DU NÉODYME DANS LES UNITÉS VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES ARCHÉENNES.....	106
Terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud .....	106
Roches felsiques et intermédiaires .....	106
Roches mafiques et ultramafiques .....	109
CONCLUSIONS .....	109

## CHAPITRE 5

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR Alain Leclair .....	131
ÉTAPE 1 : ENTRE 3,9 ET 2,9 GA .....	133
Événement EA-1 (environ 3,82 Ga) .....	133
Événement EA-2 (environ 3,65 Ga) .....	133
Événement MA-1 (3,20 à 2,90 Ga) .....	133
ÉTAPE 2 : ENTRE 2,90 ET 2,74 GA .....	134
Événement MA-2 (2,90 à 2,85 Ga) .....	134
Événement MA-3 (2,85 à 2,80 Ga) .....	134
Événement NA-1 (2,80 à 2,74 Ga) .....	135
ÉTAPE 3 : ENTRE 2,74 ET 2,68 GA .....	136
Événement NA-2 (2,74 à 2,71 Ga) .....	136
Événement NA-3 (2,71 à 2,68 Ga) .....	136
ÉTAPE 4 : ENTRE 2,68 ET 2,62 GA .....	136
Événement NA-4 (2,68 à 2,62 Ga) .....	136

## CHAPITRE 6

ESSAIS DE DYKES MAFIQUES DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR Charles Maurice .....	137
INTRODUCTION .....	137
ESSAIS DE DYKES MAFIQUES .....	137
Caractéristiques générales .....	137
Mise en place et contexte tectonique .....	137
NOUVELLE CARTE DE COMPILATION .....	138
Méthodologie .....	138
UNITÉS D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE .....	138
Roches supracrustales (2,17 à 1,80 Ga) .....	138
Essais de dykes mafiques (2,51 à 2,00 Ga) .....	140
Pétrographie .....	141
Géochimie .....	141
CONCLUSIONS .....	141

## CHAPITRE 7

GÎTOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR Jean-Yves Labbé et Pierre Lacoste .....	143
INTRODUCTION .....	143
Méthodologie .....	143
Historique des travaux d'exploration .....	143
Ceintures de roches volcano-sédimentaires .....	144
GÉOCHIMIE DE L'ENVIRONNEMENT SECONDAIRE .....	146
Levé de géochimie de fonds de lacs du Programme Grand Nord .....	146
Cartes géochimiques .....	146



GÎTES MINÉRAUX .....	153
Gîtes syngénétiques archéens .....	153
Formations de fer de type Algoma (type 1) .....	153
Ceinture de Fagnant .....	153
Intérêt économique et potentiel minéral .....	155
Sulfures volcanogènes (type 2) .....	155
Ceinture de Duquet.....	155
Ceinture de Nantais .....	157
Ceinture de Qalluviartuuq .....	157
Ceinture de Tasiaalujjuaq .....	157
Ceinture de Coulon.....	158
Intérêt économique et potentiel minéral .....	158
Ni-Cu magmatique (type 3) .....	158
Gîtes associés aux komatiites – Secteur du lac Gayot .....	158
Gîtes associés aux intrusions mafiques et ultramafiques – Secteur du lac Minto .....	160
Intérêt économique et potentiel minéral .....	161
Fe-Ti-V dans les intrusions mafiques (type 4) .....	162
U-Th dans les granites porphyriques (type 5).....	162
Porphyres à Mo-W (type 6).....	162
Gîtes syngénétiques protérozoïques .....	162
Cu-Ag dans les lits rouges (type 7) .....	162
Gîtes de Cu-Ag – Secteur du lac Guillaume-Delisle .....	164
Intérêt économique et potentiel minéral .....	164
U sédimentaire (type 8).....	166
Gîtes épigénétiques archéens.....	166
Disséminations polymétalliques (Ag ± Cu ± Zn) (type 9) .....	168
Disséminations à Au ± Zn ± Cu ± Ag (type 10).....	168
Or dans les formations de fer (type 11) .....	168
Ceinture de Payne .....	169
Ceinture de Kogaluc.....	170
Secteur de Narsaaluk.....	170
Ceinture de Dupire .....	170
Intérêt économique et potentiel minéral .....	171
Veines de quartz aurifères (type 12) .....	171
Ceinture de Fagnant .....	171
Ceinture de Qalluviartuuq .....	171
Ceinture de Duquet.....	171
Intérêt économique et potentiel minéral .....	172
Veines de quartz polymétalliques dans les zones de cisaillement (type 13).....	172
Veines de sulfures polymétalliques dans les roches ultramafiques (type 14) .....	172
Éléments du groupe des terres rares dans les roches carbonatées (type 15).....	172
Filons uranifères (type 16) .....	174
Remobilisations de Mo dans les failles (type 17) .....	174
Gîtes épigénétiques archéens ou protérozoïques (?) .....	174
Veines de quartz-magnétite à Cu-Co (type 18).....	174
Veines de quartz polymétalliques (type 19).....	174
Gîtes épigénétiques protérozoïques .....	176
Pb-Zn de type Mississippi-Valley (type 20) .....	176
U filonien associé à une discordance (type 21).....	176
POTENTIEL POUR D'AUTRES TYPES DE MINÉRALISATION .....	177
CONCLUSIONS .....	177
RÉFÉRENCES .....	185

**CARTES HORS TEXTE**

- C001 - Carte lithologique du nord-est de la Province du Supérieur
- C002 - Carte stratigraphique du nord-est de la Province du Supérieur
- C003 - Légende de la carte stratigraphique du nord-est de la Province du Supérieur
- C004 - Datations isotopiques réalisées dans le nord-est de la Province du Supérieur
- C005 - Isotopes du néodyme du nord-est de la Province du Supérieur
- C006 - Essaims et dykes mafiques du nord-est de la Province du Supérieur
- C007 - Gîtes minéraux du nord-est de la Province du Supérieur
- C008 - Carte des assemblages et textures métamorphiques du nord-est de la Province du Supérieur

# CHAPITRE 1

## MISE EN CONTEXTE

**Martin Simard et Alain Leclair**

Le Programme Grand Nord fut une des plus ambitieuses initiatives de cartographie géologique réalisée au Québec. Par ce programme, le gouvernement du Québec visait à ouvrir de nouveaux territoires à l'exploration minière par l'acquisition de nouvelles données géoscientifiques dans une région peu connue, d'une superficie d'environ 350 000 km<sup>2</sup> à l'intérieur du territoire du Nunavik, au nord du 55<sup>e</sup> parallèle (figure 1.1). Le programme a débuté en 1997 par un important levé géochimique de sédiments de fonds de lacs financé par le biais d'un partenariat entre le Ministère des Ressources naturelles et cinq sociétés minières (Cambior, Falconbridge, Noranda, SOQUEM et Mines Virginia). Les 26 220 échantillons, prélevés selon une maille de 12 km<sup>2</sup>, ont permis de générer des cibles qui ont incité quelques sociétés minières à entreprendre des travaux d'exploration.

Le Programme Grand Nord s'est poursuivi par une vaste campagne de cartographie géologique qui s'est échelonnée de 1998 à 2003. Durant cette période, 21 nouveaux levés géologiques à l'échelle de 1/250 000 ont été réalisés (figure 1.1). L'étude de cet immense territoire dépourvu d'accès routier a nécessité le déploiement d'une logistique complexe et onéreuse ainsi que la participation de nombreux géologues, assistants-géologues et techniciens, tant pour le travail sur le terrain que pour la saisie des données et la production des cartes géologiques. L'implication d'équipes multidisciplinaires durant toute la durée du programme a permis de recueillir des données géoscientifiques touchant plusieurs domaines d'activités. Des travaux de gîtologie, de métallogénie, de géochronologie et de géochimie ainsi que plusieurs projets de recherches, effectués en partenariat avec les universités, ont été réalisés concurremment aux travaux de cartographie. Tous ces travaux ont mené à la publication de nombreux rapports et cartes géologiques, de rapports d'étude, de documents promotionnels et d'articles scientifiques, en plus de contribuer de façon importante à la mise à jour du Système d'information géominère du Québec (SIGÉOM).

Le substratum rocheux du Grand Nord québécois est dominé par des assemblages d'âge archéen qui appartiennent au nord-est de la Province du Supérieur (NEPS). L'approche stratigraphique adoptée lors de la cartographie géologique a permis de mettre en évidence la présence d'unités régionales portant l'empreinte des événements géologiques qui les ont affectées à différentes époques de l'Archéen. En effet, la distribution spatiale de ces unités ainsi que les données géochronologiques et isotopiques témoignent d'une évo-

lution complexe sur plus de 1,2 Ga (milliards d'années). Cette évolution géologique fait intervenir des étapes de croissance et de remaniement de la croûte archéenne entre 3,82 et 2,62 Ga. Les données géoscientifiques recueillies ont également permis de distinguer deux grands terranes qui ont évolué différemment à travers les temps et qui ont joué un rôle important dans la distribution des unités stratigraphiques. L'interprétation de ces nouvelles données nous a amenés à reconsidérer le rôle et l'importance des grands ensembles lithotectoniques proposés pour le NEPS par la Commission géologique du Canada (chapitre 2). Ces ensembles, initialement interprétés comme le résultat de l'accrétion de terrains divers, semblent plutôt être le reflet de la distribution de certaines unités stratigraphiques ayant des caractéristiques géophysiques contrastantes. La visite de nombreux indices minéralisés ainsi que la compilation de l'ensemble des données concernant les gîtes minéraux ont permis de dresser une image plus précise du potentiel minéral du NEPS, plus particulièrement à l'intérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires métamorphisées. Plus de 21 types de gîtes minéraux ont été reconnus, témoignant de la diversité du potentiel économique de cette région.

### PRINCIPAUX ÉLÉMENTS DU PRÉSENT DOCUMENT

Cette synthèse s'appuie sur les données présentées dans l'ensemble des cartes et rapports géologiques, des études thématiques et des documents promotionnels publiés par le gouvernement du Québec. Elle tient également compte des travaux antérieurs de la Commission géologique du Canada ainsi que des travaux de recherche publiés dans les revues géoscientifiques et les monographies universitaires. Le présent volume et la base de données géoréférencées qui s'y rattache représentent une source d'information géologique importante pour les intervenants du domaine minier et la communauté géoscientifique qui œuvrent dans le Grand Nord québécois.

Le travail de compilation, d'interprétation et de rédaction qui a mené à la publication de ce document a été réalisé par plusieurs auteurs qui ont également participé, avec plusieurs autres géologues, à la réalisation des levés géologiques, des études thématiques et des rapports géologiques ainsi qu'à l'archivage des données dans le système d'information géominère du Québec (SIGÉOM) et au traitement de ces données dans le système de production de cartes à petites



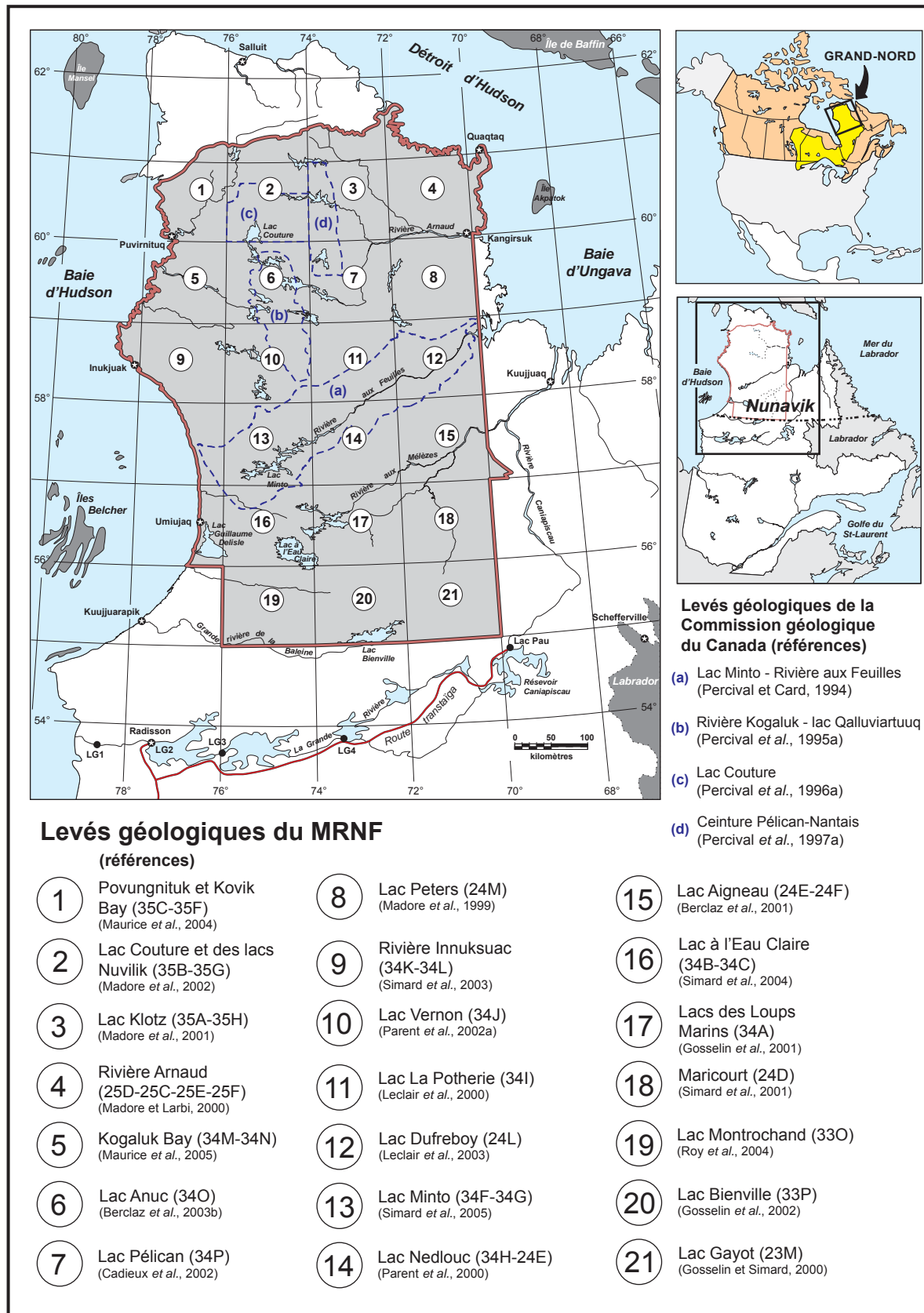


FIGURE 1.1 – Région visée par le Programme Grand Nord et localisation des principaux travaux de cartographie du MRNF et de la CGC.

échelles (SPCPE). D'autre part, les travaux reliés à la synthèse des données géochimiques et isotopiques ont été exécutés par le Michel Boily spécialiste de GÉON.

Le document comprend sept thèmes principaux : a) la mise en contexte; b) le contexte géologique régional; c) la stratigraphie et la géochronologie; d) la géochimie et les données isotopiques du Nb; e) le modèle d'évolution; f) les essais de dykes mafiques protérozoïques; g) la gîtologie et la métallogénie. Il est accompagné de sept cartes thématiques et d'une légende stratigraphique (hors-texte), soit : une carte lithologique, une carte stratigraphique et sa légende, une carte des datations isotopiques, une carte des isotopes du néodyme, une carte des essais et dykes mafiques, une carte des gîtes minéraux et une carte des assemblages et textures métamorphiques. Ces cartes sont également disponibles en format numérique ArcGIS via E-Sigéom (Examine). <http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>

Le thème *contexte géologique régional* positionne la région à l'intérieur de la Province du Supérieur. Il fournit également les principales caractéristiques du NEPS, autant pour les deux terranes que pour les différents domaines géologiques et les modifications proposées à leurs limites.

Le thème *stratigraphie et géochronologie* présente une description des unités stratigraphiques. Il traite également des données géochronologiques provenant soit des datations réalisées par le MRNF au court du Programme Grand Nord, soit des datations réalisées par la CGC qui ont été publiées ou mentionnées dans les articles scientifiques et les cartes géologiques. Toutes ces données ont permis d'interpréter l'âge des différentes unités stratigraphiques et de les intégrer dans un modèle d'évolution. Deux cartes accompagnent ce chapitre. La carte stratigraphique montre la distribution régionale des unités stratigraphiques. La légende qui l'accompagne donne une description sommaire des unités et contient deux schémas qui positionnent les unités stratigraphiques dans une échelle temporelle. La seconde carte montre la distribution régionale des âges de cristallisation et des âges de zircons hérités d'après les données du MRNF et de la CGC.

Le thème *géochimie et données isotopiques du néodyme* met en parallèle les compositions chimiques des unités archéennes qui possèdent des caractéristiques géologiques comparables. Cette comparaison a pour but de faire ressortir les différences géochimiques de ces unités en fonction de leur distribution spatiale et de leur âge. Ce chapitre traite également de la géochimie isotopique du Nd et présente une distribution régionale des âges modèles d'extraction du manteau. Ces données ont permis de reconnaître deux terranes ayant évolué distinctement. La carte qui accompagne ce chapitre donne la répartition régionale des âges modèles interprétés à partir des données isotopiques du Nd.

Le thème *modèle d'évolution* décrit les grandes étapes de l'évolution et de la construction de la croûte archéenne basées sur les données stratigraphiques, géochronologiques, isotopiques et géochimiques présentées dans les chapitres précédents.

Le thème *essais de dykes mafiques* présente une compilation et une description des essais de dykes mafiques d'âge Protérozoïques selon leur orientation et leur âge. La carte qui accompagne ce chapitre présente la distribution régionale des différents essais, leur importance et l'orientation préférentielle des dykes qui les composent.

Le thème *gîtologie et métallogénie* présente une classification des indices minéralisés du NEPS en fonction des types de minéralisation, du contexte structural, de la composition de la roche encaissante et de l'âge de la minéralisation. Pour plusieurs catégories, la description de gîtes connus de classe mondiale met en évidence l'importance économique de ce type de gîte et une discussion expose leur potentiel de découverte dans le Grand Nord. La carte gîtologique montre la distribution des indices et gîtes ainsi que leur association aux différents types de gîtes reconnus dans le Grand Nord.

Pour compléter le tout, la carte régionale de *distribution des assemblages métamorphiques* présente l'interprétation des faciès métamorphiques déduite de l'observation des paragenèses minérales en lames minces. Elle est accompagnée d'une note explicative.

Par son contenu, le présent document ne remplace pas les documents antérieurs, mais donne plutôt un aperçu global de la géologie du nord-est de la Province du Supérieur en mettant l'accent sur les plus importants résultats des études effectuées dans cette région. Le lecteur désirant plus d'informations peut consulter les cartes et les rapports géologiques des différentes régions cartographiées (voir références et figure 1.1), la compilation géologique régionale de Leclair (2005), le lexique stratigraphique des unités archéennes (Simard, 2008) ainsi qu'un rapport traitant d'une partie des données géochronologiques (David *et al.*, 2008).

## REMERCIEMENTS

La réalisation du Programme Grand Nord repose sur la collaboration de plusieurs personnes qui, par leur engagement et leur dévouement, ont contribué de manière considérable à la réussite de ce projet. Les levés géologiques, parrainés par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, ont été réalisés par une équipe pluridisciplinaire réunissant les présents auteurs, des collègues de Géologie Québec ainsi que plusieurs étudiants universitaires, chercheurs externes et personnes-ressources. Nous remercions tout particulièrement les géologues suivants avec lesquels nous avons partagé la responsabilité des projets de cartographie : Daniel Bandyayera, Jean Bédard, Alain Berclaz, Pierre Brouillette, Anne-Marie Cadieux, Serge Chevê, Jean David, Charles Gosselin, Youcef Larbi, Louis Madore, Martin Parent, Patrice Roy, Robert Thériault et Sophie Turcotte. Nous tenons également à souligner les contributions importantes des personnes suivantes : Mona Baker, Marc Beaumier, Yan Bourassa, Jean Choinière, Denis-Jacques Dion, Philippe Ferron, Don Francis, Laurent Godin, Normand Goulet, Michel Hocq, Isabelle Lafrance,

François Leclerc, Michel Leduc, Denis Lefebvre, Gabrièle Lemieux, Pierre Nadeau, Michel Parent, Olivier Rabeau, Ross Stevenson, Peter Thompson et Pierre Verpaelst. Certaines interprétations exposées dans le présent document s'appuient spécifiquement sur les ouvrages réalisés par ces géologues. Finalement, nous remercions sincèrement les nombreux géologues, assistants-géologues, cuisiniers, hommes d'équipe, pilotes et mécaniciens d'hélicoptère ainsi que tout le personnel administratif et de soutien de Géologie Québec qui s'est impliqué, de près ou de loin, dans la réalisation du Programme Grand Nord au cours des années.

Ce document a bénéficié d'une lecture critique judicieuse et constructive par Louis Madore, du Bureau de la géoinformation, et par Charles Maurice, du Bureau d'exploration

géologique du Québec. Le travail d'édition du document a été réalisé par Marie Racine. Les auteurs remercient tout spécialement Frédéric St-Pierre, Patrick Olivier et Nelson Leblond, du Bureau de la géoinformation, qui ont su exploiter habilement le système de production de cartes à petites échelles (SPCPE) et le système ArcGIS pour l'élaboration des cartes thématiques numériques. Nous remercions également Charlotte Grenier, Carole Roy et André Tremblay qui ont participé à la préparation des figures, ainsi que les différents techniciens en géomatique et en ressources minérales du Bureau de la géoinformation qui ont effectué la numérisation et la modification des cartes géologiques dans SIGÉOM.



## CHAPITRE 2

### CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Alain Leclair

#### PROVINCE DU SUPÉRIEUR

La Province du Supérieur constitue le cœur du Bouclier canadien et du continent nord-américain. Elle correspond à un vaste craton archéen (1,6 million km<sup>2</sup>) dont près de la moitié se trouve au Québec (Hocq, 1994; Card et Poulsen, 1998). Cette province est constituée en grande partie de roches néoarchéennes (2,8 à 2,5 Ga). Toutefois, les récentes études isotopiques (données géochronologiques U-Pb sur zircons hérités et Sm-Nd sur la roche totale) ont permis de retracer des événements magmatiques anciens et d'identifier d'importants domaines mésoarchéens et paléoarchéens (3,6 à 2,8 Ga) (Tomlinson *et al.*, 2004; Boily *et al.*, 2006a et 2006b; Percival *et al.*, soumis). On y reconnaît également quelques rares unités plus anciennes (>3,6 Ga) représentant les vestiges d'une croûte d'âge éoarchéen (Böhm *et al.*, 2003; David *et al.*, 2004). La cratonisation des roches archéennes a eu lieu entre 2,6 et 2,5 Ga. Durant le Protérozoïque, le craton de la Province du Supérieur a été affecté le long de ses bordures ouest, nord et est par l'orogénèse trans-hudsonienne et le long de sa bordure sud par l'orogénèse grenvillienne (Hoffman, 1988 et 1989; Card et Poulsen, 1998). Des fractures ont amené la mise en place de plusieurs essaims de dykes mafiques (Buchan et Ernst, 2004; Maurice, chapitre 6) et des séquences supracrustales se sont déposées en discordance sur les roches archéennes.

La Province du Supérieur est traditionnellement subdivisée en plusieurs sous-provinces (Stockwell, 1982; Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Card et Poulsen, 1998) sur des bases lithologiques, structurales, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques (figure 2.1). On y reconnaît quatre principaux types de sous-province à l'intérieur desquels peuvent être déterminés plusieurs terranes, domaines, complexes et ceintures de roches vertes (Stott, 1997; Card et Poulsen, 1998; Percival *et al.*, 1992, 2001 et soumis; Tomlinson *et al.*, 2004; Leclair, 2005; Boily *et al.*, soumis; chapitre 4). En général, les sous-provinces métasédimentaires et les sous-provinces volcano-plutoniques ont des signatures magnétiques relativement faibles avec des motifs réguliers ou sinueux, tandis que les sous-provinces plutoniques et les sous-provinces gneissiques sont caractérisées par des anomalies magnétiques positives.

Au Québec, la Province du Supérieur peut être divisée en deux grands secteurs. Le secteur méridional, composé majoritairement de roches sédimentaires, de roches volcaniques et de roches plutoniques, est caractérisé par une alternance

de sous-provinces linéaires dont le grain structural régional est orienté E-W (figure 2.1). Le secteur nord, presque essentiellement plutonique, correspond à la Sous-province de Minto et se divise en différents domaines géologiques orientés selon une direction NNW-SSE. Ces domaines comprennent d'importantes unités de roches charnockitiques et montrent un relief magnétique prononcé (figures 2.2 et 2.3). L'origine du changement dans l'orientation structurale entre ces deux secteurs du Supérieur demeure incertaine. Percival *et al.*, (2006) mentionnent que cette courbure du grain structural régional reflète une inflexion oroclinale produite par une tectonique transrotationnelle, un changement de régime tectonique du nord au sud ou un « effet de coin » autour d'un protocraton durant le magmatisme et la déformation au Néoarchéen.

#### PARTIE NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Le nord-est de la Province du Supérieur (NEPS) est composé majoritairement de roches plutoniques archéennes (carte lithologique hors texte; Leclair, 2005). Ces roches ignées, de composition felsique à ultramafique, sont plus ou moins foliées et ont préservé, à différents degrés, leurs textures d'origine. Les roches plutoniques felsiques sont les plus communes et les plus répandues. Elles sont composées de tonalites (40 %), de granites (20 %), de granodiorites (15 %), de roches charnockitiques (15 %) et, plus rarement, de monzonites et de syénites (< 1 %). Elles apparaissent généralement en feuillets allongés définissant le style structural prédominant de la région. Les petits plutons circonscrits de roches dioritiques, gabbroïques et ultramafiques représentent moins de 2 % du substratum rocheux. Les roches métavolcaniques et métasédimentaires comptent pour moins de 10 % de l'ensemble des roches archéennes (carte lithologique hors texte; Leclair, 2005). Ces roches forment des unités lenticulaires isolées ou des ceintures démembrées et discontinues encaissées à l'intérieur des masses intrusives. Les ceintures les mieux préservées peuvent atteindre jusqu'à 10 km de largeur et 120 km de longueur.

Le NEPS est bordé par des roches sédimentaires et volcaniques d'âge Paléoprotérozoïque. À l'est, on trouve les roches la Fosse du Labrador, reliées à l'Orogène du Nouveau-Québec (Wardle *et al.*, 2002; Clark et Wares, 2004), au nord, celles de la Fosse de l'Ungava associées à l'Orogène de l'Ungava (Taylor, 1982; St-Onge et Lucas,

1990; Lamothe, 1994) et à l'ouest, les roches du graben de Richmond Gulf (Dimroth *et al.*, 1970; Chandler, 1988) (figure 2.2). Des roches sédimentaires paléoprotérozoïques se trouvent aussi en discordance sur les roches du NEPS et forment de petits lambeaux isolés, dispersés le long d'un axe essentiellement E-W à la hauteur du 56<sup>e</sup> parallèle (Eade, 1966; Clark, 1984). Finalement, au moins une douzaine d'essaims de dykes protérozoïques recoupent les roches archéennes (Buchan et Ernst, 2004; Maurice *et al.*, 2005; chapitre 6).

Des impactites d'âge pennsylvanien (Bostock, 1969; Rondot *et al.*, 1993) contenant des enclaves de calcaires ordoviciens se trouvent sur l'anneau d'îles au centre du lac à l'Eau Claire. Des impactites d'âge silurien (Bottomley *et al.*, 1990) ont également été observées dans les dépôts meubles quaternaires en bordure de l'astrolème du lac Couture (Madore *et al.*, 2002). Enfin, le cratère des Pingualuit, anciennement nommé cratère du Nouveau-Québec, provient

d'un impact plus jeune dont les fragments ont été datés à 1,3 Ma (Grieve *et al.*, 1989).

Les travaux réalisés dans le cadre du Programme Grand Nord ont permis d'assigner les assemblages lithologiques archéens à différentes unités stratigraphiques, de leur attribuer des âges, de les caractériser chimiquement et d'en évaluer le potentiel économique. Ces nouvelles connaissances, jumelées à celles déjà acquises lors des travaux antérieurs, permettent de fournir une nouvelle interprétation géologique du nord-est de la Province du Supérieur.

### Revue des travaux antérieurs

Les premières observations géologiques de la partie nord-est de la Province du Supérieur ont été faites par les géologues de la Commission géologique du Canada, notamment par Bell (1877 et 1885) et par Low (1889, 1898 et 1902) au cours d'une série d'expéditions dans les régions

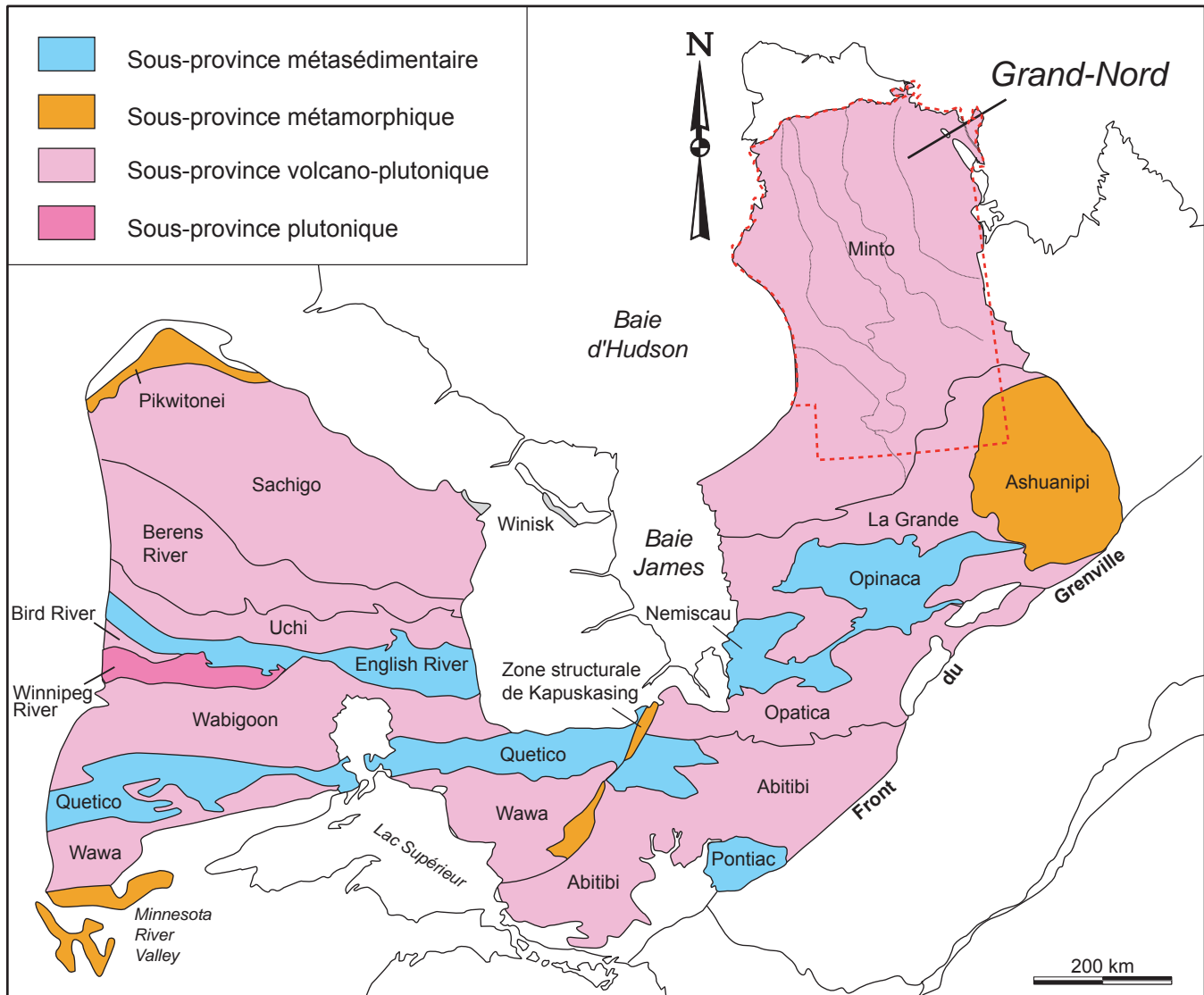


FIGURE 2.1 – Subdivisions de la Province du Supérieur.

côtières de la péninsule d'Ungava et à l'intérieur des terres, par l'entremise des rivières et de leurs ruisseaux tributaires. La géologie de la région a aussi été brièvement décrite lors de cheminements à l'intérieur de la péninsule, via les lacs et les rivières (Flaherty, 1918; Aubert de la Rue, 1948). D'autres observations géologiques ont été rapportées par Kranck (1951) le long de la côte est de la baie d'Hudson, ainsi que par Kretz (1960) qui a publié une carte de la portion nord de la péninsule d'Ungava à l'échelle de 1/1 013 760. Il faudra attendre les années 1950 et 1960 pour que la Commission géologique du Canada entreprenne la cartographie systématique de l'ensemble du nord-est de la Province du Supérieur. Des levés géologiques de reconnaissance par hélicoptère ont alors été réalisés par Eade (1966) et Stevenson (1968) entre le 52° et le 61° parallèle nord. Deux cartes géologiques à l'échelle de 1/1 000 000 ont été produites et, par la suite, intégrées à la carte géologique du Québec (Avramtchev, 1985). Ces cartes sont basées sur l'information recueillie le long de lignes de vol prédéterminées avec des sites d'observations espacés d'environ 10 km. Durant cette même période, Lee (1965) a cartographié les roches protérozoïques et archéennes (incluant la ceinture de Nuvvuagittuq; chapitre 3) situées le long de la zone côtière, au sud du village d'Inukjuak à l'échelle du mille au pouce. La cartographie de reconnaissance du reste de la péninsule d'Ungava a été achevée par Taylor (1982) qui a produit une carte de la région située au nord du 61° parallèle à l'échelle de 1/250 000. Mentionnons que les roches du Pennsylvanien associées à un impact météoritique sur les îles du lac à l'Eau Claire ont été cartographiées par Kranck et Sinclair (1963), Bostock (1969) et Rondot *et al.* (1993).

Au cours des années 80 et 90, la Commission géologique du Canada poursuit ses travaux dans le nord-est de la Province du Supérieur. Card et Ciesielski (1986) ont été les premiers à subdiviser la région en quatre grandes sous-provinces : 1) la Sous-province volcano-plutonique de La Grande au sud; 2) la Sous-province plutonique de Bienville au centre; 3) la Sous-province plutonique et de haut grade métamorphique d'Ashuanipi à l'est; 4) la Sous-province plutonique-gneissique de Minto au nord. Par la suite, la CGC a réalisé un levé géologique à l'échelle de 1/500 000 le long de la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994), puis trois levés additionnels au 1/250 000 dans des secteurs plus au nord (Percival *et al.*, 1995a, 1996a et 1997a). Ces travaux ont mené à une modification des limites entre les quatre sous-provinces ainsi qu'à la subdivision de la Sous-province de Minto en différents domaines, subdivision basée sur des critères géologiques et géophysiques. Ces travaux ont aussi permis de documenter les ceintures volcano-sédimentaires de Vizien (Percival et Card, 1992; Percival *et al.*, 1993; Skulski et Percival, 1996), de Kogaluc, de Qalluviartuq (Percival *et al.*, 1995b), de Duquet (Percival *et al.*, 1996b) et de Pélican-Nantais (Percival *et al.*, 1997b). À la suite des travaux réalisés dans les secteurs de Kuujuarapik, du lac à l'Eau Claire et du lac Bienville, Ciesielski (1998 et 2000) repositionne la limite de la Sous-province de Bienville un

peu plus au sud par rapport à celle proposée par Card et Ciesielski (1986).

Quelques levés géologiques d'étendue limitée ont aussi été réalisés dans le NEPS entre la fin des années 1980 et le début du Programme Grand Nord. Lamothe (1997) a cartographié la ceinture volcano-sédimentaire du lac Dupire à l'échelle de 1/50 000. Certains levés réalisés dans les terrains limitrophes des orogènes paléoprotérozoïques de l'Ungava (Lamothe *et al.*, 1984; Moorhead, 1988, 1989 et 1996; Roy, 1989; Togola, 1992; St-Onge and Lucas, 1993 et 1997) et du Nouveau-Québec (Dimroth, 1978; Dressler, 1979; Clark and Wares, 2004) ont inclus les portions adjacentes de roches archéennes de la Province du Supérieur. Dans le secteur du lac Guillaume-Delisle, les séquences de roches paléoprotérozoïques du Graben de Richmond Gulf ont été cartographiées à l'échelle de 1/100 000 par Chandler (1988).

Le Programme Grand Nord a débuté en 1997 par un important levé de sédiments de fonds de lac et s'est poursuivi par une vaste campagne de cartographie géologique qui s'est échelonnée de 1998 à 2003 (chapitre 1).

La Commission géologique du Canada a produit des cartes de la géologie du Quaternaire, des levés de reconnaissance des minéraux indicateurs de kimberlites ainsi que d'indicateurs d'écoulement glaciaire pour plusieurs régions du Grand Nord (Paradis et Parent, 2005; Parent *et al.*, 2002b, 2003 et 2004). Des études géochimiques visant à déterminer la distribution des éléments dans les environnements secondaires et le potentiel diamantifère du Grand Nord ont aussi été réalisées (Beaumier, 2001; Beaumier *et al.*, 2002a et 2002b).

Les travaux de prospection et d'exploration minière dans le nord-est de la Province du Supérieur ont débuté à la fin des années 1940 et se sont poursuivis de façon intermittente jusqu'à ce jour, influencés à la fois par la demande mondiale pour divers métaux précieux et usuels et par les résultats des travaux reliés au Programme Grand Nord. Un historique détaillé des travaux réalisés par différents consortiums de sociétés minières et sociétés indépendantes est présenté au chapitre 7.

### Subdivision du nord-est de la province du Supérieur

La subdivision du NEPS en sous-provinces et en domaines géologiques et géophysiques distincts a servi de base pour l'élaboration d'un modèle tectonomagmatique de la région (Percival et Skulski, 2000; Percival *et al.*, 2001). Ces auteurs ont suggéré que les différents domaines de la Sous-province de Minto, correspondent à des « terrains lithotectoniques » juxtaposés par accréation latérale. Toutefois, certaines études récentes proposent plutôt un modèle basé sur une tectonique verticale (Bédard *et al.*, 2003; Bédard 2006). Les résultats des travaux de cartographie du Programme Grand Nord ont permis d'apporter certaines modifications à la subdivision du NEPS et de remettre en question l'importance des domaines dans l'évolution du craton. Ces travaux ont mis

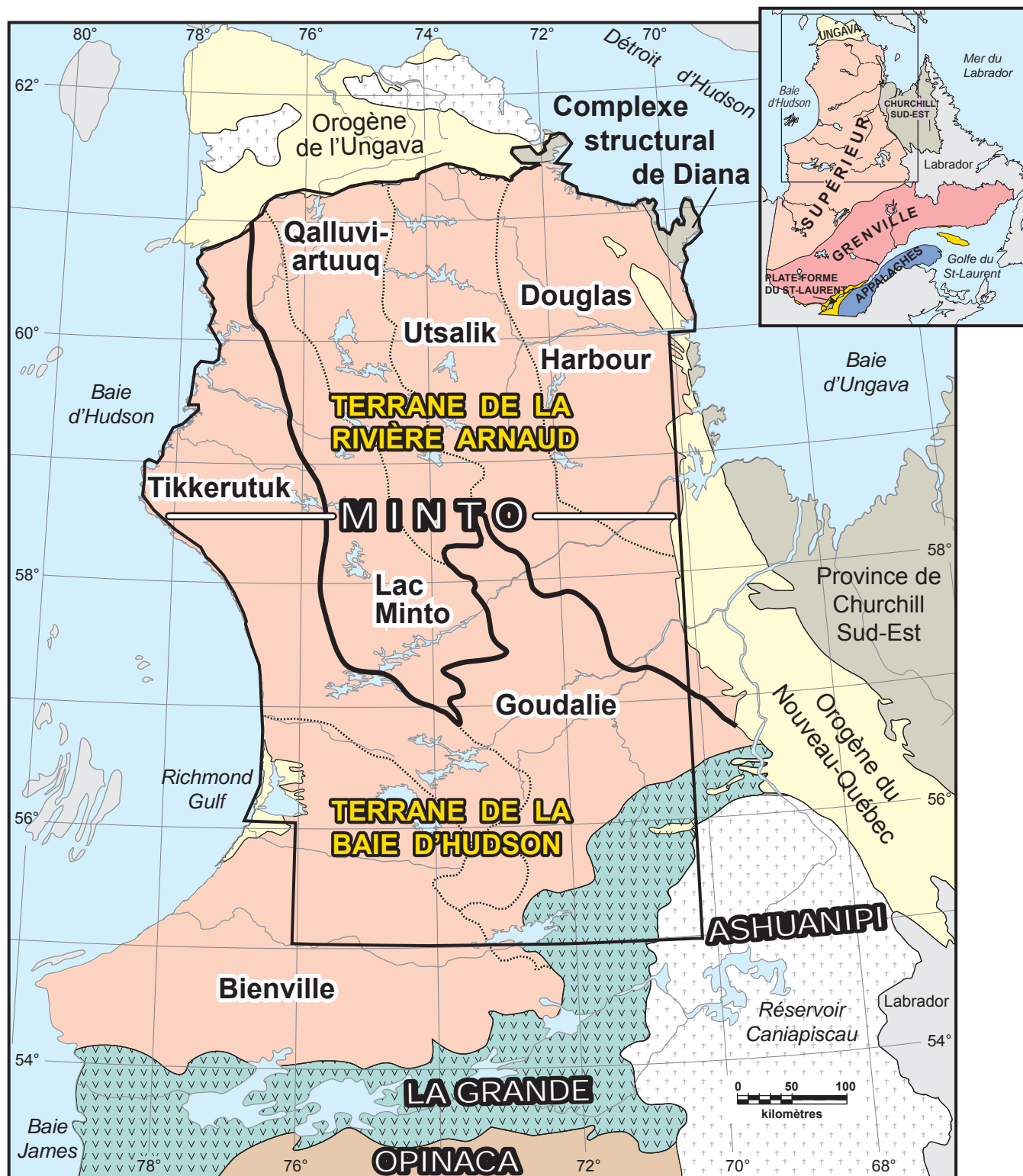


FIGURE 2.2 – Cadre géologique régional de la partie septentrionale du Québec montrant les domaines (noir), les sous-provinces (blanc) et les terranes (jaune) du nord-est de la Province du Supérieur (modifié de Card et Poulsen, 1998; Percival *et al.*, 1992 et 2001; Leclair, 2005).



en évidence l'existence de deux grands terranes distincts, l'un au nord (rivière Arnaud) et l'autre au sud et à l'ouest (baie d'Hudson), qui ont évolué différemment dans le temps (figure 2.2).

Les subdivisions du NEPS impliquent quatre types d'éléments géologiques, géophysiques ou tectoniques :

1. Les sous-provinces représentent des régions ayant des caractéristiques lithologiques, structurales, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques semblables, mais peuvent contenir plusieurs domaines;
2. Les domaines se distinguent entre eux par leurs caractéristiques lithologiques et stratigraphiques de même que par leur signature aéromagnétique, mais aussi par leurs caractéristiques géochronologiques, isotopiques et structurales;
3. Un complexe structural contenant des roches archéennes fortement affectées par la déformation ductile d'âge protérozoïque;
4. Les terranes sont définis à partir des données géochronologiques et isotopiques ainsi que par les principaux ensembles stratigraphiques qui les composent. Ils peuvent chevaucher plusieurs domaines ou sous-provinces.

### *Sous-provinces*

Le nord-est de la Province du Supérieur correspond principalement à la Sous-province de Minto (figure 2.2). Dans l'extrémité sud-est de la région étudiée, on retrouve également le prolongement nord-est de la Sous-province de La Grande ainsi que des roches appartenant à la portion nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Au sud, la Sous-province de Bienville (Card et Ciesielski, 1986) est maintenant considérée comme un domaine de la Sous-province de Minto. En effet, les caractéristiques lithologiques et structurales de cette zone nous incitent à apporter ce changement et ainsi, abandonner le terme de « Sous-province de Bienville ». Dans l'extrémité nord-est, le Complexe structural de Diana correspond à la zone de transition entre la Province du Supérieur et la Province de Churchill.

### *Sous-province d'Ashuanipi*

La Sous-province d'Ashuanipi (aussi appelée « Complexe d'Ashuanipi »; Percival *et al.*, 1992; Card et Poulsen, 1998) occupe une superficie d'environ 300 km par 300 km dans l'est de la Province du Supérieur (figure 2.1). Cette région est caractérisée par des anomalies magnétiques irrégulières (figure 2.3) associées à des roches de haut degré métamorphique et à des roches plutoniques. La Sous-province d'Ashuanipi est constituée principalement de paragneiss migmatitique en association avec de grandes masses de diatexite à orthopyroxène (2,68 à 2,66 Ga). On y trouve aussi une suite précoce de tonalite-diorite-pyroxénite (environ 2,72 Ga, Suite de Desliens; Percival *et al.*, 2003) et quelques ceintures de roches métavolcaniques (2,71 Ga;

Leclair *et al.*, 1998). Toutes ces roches sont déformées et métamorphisées au faciès des granulites et elles sont recoupées par des plutons de granite, de granodiorite, de tonalite et de syénite (2,65 à 2,62 Ga) ainsi que par des plutons de granite anorogénique (2,57 Ga) (Percival *et al.*, 1992; Chevé et Brouillette, 1995; David et Parent, 1997; Parent, 1998; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998). Les paragneiss, intercalés de formations de fer, constituent les plus vieilles roches (Percival *et al.*, 1992). Les protolites des diatexites de l'Ashuanipi sont des grauweekes comparables à ceux de la Sous-province d'Opinaca qui est en continuité structurale et en contact transitionnel (Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998). Les diatexites renferment jusqu'à 50 % d'enclaves de paragneiss et de roches tonalitiques. Elles possèdent des compositions identiques aux roches encaissantes, suggérant une dérivation des intrusions à partir de sources crustales (Percival, 1991). Les conditions du pic métamorphique préservées dans les roches granulitiques atteignent des températures de 820 à 900 °C et des pressions de 6 à 7 kb (Percival, 1991; Guernina et Sawyer, 2003) équivalant aux conditions de la croûte moyenne.

Tandis que les orientations structurales et aéromagnétiques E-W prédominent dans la partie sud de la Sous-province d'Ashuanipi (Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998), la partie nord est caractérisée par des orientations variant de NW à NE (Percival, 1993; Chevé et Brouillette, 1995). Ce changement d'orientation structurale définit une partie de la grande courbure correspondant à l'oroclinal du Supérieur. Plus à l'ouest, les structures sont de directions variables, reflétant un style de déformation complexe de nature polyphasée (Leclair *et al.*, 1996; Lamothe *et al.*, 2000; Thériault et Chevé, 2001).

La portion de la Sous-province d'Ashuanipi couverte par le programme de cartographie Grand Nord est caractérisée par une quantité importante de diatexites (Suite d'Opiscotéo) et par des unités kilométriques de paragneiss migmatitique (Complexe de Grosbois). Ces diatexites ont un âge plus jeune (2638 Ma) que les autres diatexites de la Sous-province d'Ashuanipi (2682 à 2650 Ma). La présence d'orthopyroxène dans les paragneiss et les diatexites indique que le métamorphisme a atteint le faciès des granulites lors de la fusion partielle. Les paragneiss et les diatexites sont recoupés par des intrusions de granodiorite et de granite (suites de Dervieux et de Joinville) qui pourraient équivaloir à d'autres unités intrusives connues ailleurs dans la Sous-province d'Ashuanipi. Ces diatexites et intrusions felsiques sont associées aux événements magmatiques archéens les plus jeunes de la région (< 2,68 Ga). Des lambeaux de roches tonalitiques (2690 Ma; Suite de Beausac) sont enclavés dans les diatexites et les roches intrusives. La limite entre la Sous-province d'Ashuanipi, à l'est, et la Sous-province de La Grande, à l'ouest, correspond plus ou moins avec la faille de Vaujours, une structure majeure reconnue dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1).



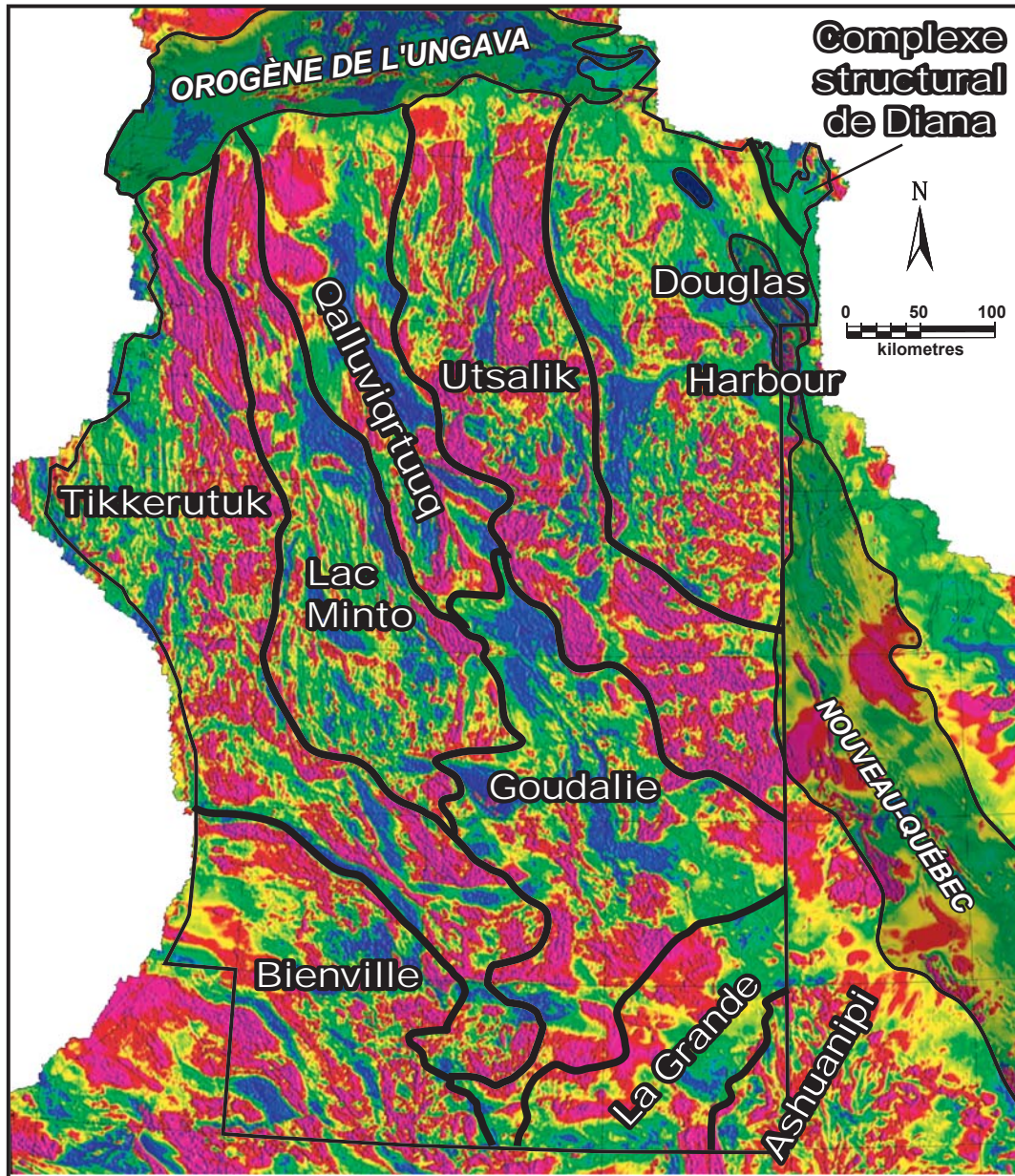


FIGURE 2.3 – Carte aéromagnétique du nord-est de la Province du Supérieur.

#### *Sous-province de La Grande*

La Sous-province volcano-plutonique de La Grande est orientée E-W de la baie James jusqu'au nord du réservoir Caniaspicau où elle bifurque alors vers le NE, au contact avec les diatexites de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.2). Typiquement associée à une signature aéromagnétique relativement faible (figure 2.3), la Sous-province de La Grande est surtout constituée de roches plutoniques felsiques dans lesquelles sont encaissées de nombreuses séquences de roches supracrustales déformées et métamorphisées jusqu'au faciès des amphibolites supérieur. Au sud, dans le secteur Eastmain, les roches volcaniques se sont mises en place en quatre cycles distincts, entre 2,75 et 2,70 Ga,

essentiellement en milieu océanique et sans l'interaction avec une croûte plus ancienne (Moukhsil *et al.*, 2003; Boily et Moukhsil, 2003). Au nord, dans le secteur du lac Yasinski, on reconnaît un socle ancien de gneiss tonalitiques (3,36 à 2,79 Ga) sur lequel repose en discordance une séquence de plate-forme composée d'arénites et de conglomérats uranifères (Formation d'Apple, > 2,75 Ga) surmontée par une séquence prédominée par des basaltes tholéiitiques (2,75 à 2,73 Ga; Goutier et Dion, 2004). Plus à l'est, on a identifié une séquence volcanique plus vieille (2,82 Ga) composée de komatiites, de basaltes et de tufs felsiques (Groupe de Guyer; Goutier *et al.*, 2002). L'interface entre les séquences volcaniques du secteur Eastmain, au sud, et celles associées à une croûte plus ancienne, au nord, pourrait correspondre

à une bordure tectonique majeure marquant la limite entre deux terranes.

Le segment de la Sous-province de La Grande compris dans la région étudiée (figure 2.2) est caractérisé par la présence de lambeaux anciens de roches volcaniques (2880 à 2870 Ma; Complexe de Gayot), de gneiss tonalitique (environ 2833 à 2807 Ma; Suite de Brésolles) et par l'absence de roches intrusives felsiques à pyroxène que l'on trouve plus au nord, dans la Sous-province de Minto. On y observe également la superposition d'une fabrique NW sur une fabrique plus ancienne d'orientation NE. En nous basant sur ces critères, nous avons modifié la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto dans le NEPS (figure 2.2). Cette limite demeure toutefois imprécise, puisque cette région est recoupée par d'importantes suites tonalitiques (suites de Coursolles et de Favard; 2760 à 2740 Ma) et granitiques (suites de Tramont et de Maurel; 2707 à 2686 Ma) communes à ces deux sous-provinces. Il est possible d'établir une corrélation entre les roches volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot et celles du Groupe de Guyer; ces deux complexes de même âge se composent de basaltes, de komatiites et de volcanites felsiques. De plus, les analyses de xénocristaux de zircons et les âges modèles obtenus dans la région étudiée ont fourni des résultats similaires à ceux de la région de Yasinski, indiquant la présence de sources crustales anciennes qui remonte jusqu'à 3,3 Ga.

#### *Sous-province de Minto*

La Sous-province de Minto occupe la majeure partie de la région étudiée (figure 2.2). Elle a été originellement décrite par Card et Ciesielski (1986) comme un terrain de « gneiss de degré élevé » formé notamment de granulites, en raison de la présence de pyroxène qui est considéré comme étant d'origine métamorphique (Eade, 1966; Stevenson, 1968; Herd, 1978). Toutefois, les résultats de la récente cartographie par la Commission géologique du Canada (Percival et Card, 1994; Percival *et al.*, 1995a, 1996a et 1997a) et ceux du Programme Grand Nord ont révélé que l'orthopyroxène associé aux suites intrusives charnockitiques est principalement d'origine magmatique. D'ailleurs, la présence de roches intrusives felsiques à pyroxène constitue l'une des principales caractéristiques de la Sous-province de Minto. Le Minto correspond donc à une sous-province essentiellement plutonique renfermant des lambeaux de roches supracrustales métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites (Percival *et al.*, 1992; Leclair *et al.*, 2006). Elle est constituée de nombreuses unités stratigraphiques, de composition et d'âge variés, qui s'orientent selon le grain structural régional NNW-SSE.

Les travaux le long de la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994) et dans trois secteurs plus au nord (Percival *et al.*, 1995a, 1996a et 1997a) ont permis à Percival *et al.* (1992 et 2001) de reconnaître une dizaine de domaines distincts à l'intérieur du Minto basés sur les différences lithologiques, structurales et aéromagnétiques. Les travaux

réalisés dans le cadre du Programme Grand Nord ont permis de préciser la nature et les limites de ces grands domaines. Les données isotopiques et géochronologiques de même que la distribution des unités stratigraphiques permettent de démontrer que les différents événements magmatiques qui ont affecté l'ensemble de la Sous-province de Minto à différentes époques de l'Archéen transcendent la limite des domaines. Par conséquent, les domaines doivent être perçus comme le produit de la superposition de plusieurs événements magmatiques. Les domaines sont caractérisés par les unités stratigraphiques et les données géochronologiques et isotopiques qui reflètent les événements les mieux préservés.

Le **Domaine de Tikkerutuk** (Percival *et al.*, 1992) est situé dans la partie ouest de la région (figure 2.2). Il correspond à des anomalies magnétiques contrastées d'orientation N-S qui bifurquent vers le SE dans le sud du domaine (figure 2.3). Le Domaine de Tikkerutuk se distingue par la présence d'une importante suite de roches intrusives felsiques à pyroxènes (Suite de Loups Marins) mise en place entre 2735 et 2705 Ma. Cette suite comprend une unité précoce à orthopyroxène (2730 à 2720 Ma) et une unité à clinopyroxène (2715 à 2705 Ma) particularisée par la présence d'un plagioclase bourgogne. Le domaine comprend également une série de petits plutons bien circonscrits de composition mafique ou ultramafique (Suite de Qullinaaraaluk; 2720 à 2705 Ma) répartis sur une distance d'environ 450 km ainsi que de nombreux lambeaux de roches volcano-sédimentaires (Complexe d'Innuksuac, ceintures de Roulier et de Melvin; 2760 à 2764 Ma) dispersés à l'intérieur des grandes masses plutoniques. Un de ces lambeaux, la Ceinture de Nuvvuagittuq, est la plus vieille séquence de roches supracrustales (3825 Ma; David *et al.*, 2003; Simard *et al.*, 2003; O'Neil *et al.*, 2007; Cates et Mojzsis, 2007) connue dans la Province du Supérieur. La Ceinture de Nuvvuagittuq occupe une superficie de moins de 30 km<sup>2</sup> à l'extrémité ouest du Domaine de Tikkerutuk, dans une région caractérisée par un bas magnétique régional auparavant interprétée comme un domaine géologique distinct, le Domaine d'Inukjuak (Percival *et al.*, 2001; Leclair, 2005). Ce domaine est désormais intégré au Domaine de Tikkerutuk en raison des similitudes lithologiques, géochronologiques et isotopiques entre ces deux domaines, et le terme « Domaine d'Inukjuak » est abandonné. Les âges modèles obtenus dans le secteur de l'ancien domaine d'Inukjuak et, un peu plus à l'est, dans le Domaine de Tikkerutuk, témoignent d'une histoire ancienne contemporaine à la Ceinture de Nuvvuagittuq (>3,1 Ga). Une unité de tonalite (Suite de Favard; 2750 à 2740 Ma) et une unité de granite-granodiorite (Suite de Desbergères; 2720 à 2710 Ma) se trouvent aussi dans le Domaine de Tikkerutuk. Ces deux unités occupent également une superficie importante dans le sud de la Sous-province de Minto, à l'intérieur des domaines de Bienville et de Goudalie, ainsi que dans le nord de la Sous-province de La Grande.



Le **Domaine de Bienville** correspond à la Sous-province de Bienville introduite par Card et Ciesielski (1986), puis redéfinie par Ciesielski (1998). La limite tracée entre cette sous-province et celle de Minto varie selon les auteurs (Card et Ciesielski, 1986; Ciesielski, 2000; Card et Poulsen, 1998; Percival *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002; Leclair, 2005). Toutefois, le prolongement des unités stratigraphiques et des anomalies magnétiques typiques de la Sous-province de Minto à l'intérieur du Bienville ainsi que la similitude des âges obtenus de part et d'autre de cette limite, nous amène à reconsidérer le Bienville comme un domaine appartenant à la Sous-province de Minto. Les similitudes géologiques et géophysiques entre ces deux sous-provinces et la possibilité qu'elles partagent une histoire magmatique commune avaient déjà été évoquées (Card et Poulsen, 1998; Percival *et al.*, 2001). Les roches plutoniques du Domaine de Bienville, tout comme celles du Domaine de Tikkerutuk, sont majoritairement d'âge néoarchéen. Les âges des zircons hérités et les âges modèles indiquent des sources crustales anciennes et aussi vieilles que 3,4 Ga dans le cas du Bienville (chapitre 4).

La moitié nord du Domaine de Bienville, représentée par des anomalies aéromagnétiques curvilignes de direction NW (figure 2.3), est contenue dans la région étudiée (figure 2.2). Elle est caractérisée par de nombreuses intrusions de granite et de granodiorite (Suite de Desbergères; 2720 à 2710 Ma). Ces intrusions ont envahi les roches intrusives felsiques à pyroxènes (Suite de Loups Marins; 2735 à 2705 Ma) qui sont aussi typiques du Domaine de Tikkerutuk. La limite entre le Bienville et le Tikkerutuk correspond à la zone de déformation de Nastapoca (Simard *et al.*, 2004), au nord de laquelle les intrusions potassiques de la Suite de Desbergères sont plus rares. Cette limite correspond en gros à celle proposée par Ciesielski (1998) entre les sous-provinces de Bienville et de Minto. Au sud, en dehors du secteur étudié, le Bienville marque la zone de transition entre la partie méridionale et la partie septentrionale du Supérieur, soit où le grain structural régional orienté E-W bifurque vers le nord. Ce secteur comprend un vaste complexe granodioritique (environ 2,71 Ga; Ciesielski, 2000; Goutier *et al.*, 1999) qui recoupe les séquences volcano-plutoniques de la Sous-province de La Grande. Ce complexe renferme également un lambeau de roches volcano-sédimentaires bien préservées dans le secteur du lac Fagnant (Mercier et Ciesielski, 1983).

Le **Domaine du lac Minto** (Percival *et al.*, 1992) est caractérisé par l'alternance d'étroites anomalies aéromagnétiques positives et négatives (figure 2.3). Ce Domaine est constitué de grandes unités volcano-sédimentaires prédominées par les roches d'origine sédimentaire (Complexe de Kogaluc et Complexe de Mézard; environ 2760 Ma) et d'une importante unité de diatexites (Complexe de Le Roy; 2697 à 2668 Ma) provenant de la fusion partielle des roches sédimentaires. Ces unités sont les vestiges d'un vaste bassin sédimentaire de plus de 500 km de longueur. La quantité importante de diatexites constitue la caractéristique principale du Domaine

du lac Minto (Percival *et al.*, 1991). Ce domaine comprend également une suite tonalitique synvolcanique (Suite de Kakiattuq; < 2740 Ma) et une suite enderbitique (Suite de Minto; 2735 à 2710 Ma). Des intrusions de granite (Suite de Morrice; 2684 Ma), qui apparaissent sous forme de feuillets au sud du Domaine de Qalluviartuuq et au nord du Domaine de Goudalie, pourraient représenter des phases plus évoluées reliées à la fusion des roches sédimentaires (figure 3.10). À l'exception d'une enclave de gneiss tonalitique ancien observée près du lac Minto (3,12 Ga; Percival *et al.*, 1992), les roches du Domaine du lac Minto possèdent des âges de zircons hérités et des âges modèles d'extraction du manteau variant entre 2,92 et 2,80 Ga (chapitre 4), ce qui suggère l'absence d'une croûte ancienne (> 3,0 Ga) recyclée telle qu'observée dans les domaines au sud et à l'ouest.

Le **Domaine de Goudalie** (Percival *et al.*, 1992) est situé dans le sud-est de la Sous-province de Minto (figure 2.2), où se trouve un important bas magnétique orienté NNW (figure 2.3). Il est caractérisé par la prédominance d'unités de tonalite-trondhjémite (suites de Favard, de Coursolles et de Sem) appartenant à un événement magmatique qui s'est échelonné entre 2760 et 2740 Ma. Ces unités sont recoupées par des plutons de granite, de granodiorite (suites de Desbergères, de Tramont, de Maurel et de Morrice; 2,73 à 2,68 Ga) et d'enderbite (Suite de MacMahon; 2735 à 2710 Ma) qui sont aussi reconnus dans les domaines adjacents. Le domaine comprend également un vaste complexe de roches volcano-sédimentaires (Complexe de Duvert; 2724 à 2708 Ma) et des diatexites d'origine sédimentaire (Suite de la rivière aux Mélèzes; 2668 Ma). Ces roches sont concentrées dans le nord du domaine où de rares unités de gneiss tonalitique ancien ont aussi été identifiées (3,01 à 2,90 Ga; Percival *et al.*, 1992, 2001). Les âges des plus vieilles roches supracrustales reconnues dans les complexes volcano-sédimentaires de ce domaine se situent entre 2,80 et 2,78 Ga (complexes de Dupire et de Garault).

Des lambeaux kilométriques de gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles (2833 à 2807 Ma) et d'une unité équivalente (Suite de Suluppaugalik; 2808 Ma) se trouvent dans le Domaine de Goudalie. Les gneiss de Brésolles sont typiques de la Sous-province de La Grande. Leur présence dans le Domaine de Goudalie suggère que ces gneiss tonalitiques anciens s'étendaient plus au nord, avant les événements magmatiques plus jeunes de la Sous-province de Minto. De plus, les roches du Domaine de Goudalie ont des âges de zircons hérités et des âges modèles (3,3 à 2,8 Ga; Stern *et al.*, 1994; Boily *et al.*, 2004, 2006a et 2006b; chapitre 4) comparables à ceux obtenus dans la Sous-province de La Grande, ce qui suggère l'existence d'un ancien socle commun aux deux secteurs. Mentionnons que dans les domaines situés au nord du Domaine de Goudalie, cette croûte ancienne est absente.

Le **Domaine de Qalluviartuuq** (Percival *et al.*, 1997b; Percival and Skulski, 2000) correspond au prolongement nord du bas magnétique qui s'étend le long de l'axe central de la Sous-province de Minto jusqu'à dans le Domaine de

Goudalie, au sud (figure 2.3). Même si ces domaines possèdent une signature géophysique comparable, ils se composent d'unités stratigraphiques appartenant à des événements magmatiques distincts. De plus, les données isotopiques du Nd (Maurice, 2007) indiquent que, contrairement à celles du Domaine de Goudalie, les roches du Domaine de Qalluviartuq se sont formées à partir d'une source juvénile. Le Domaine de Qalluviartuq est caractérisé par la présence de grandes unités volcano-sédimentaires anciennes (complexes de Qalluviartuq-Payne et de Duquet; 2,85 à 2,82 Ga) et par une unité importante de roches tonalitiques (Suite de Rochefort) associée à un événement magmatique entre 2785 et 2775 Ma. Les unités de roches supracrustales sont prédominées par des basaltes tholéitiques, des komatiites et des roches volcanoclastiques avec, en moindre quantité, des rhyolites, des formations de fer et des intrusions subvolcaniques de composition mafique à ultramafique (Percival *et al.*, 1995b; Madore *et al.*, 2002; Berclaz *et al.*, 2003b; Leclerc, 2004). Ces unités sont surmontées par des séquences volcaniques plus jeunes (2,78 à 2,76 Ga; Percival et Skulski, 2000; Maurice *et al.*, soumis) composées de basaltes tholéitiques associés avec des gabbros, de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques et de formations de fer. Des roches métasédimentaires reposent en discordance sur les séquences volcaniques. Elles contiennent des grès et des conglomérats avec des clastes datés à 2768 et 2764 Ma (Percival et Skulski, 2000) indiquant l'âge maximum de sédimentation. Des intrusions synvolcaniques de tonalite-trondhjemite (2,85 à 2,76 Ga) se trouvent à l'intérieur des différentes unités volcano-sédimentaires. Le Domaine de Qalluviartuq renferme également un cortège de plutons relativement tardifs composés de granite et de granodiorite (Suite de La Chevrotière) et d'enderbite (Suite de MacMahon). Ces plutons, âgés entre 2735 et 2720 Ma, se retrouvent dans plusieurs domaines du NEPS.

Le **Domaine d'Utsalik** (Percival *et al.*, 1992) correspond à une imposante anomalie aéromagnétique régionale de direction N à NW (figure 2.3). Ce domaine est caractérisé notamment par des suites intrusives de granites, de granodiorites et d'enderbites plus jeunes que 2735 Ma (La Chevrotière, rivière aux Feuilles, Dufreboy, Maurel et MacMahon; entre 2735 et 2680 Ma) et présentes dans plus d'un domaine. Seule la Suite de Lepelle (2725 à 2720 Ma) est confinée à la partie nord du Domaine d'Utsalik. Cette unité est constituée de granodiorite à clinopyroxène et correspond à un haut magnétique de forte intensité. Le Domaine d'Utsalik comprend également une unité de roches supracrustales où prédominent les roches sédimentaires (Complexe de Pélican; 2740 à 2733 Ma). Les seuls vestiges de roches plus anciennes correspondent au Complexe volcano-sédimentaire de Nantais (2775 Ma) et à la Suite tonalitique de Kapijuq (2785 à 2775 Ma). Ces unités sont centrées sur des creux magnétiques étroits de moins de 20 km de largeur et d'environ 100 km de longueur, localisés dans le nord du domaine. La bordure ouest du Domaine d'Utsalik est caractérisée par des feuillets de monzogranite et granodiorite porphyriques (2735 à 2720 Ma) de la Suite de La

Chevrotière. La forme allongée et concordante des feuillets, parallèles au grain structural régional (carte stratigraphique, hors texte), suggère une mise en place contemporaine à la déformation. La limite est du Domaine d'Utsalik correspond en gros à un important linéament (Lestage-Messin; Labbé, 2001) caractérisé par des zones de cisaillement et un plissement complexe (Madore *et al.*, 2001; Cadieux *et al.*, 2002). Les données isotopiques obtenues dans le Domaine d'Utsalik indiquent des sources juvéniles ( $T_{DM} < 2,93$  Ga), un seul échantillon ayant donné un âge modèle plus ancien ( $T_{DM} = 3,01$  Ga; chapitre 4).

Le **Domaine de Douglas Harbour** (Percival *et al.*, 1992) occupe la portion nord-est de la Sous-province de Minto (figure 2.2). Ce domaine est caractérisé par une grande unité de roches tonalitiques (Suite de Faribault-Thury; 2785 à 2775 Ma) dans laquelle se trouvent de nombreux lambeaux de roches volcano-sédimentaires (Complexe d'Arnaud) appartenant à différents événements magmatiques. Certains de ces lambeaux ont des âges comparables aux séquences volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande (2,88 à 2,87 Ga; Complexe de Gayot). Le Domaine de Douglas Harbour se distingue également par la présence de deux grands massifs ovoïdes de roches charnockitiques (complexes de Troie et de Qimussinguat; 2740 à 2722 Ma) correspondant à deux anomalies aéromagnétiques positives aux motifs bigarrés (figure 2.3). Ces anomalies contrastent avec le bas magnétique associé aux roches tonalitiques et volcano-sédimentaires de ce domaine. Les roches de la partie nord du Domaine de Douglas Harbour sont recoupées par des intrusions de composition granitique à monzonitique (Suite de Leridon) dont les âges se situent entre 2735 et 2720 Ma. Les roches de la partie sud du domaine sont aussi traversées par des intrusions porphyroïdes de monzonite et de monzodiorite (Suite de Belloy; 2,69 Ga). La bordure ouest du Domaine de Douglas Harbour correspond à des zones de déformation ductiles et renferme de petits plutons de syénite à néphéline (Suite de Kimber; 2,76 Ga). Les roches de la partie nord du Domaine de Douglas Harbour possèdent des âges modèles indiquant qu'elles ont été formées à partir d'une source juvénile ( $T_{DM} < 2,9$  Ga). Par contre, les roches du Complexe de Troie ont une signature isotopique plus ancienne (entre 3,1 et 3,0 Ga) qui reflète une interaction avec un socle évolué (chapitre 4).

### **Complexe structural de Diana**

Le Complexe structural de Diana occupe une superficie restreinte dans l'extrémité nord-est de la région (figure 2.2). Il correspond à la zone de transition entre la Province du Supérieur, à l'ouest, et celle de Churchill, à l'est. Ce complexe est caractérisé par des unités archéennes et protérozoïques qui ont été intensément affectées par une déformation ductile et un métamorphisme d'âge paléoprotérozoïque (Madore et Larbi, 2000). Des dykes de diabase (environ 2,21 à 2,16 Ga; Buchan et Ernst, 2004) ont également été affectés par cette déformation.

Le complexe est en grande partie composé de gneiss tonalitiques (2782 Ma) auxquels sont associés des diorites, des trondhjémites et des granodiorites. Ces roches représentent le prolongement des unités archéennes du Supérieur et sont en partie équivalentes à la Suite de Faribault-Thury (2785 à 2775 Ma) reconnue plus à l'ouest, dans le Domaine de Douglas Harbour (figure 2.2). Le Complexe de Diana contient aussi des lambeaux de roches supracrustales formant des bandes transposées à l'intérieur des gneiss. Ces lambeaux sont composés d'amphibolites, de paragneiss, de marbres et de roches calco-silicatées métasédimentaires. Certains lambeaux d'amphibolite pourraient être équivalents aux roches volcaniques archéennes du Domaine de Douglas Harbour (Madore et Larbi, 2000). Toutefois, plusieurs lambeaux d'amphibolite proviennent du démembrement progressif vers l'est des dykes de diabase protérozoïques. Les roches d'origine sédimentaire sont probablement d'âge protérozoïque puisque des roches semblables n'ont pas été observées vers l'ouest, dans le Domaine de Douglas Harbour. Les roches archéennes du Complexe structural de Diana sont recoupées par des intrusions de monzonite foliée et mylonitique (2756 Ma).

### **Terranes**

Les résultats du Programme Grand Nord ont permis d'établir un nouveau cadre géologique et géochronologique pour le NEPS dans lequel on peut reconnaître les vestiges d'une croûte ancienne à l'intérieur de domaines d'âge néoarchéen. Les roches volcaniques et plutoniques avec des âges de cristallisation éoarchéens à néoarchéens (3,82 à 2,66 Ga) se trouvent dans la partie sud de la région, alors que, dans la partie nord, seuls des âges de cristallisation mésoarchéens à néoarchéens (2,88 à 2,64 Ga) sont enregistrés. Grâce à l'analyse des isotopes du Nd (compilation de plus de 300 échantillons de roches volcaniques et plutoniques; Maurice, 2007), il a été possible d'évaluer l'étendue du recyclage crustal. Les données géochronologiques, isotopiques et stratigraphiques ont ainsi permis de mettre en évidence deux grands terranes qui ont joué un rôle important dans l'évolution de la croûte archéenne du NEPS (figure 2.2). Le Terrane de la baie d'Hudson, au sud et à l'ouest, montre des évidences d'une croûte formée depuis l'Éoarchéen (> 3600 Ma), alors que l'histoire du Terrane de la rivière Arnaud, au nord, a plutôt débuté après 2900 Ma, durant l'ère mésoarchéenne. Les deux terranes ont eu une évolution différente jusqu'à environ 2740 Ma. Avant cette date, les deux terranes ont été affectés par des événements magmatiques différents marqués principalement par du volcanisme mafique et du plutonisme tonalitique. Après 2740 Ma, le magmatisme potassique et enderbitique s'est répandu à travers tout le NEPS affectant les deux terranes de façon similaire.

Le **Terrane de la baie d'Hudson** comprend les parties sud et ouest de la Sous-province de Minto, regroupant les domaines de Bienville, de Tikkerutuk et de Goudalie, et s'étend vers le sud, dans la Sous-province de La Grande (figure 2.2). Ce terrane est caractérisé par la présence de vestiges d'une croûte ancienne plus vieille que 2,9 Ga. Dans l'extrémité ouest du domaine de Tikkerutuk, les roches volcaniques et plutoniques de la Ceinture de Nuvvuagittuq (chapitre 3) ont donné des âges de cristallisation compris entre 3,8 et 3,6 Ga. Ailleurs dans ce terrane, quelques lambeaux de gneiss tonalitiques ont donné des âges variant entre 3,0 et 2,9 Ga et plusieurs zircons hérités contenus dans des roches intrusives plus jeunes ont donné des âges variant entre 3,2 et 2,9 Ga. Les études isotopiques révèlent généralement des signatures enrichies suggérant une contamination des magmas par une croûte sialique et permettant de calculer des âges modèles variant majoritairement entre 2,9 et 3,6 Ga. L'est du Terrane de la baie d'Hudson comprend des roches volcaniques (Complexe de Gayot) et tonalitiques (suites de Brésolles et de Suluppaugalik) qui témoignent de la période comprise entre 2,9 et 2,8 Ga. Les vestiges de la période comprise entre 2800 et 2760 Ma sont plutôt rares et très ponctuels. Une des principales caractéristiques du Terrane de la baie d'Hudson est la présence de grandes unités tonalitiques (suites de Favard et de Coursolles) qui s'étendent sur toute sa superficie et qui témoignent d'un important magmatisme tonalitique entre 2760 et 2740 Ma.

Le **Terrane de la rivière Arnaud** occupe la partie nord de la Sous-province de Minto, englobant les domaines du lac Minto, de Qalluviartuuq, d'Utsalik et de Douglas Harbour, ainsi que le complexe structural de Diana (figure 2.2). Les données géochronologiques et les âges modèles calculés à partir des données isotopiques du Nd montrent que le Terrane de la rivière Arnaud est juvénile par rapport au Terrane de la baie d'Hudson. Cette région est formée d'une croûte plus jeune que 2,9 Ga. Seules les roches dans le sud du Domaine de Douglas Harbour, ont donné des âges modèles plus vieux, allant jusqu'à 3,1 Ga. Les unités les plus anciennes (2850 à 2800 Ma) du Terrane de la rivière Arnaud correspondent à des complexes volcano-sédimentaires (Complexe de Qalluviartuuq-Payne, Complexe de Duquet et Complexe d'Arnaud), contrairement au Terrane de la baie d'Hudson, où cette même période se distingue par des unités tonalitiques (suites de Brésolles et de Suluppaugalik). Une des principales caractéristiques du Terrane de la rivière Arnaud est la présence des grandes suites tonalitiques (suites de Faribault-Thury, de Rochefort et de Kapijuq) qui se sont mises en place entre 2790 et 2760 Ma. Ceci contraste aussi avec le Terrane de la baie d'Hudson où les vestiges reliés à cette période sont plutôt rares. Tandis qu'un événement tonalitique majeur se produisait dans le Terrane de la baie d'Hudson entre 2760 et 2740 Ma, les évidences d'une activité magmatique durant la même période n'ont pas été perçues dans le Terrane de la rivière Arnaud.



# CHAPITRE 3

## STRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Martin Simard

### INTRODUCTION

L'élaboration d'une stratigraphie unifiée est essentielle à la compréhension régionale de vastes territoires. C'est pourquoi la classification stratigraphique des roches a été une préoccupation majeure dès le début des travaux de terrain reliés au Programme Grand Nord. Cette approche stratigraphique permet d'établir des relations entre les différents corps rocheux et de les intégrer dans un modèle général d'évolution géologique. Toutefois, les fondements de la stratigraphie ont historiquement été établis pour classer et nommer des corps géologiques qui répondaient au principe de superposition, principalement les roches sédimentaires et les empilements volcaniques. Le code stratigraphique nord-américain (MER, 1986) permet néanmoins d'appliquer les principes de la stratigraphie aux terrains caractérisés par une prédominance de roches intrusives et métamorphiques. L'élaboration d'une stratigraphie cohérente dans ce type de terrain demeure un exercice délicat qui nécessite une application rigoureuse des principes stratigraphiques.

#### But de la synthèse stratigraphique

La synthèse stratigraphique vise à uniformiser la nomenclature stratigraphique des unités archéennes élaborée au cours des 21 projets de cartographie réalisés dans le cadre du Programme Grand Nord (figure 1.1). Les données géochronologiques ont permis d'attribuer des âges absolus ou relatifs aux diverses unités stratigraphiques.

#### Révision de la nomenclature stratigraphique

La révision de la nomenclature touche exclusivement les unités stratigraphiques archéennes, soit la majorité des unités du nord-est de la Province du Supérieur (NEPS). Au départ, plus de 90 unités stratigraphiques ont été introduites par les différents auteurs pour décrire les roches archéennes de cette région. La révision a permis de regrouper plusieurs de ces unités en fonction de leurs assemblages lithologiques, de leur âge et de leur distribution spatiale. Ainsi, 68 unités formelles ont été conservées (tableau 3.1) et 25 unités ont été abandonnées (tableau 3.2). Les unités sont décrites à la section « Description des unités stratigraphiques » qui fait référence à la carte stratigraphique (hors-texte). Les principales caractéristiques des unités formelles sont résumées dans le tableau 3.1 où les unités sont présentées par ordre

alphabétique de noms, sans égard à leur rang. Une description détaillée de ces unités est aussi présentée dans le *Lexique stratigraphique des unités archéennes du nord-est de la Province du Supérieur* (Simard, 2008).

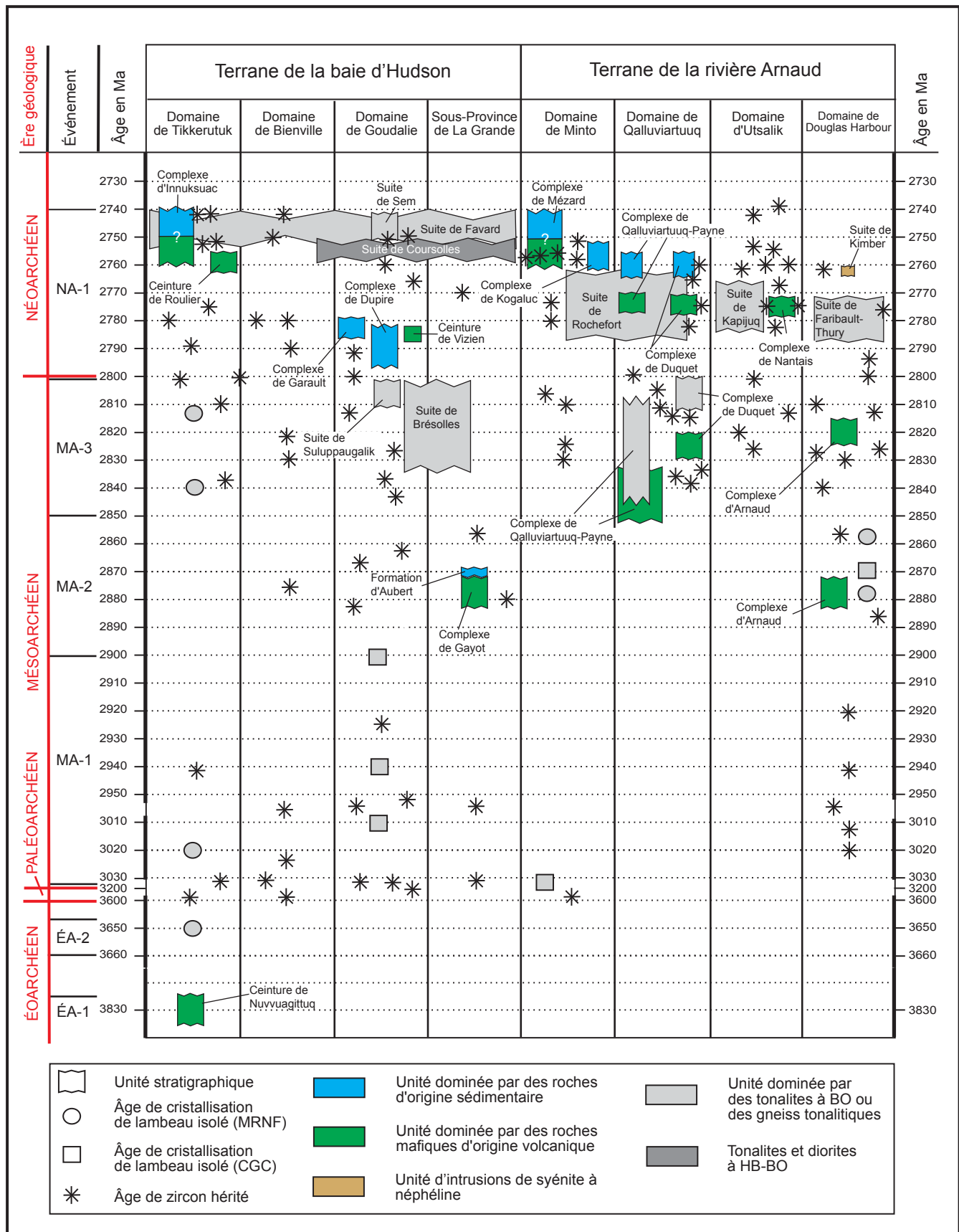
#### Données géochronologiques

Les données géochronologiques proviennent de deux sources (tableau 3.3) : 1) les datations U/Pb effectuées par le MRNF à partir d'échantillons recueillis lors des travaux de cartographie reliés au Programme Grand Nord (145 analyses); 2) les données des analyses U/Pb compilées provenant des travaux de la Commission géologique du Canada (79 analyses). Les échantillons prélevés par le MRNF ont été analysés par Jean David dans les laboratoires du GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal (UQAM), par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS) ou par ablation-laser et spectrométrie de masse au plasma (LA-ICP-QMS ou LA-MC-ICP-MS). Une partie des données analytiques et les descriptions de ces analyses sont présentées dans un document synthèse (David *et al.*, 2008). Les autres données proviennent de résultats non publiés par Jean David.

La banque de données géochronologiques du MRNF, combinée à celle de la Commission géologique du Canada (CGC), constitue un échantillonnage représentatif de la majorité des unités archéennes du NEPS. Cependant, les sites d'échantillonnage de la CGC n'ont pas été revisités lors des travaux du Programme Grand Nord. Dans plusieurs cas, la désignation de la lithologie datée par la CGC à une unité stratigraphique spécifique demeure incertaine. Ces données fournissent tout de même des informations importantes sur la distribution spatiale et temporelle des différents assemblages lithologiques de la région. L'ensemble des données géochronologique a permis de développer un modèle stratigraphique et, ainsi, de positionner les unités stratigraphiques dans un modèle d'évolution temporel (figures 3.1 et 3.2). Les âges des unités et les relations stratigraphiques régionales des roches archéennes sont traités à la section « Géochronologie et relations régionales des unités archéennes ».

### DESCRIPTION DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES

La section qui suit donne une description générale des unités stratigraphiques du nord-est de la Province du Supé-



**FIGURE 3.1** – Représentation temporelle des unités stratigraphiques, des âges de cristallisation, des lambeaux isolés et des âges de zircon hérité pour la période archéenne antérieure à 2740 Ma.

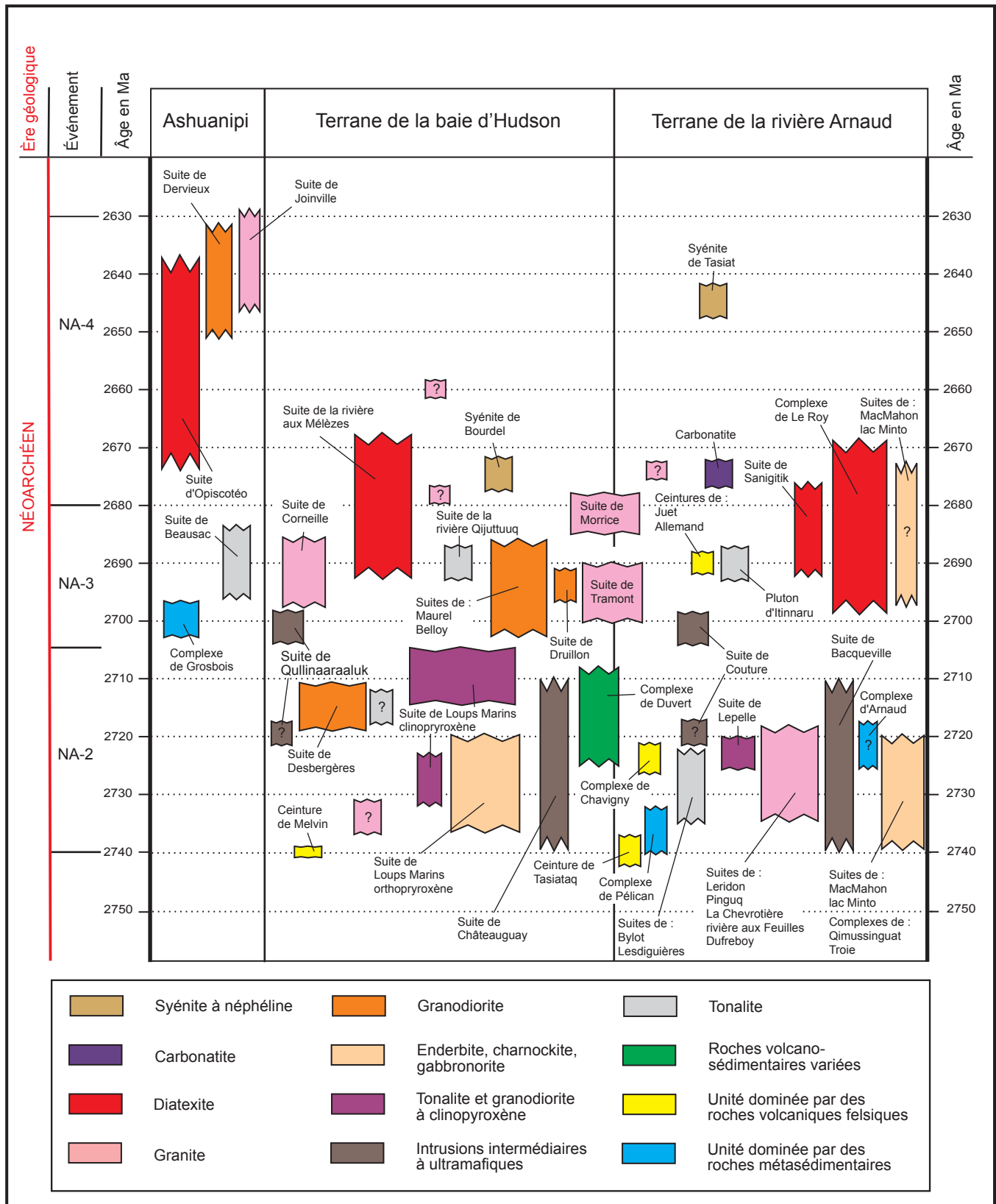
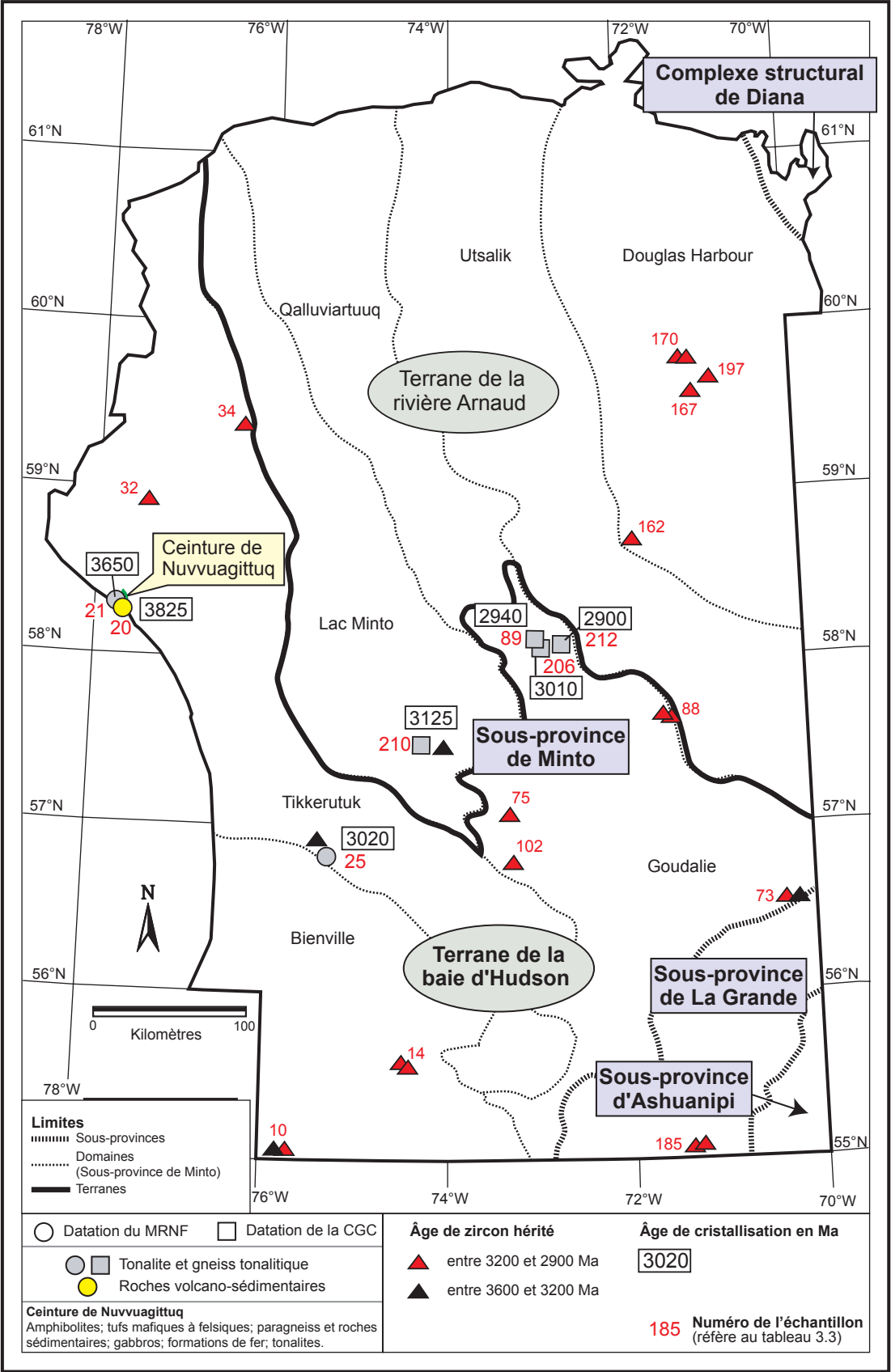


FIGURE 3.2 – Représentation temporelle des unités stratigraphiques pour la période archéenne comprise entre 2740 et 2630 Ma.



**FIGURE 3.3** – Distribution régionale des unités stratigraphiques, des âges de cristallisation et des âges de zircon hérité pour la période comprise entre 3850 et 2900 Ma.

rieur présentées sur la carte stratigraphique (hors-texte) et sur les figures 3.3 à 3.11. L'ordre stratigraphique proposé sur la légende de la carte et des figures tient compte des nombreuses datations U/Pb réalisées dans le cadre du Programme Grand Nord ainsi que des relations observées sur le terrain par les différents auteurs des rapports géologiques (figure 1.1). La majorité des unités sont d'âge archéen. Quelques unités sont d'âge Protérozoïque, Paléozoïque et Cénozoïque.

## Unités archéennes

### *Ceinture de Nuvvuagittuq (Anuv)*

La *Ceinture de Nuvvuagittuq* (Berclaz *et al.*, 2003a; tableau 3.1 et figure 3.3), initialement nommée ceinture de Porpoise Cove (Simard *et al.*, 2003), est l'unité stratigraphique la plus ancienne du NEPS. Simard *et al.* (2003) avaient inclus cette ceinture dans le Complexe volcano-sédimentaire d'Innuksuac, mais en raison de son âge très ancien (3825 Ma, N°20, figure 3.3 et tableau 3.3), elle en est désormais exclue. La séquence volcano-sédimentaire de Nuvvuagittuq se compose de trois lobes qui correspondent à des synformes. Le premier, d'environ 10 km<sup>2</sup> de superficie, est constitué : 1) d'amphibolites associées à des formations de fer et à des sills ultramafiques; 2) de tufs de composition mafique à felsique et de paragneiss associés à des conglomérats polygéniques et à des quartzites; 3) de schistes variés; 4) de gabbro; 5) de tonalites gneissiques à migmatitiques. Les deux autres lobes, séparés du premier par une zone mylonitique, sont localisés au nord-est et à l'est de celui-ci. Ils sont constitués principalement d'amphibolite foliée à rubanée. Toutes les roches de composition mafique de la Ceinture de Nuvvuagittuq sont d'affinité tholéitique.

### *Complexe de Gayot (Agat)*

Le *Complexe de Gayot* (tableau 3.1 et figure 3.4) a été nommé par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1). Ce complexe est composé de roches volcano-sédimentaires distribuées à l'intérieur de plusieurs ceintures de dimension variable, isolées les unes des autres. Des noms informels ont été attribués aux ceintures les plus volumineuses (Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al.*, 2001). Il s'agit des ceintures de Pitaval, de Coulon, de Charras, de Vimeux, de Vénus, de Marylin, de Moyer et d'Angilbert (figure 7.1). Le Complexe de Gayot comprend des roches volcaniques effusives et intrusives de composition ultramafique à felsique ainsi que quelques niveaux de roches métasédimentaires et des horizons de formation de fer. Le basalte d'affinité tholéitique en constitue la lithologie dominante, et la présence d'une quantité importante de komatiites à spinifex est une des principales caractéristiques de cette unité. Certaines ceintures contiennent aussi un peu de gneiss tonalitique. Les datations réalisées sur des roches felsiques ont donné des âges de 2880 Ma et de 2873 Ma

(N°s 184 et 185, figure 3.4 et tableau 3.3). Un âge beaucoup plus jeune de 2719 Ma (N°186, figure 3.6 et tableau 3.3) a été obtenu dans une injection felsique à l'intérieur de la ceinture de Vénus.

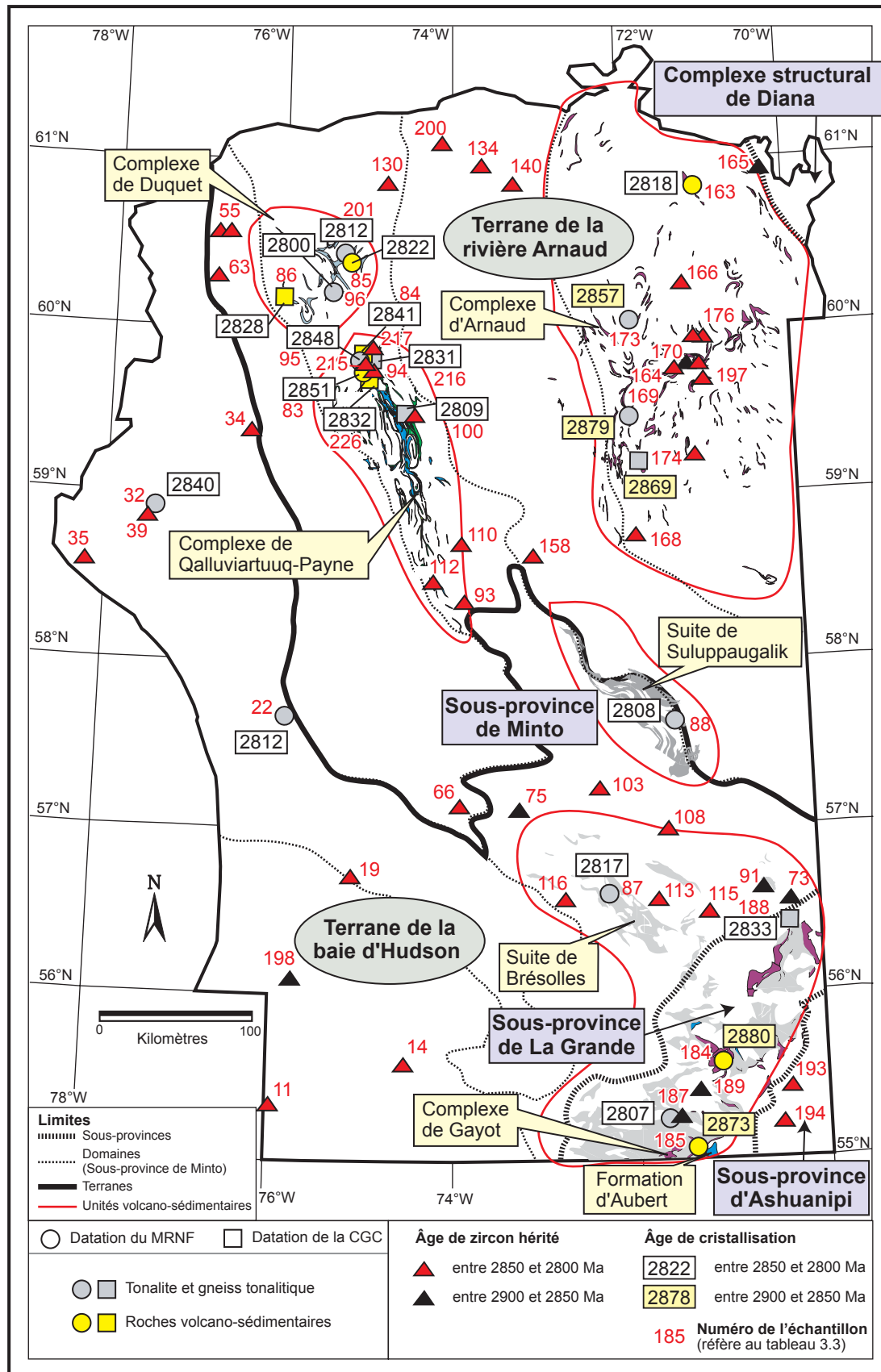
### *Formation d'Aubert (Aat)*

La *Formation d'Aubert* (tableau 3.1 et figure 3.4) a été introduite dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1). Il s'agit d'une unité de roches métasédimentaires légèrement migmatitisées constituée de paragneiss rubané à hornblende + biotite, de paragneiss à cordiérite + sillimanite + andalousite + grenat + biotite, d'un peu de schiste et de rare formation de fer. L'unité comprend un conglomérat polygénique qui alterne avec des grès quartzitiques et des grès argileux. Le conglomérat renferme des fragments de basalte amphibolitisé, de tuf à cristaux, de gneiss tonalitique et de formation de fer qui proviennent du Complexe de Gayot. L'âge approximatif des roches sédimentaires de la Formation d'Aubert est évalué entre 2,87 et 2,83 Ga.

### *Complexe de Qalluviartuuq-Payne (Aqlp)*








Le *Complexe de Qalluviartuuq-Payne* (tableau 3.1 et figure 3.4) a été instauré par Berclaz *et al.* (2003b) pour regrouper les ceintures de Qalluviartuuq et du lac Payne (Percival *et al.*, 1995a; figure 7.1). Dans cette synthèse, l'unité englobe aussi plusieurs lambeaux qui appartenaient au Complexe de Kogaluc (Parent *et al.*, 2002a) et qui se trouvent directement dans le prolongement sud-est du Complexe de Qalluviartuuq-Payne. L'unité ainsi redéfinie s'étend sur une longueur d'environ 180 km et possède une largeur d'un peu moins de 30 km. Elle est constituée de roches supracrustales appartenant à au moins deux cycles volcano-sédimentaires et affectées par plusieurs phases de déformation. Le premier cycle volcanique, d'affinité tholéitique, comprend des amphibolites massives, des gneiss mafiques, des roches ultramafiques d'origine extrusive, des anorthosites et des gabbros lités ainsi que des roches de composition intermédiaire représentant des sills synvolcaniques ou des andésites métamorphisées. Le cycle 2, d'affinité calco-alcaline, est formé de roches mafiques à felsiques comprenant des laves et des tufs aux textures variées interstratifiés avec des niveaux métriques de grès, de grès argileux, de conglomérats et de formations de fer. L'unité comprend également une quantité importante de roches métasédimentaires qui forment des horizons kilométriques. Des tonalites sont localement associées aux roches volcano-sédimentaires. L'âge des roches volcano-sédimentaires du Complexe de Qalluviartuuq-Payne est évalué entre 2851 et 2832 Ma (N°s 83, 84 et 226, figure 3.4 et tableau 3.3) et celui des tonalites qui y sont associées entre 2848 et 2809 Ma (N°s 95, 100 et 216). Un âge plus jeune de 2768 Ma a aussi été obtenu dans un des lambeaux du complexe (N°215, figure 3.5 et tableau 3.3).





**FIGURE 3.4** – Distribution régionale des unités stratigraphiques, des âges de cristallisation et des âges de zircon hérité pour la période comprise entre 2900 et 2800 Ma.

## Légende stratigraphique (figure 3.4)

-  **Suite de Suluppaugalik**  
Gneiss tonalitique hétérogène; nombreuses enclaves et injections tardives.
-  **Suite de Brésolles**  
Gneiss tonalitique et dioritique rubanés et hétérogènes; nombreuses enclaves et injections tardives.
-  **Complexe de Duquet**  
Roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique; lambeaux de roches métasédimentaires; un peu de roches volcaniques ultramafiques à felsiques.
-  **Complexe d'Arnaud**  
Roches volcaniques mafiques à intermédiaires d'affinité tholéiitique; roches ultramafiques intrusives et effusives; lambeaux de roches métasédimentaires.
-  **Complexe de Qalluviartuuq-Payne**  
Roches volcaniques mafiques à intermédiaires d'affinité tholéiitique (cycle 1); roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité calco-alkaline (Cycle 2) (vert); roches métasédimentaires (bleu).
-  **Formation d'Aubert**  
Roches métasédimentaires comprenant des paragneiss, un peu de schistes et de formations de fer ainsi qu'un conglomérat renfermant des fragments du Complexe de Gayot.
-  **Complexe de Gayot**  
Basalte tholéiitique, komatiite à spinifex, roches effusives et intrusives de composition ultramafique à felsique; roches métasédimentaires; formations de fer; un peu de tonalite gneissique.

### Complexe d'Arnaud (Aarn)

Le *Complexe d'Arnaud* (tableau 3.1 et figure 3.4) est une nouvelle unité qui regroupe l'ensemble des lambeaux de roches volcano-sédimentaires qui avaient été assignés aux complexes de Troie, de Qimussinguat et de Faribault-Thury (Madore *et al.*, 1999 et 2001; Madore et Larbi, 2000; Cadieux *et al.*, 2002; Leclair *et al.*, 2003). On y retrouve les ceintures de Faribault, de Rivier, de Tasiaalujjuaq, d'Hamelin, de Peters-ouest, de Thury, de Curotte, de Gorribon, de Trempe, de Buet, de Kimber et de Papijjusaq (figure 7.1). Cette unité est constituée de roches volcaniques d'affinité tholéiitique et de composition mafique ou intermédiaire. Des niveaux altérés et métamorphisés de pyroxénite, de périclote et de dunite ainsi que des horizons de laves komatiitiques sont intercalés dans la séquence. L'unité comprend aussi des paragneiss à biotite  $\pm$  grenat  $\pm$  sillimanite  $\pm$  cordiérite auxquels sont associés quelques niveaux de marbres, de roches calco-silicatées et de formations de fer. Généralement, les roches du Complexe d'Arnaud sont métamorphisées au faciès des amphibolites lorsqu'elles sont encaissées dans les tonalites de la Suite de Faribault-Thury et au faciès des granulites lorsqu'elles se trouvent dans les intrusions à pyroxène des complexes de Qimussinguat et de Troie. Des âges de 2818 Ma (N°163, figure 3.4 et tableau 3.3), de 2782 Ma (N°164, figure 3.5), de 2725 et de 2718 Ma (N°231 et 197, figure 3.6) ont été obtenus dans différentes ceintures du complexe. Conséquemment, l'âge prédominant de l'unité est incertain pour l'instant.

### Complexe de Duquet (Aduq)

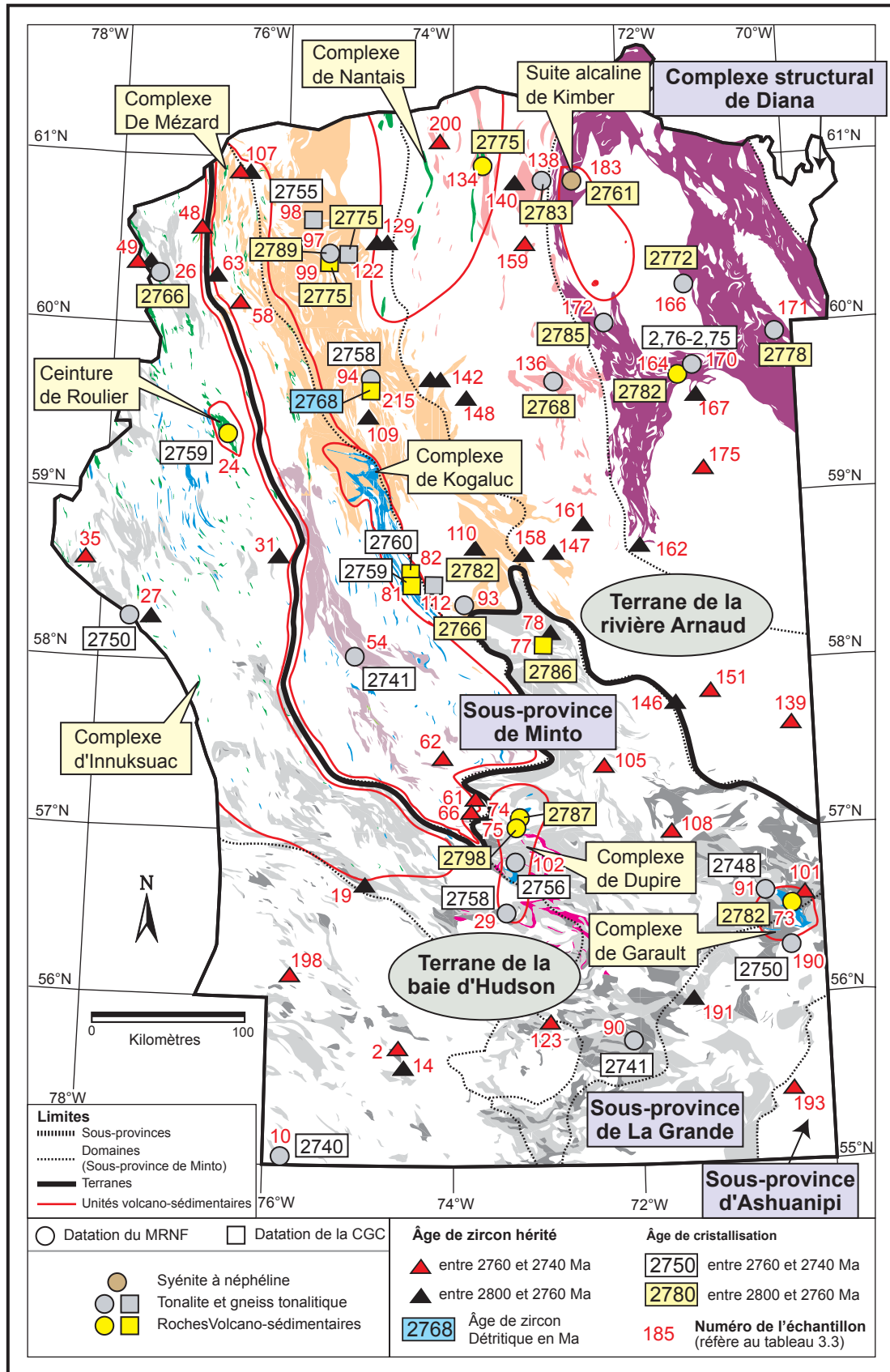
Le *Complexe de Duquet* (tableau 3.1 et figure 3.4) regroupe l'ensemble des lambeaux de roches volcaniques et des lambeaux de métasédiments qui avaient été assignés à la Ceinture de Duquet par Madore *et al.* (2002). Les lambeaux de roches volcaniques sont constitués principalement de metabasalts et de gneiss mafiques d'affinité tholéiitique alternant localement avec des niveaux de roches ultramafiques, intermédiaires ou felsiques ainsi qu'avec de minces horizons de paragneiss, de conglomérat et, plus rarement, de marbre, de roches calco-silicatées et de formation de fer. Les lambeaux de métasédiments sont constitués de paragneiss plus ou moins migmatitiques. L'unité comprend également des niveaux de tonalites associés localement aux roches volcano-sédimentaires. Les échantillons de roches volcaniques ont donné des âges de 2822 et de 2828 Ma (N°85 et 86, figure 3.4 et tableau 3.3) et ceux de roches tonalitiques associées, des âges de 2812 et de 2800 Ma (N°201 et 96). Un âge plus jeune de 2775 Ma (N°99, figure 3.5 et tableau 3.3) a été obtenu dans un dyke felsique (Percival *et al.*, 1997b). Enfin, l'âge des clastes d'un conglomérat est de 2764 Ma (Percival et Skulski, 2000).

### Suite de Brésolles (Abre)

La *Suite de Brésolles* (tableau 3.1 et figure 3.4) est localisée dans la Sous-province de La Grande et dans le Domaine de Goudalie, à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson. Cette unité a été introduite dans la région du lac Gayot (figure 1.1) pour décrire un assemblage de gneiss rubané constitué d'une alternance de rubans pâles composés de tonalite à biotite et de rubans foncés composés de diorite, de diorite quartzifère et de tonalite mélanocrate à biotite + hornblende. Les gneiss contiennent de nombreuses enclaves d'amphibolite de dimension variable. Ils sont également injectés par des tonalites et des granites tardifs parallèlement à la foliation, ce qui accentue l'hétérogénéité de cette unité. L'unité est affectée par de nombreux plissements métriques à décamétriques. Les datations U/Pb ont permis d'attribuer un âge variant entre 2833 et 2807 Ma pour la Suite de Brésolles (N°188, 87 et 187, figure 3.4 et tableau 3.3).
















### Suite de Suluppaugalik (Aspk)

La *Suite de Suluppaugalik* (tableau 3.1 et figure 3.4) est située dans le Domaine de Goudalie, à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson. Cette unité, nommée par Parent *et al.* (2000) dans la région du lac Nedlouc, est formée de tonalites hétérogènes, foliées ou gneissiques, qui montrent une complexité lithologique et structurale remarquable à l'échelle de l'affleurement. Les gneiss contiennent de nombreuses enclaves de composition ultramafique à intermédiaire de dimension variable. Les tonalites sont envahies par des granites et des granodiorites, ce qui accentue l'hétérogénéité de l'unité. Un âge de 2808 Ma (N°88, figure 3.4 et tableau 3.3) a été obtenu pour la Suite de Suluppaugalik.



**FIGURE 3.5** – Distribution régionale des unités stratigraphiques, des âges de cristallisation et des âges de zircon hérité pour la période comprise entre 2800 et 2740 Ma.

## Légende stratigraphique (figure 3.5)

-  **Suite de Kakiattuq**  
Tonalite à biotite granitisée; un peu de tonalite à hornblende + biotite; nombreuses enclaves de composition variée.
-  **Suite de Sem**  
Tonalite riche en biotite à l'aspect de diatexite; nombreuses enclaves de diorite.
-  **Suite de Favard**  
Trondhémite et tonalite à biotite granitisées; un peu de tonalite à hornblende + biotite.
-  **Suite de Coursolles**  
Tonalite à hornblende + biotite granitisée; diorite et gabbro précoces.
-  **Complexe d'Innuksuac**  
Amphibolite granoblastique d'affinité tholéiitique (moitié nord - vert) et paragneiss migmatitiques (moitié sud - bleu).
-  **Ceinture de Roulier**  
Roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique; métapellites; tufs felsiques.
-  **Complexe de Mézard**  
Amphibolite granoblastique (moitié nord - vert) et paragneiss migmatitiques (moitié sud - bleu).
-  **Complexe de Kogaluc**  
Roches métasédimentaires (80 %) et roches volcaniques d'affinité calco-alcaline (20 %).
-  **Suite alcaline de Kimber**  
Syénite à néphéline, massive, homogène et non déformée.
-  **Complexe de Nantais**  
Roches métavolcaniques mafiques d'affinité tholéiitique.
-  **Suite de Kapijtuq**  
Tonalites à biotite et à biotite + hornblende, foliées à gneissiques, et d'aspect migmatitique.
-  **Suite de Rochefort**  
Tonalites à biotite et à biotite + hornblende, foliées à gneissiques, et d'aspect migmatitique.
-  **Suite de Faribault-Thury**  
Tonalites à biotite et à biotite + hornblende, foliées à gneissiques, et d'aspect migmatitique.
-  **Complexe de Garault**  
Roches métasédimentaires, un peu de roches volcaniques d'affinité calco-alcaline.
-  **Complexe de Dupire**  
Roches métasédimentaires, roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité tholéiitique.

### Complexe de Dupire (Adpr)

Le *Complexe de Dupire* (tableau 3.1 et figure 3.5) a été introduit par Parent *et al.* (2000) pour regrouper les roches volcano-sédimentaires de la région du lac Dupire, y compris cinq lambeaux connus sous le nom de Zone volcano-sédimentaire du lac Dupire (Lamothe, 1997). Gosselin *et al.* (2001) y ont assigné les ceintures de Pastorel et de l'Île dans la région des lacs des Loups Marins (figure 1.1). Le complexe se compose de paragneiss à biotite + hornblende ± grenat et de paragneiss à biotite ± grenat auxquels sont associés un peu de quartzite, de metabasalte d'affinité tholéiitique, de métarhyolite et de roches pyroclastiques

felsiques, de formations de fer silicatées et oxydées et, enfin, de schistes à anthophyllite + cordiérite + biotite. À plusieurs endroits, des filons-couches mafiques et ultramafiques s'intercalent dans les séquences de roches volcano-sédimentaires. Toutes les lithologies de ce complexe sont métamorphisées au faciès des amphibolites. L'âge de l'unité est évalué entre 2798 et 2787 Ma (N<sup>os</sup>74 et 75, figure 3.5 et tableau 3.3).

### Complexe de Garault (Agar)

Le *Complexe de Garault* (tableau 3.1 et figure 3.5) est une unité de roches volcano-sédimentaires concentrée dans la ceinture de Vallerenne localisée dans le sud-est de la région. Dans ce secteur, Simard *et al.* (2001) avaient reconnu deux ceintures distinctes séparées par une faille, soit la ceinture Angilbert-Nord, appartenant au Complexe de Garault, et la ceinture Angilbert-Sud, regroupant les roches du Complexe de Gayot. Afin d'éliminer toute confusion dans la nomenclature, nous renommons la ceinture d'Angilbert-Nord, ceinture de Vallerenne et celle d'Angilbert-Sud, ceinture d'Angilbert. Le Complexe de Garault est constitué de paragneiss à biotite, de schistes à muscovite, de grès quartzitiques et de quelques niveaux de conglomérats. Le complexe comprend aussi des basaltes, des andésites, des roches volcaniques felsiques, des gabbros, des diorites et un peu de gneiss tonalitique. Toutes les roches volcaniques effusives et intrusives de composition mafique à felsique sont d'affinité calco-alcaline. Un échantillon du Complexe de Garault a donné un âge de 2782 Ma (N<sup>o</sup>73; figure 3.5 et tableau 3.3).

### Suite de Faribault-Thury (AftH)

La *Suite de Faribault-Thury* (tableau 3.1 et figure 3.5) regroupe l'ensemble des roches tonalitiques qui avait été assigné au Complexe de Faribault-Thury (Madore *et al.*, 1999 et 2001; Madore et Larbi, 2000; Cadieux *et al.*, 2002). Les roches volcano-sédimentaires et les intrusions granitiques qui faisaient originellement partie de ce complexe sont réassignées respectivement au Complexe d'Arnaud et à la Suite de Leridon. Le terme « Complexe de Faribault-Thury » est abandonné (tableau 3.2). La Suite de Faribault-Thury est constituée de tonalite et de trondhémite bien foliées à gneissiques qui possèdent régulièrement une texture granoblastique. Les trondhémites contiennent moins de 10 % de biotite, et les tonalites renferment entre 10 et 40 % de minéraux mafiques (hornblende + biotite). Un mobilisat tonalitique à granitique (5 à 50 %) sous forme de veines discontinues, centimétriques à métriques, donne un aspect migmatitique aux tonalites et aux trondhémites. La Suite de Faribault-Thury renferme entre 5 et 25 % d'enclaves d'amphibolite, de diorite et de gabbro. Des échantillons de tonalites ont donné des âges variant entre 2785 et 2772 Ma (N<sup>os</sup>172, 171 et 166; figure 3.5 et tableau 3.3) ainsi que des âges plus anciens variant entre 2879 et 2857 Ma (N<sup>os</sup>169, 173 et 174, figure 3.4).



### ***Suite de Rochefort (Arot)***

La *Suite de Rochefort* (tableau 3.1 et figure 3.5) englobe les tonalites qui avaient été assignées à cette suite à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud (Leclair *et al.*, 2000; Berclaz *et al.*, 2003b). Elle inclut aussi une partie des tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles et de la Suite de Kakiattug. Toutefois, les tonalites auparavant assignées à la Suite de Rochefort à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson sont réassignées à la Suite de Favard. La Suite de Rochefort se compose de tonalites et de trondhjémites leucocrates à biotite et de tonalites mélanocrates à biotite + hornblende, foliées à gneissiques, de granulométrie moyenne à grossière et qui possèdent une texture ignée ou granoblastique. Les tonalites de la Suite de Rochefort contiennent fréquemment une fraction granodioritique ou granitique sous forme de petites masses, de dykes ou de veines aux contacts francs ou diffus. Plusieurs datations réalisées sur des échantillons de tonalite de la Suite de Rochefort ont livré des âges compris entre 2789 et 2755 Ma (N<sup>os</sup>93, 94, 97, 98, 112, 122, figure 3.5 et tableau 3.3).

### ***Suite de Kapijuq (Akpj)***

Aux tonalites de la *Suite de Kapijuq* (tableau 3.1 et figure 3.5) sont ajoutées celles qui avaient été assignées à la Suite de Bottequin (Cadieux *et al.*, 2002) et à la ceinture volcano-sédimentaire de Nantais (Madore *et al.*, 2002), entraînant l'abandon du terme « Suite de Bottequin » (tableau 3.2). La Suite de Kapijuq est constituée de tonalite et de trondhjémite, foliées à gneissiques, qui possèdent régulièrement une texture granoblastique. Les tonalites renferment entre 10 et 40 % de minéraux mafiques (hornblende + biotite) alors que les trondhjémites en contiennent moins de 10 % (la biotite domine). La présence de veines discontinues de mobilisat tonalitique à granitique (5 à 50 %), centimétriques à métriques, à angle ou parallèles à la foliation régionale donne un aspect migmatitique aux roches. L'unité renferme entre 5 et 25 % d'enclaves d'amphibolite, de diorite et de paragneiss. Des âges U/Pb de 2783 Ma et de 2768 Ma ont été obtenus dans des tonalites de la Suite de Kapijuq (N<sup>os</sup>138 et 136, figure 3.5 et tableau 3.3).

### ***Complexe de Nantais (Anan)***

Le *Complexe de Nantais* (tableau 3.1 et figure 3.5) est une nouvelle unité volcano-sédimentaire qui comprend la ceinture de Nantais et les ceintures de Peltier, de Headwind et de Caumartin (figure 7.1; Madore *et al.*, 2002). À l'origine, le Complexe de Pélican-Nantais (Percival *et al.*, 1997a; Madore *et al.*, 2001) regroupait les roches métavolcaniques de la ceinture de Nantais, au nord, et les roches métasédimentaires de la ceinture de Pélican, au sud. Les différences lithologiques et géochronologiques entre ces deux ceintures nous incitent à diviser ce complexe en deux unités distinctes, soit le Complexe de Nantais et le Complexe de Pélican.

Les ceintures de Peltier, de Headwind et de Caumartin sont assignées au Complexe de Nantais sur la base de leur ressemblance lithologique avec les roches de la ceinture de Nantais et de leur distribution spatiale. Le terme « Complexe de Pélican-Nantais » est abandonné (tableau 3.2).

Le Complexe de Nantais est principalement constitué de metabasaltes et de gneiss mafiques granoblastiques d'affinité tholéitique montrant un rubanement compositionnel centimétrique. Ils alternent localement avec des niveaux de tufs, de composition intermédiaire à felsique, de conglomérats et, plus rarement, de roches ultramafiques. Les roches du Complexe de Nantais ont subi un métamorphisme variant du faciès des amphibolites à celui des granulites. Un échantillon de tuf felsique de la ceinture de Nantais a donné un âge de 2775 Ma (N<sup>o</sup>134, figure 3.5 et tableau 3.3).

### ***Suite alcaline de Kimber (Akmb)***

La *Suite alcaline de Kimber* (tableau 3.1 et figure 3.5) regroupe trois petites intrusions isolées de syénite à néphéline (<30 km<sup>2</sup>) localisées dans le nord-est du Terrane de la rivière Arnaud. Ce sont des roches homogènes et non déformées qui possèdent une texture grenue d'origine magmatique. Des phases de syénites pegmatitiques et aplitiques coupent le corps principal. La datation réalisée sur une de ces phases a révélé un âge de 2761 Ma (N<sup>o</sup>183, figure 3.5 et tableau 3.3). Ce résultat est remarquable, compte tenu de l'aspect massif et non déformé de ces roches et des âges beaucoup plus jeunes (<2680 Ma) obtenus dans les autres intrusions alcalines du NEPS.

### ***Complexe de Kogaluc (Akog)***

Le *Complexe de Kogaluc* (tableau 3.1 et figure 3.5) a été introduit par Parent *et al.* (2002a) dans la région du lac Vernon (figure 1.1). Il est constitué de bandes discontinues de roches supracrustales de 1 à 8 km d'épaisseur qui s'étendent sur environ 15 km de longueur selon un axe NNO-SSE. Ce complexe se compose à 80 % de roches sédimentaires et à 20 % de roches volcaniques. Toutes ces roches sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Certains lambeaux de roches sédimentaires initialement inclus dans le Complexe de Kogaluc sont réassignés au Complexe de Qalluviartuuq-Payne. Les roches sédimentaires regroupent des paragneiss à biotite, des formations de fer, des grès, des siltstones, des quartzites, des argilites et, plus rarement, des conglomérats polygéniques. Les roches volcaniques sont concentrées dans la partie sud du complexe où l'on trouve une alternance de niveaux métriques à décamétriques de roches volcaniques de composition mafique, intermédiaire et felsique d'affinité calco-alcaline. Les textures et structures primaires de ces roches ont été préservées localement. Des âges de 2759 Ma et de 2760 Ma ont été obtenus dans des roches felsiques du Complexe de Kogaluc (N<sup>os</sup>81 et 82, figure 3.5 et tableau 3.3).



### **Complexe de Mézard (Amez)**

Le *Complexe de Mézard* (tableau 3.1 et figure 3.5) a été introduit par Berclaz *et al.* (2003b) pour décrire des lambeaux de roches volcano-sédimentaires et des diatexites localisés dans le nord du Domaine de lac Minto (figure 1.1). Cette unité est redéfinie afin de regrouper tous les lambeaux de roches d'origine sédimentaire et volcanique du Domaine de lac Minto, à l'exception des roches volcano-sédimentaires du Complexe de Kogaluc. Le Complexe de Mézard comprend désormais les roches supracrustales de l'unité originelle (Berclaz *et al.*, 2003b; Maurice *et al.*, 2004 et 2005) ainsi que celles qui avaient été assignées au Complexe de Le Roy (Parent *et al.*, 2002a; Berclaz *et al.*, 2003b; Simard *et al.*, 2005) et à la Suite de Minto (Parent *et al.*, 2000). Les diatexites qui avaient été incluses dans ces trois unités et qui représentent le produit de la fusion des roches sédimentaires sont réassignées au Complexe de Le Roy (voir 3.2.1.59).

Le Complexe de Mézard se compose de roches supracrustales métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites en lambeaux lenticulaires de moins de 3 km d'épaisseur et de moins de 10 km de longueur. Les lambeaux de roches volcaniques sont concentrés principalement dans la moitié nord du complexe (figure 3.5). Ils sont constitués d'amphibolites granoblastiques massives, foliées ou rubanées et de quelques horizons métriques à décamétriques de roches intermédiaires à felsiques. Les lambeaux de roches sédimentaires sont constitués de paragneiss foliés à rubanés, de granulométrie fine à moyenne, possédant une patine jaunâtre à brun rouille caractéristique. Les paragneiss ont subi une migmatitisation intense qui se traduit par la présence d'un matériel de fusion de composition tonalitique à granitique représentant jusqu'à 50 % du volume de la roche. Des formations de fer d'épaisseur métrique à décamétrique sont localement associées aux paragneiss. Les lambeaux de paragneiss du Complexe de Mézard sont concentrés dans la moitié sud de l'unité. Toutefois, il est probable que les paragneiss soient aussi abondants dans le nord de l'unité, puisque les paragneiss migmatitisés n'ont pas été différenciés des diatexites (Complexe de Le Roy) dans ce secteur. Le Complexe de Mézard n'a pas été daté. L'âge de plusieurs lambeaux est estimé entre 2760 et 2740 Ma.

### **Ceinture de Roulier (Arlr)**

La *Ceinture de Roulier* (tableau 3.1 et figure 3.5), introduite par Maurice *et al.* (2005), correspond à une séquence de roches volcano-sédimentaires d'environ 10 km de largeur par 30 km de longueur. Elle est constituée principalement de roches volcaniques mafiques, massives à foliées, d'affinité tholéiitique. Elle comprend également des horizons métriques à décamétriques de métapélites, plus ou moins migmatitisées, intercalées dans la séquence de roches mafiques ainsi que des tufs à cristaux et à lapillis. Les textures primaires sont préservées localement. Des dykes de gabbro

à texture subophitique bien conservée recoupent les roches de la ceinture. Un échantillon de roche felsique a donné un âge de 2759 Ma (N°24, figure 3.5 et tableau 3.3).

### **Complexe d'Innuksuac (Ainn)**

Le *Complexe d'Innuksuac* (tableau 3.1 et figure 3.5) regroupe les lambeaux de roches d'origine volcanique et sédimentaire du Domaine de Tikkerutuk, à l'exception de la Ceinture de Nuvvuagittuq et de la Ceinture de Roulier. Certains lambeaux localisés dans la partie nord du domaine avaient été originalement assignés au Complexe de Povungnituk (Maurice *et al.*, 2004 et 2005) alors que les petits lambeaux de la partie sud du domaine avaient été inclus dans le Complexe de Melvin (Simard *et al.*, 2004 et 2005). Toutes ces roches volcano-sédimentaires sont réassignées au Complexe d'Innuksuac en raison de leur distribution spatiale et de leurs ressemblances lithologiques avec les roches de ce complexe. Ceci amène l'abandon des termes « Complexe de Povungnituk » et « Complexe de Melvin » (tableau 3.2).

Les volcanites du Complexe d'Innuksuac sont constituées d'amphibolites granoblastiques d'affinité tholéiitique, massives, foliées ou rubanées, dont l'origine intrusive ou effusive n'a pu être confirmée. Des roches ultramafiques, des paragneiss et des formations de fer se trouvent en alternance avec les amphibolites. Des lambeaux de paragneiss migmatitisés sont associés parfois aux horizons de roches volcaniques de composition intermédiaire et aux niveaux de formations de fer silicatées. Les lambeaux de roches volcaniques et sédimentaires sont métamorphisés aux faciès des amphibolites et des granulites. Le Complexe d'Innuksuac n'a pas été daté. On estime l'âge de la majorité des lambeaux du complexe entre 2760 et 2740 Ma. Toutefois, près de la baie d'Hudson, un âge plus jeune de <2729 Ma a été obtenu dans une roche sédimentaire intercalée dans une séquence d'amphibolites (N°23, figure 3.6 et tableau 3.3).

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

La *Suite de Coursolles* (tableau 3.1 et figure 3.5), nommée par Simard *et al.* (2001) dans la région de Maricourt (figure 1.1), se trouve dans le sud de la Sous-province de Minto et à l'extrémité nord de la Sous-province de La Grande. Elle est constituée principalement de tonalite à hornblende + biotite et, en moindre proportion, de diorite, de diorite quartzifère et de gabbro. La tonalite contient entre 10 et 25 % d'amas allongés centimétriques de minéraux mafiques (hornblende + biotite) tandis que les unités de diorite-gabbro renferment entre 25 et 40 % de minéraux mafiques, lesquels définissent la foliation. Les unités de diorite-gabbro se trouvent en enclaves dans la tonalite et sont injectées par celle-ci, témoignant de leur caractère précoce. La tonalite renferme une phase granodioritique à granitique sous forme de ruban, de lentille ou d'amas en contact diffus avec la phase tonalitique. Deux échantillons de tonalite ont

donné des âges de 2758 Ma et de 2756 Ma (N<sup>os</sup>29 et 102, figure 3.5 et tableau 3.3) qui sont interprétés comme l'âge principal de l'unité. Des âges plus jeunes de 2716 et de 2713 Ma (N<sup>os</sup>101 et 30, figure 3.6 et tableau 3.3) ont aussi été obtenus dans les roches assignées au Coursolles, suggérant que cette suite pourrait contenir des roches reliées à un événement magmatique beaucoup plus jeune.

#### **Suite de Favard (Afav)**

La *Suite de Favard* (tableau 3.1 et figure 3.5) occupe une superficie importante dans le Terrane de la baie d'Hudson. Cette unité a été définie dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), puis reconnue dans plusieurs régions vers le nord et vers l'ouest (Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2001, 2004 et 2005). Cette unité est redéfinie afin d'y inclure les tonalites des suites de Charnière (Parent *et al.*, 2000), de Qamanirjuaq et de Boizard (Simard *et al.*, 2003) de même que quelques intrusions de tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles (Parent *et al.*, 2000) et du Complexe de Du Gué (Simard *et al.*, 2001). La nouvelle unité comprend également les tonalites qui avaient été assignées à la Suite de Rochefort dans le Terrane de la baie d'Hudson (Parent *et al.*, 2000; Leclair *et al.*, 2000; Maurice *et al.*, 2004 et 2005). Conséquemment à ces modifications, les termes « Suite de Charnière », « Suite de Qamanirjuaq » et « Suite de Boizard » sont abandonnés (tableau 3.2).

La Suite de Favard est constituée de trondhjémite et de leucotonalite à biotite qui contiennent de 2 à 40 % d'enclaves d'amphibolite et de diorite granoblastiques. Quelques niveaux métriques à décamétriques de tonalite à hornblende + biotite alternent localement avec les leucotonalites et les trondhjémites. Les tonalites de la Suite de Favard ont subi une granitisation qui se traduit par la présence de lentilles, de rubans ou d'amas de granite et de granodiorite en contact graduel et diffus avec la phase tonalitique. La phase granitique est souvent importante et peut représenter jusqu'à 50 % de la surface de l'affleurement. Plusieurs datations permettent d'attribuer un âge variant entre 2766 et 2740 Ma pour la Suite de Favard (N<sup>os</sup>10, 26, 27, 90, 91 et 190, figure 3.5 et tableau 3.3). L'échantillon N<sup>o</sup>90, une tonalite granitisée, a donné un âge de 2741 ± 4 Ma pour la phase tonalitique et un âge de 2713 ± 2 Ma (figure 3.7) pour la phase granitique. Certains échantillons de tonalite ont donné des âges plus jeunes de 2719 et de 2717 Ma (N<sup>os</sup>189 et 28, figure 3.6 et tableau 3.3) ou un âge plus ancien de 3020 (N<sup>o</sup>25, figure 3.3 et tableau 3.3) suggérant que la Suite de Favard peut contenir des tonalites plus jeunes et plus vieilles présentant des caractéristiques similaires à celles de l'unité sur le terrain.

#### **Suite de Sem (Asem)**

La *Suite de Sem* (tableau 3.1 et figure 3.5) a été reconnue uniquement dans la région des lacs des Loups Marins (N<sup>o</sup>17,

figure 1.1). Il s'agit d'une unité de tonalite hétérogène caractérisée par la présence de 20 à 40 % de biotite. L'hétérogénéité de la tonalite provient de la granulométrie variable et de la distribution inégale de la biotite qui forme communément des rubans ondulants et discontinus dont l'aspect rappelle celui des schlierens contenus dans les diatexites. L'unité renferme de nombreuses enclaves qui sont principalement de composition dioritique. L'âge de l'unité est inconnu et sa relation avec les autres unités est incertaine.

#### **Suite de Kakiattug (Akkk)**

La *Suite de Kakiattug* (tableau 3.1 et figure 3.5), introduite par Parent *et al.*, (2002a), est localisée dans le sud du Domaine de lac Minto (figure 2.2), à proximité de la limite du Terrane de la baie d'Hudson. Quelques intrusions de tonalite de la Suite de Kakiattug sont réassignées à la Suite de Rochefort. La Suite de Kakiattug est constituée de leucotonalite à biotite légèrement foliée. Localement, des horizons métriques à décamétriques de tonalites à hornblende alternent avec les tonalites à biotite. Dans certains secteurs, ces tonalites renferment entre 20 et 50 % d'enclaves de paragneiss, d'amphibolites, de gneiss mafiques à intermédiaires, de gabbro norites et de formations de fer qui confèrent un aspect hétérogène à la roche. Les tonalites de la Suite de Kakiattug renferment une phase granodioritique à granitique (10 à 50 %) en contact diffus avec la phase tonalitique. Un âge de 2741 Ma a été obtenu dans une tonalite (N<sup>o</sup>54, figure 3.5 et tableau 3.3).

#### **Ceinture de Melvin (Amel)**

La *Ceinture de Melvin* (tableau 3.1 et figure 3.6) est une petite unité de roches felsiques d'origine volcanique localisée à la limite des domaines de Tikkerutuk et de Bienville (figure 2.2). Au départ, ces roches felsiques étaient assignées au Complexe de Melvin (Simard *et al.*, 2004 et 2005) et portait le nom informel de ceinture de Natwakupaw (Simard *et al.*, 2004), terme maintenant abandonné. Le terme « Complexe de Melvin » est également abandonné et les autres assemblages lithologiques du Complexe de Melvin sont assignés à d'autres unités (tableau 3.2). Ainsi, les lambeaux de roches sédimentaires et de roches volcaniques mafiques ont été réassignés au Complexe d'Innuksuac et les petites intrusions de diorite et de gabbro granoblastiques ont été incluses dans la Suite de Bacqueville. La Ceinture de Melvin est constituée de roches felsiques gris moyen à verdâtre, de granulométrie très fine, avec ou sans phénocristaux de quartz et dont l'aspect varie de massif à laminé. Ces roches, d'affinité calco-alcaline, sont probablement un mélange de laves et de tufs métamorphisés et déformés en raison des textures et des structures primaires préservées à certains endroits. Un âge de 2741 Ma (N<sup>o</sup>19, figure 3.6 et tableau 3.3) a été obtenu dans une roche de cette ceinture.

### ***Ceinture de Tasiataq (Atsq)***

La *Ceinture de Tasiataq* (tableau 3.1 et figure 3.6) a été nommée par Leclair *et al.* (2003) dans la région du lac Dufrebois (figure 1.1). Elle est constituée en bonne partie de basalte et d'andésite métamorphisés interlités avec des roches volcaniques felsiques (rhyolite, dacite et tufs associés) et des formations de fer silicatées. La ceinture comprend aussi quelques niveaux de pyroxénite, de périclote, de hornblendite et de serpentinite auxquelles sont localement associés des gabbros mésocrates. Un échantillon de roche felsique a livré un âge de 2740 Ma (N°162, figure 3.6 et tableau 3.3).

### ***Complexe de Pélican (Apel)***

Le *Complexe de Pélican* (tableau 3.1 et figure 3.6) est une nouvelle unité comprenant la ceinture de Pélican et quelques lambeaux de roches métasédimentaires qui avaient été inclus dans le « Complexe de Pélican-Nantais », terme maintenant abandonné (tableau 3.2; voir Complexe de Nantais). Le Complexe de Pélican est constitué principalement de paragneiss et, en moindre quantité, de schistes à biotite + grenat  $\pm$  orthopyroxène  $\pm$  cordiérite  $\pm$  sillimanite qui possèdent un rubanement compositionnel. Les paragneiss ont subi une migmatitisation qui se manifeste par la présence de veines de mobilisat felsique (5 à 50 %) centimétriques à métriques. Des formations de fer au faciès à oxydes et, plus rarement, au faciès à silicates, sont associées aux paragneiss. L'unité renferme aussi des amphibolites ou des gneiss mafiques, des andésites, des dacites, des rhyodacites et des schistes felsiques. Un échantillon de roche felsique a donné un âge de 2739 Ma (N°132, figure 3.6 et tableau 3.3) alors qu'un âge de 2733 Ma (N°135) a été obtenu dans le mobilisat d'une roche sédimentaire.

### ***Complexe de Chavigny (Achy)***

Le *Complexe de Chavigny* (tableau 3.1 et figure 3.6) est une unité de roches volcano-sédimentaires reconnue dans la région du lac Vernon (figure 1.1). Il est composé de roches volcaniques felsiques (70 %), de roches volcaniques mafiques (20 %) et de roches sédimentaires (10 %). Les roches volcaniques felsiques sont principalement des coulées et des tufs rubanés de composition rhyolitique à rhyodacitique. Les roches sédimentaires, généralement associées aux volcanites felsiques, comprennent des grauweekes, des paragneiss granoblastiques et des conglomérats polygéniques. Les roches mafiques sont des basaltes andésitiques et des basaltes d'affinité tholéiitique. Des formations de fer aux faciès à oxydes et à silicates s'intercalent dans les différentes unités volcaniques et sédimentaires. Des schistes à séricite, observés localement, sont interprétés comme des zones d'altération hydrothermales volcanogènes métamorphisées. Un âge de 2722 Ma (N°53, figure 3.6 et tableau 3.3) a été obtenu dans une roche volcanique felsique.

### ***Complexe de Duvert (Advt)***

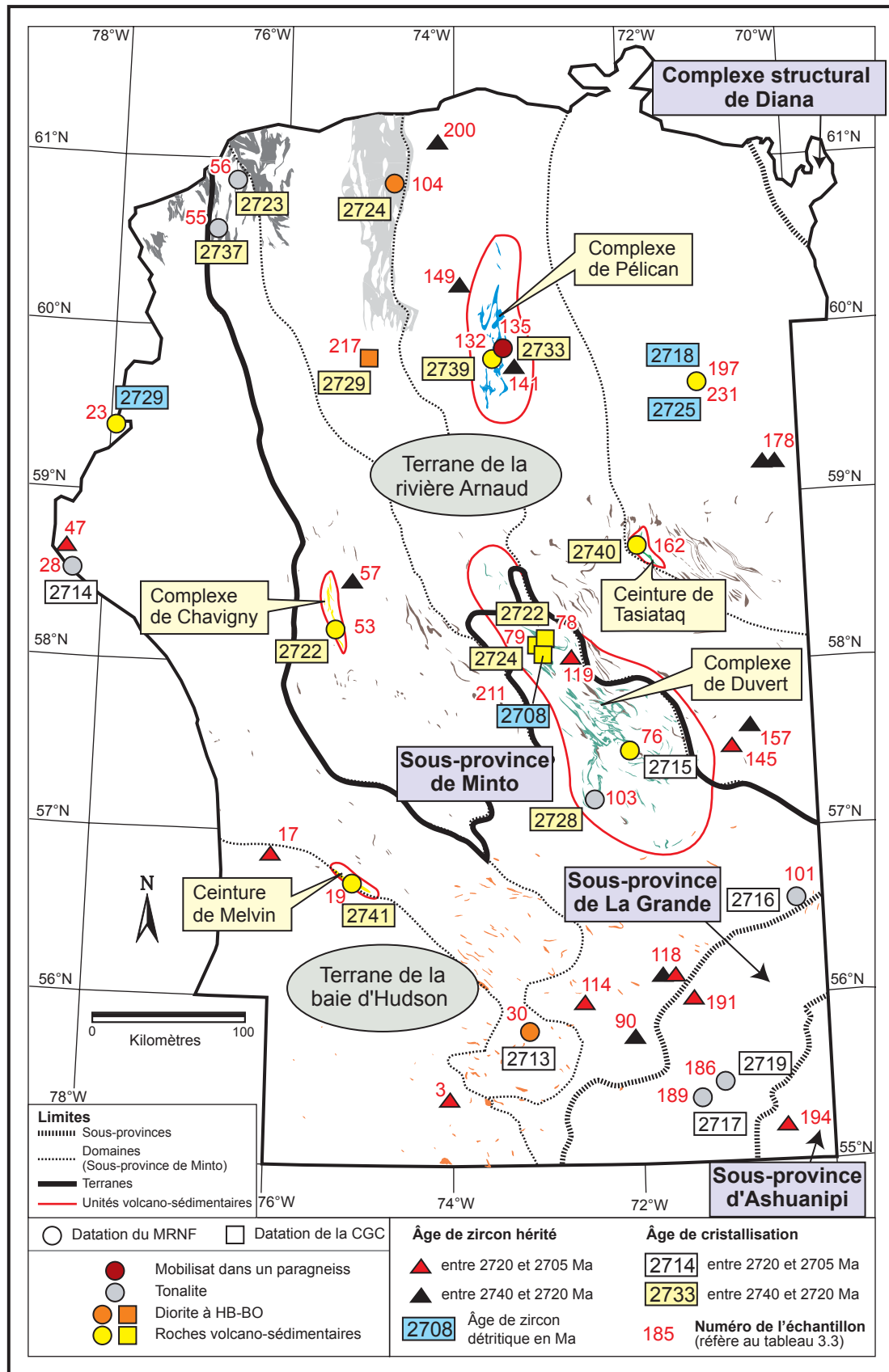
Le *Complexe de Duvert* (figure 3.6 et tableau 3.1) est constitué de roches volcano-sédimentaires (Parent *et al.*, 2000; Berclaz *et al.*, 2001) regroupant quatre ceintures informelles : les ceintures de Duvert, de Natuak, de Morrice et de Kakiattukallak (figure 7.1). À cette unité, nous ajoutons les roches initialement assignées aux complexes de Qamaniq (Parent *et al.*, 2000), de Vizien (Leclair *et al.*, 2000) et de Du Gué (Simard *et al.*, 2001). Cet ajout se base sur la distribution spatiale et l'âge de ces roches supracrustales. Les termes « Complexe de Qamaniq, Complexe de Vizien et Complexe de DuGué » sont donc abandonnés (tableau 3.2). La Ceinture de Vizien, telle que définie par Percival et Card (1994), est conservée comme unité formelle et incluse dans le Complexe de Duvert (figure 7.1).

Le Complexe de Duvert est constitué de lambeaux de roches supracrustales de taille kilométrique limités par des zones de cisaillement et enclavés dans les granitoïdes. Ces roches, métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites, possèdent une texture granoblastique assez bien développée. Les différents lambeaux sont formés de bandes lenticulaires dominées par des gneiss mafiques et des amphibolites d'affinité tholéiitique, massifs ou rubanés, par des roches intermédiaires ou felsiques rubanées d'origine volcanique ou par des paragneiss plus ou moins migmatitisés. Le complexe comprend aussi des formations de fer et des roches calco-silicatées, généralement associées aux paragneiss, ainsi que des roches ultramafiques d'origine intrusive et effusive, associées aux amphibolites et aux gneiss mafiques. Un échantillon de roche felsique prélevé dans la Ceinture de Duvert a livré un âge imprécis d'environ 2715 Ma (N°76, figure 3.6 et tableau 3.3).

La *Ceinture de Vizien* (Aviz) est constituée d'une grande variété de roches volcaniques et plutoniques de composition ultramafique à felsique ainsi que de plusieurs unités de roches sédimentaires. Les textures primaires y sont généralement bien conservées. Des âges de 2722 Ma et de 2724 Ma ont été obtenus dans les roches felsiques de la Ceinture de Vizien (N°s 78 et 79, figure 3.6 et tableau 3.3). Percival *et al.* (1993) attribuent un âge maximum de 2708 Ma (N°211) à un claste de granite provenant d'un conglomérat de cette ceinture. Un âge imprécis plus ancien compris entre 2797 et 2786 Ma a aussi été obtenu dans un horizon de roche mafique-ultramafique (N°77, figure 3.5 et tableau 3.3).

### ***Suite de Châteauguay (Achg)***

La *Suite de Châteauguay* (tableau 3.1 et figure 3.6), introduite dans la région de Maricourt (figure 1.1), se trouve dans le sud de la Sous-province de Minto. Elle est constituée de dykes et d'intrusions tabulaires, de composition ultramafique à intermédiaire, de quelques centaines de mètres d'épaisseur et de quelques kilomètres de longueur. Les roches mafiques, les plus abondantes, sont constituées de gabbro et de gabbronorite. Les roches intermédiaires





**FIGURE 3.6** – Distribution régionale des unités tonalitiques, des unités volcano-sédimentaires et des intrusions intermédiaires à ultramafiques ainsi que des âges U/Pb correspondants et des âges de zircon hérité pour la période comprise entre 2740 et 2705 Ma.





## Légende stratigraphique (figure 3.6)






### Tonalites

-  **Suite de Lesdiguères**  
Tonalite à biotite + hornblende, foliée à gneissique, avec mobilisat felsique (20 %), un peu de diorite.
-  **Suite de Bylot**  
Tonalite avec un peu de granodiorite et de granite; aspect de diatexite.

### Intrusions intermédiaires à ultramafiques

-  **Suite de Bacqueville**  
Dykes et intrusions lenticulaires de gabbro, de gabbronorite, de diorite, et, plus rarement, de roches ultramafiques.
-  **Suite de Châteauguay**  
Dykes et intrusions lenticulaires de gabbro, de gabbronorite, de diorite, de diorite quartzifère et, plus rarement, de roches ultramafiques.

### Roches volcano-sédimentaires

-  **Complexe de Duvert**  
Roches volcaniques mafiques d'affinité tholéitique; roches volcaniques ultramafiques à intermédiaires; paragneiss et formations de fer.  
**Ceinture de Vizien** : roches volcaniques variées ultramafiques à felsiques et roches sédimentaires.
-  **Complexe de Chavigny**  
Roches volcaniques felsiques (70 %); roches métasédimentaires (20 %); roches volcaniques mafiques (10 %).
-  **Complexe de Pélican**  
Paragneiss migmatitiques; formations de fer; roches volcaniques mafiques à felsiques d'origine variée.
-  **Ceinture de Tasiataq**  
Basaltes et andésites foliés interlités avec des roches volcaniques felsiques et des formations de fer.
-  **Ceinture de Melvin**  
Roches volcaniques felsiques d'affinité calco-alkaline d'origine variée.

comprennent des diorites et, plus rarement, des diorites quartzifères. Les roches ultramafiques comprennent des péridotites, des pyroxénites et des hornblendites. Les roches de la Suite de Châteauguay ont un aspect folié à massif et sont communément injectées par un matériel felsique blanchâtre qui donne un aspect bréchique à la roche. Elles possèdent généralement une texture granoblastique. La Suite de Châteauguay n'a pas été datée. Les observations sur le terrain permettent de déduire une mise en place durant la période comprise entre 2740 et 2710 Ma.

### Suite de Bacqueville (Abcv)

La *Suite de Bacqueville* (tableau 3.1 et figure 3.6), nommée par Parent *et al.* (2000), est localisée dans la partie centrale de la Sous-province de Minto. Cette unité comprend aussi les lambeaux de diorite granoblastique auparavant assignés au Complexe de Melvin (Simard *et al.*, 2004 et 2005; terme abandonné, tableau 3.2). Ces modifications sont basées sur les ressemblances lithologiques et

la similitude des signatures géochimiques entre ces roches dioritiques et celles de la Suite de Bacqueville (Chevé, 2005). La Suite de Bacqueville est constituée de dykes, de lambeaux, de feuilletés et de masses démembrées, métriques à kilométriques, de gabbro, de gabbronorite, de diorite et, plus rarement, de roches ultramafiques. Ce sont des roches homogènes, foliées à gneissiques, qui possèdent une texture granoblastique bien développée. Certaines intrusions sont massives et possèdent une texture ignée bien conservée. L'unité n'a pas été datée, mais les relations observées sur le terrain permettent de déduire une mise en place entre 2740 à 2710 Ma.

### Suite de Bylot (Abyl)

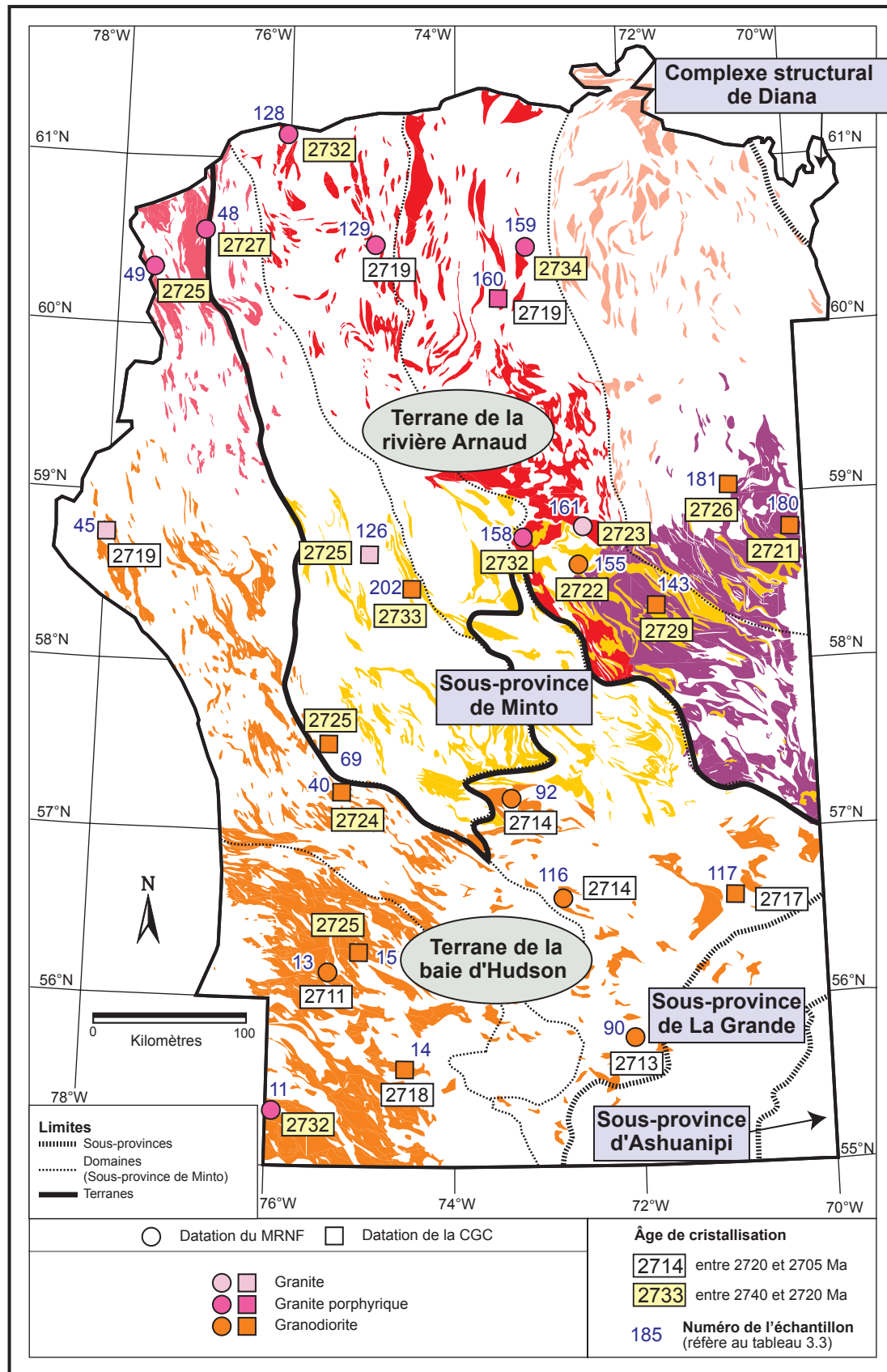
La *Suite de Bylot* (tableau 3.1 et figure 3.6) a été nommée par Maurice *et al.* (2004) dans la région de Povungnituk (figure 1.1). Elle est constituée principalement de tonalite avec un peu de granodiorite et de granite. Les roches de cette suite sont caractérisées par une texture migmatitique, une foliation ondulante localement gneissique, une granulométrie variable et une texture saccharoïde. Elles renferment des enclaves de roches mafiques, de roches dioritiques ou de paragneiss ainsi que des schlierens de biotite qui lui confèrent un aspect hétérogène, semblable aux diatexites. Des âges de 2737 Ma et de 2723 Ma (N<sup>os</sup>55 et 56, figure 3.6 et tableau 3.3) ont été obtenus dans les tonalites.

### Suite de Lesdiguères (Alsd)

La *Suite de Lesdiguères* (tableau 3.1 et figure 3.6) avait été introduite par Madore *et al.* (2002) pour regrouper des tonalites à hornblende + biotite, des tonalites à pyroxène et des granites et granodiorites. Cette suite est redéfinie comme une unité constituée exclusivement de tonalites à hornblende + biotite. Les tonalites à pyroxènes sont réassignées à la Suite de MacMahon et les granites et granodiorites à la Suite de La Chevrotière. La Suite de Lesdiguères est constituée principalement de tonalites à biotite + hornblende, foliées à gneissiques, et d'un peu de diorite. Ces roches possèdent communément une texture granoblastique ainsi qu'une phase plus felsique (20 %) sous forme de veines in situ parallèles à la gneissosité. Un âge de 2724 Ma (N<sup>o</sup>104, figure 3.6 et tableau 3.3) a été obtenu dans un échantillon de diorite.

### Suite de Leridon (Alrd)

La *Suite de Leridon* (tableau 3.1 et figure 3.7) a été introduite Madore *et al.* (2001) pour décrire des intrusions granodioritiques et granitiques localisés dans le nord-ouest du Domaine de Douglas Harbour. À la suite de ce levé, les intrusions granitiques qui avaient été assignées aux complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury, à l'intérieur du même domaine, ont été réassignées à la Suite de Leridon. Cette suite est constituée de granodiorite et de granite



**FIGURE 3.7** – Distribution régionale des unités granitiques et granodioritiques ainsi que des âges U/Pb correspondants pour la période comprise entre 2740 et 2705 Ma.

## Légende stratigraphique (figure 3.7)

- Suite de Desbergères**  
Granodiorite à biotite + hornblende et granite à biotite, homogènes; granodiorite et granite à texture porphyroïde; nombreuses enclaves de tonalite.
- Suite de Dufreboy**  
Granite homogène à biotite + hornblende; injections tardives d'aplite et de pegmatite. Dans le secteur du lac Dufreboy, granodiorite, roches charnockitiques, tonalite, diorite et gabbro.
- Suite de la rivière aux Feuilles**  
Granodiorite homogène à biotite + hornblende qui contient une phase granitique en contact diffus; un peu de granodiorite à pyroxène.
- Suite de Pinguq**  
Granite, granodiorite, monzodiorite quartzifère et monzonite quartzifère à texture porphyroïde; un peu granite, granodiorite et syénite homogènes.
- Suite de La Chevrotière**  
Granite et granodiorite à texture porphyroïde ou équi-granulaire; un peu de monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde.
- Suite de Leridon**  
Granodiorite, granite et monzonite à hornblende + biotite parfois à texture porphyroïde.

homogènes, massifs ou foliés, qui contiennent un peu de mobilisat felsique et moins de 5 % d'enclaves mafiques. Ces roches renferment entre 3 et 15 % de hornblende et de biotite. L'unité englobe aussi plusieurs intrusions de granodiorite, de granite et de monzonite caractérisés par une texture porphyroïde. Elle n'a pas été datée, mais les relations observées sur le terrain permettent de déduire une mise en place entre 2735 à 2720 Ma.

### *Suite de La Chevrotière (Alcv)*

La *Suite de La Chevrotière* (tableau 3.1 et figure 3.7), nommée par Parent *et al.* (2000), regroupe des granites, des granodiorites et des monzonites quartzifères à texture porphyroïde qui couvrent une superficie importante dans le nord de la Sous-province de Minto. Nous assignons à cette unité les roches granitiques du Batholite de La Potherie (Leclair *et al.*, 2000) et des Suites de Lesdiguières et de Rochefort (Madore *et al.*, 2002). Le terme « Batholite de La Potherie » est abandonné (tableau 3.2). Par contre, certaines intrusions de la Suite de La Chevrotière sont réassignées aux suites de Maurel, de Desbergères et de Pinguq.

Les granitoïdes de la Suite de La Chevrotière sont des roches rosâtres, généralement homogènes, massives à foliées et qui possèdent une forte susceptibilité magnétique. Elles renferment entre 10 et 25 % de minéraux mafiques (biotite + hornblende) qui se présentent en amas centimétriques étirés selon la foliation. La présence de 10 à 40 % de phénocristaux de feldspath potassique de 2 à 5 cm de longueur donne une texture porphyroïde à ces roches. Des granites et des granodiorites homogènes, de granulométrie moyenne à grossière et à texture équi-granulaire sont fréquemment associés aux roches à texture porphyroïde, mais sont moins

répandus. Les intrusions de granitoïdes homogènes sont moins volumineuses que les intrusions formées par les granitoïdes porphyroïdes. Les échantillons provenant de la Suite de La Chevrotière ont livré des âges variant entre 2734 et 2719 Ma (N<sup>os</sup>128, 129, 158, 159, 160, et 161, figure 3.7 et tableau 3.3).

### *Suite de Pinguq (Apin)*

La Suite de Pinguq (tableau 3.1 et figure 3.7) est localisée dans le nord-ouest de la Sous-province de Minto. Quelques intrusions originellement assignées à la Suite de La Chevrotière ont été réassignées à la Suite de Pinguq (tableau 3.1). Cette unité, introduite par Maurice *et al.* (2004), est constituée de granite, de granodiorite, de monzonite quartzifère et de monzodiorite quartzifère caractérisés par une texture porphyroïde et par la présence de grains de quartz bleuté. Ce sont des roches à biotite, foliées à mylonitiques, qui se présentent en masses volumineuses le long de zones de cisaillement orientées N-S. Des petites intrusions de granite et de granodiorite homogènes, à texture équi-granulaire et d'aspect massif à folié, sont également associées aux roches à texture porphyroïde. L'unité comprend également un peu de syénite quartzifère et de diorite à biotite. Des âges de 2727 Ma et de 2725 Ma (N<sup>os</sup>48 et 49, figure 3.7 et tableau 3.3) ont été obtenus dans des échantillons de la Suite de Pinguq.

### *Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe)*

La *Suite de la rivière aux Feuilles* (tableau 3.1 et figure 3.7) occupe une superficie importante dans la partie centrale de la région. La Suite de la rivière aux Feuilles, telle que définie par Percival et Card (1994), comprenait des granodiorites à pyroxène et à hornblende, des tonalites, des granites, des diorites, des gabbros-pyroxénites et des dykes mafiques synplutoniques. Cette suite a été redéfinie par Parent *et al.* (2000) comme une unité de granodiorites et de tonalites, puis par Leclair *et al.* (2000) comme une unité constituée exclusivement de granodiorites. En adoptant cette dernière définition, les granodiorites hétérogènes des suites de Monchy et de lac Minto sont regroupées avec la Suite de la rivière aux Feuilles. En contrepartie, les tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles sont réassignées aux suites de Favard et de Rochefort. Le terme « Suite de Monchy » est abandonné (tableau 3.2).

La Suite de la rivière aux Feuilles est composée d'une granodiorite à biotite + hornblende, massive à foliée, qui contient fréquemment une phase granitique en contact diffus avec la phase granodioritique (Leclair *et al.*, 2000). Dans plusieurs secteurs, de nombreuses enclaves, accompagnées d'injections granitiques, donnent un aspect hétérogène à l'unité. Dans les régions du lac Nedlouc, du lac Aigneau et du lac Dufreboy (N<sup>os</sup>14, 15 et 12, figure 1.1), la Suite de la rivière aux Feuilles renferme des granodiorites à clinopyroxène et à orthopyroxène qui ont été assignées à d'autres

unités ailleurs dans la Sous-province de Minto. Des échantillons de granodiorites de la Suite de la rivière aux Feuilles ont livré des âges variant entre 2733 et 2722 Ma (N<sup>os</sup>69, 126, 202, 155 et 143, figure 3.7 et tableau 3.3).

#### **Suite de Dufreboy (Aduy)**

La *Suite de Dufreboy* (tableau 3.1 et figure 3.7) couvre une superficie importante dans le centre-est de la Sous-province de Minto. Cette unité a été introduite par Leclair *et al.* (2000) et reprise par Berclaz *et al.* (2001) pour décrire des granites localisés respectivement dans les régions du lac La Potherie et du lac Aigneau (N<sup>os</sup>11 et 15, figure 1.1). Dans la région du Lac Dufreboy (N<sup>o</sup>12, figure 1.1), Leclair *et al.* (2003) ont assigné à la Suite de Dufreboy une importante unité de roches intrusives felsiques cartographiée par Percival et Card (1994). Cette unité indifférenciée, qui n'a pas été visitée par le Ministère, regroupe des granites, des granodiorites, des monzogranites porphyriques, des roches charnockitiques ainsi que des tonalites, des diorites et des gabbros qui sont équivalents aux roches assignées à d'autres unités dans les régions avoisinantes. En dehors de ce secteur, la Suite de Dufreboy est constituée d'un granite homogène, massif à faiblement folié, qui renferme moins de 15 % de minéraux mafiques (biotite + hornblende), avec dominance de la biotite. Des faciès d'aplite et de pegmatite sont associés au granite. Des granites et granodiorites hétérogènes localisés dans le prolongement nord de la Suite de Dufreboy, qui avaient été inclus dans le Complexe de Troie (Madore *et al.*, 1999), sont également assignés à la Suite de Dufreboy. Deux échantillons de granodiorites, provenant du secteur originellement inclus dans le Complexe de Troie, ont livré des âges de 2721 Ma et de 2726 Ma (N<sup>os</sup>180 et 181, figure 3.7 et tableau 3.3).

#### **Suite de Desbergères (Adeb)**

La *Suite de Desbergères* (tableau 3.1 et figure 3.7), nommée par Simard *et al.* (2001), couvre une superficie importante dans la Sous-province de Minto. Les granodiorites des suites de Charnière et de Voizel sont réassignées à la Suite de Desbergères ainsi que certaines intrusions de granodiorite de la Suite de La Chevrotière. Ces modifications entraînent l'abandon des termes « Suite de Charnière » et « Suite de Voizel » (tableau 3.2). La Suite de Desbergères est constituée de granodiorite et de granite généralement homogènes, d'aspect massif à légèrement folié, qui renferment entre 1 et 8 % de minéraux mafiques représentés par de la biotite dans les granites et par de la biotite et un peu de hornblende dans les granodiorites. Les phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur représentent moins de 5 % de la roche sauf localement, où des sous-unités métriques à décamétriques en contiennent plus de 25 %. La Suite de Desbergères comprend quelques intrusions à texture porphyroïde (15 à 35 % de phénocristaux de feldspath potassique) de dimension kilométrique en contact graduel

avec les granites et granodiorites. À plusieurs endroits, des restites de tonalites aux contacts diffus se trouvent dans les roches potassiques de l'unité. Plusieurs datations ont été réalisées sur des échantillons de granodiorite permettant d'attribuer un âge entre 2720 et 2710 Ma à la Suite de Desbergères (N<sup>os</sup>13, 14, 45, 90, 92, 116 et 117, figure 3.7 et tableau 3.3). Certains échantillons assignés à la Suite de Desbergères ont donné des âges plus anciens variant entre 2732 et 2724 Ma (N<sup>os</sup>11, 15 et 40, figure 3.7 et tableau 3.3). Ceci suggère que la Suite de Desbergères puisse regrouper des intrusions d'âge différent.

#### **Complexe de Troie (Atie)**

Le *Complexe de Troie* (tableau 3.1 et figure 3.8) a été introduit par Madore *et al.* (1999) pour décrire des ensembles lithologiques correspondant à une forte anomalie magnétique subcirculaire à l'intérieur du Domaine de Douglas Harbour (figure 2.2). Originellement, le complexe se composait de roches intrusives et métamorphiques à orthopyroxène, de monzonites et monzodiorites quartzifères porphyroïdes, de granites gneissiques, de granites migmatitiques et de lambeaux de roches supracrustales. Nous redéfinissons le Complexe de Troie de façon à ne conserver que les roches à orthopyroxène à l'intérieur de l'unité. Les roches supracrustales sont assignées au Complexe d'Arnaud, les granites à la Suite de Dufreboy et les monzonites et monzodiorites quartzifères à la Suite de Belloy. L'unité, telle que redéfinie, comprend des orthogneiss à orthopyroxène et des intrusions charnockitiques foliées à gneissiques composées d'enderbite, d'opdalite et, en moindre quantité, de charnockite et de diorite à hypersthène. Ces roches contiennent entre 10 et 60 % de minéraux felsiques à deux pyroxènes. Le Complexe de Troie comprend également des gabbro-norites, à hornblende ou à biotite, qui forment des petits corps intrusifs dont le diamètre est inférieur à 20 km. Les gabbro-norites se retrouvent aussi en enclaves dans les roches granulitiques. Des échantillons de gneiss tonalitique à orthopyroxène ont livré des âges de 2741 Ma et de 2734 Ma (N<sup>os</sup>175 et 167, figure 3.8 et tableau 3.3). Un âge de 2722 Ma (N<sup>o</sup>177) a été obtenu dans une gabbro-norite.

#### **Complexe de Qimussinguat (Aqim)**

Le *Complexe de Qimussinguat* (tableau 3.1 et figure 3.8) a été introduit par Madore *et al.* (1999) pour décrire des ensembles lithologiques correspondant à une forte anomalie magnétique ovoïde localisée au nord du Complexe de Troie, dans le Domaine de Douglas Harbour (figure 2.2). Le complexe se composait initialement de roches intrusives et métamorphiques à orthopyroxène ainsi que de granite migmatitique, d'intrusions de granodiorite et granite et de lambeaux de roches supracrustales granulitiques. Le Complexe de Qimussinguat est redéfini comme une unité constituée exclusivement de roches à orthopyroxène. Les roches supracrustales sont assignées au Complexe d'Arnaud



et les granodiorites et granites à la Suite de Leridon. L'unité se compose d'orthogneiss à orthopyroxène, d'intrusions charnockitiques de composition tonalitique et, plus rarement, d'intrusions charnockitiques de composition granodioritique, granitique et dioritique. Il s'agit de roches hétérogènes, généralement gneissiques, qui contiennent entre 10 et 60 % de minéraux felsiques à deux pyroxènes. L'unité comprend aussi des gabbro-norites sous forme d'intrusion de moins de 20 km de diamètre ou d'enclaves dans les roches granulitiques. Un âge de 2734 Ma (N°176, figure 3.8 et tableau 3.3) a été obtenu dans un échantillon de gneiss tonalitique à orthopyroxène.

### **Suite de Lepelle (Alep)**

La *Suite de Lepelle* (tableau 3.1 et figure 3.8) couvre pratiquement tout le nord du domaine d'Utsalik (figure 2.2). Elle est constituée des granites et granodiorites à clinopyroxène initialement assignées aux suites de Lepelle et de Châtelain. Le regroupement de ces roches à l'intérieur d'une seule unité est basé sur leur distribution spatiale, leur ressemblance minéralogique et leur âge. Cette redéfinition amène l'abandon du terme « Suite de Châtelain » (tableau 3.2). La Suite de Lepelle correspond à un haut magnétique régional assez uniforme. Les granites et les granodiorites, homogènes et bien foliées, renferment un plagioclase bourgogne caractéristique. Ces roches sont de granulométrie moyenne avec une texture ignée primaire, souvent porphyroïde, partiellement oblitérée par une recristallisation plus ou moins intense produisant des textures en mortier. À plusieurs endroits, elles s'injectent dans les roches hôtes. Elles contiennent des enclaves de roches tonalitiques, de roches mafiques et, localement, de roches ultramafiques. La Suite de Lepelle comprend également un peu de tonalite à clinopyroxène. Les datations U/Pb suggèrent un âge moyen compris entre 2725 et 2720 Ma pour la Suite de Lepelle (N°s 140, 142, 141 et 156, figure 3.8 et tableau 3.3).

### **Suite de MacMahon (Acmm)**

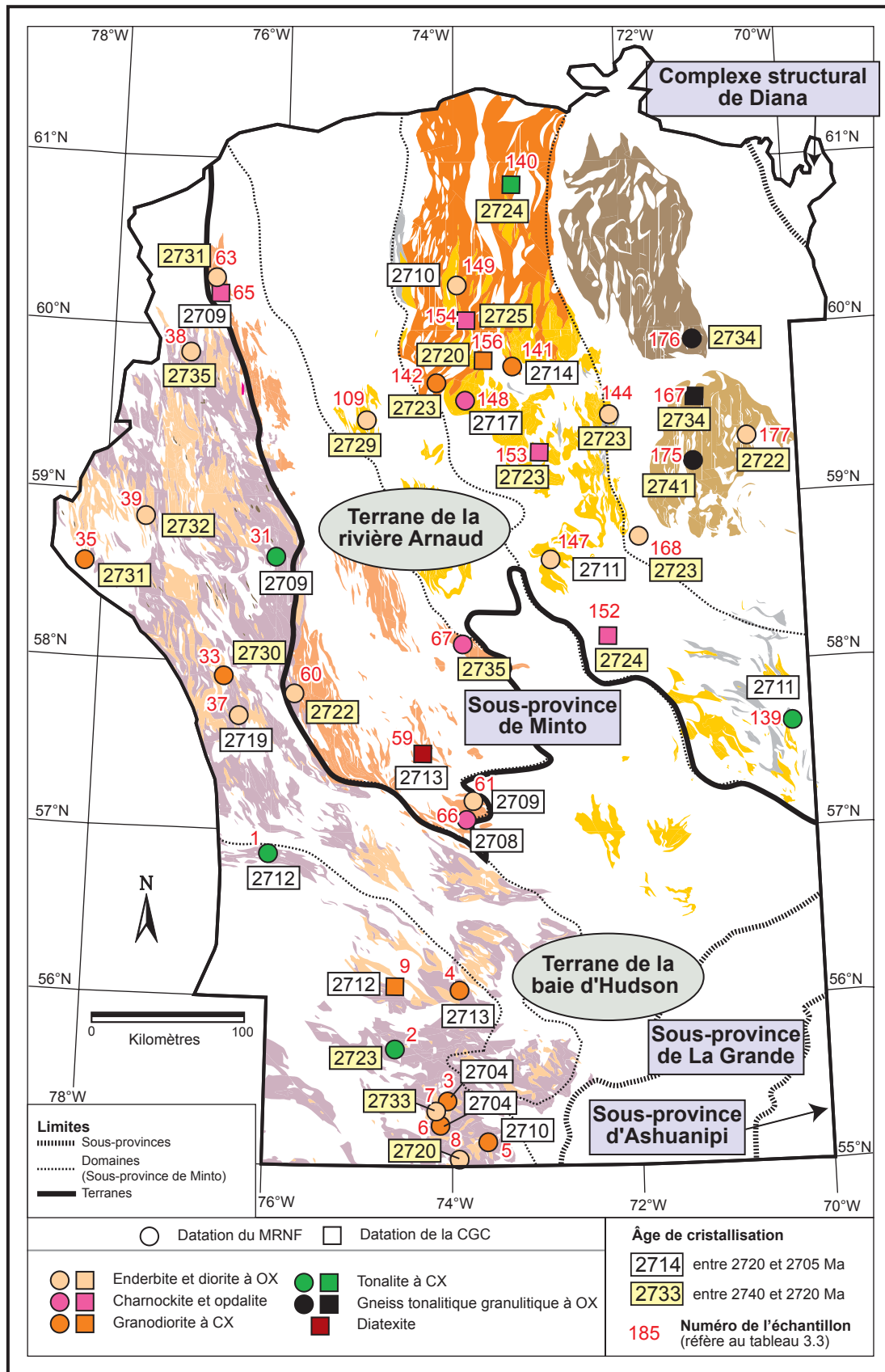
La *Suite de MacMahon* (tableau 3.1 et figure 3.8) regroupe les roches intrusives felsiques à orthopyroxène et à clinopyroxène des domaines d'Utsalik, de Qalluivartuq et de Goudalie, à l'exception de celles de la Suite de Lepelle. À l'unité originelle se rajoute les roches à orthopyroxène auparavant assignées au Complexe de Du Gué dans la région de Maricourt (N°18, figure 1.1), à la Suite de lac Minto dans la région du lac Vernon (N°10, figure 1.1) ainsi qu'aux suites de Châtelain et de Lesdiguières dans la région du lac Couture (N°2, figure 1.1). Les tonalites à clinopyroxène des suites de Nullualuk, de Bottequin et de Lesdiguières sont également assignées à la Suite de MacMahon en raison de leur association spatiale avec les roches à orthopyroxène de cette suite. Conséquemment à ces modifications, les termes « Complexe de Du Gué », « Suite de Nullualuk » et « Suite de Bottequin » sont abandonnés (tableau 3.2).

Les tonalites à clinopyroxène sont des roches homogènes, foliées et de granulométrie grossière. Elles sont associées à des diorites gris foncé homogènes et foliées, qui se présentent sous forme d'enclaves ou de petites intrusions dont le diamètre est généralement inférieur à 1 km. La Suite de MacMahon est largement dominée par les roches à orthopyroxène représentées surtout par des enderbites. Il s'agit d'une roche verdâtre, homogène, de granulométrie moyenne à grossière, localement porphyrique et faiblement foliée. Des petites intrusions de diorite à hypersthène, de gabbro-norite ainsi que de petites masses (<1 km) de roches ultramafiques sont associées aux enderbites. L'unité comprend aussi des masses importantes d'opdalite-charnockite massive dans sa partie nord. Plusieurs datations U/Pb permettent d'assigner un âge variant entre 2729 et 2711 Ma pour la Suite de MacMahon (N°s 109, 139, 144, 147, 148, 149, 152, 153, 154 et 168, figure 3.8 et tableau 3.3). Certains échantillons d'enderbite, assignés à la Suite de MacMahon dans l'extrémité est de la Sous-province de Minto, ont livré des âges beaucoup plus jeunes compris entre 2702 et 2676 Ma (N°s 145, 146, 150, 151 et 108, figure 3.10). Ces résultats démontrent que plusieurs des intrusions enderbitiques assignées à la Suite de MacMahon dans ce secteur appartiennent plutôt à un événement magmatique plus jeune.

### **Suite de lac Minto (Amin)**







La *Suite de lac Minto* (tableau 3.1 et figure 3.8) a été redéfinie à plusieurs reprises. Le terme « Suite de lac Minto » a été introduit par Parent *et al.* (2000) pour décrire des diatexites localisées dans le coin nord-ouest de la région du lac Nedluc (N°14, figure 1.1). Cette unité a été poursuivie vers le nord, dans la région du lac La Potherie (N°11) où Leclair *et al.* (2000) y ont assigné des unités intrusives à orthopyroxène, puis vers l'ouest, dans la région du lac Vernon (N°10) où Parent *et al.*, (2002a) y ont également inclus des granites et des roches volcano-sédimentaires. La Suite de lac Minto a été redéfinie par Simard *et al.* (2005) dans la région du lac Minto (N°13, figure 1.1) comme une unité exclusivement constituée de roches intrusives à orthopyroxène. C'est cette dernière définition qui est retenue ici. La Suite de lac Minto regroupe toutes les roches à orthopyroxène du Domaine du lac Minto incluses dans les suites de lac Minto, de Lippens et de Qilalugalik ainsi que dans le Complexe de Le Roy. Les termes « Suite de Lippens » et « Suite de Qilalugalik » sont abandonnés (tableau 3.2).

La Suite de lac Minto est constituée principalement d'enderbites verdâtres, de granulométrie moyenne à grossière et d'aspect massif à folié. Les enderbites contiennent une phase charnockitique ou opdalitique en contact graduel et diffus. Cette phase, jumelée à la présence de nombreuses enclaves partiellement assimilées d'amphibolite, de diorite ou de paragneiss, donne souvent un aspect hétérogène semblable à une diatexite. La Suite de lac Minto comprend aussi des intrusions lenticulaires kilométriques de diorite à hypersthène, de gabbro-norite et, plus rarement, de roches ultramafiques.



**FIGURE 3.8** – Distribution régionale des unités intrusives à pyroxènes ainsi que des âges U/Pb correspondants pour la période comprise entre 2740 et 2705 Ma.

## Légende stratigraphique (figure 3.8)

-  **Suite de Loups Marins**  
Unité à clinopyroxène (mauve) composée de tonalite, de diorite quartzifère, de granodiorite et de granite caractérisés par un plagioclase bourgogne  
Unité à orthopyroxène (beige) constituée d'enderbite et de diorite à hypersthène, d'un peu de charnockite, d'opdalite, de gabbronorite et de roches ultramafiques.
-  **Suite de lac Minto**  
Enderbite homogène; charnockite; petites intrusions de diorite à hypersthène et de gabbronorite.
-  **Suite de MacMahon**  
Enderbite, petites intrusions de diorite à hypersthène, de gabbronorite et de roches ultramafiques et intrusions de charnockite (jaune); tonalite et diorite à clinopyroxène (gris).
-  **Suite de Lepelle**  
Granodiorite et granite à clinopyroxène, homogènes et caractérisés par un plagioclase bourgogne; un peu de tonalite à clinopyroxène.
-  **Complexe de Qimussinguat**  
Orthogneiss à orthopyroxène; enderbite et un peu d'opdalite, de charnockite et de diorite à hypersthène; petites intrusions de gabbronorite.
-  **Complexe de Troie**  
Orthogneiss à orthopyroxène; enderbite, opdalite et un peu de charnockite et de diorite à hypersthène; petites intrusions de gabbronorite.

ques ainsi que des intrusions plus ou moins volumineuses de charnockite. Toutes les roches de cette suite possèdent une forte susceptibilité magnétique. Les résultats des datations U/Pb permettent d'établir un âge moyen compris entre 2735 et 2710 Ma pour la Suite de lac Minto (N<sup>os</sup>60, 61, 63, 65, 66 et 67 figure 3.8 et tableau 3.3). Certaines enderbites de la Suite de lac Minto ont donné des âges variant entre 2702 et 2688 Ma (N<sup>os</sup>34, 62, 68 et 110, figure 3.10), indiquant que cette suite contient des roches qui appartiennent à des événements magmatiques plus jeunes.

### Suite de Loups Marins (Alma)

La *Suite de Loups Marins* (tableau 3.1 et figure 3.8) regroupe l'ensemble des roches intrusives felsiques à pyroxènes localisées dans les domaines de Tikkerutuk et de Bienville (figure 2.2). Cette unité a été introduite par Gosselin *et al.* (2001) dans la région des lacs des Loups Marins (N<sup>o</sup>17, figure 1.1) sous le nom de « Complexe de Loups Marins ». Ces auteurs ont décrit l'unité comme un mélange de roches intrusives à clinopyroxène et à orthopyroxène et de roches métamorphiques à orthopyroxène. Toutefois, la cartographie de ce complexe vers le sud et vers l'ouest a démontré que cette unité est principalement constituée de roches intrusives avec des enclaves de roches métamorphiques. Pour ces raisons, le nom de Complexe de Loups Marin est remplacé par celui de Suite de Loups Marins. Cette suite regroupe les roches à orthopyroxène et à clinopyroxène qui avaient été assignées au Complexe de Loups Marins dans les régions du sud (N<sup>os</sup>17, 20, 19, 16 et 13, figure 1.1), les roches intrusives felsiques à pyroxènes des suites de Qilalugalik, de Gabillot et de Lussay ainsi que les intrusions de gabbronorite de la

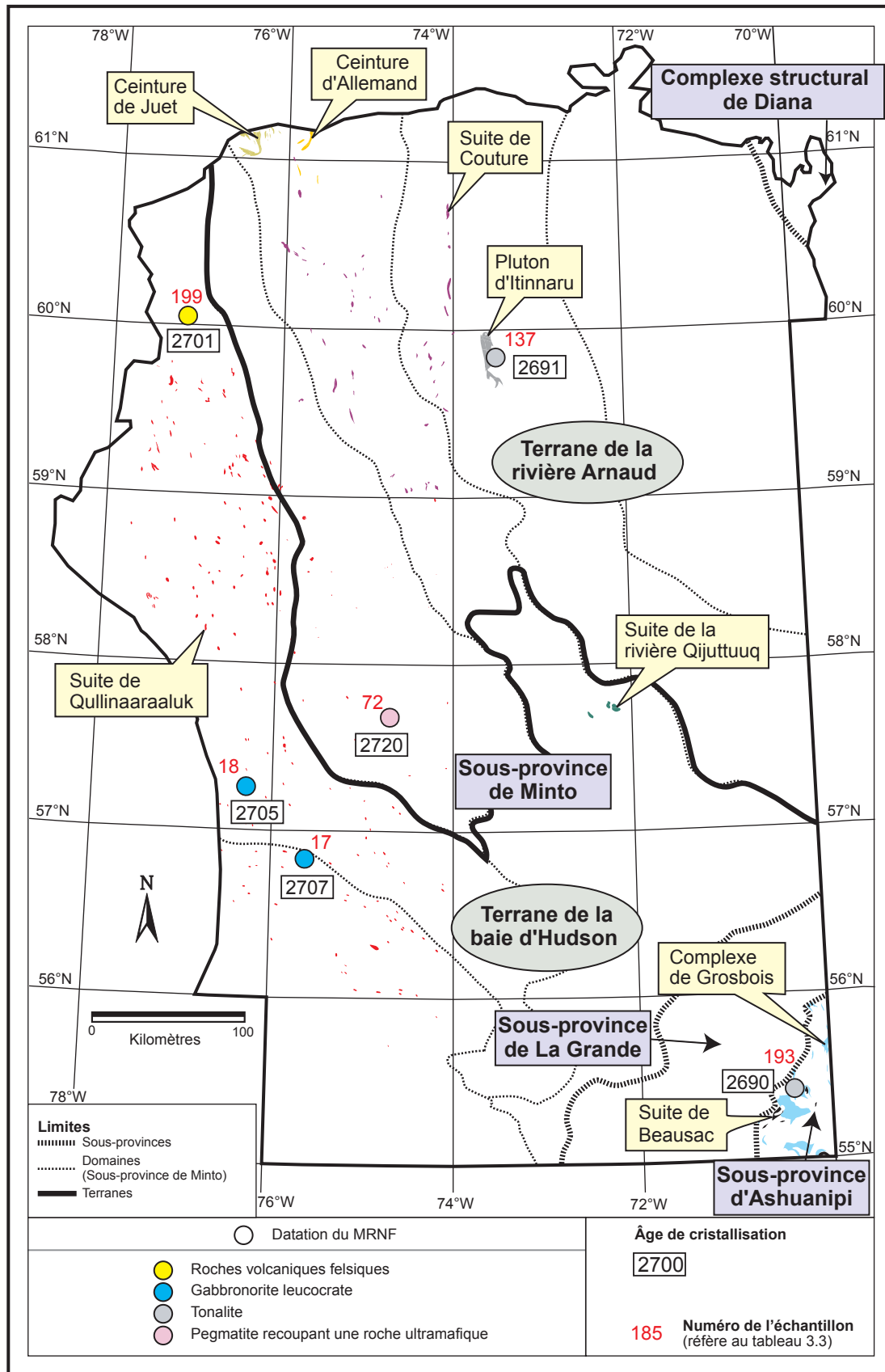
Suite de Cheminade. Les modifications proposées amènent l'abandon de ces termes (tableau 3.2).

La Suite de Loups Marins comprend deux grandes unités de roches intrusives felsiques, l'une à orthopyroxène (Alma2) et l'autre à clinopyroxène (Alma1). Les roches à orthopyroxène ont une couleur verdâtre ou brunâtre, une granulométrie moyenne à grossière et un aspect massif à folié. Il s'agit surtout d'enderbite et de diorite quartzifère à hypersthène avec un peu d'opdalite et de charnockite. L'unité à orthopyroxène comprend aussi des lentilles kilométriques de gabbronorite, de diorite à hypersthène et un peu de roche ultramafique. L'unité à clinopyroxène est constituée principalement de tonalite, de diorite quartzifère ainsi que de granodiorite et de granite à texture équigranulaire ou porphyroïde. Ce sont des roches de granulométrie moyenne à grossière, massives à faiblement foliées et caractérisées par la présence d'un plagioclase bourgogne qui donne une teinte violacée à la roche. Les roches de la Suite de Loups Marins exhibent une hétérogénéité variable selon la quantité d'enclaves partiellement assimilées d'amphibolite, de diorite et de paragneiss et la proportion du matériel granitique dans la roche. La Suite de Loups Marins a une signature magnétique élevée. Les datations ont permis d'attribuer un âge variant entre 2735 et 2720 Ma pour les roches à orthopyroxène (N<sup>os</sup>7, 8, 37, 38 et 39; figure 3.8 et tableau 3.3) et entre 2715 et 2705 Ma (N<sup>os</sup>1, 3, 4, 5, 6, 9 et 31) pour les roches à clinopyroxène. Certaines roches à clinopyroxène ont toutefois donné des âges compris entre 2731 et 2723 Ma (N<sup>os</sup>2, 33 et 35). Un âge plus jeune de 2693 Ma (N<sup>o</sup>36, Figure 3.10) a été obtenu dans une diorite à hypersthène massive qui avait été assignée au Complexe de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001).

### Ceinture de Juet (Ajut)

La *Ceinture de Juet* (tableau 3.1 et figure 3.9) est composée principalement de roches sédimentaires et de roches volcanoclastiques felsiques, avec des quantités mineures de roches volcaniques mafiques et de gabbros. Ces roches avaient d'abord été nommées de façon informelle bande de Juet par Taylor (1982), puis Formation de Juet par Moorhead (1996). Ce dernier interprétait la Formation de Juet comme une séquence volcano-sédimentaire homoclinale à polarité normale vers l'est reposant en discordance sur le socle granitique. Les travaux de Maurice *et al.* (2004) ont permis de poursuivre cette séquence vers le sud et vers l'ouest. Pour uniformiser la nomenclature utilisée pour les séquences volcano-sédimentaire de la Sous-province de Minto, ces auteurs ont remplacé le terme Formation de Juet par celui de Ceinture de Juet (tableau 3.2).

Les roches sédimentaires incluent principalement des grès et des siltstones laminaires de même que des conglomérats monogéniques et polygéniques. Des phyllades et des formations de fer rubanées (<10 m de puissance) s'intercalent dans les grès et les siltstones. Les roches volcanoclastiques sont composées de tufs mafiques laminés à cristaux ou



**FIGURE 3.9** – Distribution régionale des tonalites, des roches volcano-sédimentaires et des intrusions mafiques à ultramafiques ainsi que des âges U/Pb correspondants pour la période comprise entre 2705 et 2680 Ma.



## Légende stratigraphique (figure 3.9)

### Tonalites

- Suite de Beausac**  
Tonalite à biotite + hornblende foliée à rubanée; un peu de monzodiorite quartzifère et de granodiorite.
- Suite de la rivière Qijuttuuq**  
Petites intrusions de leucotonalite à biotite massives et peu déformées.
- Pluton d'Itinnaru**  
Tonalite à biotite ± hornblende et trondhjémite à biotite; enclaves de paragneiss et de roches ignées mafiques à felsiques.

### Intrusions intermédiaires à ultramafiques

- Suite de Couture**  
Petites intrusions de composition ultramafique à intermédiaire injectées par un matériel felsique qui lui donne un aspect bréchique; un peu d'anorthosite.
- Suite de Qullinaaraaluk**  
Petites intrusions de composition ultramafique à mafique injectées par un matériel felsique qui lui donne un aspect bréchique.

### Roches volcano-sédimentaires

- Complexe de Grosbois**  
Paragneiss migmatitiques à biotite ± orthopyroxène ± hornblende ± grenat; un peu de formations de fer.
- Ceinture d'Allemand**  
Gneiss mafiques et amphibolite d'affinité tholéiitique; tufs variés de composition mafique à felsique; roches métasédimentaires variées.
- Ceinture de Juet**  
Roches sédimentaires variées et tufs variés de composition mafique à felsique; amphibolite d'affinité tholéiitique; gabbro.

massifs et de tufs aphanitiques ou à lapillis de composition intermédiaire à felsique. Les roches volcaniques mafiques, d'affinité tholéiitique, comprennent surtout des amphibolites dont les textures primaires sont rarement préservées. Des gabbros métamorphisés coupent les roches plutoniques encaissantes ainsi que les roches de la Ceinture de Juet. Ces gabbros sont interprétés comme des dykes nourriciers de la séquence volcanique (Maurice *et al.*, 2004). Les roches de la Ceinture de Juet ont subi un métamorphisme qui varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites vers le sud. La Ceinture de Juet n'a pas été datée. Son âge est estimé autour de 2700 Ma.

### Ceinture d'Allemand (Aale)

La *Ceinture d'Allemand* (tableau 3.1 et figure 3.9) a été identifiée et décrite pour la première fois par Moorhead (1989) sous le terme de Formation du lac Allemand. Par la suite, Madore *et al.* (2002) ont modifié le terme de Formation du lac Allemand par celui de Ceinture d'Allemand (tableau 3.2) pour se conformer à une approche lithodémique. Cette ceinture se compose de roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Les roches métavolcaniques sont principalement des gneiss mafiques et des metabasaltés, d'affinité tholéiitique, qui

exhibent un rubanement compositionnel centimétrique et dans lesquels des coussins ont été identifiés localement. Des tufs laminés de composition mafique à felsique et quelques horizons métriques de tuf à lapillis s'intercalent dans les gneiss et les metabasaltés. Les roches métasédimentaires sont largement dominées par des schistes à muscovite qui possèdent un rubanement compositionnel millimétrique. Quelques niveaux métriques de quartzite, de conglomérat et de formation de fer s'intercalent dans les schistes. La Ceinture d'Allemand n'a pas été datée. Son âge est estimé autour de 2700 Ma.

### Complexe de Grosbois (Agrs)

Le *Complexe de Grosbois* (tableau 3.1 et figure 3.9) a été introduit par Gosselin et Simard (2000) sous le terme « Formation de Grosbois » pour regrouper les paragneiss du nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi. Étant donné que l'unité comprend des roches métamorphiques et intrusives, nous remplaçons le terme formation par celui plus approprié de complexe. Le Complexe de Grosbois est constitué de paragneiss migmatitiques à biotite ± orthopyroxène ± hornblende ± grenat. La roche, grise foncée en cassure fraîche, possède une patine brun rouille caractéristique. La présence de bandes millimétriques à décimétriques de mobilisat blanchâtre de composition tonalitique à granitique (5 à 50 %) lui confère un aspect rubané. Le Complexe de Grosbois comprend également quelques horizons décimétriques à décamétriques de formations de fer oxydées. Le Complexe de Grosbois n'a pas été daté. Les paragneiss de ce complexe sont probablement équivalents aux autres paragneiss de l'Ashuanipi.

### Suite de Qullinaaraaluk (Aluk)

La *Suite de Qullinaaraaluk* (tableau 3.1 et figure 3.9) a été introduite dans la région du lac Vernon (N°10, figure 1.1) pour décrire des petites intrusions mafiques et ultramafiques massives considérées comme tardives. Parent *et al.* (2002a) avaient introduit la Suite de Qullinaaraaluk pour mettre en évidence l'importance économique de ces intrusions, après la découverte d'une minéralisation en Ni-Cu-Co dans une intrusion ultramafique massive (Labbé *et al.*, 2000). Avant cette découverte, des intrusions semblables plus à l'est avaient été assignées à la Suite de Bacqueville (Parent *et al.*, 2000; Leclair *et al.*, 2000). Nous assignons à la Suite de Qullinaaraaluk une série d'intrusions mafiques et ultramafiques auparavant incluses dans la Suite de Qilalugalik (terme abandonné, tableau 3.2) dans les régions de Kogaluc Bay (N°5, figure 1.1) et de Povungnituk et Kovik Bay (N°1, figure 1.1) en nous basant sur la ressemblance entre ces intrusions et celles de la Suite de Qullinaaraaluk.

Les roches de la Suite de Qullinaaraaluk forment de petites intrusions (généralement de moins d'un kilomètre de diamètre). Ce sont des roches homogènes, massives, de granulométrie fine à moyenne, fréquemment recoupées par

des injections felsiques centimétriques à métriques qui leur confèrent un aspect bréchique. Des phénocristaux poecilites de hornblende (5 à 25 %) de 1 à 4 centimètres donnent un aspect tacheté à ces roches. Les roches ultramafiques sont des pyroxénites, des hornblendites et, plus rarement, des périclites. Les roches mafiques sont des gabbros et des gabbro-norites de composition et de textures variées. Des âges de 2707 Ma et de 2705 Ma (N°s 17 et 18, figure 3.9 et tableau 3.3) ont été obtenus dans des échantillons de leucogabbro. Toutefois, une pegmatite qui coupe l'intrusion de roches ultramafiques contenant l'indice de Qullinaaraaluk (Parent *et al.*, 2002a; Simard *et al.*, 2005) a donné un âge plus ancien de 2720 Ma (N°72).

#### **Suite de Couture (Acot)**

La *Suite de Couture* regroupe l'ensemble des intrusions de composition mafique à ultramafique qui avaient été assignées aux suites de Couture (Madore *et al.*, 2002) et du lac Calme (Madore *et al.*, 2002; Berclaz *et al.* (2003b). Conséquemment, le terme « Suite de lac Calme » est abandonné (tableau 3.2). Les intrusions de la Suite de Couture sont de petite taille (moins de 20 km<sup>2</sup>). Ce sont des roches homogènes, de granulométrie moyenne à grossière, généralement foliées en bordure de l'intrusion et massives au cœur. Les intrusions sont injectées de matériel granitique à tonalitique qui produit, à certains endroits, une texture bréchique. Les roches ultramafiques sont composées de pyroxénites et de périclites, alors que les roches intermédiaires à mafiques sont constituées de diorite, de diorite quartzifère, de gabbro et d'un peu d'anorthosite. Les roches mafiques à intermédiaires ont fréquemment une texture granoblastique plus ou moins bien développée surimposée à une texture ignée primaire. Les textures ignées primaires, particulièrement les textures de cumulat, sont mieux préservées dans les roches de composition ultramafique. La Suite de Couture n'a pas été datée. Son âge est estimé autour de 2705 Ma.

#### **Pluton d'Itinnaru (Aiti)**

Le *Pluton d'Itinnaru* (tableau 3.1 et figure 3.9) est une nouvelle unité introduite pour désigner une intrusion tonalitique localisée dans la région du Lac Pélican (N°7, figure 1.1). Cadieux *et al.* (2002) avaient originalement assigné cette intrusion au « Complexe de Pélican-Nantais » (terme abandonné, tableau 3.2) en raison de sa proximité avec les roches sédimentaires de la ceinture de Pélican. Toutefois, l'âge de 2691 Ma (N°137, figure 3.9 et tableau 3.3) obtenu dans une tonalite de ce pluton suggère qu'il n'existe pas de lien génétique entre ces tonalites et les roches volcano-sédimentaires de la ceinture de Pélican (2739 Ma). Le Pluton d'Itinnaru est constitué de tonalite à biotite ± hornblende et d'un peu de trondhjémite à biotite. Ces roches sont gris moyen, de granulométrie moyenne, d'aspect massif à légèrement folié et renferment quelques enclaves de paragneiss et de roches ignées de composition mafique à felsique.

#### **Suite de la rivière Qijuttuuq (Aqij)**

La *Suite de la rivière Qijuttuuq* (tableau 3.1 et figure 3.9) est une nouvelle unité qui regroupe trois petites intrusions de tonalite localisées dans la région du lac Nedluc (N°14, figure 1.1) auparavant assignées à la Suite de Morrice par Parent *et al.* (2000). Toutefois, l'association entre ces tonalites et les granites de la Suite de Morrice n'a pas été démontrée, la Suite de Morrice étant une unité constituée exclusivement de granite. Les intrusions de la Suite de la rivière Qijuttuuq sont composées de leucotonalites à biotite massives ou faiblement foliées. Cette unité n'a pas été datée, mais son aspect peu déformé suggère un âge relativement jeune.

#### **Suite de Beausac (Abea)**

Localisée dans la Sous-province d'Ashuanipi, la *Suite de Beausac* (tableau 3.1 et figure 3.9) a été introduite dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1) pour décrire une unité constituée principalement de tonalite à biotite + hornblende avec un peu de monzodiorite quartzifère et de granodiorite. Les roches de l'unité sont grisâtres, finement à moyennement grenues, fortement foliées à rubanées et possèdent une texture granoblastique plus ou moins bien définie. Les tonalites de la Suite de Beausac ont été observées en alternance avec les paragneiss du Complexe de Grosbois. Un échantillon de tonalite foliée de la région du lac Gayot a donné un âge de 2690 Ma (N°193, figure 3.9 et tableau 3.3).

#### **Suite de Maurel (Amau)**

La *Suite de Maurel* (tableau 3.1 et figure 3.10) regroupe les granites, les granodiorites, les monzodiorites et les monzodiorites quartzifères observés dans les régions du lac Gayot, de Maricourt, des lacs des Loups Marins et du lac Bienville (N°s 21, 18, 17 et 20, figure 1.1) ainsi que des intrusions de granodiorites porphyroïdes auparavant assignées à la Suite de La Chevrotière, dans les régions du lac Aigneau et du lac Dufreboy (N°s 15 et 12, figure 1.1). L'unité comprend aussi des intrusions de granodiorite, de monzodiorite et de monzodiorite quartzifère de la Suite de La Bazinière (Gosselin et Simard, 2000), unité abandonnée (tableau 3.2) à la suite de la réinterprétation de la région du lac Gayot (Gosselin *et al.*, 2002). Les roches intrusives de la Suite de Maurel possèdent une texture porphyroïde produite par la présence de 5 à 40 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Elles se présentent en plutons de taille kilométrique ou en injections décimétriques à décamétriques dans les lithologies plus anciennes. La roche exhibe une couleur gris rosâtre à rose, une granulométrie moyenne à grossière et une faible foliation. Elle renferme entre 5 et 25 % de minéraux mafiques constitués de biotite et de hornblende en proportion variable. Les datations ont permis d'attribuer un âge variant entre 2707 et 2686 Ma pour la Suite de Maurel (N°s 113, 114, 115, 157, 191 et 192, figure 3.10 et tableau 3.3).

### ***Suite de Tramont (Atra)***

La *Suite de Tramont* (tableau 3.1 et figure 3.10) est une unité de granite localisée dans la Sous-province de La Grande et dans le sud-est de la Sous-province de Minto. À l'origine, des intrusions de granite localisées dans la Sous-province d'Ashuanipi avaient aussi été incluses dans la Suite de Tramont (Gosselin et Simard, 2000). Toutefois, en raison des observations de terrain qui suggèrent un âge relativement jeune pour ces intrusions, nous les assignons à une nouvelle unité, la Suite de Joinville. La Suite de Tramont est constituée de granite à biotite + chlorite homogène formant des masses kilométriques ou des injections multiples décimétriques à décamétriques dans les lithologies plus anciennes. Il s'agit d'une roche rosâtre, massive à faiblement foliée, dont la granulométrie varie de fine, dans les intrusions de petite taille, à grossière, dans les intrusions plus volumineuses. La proportion des minéraux mafiques, soit des petits feuilletés de biotite ou de chlorite, varie de 1 à 5 %. Des échantillons de granite ont livré des âges de 2701 Ma et de 2698 Ma (N<sup>os</sup>123 et 124, figure 3.10 et tableau 3.3).

### ***Suite de Druillon (Adu)***

La *Suite de Druillon* (tableau 3.1 et figure 3.10) a été introduite par Thériault et Chevé (2001) pour décrire les petites intrusions de monzonite, de monzodiorite et de diorite localisées dans le nord-est de la Sous-province de La Grande, au sud de la région du lac Bienville (N<sup>o</sup>20, figure 1.1). Nous assignons à cette unité les petites intrusions des suites de Tubar et d'Ossant décrites dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) en raison des caractéristiques lithologiques semblables. Ces modifications amènent l'abandon des termes « Suite de Tubar » et « Suite d'Ossant » (tableau 3.2). La Suite de Druillon est constituée de monzodiorite, de monzodiorite quartzifère, de diorite, de monzonite et de monzonite quartzifère. Il s'agit de roches homogènes à texture porphyroïde, massives à faiblement foliées. Elles contiennent entre 5 et 35 % d'amas de minéraux mafiques composés principalement de hornblende, de biotite, de clinopyroxène et, localement, d'orthopyroxène. L'unité comprend également quelques intrusions de granite porphyroïde, homogène, massif à faiblement folié et caractérisé par la présence d'amphibole sodique (anciennement assigné à la Suite d'Ossant). Il est probable que ces granites soient reliés aux roches intermédiaires de la Suite de Druillon. Les intrusions de la Suite de Druillon n'ont pas été datées. Elles sont considérées comme tardives en raison de leur aspect massif et peu déformé.

### ***Suite de Belloy (Ably)***

La *Suite de Belloy* (tableau 3.1 et figure 3.10) est une nouvelle unité regroupant des intrusions kilométriques de monzonite et de monzodiorite qui avaient été originalement assignées au Complexe de Troie (Madore *et al.*, 1999). En

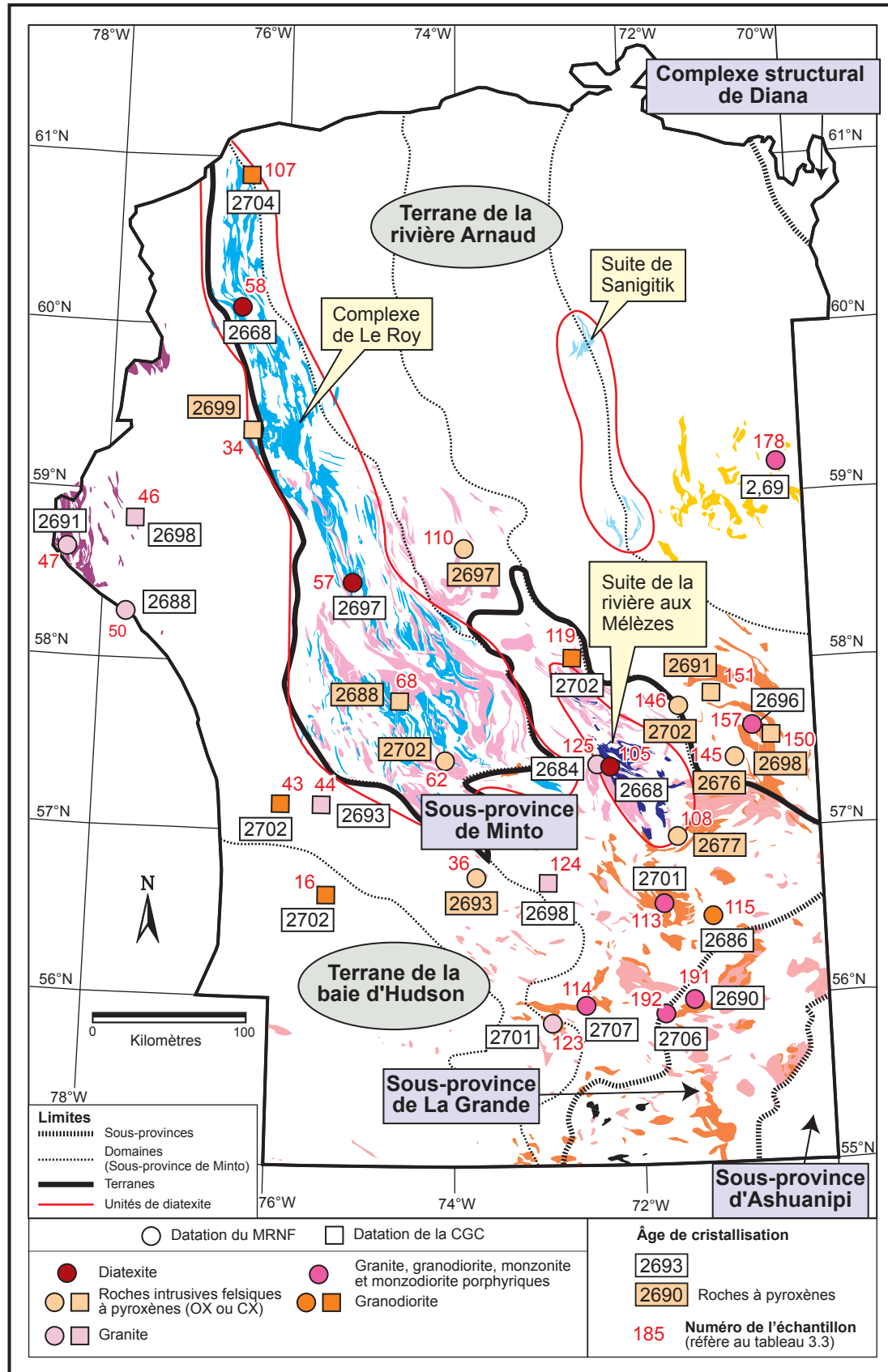
effet, un échantillon de monzonite appartenant à cette suite a livré un âge d'environ 2690 Ma (N<sup>o</sup>178, figure 3.10 et tableau 3.3), confirmant l'absence d'un lien cogénétique avec les roches plus vieilles du Complexe de Troie. La Suite de Belloy se compose de monzonite et de monzodiorite quartzifère qui montrent une texture porphyroïde marquée par la présence de 25 à 50 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Ces roches exhibent une texture massive ou une foliation marquée par l'alignement des phénocristaux. Elles renferment entre 5 et 25 % de minéraux mafiques, soit de la biotite et de la hornblende verte.

### ***Suite de Corneille (Acnr)***

La *Suite de Corneille* (tableau 3.1 et figure 3.10) est localisée dans l'extrémité ouest de la Sous-province de Minto. Cette unité, nommée par Simard *et al.*, (2003), est constituée de granite blanchâtre caractérisé par des grains de quartz gris bleuté. Ce granite, massif à faiblement folié, possède une granulométrie hétérogène qui varie de moyenne à grossière sur quelques centimètres. Il s'agit d'une roche hololeucocrate contenant moins de 2 % de chlorite et moins de 1 % de petits grains de grenat. De nombreuses enclaves (10 à 25 %) de paragneiss, d'amphibolite, de diorite et de gabbro, étirées, partiellement assimilées et injectées de granite, confèrent un aspect hétérogène à la roche. La Suite de Corneille comprend aussi un peu de tonalite blanchâtre présentant des caractéristiques semblables à celles du granite. Les datations ont permis d'attribuer un âge variant entre 2698 et 2688 Ma pour cette unité (N<sup>os</sup>46, 47, et 50, figure 3.10 et tableau 3.3).

### ***Suite de Morrice (Agdm)***

La *Suite de Morrice* (tableau 3.1 et figure 3.10) est constituée d'intrusions de granites localisés dans le centre de la Sous-province de Minto. Nous y ajoutons les granites qui appartenaient au Complexe de Le Roy (voir plus loin) sur la base de leur distribution spatiale et de leur mise en place relativement tardive. Dans la région de Nedlouc, trois petites intrusions tardives de tonalite incluses dans la Suite de Morrice (Parent *et al.*, 2000) sont assignées à la Suite de la rivière Qijuttuuq (voir plus haut), en raison du caractère exclusivement potassique de la Suite de Morrice. La Suite de Morrice est constituée de granite homogène, massif ou folié, de granulométrie moyenne à grossière, localement porphyroïde et qui contient entre 2 et 15 % de minéraux mafiques (biotite et hornblende), largement dominés par la biotite. Le granite a une teinte rosâtre à rougeâtre. Des phases pegmatitiques sont fréquemment associées au granite. Le granite et les pegmatites sont injectés dans la majorité des autres unités archéennes et renferment des enclaves de ces unités, témoignant du caractère tardif de ces roches granitiques. Un échantillon de granite a livré un âge de 2684 Ma (N<sup>o</sup>125, figure 3.10 et tableau 3.3).



**FIGURE 3.10** – Distribution régionale des unités de granites, de granodiorites, de monzodiorites, de monzonites et de diatexites ainsi que des âges U/Pb correspondants pour la période comprise entre 2705 et 2680 Ma.



## Légende stratigraphique (figure 3.10)

### Diatexites

- Suite de la rivière aux Mélèzes**  
Diatexite de composition granodioritique à granitique, à biotite + grenat + cordiérite + andalousite ± sillimanite; nombreuses enclaves de paragneiss migmatitisés.
- Suite de Sanigitik**  
Diatexite de composition tonalitique à granitique, à biotite + grenat et à biotite ± orthopyroxène; nombreuses enclaves de paragneiss, d'amphibolite, de diorite et de tonalite.
- Complexe de Le Roy**  
Diatexite de composition granodioritique à granitique, à biotite + grenat ± cordiérite ± sillimanite ± orthopyroxène; nombreuses enclaves de paragneiss migmatitisés.

### Granites, granodiorites, monzodiorites et monzonites

- Suite de Morrice**  
Granite rosâtre à rougeâtre à biotite ± hornblende, homogène et localement porphyroïde; pegmatite.
- Suite de Corneille**  
Granite blanchâtre à chlorite + grenat caractérisé par des grains de quartz bleuté; nombreuses enclaves de composition variée; un peu de tonalite et de pegmatite blanchâtres.
- Suite de Belloy**  
Monzonite et monzodiorite quartzifère à hornblende + biotite et à texture porphyroïde.
- Suite de Maurel**  
Granodiorite, granite, monzodiorite, monzodiorite quartzifère à hornblende + biotite et à texture porphyroïde.
- Suite de Druilleon**  
Monzodiorite, monzodiorite quartzifère, monzonite, monzonite quartzifère et diorite, à hornblende + biotite + clinopyroxène ± orthopyroxène, à texture porphyroïde; un peu de granite à amphibole sodique.
- Suite de Tramont**  
Granite homogène à biotite + chlorite.

### Complexe de Le Roy (Aroy)

Le *Complexe de Le Roy* (tableau 3.1 et figure 3.10) a été introduit dans la région du lac Vernon (N°10, figure 1.1) par Parent *et al.* (2002a) pour regrouper des diatexites, des granites, des intrusions à orthopyroxène et des paragneiss localisés dans le Domaine du lac Minto. Nous redéfinissons le Complexe de Le Roy comme une unité constituée exclusivement de diatexites qui forment une ceinture discontinue, orientée NW-SE, dans le Domaine du lac Minto. Ces diatexites avaient été assignées à la Suite de lac Minto dans la région du lac Nedlouc (N°14, figure 1.1), au Complexe de Le Roy dans les régions du lac Vernon, du lac Minto et du lac Anuc (N°s10, 13 et 6, figure 1.1) et au Complexe de Mézard dans les régions du lac Anuc, de Kogaluc Bay, de Povungnituk et de Kovik Bay (N°s6, 5 et 1, figure 1.1). Les diatexites sont constituées de plus de 50 % de mobilisat (néosome) de composition granodioritique à granitique et, plus rarement, tonalitique. Elles ont une couleur gris jaunâtre à brun rouille et une texture anisométrique caractéristique. Il s'agit de roches à biotite + grenat ± orthopyroxène ±

cordiérite ± sillimanite qui renferment des enclaves métriques à décimétriques de paragneiss migmatitique (paléosome) et de nombreux schlierens de biotite définissant une foliation ondulante qui a oblitéré les textures primaires. La texture anisométrique, les schlierens, les enclaves de même que les textures de fluage donnent un aspect hétérogène à l'unité. Deux échantillons de diatexites ont donné des âges de 2697 Ma et de 2668 Ma (N°s57 et 58, figure 3.10 et tableau 3.3).

### *Suite de Sanigitik (Asan)*

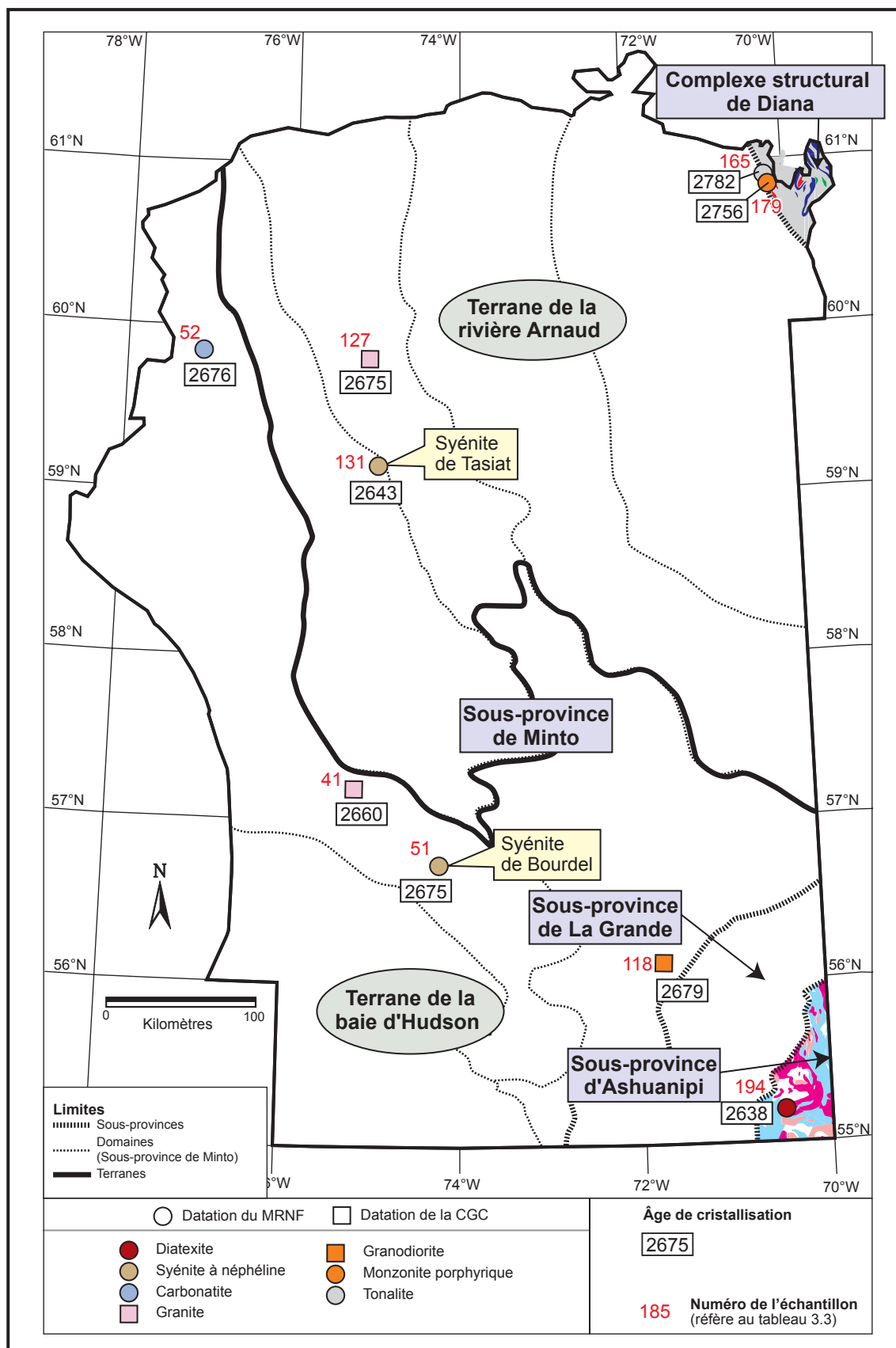
La *Suite de Sanigitik* (tableau 3.1 et figure 3.10) est une nouvelle unité introduite pour regrouper des diatexites de la région du lac Pélican (N°7, figure 1.1) qui avaient été assignées au Complexe Faribault-Thury (tableau 3.2) et à la Suite de MacMahon. Nous y incorporons également des roches granodioritiques hétérogènes à texture diatexitique auparavant assignées au Complexe de Faribault-Thury dans les régions du lac La Potherie et du lac Dufrebois (N°s11 et 12, figure 1.1). Ce sont des diatexites à biotite + grenat et à biotite ± orthopyroxène, d'aspect hétérogène, constituées d'un mobilisat blanchâtre à verdâtre de composition tonalitique à granitique, de schlierens de biotite et de nombreuses enclaves étirées selon la foliation. Les enclaves sont composées de paragneiss, d'amphibolite, de diorite et de tonalite leucocrate. Cette unité n'a pas été datée.

### *Suite de la rivière aux Mélèzes (Aram)*

La *Suite de la rivière aux Mélèzes* (tableau 3.1 et figure 3.10) est une unité de diatexites introduite par Parent *et al.* (2000) dans la région du lac Nedlouc (N°14, figure 1.1). Nous ajoutons à cette unité les diatexites du Complexe de Du Gué (terme abandonné, tableau 3.2) de la région de Maricourt (N°18, figure 1.2). La Suite de la rivière aux Mélèzes est constituée de diatexites à biotite + grenat + cordiérite + andalousite ± sillimanite, gris jaunâtre à brun rouille, qui renferment des enclaves métriques à décimétriques de paragneiss migmatitiques et de nombreux schlierens de biotite définissant une foliation ondulante. Le mobilisat de composition granodioritique à granitique (plus de 50 %) a une granulométrie grossière et hétérogène, une texture plus ou moins porphyrique et un aspect de roche mal cristallisée. Les textures de fluage oblitérent les textures primaires. Un échantillon de diatexite a donné un âge de 2668 Ma (N°105, figure 3.10 et tableau 3.3).

### *Syénite de Bourdel (Abol)*

La *Syénite de Bourdel* (tableau 3.1 et figure 3.11) forme une intrusion isolée d'environ 6 km de longueur localisée dans le sud de la Sous-province de Minto. Ce lithodème, nommé par Simard *et al.* (2004), se compose de syénite à néphéline homogène, de granulométrie moyenne à grossière, possédant une foliation magmatique bien développée. Cette



**FIGURE 3.11** – Distribution régionale des syénites, des carbonatites, des granites et des diatexites ainsi que des âges U/Pb correspondants pour la période comprise entre 2680 et 2630 Ma. Également, unités du Complexe structural de Diana.

## Légende stratigraphique (figure 3.11)

### ARCHÉEN À PROTÉROZOÏQUE

#### Complexe structural de Diana

- Monzonite et monzonite quartzifère, foliées à mylonitiques, à texture porphyroïde.
- Orthogneiss tonalitique; trondhjémite, diorite et granodiorite.
- Amphibolite; gneiss mafique; roches ultramafiques déformées et métamorphisées.
- Paragneiss migmatitiques.

### ARCHÉEN

#### Sous-province d'Ashuanipi

- Suite de Joinville**  
Granite rosé, homogène et massif, avec moins de 1 % de biotite ou de chlorite.
- Suite de Dervieux**  
Granodiorite et granite à biotite + hornblende caractérisés par une texture porphyroïde.
- Suite d'Opiscotéo**  
Diatexite de composition granodioritique à granitique, à biotite ± orthopyroxène ± clinopyroxène ± grenat; nombreuses enclaves de paragneiss migmatitiques.

#### Sous-province de Minto

##### Syénite de Tasiat

Syénite à néphéline + biotite; essexite à aegyrine + augite.

##### Syénite de Bourdel

Syénite à néphéline + biotite qui possède une foliation magmatique bien développée.

syénite contient entre 5 et 10 % de biotite. La roche a une patine blanchâtre et un aspect moucheté dû à la présence de grains de néphéline grisâtre de 0,5 à 2 cm de diamètre. Un âge de 2675 Ma (N°51, figure 3.11 et tableau 3.3) a été obtenu pour cette syénite.

#### *Syénite de Tasiat (Atst)*

La *Syénite de Tasiat* (tableau 3.1 et figure 3.11) forme une intrusion isolée d'environ 2 km par 3 km localisée dans le centre-nord de la Sous-province de Minto. Cette intrusion, nommé par Berclaz *et al.* (2003b), avait été reconnue pour la première fois par Percival *et al.* (1995b). Elle est constituée d'essexite à aegyrine + augite et de syénite à néphéline + biotite. Il s'agit d'une roche de granulométrie moyenne à grossière qui possède une foliation magmatique plus ou moins bien développée. Un échantillon de la Syénite de Tasiat a donné un âge de 2643 Ma (N°131, figure 3.11 et tableau 3.3).

#### *Suite d'Opiscotéo (Aopi)*

La *Suite d'Opiscotéo* (tableau 3.1 et figure 3.11), nommée par Leclair *et al.* (1998) et reconnue dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.2), est une unité répandue à l'intérieur

de la Sous-province d'Ashuanipi (Lamothe *et al.*, 1998 et 2000). Elle est constituée de diatexites à biotite ± orthopyroxène ± clinopyroxène ± grenat, de composition granodioritique à granitique. Il s'agit de roches hétérogranulaires à texture migmatitique contenant des schlierens de biotite et de nombreuses enclaves qui leur confèrent un caractère hétérogène. Les enclaves sont surtout des paragneiss migmatitiques, avec une quantité moindre de gneiss mafiques et de gneiss tonalitiques. Un échantillon de diatexite de la région du Lac Gayot a donné un âge de 2638 Ma (N°194, figure 3.11 et tableau 3.3). Ailleurs dans la Sous-province d'Ashuanipi, des âges variant entre 2682 et 2650 Ma (Leclair *et al.*, 1998; Chev   et Brouillette, 1995; Percival, 1993) ont été obtenu pour ces diatexites.

#### *Suite de Dervieux (Ader)*

La *Suite de Dervieux* (tableau 3.1 et figure 3.11) a été introduite dans la région de Gayot (N°21, figure 1.1) pour décrire des masses kilométriques de granodiorite et de granite à biotite et hornblende localisés dans la Sous-province d'Ashuanipi. Gosselin et Simard (2000) mentionnent que ces intrusions sont semblables à celles de la Suite de Maurel. Toutefois, les intrusions de la Suite de Dervieux sont considérées comme plus jeunes en raison de la présence d'enclaves de diatexites de la Suite d'Opiscotéo. Les roches de la Suite de Dervieux possèdent une texture porphyro  ide définie par des phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. La roche, massive à faiblement foliée, a une couleur gris rosâtre et une forte susceptibilité magnétique. La Suite de Dervieux n'a pas été datée.

#### *Suite de Joinville (Ajev)*

La *Suite de Joinville* (tableau 3.1 et figure 3.11) est une nouvelle unité que nous définissons dans la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1). Cette unité regroupe certaines intrusions de granite de la Sous-province d'Ashuanipi originellement assignées à la Suite de Tramont (Gosselin et Simard, 2000). Ces modifications sont basées sur les différences d'âge entre les granites de la Suite de Tramont (2701    2698 Ma), présents dans les sous-provinces de La Grande et de Minto, et les granites plus jeunes de la Sous-province d'Ashuanipi. La Suite de Joinville est constituée d'un granite à biotite homogène qui forme des masses kilométriques ou des injections d'épaisseur décimétrique à décamétrique à l'intérieur de lithologies plus vieilles. Il s'agit d'une roche rosâtre, massive à faiblement foliée et dont la granulométrie varie de fine à grossière. Des minéraux mafiques, représentés par des petits feuilletés de biotite ou de chlorite constituent généralement moins de 1 % de la roche, mais peuvent localement atteindre jusqu'à 5 % du volume de la roche. La Suite de Joinville n'a pas été datée. Sur le terrain, les granites de la Suite de Joinville recoupent les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2638 Ma).

## Unités archéennes et protérozoïques

### *Complexe structural de Diana*

Le *Complexe structural de Diana* occupe une faible superficie dans l'extrémité nord-est de la région étudiée (figure 3.11 et tableau 3.1). Ce complexe fait partie d'une large zone constituée d'assemblages lithologiques dont la plupart sont probablement d'âge archéen, mais qui ont été intensément remaniés durant le Protérozoïque. Cette déformation protérozoïque est notamment mise en évidence par le démembrement des dykes de diabase protérozoïques près de la limite du complexe. Le Complexe structural de Diana se situe dans la zone de transition entre les roches archéennes de la Province du Supérieur et les terrains protérozoïques de la Province de Churchill. Le complexe comprend quatre unités informelles (figure 3.11 et carte stratigraphique hors-texte). L'unité dominante est constituée d'orthogneiss tonalitiques (APdia3) auxquels sont associées des diorites, des trondhjémites et des granodiorites. Toutes ces roches sont fortement déformées et exhibent une foliation mylonitique accompagnée d'une linéation d'étirement bien développée. Des roches métasédimentaires migmatitiques (APdia1), d'âge inconnu, comprenant des paragneiss, des marbres et des roches calco-silicatées, forment des bandes transposées parallèlement à la fabrique structurale à l'intérieur des orthogneiss. Des lambeaux d'amphibolite, de gneiss mafique et d'ultramafite (APdia2) s'intercalent dans les séquences de paragneiss ou forment des corps dont la superficie n'excède pas 30 km<sup>2</sup>. Enfin, des monzonites et des monzonites quartzifères porphyroïdes, foliées ou mylonitiques (PAdia4), constituent des corps de quelques kilomètres de longueur allongés parallèlement à la fabrique régionale. Ces roches intrusives coupent les gneiss tonalitiques. Un échantillon de gneiss tonalitique a donné un âge de 2782 Ma (N°165, figure 3.11 et tableau 3.3) et un âge de 2756 Ma a été obtenu dans une monzonite (N°179, figure 3.11 et tableau 3.3).

### Unités protérozoïques

Les roches archéennes du NEPS sont entourées par des unités de roches protérozoïques appartenant à la Fosse du Labrador à l'est (Orogène du Nouveau-Québec; Wardle *et al.*, 2002 ; Clark et Wares, 2004) et à la Ceinture de Cape Smith au nord (Orogène de l'Ungava; Taylor, 1982 ; St-Onge et Lucas, 1990 ; Lamothe, 1994). À l'ouest, le long de la côte de la baie d'Hudson, les îles d'Hopewell, dans le secteur d'Inukjuak, et les îles de Nastapoka, entre Inukjuak et Umiujaq, sont également constituées d'unités de roches protérozoïques (Lee, 1965; Chandler, 1988). Des roches protérozoïques sont également exposées au sud d'Umiujaq, dans le secteur du lac Guillaume-Deslisle (Graben de Richmond Gulf; Chandler, 1988). Étant donné que les travaux reliés au Programme Grand Nord se sont concentrés presque exclusivement dans les roches archéennes du Supérieur, les unités de roches protérozoïques situées en périphérie ne seront pas décrites dans ce document.

Quelques unités protérozoïques se trouvent à l'intérieur du craton archéen. Il s'agit de la Formation de Sakami qui recouvre les roches archéennes dans les régions du lac Gayot, du lac Bienville et de Maricourt (N°21, 20 et 18, figure 1.1). De plus, de nombreux dykes de diabase traversent les roches archéennes dans toutes les régions cartographiées, ainsi que des dykes de lamprophyre dans la région du lac Aigneau (N°15, figure 1.1).

### *Formation de Sakami*

La *Formation de Sakami* (Eade, 1966) se présente en lambeaux isolés constitués de strates sédimentaires faiblement pentues reposant en discordance sur les unités archéennes. Dans la Sous-province de La Grande, des relations de recoupement impliquant des dykes de diabase ont permis d'évaluer l'âge du Sakami entre 2500 et 2216 Ma (Goutier *et al.*, 2001). Une datation K-Ar obtenue à partir de micas contenus dans un grès de la Formation de Sakami (Clark, 1984) indique un âge de sédimentation antérieur à 2230 Ma.

Dans le NEPS, la Formation de Sakami comprend trois lambeaux principaux alignés le long du couloir Saindon-Cambrien (Moorhead *et al.*, 1999) et un quatrième lambeau de quelques kilomètres carrés situé dans la région de Maricourt (N°18, figure 1.1), à l'extérieur de ce couloir.

La Formation de Sakami se compose généralement de deux unités : 1) une unité inférieure constituée de dépôts continentaux contenant principalement des lits rouges; 2) une unité supérieure constituée de dépôts épicontinentaux contenant des grès quartzitiques de teinte blanchâtre à orangée (Orr, 1979; Clark, 1984). L'unité inférieure, de moins de 430 m d'épaisseur, est composée d'un conglomérat surmonté par des grès arkosiques, des mudstones et des siltstones. Tous ces assemblages ont une teinte rougeâtre et, localement, alternent avec des lits peu épais de grès et d'argilite verdâtres. L'unité supérieure, de plus de 600 m d'épaisseur, est constituée d'une séquence homogène d'orthoquartzite et de grès quartzitique massif et à stratifications obliques.

### *Dykes de diabase*

Les unités archéennes du NEPS sont recoupées par de nombreux dykes de diabase datant du Protérozoïque sur l'ensemble du territoire. Ces dykes de diabase, d'une épaisseur généralement inférieure à 100 m, peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres. Ils ne sont pas déformés ou métamorphisés, sauf dans certains secteurs à proximité des orogènes protérozoïques. La roche est massive et homogène, de granulométrie fine à grossière et de couleur gris foncé à gris verdâtre avec une patine brunâtre caractéristique. Les dykes possèdent une bordure figée aphanitique de quelques centimètres à quelques décimètres. Les textures ophitiques et subophitiques sont les plus abondantes, quoique des textures amygdalaires, porphyriques ou trachytiques aient été observées localement. La roche est constituée de plagioclase et de pyroxènes avec ou sans olivine, amphibole et biotite.



La magnétite présente en proportion plus ou moins importante explique le magnétisme élevé de plusieurs dykes. Les dykes de diabase appartiennent à plusieurs essais d'âge et d'orientation différents (chapitre 6).

### *Dykes de lamprophyre et de carbonatite*

Un essaim constitué d'une centaine de dykes de lamprophyre et de carbonatite occupe la partie centrale de la région du lac Aigneau (N°15, figure 1.1). Quelques dykes ont aussi été observés dans le nord-est de la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1). Ce sont des dykes d'épaisseur centimétrique à métrique, dont l'orientation varie de NW-SE à N-S. Les dykes de lamprophyre sont des roches finement grenues ou aphanitiques, à bordure figée, de composition ultramafique à mafique. Les dykes ultramafiques se distinguent des dykes mafiques par la présence de phénocristaux d'olivine et par l'absence de plagioclase interstitiel. Les dykes de lamprophyre localisés dans les zones de failles ont une texture bréchique. Les dykes de carbonatite sont spatialement associés aux dykes de lamprophyre carbonatés. La carbonatite est une roche homogène, de granulométrie fine à grossière, caractérisée par une couleur orangé à brun rouille en surface altérée. Elle est constituée d'une matrice de carbonates dans laquelle baignent communément des xénolites provenant des éponges. Des datations réalisées sur deux dykes de carbonatite ont révélé des âges de 1932 Ma et de 1941 Ma ( $N^{os}195$  et 196, tableau 3.3).

### *Diatrèmes*

Deux diatrèmes sont localisés en bordure de la Fosse d'Ungava, dans la région du lac Couture (N°2, figure 1.1). Ces roches avaient été reconnues par Moorhead (1989) qui les avait incluses dans le Groupe de Povungnituk (Orogène de l'Ungava). La relation entre les diatrèmes et la séquence supracrustale du Groupe de Povungnituk n'ayant pas été établie, Madore *et al.* (2002) ont regroupé les deux intrusions sous le terme de Diatrèmes de Kuuvvaluk. Il s'agit de petites intrusions circulaires non déformées d'environ 70 m de diamètre, composées de lamprophyre ultramafique à phlogopite et à reliques de pyroxène et d'olivine montrant des textures ignées bien préservées. Le lamprophyre est une roche verdâtre, de granulométrie fine et vésiculaire qui renferme de nombreux xénolites épidotisés. Les diatrèmes présentent des joints colonnaires en éventail qui convergent vers le centre de l'intrusion. Ces intrusions n'ont pas été datées, mais datent vraisemblablement du Protérozoïque.

Deux brèches de diatrème ont également été observées dans la région du lac à l'Eau Claire (N°16, figure 1.1), mais n'ont été assignées à aucune unité stratigraphique. Les observations sur le terrain suggèrent que ces brèches sont associées à la mise en place des dykes de diabase protérozoïques de ce secteur. Il s'agit de dykes bréchiques de composition mafique de 15 à 20 m d'épaisseur renfermant des fragments de roches sédimentaires et de verre volcanique protérozoïque ainsi que des fragments de granitoïdes

archéens. L'un de ces dykes avait été interprété comme un dyke sédimentaire clastique par Chandler (1988).

### **Unités paléozoïques**

#### *Impactite du lac Couture*

L'impactite du lac Couture est de forme quasi circulaire. La présence de brèches d'impact reliées au cratère météoritique a été mentionnée pour la première fois lors d'une expédition dirigée par Beals (Kitses, 1964 ; Beals *et al.*, 1967). Des structures et textures typiques des impacts météoritiques ont par la suite été identifiées par Robertson (1965) et Madore *et al.* (2002). Un âge  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de  $425 \pm 25$  Ma a été obtenu dans un échantillon de brèche d'impact (Bottomley *et al.*, 1990).

#### *Complexe du lac à l'Eau Claire*

Les deux dépressions de forme arrondie du lac à l'Eau Claire sont le résultat d'un double impact météoritique (Beals, *et al.*, 1956 et 1960). Un ensemble de roches montrant des textures d'impact, le Complexe du lac à l'Eau Claire, forme un dépôt sur un anneau d'îles localisé au centre de la section ouest du lac. L'épaisseur de ce dépôt est estimée à 160 m avant érosion (Rondot *et al.*, 1993). Les roches d'impact ont été datées par les méthodes K-Ar (Bostock, 1969), Rb-Sr (Reimold *et al.*, 1981) et Ar-Ar (Bottomley *et al.*, 1990). Les âges obtenus, autour de 280 Ma, indiquent qu'une couverture de roches datant du Pennsylvanien était présente lors de l'impact. Les roches de l'impact météoritique du lac à l'Eau Claire n'ont pas été pas investiguées lors des travaux de cartographie. Ces dépôts, étudiés en détail par Rondot *et al.* (1993), ont été divisés en quatre unités informelles : 1) la brèche de base, 2) les dykes d'impactite et de mylolithénite; 3) l'impact-ignimbrite; 4) l'impactite. Le dépôt repose sur un socle 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 au centre de l'impact. La présence d'une couverture partielle de roches ordoviciennes au moment de l'impact est suggérée par des blocs de calcaire ordovicien contenus dans les dépôts meubles et en enclaves dans les impactites des îles (Rondot *et al.*, 1993).

### **Unités cénozoïques**

Le cratère de Pingaluit, anciennement nommé cratère du Nouveau-Québec, est localisé juste au nord de la ceinture de Nantais. Il s'agit d'une cuvette parfaitement ronde au rebord abrupt qui abrite un lac d'environ 3 km de diamètre. Vingt et un fragments d'impactite ont été trouvés à proximité du cratère. Des datations  $\text{Ar}^{39}$ - $\text{Ar}^{40}$  effectuées sur ces fragments ont permis d'évaluer que l'impact serait survenu il y a environ 1,3 Ma (Grieve *et al.*, 1989).

## GÉOCHRONOLOGIE ET RELATIONS RÉGIONALES DES UNITÉS ARCHÉENNES

Les roches archéennes de la région ont suivi une évolution complexe échelonnée sur environ 1,2 Ga d'années. La distribution spatiale et temporelle des unités stratigraphiques met en évidence plusieurs événements qui s'intègrent dans des processus de croissance et de remaniement de la croûte archéenne du NEPS (chapitre 5). Cette évolution est marquée par un changement abrupt autour de 2740 Ma, se traduisant par une modification de la composition et de la distribution spatiale des unités stratigraphiques. Les unités mises en place avant 2740 Ma sont essentiellement des unités volcano-sédimentaires et des unités tonalitiques à biotite ou biotite + hornblende (figure 3.1) tandis que celles mises en place après 2740 Ma sont surtout composées de granites, de granodiorites, de tonalites et de granodiorites à clinopyroxène ainsi que d'enderbites, de charnockites et de diatexites (figure 3.2).

Selon l'échelle des temps géologiques (Gradstein *et al.*, 2004), les unités archéennes appartiennent aux ères éoarchéenne (avant 3600 Ma), paléoarchéenne (entre 3600 et 3200 Ma), mésoarchéenne (entre 3200 et 2800 Ma) et néoarchéenne (entre 2800 et 2500 Ma). Les périodes comprises entre 3825 et 2890 Ma correspondent à quelques lambeaux de roches volcano-sédimentaires et tonalitiques ainsi qu'à des zircons hérités contenus dans des lithologies plus jeunes. Ces vestiges sont concentrés principalement dans le Terrane de la baie d'Hudson, à l'exception d'une zone anormale dans l'est du terrane de la rivière Arnaud (figure 3.3). Ceci confirme la source relativement juvénile du Terrane de la rivière Arnaud, comme démontré par les données isotopiques (chapitre 4; figure 4.14). La majorité des unités stratigraphiques archéennes observées dans le NEPS se sont formées durant l'ère néoarchéenne, entre 2800 à 2640 Ma.

### Éoarchéen (avant 3600 Ma)

Les seuls vestiges de l'ère éoarchéenne (figure 3.1) ont été reconnus à l'extrémité ouest du Terrane de la baie d'Hudson. Une datation U/Pb réalisée sur une roche felsique de la Ceinture de Nuvvuagittuq a livré un âge de  $3825 \pm 16$  Ma (N°20, figure 3.3 et tableau 3.3; événement ÉA1, figure 3.1). Des travaux récents (Cates et Mojzsis, 2007) ont permis de confirmer un âge minimum de  $3751 \pm 10$  Ma pour les roches de cette ceinture, avec des résultats qui suggèrent un âge aussi ancien que  $3800 +55/-52$  Ma. Un échantillon de tonalite gneissique, formant la bordure externe et mylonitique d'un des synformes de la Ceinture de Nuvvuagittuq, a livré un âge de cristallisation de  $3650 \pm 5$  Ma (N°21, figure 3.3 et tableau 3.3; événement ÉA2, figure 3.1). Cette tonalite correspond à un ancien lambeau dont la superficie n'a pas été déterminée et qui est contenu dans les tonalites plus jeunes de la Suite de Favard (2750 à 2740 Ma).

### Paléoarchéen (de 3600 à 3200 Ma)

Aucune unité paléoarchéenne n'a été reconnue dans le NEPS (figure 3.1). Toutefois, la présence d'une activité magmatique durant cette ère est démontrée par quelques âges paléoarchéens obtenus dans des zircons hérités contenus dans les lithologies plus récentes (N°10, 25, 73 et 210, figure 3.3 et tableau 3.3). Ces âges sont concentrés dans le Terrane de la baie d'Hudson et dans l'extrémité sud-ouest du Terrane de la rivière Arnaud (N°210, figure 3.3).

### Mésoarchéen (de 3200 à 2800 Ma)

Les données stratigraphiques et géochronologiques permettent de reconnaître trois périodes distinctes à l'intérieur du Mésoarchéen qui correspondent à des épisodes successifs de croissance et de remaniement de la croûte archéenne : de 3200 à 2900 Ma, de 2900 à 2850 Ma et de 2850 à 2800 Ma. Ces périodes correspondent respectivement aux événements MA-1, MA-2 et MA-3 (figure 3.1).

#### *Période mésoarchéenne entre 3200 et 2900 Ma*

Les âges correspondant au début de l'ère mésoarchéenne (événement MA-1, figure 3.1) ont été obtenus soit dans des tonalites (échantillons n°s 25, 89, 206, 210 et 212), d'où des âges de cristallisation pour cette période, soit dans des zircons hérités contenus dans des lithologies plus jeunes (figure 3.3 et tableau 3.3). Les tonalites se trouvent dans des unités tonalitiques plus jeunes et sont interprétées comme appartenant à des lambeaux anciens. Leur superficie n'ayant toutefois pas été déterminée, ces lambeaux n'ont donc pas été assignés à des unités stratigraphiques spécifiques. Les tonalites anciennes ont des caractéristiques lithologiques semblables aux tonalites plus jeunes qui les entourent, de sorte qu'il est difficile de les différencier. Trois des quatre échantillons (N°s 89, 206 et 212) proviennent du secteur de la Ceinture de Vizien (Complexe de Duvert). Les âges des zircons hérités correspondant à cette période sont majoritairement concentrés dans le Terrane de la baie d'Hudson et dans l'extrémité est du Terrane de la rivière Arnaud (figure 3.3 et tableau 3.3).

#### *Période mésoarchéenne entre 2900 et 2850 Ma*

La période comprise entre 2900 et 2850 Ma correspond à l'événement MA-2 (figure 3.1). Les unités stratigraphiques reliées à cette période sont concentrées dans la partie est du NEPS. Il s'agit principalement du Complexe de Gayot et de la Formation d'Aubert, localisés dans le Terrane de la baie d'Hudson (figure 3.4). Les datations réalisées sur des roches felsiques du Complexe de Gayot ont donné des âges de  $2880 \pm 2$  Ma (ceinture de Vénus; N°184, figure 3.4 et tableau 3.3) et de  $2873 \pm 10$  Ma (ceinture de Coulon; N°185). La Formation d'Aubert n'a pas été datée. Par contre, les observations sur le terrain et la composition des clastes

contenus dans un conglomérat laissent supposer que les roches sédimentaires de cette formation proviennent, en partie, de l'érosion de l'édifice volcanique du Complexe de Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et seraient donc plus jeunes que 2,87 Ga. Les roches de la Formation d'Aubert se trouvent aussi en enclaves dans les tonalites gneissiques de la Suite de Brésolles (2833 à 2807 Ma). Ces observations suggèrent un âge approximatif de sédimentation variant entre 2,87 et 2,83 Ga pour la Formation d'Aubert.

Plus au nord, des âges de cristallisation de  $2879 \pm 4$  Ma et de  $2869 \pm 6$  Ma (N<sup>os</sup>169 et 174, figure 3.4 et tableau 3.3) ont été obtenus pour des tonalites originellement assignées à la Suite de Faribault-Thury (2785 à 2775 Ma). Ces tonalites sont interprétées comme des lambeaux de croûte ancienne préservés à l'intérieur de l'unité principale. Certains lambeaux de roches volcano-sédimentaires assignés au Complexe d'Arnaud se trouvent en enclaves dans ces tonalites anciennes suggérant qu'une partie du Complexe d'Arnaud pourrait être relié à un événement magmatique contemporain à celui du Complexe de Gayot (2880 à 2870 Ma). Les vestiges de la période comprise entre 2900 et 2850 Ma sont aussi présents dans l'est du Terrane de la baie d'Hudson en raison d'âges de zircons hérités (figure 3.4 et tableau 3.3).

#### **Période mésoarchéenne entre 2850 à 2800 Ma**

La période comprise entre 2850 et 2800 correspond à l'événement MA-3 (figure 3.1). Cette période qui marque le début de l'activité magmatique dans le Terrane de la rivière Arnaud est représentée par les roches volcano-sédimentaires et tonalitiques associées aux complexes de Duquet, de Qalluviartuuq-Payne et d'Arnaud (Figure 3.4). Au sud et à l'ouest, dans le Terrane de la baie d'Hudson, cette période est principalement représentée par des tonalites foliées et gneissiques appartenant aux suites de Suluppaugalik et de Brésolles (figure 3.4).

Les âges des roches volcaniques du Complexe de Qalluviartuuq-Payne varient principalement entre 2851 et 2832 Ma (N<sup>os</sup>83, 84 et 226, figure 3.4 et tableau 3.3) et les âges des tonalites qui y sont associées entre 2848 et 2809 Ma (N<sup>os</sup>95, 100 et 216). Des âges de 2822 Ma et de 2828 Ma (N<sup>os</sup>85 et 86, figure 3.4 et tableau 3.3) ont été obtenus dans les roches volcaniques du Complexe de Duquet et des échantillons de roches tonalitiques ont donné des âges de 2812 Ma et de 2800 Ma (N<sup>os</sup>201 et 96). Un âge de 2818 Ma (N<sup>o</sup>163, figure 3.4 et tableau 3.3) a été obtenu dans une roche volcanique de la ceinture de Buet (Complexe d'Arnaud). Ces données géochronologiques suggèrent une activité prolongée et épisodique de volcanisme et de magmatisme tonalitique durant cette période dans le Terrane de la rivière Arnaud. Conséquemment, nous considérons que l'âge principal de ces trois unités est compris dans cet intervalle. Plusieurs zircons hérités contenus dans des roches intrusives plus jeunes ont également donné des âges compris entre 2850 et 2800 Ma à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud (figure 3.4). Ces zircons hérités provien-

nent possiblement du démembrement des unités volcano-sédimentaires et tonalitiques lors de la mise en place des intrusions plus jeunes.

Dans le Terrane de la baie d'Hudson, les vestiges de l'activité magmatique tonalitique pour la période comprise entre 2850 et 2800 Ma sont mieux préservés dans le sud-est. Des âges de  $2833 \pm 5$  Ma, de  $2817 \pm 7$  Ma et de  $2807 \pm 6$  Ma (N<sup>os</sup>188, 87 et 187, figure 3.4 et tableau 3.3) ont été obtenus dans des roches tonalitiques de la Suite de Brésolles, tandis que l'âge d'une tonalite de la Suite de Suluppaugalik est de  $2808 \pm 6$  Ma (N<sup>o</sup>88). La distribution spatiale, les assemblages lithologiques et les données géochronologiques suggèrent que les suites de Brésolles et de Suluppaugalik soient équivalentes et appartiennent à un même événement magmatique. D'autres résultats plus ponctuels témoignent d'une activité tonalitique ailleurs dans le Terrane de la baie d'Hudson. Dans l'ouest, l'âge d'une tonalite est de  $2812 \pm 12$  Ma (N<sup>o</sup>22). Cette tonalite se trouve à l'intérieur d'un lambeau kilométrique de roches volcaniques entouré par des tonalites de la Suite de Favard (2760 à 2740 Ma). Plus au nord, un âge de  $2840 \pm 9$  Ma (N<sup>o</sup>32) a été obtenu dans une métatonalite verdâtre à texture granoblastique, qui forme un lambeau ancien dans l'unité de tonalites à clinopyroxène de la Suite de Loups Marins (2730 à 2705 Ma). Plusieurs zircons hérités contenus dans des lithologies plus jeunes ont donné des âges compris entre 2850 et 2800 Ma à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson (figure 3.4 et tableau 3.3). Plus de la moitié d'entre eux sont situées à proximité des suites de Brésolles et de Suluppaugalik suggérant que ces deux suites ont été partiellement assimilées lors de la mise en place des intrusions plus jeunes.

#### **Néoarchéen (de 2800 à 2500 Ma)**

La distribution spatiale des unités stratigraphiques et les données géochronologiques indiquent que la majorité des roches de la région se sont formées durant l'ère néoarchéenne. L'ère néoarchéenne peut être divisée en deux grands épisodes : le premier, entre 2800 et 2740 Ma, est caractérisé par la mise en place d'importantes unités tonalitiques (figure 3.1) alors que le second, après 2740 Ma, est marqué par la mise en place d'unités de granite, de granodiorite et de roches intrusives felsiques à pyroxènes (figure 3.2).

#### **Néoarchéen entre 2800 et 2740 Ma**

Les terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud ont subi une évolution différente au début du Néoarchéen, soit l'épisode compris entre 2800 et 2740 Ma (événement NA-1, figure 3.1), qui se reflète dans la distribution spatiale et temporelle des unités stratigraphiques. Cet épisode du Néoarchéen comprend deux périodes qui mettent en évidence l'évolution différente des deux terranes : la période entre 2800 et 2760 Ma qui correspond principalement à la mise en place d'intrusions volumineuses de tonalite dans le Terrane de la rivière Arnaud et la période

entre 2760 et 2740 Ma auquel sont associées les unités tonalitiques du Terrane de la baie d'Hudson ainsi que les unités volcano-sédimentaires localisées de part et d'autre de la limite entre les deux terranes, dans la partie ouest de la région (figure 3.5).

#### *Période entre 2800 et 2760 Ma*

La période entre 2800 et 2760 Ma est bien représentée dans le Terrane de la rivière Arnaud par les suites tonalitiques de Faribault-Thury, de Kapijuq et de Rochefort, par le Complexe volcano-sédimentaire de Nantais et par quelques intrusions de syénites tardives appartenant à la Suite alcaline de Kimber. Dans le Terrane de la baie d'Hudson, les roches de cette période sont concentrées à l'intérieur de deux petits complexes volcano-sédimentaires, les complexes de Dupire et de Garault (figure 3.1 et 3.5).

Les suites de Faribault-Thury, de Kapijuq et de Rochefort (tableau 3.1) occupent une superficie importante dans le Terrane de la rivière Arnaud (figure 3.5). Plusieurs datations, réalisées sur des échantillons provenant de ces unités tonalitiques, ont livré des âges compris entre 2789 et 2755 Ma (Faribault-Thury, N<sup>os</sup>166, 171 et 172; Kapijuq, N<sup>os</sup>136 et 138; Rochefort, N<sup>os</sup>93, 94, 97, 98, 112 et 122; figure 3.5 et tableau 3.3), la majorité de ces âges se situant entre 2785 et 2775 Ma. Cet intervalle correspond à l'événement magmatique principal responsable de la mise en place de ces roches. Les caractéristiques lithologiques et les résultats géochronologiques suggèrent que les suites de Faribault-Thury, de Kapijuq et de Rochefort sont équivalentes. Une datation réalisée sur un tuf felsique de la ceinture de Nantais a livré un âge de 2775 ± 5 Ma (N<sup>o</sup>134, figure 3.5 et tableau 3.3). Des âges de 2775 Ma (N<sup>o</sup>99, figure 3.5) et de 2782 Ma (N<sup>o</sup>164, figure 3.5) ont également été obtenus dans des porphyres quartzo-feldspathiques des complexes de Duquet et d'Arnaud respectivement, suggérant un volcanisme mafique contemporain à la mise en place des grandes suites tonalitiques, à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud. Maurice *et al.* (soumis) mentionnent d'ailleurs la possibilité qu'une activité volcanique importante ait eu lieu autour de 2780 Ma dans le Terrane de la rivière Arnaud. En plus des datations, cette hypothèse s'appuie sur la distribution régionale de ferrotholélite mise en évidence par une étude géochimique et que ces auteurs attribuent exclusivement à cet événement. Ainsi, les complexes de Qalluviartuuq-Payne, de Duquet et d'Arnaud seraient en partie équivalents au Complexe de Nantais. Rappelons toutefois que la majorité des âges obtenus dans les complexes de Qalluviartuuq-Payne, de Duquet et d'Arnaud associent ces unités volcano-sédimentaires à une période comprise entre 2850 et 2800 Ma. Enfin, une datation réalisée sur une intrusion de syénite de la Suite de Kimber a donné un âge de 2761 ± 1 Ma (N<sup>o</sup>183, figure 3.5 et tableau 3.3). Ces intrusions se sont mises en place à la fin de la période comprise entre 2800 et 2760 Ma. Plusieurs zircons hérités contenus dans des roches plus jeunes ont donné des âges variant entre 2800 et 2760 Ma dans le Terrane

de la rivière Arnaud (figure 3.5 et tableau 3.3) confirmant l'importance du magmatisme à l'intérieur de ce terrane durant cette période.

Dans le Terrane de la baie d'Hudson, l'activité magmatique et volcanique semble avoir été restreinte durant la période comprise entre 2800 et 2760 Ma. Des âges de 2787 ± 2 Ma et de 2798 ± 11 Ma (N<sup>os</sup>74 et 75, figure 3.5 et tableau 3.3) ont été obtenus dans des roches felsiques du Complexe de Dupire, et un schiste à séricite du Complexe de Garault a donné un âge de 2782 ± 7 Ma (N<sup>o</sup>73). Un âge compris entre 2797 et 2786 Ma (N<sup>o</sup>77; figure 3.5 et tableau 3.3) a également été obtenu dans un horizon de roches mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Vizien (Complexe de Duvert). Ce résultat suggère que certaines roches de cette ceinture sont reliées à un événement volcanique contemporain à celui des complexes de Dupire et de Garault. Toutefois, plusieurs datations réalisées sur des roches du Complexe de Duvert ont permis d'attribuer un âge plus jeune à ce complexe volcano-sédimentaire. Plusieurs zircons hérités ont donné des âges variant entre 2800 et 2760 Ma indiquant que le magmatisme a probablement été plus important durant cette période que le laisse présager le peu d'unités stratigraphiques associées à celle-ci dans le Terrane de la baie d'Hudson (figure 3.5).

#### *Période entre 2760 et 2740 Ma*

La période comprise entre 2760 et 2740 Ma correspond à la genèse de roches volcano-sédimentaires appartenant aux complexes de Kogaluc et de Mézard, dans le Terrane de la rivière Arnaud, de même qu'à la Ceinture de Roulier et au Complexe d'Innuksuac, dans le Terrane de la baie d'Hudson (figure 3.5). Les complexes de Kogaluc, de Mézard et d'Innuksuac sont caractérisés par d'importantes unités d'origine sédimentaire. Les unités plutoniques reliées à cette période sont surtout concentrées dans le Terrane de la baie d'Hudson et correspondent aux suites tonalitiques de Favard, de Coursolles et de Sem. La Suite de Kakiattuq, localisée près de la limite entre les deux terranes, est la seule unité tonalitique associée à cette période dans le Terrane de la rivière Arnaud.

Des âges de 2760 ± 5 Ma et de 2759 ± 3 Ma ont été obtenus dans des roches volcaniques felsiques du Complexe de Kogaluc (N<sup>os</sup>81 et 82, figure 3.5 et tableau 3.3). L'âge des roches sédimentaires du Complexe de Kogaluc demeure toutefois incertain. Il est possible que l'ensemble ou une partie des roches sédimentaires associées au second cycle du Complexe de Qalluviartuuq-Payne soient équivalents au Complexe de Kogaluc. Cette hypothèse s'appuie sur un âge de 2768 Ma (N<sup>o</sup>215, figure 3.5 et tableau 3.3) obtenu dans un claste provenant d'un conglomérat du complexe de Qalluviartuuq-Payne. Plusieurs lambeaux du Complexe de Mézard, qui se trouvent dans le prolongement du Complexe de Kogaluc, sont interprétés comme un équivalent démembré du Complexe de Kogaluc. Les roches sédimentaires des complexes de Mézard et de Kogaluc et leur équivalent



migmatitisé (Complexe de Le Roy, figure 3.10) constituent un vaste assemblage représentant un ancien bassin sédimentaire dont l'âge de formation demeure incertain. Les roches sédimentaires du Complexe de Kogaluc sont plus jeunes que les roches volcaniques (2760 Ma) de ce complexe et sont recoupées par des intrusions granitoïdes plus jeunes que 2740 Ma. Ces observations suggèrent un âge compris entre 2760 et 2740 Ma pour les roches sédimentaires des complexes de Mézard et de Kogaluc. Toutefois, dans la partie nord du Complexe de Mézard, les relations de recoupement laissent supposer des âges plus anciens pour certaines roches volcano-sédimentaires. Ceci suggère que certains lambeaux du Complexe de Mézard puissent être équivalents aux complexes de Duquet et de Qalluviartuuq-Payne.

À l'ouest, dans le Terrane de la baie d'Hudson, une roche felsique de la Ceinture de Roulier a donné un âge de  $2759 \pm 1$  Ma (N°24, figure 3.5 et tableau 3.3). Dans ce terrane, le Complexe d'Innuksuac regroupe de nombreux lambeaux de roches volcano-sédimentaires. L'âge de ce complexe n'a pas été déterminé avec certitude. Toutefois, la distribution spatiale et les assemblages lithologiques de plusieurs lambeaux suggèrent un âge semblable à celui de la Ceinture de Roulier. Il est aussi probable que les roches supracrustales de la Ceinture de Roulier et du Complexe d'Innuksuac se soient déposées en même temps que celles des complexes de Kogaluc et de Mézard (entre 2760 et 2740 Ma). Un âge de  $<2729$  Ma, obtenu dans une roche sédimentaire provenant d'une ceinture assignée au Complexe d'Innuksuac, suggère que ce complexe puisse regrouper des lambeaux d'âges différents.

Dans le Terrane de la baie d'Hudson, la période comprise entre 2760 et 2740 Ma est marquée par une activité magmatique tonalitique majeure. Les datations effectuées sur des échantillons de la Suite de Favard ont donné des âges compris entre 2766 et 2740 Ma (N°s10, 26, 27, 90, 91 et 190, figure 3.5 et tableau 3.3), mais plus fréquemment entre 2750 et 2740 Ma. Deux échantillons de tonalite de la Suite de Coursolles ont donné des âges de  $2758 \pm 11$  Ma et de  $2756 \pm 8$  Ma (N°s29 et 102, figure 3.5 et tableau 3.3). Ces résultats, combinés à la distribution spatiale de l'unité et les relations de recoupement observées sur le terrain, suggèrent que les roches de la Suite de Coursolles représentent des phases précoces reliées à la mise en place des leucotonalites et des trondhjémites de la Suite de Favard. La Suite de Sem n'a pas été datée, mais nous l'associons provisoirement à la période comprise entre 2760 et 2740 Ma en raison de sa composition tonalitique et de son association spatiale avec la Suite de Favard. Une datation réalisée sur une tonalite de la Suite de Kakiattuuq a livré un âge de  $2741 \pm 4$  Ma (N°54, figure 3.5 et tableau 3.3) suggérant que les tonalites de la partie sud-ouest du Terrane de la rivière Arnaud sont de 40 à 30 Ma plus jeunes que celles observées ailleurs dans ce terrane.

Plusieurs âges provenant de zircons hérités correspondent à la période entre 2760 et 2740 Ma (figure 3.5). La majo-

rité de ces âges sont concentrés dans le Terrane de la baie d'Hudson ou près de ses limites, à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud. Des âges semblables sont rares dans le Terrane de la rivière Arnaud, indiquant que l'activité magmatique y a été possiblement plus restreinte durant cette période. Mentionnons toutefois que l'erreur analytique associée aux résultats est parfois importante, ce qui pourrait modifier l'interprétation des âges hérités.

### *Néoarchéen après 2740 Ma*

Après 2740 Ma, l'ère néoarchéenne se subdivise en trois périodes correspondant à des événements magmatiques successifs (figure 3.2) :

1. La période comprise entre 2740 et 2705 Ma (NA-2) correspond à la mise en place d'unités de granite, de granodiorite et de granitoïdes felsiques à pyroxène qui couvrent une grande superficie de la Sous-province de Minto :
2. La période de 2705 à 2680 Ma (NA-3) est caractérisée par la formation d'unités tardives de granite et de granodiorite ainsi que par des unités de diatexite provenant de la fusion partielle des roches sédimentaires;
3. Dans la Sous-province de Minto, la période comprise entre 2680 et 2620 Ma (NA-4) est représentée par des petites intrusions tardives de syénite à néphéline, de carbonatite et de granite. Dans la Sous-province d'Ashuanipi, cette période correspond plutôt à la mise en place de grandes unités de granite et de granodiorite et à la fusion partielle des roches sédimentaires qui a produit une quantité importante de diatexites.

### *Période entre 2740 et 2705 Ma*

La période comprise entre 2740 et 2705 Ma (événement NA-2, figure 3.2) représente une étape majeure de la construction de la croûte continentale archéenne telle qu'elle apparaît aujourd'hui. La diversité des unités stratigraphiques (figures 3.6, 3.7 et 3.8) et les grandes superficies couvertes par plusieurs d'entre elles témoignent de l'ampleur et de la diversité du magmatisme à cette époque. La compilation des données géochronologiques montre que les âges U/Pb compris entre 2740 et 2720 Ma dominent dans le nord et l'ouest de la région alors que les âges variant entre 2720 et 2705 Ma dominent largement dans le sud-est. Les âges obtenus dans des zircons hérités contenus dans les lithologies plus jeunes suivent également cette distribution régionale (figure 3.6).

Les unités stratigraphiques reliées à cette période comprennent des unités de roches volcano-sédimentaires, de roches tonalitiques et d'intrusions ultramafiques à intermédiaires (figure 3.6) ainsi que de vastes unités de roches granitiques et granodioritiques (figure 3.7) et de granitoïdes felsiques à pyroxènes (figure 3.8).

- Unités volcano-sédimentaires (2740-2705 Ma)

Les unités volcano-sédimentaires formées entre 2740 et 2705 Ma sont représentées par les ceintures de Melvin et de Tasiataq ainsi que par les complexes de Pélican, de Chavigny et de Duvert (Figure 3.6). Ces unités contiennent des quantités importantes de roches volcaniques felsiques, souvent dominantes, ce qui contrastent avec la majorité des unités volcano-sédimentaires antérieures à 2740 Ma dont les assemblages lithologiques sont dominés par des roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique. Des âges identiques ont été obtenus dans les ceintures de Melvin ( $2741 \pm 4$  Ma) et de Tasiataq ( $2740 \pm 4$  Ma) et dans le Complexe de Pélican ( $2739 \pm 4$  Ma; N°s 19, 162 et 132, figure 3.6 et tableau 3.3). Le mobilisat d'une roche méta-sédimentaire du Complexe de Pélican a aussi un âge de  $2733 \pm 3$  Ma (N°135), ce qui représente l'âge minimum de celle-ci. Les roches felsiques des complexes de Chavigny (N°53, figure 3.6 et tableau 3.3) et de Duvert (N°s 78, 79 et 76) ont des âges comparables qui varient entre 2715 et 2724 Ma. Un âge maximum de 2708 Ma (N°211, figure 3.6 et tableau 3.3) a été attribué à un conglomérat de la Ceinture de Vizien (Percival *et al.*, 1993). Rappelons qu'un âge plus ancien compris entre 2797 et 2786 Ma avait été obtenu dans un horizon de gabbro de la Ceinture de Vizien (N°77, figure 3.5 et tableau 3.3). Cet âge est associé à un événement plus ancien, contemporain au volcanisme des complexes de Dupire et de Garault. Quelques âges compris entre 2740 et 2705 Ma ont été obtenus dans des lambeaux de roches volcano-sédimentaires qui avaient été assignés à des unités plus anciennes. Dans le nord-est de la Sous-province de Minto, un âge maximum de  $2729 \pm 1$  Ma (N°23, figure 3.6 et Tableau 3.3) a été obtenu dans une roche sédimentaire localisée en bordure de la baie d'Hudson. Ces roches, originellement incluses dans le Complexe d'Innuksuac dont l'âge est estimé entre 2760 et 2740 Ma, n'ont pas été assignées à une unité formelle et leur étendue est inconnue. Dans le nord-est de la Sous-province de Minto, des âges de  $2725 \pm 9$  Ma et de  $2718 \pm 9$  Ma (N°s 231 et 197, figure 3.6 et tableau 3.3) ont été obtenus dans des zircons détritiques contenus respectivement dans un quartzite et dans un marbre provenant de la ceinture de Peters-ouest (figure 8.1). Cette ceinture, incluse dans le Complexe d'Arnaud (2818 Ma), renferme donc des roches sédimentaires reliées à un événement beaucoup plus jeune dont l'ampleur n'est pas précisée. Il est possible que certains lambeaux de roches sédimentaires du Complexe d'Arnaud soient contemporains aux complexes de Chavigny et de Duvert.

- Unités de roches intrusives de composition ultramafique à intermédiaire (2740 à 2705 Ma)

On associe à la période comprise entre 2740 et 2705 les intrusions ultramafiques à intermédiaires des suites de Châteauguay et de Bacqueville, bien que ces intrusions n'aient pas été datées. Les intrusions de ces unités recou-

pent les tonalites des suites de Favard et de Coursolles (2760 à 2740 Ma), mais se réTROuvent en enclaves dans les unités granitiques et granodioritiques plus jeunes (2735 à 2710 Ma). Ces observations permettent de déduire une mise en place comprise entre 2740 et 2710 Ma. Les caractéristiques lithologiques suggèrent une équivalence entre les suites de Châteauguay et de Bacqueville. Dans la région du lac Minto (N°13, figure 1.1), la découverte d'un indice minéralisé contenu dans un faciès particulier de roches ultramafiques (Labbe *et al.*, 2000) a amené Parent *et al.* (2002a) à introduire une nouvelle unité, la Suite de Qullinaaraaluk (2705 Ma), dans le but de regrouper des intrusions mafiques et ultramafiques massives et peu déformées. Dans les régions plus à l'est, avant la découverte de cet indice, des intrusions possédant des caractéristiques similaires à celles de la Suite de Qullinaaraaluk avaient été incluses dans les suites de Bacqueville et de Châteauguay. Dans ces régions, les suites de Bacqueville et Châteauguay renferment donc des intrusions qui pourraient être équivalentes à celles de la Suite de Qullinaaraaluk.

- Unités tonalitiques (2740 à 2705 Ma)

Les roches tonalitiques de cette période sont restreintes à deux petites unités localisées dans le nord de la Sous-province de Minto, les suites de Bylot et de Lesdiguières, ainsi qu'à des tonalites ou des diorites auparavant assignées à des unités plus anciennes. Des âges de  $2737 \pm 13$  Ma et de  $2723 \pm 2$  Ma (N°s 55 et 56, figure 3.6 et tableau 3.3) ont été obtenus dans les tonalites de la Suite de Bylot et une diorite de la Suite de Lesdiguières a livré un âge comparable de  $2724 \pm 2$  Ma (N°104). Des échantillons de tonalite et de diorite assignées aux suites de Coursolles (N°s 30 et 101) et de Favard (N°s 189 et 28) ainsi qu'une injection tonalitique dans la ceinture volcano-sédimentaire de Vénus (N°186) ont donné des âges variant entre 2717 et 2713 Ma. Ces résultats suggèrent que les suites de Favard et de Coursolles (figure 3.5) puissent renfermer des tonalites appartenant au moins à deux épisodes magmatiques, soit un épisode principal compris entre 2760 et 2740 Ma suivi d'un second épisode compris entre 2720 et 2710 Ma et dont l'importance n'est pas connue pour l'instant.

- Unités granitiques et granodioritiques (2740 à 2705 Ma)

La proportion élevée de roches granitiques et granodioritiques témoigne d'un magmatisme potassique important dans la Sous-province de Minto au cours de cette période (~35 %; figure 3.7). La majorité des âges compris entre 2735 et 2720 Ma sont concentrés dans la moitié nord de la région alors que ceux compris entre 2725 et 2710 Ma se trouvent surtout dans le sud, principalement dans le sud-est (figure 3.7). Les unités de roches granitiques et granodioritiques sont représentées par les suites de Leridon, de La Chevrotière, de Pinguq, de la rivière aux Feuilles, de

Dufreboy et de Desbergères (figure 3.7). Les suites de Leridon, de La Chevrotière et de Pinguq occupent une superficie importante dans le nord de la Sous-province de Minto. Les échantillons provenant de la Suite de la Chevrotière ont livré des âges variant entre 2734 et 2719 Ma ( $N^{os}128, 129, 158, 159, 160, \text{ et } 161$ , figure 3.7 et tableau 3.3). Des âges de  $2727 \pm 2$  Ma ( $N^{o}48$ ) et de  $2725 \pm 4$  Ma ( $N^{o}49$ ) ont été obtenus dans des échantillons de la Suite de Pinguq. La Suite de Leridon n'a pas été datée. Les caractéristiques lithologiques, la distribution spatiale et les résultats géochronologiques suggèrent que ces trois suites sont équivalentes et appartiennent à un même événement magmatique.

Les suites de la rivière aux Feuilles et de Dufreboy couvrent une vaste superficie dans le centre de la Sous-province de Minto (figure 3.7). La Suite de la rivière aux Feuilles est une unité de granodiorites à hornblende + biotite dont les âges varient entre 2733 et 2722 Ma ( $N^{os}69, 126, 202, 155 \text{ et } 143$ , figure 3.7 et tableau 3.3). Dans les régions du lac Nedlouc, du lac Aigneau et du lac Dufreboy ( $N^{os}14, 15 \text{ et } 12$ , figure 1.1), des granodiorites à clinopyroxène et à orthopyroxène n'ont pas été différenciées des granodiorites à hornblende + biotite à l'intérieur de la Suite de la rivière aux Feuilles. Ces granodiorites à pyroxènes sont probablement équivalentes à la Suite charnockitique de MacMahon ( $2729 \text{ à } 2720$  Ma). Dans la région du lac Dufreboy (figure 1.1), la partie non divisée de la Suite de Dufreboy renferment des monzogranites porphyriques équivalents aux roches porphyriques de la Suite de Maurel ( $2707 \text{ à } 2686$  Ma), des roches charnockitiques équivalentes aux roches à pyroxène de la Suite de MacMahon ( $2729 \text{ à } 2720$  Ma) et du Complexe de Troie ( $2740 \text{ à } 2725$  Ma), des tonalites équivalentes à celles de la Suite de Faribault-Thury ( $2785 \text{ à } 2775$  Ma) ainsi que des gabbros et des diorites équivalents aux intrusions mafiques à intermédiaires de la Suite de Bacqueville ( $2740 \text{ à } 2710$  Ma). Deux échantillons de granodiorite provenant de la partie non-divisée de la Suite de Dufreboy dans la région du lac Dufreboy, analysés par la CGC, ont livré des âges de 2721 Ma et de 2726 Ma ( $N^{os}180 \text{ et } 181$ , figure 3.7 et tableau 3.3). Toutefois, l'appartenance de ces roches à la Suite de Dufreboy est incertaine car ces granodiorites pourraient aussi être équivalentes à celles de la Suite de la rivière aux Feuilles.

La Suite de Desbergères couvre une superficie importante dans le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto (figure 3.7). Plusieurs datations ont été réalisées sur des échantillons de granodiorite de cette unité. Trois de ces échantillons ont donné des âges compris entre 2732 et 2724 Ma ( $N^{os}11, 15 \text{ et } 40$ , figure 3.7 et tableau 3.3). Ces âges sont comparables à ceux obtenus pour les suites de Pinguq, de La Chevrotière, de la rivière aux Feuilles et de Dufreboy. Toutefois, la majorité des échantillons de la Suite de Desbergères ont livré des âges variant entre 2720 et 2710 Ma ( $N^{os}13, 14, 45, 90, 92, 116 \text{ et } 117$ , figure 3.7 et tableau 3.3). L'échantillon  $N^{o}90$  est une tonalite granitisée qui provient de la Suite de Favard. La fraction tonalitique a donné un âge de 2741 Ma et la fraction granitique a livré un

âge de 2713 Ma. Ce résultat suggère que la phase granitique tardive observée dans les tonalites des suites de Favard, de Coursolles et de Sem soit reliée à la mise en place de la Suite de Desbergères. De façon similaire, la phase granitique observée dans les unités tonalitiques du Terrane de la rivière Arnaud serait associée à la mise en place des roches potassiques de ce secteur (suites de La Chevrotière, de Leridon, de Pinguq, de la rivière aux Feuilles et de Dufreboy). Certains échantillons de granites et de granodiorites analysés par la CGC provenant d'un secteur où la Suite de Desbergères occupe une superficie importante ont livré des âges variant entre 2702 et 2693 Ma ( $N^{os}16, 43 \text{ et } 44$ , figure 3.10). Ces résultats suggèrent que, dans ce secteur, cette suite peut aussi contenir des roches correspondant à un événement magmatique plus jeune.

- Unités de roches intrusives felsiques à pyroxène (2740 à 2705 Ma)

Les grandes unités de roches intrusives felsiques contenant du pyroxène témoignent d'un magmatisme de type « charnockitique » répandu dans la Sous-province de Minto entre 2740 et 2705 Ma (figure 3.8) : les complexes de Troie et de Qimussinguat de même que les suites de Lepelle, de MacMahon, du lac Minto et de Loups Marins.

Les complexes de Troie et de Qimussinguat forment deux grands massifs ovales correspondant à des hauts magnétiques dans le nord-est de la Sous-province de Minto. La distribution spatiale, les âges et les assemblages lithologiques suggèrent que ces deux unités sont équivalentes. Des échantillons de gneiss tonalitique à orthopyroxène ont livré des âges de  $2741 \pm 8$  Ma et de  $2734 \pm 5$  Ma dans le Complexe de Troie ( $N^{os}175 \text{ et } 167$ , figure 3.8 et tableau 3.3) et de  $2734 \pm 3$  Ma ( $N^{o}176$ ) dans le Complexe de Qimussinguat. Un âge de  $2722 \pm 3$  Ma a été obtenu dans une gabbro-norite du Complexe de Troie ( $N^{o}177$ ). Il est possible que les gneiss tonalitiques soient en fait des enderbites recristallisées correspondant aux phases précoces reliées à ces deux complexes. En effet, outre les enderbites, les roches tonalitiques dont l'âge se situe entre 2740 et 2730 Ma sont relativement rares dans la Sous-province de Minto.

Les suites de Lepelle, de MacMahon et de lac Minto sont trois unités contemporaines de roches intrusives felsiques à pyroxène qui occupent une superficie importante dans le centre-nord de la Sous-province de Minto (figure 3.8). Les datations U/Pb effectuées sur des échantillons de la Suite de Lepelle suggèrent un âge moyen compris entre 2725 et 2720 Ma pour cette unité ( $N^{os}140, 142 \text{ et } 156$ , figure 3.8 et tableau 3.3). Un échantillon de granodiorite a livré un âge un peu plus jeune de  $2714 \pm 10$  Ma ( $N^{o}141$ ). Toutefois, en considérant la marge d'erreur, cet âge correspondrait à la moyenne de l'unité. Plusieurs datations U/Pb réalisées sur des échantillons de roches à orthopyroxène de la Suite de MacMahon se situent entre 2729 et 2720 Ma ( $N^{os}109, 144, 152, 153, 154 \text{ et } 168$ , Figure 3.8 et Tableau 3.3). Trois échantillons d'enderbite ont donné des âges de  $2711 \pm 10$ ,

de  $2717 \pm 10$  et de  $2710 \pm 10$  Ma (N<sup>os</sup>147, 148 et 149) et un échantillon de tonalite à clinopyroxène a été daté à  $2711 \pm 11$  Ma (N<sup>o</sup>139). Si on considère les erreurs reliées à ces âges, tous les résultats obtenus sont comparables. Les datations U/Pb réalisés sur des échantillons de la Suite de lac Minto ont donné des âges variant entre 2735 et 2710 Ma (N<sup>os</sup>60, 61, 63, 65, 66 et 67 figure 3.8 et tableau 3.3). Une diatexite âgée de 2713 Ma (N<sup>o</sup>59) est contemporaine aux intrusions à orthopyroxène de la Suite de lac Minto. Cette diatexite est donc plus ancienne que les autres diatexites du Domaine de Minto assignées au Complexe de Le Roy (2697 à 2668 Ma). Plusieurs échantillons d'enderbite assignés aux suites de MacMahon et de lac Minto ont livré des âges beaucoup plus jeunes (2702 à 2676 Ma; figure 3.10) que les autres intrusions de ces unités. Ces résultats démontrent que plusieurs des intrusions enderbitiques assignées à ces deux suites appartiennent en fait à un événement magmatique plus jeune.

Les échantillons de roches provenant de l'unité à orthopyroxène de la Suite de Loups Marins ont livré des âges variant entre 2735 et 2720 Ma (N<sup>os</sup>7, 8, 37, 38 et 39; figure 3.8 et tableau 3.3). Les âges obtenus dans les roches de l'unité à clinopyroxène se situent principalement entre 2715 et 2705 Ma (N<sup>os</sup>1, 3, 4, 5, 6, 9 et 31), pour une moyenne de 2712 Ma, avec quelques âges compris entre 2731 et 2723 Ma (N<sup>os</sup>2, 33 et 35). Ces résultats indiquent que les roches à clinopyroxène sont généralement plus jeunes que celles à orthopyroxène. Il semble que ces deux types de roches soient issus d'un même magma qui aurait évolué dans le temps.

#### *Période entre 2705 et 2680 Ma*

La période néoarchéenne comprise entre 2705 et 2680 Ma (événement NA-3, figure 3.2) est caractérisée principalement par des unités de roches granitiques et granodioritiques dans le centre et le sud de la région ainsi que par des unités de diatexites dans la Sous-province de Minto (figure 3.10). Des petites unités de tonalite et de roches volcano-sédimentaires de même que des intrusions de composition ultramafique à mafique sont aussi associés à cette période (figure 3.9).

#### • Unités volcano-sédimentaires (2705 à 2680 Ma)

Les unités volcano-sédimentaires associées à cette période sont représentées par les ceintures de Juet et d'Allemand localisées dans l'extrémité nord de la Sous-province de Minto et par les roches métasédimentaires migmatitiques du Complexe de Grosbois, dans la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.9).

Les ceintures de Juet et d'Allemand possèdent des assemblages lithologiques semblables et pourraient être d'âge équivalent, bien que la Ceinture d'Allemand soit plus métamorphisée. Ces unités n'ont pas été datées, mais les observations sur le terrain démontrent que la Ceinture de Juet est certainement plus jeune que les tonalites encaissan-

tes de la Suite de Bylot (2737 à 2723 Ma). Les ceintures de Juet et d'Allemand sont bien préservées et sont interprétées comme les dernières manifestations d'un volcanisme tardif néoarchéen, autour de 2700 Ma. Au sud-ouest de ces ceintures, un âge équivalent de  $2701 \pm 3$  Ma a été obtenu dans une roche felsique (N<sup>o</sup>199, figure 3.9 et tableau 3.3) provenant d'un petit lambeau de roches volcaniques qui n'a pas été assigné à une unité stratigraphique particulière.

Le Complexe de Grosbois est une unité de paragneiss limitée au nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.9). Elle n'a pas été datée, mais les paragneiss alternent avec des bandes de tonalites de la Suite de Beausac (2690 Ma, figure 3.9) dans la région du lac Gayot (N<sup>o</sup>21, figure 1.1). Les paragneiss du Complexe de Grosbois sont vraisemblablement équivalents aux paragneiss reconnus plus au sud dans l'Ashuanipi et inclus dans le Groupe de Hublet (Leclair *et al.*, 1998). Les paragneiss migmatitiques du Complexe de Grosbois et ceux de l'ensemble de la Sous-province d'Ashuanipi représentent probablement l'équivalent fusionné des roches métasédimentaires de la Sous-province d'Opinaca assignés à la Formation de Mercator (Lamothe *et al.*, 1998 et 2000) et au Groupe de Laguiche (Simard et Gosselin, 1999).

#### • Unités de roches intrusives de composition ultramafique et mafique (2705 à 2680 Ma)

Les roches intrusives de composition ultramafique et mafique des suites de Qullinaaraaluk et de Couture sont associées en partie à la période comprise entre 2705 et 2680 Ma. Deux leucogabbros de la Suite de Qullinaaraaluk ont des âges respectifs de  $2707 \pm 1$  Ma (N<sup>o</sup>17, figure 3.9 et tableau 3.3) à l'indice Flipper, dans la région du lac à l'Eau Claire (Simard *et al.*, 2004), et de  $2705 \pm 1$  Ma (N<sup>o</sup>18) à l'indice Tan, dans la région du lac Minto (Simard *et al.*, 2005). Toutefois, un âge de  $2720 \pm 2$  Ma (N<sup>o</sup>72) a été obtenu dans une pegmatite qui recoupe l'intrusion de roches ultramafiques contenant l'indice Qullinaaraaluk, dans la région du lac Minto (Parent *et al.*, 2002a; Simard *et al.*, 2005). Ce dernier résultat indique que des intrusions de différents âges ont été regroupées à l'intérieur de la Suite de Qullinaaraaluk. Ceci est corroboré par des différences géochimiques (Chevé, 2005) et par une variété minéralogique et texturale observée dans les intrusions de la Suite de Qullinaaraaluk. Rappelons que des intrusions équivalentes à celles de la Suite de Qullinaaraaluk ont possiblement été incluses dans les suites de Bacqueville et de Châteauguay vers l'est. La Suite de Couture n'a pas été datée. On observe des enclaves de roches intermédiaires à ultramafiques de cette suite dans les granitoïdes des suites de Lepelle (autour de 2720 Ma) et de La Chevrotière (2735 à 2720 Ma) alors qu'à d'autres endroits, elles recoupent ces mêmes granitoïdes. La Suite de Couture regroupe donc des intrusions d'âges différents. Les ressemblances lithologiques entre les intrusions de la Suite de Couture et celles de la Suite de Qullinaaraaluk suggèrent que ces deux unités pourraient être en partie équivalentes.



- Unités tonalitiques (2705 à 2680 Ma)

Le magmatisme tonalitique a été peu répandu durant la période néoarchéenne comprise entre 2705 et 2680 Ma. Ce magmatisme est représenté par trois petites unités, soit le Pluton d'Itinnaru et la Suite de la rivière Qijuttuuq dans la Sous-province de Minto et la Suite de Beausac dans la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.9). Le Pluton d'Itinnaru a un âge de  $2691 \pm 6$  Ma (N°137, figure 3.9 et tableau 3.3). La Suite de la rivière Qijuttuuq n'a pas été datée, mais elle est provisoirement associée à l'événement tonalitique néoarchéen le plus tardif de la région, association basée uniquement sur l'aspect peu déformé des roches qu'elle renferme. Les tonalites de la Suite de Beausac sont localisées dans le nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi où elles ont été observées en alternance avec les paragneiss du Complexe de Grosbois. Un âge de 2690 Ma (N°193, figure 3.9 et tableau 3.3) a été obtenu dans une tonalite foliée de la région du lac Gayot (N°21, figure 1.1).

- Unités granitiques et granodioritiques (2705 à 2680 Ma)

Les unités granitiques et granodioritiques associées à la période comprise entre 2705 et 2680 Ma sont représentées par les suites de Tramont, de Druillon, de Maurel et de Belloy, dans les parties est et sud-est de la région, et par la Suite de Morrice, dans la partie centrale (figure 3.10). Une unité plus restreinte, la Suite de Corneille, est située plus à l'ouest, en bordure de la baie d'Hudson.

Les échantillons provenant de la Suite de Maurel ont livré des âges variant entre 2707 et 2686 Ma (N°s113, 114, 115, 157, 191 et 192, figure 3.10 et tableau 3.3) et deux échantillons de granite assignés à la Suite de Tramont ont donné des âges de  $2701 \pm 4$  Ma et de  $2698 \pm 6$  Ma (N°s123 et 124). Les deux suites ont des âges comparables et occupent le même secteur. Fréquemment, des injections de leucogranite du Tramont recoupent les intrusions porphyriques de la Suite de Maurel. Il est possible que ces deux unités soient génétiquement reliées et que les granites de Tramont représentent une phase plus évoluée. Dans le secteur du lac Dufreboy (N°12, figure 1.1), certains leucogranites assignés à la Suite plus ancienne de Dufreboy pourraient avoir un âge équivalent à la Suite de Tramont (figures 3.7 et 3.10). Un peu plus au nord, un échantillon de monzonite à texture porphyroïde appartenant à la Suite de Belloy a livré un âge approximatif de 2,69 Ga (N°178, figure 3.10 et tableau 3.3) comparable à celui des roches à texture porphyroïde de la Suite de Maurel.

Les petites intrusions de composition intermédiaire à felsique assignées à la Suite de Druillon dans la partie nord-ouest de la Sous-province de La Grande (figure 3.10) n'ont pas été datées. Ces intrusions sont considérées comme tardives en raison de leur aspect massif et peu déformé. Thériault et Chev  mentionnent une similitude texturale et minéralogique entre ces intrusions et celles de la Suite de Maurel ainsi qu'avec les intrusions de la Suite de Gamard

(Leclair *et al.*, 1998) reconnue dans la Sous-province d'Ashuanipi.

Dans l'extrémité ouest de la Sous-province de Minto, deux échantillons de granite blanchâtre de la Suite de Corneille ont livré des âges de  $2698 \pm 1$  Ma et de  $2691 \pm 1$  Ma (N°s46 et 47, figure 3.10 et tableau 3.3). Un âge de  $2688 \pm 2$  Ma (N°50) a été obtenu dans une pegmatite blanchâtre qui recoupe les roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Nuvvuagittuq. Cette pegmatite est interprétée comme une phase tardive associée à la Suite de Corneille.

Les granites de la Suite de Morrice occupent le centre de la Sous-province de Minto (figure 3.10). Un échantillon de granite a livré un âge de  $2684 \pm 6$  Ma (N°125, figure 3.10 et tableau 3.3). Il est possible que les granites de la Suite de Morrice correspondent aux phases les plus évoluées associées à la migmatitisation des unités sédimentaires de la Sous-province de Minto entre 2698 et 2668 Ma. Un lien génétique entre les granites de la Suite de Morrice et les diatexites de la Suite de la rivière aux M l zes (2668 Ma) et du Complexe de Le Roy (2698   2668 Ma) avait déjà été proposé par Parent *et al.* (2000 et 2002a).

Quatre échantillons de granodiorite et un échantillon de granite, analysés par la CGC, ont livré des âges variant entre 2704 et 2693 Ma (N°s16, 43, 44, 107 et 119 figure 3.10 et tableau 3.3). Ces sites n'ont pas été revisités, et ces roches ne sont pas rattachées à des unités stratigraphiques connues. L'importance des roches intrusives reliées à cet intervalle de temps demeure inconnue pour l'instant.

- Unités diatexitiques (2705 à 2680 Ma)

Les roches de la Sous-province de Minto ont été affectées par un métamorphisme régional de haute température qui est à l'origine de la formation de diatexites durant la période comprise essentiellement entre 2705 et 2680 Ma. Les données géochronologiques suggèrent que ce métamorphisme aurait pu débuter autour de 2720 Ma pour se poursuivre localement jusqu'à environ 2670 Ma. Les unités de diatexites de la Sous-province de Minto sont représentées par le Complexe de Le Roy, par la Suite de la rivière aux M l zes et par la Suite de Sanigitik.

Le Complexe de Le Roy couvre une superficie importante dans le Domaine de Lac Minto (figure 3.10). Les observations de terrain et les compositions géochimiques des mobilisats felsiques suggèrent que les diatexites du Complexe de Le Roy sont dérivées de la fusion partielle de sédiments. Ces derniers formaient vraisemblablement un vaste bassin sédimentaire qui a été démembré et métamorphisé. Le protolithe métasédimentaire non fusionné associé aux diatexites a été assigné aux complexes de Mézard et de Kogaluc. Deux échantillons de diatexites du Complexe de Le Roy ont livré des âges de  $2697 \pm 1$  Ma et de  $2668 \pm 22$  Ma (N°s57 et 58, figure 3.10 et tableau 3.3).

Les diatexites de la Suite de la rivière aux M l zes sont dérivées de la fusion partielle des roches sédimentaires possiblement associées au Complexe de Duvert. Un âge de

2668 ± 11 Ma (N°105, figure 3.10 et tableau 3.3) a été obtenu dans un échantillon de diatexite de cette unité.

Les diatexites de la Suite de Sanigitik (figure 3.10) proviennent de la fusion des roches supracrustales de la partie ouest de Complexe d'Arnaud. Cette unité, peu étendue, n'a pas été datée. Pour l'instant, on associe sa formation à une importante fusion ayant affecté les roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de Minto entre 2705 et 2680.

- Roches intrusives felsiques à pyroxène (2705 à 2680 Ma)

Plusieurs échantillons de roches intrusives felsiques à pyroxène ont livré des âges variant entre 2702 et 2676 Ma (figure 3.10). Ces granitoïdes occupent le même secteur et sont contemporains aux suites granitiques de Tramont, de Maurel et de Morrice ainsi qu'aux diatexites du Complexe de Le Roy et de la Suite de la rivière aux Mélèzes. Initialement, ces roches avaient été assignées aux suites de MacMahon (N°108, 110, 145, 146, 150 et 151, figure 3.10 et tableau 3.3), du lac Minto (N°34, 62 et 68) et de Loups Marins (N°36). Les âges obtenus démontrent que ces trois unités contiennent des granitoïdes à pyroxènes reliés à des événements magmatiques plus jeunes que celui auquel ces unités sont principalement associées (2735 à 2710 Ma). Cet événement charnockitique plus récent semble concentré principalement dans la partie centrale de la Sous-province de Minto.

#### *Période entre 2680 et 2630 Ma*

La période entre 2680 et 2630 Ma correspond aux derniers événements magmatiques d'âge archéen à l'intérieur de la Sous-province de Minto. Ils sont représentés par des intrusions isolées de granodiorite et de granite (N°41, 118 et 127, figure 3.11 et tableau 3.3) de même que par des dykes et des petites intrusions de carbonatite (N°52) et de syénite, incluant la Syénite de Tasiat (N°131; 2643 ± 8 Ma) et la Syénite de Bourdel (N°51; 2675 ± 1 Ma). L'activité magmatique a été beaucoup plus importante dans la Sous-province d'Ashuanipi durant cette période.

- Sous-province d'Ashuanipi

Une partie de la Sous-province d'Ashuanipi couvre une superficie restreinte, dans le coin sud-est de la région (figure 3.11). Durant la période comprise entre 2680 et 2630 Ma, les roches métasédimentaires du Complexe de Grosbois ont subi une migmatitisation importante qui est à l'origine des diatexites de la Suite d'Opiscotéo. Les suites de Dervieux et de Joinville témoignent aussi d'un magmatisme potassique important à cette époque.

Un âge de 2638 ± 8 Ma (N°194, figure 3.11 et tableau 3.3) a été obtenu dans un échantillon de diatexite de la Suite d'Opiscotéo dans la région du Lac Gayot (figure 1.1). Plusieurs datations U/Pb réalisées dans les diatexites provenant de différents endroits dans la Sous-province d'Ashuanipi

ont donné des âges variant entre 2682 à 2650 Ma (Leclair *et al.*, 1998; Chevé et Brouillette, 1995; Percival, 1993). Les diatexites de l'Ashuanipi sont le produit d'une fusion avancée de roches métasédimentaires équivalentes à celle de la Sous-province d'Opinaca. Certaines diatexites proviennent également de la fusion des roches de la Sous-province de La Grande.

La Suite de Dervieux n'a pas été datée. Toutefois, dans la région du lac Gayot, les granites porphyroïdes de la Suite de Dervieux contiennent des enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo (2638 Ma). Dans la région du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001), des roches porphyroïdes équivalentes à la Suite de Dervieux ont été assignées à la Suite de Gamart, laquelle a été datée à 2647 ± 2 Ma (Parent, 1998) dans la région du lac Vallard (Lamothe *et al.*, 1998). Il est aussi possible que la Suite de Dervieux soit équivalente à la Suite de Lataignant (Lamothe *et al.*, 2000) qui est constituée de granites porphyroïdes et possède une forte susceptibilité magnétique. Plus au sud dans la Sous-province d'Ashuanipi, des âges de 2638 ± 2 Ma et de 2642 ± 9/-5 Ma ont été obtenus pour ces granites (Lamothe *et al.*, 2000).

La Suite de Joinville n'a pas été datée. Toutefois, les granites de cette suite recoupent les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2638 Ma) ainsi que les intrusions à texture porphyroïde de la Suite de Dervieux.

#### **Complexe structural de Diana**

Les unités qui composent le Complexe de Diana semblent être en partie équivalentes aux unités situées à l'ouest. Les gneiss tonalitiques sont probablement équivalents aux tonalites de la Suite de Faribault-Thury. Cette corrélation est appuyée par l'âge de 2782 ± 19 Ma (N°165, figure 3.11 et tableau 3.3) obtenu dans les orthogneiss, âge comparable à celui de la Suite de Faribault-Thury. Certains lambeaux de roches métavolcaniques du Complexe de Diana pourraient être équivalents aux roches volcaniques métamorphisées du Complexe d'Arnaud. Toutefois, plusieurs lambeaux d'amphibolite correspondent aussi à des dykes protérozoïques de diabase démembrés et métamorphisés. Les roches métasédimentaires du Complexe de Diana n'ont pas d'équivalent ailleurs dans la Sous-province de Minto et pourraient être associées à des unités protérozoïques. Enfin, les intrusions de monzonite et de monzonite quartzifère porphyroïdes ont une composition et une texture qui s'apparentent aux monzonites de la Suite de Leridon. Cependant, l'âge de 2756 ± 8 Ma (N°179, figure 3.11 et tableau 3.3) obtenu dans une monzonite du Complexe de Diana est plus ancien que les âges obtenus dans les intrusions potassiques du nord-est de la Province du Supérieur (<2735 Ma).

## **CONCLUSIONS**

La révision de la nomenclature stratigraphique des unités archéennes du NEPS a mené à l'abandon de plusieurs noms d'unité stratigraphique (tableau 3.2). Les assemblages litho-

logiques des unités abandonnées ont été réassignés à d'autres unités de façon à simplifier et à uniformiser la nomenclature (tableau 3.1). Cette révision a permis de regrouper les roches archéennes de la région en 68 unités stratigraphiques (tableau 3.1; carte stratigraphique et légende, hors-texte).

Les analyses géochronologiques, réalisées par le MRNF (n=140) et par la CGC (n=81) sur les roches archéennes (tableau 3.3), ont contribué à définir les diverses unités stratigraphiques. Les résultats révèlent que la croûte archéenne dans le NEPS résulte d'une succession d'événements magmatiques qui se sont échelonnés sur environ 1,2 Ga. Deux grandes époques ont marqué l'évolution de cette croûte continentale : 1) la période avant 2740 Ma, caractérisée par des unités volcano-sédimentaires et tonalitiques; 2) la période après 2740 Ma, caractérisée par des unités de granites, de granodiorites et de granitoïdes à pyroxènes.

La distribution des unités stratigraphiques, combinée aux données géochronologiques et isotopiques (chapitre 4), met en évidence deux terrains, un ancien et l'autre juvénile, qui ont évolué différemment jusqu'à environ 2740 Ma. Ces terrains correspondent au Terrane de la rivière Arnaud, au nord, et au Terrane de la baie d'Hudson, au sud et à l'ouest. La Ceinture de Nuvvuagittuq (3825 Ma) est la plus vieille unité reconnue dans le NEPS. Toutefois, des âges plus vieux que 2900 Ma ont été obtenus dans des lambeaux de tonalites et dans des zircons hérités contenus dans des unités plus jeunes. Ces vestiges démontrent qu'avant 2900 Ma, l'activité magmatique est essentiellement concentrée dans le Terrane de la baie d'Hudson, la majeure partie de l'histoire du Terrane de la rivière Arnaud s'étant déroulée après cette période. Les unités stratigraphiques dont les âges se situent entre 2900 et 2850 Ma sont regroupées dans la partie est des terranes de la baie d'Hudson (Complexe volcanique de Gayot et Formation sédimentaire d'Aubert) et de la rivière Arnaud (une partie du Complexe volcanique d'Arnaud). Durant la période allant de 2850 à 2800 Ma, des unités volcaniques associées à un magmatisme tonalitique caractérisent le Terrane de la rivière Arnaud (complexes de Qalluviartuuq-Payne, de Duquet et une partie de celui d'Arnaud) alors que des unités tonalitiques (suites de Brésolles et de Suluppaugalik) témoignent d'un magmatisme important dans le Terrane de la baie d'Hudson. Entre 2800 et 2760 Ma, de grandes unités tonalitiques (suites de Rochefort, de Kapijuq et de Faribault-Thury) se sont mises en place dans le Terrane de la rivière Arnaud. Ce magmatisme tonalitique est accompagné de volcanisme mafique (Complexe de Nantais). La mise en place de quelques intrusions de syénite à néphéline (la Suite alcaline de Kimber ; 2761 Ma) coïncide avec la fin de l'activité magmatique tonalitique dans la partie est du Terrane de la rivière Arnaud. Les petits complexes volcaniques de Dupire et de Garault représentent les seules unités stratigraphiques âgées entre 2800 et 2760 Ma dans le Terrane de la baie d'Hudson. Toutefois, la présence de zircons hérités dans les intrusions plus jeunes suggère que l'activité magmatique y a probablement été plus répandue. Entre 2760 et 2740 Ma, l'activité magmatique est très importante dans le Terrane de

la baie d'Hudson avec la mise en place des suites tonalitiques de Favard, de Coursolles et de Sem. On associe également à cette période, les grandes unités sédimentaires contenant des roches volcaniques (complexes de Mézard, de Kogaluc, d'Innuksuac et Ceinture de Roulier) et une unité de roches tonalitiques (Suite de Kakiattug) dans l'ouest de la Sous-province de Minto, à la limite entre les deux terranes.

Après 2740 Ma, le magmatisme tonalitique est remplacé par du plutonisme granitique, granodioritique et enderbitique alors que le volcanisme mafique tholéitique fait largement place au volcanisme mafique à felsique calco-alcalin. Plusieurs événements magmatiques se sont succédés entre 2740 et 2630 Ma, affectant simultanément les terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud et responsables de l'image actuelle du NEPS.

L'intervalle de 2740 à 2705 Ma correspond à une succession d'événements magmatiques majeurs responsables de la mise en place de plusieurs grandes unités de granitoïdes. Ces événements ont affecté le Terrane de la rivière Arnaud et la partie ouest du Terrane de la baie d'Hudson jusqu'à 2720 Ma puis, entre 2720 et 2705 Ma, se sont poursuivis presque exclusivement dans le Terrane de la baie d'Hudson.

Dans le Terrane de la rivière Arnaud, la période comprise entre 2740 à 2720 Ma est celle du magmatisme responsable des grandes suites de granite et granodiorite (suites de La Chevrotière, de Leridon, de Pinguq, de Dufreboy et de la rivière aux Feuilles) et des grandes unités de granitoïdes à pyroxène (suites de MacMahon, de Minto, de Lepelle et complexes de Troie et de Qimussinguat). Quelques unités de tonalite (suites de Bylot et de Lesdiguières) et quelques unités volcano-sédimentaires isolées (complexes de Pélican et de Chavigny et ceintures de Melvin et Tasiataq) sont aussi associés à cet intervalle. Dans la partie ouest du Terrane de la baie d'Hudson, le magmatisme enderbitique de la Suite de Loups Marins (2735 à 2720 Ma) s'est modifié pour produire les granitoïdes à clinopyroxène (2720 à 2705 Ma) assignées à cette même unité. La suite de granodiorite et de granite de Desbergères (2720 à 2710 Ma) couvre une superficie importante de ce terrane, témoignant de l'importance du magmatisme potassique entre 2720 et 2710 Ma. La formation du Complexe de Duvert, incluant la Ceinture de Vizien, est en bonne partie contemporaine à la Suite de Desbergères. Plusieurs intrusions ultramafiques à intermédiaires se sont mises en place dans les deux terranes entre 2740 et 2705 Ma (suites de Châteauguay et de Bacqueville). Cependant, l'âge absolu de ces intrusions est inconnu.

Plusieurs intrusions tardives de granodiorite et granite, associées aux suites de Tramont, de Maurel, de Morrice et de Corneille, et de monzonite et monzodiorite, associées aux suites de Belloy et de Druillon, sont reliées à la période allant de 2705 à 2680 Ma. Ces intrusions sont principalement concentrées dans le centre et le sud-est de la région. Plusieurs intrusions d'enderbite ont donné des âges semblables, mais n'ont pu être assignées à des unités stratigraphiques distinctes. La période comprise entre 2705 à 2680 Ma correspond également à un événement de fusion

qui résulte en une quantité importante de diatexites assignées aux suites de Sanigitik et de la rivière aux Mèlèzes ainsi qu'au Complexe de Le Roy. Les diatexites du Complexe de Le Roy proviennent de la fusion partielle des roches sédimentaires des complexes de Mézard et de Kogaluc, celles de la Suite de la rivière aux Mèlèzes de la fusion des roches du Complexe de Duvert et les diatexites de Sanigitik de la fusion de roches sédimentaires assignées au Complexe d'Arnaud. Des intrusions tardives de tonalite (Suite de la rivière Qijuttuq et Pluton d'Itinnaru), deux petites ceintures volcano-sédimentaires (ceintures de Juet et d'Allemand) ainsi que plusieurs intrusions de composition ultramafique à intermédiaire (suites de Qullinaaraaluk et de Couture) sont aussi associées à cette période.

Les dernières manifestations néoarchéennes dans la Sous-province de Minto correspondent à des intrusions isolées de granite (2679 à 2660 Ma), de carbonatite (2677 Ma) et de syénite à néphéline (Syénite de Bourdel, 2675 Ma; Syénite de Tasiat, 2643 Ma). Durant cette période, l'activité magmatique est concentrée dans la Sous-province d'Ashuanipi, avec la mise en place des intrusions granodioritiques et granitiques des suites de Dervieux et de Joinville et la migmatisation des roches sédimentaires du Complexe de Grosbois (2700 Ma), à l'origine des diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2680 Ma à 2638 Ma).

Le Complexe structural de Diana est localisé dans une zone transitionnelle séparant la Sous-province de Minto de la Province du Churchill. Ce complexe est principalement constitué d'orthogneiss tonalitique et de monzonite archéens remaniés durant le Protérozoïque. On y retrouve aussi des boudins d'amphibolite qui proviennent du démembrement d'unités volcaniques archéennes et de dykes de diabase paléoprotérozoïques. Certains lambeaux de roches métasédimentaires de ce complexe pourraient correspondre à des dépôts protérozoïques.

Quelques unités protérozoïques se trouvent à l'intérieur du craton archéen. Il s'agit des roches sédimentaires de la Formation de Sakami, des essaims et dykes de diabase, des dykes de lamprophyre et de carbonatite localisés dans la partie sud-est du Domaine d'Utsalik et de quelques brèches et dykes de diatrème isolés.

Les cratères du lac Couture (425 Ma), du lac à l'Eau Claire (280 Ma) et de Pingaluit (Nouveau-Québec, 1,3 Ma) représentent les vestiges d'impacts météoritiques qui ont affecté les roches archéennes du NEPS.



TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS.

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N°s font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N°s font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Allemand (Ceinture)	Aale	Métavolcanites mafiques et felsiques	Lac Couture (N°2)	Madore <i>et al.</i> , 2002	Aucune	Figure 3.9	Non datée (âge estimé autour de 2700 Ma)	Aucune
Arnaud (Complexe)	Aarn	Roches volcano-sédimentaires	Lac Paters (N°8)	Nouvelle unité	Rivière Arnaud (N°4) Lac Pélican (N°7) Lac Klotz (N°3) Lac La Potherie (N°11) Lac Dufrébois (N°12)	Figure 3.4	2818 Ma, 2782 Ma, 2725 Ma et 2718 Ma (certains lambeaux équivalent au Complexe de Gayot)	Nouvelle unité qui regroupe tous les lambeaux de roches volcano-sédimentaires des complexes de Faribault-Thury, de Troie et de Gimussinguat du Domaine de Douglas Harbour.
Aubert (Formation)	Aat	Roches sédimentaires	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Figure 3.4	Non datée (âge estimé entre 2.87 et 2.83 Ga)	Aucune
Bacqueville (Suite)	Abcv	Intrusions ultramafiques à intermédiaires	Lac Nedluc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac La Potherie (N°11) Lac Dufrébois (N°12) Lac Vernon (N°10) Lac Minto (N°13) Lac à l'Eau Claire (N°16)	Figure 3.6	Non datée (âge estimé entre 2740 et 2710 Ma)	Les lambeaux de diorite granoblastique qui avaient été inclus dans le Complexe de Melvin (terme abandonné) sont réassignés à la Suite de Bacqueville.
Beausac (Suite)	Abea	Tonalite	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Figure 3.9	2690 Ma	Aucune
Belloy (Suite)	Ably	Monzonite et monzodiorite porphyroïdes	Lac Paters (N°8)	Nouvelle unité	Lac Dufrébois (N°12)	Figure 3.10	2690 Ma	Nouvelle suite introduite pour regrouper des monzonites et monzodiorites initialement assignées au Complexe de Troie.
Bourdel (Syénite)	Abol	Syénite à néphéline	Lac à l'Eau Claire (N°16)	Simard <i>et al.</i> , 2004	Aucune	Figure 3.11	2675 Ma	Aucune
Brésolles (Suite)	Abre	Tonalite foliée à gneissique	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Maricourt (N°18) Lacs des Loups Marins (N°17) Lac Bienville (N°20)	Figure 3.4	De 2833 à 2807 Ma	Aucune
Bylot (Suite)	Abyl	Tonalite à l'aspect de diatexite	Povungnituk (N°1)	Maurice <i>et al.</i> , 2004	Aucune	Figure 3.6	2737 et 2723 Ma	Aucune
Châteauguay (Suite)	Achg	Intrusions ultramafiques à intermédiaires	Maricourt (N°18)	Simard <i>et al.</i> , 2001	Lacs des Loups Marins (N°17) Lac Bienville (N°20) Lac Montrochand (N°19)	Figure 3.6	Non datée (âge estimé entre 2740 et 2710 Ma)	Aucune
Chavigny (Complexe)	Achy	Roches volcaniques felsiques	Lac Vernon (N°10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Aucune	Figure 3.6	2722 Ma	Aucune

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
(La) Chevrotière (Suite)	Alcv	Granite et granodiorite porphyroïdes	Lac Nediouc (N <sup>o</sup> 14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac La Potherie (N <sup>o</sup> 11) Lac Pélican (N <sup>o</sup> 7) Lac Anuc (N <sup>o</sup> 6) Lac Klotz (N <sup>o</sup> 3) Lac Couture (N <sup>o</sup> 2) Povungnituk (N <sup>o</sup> 1)	Figure 3.7	Entre 2734 à 2719 Ma	Les granites des suites de Lesdiguières et de Rochefort ainsi que les roches du Batholite de La Potherie sont réassignés à la Suite de La Chevrotière. Les granites et granodiorites porphyriques des régions du lac Aigneau et du lac Dufreboy sont réassignés à la Suite de Maurel. Les granodiorites du sud de la région de Kogaluc Bay sont réassignées à la Suite de Desbergères. Les intrusions porphyriques des régions de Kogaluc Bay et de Povungnituk localisées dans les domaines de Tikkerutuk et du lac Minto sont réassignées à la Suite de Pinguiq.
Cornille (Suite)	Acn	Granite blanc	Rivière Innuksuac (N <sup>o</sup> 9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Kogaluc Bay (N <sup>o</sup> 5)	Figure 3.10	Entre 2698 et 2688 Ma	Aucune
Coursolles (Suite)	Acou	Tonalite à hornblende + biotite, diorite et gabbro	Maricourt (N <sup>o</sup> 18)	Simard <i>et al.</i> , 2001	Lac Gayot (N <sup>o</sup> 21) Lac Aigneau (N <sup>o</sup> 15) Lacs des Loups marins (N <sup>o</sup> 17) Lac Bienville (N <sup>o</sup> 20) Lac Montrochand (N <sup>o</sup> 19) Lac à l'Eau Claire (N <sup>o</sup> 16) Lac Minto (N <sup>o</sup> 13)	Figure 3.5	2758 et 2756 Ma Âges plus jeunes de 2716 et 2713 Ma	Aucune
Couture (Suite)	Acot	Intrusions ultramafiques à intermédiaires	Lac Couture (N <sup>o</sup> 2)	Madore <i>et al.</i> , 2002	Lac Anuc (N <sup>o</sup> 6)	Figure 3.9	Non datée (âge estimé autour de 2705 Ma)	Les intrusions ultramafiques à intermédiaires de la Suite du Lac Calme (terme abandonné) sont réassignées à la Suite de Couture.
Dervieux (Suite)	Ader	Granite porphyroïde	Lac Gayot (N <sup>o</sup> 21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Figure 3.11	Non datée; contient des enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo (2638 Ma)	Aucune
Desbergères (Suite)	Adeb	Granodiorite et granite	Maricourt (N <sup>o</sup> 18)	Simard <i>et al.</i> , 2001	Lacs des Loups Marins (N <sup>o</sup> 17) Lac Bienville (N <sup>o</sup> 20) Lac Montrochand (N <sup>o</sup> 19) Lac à l'Eau Claire (N <sup>o</sup> 16) Lac Minto (N <sup>o</sup> 13) Rivière Innuksuac (N <sup>o</sup> 9) Kogaluc Bay (N <sup>o</sup> 5)	Figure 3.7	Entre 2720 et 2710 Ma Âges plus anciens entre 2732 et 2724 Ma	Les granodiorites des suites de Charnières et de Voizel (termes abandonnés) ainsi que quelques intrusions de la Suite de La Chevrotière de la région de Kogaluc Bay sont réassignées à la Suite de Desbergères.
Diana (Complexe structural)	Apdia	Orthogneiss tonalitique, amphibolite, paragneiss, monzonite porphyroïde	Rivière Anaud (N <sup>o</sup> 4)	Madore et Larbi, 2000	Aucune	Figure 3.11	2782 Ma pour les orthogneiss tonalitique 2756 Ma pour les intrusions porphyriques	Aucune

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N°s font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N°s font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Druillon (Suite)	Adru	Monzonite et monzodiorite (± quartzifères) et diorite, texture porphyroïde	Lac Hurault (à l'extérieur de la région)	Thériault et Chevé, 2001	Lac Bienville (N°20) Lac Gayot (N°21)	Figure 3.10	Non datée (âge estimé autour de 2700 Ma)	Les petites intrusions de la Suite de Turbar ainsi que les deux petites intrusions de granite à amphibole de la Suite d'Ossant (termes abandonnés) sont réassignées à la Suite de Druillon.
Dufrebois (Suite)	Aduy	Granite homogène à biotite + hornblende	Lac La Potherie (N°11) Lac Aigneau (N°15)	Lecolair <i>et al.</i> , 2000 ; Berciaz <i>et al.</i> , 2001	Lac Dufrebois (N°12) Lac Peters (N°8)	Figure 3.7	2726 et 2721 Ma	Des granites hétérogènes, à texture diatexitique, qui avaient été inclus dans le Complexe de Troie sont réassignés à la Suite de Dufrebois.
Dupire (Complexe)	Adpr	Roches volcano-sédimentaires	Lac Nedluc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lacs des Loups Marins (N°17)	Figure 3.5	2798 et 2787 Ma	Aucune
Duquet (Complexe)	Aduq	Roches volcano-sédimentaires	Lac Couture (N°2)	Madore <i>et al.</i> , 2002	Povungnituk (N°1)	Figure 3.4	2828 et 2822 Ma roche volcano-sédimentaire 2812 et 2800 Ma tonalités associées âges plus jeunes de 2775 et 2764	Le terme «Ceinture de Duquet» est changé pour celui de «Complexe de Duquet».
Duvert (Complexe)	Advrt	Roches volcano-sédimentaires	Lac Nedluc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac La Potherie (N°12)	Figure 3.6	2724 à 2708 Ma	Les roches volcano-sédimentaires des complexes de Qamanig et de Du Gué (termes abandonnés) et de la Ceinture de Vizien sont réassignées au Complexe de Duvert. La Ceinture de Vizien est considérée comme une sous-unité formelle du Complexe de Duvert.
Faribault-Thury (Suite)	Afth	Tonalite et trondhémite foliées à gneissiques	Lac Peters (N°8)	Nouvelle unité	Lac Pélican (N°7) Lac Dufrebois (N°12) Lac Klotz (N°3) Rivière Arnaud (N°4)	Figure 3.5	De 2785 à 2772 Ma âges plus vieux entre 2879 et 2857 Ma	Les tonalités du Complexe de Faribault-Thury (terme abandonné) sont regroupées dans la Suite de Faribault-Thury. Les roches volcano-sédimentaires et les roches granitiques du complexe sont réassignées respectivement au Complexe d'Arnaud et à la Suite de Leridon.
Favard (Suite)	Afav	Leucotonalite à biotite et trondhémite	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Maricourt (N°18) Lacs des Loups marins (N°17) Lac Bienville (N°20) Lac Montrochard (N°19) Lac à l'Eau Claire (N°16) Lac Minto (N°13) Rivière Innuksuac (N°9) Kogaluc Bay (N°5) Povungnituk (N°1)	Figure 3.5	Entre 2766 à 2740 Ma Âges plus jeunes de 2719 et 2717 Ma Un âge ancien de 3020 Ma	Les tonalités des suites de Charmières, de Qamanirjuq et de Boizard (trois termes abandonnés) ainsi que toutes les tonalités de la Suite de Rochefort qui sont localisées dans le Terrane de la baie d'Hudson sont réassignées à la Suite de Favard. Quelques intrusions de la Suite de la rivière aux Feuilles et du Complexe de Du Gué sont aussi réassignées à la Suite de Favard.
Garault (Complexe)	Agar	Roches volcano-sédimentaires	Maricourt (N°18)	Simard <i>et al.</i> , 2001	Aucun	Figure 3.5	2782 Ma	Aucune

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Gayot (Complexe)	Agat	Roches volcano-sédimentaires	Lac Gayot (N <sup>o</sup> 21)	Gosselin et Simard, 2000	Maricourt (N <sup>o</sup> 18)	Figure 3.4	2880 et 2873 Ma 2719 Ma dans une injection felsique	Aucune
Grosbois (Complexe)	Ags	Roches sédimentaires	Lac Gayot (N <sup>o</sup> 21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Figure 3.9	Non daté (âge estimée autour de 2700 Ma)	Le terme Formation de Grosbois est modifié pour celui de Complexe de Grosbois.
Innuksuac (Complexe)	Ainn	Roches volcano-sédimentaires	Rivière Innuksuac (N <sup>o</sup> 9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Kogaluc Bay (N <sup>o</sup> 5) Lac Minto (N <sup>o</sup> 13) Lac à l'Eau Claire (N <sup>o</sup> 16) Povungnituk (N <sup>o</sup> 1)	Figure 3.5	Inconnu (possiblement entre 2760 et 2740 Ma)  Un âge plus jeune de <2729 Ma dans une roche sédimentaire	Les lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Povungnituk et du Complexe de Melvin (termes abandonnés), à l'exception de la Ceinture de Melvin, sont réassignés au Complexe d'Innuksuac. La Ceinture de Nuvvagituuq est exclue du complexe.
Itinnaru (Pluton)	Aiti	Tonalite	Lac Pélican (N <sup>o</sup> 7)	Nouvelle unité	Aucune	Figure 3.9	2691 Ma	Nouveau lithodème introduit pour désigner une intrusion tonalitique tardive originellement assignée au complexe de Pélican-Nantais (terme abandonné).
Joinville (Suite)	Ajov	Granite	Lac Gayot (N <sup>o</sup> 21)	Nouvelle unité	Aucune	Figure 3.11	Non datée; contient des enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo (2638 Ma)	Nouvelle suite introduite pour regrouper les granites qui avaient été assignés à la Suite de Tramont dans la Sous-province d'Ashuanipi.
Juet (Ceinture)	Ajut	Roches sédimentaires et volcano-clastiques	Povungnituk (N <sup>o</sup> 1)	Maurice <i>et al.</i> , 2004	Aucune	Figure 3.9	Non datée (âge estimé autour de 2700 Ma)	Aucune
Kakiattuq (Suite)	Akkk	Leucotonalite à biotite et trondhjémite	Lac Vernon (N <sup>o</sup> 10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Lac Anuc (N <sup>o</sup> 6) Lac Minto (N <sup>o</sup> 13) Lac Nedlouc (N <sup>o</sup> 14)	Figure 3.5	2741 Ma	Une partie des tonalites de la Suite de Kakattuq de la région du lac Anuc est réassignée à la Suite de Rochefort.
Kapijuq (Suite)	Akpj	Tonalite et trondhjémite foliées à gneissiques	Lac Klotz (N <sup>o</sup> 3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Lac Couture (N <sup>o</sup> 2) Lac Pélican (N <sup>o</sup> 7)	Figure 3.5	2783 et 2768 Ma	Les tonalites de la Suite de Bottequin (terme abandonné) et les tonalites associées à la Ceinture de Nantais sont réassignées à la Suite de Kapijuq.
Kimber (Suite alcaline)	Akmb	Syénilite à néphéline	Lac Klotz (N <sup>o</sup> 3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Rivière Arnaud (N <sup>o</sup> 4)	Figure 3.5	2761 Ma	Aucune
Kogaluc (Complexe)	Akog	Roches volcano-sédimentaires	Lac Vernon (N <sup>o</sup> 10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Lac Anuc (N <sup>o</sup> 6)	Figure 3.5	2760 et 2759 Ma	Plusieurs lambeaux de roches volcano-sédimentaires de l'est du Complexe de Kogaluc sont réassignés au Complexe de Galluviartuuq-Payne.



TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N°s font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N°s font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
lac Minto (Suite)	Amin	Enderbite	Lac Minto (N°13)	Simard <i>et al.</i> , 2005	Lac Nedlouc (N°14) Lac Vernon (N°10) Kogaluc Bay (N°5) Povungnituk (N°1)	Figure 3.8	De 2735 à 2710 Ma Âges plus jeunes entre 2702 et 2688 Ma	L'ensemble des roches à orthopyroxène du Domaine du Lac Minto auparavant incluses dans les suites de Lippens et de Qilalugalik (termes abandonnés) ainsi que dans la Suite de lac Minto et dans le Complexe de Le Roy sont réassignées à la Suite de lac Minto. Les diatexites incluses au départ dans la Suite du lac Minto (région du lac Nedlouc) sont réassignées au Complexe de Le Roy.
Le Roy (Complexe)	Aroy	Diatexite, lambeaux et enclaves de paragneiss	Lac Vernon (N°10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Lac Nedlouc (N°14) Lac La Potherie (N°11) Lac Minto (N°13) Lac Anuc (N°6) Povungnituk (N°1) Kogaluc Bay (N°5)	Figure 3.10	Entre 2697 et 2668 Ma	Les diatexites du Complexe de Mézard et de la Suite du Lac Minto sont réassignées au Complexe de Le Roy. Les lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Le Roy sont réassignés au Complexe de Mézard, les granites à la Suite de Morrice et les roches à orthopyroxène à la Suite du lac Minto.
Lepelle (Suite)	Alep	Granodiorite à clinopyroxène	Lac Klotz (N°3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Lac Couture (N°2) Lac Pélican (N°7) Lac Anuc (N°6)	Figure 3.8	Entre 2725 et 2720 Ma	Les granodiorites à clinopyroxène originellement assignées à la Suite de Châtelain (terme abandonné) sont réassignées à la Suite de Lepelle.
Leridon (Suite)	AIRD	Granite et granodiorite porphyroïdes	Lac Klotz (N°3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Rivière Amaud (N°4) Lac Peters (N°8)	Figure 3.7	Non datée (âge estimé entre 2735 et 2720 Ma)	Quelques intrusions de granite et de monzonite des régions de Peters et d'Arnaud assignées au départ aux complexes de Faribault-Thury et de Qimussinguat sont réassignées à la Suite de Leridon.
Lesdiguières (Suite)	Alsd	Tonalite	Lac Couture (N°2)	Madore <i>et al.</i> , 2002	Aucune	Figure 3.6	2724 Ma	Les tonalites à pyroxènes sont réassignées à la Suite de MacMahon et les granites et granodiorites à biotite + hornblende à la Suite de La Chevrolière.
Loups Marins (Suite)	Alma	Tonalite et granodiorite à clinopyroxène; enderbite, opalite et charnockite	Lacs des Loups Marins (N°17)	Gosselin <i>et al.</i> , 2001	Lac Bienville (N°20) Lac Montrochand (N°19) Lac à l'Eau Claire (N°16) Lac Minto (N°13) Lac Vernon (N°10) Rivière Innusuac (N°9) Kogaluc Bay (N°5) Povungnituk (N°1)	Figure 3.8	Entre 2735 et 2720 Ma pour les roches à orthopyroxène Entre 2715 et 2705 Ma pour les roches à clinopyroxène Un âge plus jeune de 2693 Ma	Le terme «Complexe de Loups Marins» est remplacé par celui de «Suite de Loups Marins». Les roches des suites de Gabilot, de Lussay et de Cheminade (termes abandonnés) ainsi que les roches de la Suite de Qilalugalik (terme abandonné) localisées dans le Domaine de Tikkenutuk sont réassignées à la Suite de Loups Marins.
MacMahon (Suite)	Acomm	Enderbites, tonalites à clinopyroxène	Lac Nedlouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac Dufrebois (N°12) Maricourt (N°18) Lac La Potherie (N°11) Lacs des Loups Marins (N°17) Lac Pélican (N°7) Lac Klotz (N°3) Lac Anuc (N°6) Lac Couture (N°2) Lac Vernon (N°10)	Figure 3.8	Entre 2729 et 2711 Ma Âges plus jeunes entre 2702 et 2676 Ma	Les roches à orthopyroxène du Complexe de Du Gué et de la Suite de Châtelain (termes abandonnés), de la Suite de Lesdiguières et d'une partie de la Suite de lac Minto dans la région du lac Vernon sont réassignées à la Suite de MacMahon. Les tonalites à clinopyroxènes des suites de Nulualuk et de Bottequin (termes abandonnés) et celles de la Suite de Lesdiguières sont également incluses dans la Suite de MacMahon.

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N°s font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N°s font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Maurel (Suite)	Amau	Granodiorite et granite porphyroïdes	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Maricourt (N°18) Lacs des Loups Marins (N°17) Lac Bienville (N°20)	Figure 3.10	Entre 2707 et 2686 Ma	Les intrusions de granodiorites porphyriques de la région du lac Aigneau et du sud de la région du lac Dufrébois, assignées originellement à la Suite de La Chevrotière, sont réassignées à la Suite de Maurel. Les granodiorites porphyriques de la Suite de La Bazinière (terme abandonné) sont réassignées à la Suite de Maurel (Gosselin <i>et al.</i> , 2002).
Melvin (Ceinture)	Amel	Roches volcaniques felsiques	Lac à l'Eau Claire (N°16)	Nouvelle unité	Aucune	Figure 3.6	2741 Ma	Au départ incluse dans le Complexe de Melvin sous le terme de Ceinture de Natwakupaw, cette ceinture volcanique est renommée Ceinture de Melvin. Les roches volcanosédimentaires du Complexe de Melvin sont réassignées au Complexe d'Innuksuac et les diorites granoblastiques à la Suite de Baqueville.
Mézard (Complexe)	Amez	Roches volcanosédimentaires	Lac Anuc (N°6)	Berdiaz <i>et al.</i> , 2003b	Povungnituk (N°1) Kogaluc Bay (N°5) Lac Vernon (N°10) Lac Minto (N°13) Lac Nedlouc (N°14) Lac à l'Eau Claire (N°16)	Figure 3.5	Inconnu (possiblement entre 2760 et 2740 Ma)	Tous les lambeaux de roches volcanosédimentaires du Complexe de Mézard, du Complexe de Le Roy et de la Suite de lac Minto sont assignés au Complexe de Mézard. Les diatexites de ces trois unités sont réassignées au Complexe de Le Roy.
Morrice (Suite)	Agdm	Granite	Lac Nedlouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac La Potherie (N°11) Lac Minto (N°13) Lac Vernon (N°10)	Figure 3.10	2684 Ma	Les tonalites de la Suite de Morrice (Nedlouc) sont réassignées à une nouvelle unité, la Suite de la rivière Qijuttuq. Les granites du Complexe de Le Roy sont inclus dans la Suite de Morrice.
Nantais (Complexe)	Anan	Roches volcanosédimentaires	Lac Klotz (N°3)	Nouvelle unité	Lac Couture (N°2)	Figure 3.5	2775 Ma	Le Complexe de Pélican-Nantais (terme abandonné) est divisé en deux complexes : le Complexe de Nantais (prédominance de roches volcaniques) et le Complexe de Pélican (prédominance de roches sédimentaires). Les ceintures de Pelitier, de Headwind et de Caumartin sont assignées au Complexe de Nantais.
Nuvvuagittuq (Ceinture)	Anuv	Roches volcanosédimentaires	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003; Berdiaz <i>et al.</i> , 2003a	Aucune	Figure 3.3	3825 Ma	La Ceinture de Nuvvuagittuq (anciennement ceinture de Porpoise Cove ; Simard <i>et al.</i> , 2003) est exclue du Complexe d'Innuksuac en raison de son âge beaucoup plus ancien que les roches de ce complexe.
Opiscotéo (Suite)	Aopi	Diatexites	Lac Bermen (à l'extérieur de la région)	Leclair <i>et al.</i> , 1998	Lac Gayot (N°21)	Figure 3.11	2638 Ma	Aucune
Pélican (Complexe)	Appel	Roches sédimentaires	Lac Pélican (N°7)	Nouvelle unité	Lac Klotz (N°3)	Figure 3.6	2739 Ma 2733 Ma dans le mobilisat d'une roche sédimentaire	Le Complexe de Pélican-Nantais (terme abandonné) est divisé en deux complexes : le Complexe de Nantais (prédominance de roches volcaniques) et le Complexe de Pélican (prédominance de roches sédimentaires).

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N <sup>os</sup> font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Pinguq (Suite)	Apin	Granite, granodiorite, monzonite quartzifère et monzodiorite quartzifère, tous à porphyroïdes	Povungnituk (N°1)	Maurice <i>et al.</i> , 2004	Kogaluc Bay (N°5)	Figure 3.7	De 2727 à 2725 Ma	Des intrusions de granites et de granodiorite assignées au départ à la Suite de La Chevrotière dans les régions de Kogaluc Bay et de Povungnituk sont réassignées à la Suite de Pinguq.
Qalluvituuq-Payne (Complexe)	Aqip	Roches volcano-sédimentaires	Lac Anuc (N°6)	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b	Lac Vernon (N°10)	Figure 3.4	De 2851 à 2832 Ma roches volcano-sédimentaires De 2848 à 2809 Ma tonalites associées Lambeau âgé de 2768 Ma	Plusieurs lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Kogaluc sont inclus dans le Complexe de Qalluvituuq-Payne.
Qimussiguat (Complexe)	Aqim	Enderbite et gneiss à orthopyroxène	Lac Peters (N°8)	Madore <i>et al.</i> , 1999	Rivière Arnaud (N°4) Lac Klotz (N°3)	Figure 3.8	2734 Ma	Les roches volcano-sédimentaires du complexe sont réassignées au Complexe d'Arnaud et les roches granitiques à la Suite de Leridon.
Qullinaraaluk (Suite)	Aluk	Intrusions mafiques - ultramafiques	Lac Vernon (N°10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Lac Minto (N°13) Rivière Innuksuac (N°9) Lac à l'Eau Claire (N°16) Lac Montrochand (N°19) Kogaluc Bay (N°5)	Figure 3.9	2707 et 2705 Ma 2720 Ma dans une pegmatite qui recoupe l'intrusion ultramafique de l'indice Qullinaraaluk	Plusieurs intrusions ultramafiques à mafiques auparavant assignées à la Suite enderbitiques de Qilalugalik (terme abandonné) dans la région de Kogaluc Bay sont réassignées à la Suite de Qullinaraaluk.
rivière aux Feuilles (Suite)	Arfe	Granodiorite à biotite + hornblende	Lac Nedlouc (N°14)	Percival et Card, 1994; Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Dufrebois (N°12) Lac Aigneau (N°15) Lac La Potherie (N°11) Lac Minto (N°13) Lac Vernon (N°10)	Figure 3.7	Entre 2733 et 2722 Ma	Les tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles sont réassignées aux suites de Favard et de Rochefort et les granodiorites de la Suite de Monchy (terme abandonné) sont réassignées à la Suite de la rivière aux Feuilles.
rivière aux Mélézes (Suite)	Aram	Diatexites	Lac Nedlouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Maricourt (N°18)	Figure 3.10	2668 Ma	Un horizon de diatexite du Complexe de Du Gué (terme abandonné) est réassigné à la Suite de la rivière aux Mélézes.
rivière Ojurtuuq (Suite)	Aqij	Tonalite	Lac Nedlouc (N°14)	Nouvelle unité	Aucune	Figure 3.9	Non datée (âge estimé entre 2705 et 2680 Ma)	Nouvelle unité introduite pour regrouper trois petites intrusions de tonalites massives et non déformées assignées originellement à la Suite granitique de Morrice.
Rochefort (Suite)	Arot	Tonalite et trondhémite foliées à gneissiques	Lac La Potherie (N°11)	Leclair <i>et al.</i> , 2000	Lac Pélican (N°7) Lac Anuc (N°6) Lac Vernon (N°10) Lac Couture (N°2) Kogaluc Bay (N°5) Povungnituk (N°1) Lac Nedlouc (N°14)	Figure 3.5	De 2789 à 2755 Ma	La majeure partie des tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles et une partie des tonalites de la Suite de Kakiattuk sont réassignées à la Suite de Rochefort. Les tonalites de la Suite de Rochefort localisées dans la Terrane de la baie d'Hudson sont réassignées à la Suite de Favard.

TABLEAU 3.1 - Unités stratigraphiques du NEPS (suite et fin).

Unité	Code stratigraphique	Lithologie dominante	Région type (les N°s font référence à la figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (les N°s font référence à la figure 1.1)	Figure de localisation de l'unité dans le texte	Âge moyen (d'après les données géochronologiques U/Pb)	Modifications apportées
Roulier (Ceinture)	Arlr	Roches volcano-sédimentaires	Kogaluc Bay (N°5)	Maurice <i>et al.</i> , 2005	Aucune	Figure 3.5	2759 Ma	Aucune
Saniglik (Suite)	Asan	Diatexite	Lac Pélican (N°7)	Nouvelle unité	Lac La Potherie (N°11) Lac Dufreboy (N°12)	Figure 3.10	Non datée (âge estimé entre 2698 et 2880 Ma)	Nouvelle unité introduite pour regrouper les diatexites qui avaient été incluses dans le Complexe de Faribault-Thury et dans la Suite de MacMahon.
Sem (Suite)	Asem	Tonalite riche en biotite à l'apparence de diatexite	Lacs des Loups Marins (N°17)	Gosselin <i>et al.</i> , 2001	Aucune	Figure 3.5	Aucune datation (estimée entre 2760 et 2740 Ma)	Aucune
Suluppau-galik (Suite)	Aspk	Tonalite foliée à gneissique	Lac Nedlouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac La Potherie (N°11)	Figure 3.4	2808 Ma	Aucune
Tasiat (Syénite)	Atst	Syénite à néphéline	Lac Anuc (N°6)	Percival <i>et al.</i> , 1995b; Berclaz <i>et al.</i> , 2003b	Aucune	Figure 3.11	2643 Ma	Aucune
Tasiataq (Ceinture)	Atsq	Roches volcano-sédimentaires	Lac Dufreboy (N°12)	Leclair <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Figure 3.6	2740 Ma	Aucune
Tramont (Suite)	Atra	Granite	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Maricourt (N°18) Lacs des Loups Marins (N°17) Lac Bienville (N°20) Lac Montrochand (N°19)	Figure 3.10	2701 et 2698 Ma	Les granites qui avaient été assignés à la Suite de Tramont dans la Sous-province d'Ashuanipi sont réassignés à la Suite de Joinville.
Troie (Complexe)	Atie	Enderbite et gneiss à orthopyroxène	Lac Peters (N°8)	Madore <i>et al.</i> , 1999	Lac Dufreboy (N°12)	Figure 3.8	Entre 2741 et 2722 Ma	Les roches volcano-sédimentaires du complexe sont réassignées au Complexe d'Arnaud, les roches granitiques, à la Suite de Dufreboy et les monzonites et monzodiorites porphyriques à la Suite de Belloy.



TABLEAU 3.2 - Unités stratigraphiques archéennes du NEPS abandonnées.

Unité	Lithologie dominante	Région type (figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (figure 1.1)	Modifications apportées
Suite de La Bazinière	Granodiorite, monzodiorite, monzodiorite quartzifère	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Les roches potassiques de la Suite de La Bazinière ont été réassignées à la Suite de Maurel et les roches tonalitiques aux suites de Favard et de Coursolles (Gosselin <i>et al.</i> , 2002).
Suite d'Ossant	Granite porphyrique à amphiboles	Lac Bienville (N°20)	Gosselin <i>et al.</i> , 2002	Lac Gayot (N°21)	Les roches de la Suite d'Ossant sont réassignées à la Suite de Druillon.
Suite de Turbar	Monzonite, monzodiorite et diorite porphyriques	Lac Bienville (N°20)	Gosselin <i>et al.</i> , 2002	Lac Gayot (N°21)	Les roches de la Suite de Turbar sont réassignées à la Suite de Druillon.
Suite du lac Calme	Intrusions ultramafiques à intermédiaires	Lac Couture (N°2)	Madore <i>et al.</i> , 2002	Lac Anuc (N°6)	Les roches de la Suite du Lac Calme sont réassignées à la Suite de Couture.
Formation de Grosbois	Paragneiss migmatitiques	Lac Gayot (N°21)	Gosselin et Simard, 2000	Aucune	Le terme Formation de Grosbois est remplacé par celui de Complexe de Grosbois.
Formation du lac Allemand	Roches volcano-sédimentaires	Lac Couture (N°2)	Moorhead, 1989	Aucune	Le terme Formation du lac Allemand a été remplacé par celui de Ceinture d'Allemand (Madore <i>et al.</i> , 2002).
Formation de Juet	Roches volcano-sédimentaires	Povungnituk (N°1)	Moorhead, 1996	Aucune	Le terme Formation de Juet a été remplacé par celui de Ceinture de Juet (Maurice <i>et al.</i> , 2004).
Suite de Cheminade	Gabbro-norite et diorite à hypersthène	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Les roches de la Suite de Cheminade sont réassignées à la Suite de Loups Marins.
Suite de Lussay	Granodiorite porphyrique à clinopyroxène	Lacs des Loups Marins (N°17)	Gosselin <i>et al.</i> , 2001	Aucune	Les roches de la Suite de Lussay sont réassignées à la Suite de Loups Marins.
Suite de Gabillot	Granodiorite porphyrique à clinopyroxène	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Les roches de la Suite de Gabillot sont réassignées à la Suite de Loups Marins.
Suite de Qilalugalik	Tonalites, granodiorites et granites à clinopyroxène; enderbite, charnockite, un peu de gabbro-norite et de roches ultramafiques	Lac Vernon (N°10)	Parent <i>et al.</i> , 2002a	Rivière Innuksuac (N°9) Kogaluc Bay (N°5) Povungnituk (N°1) Lac Anuc (N°6)	Les roches à clinopyroxène sont réassignées à la Suite de Loups Marins. Les roches à orthopyroxènes du Domaine de Tikkerutuk sont réassignées à la Suite de Loups Marins et celles localisées dans le Domaine du Lac Minto à la Suite de lac Minto. Certaines intrusions de gabbro-norite et de roches ultramafiques sont réassignées à la Suite de Qullinaaraaluk.
Suite de Lippens	Enderbites et charnockites	Lac Nelouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lacs des Loups Marins (N°17)	Les roches de la Suite de Lippens sont réassignées à la Suite de lac Minto.
Suite de Nullualuk	Tonalite et diorite à clinopyroxène	Lac Aigneau (N°15)	Berclaz <i>et al.</i> , 2001	Lac Dufreboy (N°12)	Les roches de la Suite de Nullualuk sont réassignées à la Suite de MacMahon.
Suite de Châtelain	Granodiorite et granite à clinopyroxène, granodiorite à orthopyroxène	Lac Klotz (N°3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Lac Couture (N°2) Lac Pélican (N°7) Lac Anuc (N°6)	Les roches à clinopyroxène sont réassignées à la Suite de Lepelle et les roches à orthopyroxène à la Suite de MacMahon.
Suite de Voizel	Granite et granodiorite homogères	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Les roches de la Suite de Voizel sont réassignées à la Suite de Desbergères.
Suite de Monchy	Granodiorites hétérogènes contenant de nombreuses enclaves de tonalite	Lac Nelouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15)	Les roches de la Suite de Monchy sont réassignées à la Suite de la rivière aux Feuilles.
Batholite de La Potherie	Granite	Lac La Potherie (N°11)	Leclair <i>et al.</i> , 2000	Aucune	Les roches du Batholite de La Potherie sont réassignées à la Suite de La Chevrotière.
Complexe de Du Gué	Enderbites et tonalites à orthopyroxène, diatexites, paragneiss, tonalites à biotite	Maricourt (N°18)	Simard et Gosselin, 2001	Aucune	Les roches à orthopyroxène du Complexe de Du Gué sont réassignées à la Suite de MacMahon, les diatexites à la Suite de la rivière aux Mélézes, les paragneiss au Complexe de Duvert et les tonalites à la Suite de Favard.
Complexe de Vizien	Roches volcano-sédimentaires variées	Lac La Potherie (N°11)	Leclair <i>et al.</i> , 2000	Aucune	Le Complexe de Vizien est ramené au rang de lithodème sous le terme de Ceinture de Vizien. Cette ceinture est incluse dans le Complexe de Duvert.

TABLEAU 3.2 - Unités stratigraphiques archéennes du NEPS abandonnées (suite et fin).

Unité	Lithologie dominante	Région type (figure 1.1)	Auteur(s)	Autres régions (figure 1.1)	Modifications apportées
Complexe de Qamaniq	Lambeaux de roches volcano-sédimentaires métamorphisées	Lac Nelouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Lac Aigneau (N°15) Lac Dufreboy (N°12) Lac La Potherie (N°11)	Les lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Qamaniq sont réassignés au Complexe de Duvert.
Complexe de Melvin	Volcanites felsiques, amphibolites, paragneiss, diorites granoblastiques	Lac à l'Eau Claire (N°16)	Simard <i>et al.</i> , 2004	Lac Minto (N°13)	Les roches volcaniques felsiques sont assignées à une nouvelle unité, la Ceinture de Melvin. Les amphibolites et les paragneiss sont réassignés au Complexe d'Innuksuac et les diorites granoblastiques à la Suite de Bacqueville.
Suite de Charnière	Granodiorites à biotite et leucotonalites à biotite	Lac Nelouc (N°14)	Parent <i>et al.</i> , 2000	Aucune	Les leucotonalites sont réassignées à la Suite de Favard et les granodiorites à la Suite de Desbergères.
Suite de Boisard	Tonalites hétérogènes riches en enclaves mafiques	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Les roches de la Suite Boizard sont réassignées à la Suite de Favard.
Suite de Qamanirjuaq	Leucotonalite à biotite	Rivière Innuksuac (N°9)	Simard <i>et al.</i> , 2003	Aucune	Les roches de la Suite Qamanirjuaq sont réassignées à la Suite de Favard.
Complexe de Povungnituk	Roches volcano-sédimentaires	Povungnituk (N°1)	Maurice <i>et al.</i> , 2004	Kogaluc Bay (N°5)	Les lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Povungnituk sont réassignés au Complexe d'Innuksuac.
Complexe de Pélican-Nantais	Roches volcano-sédimentaires	Lac Klotz (N°3)	Madore <i>et al.</i> , 2001	Lac Pélican (N°7)	Les roches sédimentaires associées à la ceinture de Pélican sont réassignées au Complexe de Pélican (nouvelle unité) et les roches volcaniques de la ceinture de Nantais sont associées au Complexe de Nantais (nouvelle unité).
Suite de Bottequin	Tonalite, trondhémite et diorite, tonalite à clinopyroxène	Lac Pélican (N°7)	Cadieux <i>et al.</i> , 2002	Aucune	Les tonalites, trondhémites et diorites de la Suite de Bottequin sont réassignées à la Suite de Kapijuq et les tonalites à clinopyroxène à la Suite de MacMahon.
Complexe de Faribault-Thury	Tonalites, roches volcano-sédimentaires, granites	Lac Peters (N°8)	Madore <i>et al.</i> , 1999	Lac Pélican (N°7) Lac Dufreboy (N°12) Lac Klotz (N°3) Rivière Arnaud (N°4)	Les tonalites sont regroupées dans une nouvelle unité, la Suite de Faribault-Thury. Les roches volcano-sédimentaires sont réassignées au Complexe d'Arnaud (nouvelle unité) et les granites à la Suite de Leridon.

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS.

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
1	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1D,CX	ID-TIMS	2712 ±4			figure 3.8	18	440 006	6 302 915	Simard <i>et al.</i> , 2004 (site 3); David, non publié
2	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1D,CX	LA-MC-ICP-MS	2723 ±3	environ 2742	2698 ±8	figure 3.8	18	525 159	6 172 187	Roy <i>et al.</i> , 2004 (site 4); David, non publié
3	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1B,CX,PO	LA-MC-ICP-MS	2704 ±5	2710 ±2		figure 3.8	18	560 705	6 137 416	Roy <i>et al.</i> , 2004 (site 2); David, non publié
4	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1B,CX,PO	LA-MC-ICP-MS	2713 ±6			figure 3.8	18	567 496	6 211 884	Gosselin <i>et al.</i> , 2001 (site 5); David <i>et al.</i> , 2008
5	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1B,CX,PO	LA-MC-ICP-MS	2710 ±4			figure 3.8	18	588 697	6 111 223	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 3); David, non publié
6	MRNF	Loups Marins (Suite)	I2D,CX	LA-MC-ICP-MS	2704 ±5			figure 3.8	18	556 112	6 122 455	Roy <i>et al.</i> , 2004 (site 3); David, non publié
7	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1T	LA-MC-ICP-MS	2733 ±3			figure 3.8	18	554 037	6 130 648	Roy <i>et al.</i> , 2004 (site 5); David, non publié
8	MRNF	Loups Marins (Suite)	I2Q	LA-MC-ICP-MS	2720 ±2			figure 3.8	18	568 977	6 098 392	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 6); David, non publié
9	CGC	Loups Marins (Suite)	I1S	SHRIMP	2712 ±11			figure 3.8	18	525 306	6 214 953	Skulski <i>et al.</i> , 1998
10	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	2740	environ 3000 environ 3200		figure 3.5	18	448 691	6 099 946	Roy <i>et al.</i> , 2004; David, non publié
11	MRNF	Desbergères (Suite)	I1B,PO	LA-MC-ICP-MS	2732 ±4	>2820		figure 3.7	18	438 958	6 132 178	Roy <i>et al.</i> , 2004 (site 1); David, non publié
13	MRNF	Desbergères (Suite)	I1C	ID-TIMS	2711 ±4			figure 3.7	18	479 642	6 223 971	Simard <i>et al.</i> , 2004 (site 4); David, non publié
14	CGC	Desbergères (Suite)	I1C	SHRIMP	2718 ±7	3064; 3023; 2831; 2780		figure 3.7	18	529 977	6 159 240	Skulski <i>et al.</i> , 1998
15	CGC	Desbergères (Suite)	I1C	SHRIMP	2725 ±6		2690; 2683	figure 3.7	18	499 257	6 237 732	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. B1)
16	CGC	?	I1C	SHRIMP	2702 ±8			figure 3.10	18	477 306	6 275 824	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. B2)
17	MRNF	Qullinaaraalik (Suite)	I3Q	ID-TIMS/LA-MC-ICP-MS	2707 ±1	2720 ±1		figure 3.9	18	463 899	6 299 089	Simard <i>et al.</i> , 2004 (site 5); David, non publié
18	MRNF	Qullinaaraalik (Suite)	I3Q	ID-TIMS/LA-MC-ICP-MS	2705 ±1			figure 3.9	18	422 950	6 346 560	Simard <i>et al.</i> , 2005 (IndiceTan); David, non publié
19	MRNF	Melvin (Ceinture)	V1	LA-MC-ICP-MS	2741 ±4	2780; 2800		figure 3.6	18	494 710	6 284 336	Simard <i>et al.</i> , 2004 (site 1); David, non publié
20	MRNF	Nuvvuagittuk (Ceinture)	V1	ID-TIMS	3825 ±16			figure 3.3	18	339 799	6 462 996	Simard <i>et al.</i> , 2003 (site 1); David, non publié
21	MRNF	Nuvvuagittuk (Ceinture)	I1D	ID-TIMS	3650 ±5			figure 3.3	18	339 479	6 465 022	David, non publié

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
22	MRNF	?	I1D	LA-MC-ICP-MS	2812 ±14			figure 3.4	18	449 927	6 393 853	Simard et al., 2005 (site 1); David et al., 2008
23	MRNF	Innuksuac (Complexe)	S	ID-TIMS	<2729 (détritique)		2688 ±9	figure 3.6	18	333 610	6 586 759	Maurice et al., 2005 (site 3); David, non publié
24	MRNF	Roulier (Ceinture)	V1	ID-TIMS	2759 ±1		2731 ±3	figure 3.5	18	407 973	6 579 228	Maurice et al., 2005 (site 1); David, non publié
25	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	environ 3020	environ 3250		figure 3.3	18	483 152	6 296 515	Simard et al., 2004 (site 2); David, non publié
26	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	2766 ±3			figure 3.5	18	360 891	6 688 172	Maurice et al., 2004 (site 2); David, non publié
27	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS/LA-MC-ICP-MS	2750 ±5	2789 ±14	environ 2722	figure 3.5	18	343 858	6 461 555	Simard et al., 2003 (site 3); David, non publié
28	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS	2714 ±2		2685 ±11/-6	figure 3.6	17	654 121	6 490 978	Simard et al., 2003 (site 4); David, non publié
29	MRNF	Coursolles (Suite)	I1D,HB-BO	ID-TIMS	2758 ±11			figure 3.5	18	596 244	6 264 785	Gosselin et al., 2001 (site 2); David et al., 2008
30	MRNF	Coursolles (Suite)	I2J,HB	LA-MC-ICP-MS	2713 ±2			figure 3.6	18	614 839	6 186 540	Gosselin et al., 2002 (site 5); David, non publié
31	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1D,CX	LA-MC-ICP-MS	2709 ±5	2780 ±8		figure 3.8	18	442 505	6 500 828	Parent et al., 2002 (site 4); David et al., 2008
32	MRNF	?	M1(I1D)	LA-MC-ICP-MS	2840 ±9	2941 ±4	2714 ±4	figure 3.4	18	360 102	6 534 551	Simard et al., 2003 (site 5); David, non publié
33	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1C,CX	ID-TIMS	2730 ±4		2720	figure 3.8	18	407 439	6 421 026	Simard et al., 2005 (site 2); David, non publié
34	CGC	Lac Minto (Suite)	I1C,CX	SHRIMP	2699 ±22	3075; 2810		figure 3.10	18	396 951	6 582 738	Percival et al., 2001 (no. T3)
35	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1C,CX,PO	LA-MC-ICP-MS	2731 ±4	2742 ±4; >2800		figure 3.8	17	662 720	6 496 472	David, non publié
36	MRNF	Loups Marins (Suite)	I2Q	LA-MC-ICP-MS	2693 ±6			figure 3.10	18	575 301	6 287 816	Gosselin et al., 2001 (site 6); David et al., 2008
37	MRNF	Loups Marins (Suite)	I2Q	ID-TIMS	2719 ±1			figure 3.8	18	417 966	6 394 200	Simard et al., 2005 (site 3); David, non publié
38	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1T	ID-TIMS	2735 ±3/-2			figure 3.8	18	383 310	6 635 559	Maurice et al., 2005 (site 2); David, non publié
39	MRNF	Loups Marins (Suite)	I1T	LA-MC-ICP-MS	2732 ±1	2837 ±4		figure 3.8	18	354 476	6 526 940	Simard et al., 2003 (site 6); David, non publié
40	CGC	Desbergères (Suite)	I1C	TIMS	2724			figure 3.7	18	486 764	6 343 482	Percival et Card, 1994
41	CGC	Granite tardif	I1B	TIMS	2660			figure 3.11	18	490 288	6 338 611	Percival et Card, 1994
43	CGC	?	I1C	TIMS	2702 ±1			figure 3.10	18	445 404	6 334 874	Percival et Card, 1994



TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
44	CGC	?	I1B	TIMS	2693 ± 14/-11			figure 3.10	18	472 800	6 334 195	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 90-136A); Percival et Card, 1994
45	CGC	Desbergères (Suite)	I1B	SHRIMP	2719 ± 14			figure 3.7	17	673 311	6 516 238	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. I1)
46	CGC	Cornelle (Suite)	I1B	monazite	2698 ± 1			figure 3.10	18	347 548	6 525 867	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. I2)
47	MRNF	Cornelle (Suite)	I1B	ID-TIMS/LA-MC-ICP-MS	2691 ± 1	>2715		figure 3.10	17	648 203	6 503 846	Simard <i>et al.</i> , 2003 (site 7); David, non publié
48	MRNF	Pinguk (Suite)	I1B	LA-MC-ICP-MS	2727 ± 2	2752 ± 3		figure 3.7	18	390 613	6 717 173	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 7); David, non publié
49	MRNF	Pinguk (Suite)	I2E	LA-MC-ICP-MS	2725 ± 4	2742; 2774		figure 3.7	18	356 242	6 692 345	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 8); David, non publié
50	MRNF	Cornelle (Suite)	I1G	ID-TIMS	2688 ± 2			figure 3.10	18	339 730	6 463 036	Simard <i>et al.</i> , 2003 (site 2); David, non publié
51	MRNF	Bourdel (Syénite)	I2JF	ID-TIMS	2675 ± 1			figure 3.11	18	547 827	6 286 745	Simard <i>et al.</i> , 2004 (site 6); David, non publié
52	MRNF	Carbonatite	I4Q	ID-TIMS	2676 ± 8		2695 ± 10	figure 3.11	18	383 343	6 635 555	Maurice <i>et al.</i> , 2005 (site 4); David, non publié
53	MRNF	Chavigny (Complexe)	V1	LA-MC-ICP-MS	2722 ± 4			figure 3.6	18	479 971	6 452 682	Parent <i>et al.</i> , 2002 (site 2); David <i>et al.</i> , 2008
54	MRNF	Kakiattug (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS	2741 ± 4			figure 3.5	18	492 894	6 434 004	Parent <i>et al.</i> , 2002 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
55	MRNF	Bylot (Suite)	I1D(M21)	LA-MC-ICP-MS	2737 ± 13	2807 ± 9 2830 ± 5		figure 3.6	18	398 477	6 717 600	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 1); David, non publié
56	MRNF	Bylot (Suite)	I1D(M21)	LA-MC-ICP-MS	2723 ± 2		environ 2710	figure 3.6	18	412 199	6 750 523	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 9); David, non publié
57	MRNF	Le Roy (Complexe)	M21	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2697 ± 2	2731 ± 13		figure 3.10	18	491 006	6 483 933	Parent <i>et al.</i> , 2002 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008
58	MRNF	Le Roy (Complexe)	M21	LA-MC-ICP-MS	2668 ± 22	2758 ± 11		figure 3.10	18	415 377	6 666 074	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 3); David, non publié
59	CGC	?	M21	TIMS	2713 ± 2		2700 ± 1 2699 ± 1 2688 ± 1	figure 3.8	18	542 020	6 369 573	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 89-78); Percival et Card, 1994
60	MRNF	Lac Minto (Suite)	I2I,OX	ID-TIMS	2722±5		2692	figure 3.8	18	456 400	6 409 194	Simard <i>et al.</i> , 2005 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008
61	MRNF	Lac Minto (Suite)	I1T	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2709±2	2756±3		figure 3.8	18	574 771	6 339 610	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 8); David <i>et al.</i> , 2008
62	MRNF	Lac Minto (Suite)	I1T	ID-TIMS	2702 ± 1	2741 ± 3	2695 ± 1	figure 3.10	18	555 107	6 365 541	Simard <i>et al.</i> , 2005 (site 5); David, non publié
63	MRNF	Lac Minto (Suite)	I1T	LA-MC-ICP-MS	2731 ± 2	environ 2780 environ 2810	2711 ± 4	figure 3.8	18	399 553	6 685 034	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 5); David, non publié

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
65	CGC	Lac Minto (Suite)	I1S	SHRIMP	2709 ±9	(2736-2720) (2831-2825) (2848-2765)		figure 3.8	18	400 764	6 676 423	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. T1)
66	MRNF	Lac Minto (Suite)	I1P	LA-ICP-QMS	2708 ±18	2824 ±22 2759 ±19	2633 ±12	figure 3.8	18	572 480	6 333 457	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 9); David <i>et al.</i> , 2008
67	MRNF	Lac Minto (Suite)	I1P	LA-ICP-QMS	2735 ±8		2681 ±14	figure 3.8	18	566 512	6 444 296	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 7); David <i>et al.</i> , 2008
68	CGC	Lac Minto (Suite)	I1P	TIMS	2688±4/-3		2676 ±2 (monazite)	figure 3.10	18	524 807	6 404 687	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 89-70); Percival et Card, 1994
69	CGC	Rivière aux Feuilles (Suite)	I1C	TIMS	2725 ±4		2707 ±1 (monazite)	figure 3.7	18	478 063	6 374 980	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 89-29); Percival et Card, 1994
72	MRNF	Recoupe Quilinaaraalik (Suite)	I1G	ID-TIMS	2720 ±2			figure 3.9	18	518 705	6 393 327	Simard <i>et al.</i> , 2005 (site 6); David, non publié
73	MRNF	Garait (Complexe)	M8	LA-ICP-QMS	2782 ±7	3203 ±12 3032 ±11 2883 ±12		figure 3.5	19	418 948	6 266 649	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site F); David <i>et al.</i> , 2008
74	MRNF	Dupire (Complexe)	V1	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2787 ±3			figure 3.5	18	604 475	6 328 112	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 6); David <i>et al.</i> , 2008
75	MRNF	Dupire (Complexe)	V1	LA-ICP-QMS	2798 ±11	2924 ±11 2862 ±16		figure 3.5	18	602 930	6 325 922	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
76	MRNF	Duvert (Complexe)	V1	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	environ 2715		2672 ±10	figure 3.6	18	677 547	6 375 597	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 5); David <i>et al.</i> , 2008
77	CGC	Vizien (Ceinture)	I4	TIMS	2797 ±2 à 2786 ±1			figure 3.5	18	617 929	6 440 935	Percival et Card, 1994; Skulski et Percival, 1996 (2797 ±2 de la compilation de Skulski)
78	CGC	Vizien (Ceinture)	V1	TIMS	2722±15/-8	2793 ±8		figure 3.6	18	618 529	6 441 935	Percival et Card, 1994; Skulski et Percival, 1996 (2797 ±2 de la compilation de Skulski)
79	CGC	Vizien (Ceinture)	V1	TIMS	2724 ±1			figure 3.6	18	614 912	6 443 383	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 91-03C); Percival et Card, 1994
81	CGC	Kogaluc (Complexe)	V1		2759 ±3			figure 3.5	18	530 650	6 481 739	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. SNB-93-94); Percival <i>et al.</i> , 2001
82	CGC	Kogaluc (Complexe)	Q1P		2760 ±5			figure 3.5	18	529 621	6 489 154	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (PBAC-94-158); Percival <i>et al.</i> , 2001
83	MRNF	Galluvirtuuk-Payne (Complexe)	I3G	LA-MC-ICP-MS	2851 ±4			figure 3.4	18	499 073	6 621 909	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 1); David, non publié
84	CGC	Galluvirtuuk-Payne (Complexe)	I2J	TIMS	2841±4/-1			figure 3.4	18	496 154	6 630 960	Percival <i>et al.</i> , 1997b; semble correspondre à l'échantillon PBAW-94-293 de Skulski <i>et al.</i> , 1996

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
85	MRNF	Duquet (Complexe)	V1	ID-TIMS	2822 ±2			figure 3.4	18	480 123	6 685 151	Bourassa, 2002
86	CGC	Duquet (Complexe)	V1	TIMS	2828			figure 3.4	18	444 777	6 671 693	Percival <i>et al.</i> , 1996a
87	MRNF	Brésolles (Suite)	M1(I1D)	ID-TIMS	2817 ±7		environ 2640	figure 3.4	18	666 741	6 276 825	Gosselin <i>et al.</i> , 2001 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
88	MRNF	Sullupaigalik (Suite)	M1(I1D)	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2808 ±6	3096 ±7 2952 ±8	2715 ±24	figure 3.4	19	350 212	6 391 667	Berclaz <i>et al.</i> , 2001 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
89	CGC	Secteur de Vizien	M1(I1D)	TIMS	2940 ±5			figure 3.3	18	615 936	6 443 598	Percival et Card, 1994; Percival <i>et al.</i> , 1993 (2942±4 dans la compilation de Skulski)
90	MRNF	Favard (Suite)	I1D	LA-MC-ICP-MS	2741 ±4	2723 ±4		figure 3.5	18	683 581	6 181 772	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 4); David, non publié
90	MRNF	Phase granitique (Favard)	I1C	LA-MC-ICP-MS	2713 ±2	2723 ±4		figure 3.7	18	683 581	6 181 772	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 4); David, non publié
91	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2748 ±2	2868 ±11	2653 ±11	figure 3.5	19	401 424	6 275 446	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site B); David <i>et al.</i> , 2008
92	MRNF	Desbergères (Suite)	I1C,BO	LA-ICP-QMS	2714 ±8		2630; 2650	figure 3.7	18	607 007	6 340 301	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 7); David <i>et al.</i> , 2008
93	MRNF	Rochefort (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2766 ±5	2834 ±8	2691 ±2 2654 ±3	figure 3.5	18	566 557	6 469 529	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 5); David <i>et al.</i> , 2008
94	MRNF	Rochefort (Suite)	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	2758 ±4	2811 ±2		figure 3.5	18	503 184	6 619 060	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 3); David, non publié
95	MRNF	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	2848 ±11			figure 3.4	18	498 355	6 630 921	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 2); David, non publié
96	MRNF	Duquet (Complexe)	I1D,HB-BO	LA-MC-ICP-MS	2800 ±4			figure 3.4	18	475 650	6 677 337	David, non publié
97	MRNF	Rochefort (Suite)	I1D,HB-BO	LA-MC-ICP-MS	2789 ±4			figure 3.5	18	473 989	6 700 420	David, non publié
98	CGC	Rochefort (Suite)	I1D(M1)	TIMS	2755			figure 3.5	18	463 312	6 723 379	Percival <i>et al.</i> , 1996a ( <i>Open file</i> 3315)
99	CGC	Duquet (Complexe)	QFP	TIMS	2775 ±1			figure 3.5	18	476 240	6 694 416	Percival <i>et al.</i> , 1996a; Percival <i>et al.</i> , 1997b
100	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1D	TIMS	2809 ±2/-1	2814		figure 3.4	18	527 379	6 593 960	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS-96-154)
101	MRNF	Coursolles (Suite)	I1D,HB-BO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2716 ±16	2760 ±14		figure 3.6	19	421 085	6 269 338	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site C); David <i>et al.</i> , 2008
102	MRNF	Coursolles (Suite)	I1D,HB-BO	LA-MC-ICP-MS	2756 ±8	2970		figure 3.5	18	601 770	6 298 160	Gosselin <i>et al.</i> , 2001 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
103	MRNF	?	I1D, HB-BO	LA-ICP-QMS	2728 ±17	2812 ±13	2551 ±14	figure 3.6	18	658 525	6 347 037	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008
104	MRNF	Lesdiguières (Suite)	I2J, HB-BO	ID-TIMS	2724 ±2			figure 3.6	18	514 746	6 748 681	David, non publié
105	MRNF	Riv. aux Méléz (Suite)	M21	LA-ICP-QMS	2668 ±11	2750 ±12	2581 ±16	figure 3.10	18	660 957	6 363 723	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 2); David <i>et al.</i> , 2008
106	MRNF	Bylot (Suite)	I1C (M21)	ID-TIMS			2686 ±3 (titane)		18	434 543	6 742 332	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 10); David, non publié
107	CGC	?	I1C	SHRIMP	2704 ±7	2774; 2757		figure 3.10	18	420 727	6 752 433	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. T2)
108	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2677 ±1	2827 ±6; 2749 ±9		figure 3.10	19	340 985	6 318 990	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site G); David <i>et al.</i> , 2008
109	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	LA-MC-ICP-MS	2729 ±7	2768 ±5		figure 3.8	18	500 735	6 592 147	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 5); David, non publié
110	MRNF	MacMahon (Suite)	I1S	LA-ICP-QMS	2697 ±9	2838 ±14; 2773 ±7	2625 ±26	figure 3.10	18	564 247	6 507 491	Lecclair <i>et al.</i> , 2000 (site 6); David <i>et al.</i> , 2008
112	CGC	Rochefort (Suite)	I1D, OX	TIMS	2782 ±1	2799 ±2		figure 3.5	18	545 930	6 482 405	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. PBAC-94-113)
113	MRNF	Maurel (Suite)	I1C, PO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2701 ±4	2843 ±17	2610	figure 3.10	19	333 188	6 272 496	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site E); David <i>et al.</i> , 2008
114	MRNF	Maurel (Suite)	I1C, PO	LA-MC-ICP-MS	2707 ±5	2717 ±4	2749 ±5	figure 3.10	18	650 437	6 204 773	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 2); David, non publié
115	MRNF	Maurel (Suite)	I1C	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2686 ±7	2837 ±13	2660	figure 3.10	19	363 896	6 262 046	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site D); David <i>et al.</i> , 2008
116	MRNF	Desbergères (Suite)	I1C	LA-MC-ICP-MS	2714 ±12	2800		figure 3.7	18	633 614	6 275 804	Gosselin <i>et al.</i> , 2001 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008
117	CGC	Desbergères (Suite)	I1C	SHRIMP	2717 ±5			figure 3.7	19	380 716	6 274 777	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. G2)
118	CGC	?	I1C	SHRIMP	2679 ±14	2733; 2714		figure 3.11	19	327 938	6 222 264	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. B4)
119	CGC	?	I1C	TIMS	2702 ±4/-3	2716 ±5		figure 3.10	18	636 827	6 434 792	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 90-178A); Percival <i>et al.</i> , 1994
122	CGC	Rochefort (Suite)	I1D (I1C)	TIMS	2775 ±5/-2		2765	figure 3.5	18	485 421	6 700 175	Percival <i>et al.</i> , 1996a; Percival <i>et al.</i> , 1997b; Percival <i>et al.</i> , 2000 (p. 369, no. PBAS-95-1739)
123	MRNF	Tramont (Suite)	I1B	LA-MC-ICP-MS	2701 ±4	2751 ±3	environ 2650	figure 3.10	18	628 285	6 192 165	Gosselin <i>et al.</i> , 2002 (site 1); David, non publié
124	CGC	Tramont (Suite)	I1B	SHRIMP	2698 ±6			figure 3.10	18	623 659	6 283 913	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. B3) (position approximative)
125	MRNF	Morrice (Suite)	I1B	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2684 ±6			figure 3.10	18	656 165	6 364 710	Parent <i>et al.</i> , 2000 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008



TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
126	CGC	Rivière aux Feuilles (Suite)	I1B	TIMS	2725 ±5			figure 3.7	18	501 698	6 502 732	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. SNB-93-240)
127	CGC	Granite tardif	I1B	TIMS	2675 ±4/-3		2645	figure 3.11	18	499 015	6 629 391	Percival et Skulski, 2000 (no. PBA95-1064)
128	MRNF	La Chevreetière (Suite)	I1B	ID-TIMS	environ 2732		2694 ±6 (titane)	figure 3.7	18	445 640	6 780 636	Maurice <i>et al.</i> , 2004 (site 4); David, non publié
129	MRNF	La Chevreetière (Suite)	I1B,PO	LA-MC-ICP-MS	2719 ±3	2760 ±2 2783 ±6		figure 3.7	18	503 257	6 708 074	David, non publié
130	MRNF	?	I1B,PO	LA-MC-ICP-MS	2753 ±11	2813 ±2			18	512 166	6 746 672	David, non publié
131	MRNF	Syénite du lac Tasiat	I2JF	LA-MC-ICP-MS	2643 ±8			figure 3.11	18	503 545	6 558 903	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 6); David, non publié
132	MRNF	Pélican (Complexe)	V1	LA-MC-ICP-MS	2739 ±4			figure 3.6	18	582 325	6 632 600	David <i>et al.</i> , 2008
133	CGC	Pélican (Complexe)	V1	TIMS	2742 ±1				18	582 092	6 632 771	Percival <i>et al.</i> , 1997a
134	MRNF	Nantais (Complexe)	V1	ID-TIMS	2775 ±5	2820		figure 3.5	18	574 111	6 760 263	Madore <i>et al.</i> , 2001 (site A); David <i>et al.</i> , 2008
135	MRNF	Pélican (Complexe)	M20	LA-MC-ICP-MS	2733 ±4			figure 3.6	18	588 846	6 640 201	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
136	MRNF	Kapijuq (Suite)	M1(I1D)	ID-TIMS	2768 ±3			figure 3.5	18	622 985	6 618 594	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008
137	MRNF	Pluton d'Iitin-naru	I1D,BO	LA-MC-ICP-MS	2691 ±6		2659 ±18	figure 3.9	18	584 205	6 634 333	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 2); David <i>et al.</i> , 2008
138	MRNF	Kapijuq (Suite)	I1D,HB-BO	ID-TIMS	2783 ±7		2755 ±12	figure 3.5	18	612 711	6 751 462	Madore <i>et al.</i> , 2001 (site B); David <i>et al.</i> , 2008
139	MRNF	MacMahon (Suite)	I1D,CX	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2711 ±11	2742 ±12	2696 ±2	figure 3.8	19	427 085	6 390 416	Berclaz <i>et al.</i> , 2001 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008
140	CGC	Lepelle (Suite)	I1D,CX	SHRIMP	2724 ±12	2826; 2761		figure 3.8	18	594 975	6 748 356	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. U2)
141	MRNF	Lepelle (Suite)	I1C,CX	LA-MC-ICP-MS	2714 ±10	2731 ±5		figure 3.8	18	595 935	6 629 033	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 6); David <i>et al.</i> , 2008
142	MRNF	Lepelle (Suite)	I1C,CX	LA-MC-ICP-MS	2723 ±16	2760 ±4 2775 ±10		figure 3.8	18	546 890	6 617 286	Berclaz <i>et al.</i> , 2003b (site 4); David, non publié
143	CGC	Riv. aux Feuilles (Suite)	I1C,CX	TIMS	2729 ±3			figure 3.7	19	341 319	6 471 258	Percival et Card, 1994
144	MRNF	MacMahon (Suite)	I3Q	ID-TIMS	2723 ±2			figure 3.8	18	661 228	6 598 460	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008
145	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2676 ±1	2717 ±4		figure 3.10	19	387 800	6 382 400	Berclaz <i>et al.</i> , 2001 (site 2); David <i>et al.</i> , 2008

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
146	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2702 ±2	2767 ±15	2692; 2675	figure 3.10	19	350 050	6 404 900	Berclaz <i>et al.</i> , 2001 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008
147	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	LA-ICP-QMS	2711 ±10	2775 ±12		figure 3.8	18	624 583	6 503 871	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 3); David <i>et al.</i> , 2008
148	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T-I1S	LA-MC-ICP-MS	2717 ±10	2758 ±9		figure 3.8	18	565 891	6 605 592	Cadieux <i>et al.</i> , 2002 (site 5); David <i>et al.</i> , 2008
149	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	ID-TIMS	2710 ±10	2729 ±8	2687 ±9	figure 3.8	18	559 223	6 681 077	Madore <i>et al.</i> , 2001 (site E); David <i>et al.</i> , 2008
150	CGC	MacMahon (Suite)	I1S	SHRIMP	2698		2761 ±5 ?	figure 3.10	19	411 293	6 378 550	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. U1)
151	CGC	MacMahon (Suite)	I1S	SHRIMP	2691 ±5	2753-2700	2687; 2637	figure 3.10	19	373 133	6 410 162	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. U5)
152	CGC	MacMahon (Suite)	I1P	TIMS	2724 ±4		2704 ±2 (monazite)	figure 3.8	18	663 762	6 450 670	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 90-99); Percival <i>et Card</i> , 1994
153	CGC	MacMahon (Suite)	I1S	SHRIMP	2723 ±7		2700	figure 3.8	18	615 633	6 572 671	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. U3)
154	CGC	MacMahon (Suite)	I1S	SHRIMP	2725 ±5			figure 3.8	18	565 630	6 657 937	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. U3)
155	MRNF	Rivière aux Feuilles (Suite)	I1C	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2722 ±2		2661 ±3 2653 ±2	figure 3.7	18	641 056	6 498 491	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 2); David <i>et al.</i> , 2008
156	CGC	Lepelle (Suite)	I1C	TIMS	2720 ±2			figure 3.8	18	577 107	6 632 099	Percival <i>et al.</i> , 1997a
157	MRNF	Maurel (Suite)	I1B,PO	LA-ICP-QMS	2696 ±7	2729 ±14	2629 ±9	figure 3.10	19	398 209	6 386 084	Berclaz <i>et al.</i> , 2001 (site 5); David <i>et al.</i> , 2008
158	MRNF	La Chevrotière (Suite)	I1B,PO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2732 ±2	2814 ±16 2768 ±13	2690 ±13	figure 3.7	18	602 701	6 516 404	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 4); David <i>et al.</i> , 2008
159	MRNF	La Chevrotière (Suite)	I1B,PO	ID-TIMS	2734 ±2	2754 ±3		figure 3.7	18	602 013	6 708 778	Madore <i>et al.</i> , 2001 (site D); David <i>et al.</i> , 2008
160	CGC	La Chevrotière (Suite)	I1B,PO	TIMS	2719 ±1			figure 3.7	18	584 289	6 674 328	Percival <i>et al.</i> , 1997a
161	MRNF	La Chevrotière (Suite)	I1B	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2723 ±2	2782 ±11		figure 3.7	18	643 393	6 523 553	Leclair <i>et al.</i> , 2000 (site 1); David <i>et al.</i> , 2008
162	MRNF	Tasiataq (Ceinture)	V1	ID-TIMS	2740 ±4	2996 ±2 2794 ±3		figure 3.6	19	331 610	6 511 487	David <i>et al.</i> , 2008
163	MRNF	Arnaud (Complexe)	V3	ID-TIMS	2818 ±5		1790 ±80	figure 3.4	19	390 828	6 745 200	Madore <i>et Larbi</i> , 2000 (site D); David <i>et al.</i> , 2008
164	MRNF	Arnaud (Complexe)	QFP	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2782 ±7	2830 ±16		figure 3.5	19	367 246	6 620 976	Madore <i>et al.</i> , 1999 (site C); David <i>et al.</i> , 2008
165	MRNF	Diana (Complexe)	M1(I1D)	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2782 ±19	2858 ±11	2670; 1780	figure 3.11	19	436 445	6 748 776	Madore <i>et Larbi</i> , 2000 (site E); David <i>et al.</i> , 2008

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
166	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	M1(I1D)	LA-ICP-QMS	2772 ±15	2827 ±23	2716 ±15	figure 3.5	19	377 700	6 680 409	Madore et Larbi, 2000 (site B); David et al., 2008
167	CGC	Troie (Complexe)	Mi(I1D)	SHRIMP	2734 ±6	3013; 2762		figure 3.8	19	378 053	6 607 502	Percival et al., 2001 (no. DH2)
168	MRNF	MacMahon (Suite)	I1T	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2723 ±1	2826 ±13		figure 3.8	19	337 374	6 524 236	David et al., 2008
169	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	I1D	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2879 ±4			figure 3.4	19	334 298	6 596 838	Madore et al., 1999 (site A); David et al., 2008
170	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	I1D(M20)	LA-ICP-QMS	2760 à 2750	3020; 2920; 2870; 2840	2710	figure 3.5	19	377 500	6 628 437	Madore et al., 1999 (site H); David et al., 2008
171	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	I1D	LA-ICP-QMS	2778 ±18		1782 ±4	figure 3.5	19	434 038	6 647 775	Madore et al., 1999 (site B); David et al., 2008
172	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	I1D	ID-TIMS	2785 ±6/4			figure 3.5	18	654 641	6 658 285	Madore et al., 2001 (site F); David et al., 2008
173	MRNF	Faribault-Thury (Suite)	I1D	LA-ICP-QMS	2857 ±7		2750 ±17	figure 3.4	19	341 173	6 659 535	Madore et Larbi, 2000 (site A); David et al., 2008
174	CGC	Faribault-Thury (Suite)	I1D,HB	SHRIMP	2869 ±6			figure 3.4	19	338 732	6 565 266	Percival et al., 2001 (no. DH1)
175	MRNF	Troie (Complexe)	M1(M7)	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2741 ±8	2778 ±16	2707 (monazite)	figure 3.8	19	374 675	6 565 340	Madore et al., 1999 (site D); David et al., 2008
176	MRNF	Qimussinguat (Complexe)	M1(M7)	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2734 ±3	2810; 2800		figure 3.8	19	381 005	6 645 671	Madore et al., 1999 (site I); David et al., 2008
177	MRNF	Troie (Complexe)	I3Q	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2722 ±3			figure 3.8	19	411 440	6 579 927	Madore et al., 1999 (site E); David et al., 2008
178	MRNF	Belloy (Suite)	I2F,PO	LA-ICP-QMS	2,69	2730; 2720		figure 3.10	19	426 769	6 560 157	Madore et al., 1999 (site G); David et al., 2008
179	MRNF	Diana (Complexe)	I2F,PO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2756 ±8		1820 ±100	figure 3.11	19	438 130	6 748 329	Madore et Larbi, 2000 (site F); David et al., 2008
180	CGC	Dufrebois (Suite)	I1C	TIMS	2721 ±3			figure 3.7	19	434 522	6 516 502	Machado et al., 1989; Percival et Card, 1994
181	CGC	Dufrebois (Suite)	I1C	SHRIMP	2726 ±8			figure 3.7	19	394 338	6 547 001	Percival et al., 2001 (no. DH3)
182	CGC	?	I1B	TIMS	2755				19	380 533	6 491 821	Percival et Card, 1994
183	MRNF	Kimber (Suite)	I2D	ID-TIMS	2761 ±1			figure 3.5	18	632 984	6 752 751	Madore et al., 2001 (site C); David et al., 2008
184	MRNF	Gayot (Complexe)	V1	ID-TIMS	2880 ±2			figure 3.4	19	365 891	6 162 824	Lafrance, 2001; David et al., 2008
185	MRNF	Gayot (Complexe)	V1	LA-ICP-QMS	2873 ±10	2980 ±11 3133 ±13		figure 3.4	19	345 873	6 104 683	Gosselin et Simard, 2000; David et al., 2008
186	MRNF	injection (sud de Vénus)?	I1D	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2719 ±3		2643 ±13	figure 3.6	19	366 320	6 150 521	Gosselin et Simard, 2000; David et al., 2008

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS. (suite)

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
187	MRNF	Brésolles (Suite)	M1(I1D)	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2807 ±6	2880 ±13		figure 3.4	19	328 197	6 126 526	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
188	CGC	Brésolles (Suite)	M1(I1D)	SHRIMP	2833 ±5			figure 3.4	19	418 046	6 253 235	Percival <i>et al.</i> , 2001 (no. G1)
189	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2717 ±7	2856 ±12	2684 ±2	figure 3.6	19	349 315	6 141 571	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
190	MRNF	Favard (Suite)	I1D,BO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2750 ±22		2711 ±15	figure 3.5	19	415 622	6 238 759	Simard <i>et al.</i> , 2001 (site A); David <i>et al.</i> , 2008
191	MRNF	Maurel (Suite)	I1C,PO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2690 ±4	2720; 2770		figure 3.10	19	348 741	6 206 349	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
192	MRNF	Maurel (Suite)	I1C,PO	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2706 ±2		2637 ±29	figure 3.10	19	329 157	6 198 253	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
193	MRNF	Beausac (Suite)	I1D,BO	LA-ICP-QMS	2690 ±7	2747 ±22 2810 ±20	2613 ±24	figure 3.9	19	411 622	6 142 817	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
194	MRNF	Opiscotéo (Suite)	M21	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2638 ±8	2715 ±14 2825 ±18		figure 3.11	19	404 564	6 118 292	Gosselin et Simard, 2000; David <i>et al.</i> , 2008
195	MRNF	Dykes d'Aigneau	I4Q	LA-ICP-QMS	1932 ±14				19	371 654	6 410 890	David <i>et al.</i> , 2008
196	MRNF	Dykes d'Aigneau	I4O	ID-TIMS	1941 ±3				19	368 710	6 356 954	David <i>et al.</i> , 2008
197	MRNF	Arnaud (Complexe)	M13	LA-ICP-QMS	2718 ±9 (détritiques)	2941 ±11 2812 ±12		figure 3.6	19	379 247	6 615 309	Madore <i>et al.</i> , 1999 (site F); David <i>et al.</i> , 2008
198	MRNF			LA-MC-ICP-MS		2700; 2750 environ 2875			18	454 654	6 219 813	Simard <i>et al.</i> , 2004 (brèche B); David <i>et al.</i> , 2009
199	MRNF	?	V1	ID-TIMS	2701 ±3		2696; 2707	figure 3.9	18	379 524	6 659 329	David, non publié
200	MRNF	Lepelle (Suite)	I1B, BO	LA-MC-ICP-MS		2729 ±1 2753 ±7 >2800			18	550 560	6 774 617	David, non publié
201	MRNF	Duquet (Complexe)	I1D	ID-TIMS	2812			figure 3.4	18	486 183	6 700 087	David, non publié
202	CGC	Riv. Aux Feuilles (Suite)	I1C	TIMS	2733 ±2			figure 3.7	18	530 328	6 481 423	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. SNB-93-95)
203	CGC	Pélican (Complexe)	M21	Monazite			2720; 2702		18	583 780	6 620 334	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS96-149)
204	CGC	?		TIMS			2649		19	336 153	6 512 633	Percival et Card, 1994
205	CGC	?	I3	TIMS	2503				19	356 386	6 462 891	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 90-114); Percival et Card, 1994



TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
206	CGC	Secteur de Vizien	M1(I1D)	TIMS	3010 ±23/-17			figure 3.3	18	620 971	6 437 993	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 91-169A) (3100 Ma dans Percival et Card, 1994; 3010 Ma dans Percival <i>et al.</i> , 2001; 3097±73/-47 dans la compilation de Skulski)
207	CGC	Bacqueville (Suite)?	I2J	TIMS			2693 ±3 2684 ±3		18	541 175	6 451 214	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 89-77B); Percival et Card, 1994 (âge métamorphique dans Percival et Card et dans la compilation de Skulski)
208	CGC			TIMS			2696; 2671		18	498 014	6 339 671	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 88-52); Percival et Card, 1994
209	CGC		I3B	TIMS	1998				18	473 512	6 332 173	Percival et Card, 1994
210	CGC	?	M1 (I1D)	TIMS	3125	>3500		figure 3.3	18	542 980	6 373 294	Percival <i>et al.</i> , 1992 (no. 86-56); Percival et Card, 1994 (3543 Ma dans la compilation de Skulski)
211	CGC	Vizien (Ceinture)	S4	TIMS	<2708 (détritique)			figure 3.6	18	617 815	6 441 550	Percival <i>et al.</i> , 1993; Percival et Card, 1994 (<2718 Ma)
212	CGC	Secteur de Vizien	I1D	TIMS	2900			figure 3.3	18	635 019	6 442 097	Percival et Card, 1994 (2903±72/-52 Ma dans la compilation de Skulski)
213	CGC	Duvert (Complexe)	S2	monazite			2638; 2635		18	615 229	6 442 234	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS94-274)
214	CGC		I3B	TIMS	2220				18	644 184	6 435 938	Percival et Card, 1994
215	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	S4	TIMS	2768 ±3 (détritique)	2806 ±2		figure 3.5	18	498 585	6 630 781	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. PBAW-94-292)
216	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1C?	TIMS	2831 ±1		2633	figure 3.4	18	498 585	6 630 781	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. PBAW94-290); Percival et Skulski, 2000 (no. PBAW94-290)
217	CGC	?	I2J	TIMS	2729 ±2	2836 ±2		figure 3.6	18	496 154	6 630 960	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. PBAW-94-293)
218	CGC	Kogaluc (Complexe)	M8	monzite			2643; 2628		18	488 359	6 564 660	Percival et Skulski, 2000 (no.SNB93-495)
219	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	M4	monzite			2648		18	528 029	6 594 235	Percival et Skulski, 2000 (no.PBA95-1477)
220	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1D	titanite			2608; 2606		18	521 029	6 598 085	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS96-1418)
221	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1D	titanite			2642		18	498 585	6 630 786	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS95-1421)

TABLEAU 3.3 - Données géochronologiques U/Pb du NEPS (suite et fin).

No	Organisme	Unité stratigraphie	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de cristallisation (M)	Âge de zircon hérité (M)	Âge secondaire (M)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone	Estant	Nordant	Références
222	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	M4	monzite			2688; 2673		18	510 211	6 602 049	Percival et Skulski, 2000 (no. PBA94-618)
223	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I1D	titanite			2750		18	501 900	6 627 310	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS95-1461)
224	CGC	Kogaluc (Complexe)	M21 ou M4	monzite			2701; 2705		18	499 085	6 542 075	Percival et Skulski, 2000 (no. PBA94-516a)
225	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	M21 ou M4	monzite			2702; 2495		18	533 842	6 542 703	Percival et Skulski, 2000 (no. PBA94-255)
226	CGC	Galluviartuuq-Payne (Complexe)	I3G	TIMS	2832 ±2			figure 3.4	18	498 679	6 621 939	Skulski <i>et al.</i> , 1996 (no. QAN-92)
227	CGC		I1D	Titanite			2668; 2625		18	582 587	6 630 211	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS96-63A)
228	CGC	Nantais (Complexe)	M8 (M4)	monazite			2703		18	575 400	6 760 736	Percival et Skulski, 2000 (no. PBA95-1538)
229	CGC	Duquet (Complexe)	M4	monazite			2679; 2641		18	474 440	6 694 686	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS95-1734)
230	CGC		I1C	Titanite			2686; 2654		18	463 780	6 724 782	Percival et Skulski, 2000 (no. PBAS95-1738)
231	MRNF	Arnaud (Complexe)	M12	ID-TIMS/LA-ICP-QMS	2725 ±9 (détritique)		2702 ±2 (titanite)	figure 3.6	19	379 247	6 615 309	David <i>et al.</i> , 2008
232	MRNF	?	M21	ID-TIMS	2691 ±4				19	409 658	6 539 086	David <i>et al.</i> , 2008

# CHAPITRE 4

## GÉOCHIMIE ET DONNÉES ISOTOPIQUES DU NÉODYME DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Michel Boily et Charles Maurice

### INTRODUCTION

Ce chapitre présente une synthèse des études géochimiques menées par Boily *et al.* (2002, 2004 et 2006a) sur les unités volcaniques et plutoniques archéennes du NEPS, où plus de 2400 analyses de roche totale provenant d'échantillons recueillis au cours du Programme Grand Nord ont été utilisées. Nous traiterons ici de la composition géochimique sur roche totale des éléments majeurs et traces, puis de la composition isotopique du néodyme (Nd). Ces données isotopiques nous ont, entre autres, permis de définir l'étendue d'un paléocraton et de proposer des limites entre deux terranes ayant évolué distinctement (figure 2.2).

### SOURCE DES DONNÉES

Les analyses géochimiques des éléments majeurs et traces utilisées dans ce chapitre sont disponibles dans SIGÉOM, où les méthodes employées pour déterminer les concentrations de chaque élément sont décrites. Plus de 330 données isotopiques du Nd ont été acquises sur les unités archéennes du NEPS par différents auteurs et les méthodes d'analyses sont décrites dans les publications originales (voir compilation de Maurice, 2007).

### GÉOCHIMIE DES UNITÉS ARCHÉENNES

Les études géochimiques ont été réalisées à partir d'échantillons recueillis dans les suites plutoniques et volcaniques du NEPS, sauf celles de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.2). La synthèse des travaux géochimiques est tributaire de la densité des analyses géochimiques et certaines unités ne sont conséquemment pas traitées en raison du manque de données. Les résultats de l'étude géochimique sont présentés en cinq thèmes : 1) les roches volcano-sédimentaires; 2) les roches plutoniques; 3) les intrusions de roches ultramafiques à intermédiaires; 4) les migmatites; 5) les intrusions de syénites à néphéline. La comparaison des compositions chimiques d'unités stratigraphiques de même nature permet de caractériser ces dernières en fonction de leur distribution géographique et de leur âge.

#### Roches volcano-sédimentaires

Les séquences de roches volcano-sédimentaires se sont mises en place lors d'événements magmatiques qui se sont

majoritairement produits avant 2,74 Ga (figures 3.1 et 3.2). Six séries de roches volcaniques sont identifiées (tableau 4.1) :

1. série des komatiites et des basaltes komatiitiques (KBK);
2. série des tholéiites magnésiennes (TM);
3. série des ferrotholéiites (FT);
4. série des tholéiites contaminées (TLRC);
5. série des basaltes, andésites et dacites calco-alcalins (BADCA);
6. série des tufs et laves rhyodacitiques-rhyolitiques d'affinité calco-alcaline (TLRCA).

Des analyses représentatives de chacune de ces séries sont présentées au tableau 4.2. Certaines séquences de roches volcano-sédimentaires pour lesquelles nous disposons de peu d'analyses ne sont pas abordées ici (ceintures de Qalluviartuuq-Payne et de Kogaluc; données non publiées de Skulski *et al.*, 1996). D'autres séquences dont les analyses n'ont pas été compilées pour la rédaction de ce chapitre ont fait l'objet de travaux détaillés. Il s'agit, notamment, de la Ceinture de Vizien (Skulski et Percival, 1996), de la ceinture de Duquet (Bourassa, 2002; Maurice *et al.*, sous presse), des ceintures de Buet, de Hamelin et de Trempe du Complexe d'Arnaud (Maurice *et al.*, 2003) et la Ceinture de Nuvvuagittuq (O'Neil *et al.*, 2007).

#### Série des komatiites et des basaltes komatiitiques

Les roches de la série des komatiites et des basaltes komatiitiques (KBK, tableau 4.1) sont typiques des complexes de Gayot et d'Arnaud. On les retrouve aussi en volume moindre dans les ceintures de Tasiataq et d'Allemand ainsi que dans les complexes d'Innuksuac et de Duvert (figures 4.1 et 4.2). Les travaux réalisés par Boily *et al.* (2002) ont permis de caractériser cette série à partir d'échantillons du Complexe de Gayot. Malgré un degré d'altération prononcé (PAF allant jusqu'à 6,2 % poids), les komatiites et les basaltes komatiitiques de ce complexe ont des concentrations en SiO<sub>2</sub> (43 à 48 % poids), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4 à 9 % poids), MgO (18 à 31 % poids), Ni (550 à 1700 ppm), Cr (2100 à 3000 ppm) et TiO<sub>2</sub> (0,2 à 0,5 % poids) comparables à celles des komatiites affleurant dans la Sous-province d'Abitibi (Xie et Kerrich, 1994). Elles possèdent des concentrations en éléments des terres rares (ÉTR) dix fois inférieures à celles des chondrites et arborent un profil où les éléments des terres rares légers (ÉTRLé) sont modérément fractionnés par rapport aux éléments des terres rares lourds (ÉTRLé) (figures 4.3a et e). Certains échantillons exhibent des anomalies variables en

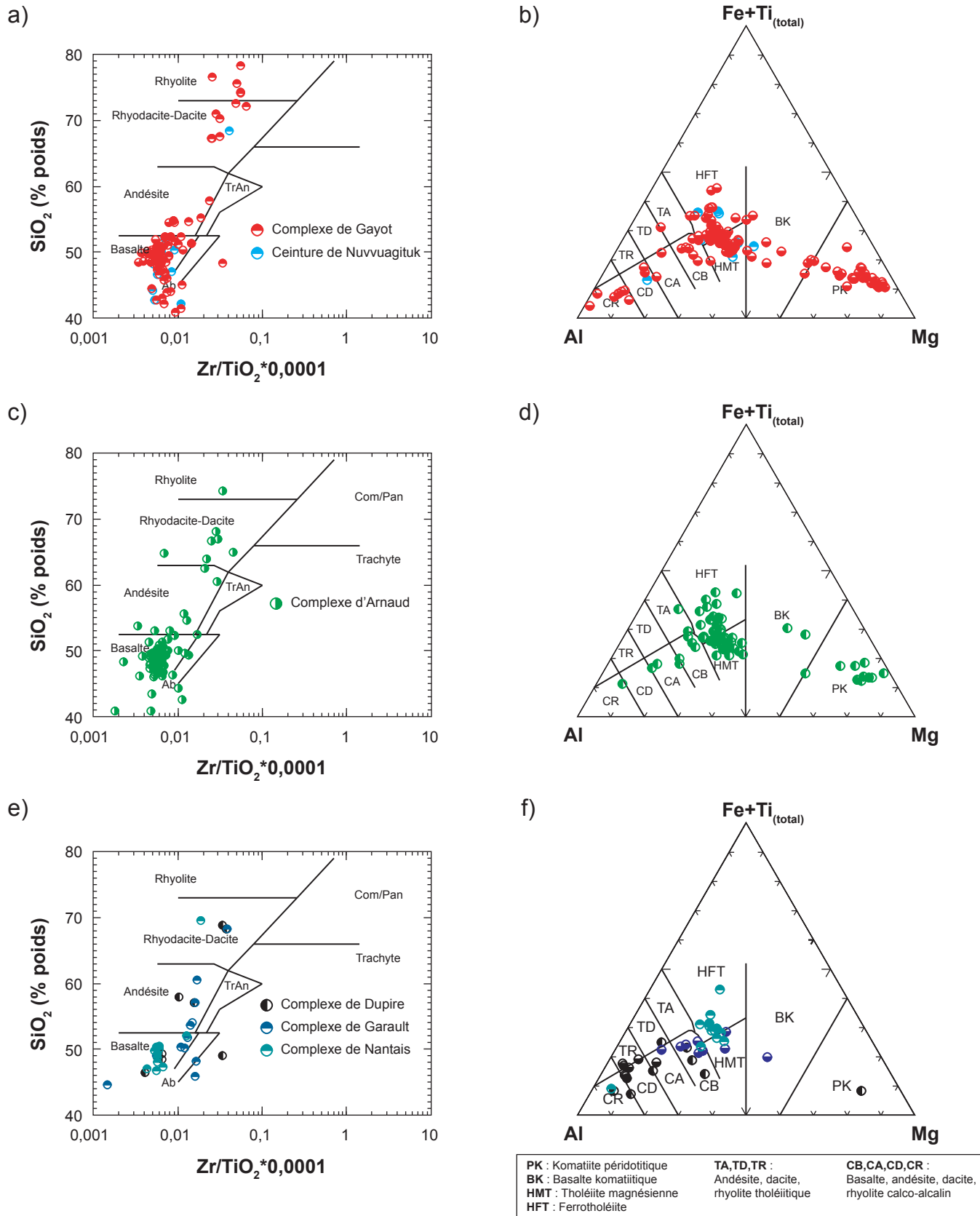
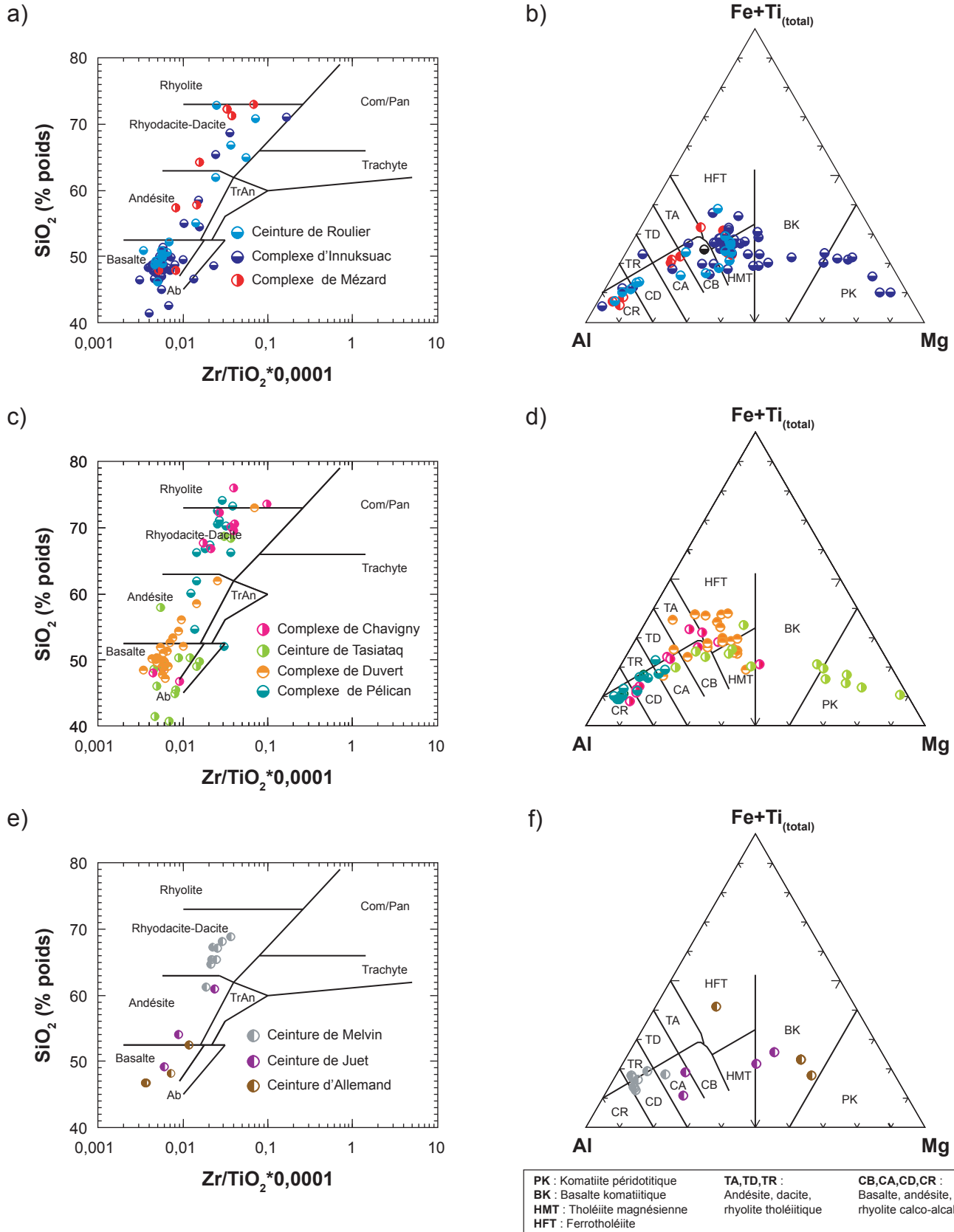


FIGURE 4.1 – Diagrammes de classification des roches volcaniques du NEPS (complexes de Gayot, d'Arnaud, de Dupire, de Garault et de Nantais et Ceinture de Nuvvuagittuk) : a), c) et e)  $\text{SiO}_2$  (% poids) vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0,0001$ ; b), d) et f) diagramme de Jensen,  $\text{Mg-Al-Fe+Ti}_{(\text{total})}$  (cationique).





**FIGURE 4.2** – Diagrammes de classification des roches volcaniques du NEPS (complexes d'Innuisuc, de Mézard, de Chavigny, de Duvert et de Pélican et ceintures de Roulier, de Tasiataq, de Melvin, de Juet et d'Allemand) : a), c) et e)  $\text{SiO}_2$  (% poids) vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ ; b), d) et f) diagramme de Jensen,  $\text{Mg-Al-Fe+Ti}_{(\text{total})}$  (cationique).

Eu qui ne peuvent pas être attribuées à l'accumulation ou au fractionnement du plagioclase (figure 4.3a). Les variations cohérentes des éléments considérés comme immobiles (éléments à forte liaison atomique et ÉTRL<sub>o</sub>) suggèrent plutôt une mobilité de l' $\text{Eu}^{2+}$  lors d'une altération postmagmatique. Les komatiites du Complexe de Gayot montrent de faibles teneurs en éléments à forte liaison atomique (*high field strenght elements* ou HFSE;  $\text{Zr} = 16$  à  $34$  ppm et  $\text{Nb} = 0,9$  à  $1,1$  ppm) ainsi que des rapports  $\text{Ti}/\text{Zr}$  ( $74$  à  $104$ ),  $\text{Zr}/\text{Y}$  ( $2,2$  à  $2,7$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  ( $14$  à  $34$ ) et  $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  ( $1,0$  à  $1,2$ ) typiques des valeurs chondritiques des komatiites non appauvries en Al (figure 4.4a).

Les données géochimiques provenant des échantillons de komatiites recueillis hors du Complexe de Gayot ne permettent pas d'en établir une classification précise. Il appert cependant que la majorité des komatiites du NEPS appartiennent à la variété chondritique non appauvrie en Al. Les analyses géochimiques ne permettent pas de discriminer les komatiites et les basaltes komatiitiques en fonction de leur âge ou de leur répartition géographique.

### Série des tholéiites magnésiennes

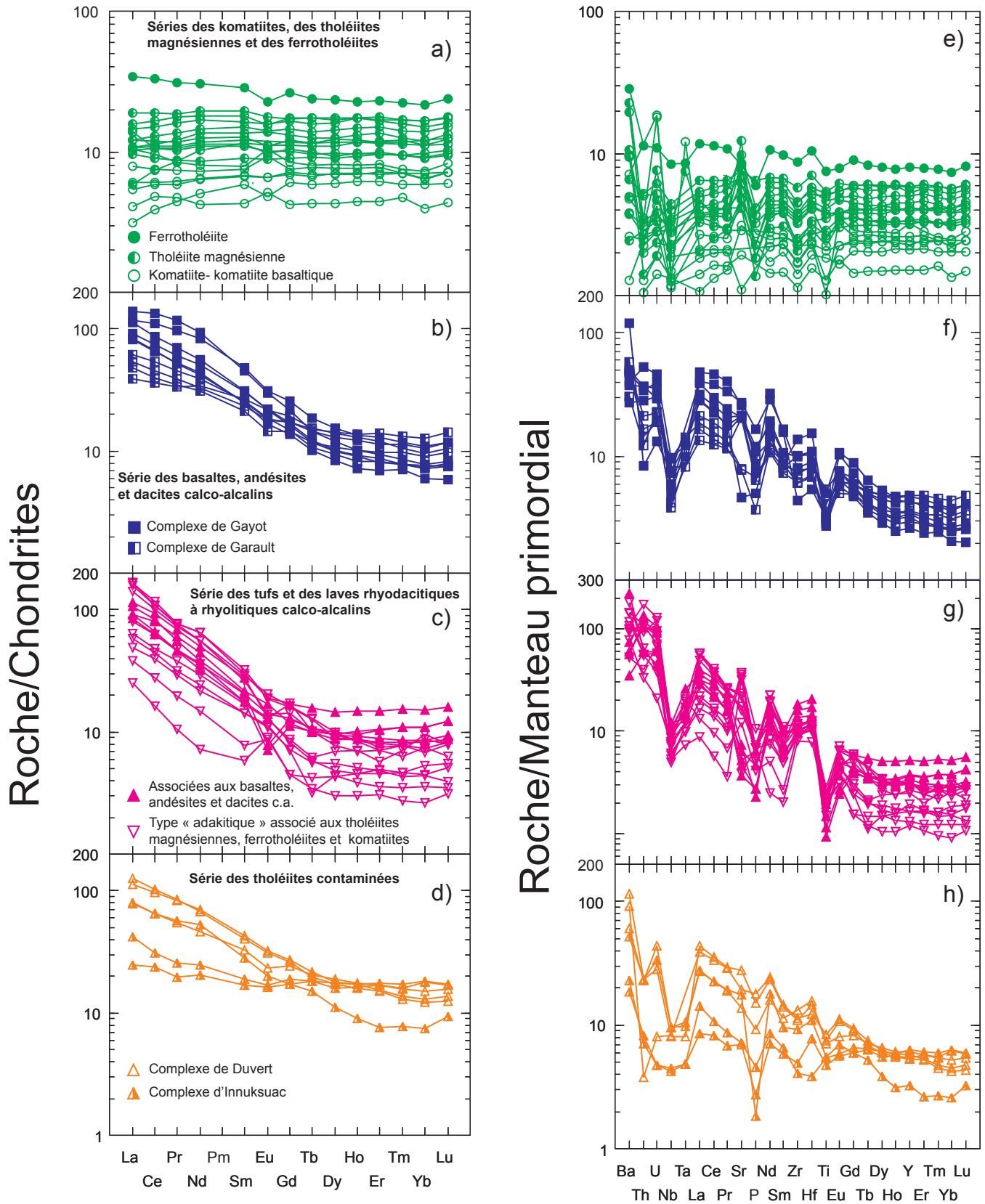
La série des tholéiites magnésiennes (TM, tableau 4.1) est représentée dans la majorité des unités volcano-sédimentaires et constitue la série volcanique la plus volumineuse du NEPS. Notre série de référence a été établie à partir des échantillons prélevés à l'intérieur du Complexe de Gayot (Boily *et al.*, 2002). Elle comprend des basaltes tholéiitiques ( $\text{SiO}_2 = 47$  à  $55$  % poids et  $\text{MgO} = 5$  à  $12$  % poids) dont les concentrations en ÉTRL<sub>NC</sub> montrent un profil plat à légèrement appauvri en ÉTRL<sub>é</sub> ( $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 0,5$  à  $1,2$  et  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 0,5$  à  $1,5$ ) et des concentrations avoisinant 10 à 20 fois la valeur chondritique (figure 4.3a et e). L'ensemble des échantillons montre une corrélation positive entre les teneurs en  $\text{FeO}_{(\text{total})}$  ( $9$  à  $15$  % poids) et  $\text{TiO}_2$  ( $0,5$  à  $1,2$  % poids; figure 4.4b). Les tholéiites magnésiennes expriment des rapports  $\text{Zr}/\text{Y}$  ( $2$  à  $3$ ),  $\text{Ti}/\text{Zr}$  ( $70$  à  $130$ ) et  $\text{Zr}/\text{Nb}$  ( $15$  à  $23$ ) similaires aux valeurs chondritiques. Les rapports  $[\text{Nb}/\text{Th}]_{\text{MP}}$  et  $[\text{Nb}/\text{La}]_{\text{MP}}$  (figure 4.4e) indiquent quant à eux une similarité avec les tholéiites primitives des empilements basaltiques anormalement épais, tels les basaltes de plateaux océaniques (Otong-Java, Caraïbes et Kerguelen) et les dorsales océaniques influencées par le magmatisme de panache mantellique (Galapagos; Tomlinson *et al.*, 1997; Fan et Kerrich, 1997; Puchtel *et al.*, 1997). Tout comme les tholéiites magnésiennes du NEPS, les tholéiites de plateaux océaniques sont généralement plus ferrières et moins appauvries en LILE, Th, U et ÉTRL<sub>é</sub> que les N-MORB (Floyd, 1989; figure 4.4b). Notre compilation montre que la composition chimique des tholéiites magnésiennes a peu varié au cours des 180 Ma durant lesquelles la majorité des roches formant les ceintures volcaniques se sont mises en place ( $2,88$  à  $2,70$  Ga).

### Série des ferrotholéiites

La série des ferrotholéiites (FT, tableau 4.1) est répandue et bien représentée dans les complexes de Gayot, d'Arnaud, de Nantais et de Duvert (figures 4.1 et 4.2) de même que dans la ceinture de Duquet (non représenté). Boily *et al.* (2002) ont décrit une série de référence à partir des échantillons prélevés à l'intérieur des complexes de Gayot et de Duvert. Les ferrotholéiites peuvent former des assemblages stratigraphiques d'âge distinct (Maurice *et al.*, sous presse) ou bien s'intercaler au travers des tholéiites magnésiennes. Comparativement à ces dernières, elles sont caractérisées par des concentrations plus élevées en  $\text{TiO}_2$  ( $> 1,2$  % poids) et  $\text{FeO}_{(\text{total})}$  ( $> 11$  % poids; figure 4.4b), forment une série magmatique moins magnésienne ( $\text{MgO} = 4$  à  $8$  % poids) et présentent des profils d'ÉTRL plus évolués (20 à 40 fois les valeurs chondritiques; figure 4.3a et e). Leurs concentrations en HFSE sont aussi plus importantes ( $\text{Zr} = 53$  à  $101$  ppm) que celles des tholéiites magnésiennes, mais elles affichent des rapports  $\text{Zr}/\text{Y}$  ( $2$  à  $4$ ),  $\text{Ti}/\text{Zr}$  ( $84$  à  $138$ ),  $\text{Zr}/\text{Nb}$  ( $16$ ) comparables. Tout comme les volcanites de la série des tholéiites magnésiennes, les ferrotholéiites montrent une composition constante au cours de 180 Ma de volcanisme ( $2,88$  à  $2,70$  Ga). L'étude détaillée des ceintures volcaniques de la portion nord du NEPS suggère que les tholéiites magnésiennes âgées de 2.82 Ga forment la base d'un vaste empilement volcanique sur lequel reposent en discordance des ferrotholéiites âgées de 2.78 Ga (Maurice *et al.*, sous presse).

### Série des tholéiites contaminées

Les tholéiites contaminées (TC, figure 4.1) ont surtout été observées dans les complexes de Duvert et d'Innuksuac. Le Complexe de Duvert comprend une suite de ferrotholéiites évoluées ( $\text{SiO}_2 = 47$  à  $56$  % poids,  $\text{Mg\#} = 22$  à  $39$ ) enrichies en  $\text{TiO}_2$  ( $1,5$  à  $1,9$  % poids) et  $\text{FeO}_{(\text{total})}$  ( $9$  à  $17$  % poids; figure 4.4d). Ces roches se distinguent toutefois des ferrotholéiites décrites plus haut par leur enrichissement en ÉTRL<sub>é</sub> ( $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 2,3$  à  $3,1$ ), LILE (Ba et Rb) et les anomalies négatives en Nb-Ta caractéristiques des tholéiites d'arc insulaire (figure 4.3h). Les enrichissements en ÉTRL<sub>é</sub> et LILE suggèrent que le magmatisme a eu lieu dans un environnement intraplaque océanique ou continental. On réTRouve aussi des tholéiites caractérisées par des concentrations en éléments majeurs typiques des tholéiites magnésiennes dans le Complexe d'Innuksuac ( $\text{TiO}_2 = 1,1$  à  $1,2$  % poids,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} = 10$  à  $17$  % poids et  $\text{MgO} = 5$  à  $8$  % poids), mais ces roches sont toutefois enrichies en ÉTRL<sub>é</sub> ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 1,4$  à  $10,8$ ), Ba, Th et U (figure 4.3d et h). Puisqu'elles possèdent aussi les anomalies négatives en Nb-Ta caractéristiques des suites volcaniques générées dans les zones de subduction, nous classifions donc ces basaltes dans la série des tholéiites contaminées. En raison du métamorphisme et de la recristallisation importante de ces roches, il est aussi possible qu'elles aient initialement



**FIGURE 4.3** – Diagrammes des ÉTR normalisés aux chondrites et diagrammes multiéléments normalisés au manteau primordial pour les roches volcaniques du NEPS : **a)** et **e)** séries des komatiites, des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites; **b)** et **f)** série des basaltes, andésites et dacites calco-alcalins; **c)** et **g)** série des tufs et des laves rhyodacitiques à rhyolitiques calco-alcalins; **d)** et **h)** série des tholéiites contaminées.

mal été interprétées et puissent faire partie des intrusions dioritiques associées à la Suite de Bacqueville.

Si on tient compte des âges de cristallisation obtenus des échantillons provenant du Complexe de Duvert (<2725 Ma), la série des tholéiites contaminées semble s'être mise en place tardivement au Néoarchéen. Même si l'âge exact des tholéiites contaminées provenant du Complexe d'Innuksuac (2760 à 2740 Ma) est inconnu, il est possible qu'elles aient un âge autour de 2740 Ma, ce qui fait possiblement des tholéiites contaminées un type de roche s'étant mis en place alors que l'évolution du NEPS était déjà avancée.

### ***Série des basaltes, andésites et dacites calco-alcalins***

Cette série (BADCA, tableau 4.1) est prédominante dans les complexes de Garault, de Dupire et de Pélican, mais est aussi présente dans les complexes de Gayot, d'Arnaud, d'Innuksuac, de Mézard, de Duvert, de Chavigny ainsi que dans les ceintures de Roulier, de Tasiataq et de Juet (figures 4.1 et 4.2). La série de référence a été décrite à partir des échantillons prélevés à l'intérieur des complexes de Gayot et de Garault (Boily *et al.*, 2002). De nature alumineuse ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12$  à  $19$  % poids) et d'affinité calco-alcaline, ces volcanites ont des compositions variant de basalte à andésite ( $\text{SiO}_2 = 46$  à  $61$  % poids). Elles se distinguent des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites par leurs rapports  $\text{Zr/Y} > 3$  (figure 4.4c), par des enrichissements en ÉTRLÉ ( $[\text{La/Sm}]_{\text{NC}} = 2,4$  à  $3,6$ ), Th, Sr et Ba ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti caractéristiques des roches calco-alcalines associées aux zones de subduction (figure 4.3 a et f). Certains des basaltes enrichis en ÉTRLÉ sont relativement magnésiens et primitifs ( $\text{Mg\#} = 64$  à  $70$ ).

Bien que les roches de cette série soient présentes dans de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires du NEPS, elles ne représentent qu'une faible proportion du volume des volcanites qui se sont épanchées lors du Néoarchéen. Ces roches ont été amplement échantillonnées et sont probablement surreprésentées dans la banque de données géochimiques. Nos travaux de compilation mettent en évidence l'association de ces volcanites avec des séquences sédimentaires qui forment souvent un cycle volcanique plus jeune reposant sur des assemblages anciens formés de komatiite, de tholéiite magnésienne et de ferrotholéiite.

### ***Série des tufs et des laves rhyodacitiques à rhyolitiques calco-alcalins***

Cette série (TLRCA, tableau 4.1) est présente dans la majorité des unités volcano-sédimentaires du NEPS. Les échantillons provenant des complexes de Gayot et de Dupire ont servi à décrire la série de référence pour ces roches (Boily *et al.*, 2002). Les tufs et les laves rhyodacitiques à rhyolitiques ( $\text{SiO}_2 = 67$  à  $78$  % poids) forment trois groupes distincts définis par les rapports  $\text{Zr/Y}$  et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  (figure 4.4f). Le groupe I présente des rapports  $\text{Zr/Y}$  (10 à

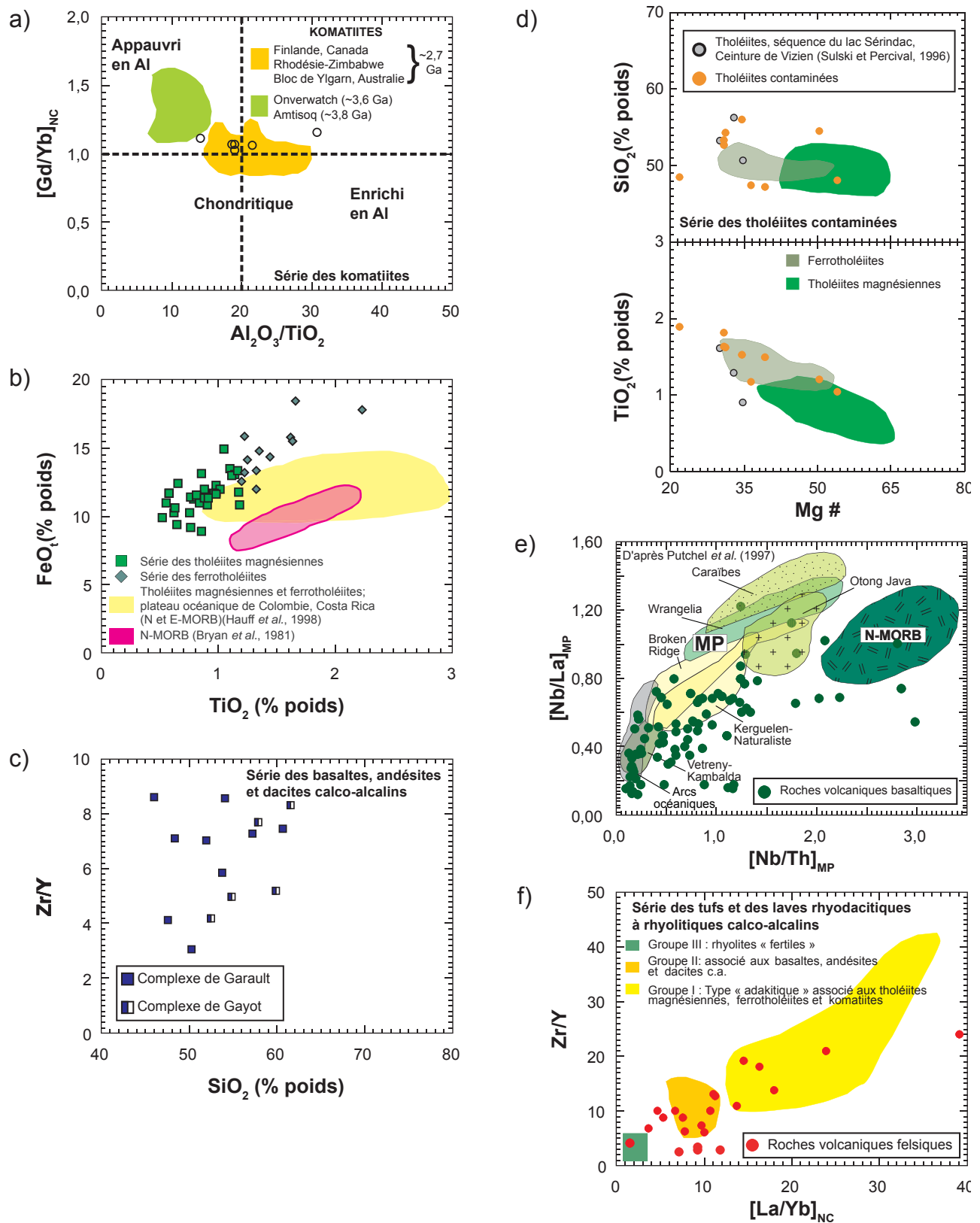
41) et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  (16 à 36) élevés tandis que le groupe II affiche des rapports  $\text{Zr/Y}$  (7 à 15) et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  (6 à 10) plus modérés (figure 4.4f). Le groupe III a uniquement été reconnu à l'intérieur du Complexe de Dupire et dans la ceinture de Duquet (Bourassa, 2002). Il se compose de rhyolites siliceuses pauvres en aluminium et ayant de faibles rapports  $\text{Zr/Y}$  et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$ . Ces rhyolites présentent des signatures comparables à celles attribuées aux rhyolites dites « fertiles » associées aux minéralisations en sulfures massifs volcanogènes (par exemple, les gîtes de type Noranda). Les rhyolites du groupe I sont dominantes dans la ceinture de Vénus (Complexe de Gayot) et sont moins alumineuses ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11$  à  $16$  % poids) que celles du groupe II ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13$  à  $17$  % poids). Elles sont aussi plus différenciées que celles du groupe II avec, par exemple, des teneurs en Sr qui varient entre 72 et 120 ppm. De plus, les rhyolites du groupe I ont des anomalies négatives en Eu, sont communément associées à des basaltes, des andésites et des dacites et représentent les termes différenciés d'une suite calco-alcaline typiquement associée aux processus de subduction. Les roches volcanoclastiques rhyodacitiques à rhyolitiques du groupe I affichent certains des traits géochimiques caractéristiques des termes évolués des suites « adakitiques » du Cénozoïque ou des phases tonalitiques et trondhjémiques de la série des TTG archéennes (Drummond et Defant, 1990; Smithies, 2000).

La série des volcanites felsiques ne constitue qu'un petit volume des séquences volcaniques. Toutefois, ces roches ont été échantillonnées de façon presque systématique pour des fins de datation géochronologique et sont surreprésentées à l'intérieur de la banque de données géochimiques. L'association spatiale entre les roches felsiques du groupe II et les roches de la série BADCA a été établie sur la base d'observations de terrain.

### ***Sommaire sur la géochimie des volcanites***

Les basaltes d'affinité tholéiitique sont les volcanites le plus fréquemment observées dans le NEPS. Des études détaillées sur les ceintures volcano-sédimentaires de la portion nord du NEPS suggèrent que les assemblages volcaniques composés de tholéiites magnésiennes forment une séquence inférieure sur laquelle reposeraient une séquence de ferrotholéiites ayant déjà eu une étendue de plus de 200 km (Maurice *et al.*, sous presse). Les tholéiites contaminées et les roches volcaniques d'affinité calco-alcaline se retrouvent dans des assemblages volcaniques d'âge variable. Ces dernières sont principalement composées de tufs et de laves felsiques, mais regroupent aussi des laves mafiques et intermédiaires. Ce type de roche a été abondamment échantillonné et analysé, ce qui nous a permis de bien les documenter et de conclure que, malgré leur identification dans des assemblages d'âges différents, elles composent une grande proportion des assemblages volcano-sédimentaires plus jeunes.





**FIGURE 4.4** – Roches volcaniques du NEPS : **a)**  $[Gd/Yb]_{NC}$  vs  $Al_2O_3/TiO_2$  pour la série des komatiites. Notez la nature chondritique et non appauvrie en Al des komatiites du NEPS; **b)**  $FeO_{(total)}$  (% poids) vs  $TiO_2$  (% poids) pour la série des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites; **c)**  $Zr/Y$  vs  $SiO_2$  (% poids) pour la série des basaltes, andésites et dacites calco-alcalins; **d)**  $TiO_2$  (% poids) et  $SiO_2$  (% poids) vs  $Mg\#$  pour la série des tholéiites contaminées. Notez l'enrichissement en  $TiO_2$  et  $SiO_2$  ainsi que le degré de différenciation élevé (c.-à-d. faible  $Mg\#$ ) des tholéiites contaminées relativement aux tholéiites magnésiennes. Les tholéiites de la séquence du lac Sérindac (Ceinture de Vizien) sont ajoutées pour fins de comparaison; **e)**  $[Nb/La]_{MP}$  vs  $[Nb/Th]_{MP}$  pour les roches basaltiques du NEPS. Celles-ci montrent une similarité avec les basaltes de plateaux (ex. : Kerguelen-Naturaliste et Broken Ridge) ou d'arc insulaire; **f)**  $Zr/Y$  vs  $[La/Yb]_{NC}$  pour la série des tufs et des laves rhyodacitiques à rhyolitiques calco-alcalins. Les trois principaux groupes reconnus à l'intérieur des volcanites felsiques calco-alcalines du NEPS sont présentés.

## Roches intrusives felsiques et intermédiaires

Les travaux de cartographie géologique, combinés aux résultats des études pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, nous permettent d'identifier trois grandes séries d'intrusions felsiques et intermédiaires. Ces séries comprennent 1) les tonalites et les roches associées (TTG); 2) les granites et les monzogranites (GGM); 3) les granitoïdes à pyroxène. Des analyses représentatives de chacune de ces séries sont présentées au tableau 4.3.

### Série des tonalite – trondhémite – granodiorite (TTG)

Les roches appartenant à la série des tonalite – trondhémite – granodiorite (TTG) occupent une superficie importante du NEPS (figures 3.4, 3.5 et 3.6). Elles se sont mises en place au cours de plusieurs événements magmatiques, principalement entre 2830 et 2740 Ma (figure 3.1). Ces roches sont surtout constituées de tonalite, trondhémite, diorite et diorite quartzifère, très peu de roches de compositions granodioritiques ayant été observées. Par contre, la majorité de ces roches sont affectées par un phénomène de granitisation relié à la mise en place de plutons granodioritiques ou granitiques plus jeunes. Cette granitisation se traduit par la présence d'une phase granodioritique ou granitique en contact graduel et diffus avec la phase tonalitique. La présence de cette phase granitique tardive peut occasionnellement donner une composition chimique moyenne granodioritique pour certains échantillons de tonalites granitisées.

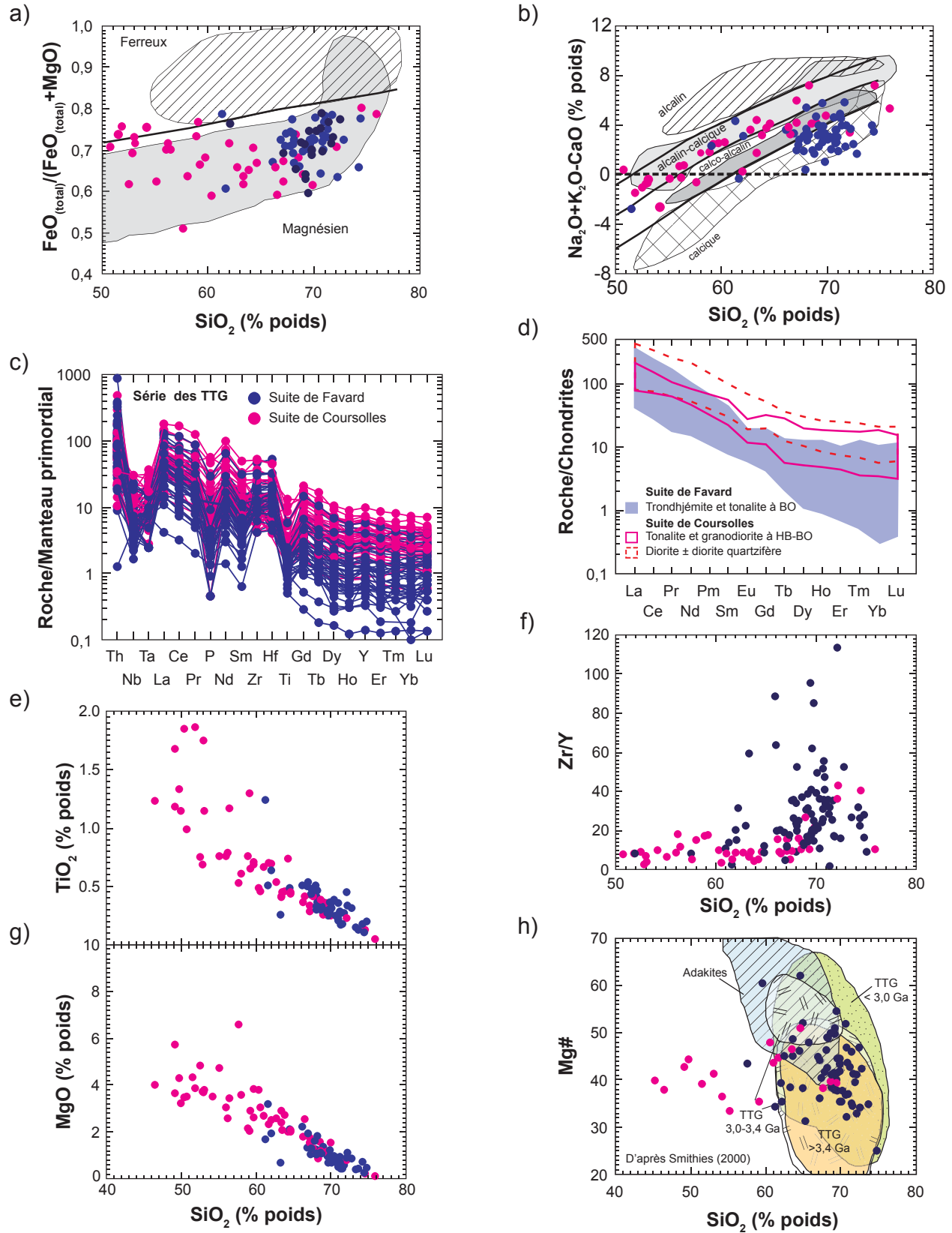
L'étude géochimique des roches tonalitiques a été réalisée à partir des données analytiques provenant d'échantillons prélevés dans les suites de Brésolles et Suluppaugalik (2833 à 2807 Ma, figure 3.4), Faribault-Thury, Rochefort et Kapijuq (2785 à 2775 Ma, figure 3.5), Coursolles et Favard (2760 à 2740 Ma, figure 3.5), de même que dans la Suite de Bylot (2737 à 2723 Ma, figure 3.6). Les données des suites de Coursolles et de Favard ont été utilisées pour déterminer les caractéristiques chimiques typiques de la série des TTG (Boily *et al.*, 2004). Cette série comprend des diorites, des diorites quartzifères, des tonalites à hornblende et biotite et des trondhémites à biotite. Les roches sont métalumineuses ( $A/CNK = 0,5 - 1,0$ ), sauf les plus felsiques ( $> 70$  % poids) qui sont plutôt hyperalumineuses ( $A/CNK = 0,9 - 1,1$ ). Les roches de ces suites sont magnésiennes (figure 4.5a) et ont des compositions majoritairement calcique à alcalin-calcique, peu d'échantillons ayant des compositions calco-alcalines (figure 4.5b). Cette distribution se compare à ce qui est obtenu par Frost *et al.* (2001) pour les suites TTG archéennes, mais diffère de ce qui est observé pour les TTG des batholites de cordillère et d'arc volcanique. Ces dernières montrent plutôt des compositions magnésienne et calcique.

Les roches tonalitiques expriment de faibles concentrations en  $MgO$  associées à des corrélations négatives avec les teneurs en  $SiO_2$  et  $TiO_2$  (figure 4.5e et g). Les tonalites

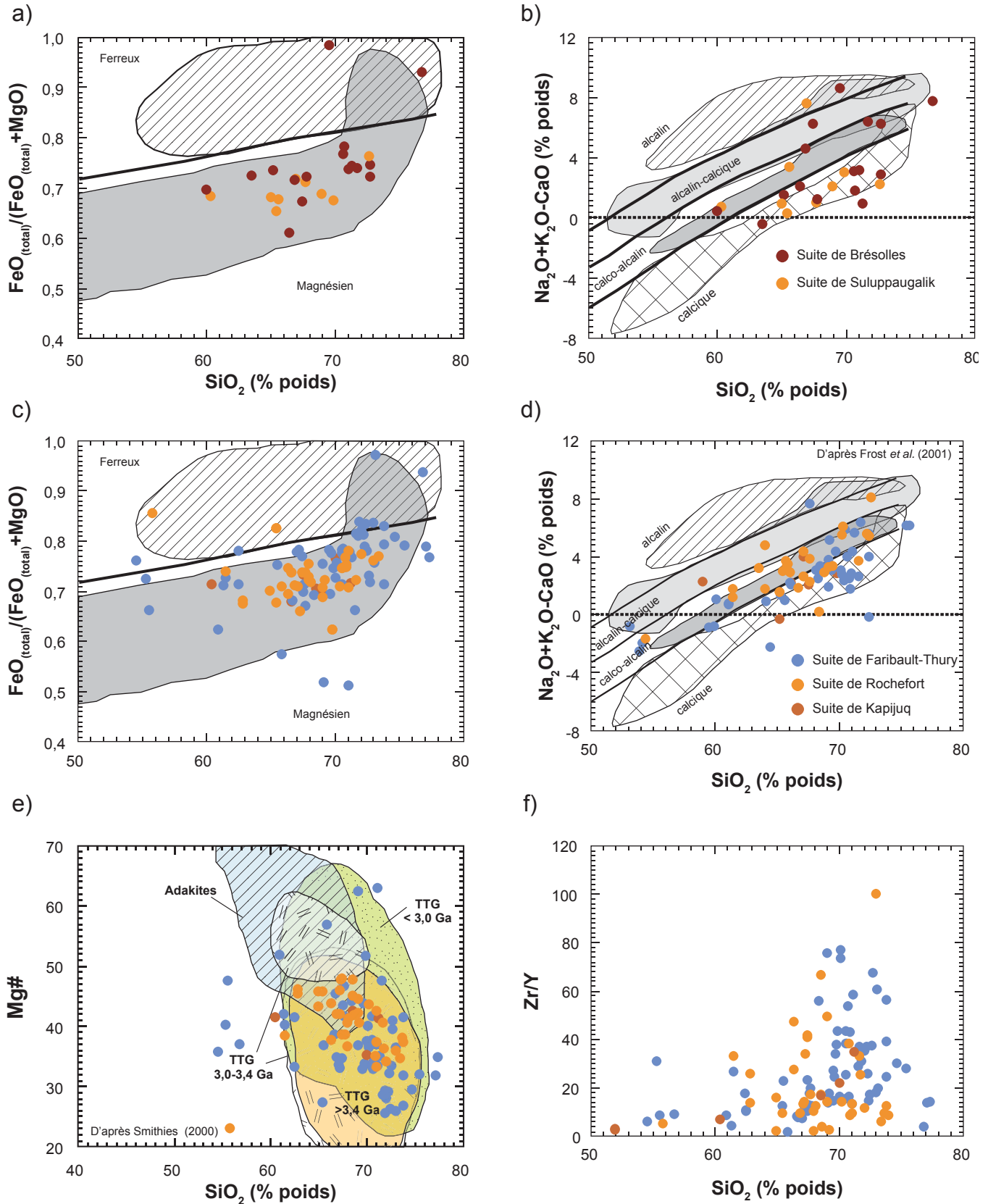
et les trondhémites des suites de Coursolles et de Favard ( $SiO_2 = 56$  à  $76$  % poids) présentent des teneurs en  $Al_2O_3$  ( $14$  à  $18$  % poids),  $Na_2O$  ( $3,3$  à  $5,5$  % poids) et  $Sr$  ( $164$  à  $717$  ppm) élevées et des concentrations en ÉTRL<sub>o</sub> ( $Yb = 0,1$  à  $2,1$  ppm) faibles. On observe ainsi des rapports  $[La/Yb]_{NC} = 6$  à  $111$ ;  $\tilde{X} = 34$ ),  $Sr/Y$  ( $8$  à  $232$ ;  $\tilde{X} = 90$ ) et  $Na_2O/K_2O$  ( $0,7$  à  $7,8$ ;  $\tilde{X} = 2,7$ ) élevés qui sont typiques des suites TTG archéennes (Martin et Moyen, 2002; Martin, 1999 et 1993; Drummond et Defant, 1990 et Arth *et al.*, 1978). Des variations de composition chimique prononcées sont observées dans les termes les plus felsiques (tonalites leucocrates et trondhémites;  $SiO_2 = 66$  à  $76$  % poids). Ainsi, l'augmentation des rapports  $[La/Yb]_{NC}$ ,  $Sr/Y$  et  $Zr/Y$  des roches felsiques contraste avec les faibles variations exprimées par les termes moins évolués (figure 4.5f). Ces variations sont particulièrement bien représentées parmi les roches de la Suite de Favard, dans laquelle un appauvrissement en ÉTRL<sub>o</sub> est observé ( $Yb_{NC} = 9$  à  $1$ ; figure 4.5d). La majorité des tonalites et des trondhémites montre des profils des terres rares normalisés typiques de la série des TTG, avec un enrichissement modéré en ÉTRL<sub>é</sub> ( $[La/Sm]_{NC} = 1$  à  $23$ ), les trondhémites les plus différenciées ( $SiO_2 > 71$  % poids) montrant de faibles teneurs en ÉTR et des anomalies positives importantes en Eu. On y observe aussi des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta, P et Ti (figure 4.5c).

De composition mafique à intermédiaire ( $SiO_2 = 49$  à  $63$  % poids), les diorites et diorites quartzifères conservent le caractère sodique ( $Na_2O/K_2O = 1,3$  à  $3,6$ ) et alumineux ( $Al_2O_3 = 14$  à  $18$  % poids) des tonalites auxquelles elles sont associées. Ces roches sont plus riches en fer ( $FeO_{(total)} = 3$  à  $12$  % poids) et peu magnésiennes  $Mg\#$  ( $36$  à  $63$ ; figure 4.5h). Elles présentent des teneurs élevées en  $Sr$  ( $259$  à  $951$  ppm),  $Ba$  ( $247$  à  $1293$  ppm) et en ÉTRL<sub>é</sub> ( $La = 19$  à  $101$  ppm) typiques des TTG *stricto sensu*, tout en étant moins appauvries en  $Yb$  ( $0,9$  à  $3,6$  ppm), produisant des rapports  $Zr/Y$  et  $[La/Yb]_{NC}$  plus modérés (figure 4.5 d et f). Les diorites analysées possèdent des teneurs en ÉTR plus élevées que celles des tonalites et des trondhémites (figure 4.5d). Ces diorites sont relativement appauvries en  $Cr$  ( $20$  à  $120$  ppm;  $\tilde{X} = 66$ ) et présentent pour la plupart des teneurs en  $SiO_2$  et une valeur  $Mg\#$  trop faibles pour appartenir aux termes mafiques ou intermédiaires d'une suite adakitique (figure 4.5h). D'autre part, on peut différencier ces diorites des roches intrusives composant la suite dite « sanukitoïde », désignant des roches syn- à post-tectoniques composées de diorites, de monzodiorites et de granodiorites affleurant dans le sud-ouest la Province du Supérieur ( $Mg\# > 60$  et enrichissement prononcé en  $Ba$  et en  $Sr - 600$  à  $1800$  ppm; Stern *et al.*, 1989).

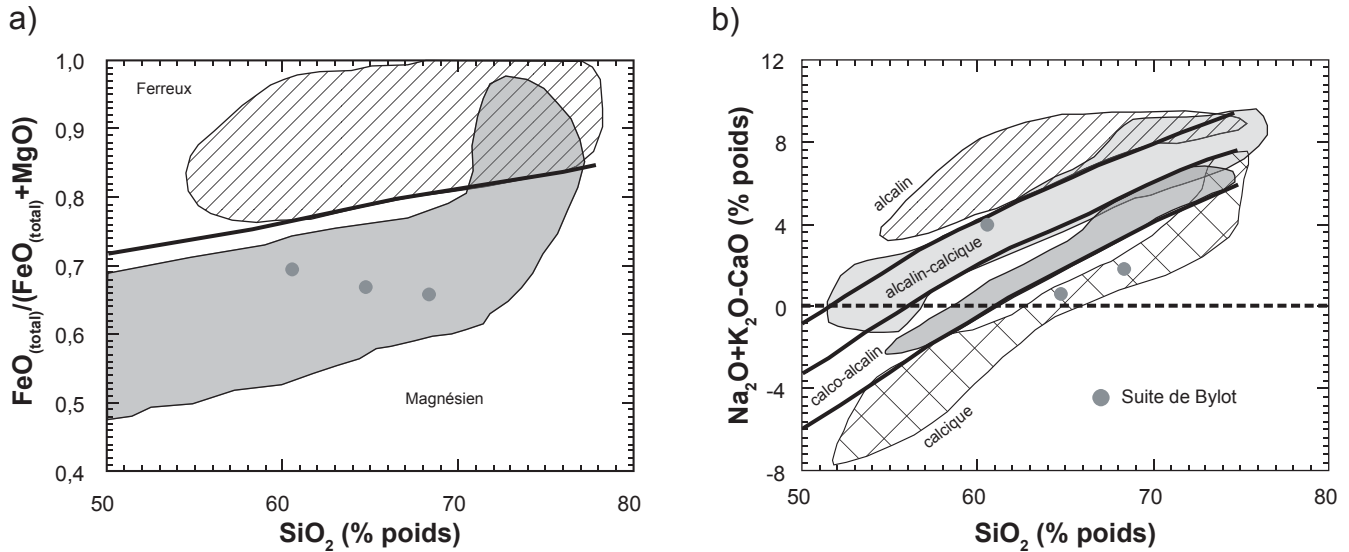
Les suites de Brésolles, Suluppaugalik, Faribault-Thury, Rochefort et Kapijuq (figure 4.6), de même que la Suite de Bylot (figure 4.7) possèdent des caractéristiques géochimiques similaires qui les associent aux TTG archéennes telles que définies plus haut. Conséquemment, nous n'avons pu, sur une base géochimique, établir de distinction entre les



**FIGURE 4.5** – Série des TTG, suites de Coursolles et de Favard : **a)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **c)** diagramme des multiéléments normalisés au manteau primordial; **d)** diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites soulignant la décroissance en ÉTRL0 à partir des compositions dioritiques jusqu'aux trondhémites; **e)**  $\text{TiO}_2$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **f)**  $\text{Zr/Y}$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) montrant l'accroissement prononcé du rapport  $\text{Zr/Y}$  dans les compositions felsiques; **g)**  $\text{MgO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **h)**  $\text{Mg\#}$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) illustrant l'absence de composition adakitique dans les suites de Favard et de Coursolles.



**FIGURE 4.6** – Série des TTG, suites de Brésolles, Suluppaugalik, Faribault-Thury, Rochefort et Kapijuq : **a)** et **c)** classification de Frost *et al.* (2001);  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})} + \text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** et **d)** classification de Frost *et al.* (2001);  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **e)** diagramme Mg# vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) illustrant l'absence d'adakites à l'intérieur des suites plutoniques de Faribault-Thury, de Rochefort et de Kapijuq (série des TTG); **f)** diagramme Zr/Y vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) montrant les variations importantes du rapport Zr/Y dans les termes felsiques des suites de Faribault-Thury, de Rochefort et de Kapijuq.



**FIGURE 4.7** – Série des TTG, Suite de Bylot : **a)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{\text{(total)}}/(\text{FeO}_{\text{(total)}}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids).

unités tonalitiques (TTG) du NEPS. Ces unités possèdent des caractéristiques géochimiques semblables, peu importe leur localisation ou leur âge. La seule distinction que nous pouvons relever est la rareté des compositions mafiques à intermédiaires (diorite à diorite quartzifère) dans les suites néoarchéennes précoces du Terrane de la rivière Arnaud (Faribault-Thury, Rochefort et Kapijuk; 2785 à 2775 Ma) relativement aux suites localisées dans le Terrane de la baie d'Hudson (Coursolles et Favard; 2760 à 2740 Ma).

#### *Série des granodiorite – granite – monzogranite (GGM)*

Les roches appartenant à la série des granodiorite – granite – monzogranite (GGM) occupent une superficie très importante du NEPS. Ces roches se sont mises en place après 2740 Ma, au cours de deux grands événements magmatiques néoarchéens (figure 3.2). Les suites de Leridon, La Chevroitière, Pinguq, rivière aux Feuilles, Dufrebois et Desbergères (figure 3.7) se sont mises en place entre 2740 et 2705 Ma, tandis que les suites de Maurel, Tramont, Belloy, Corneille et Morrice (figure 3.10) se sont mises en place entre 2705 et 2680 Ma. Une étude géochimique plus détaillée a été réalisée sur la Suite de Desbergères et sur les suites de Tramont et de Morrice afin de permettre une comparaison géochimique entre les suites intrusives appartenant aux différentes époques de mise en place (Boily *et al.*, 2004).

#### *Suite de Desbergères*

La Suite de Desbergères se compose principalement de granodiorite à hornblende et biotite, mais aussi de monzogranite à biotite et de monzodiorite quartzifère. Ces roches sont de composition métalumineuse à légèrement hypéralumineuse ( $A/\text{CNK} = 0,9$  à  $1,2$ ), magnésienne et d'affinité calco-alcaline à alcalin-calciq (figures 4.8a et

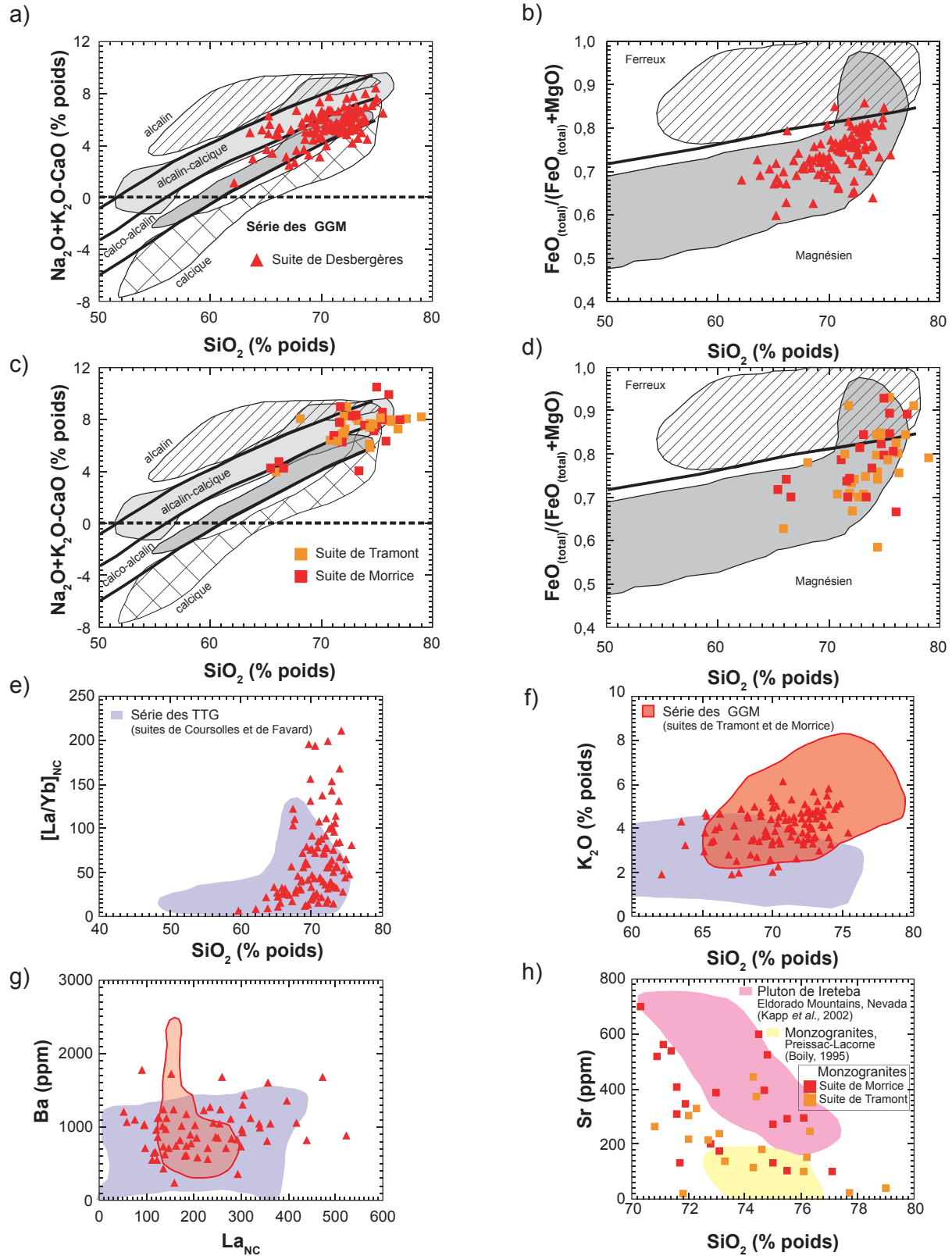
b). Cette composition est typique des plutons dioritiques et granodioritiques constituant les batholites de la partie interne des Cordillères. La Suite de Desbergères, de composition intermédiaire à felsique ( $\text{SiO}_2 = 61$  à  $75$  % poids), est appauvrie en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$  ( $1,0$  à  $6,6$  % poids),  $\text{MgO}$  ( $0,1$  à  $2,8$  % poids) et  $\text{TiO}_2$  ( $0,1$  à  $0,8$  % poids). On observe de faibles valeurs du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  reflétant l'affinité potassique de ces roches. On note aussi une augmentation de la valeur des rapports  $\text{Zr}/\text{Y}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,  $\text{Sr}/\text{Y}$  et  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  avec l'augmentation de la silice (figure 4.8e). Cet accroissement est modéré, entre  $60$  et  $70$  % poids  $\text{SiO}_2$ , et devient très prononcé dans les compositions les plus felsiques ( $> 70$  % poids  $\text{SiO}_2$ ).

Les profils de terres rares normalisés aux chondrites (non représentés) illustrent un enrichissement en ÉTRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}} = 3$  à  $11$ ) et un appauvrissement modéré ou fort en ÉTRLô ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 10$  à  $84$ ). Ces profils affichent soit une absence d'anomalie ou de légères anomalies négatives en Eu, et les diagrammes multiéléments normalisés sur le manteau primitif montrent des anomalies négatives en Nb-Ta, Ti et P et des enrichissements en Ba, Th et U constituant les traits distinctifs des suites plutoniques archéennes calco-alcalines intermédiaires à felsiques.

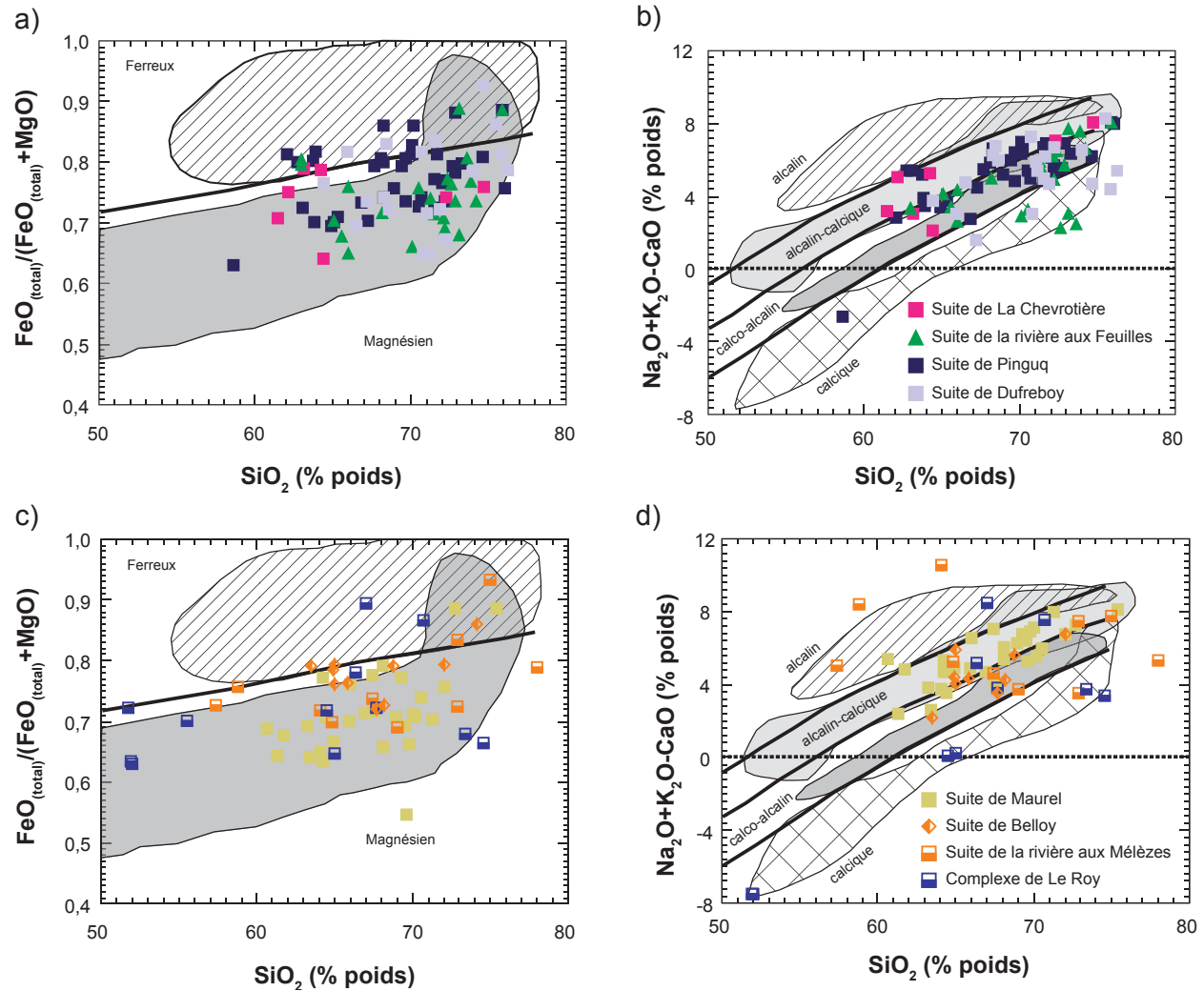
#### *Suites de Tramont et de Morrice*

Les suites de Tramont et de Morrice sont composées de monzogranites leucocrates à biotite + chlorite, massifs et homogènes, qui contiennent peu de minéraux mafiques (généralement près de  $1$  %). Les monzogranites appartenant à ces suites sont felsiques ( $\text{SiO}_2 = 70$  à  $81$  % poids) et légèrement hypéralumineux ( $A/\text{CNK} = 0,8$  à  $1,2$ ). Ces roches se réTROuvent, comme les roches plutoniques de la Suite de Desbergères, dans les champs magnésien et calco-alcalin à alcalin-calciq (figures 4.8c et d). Avec l'augmentation





**FIGURE 4.8** – Série des GGM, suites de Desbergères, de Morrice et de Tramont : **a)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **c)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **d)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **e)** diagramme  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) illustrant les importantes variations du rapport  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  dans les compositions felsiques de la suite de Desbergères qui sont similaires à celles exprimées par les plutons de la série des TTG; **f)**  $\text{K}_2\text{O}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) illustrant le caractère potassique de la Suite de Desbergères et le caractère siliceux des suites de Tramont et de Morrice; **g)** diagramme Ba (ppm) vs  $\text{La}_{\text{NC}}$ ; **h)** Sr (ppm) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) montrant les variations exprimées par les suites de Morrice et de Tramont. Les champs du pluton d'Ireteba et des monzogranites de Preissac-Lacorne sont présentés.



**FIGURE 4.9** – Série des GGM, suites de La Chevrotière, de Pinguq, de Dufreboy, de Maurel et de Belloy : **a)** et **c)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** et **d)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids).

de la silice, on observe une diminution des concentrations en  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , Zr, Sc, Sr, Ba (Figure 4.8h), tandis que les concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb et Cs de même que les valeurs du rapport Rb/Sr augmentent (figure 4.8f). Par contre, les teneurs en Zr, Y, ÉTRLé et les rapports K/Rb, Zr/Y et  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  ne montrent aucune variation en fonction de la concentration en silice.

Les profils de terres rares normalisés aux chondrites révèlent un fractionnement important des ÉTR ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}} = 20$  à 187) et aucune anomalie négative en Eu (non représenté). Les valeurs élevées des rapports Sr/Y ( $\bar{X} = 57$ ) et Zr/Y ( $\bar{X} = 24$ ) sont comparables à celles observées dans les adakites du Cénozoïque et dans les TTG de l'Archéen. Elles possèdent aussi des signatures géochimiques intermédiaires entre un monzogranite de type S très fractionné et un granite issu de la fusion de la croûte continentale à de grandes profondeurs (35 à 40 km). En comparant nos données aux monzogranites du Complexe plutonique de Preissac-Lacorne (Sous-province de l'Abitibi) et aux granites issus de la fusion

crustale du pluton d'Ireteba (montagnes Eldorado, état du Nevada), nous pouvons conclure que les processus pétrogénétiques ayant formés les roches des suites de Tramont et de Morrice résultent probablement d'une combinaison reflétant plusieurs environnements géologiques.

#### *Comparaisons entre les unités de granodiorite – granite – monzogranite (GGM)*

Avec des concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$ , La, Th, Ba, U, Zr et Nb très similaires, des valeurs de rapports Zr/Y et  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  semblables (figure 4.8e) et une nature hyperalumineuse, les monzogranites des suites de Tramont et de Morrice expriment des signatures géochimiques comparables à celles de la Suite de Desbergères. Toutefois, la moitié des roches appartenant aux suites tardives de Tramont et de Morrice contiennent entre 74 et 80 % poids de  $\text{SiO}_2$  et sont nettement plus siliceuses que les roches plus anciennes de la Suite de Desbergères (figure 4.8f).

La signature géochimique des suites de La Chevrotière, de Pinguq et de Dufreboy (2740 à 2705 Ma) et des suites de Maurel et de Belloy (2705 à 2680 Ma; figure 4.9) est comparable à celle des suites de Desbergères, de Tramont et de Morrice décrites plus haut. Il n'est donc pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, de différencier chimiquement les unités de granodiorite – granite – monzogranite (GGM) qui se sont mises en place entre 2740 et 2705 Ma de celles s'étant mises en place entre 2705 et 2680 Ma (figure 3.2).

### *Série des granitoïdes à pyroxène*

Similairement aux séries des TTG et des GGM, la série des granitoïdes à pyroxène couvre une superficie importante du NEPS (figure 3.8). Cette série, qui s'est principalement mise en place durant la période comprise entre 2740 et 2705 Ma (figure 3.2), est dominée par des roches de composition enderbite (tonalite à orthopyroxène). Elle contient également de la charnockite (granite à orthopyroxène), de l'opdalite (granodiorite à orthopyroxène), de la diorite à orthopyroxène et du gabbro. Les suites de Lepelle et de Loups Marins diffèrent des autres unités de granitoïdes à pyroxène par la présence d'unités à clinopyroxène dans lesquelles l'orthopyroxène est absent. La Suite de Lepelle est constituée principalement de granodiorite à clinopyroxène, tandis que la Suite de Loups Marins comprend deux grandes unités : une unité de roches à orthopyroxène plus ancienne (2735 à 2720 Ma) composée surtout d'enderbite et de diorite à hypersthène et une unité de roches à clinopyroxène plus jeune (2715 à 2705 Ma) formée principalement de tonalite et de diorite. Une étude géochimique détaillée a été réalisée sur les roches de la Suite de Loups Marins et permet de comparer sa signature avec les autres unités à pyroxène du NEPS (Boily *et al.*, 2004).

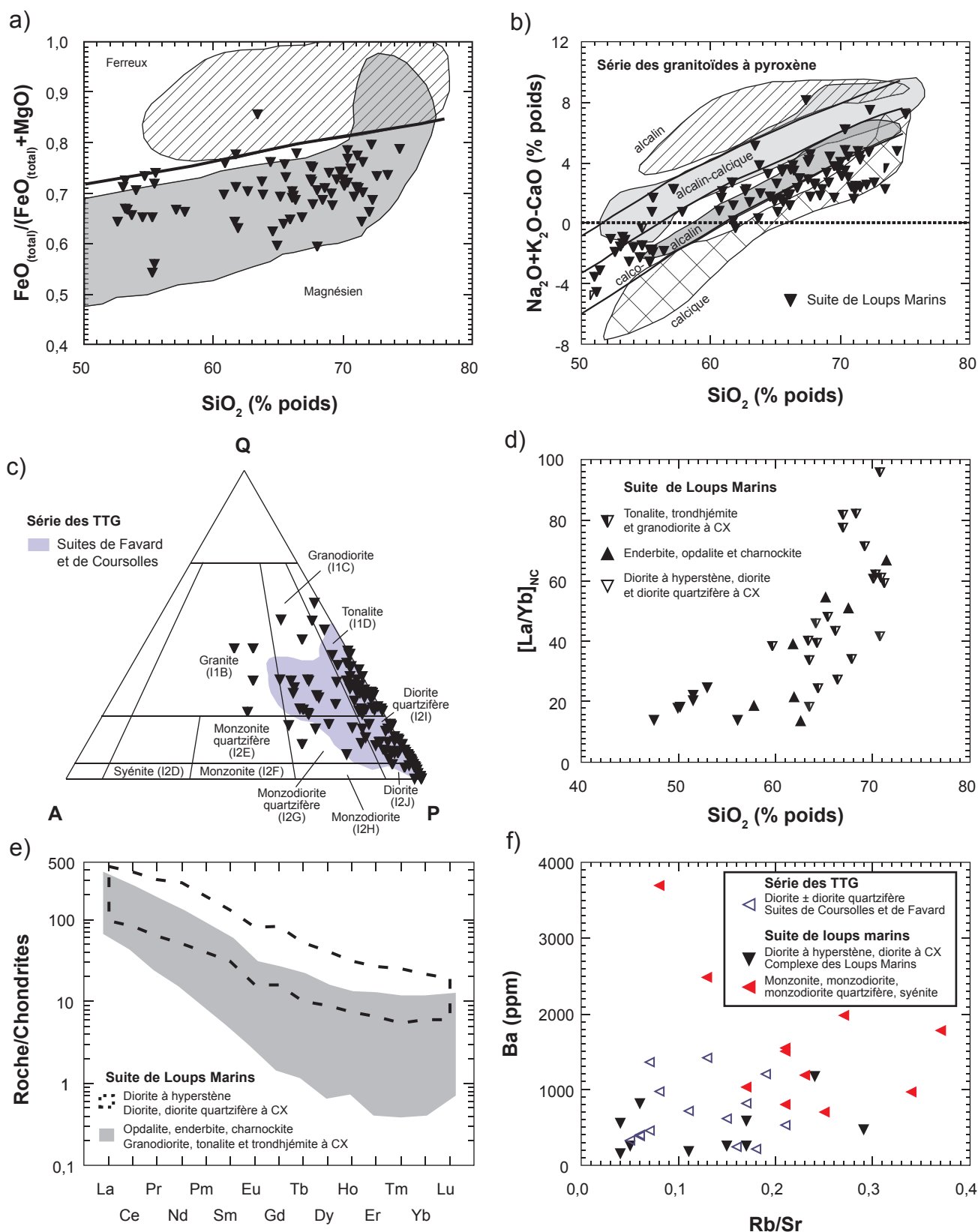
Les roches plutoniques de la Suite de Loups Marins possèdent une affinité magnésienne (figure 4.10a) et calcique à calco-alcaline (figure 4.10b). Les termes moins évolués (diorites quartzifères) ont des concentrations en  $\text{SiO}_2$  (48 à 60 % poids),  $\text{MgO}$  (2 à 8 % poids) et  $\text{CaO}$  (4 à 10 % poids) de même que des rapports  $\text{Rb/Sr}$  (0,01 à 0,4) et  $\text{Zr/Y}$  (1 à 15) identiques, peu importe qu'elles contiennent le clinopyroxène ou l'orthopyroxène. En comparaison aux termes plus felsiques, les diorites quartzifères possèdent des teneurs en ÉTRL élevées et présentent un fractionnement modéré entre les ÉTRLé et les ÉTRLô ( $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}} = 12$  à 34; figure 4.10e). Ces roches montrent aussi un accroissement progressif du rapport  $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$ , des phases de composition intermédiaire vers les phases de composition felsique. Les enderbites et les tonalites à clinopyroxène montrent une décroissance comparable des teneurs en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , ÉTRLô et Y ainsi que des rapports  $\text{Zr/Y}$  (2 à 46),  $\text{Sr/Y}$  (8 à 144) et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  (12 à 49) avec l'augmentation de la silice. Les faibles concentrations en ÉTRLô des enderbites et des tonalites à clinopyroxène produisent une augmentation rapide des rapports  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  pour les teneurs de  $\text{SiO}_2$

> 70 % poids (figure 4.10d). Les caractéristiques géochimiques énumérées ici sont semblables à celles des roches de la série des TTG décrites plus haut. De plus, les granitoïdes à pyroxène de composition intermédiaire à felsique de la Suite de Loups Marins ainsi que les diorites et tonalites des suites de Coursolles et de Favard ont des compositions minéralogiques normatives similaires (figure 4.10c).

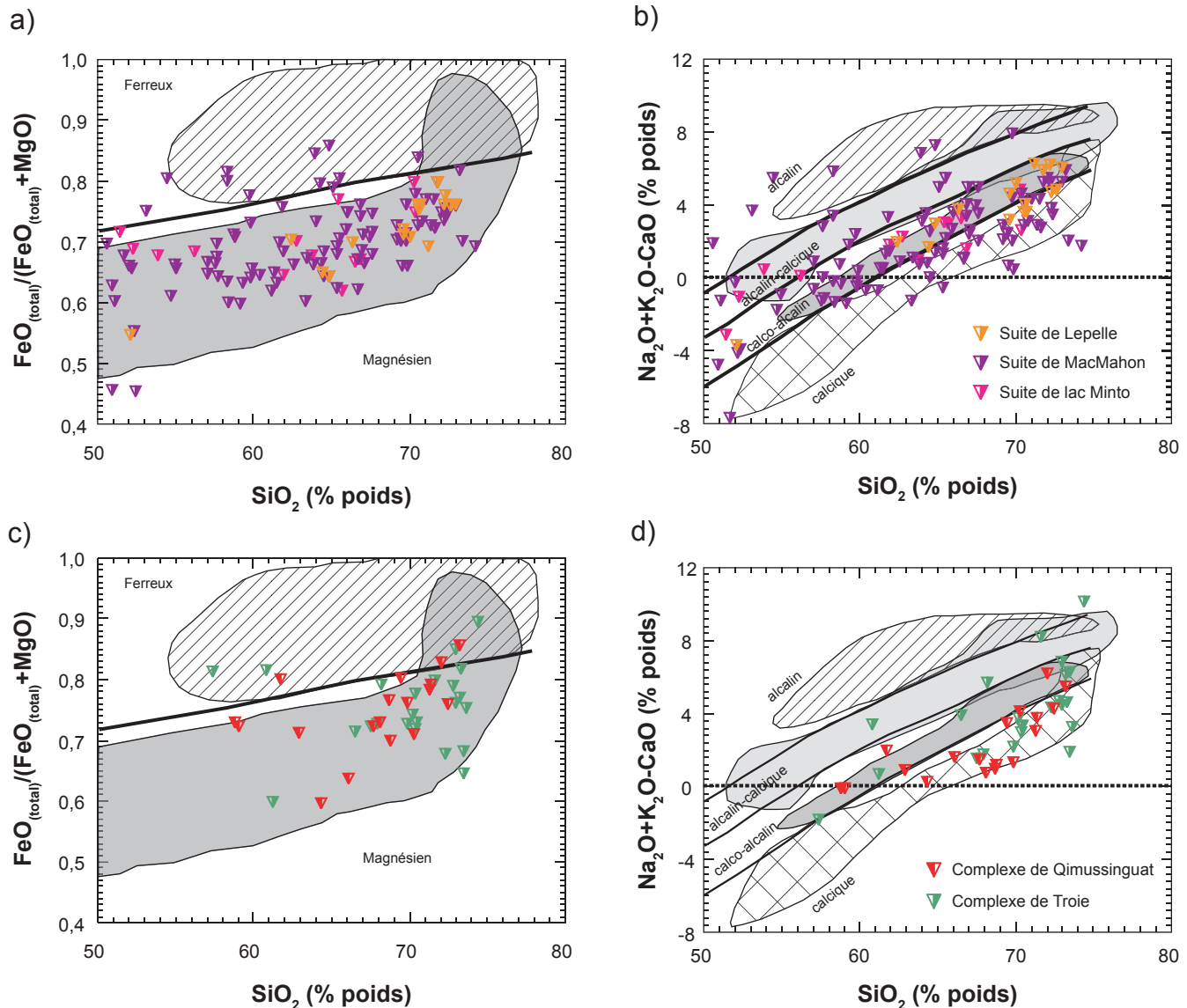
Les monzonites, monzodiorites, granodiorites et granites à clinopyroxène ont fréquemment une texture porphyroïde. Ces roches diffèrent des enderbites et des tonalites à clinopyroxène par leur caractère potassique ( $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O} = 1,0$  à 0,6) et des teneurs généralement plus élevées en Rb, Sr et Ba (figure 4.10f). Les monzodiorites, les monzonites quartzifères et les syénites à clinopyroxène sont de composition intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 58$  à 65 % poids) et demeurent enrichies en  $\text{K}_2\text{O}$  (3,6 à 8,4 % poids),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$  (3,4 à 4,6 % poids) et Ba (977 à 3700 ppm). Elles sont par contre appauvries en  $\text{MgO}$  (1,2 à 1,8 % poids) relativement aux monzodiorites quartzifères et granodiorites mélanocrates qui possèdent, toutefois, des teneurs en silice comparables. Sur un diagramme multiéléments, les monzodiorites, monzonites quartzifères et syénites à clinopyroxène révèlent un enrichissement en ÉTRLé, Ba, Th et U ainsi que des anomalies négatives en Nb-Ta (non représenté). On observe aussi un appauvrissement en ÉTRLô et en Y typique des granitoïdes archéens. Relativement aux diorites et aux diorites quartzifères des suites TTG, ces roches intermédiaires montrent des teneurs plus élevées en  $\text{K}_2\text{O}$  et Ba ainsi que des rapports  $\text{Rb/Sr}$  et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  supérieurs.

La Suite de Lepelle est une unité magnésienne et calco-alcaline (figure 4.11a et b). De composition intermédiaire à felsique ( $\text{SiO}_2 = 62$  à 73 % poids), elle présente un enrichissement en Ba (200 à 1356 ppm), ÉTRLé ( $\text{La} = 29$  à 48) et Th (0,5 à 16 ppm) et affiche des valeurs modérées à élevées des rapports  $\text{Zr/Y}$  (11 à 55) et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  qui augmentent radicalement dans les termes les plus felsiques (> 70 % poids  $\text{SiO}_2$ ; non représenté). Les enderbites et les roches intermédiaires de la Suite de lac Minto possèdent des caractéristiques chimiques similaires à celles de la Suite de Loups Marins, et typiques des séries TTG en général, tandis que les roches de la Suite de MacMahon sont plus ferri-fères et alcalin-calciques à alcalines (figure 4.11a et b). La Suite de MacMahon possède aussi des unités gabbroïques qui sont absentes de la série typique des TTG. Certains de ces gabbros sont magnésiens ( $\text{MgO} = 13$  à 19 % poids) et ont des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 10$  % poids accompagnées de faibles teneurs en Ba (50 à 230 ppm), Sr (46 à 259 ppm), La (3,5 à 8,8 ppm) et de profils en ÉTRL peu fractionnés ( $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}} = 3$  à 7). D'autres gabbros dont les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont supérieures à 10 % poids sont plus enrichis en LILE ( $\text{Ba} = 250$  à 801 ppm) et présentent des rapports  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  (12 à 14) plus élevés.

Les roches à pyroxène des complexes de Troie et de Qimussinguat sont, tout comme les roches de la Suite de Loups Marins, équivalentes aux roches de la série des TTG et ont des compositions magnésiennes et calciques à



**FIGURE 4.10** – Série des granitoïdes à pyroxène, Suite de Loups Marins : **a)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **c)** diagramme QAPF de Streckeisen dans lequel les roches de la Suite de Loups Marins occupent, tout comme les roches des suites de Favard et de Coursolles, le champ des diorites, diorites quartzifères, tonalites et granodiorites; **d)** diagramme  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) illustrant les importantes variations du rapport  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$  dans les roches de composition felsique de la Suite de Loups Marins, variations similaires à celles exprimées par les plutons de la série des TTG; **e)** diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites soulignant l'appauvrissement en ÉTR, principalement en ÉTRL, des opdalites, enderbites, charnockites et tonalites-trondhémites à CX relativement aux diorites, **f)** diagramme Ba (ppm) vs Rb/Sr montrant l'enrichissement des monzonites, monzodiorites quartzifères et syénites de la Suite de Loups Marins.



**FIGURE 4.11** – Série des granitoïdes à pyroxène, suites de Lepelle, de MacMahon et de lac Minto ainsi que les complexes de Troie et de Qimussinguat : **a)** et **c)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids); **b)** et **d)** classification de Frost *et al.* (2001),  $\text{FeO}_{(\text{total})}/(\text{FeO}_{(\text{total})}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (% poids).

calco-alcalines (figures 4.11c et d). Elles sont généralement de composition felsique, rarement de composition intermédiaire (55 à 65 % poids), ce qui les différencie des roches appartenant aux suites de Loups marins et de MacMahon. Le Complexe de Troie contient des roches de composition tonalitique ( $\text{SiO}_2=59\text{--}73$  % poids) ou gabbroïque ( $\text{SiO}_2=43$  à 54 % poids). Certaines de ces roches gabbroïques ont des compositions similaires aux tholéiites magnésiennes ( $\text{Zr/Y} = 1$  à 4,  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}} = 1$  à 2) et se présentent sous la forme d'enclaves encaissées dans les tonalites et les enderbites. Elles pourraient avoir un lien génétique avec les roches volcaniques du Complexe d'Arnaud. D'autres gabbros magnésiens ( $\text{MgO} = 4$  à 15 % poids) enrichis en LILE ( $\text{Ba} = 265$  à 724 ppm) et en ÉTRLÉ ( $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}} = 8$  à 24), ressemblent aux roches appartenant aux suites de Qullinaaraaluk ou de

Châteauguay décrites à la section suivante. Pour leur part, les enderbites des complexes de Troie et de Qimussinguat montrent des caractères chimiques similaires à ceux de la Suite de Loups Marins et à ceux de la série des TTG.

#### **Sommaire sur la géochimie des roches intrusives felsiques et intermédiaires**

Les roches intrusives felsiques constituées des séries tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) et granodiorite-granite-monzogranite (GGM) forment plus de 90 % du volume de la croûte archéenne dans le NEPS. Hormis le caractère sodique de la série des TTG et potassique de la série des GGM, ces deux séries manifestent des compositions et une évolution chimiques très similaires. Par exemple, l'accroissement



du rapport  $[La/Yb]_{NC}$  avec l'augmentation en silice est un phénomène qui s'observe dans les deux séries (figure 4.8e). En fait, la série des GGM semble constituer un équivalent potassique enrichi en éléments lithophiles ( $K_2O$ , Ba, La, Rb, Th et U) légèrement plus siliceux de la série des TTG.

Dans la série des granitoïdes à pyroxène, les roches possèdent des caractéristiques chimiques similaires à celles des roches de la série des TTG. Les roches appartenant à cette série sont équivalentes aux roches des TTG, mais proviennent de magmas anhydres s'étant mis en place dans des conditions de température élevée. L'âge de mise en place des granitoïdes à pyroxène est en général plus jeune ( $< 2740$  Ma) que l'âge de mise en place des TTG. Les intrusions mafiques ou intermédiaires (gabbro, diorite et diorite quartzifère à orthopyroxène et clinopyroxène) sont présentes dans la plupart des unités constituées de granitoïdes à pyroxène. Cette caractéristique majeure différencie les unités de granitoïdes à pyroxène des unités tonalitiques (TTG). Seulement deux unités lithodémiques, soit les suites de Coursolles et de Favard, contiennent une proportion importante de roches mafiques à intermédiaires. Nous suggérons que les TTG représentent les précurseurs plus ou moins hydratés des granitoïdes à pyroxènes appartenant à la Suite de Loups Marins. Dans le NEPS, la composition géochimique des roches intrusives felsiques à intermédiaires n'est pas discriminante. Elle ne permet donc pas de caractériser les unités constituées de ces roches selon leur répartition régionale ou leur âge.

### Série des roches intrusives ultramafiques à intermédiaires

Plusieurs petites intrusions de composition ultramafique à intermédiaire ont été regroupées à l'intérieur de quatre unités lithodémiques. Il s'agit des suites de Châteauguay et de Bacqueville (figure 3.6), dont l'âge est estimé entre 2740 et 2705 Ma, ainsi que des suites de Couture et de Qullinaaraaluk (figure 3.9), dont l'âge de cristallisation est évalué entre 2720 et 2705 Ma. Des analyses représentatives des roches plutoniques de composition ultramafique à mafique sont présentées au tableau 4.3. Il n'est pas toujours facile d'assigner ces intrusions à la bonne unité lithodémique, certaines correspondant probablement à des phases intrusives précoces de la série TTG.

### Suites de Châteauguay et de Bacqueville

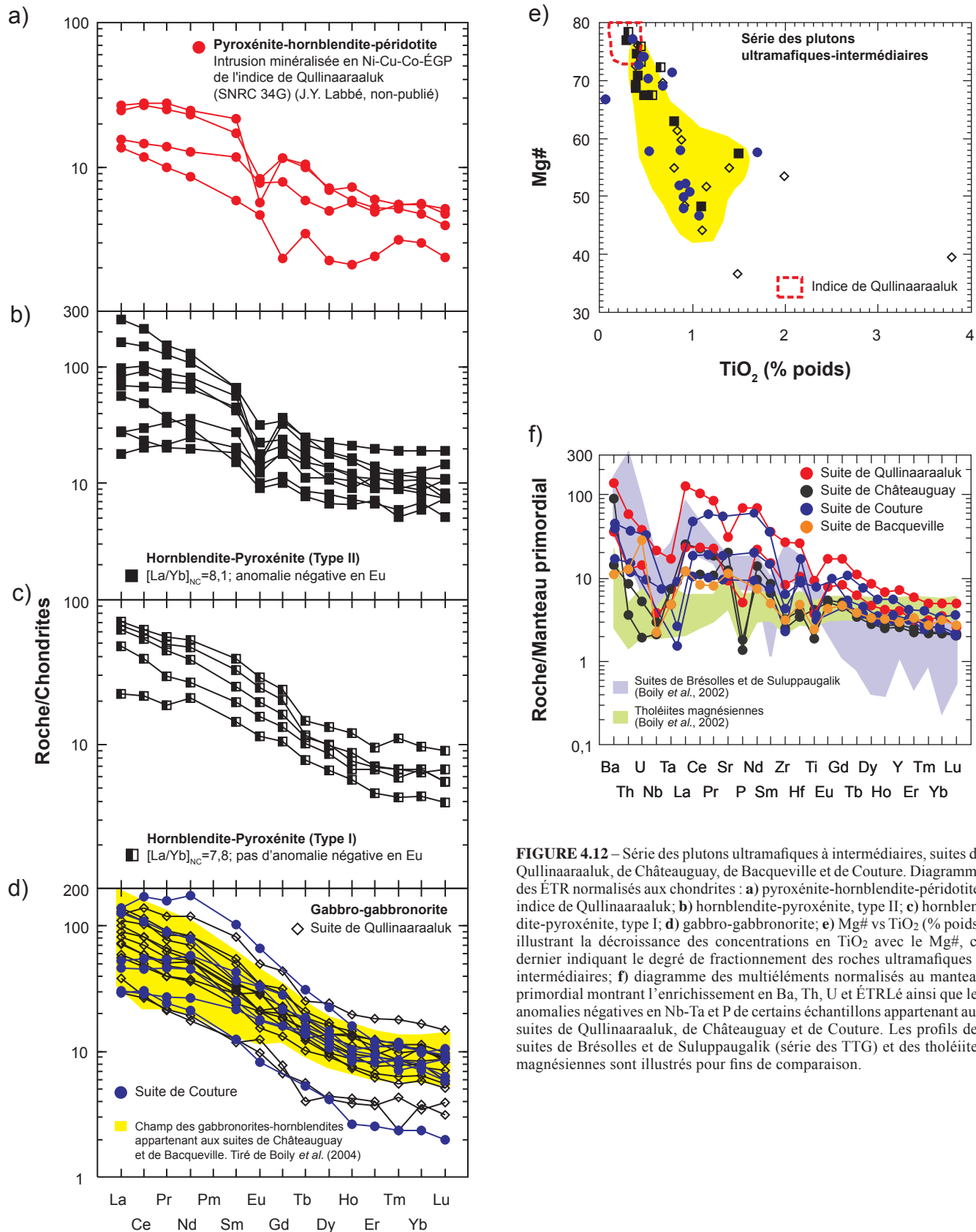
Les suites de Châteauguay et de Bacqueville comprennent des diorites, des gabbros et des gabbro-norites. Toutefois, les données concernant les diorites sont insuffisantes pour être traitées ici. Les gabbros et les gabbro-norites, massifs et sans texture de cumulat, sont métalumineux et d'affinité tholéitique. Ces roches affichent des concentrations en  $SiO_2$  (44 à 53 % poids),  $MgO$  (5 à 14 % poids),  $Fe_2O_{3(total)}$  (8 à 17 % poids),  $TiO_2$  (0,5 à 1,5 % poids) et  $CaO$  (8 à 11 % poids) comparables aux concentrations observées

dans les volcanites tholéitiques des ceintures volcano-sédimentaires du NEPS. Les gabbros et les gabbro-norites ont cependant des rapports  $Zr/Y$  (3 à 8) et  $[La/Yb]_{NC}$  (4 à 11) plus élevés que ceux des tholéites. De plus, ils montrent des enrichissements en Ba, Th, U et ÉTRLé et des anomalies négatives en certains HFSE (Nb-Ta et Zr) accompagnées par un appauvrissement en ÉTRLé et Y (figure 4.12f). Ces gabbros montrent une corrélation positive des teneurs en Zr,  $Fe_2O_{3(total)}$  et Sr par rapport au  $TiO_2$  (non représenté), mais une corrélation négative pour les valeurs  $Mg\#$  (figure 4.12e). Leurs valeurs de  $Mg\#$  (43 à 75) sont d'ailleurs inférieures aux valeurs mantelliques ( $Mg\# = 80$  à 85), ce qui implique une évolution des magmas parents par cristallisation fractionnée. Il faut remarquer que plusieurs gabbros et gabbro-norites possédant des teneurs élevées en  $TiO_2$ , Sr et  $FeO_{(total)}$  contiennent de la hornblende verte et de la biotite, tandis que pour les autres, le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont les minéraux mafiques dominants.

### Suite de Qullinaaraaluk

La Suite de Qullinaaraaluk est métalumineuse et d'affinité tholéitique. Elle comprend un premier groupe composé de roches ultramafiques (pyroxénites, périclites et hornblendites), tandis qu'un second groupe est composé de roches mafiques (gabbros et gabbro-norites). Les gabbros et les gabbro-norites présentent des concentrations en  $MgO$  (5 à 15 % poids),  $TiO_2$  (0,4 à 3,8 % poids),  $Na_2O+K_2O$  (2,2 à 5,7 % poids) et  $Fe_2O_{3(total)}$  (9 à 17 % poids) similaires à ce que l'on observe dans les tholéites magnésiennes des ceintures volcano-sédimentaires (Boily *et al.*, 2006a). Ils diffèrent cependant par leur enrichissement en ÉTRLé ( $[La/Yb]_{NC} = 7$  à 17) et par leurs teneurs élevées en Ba (212 à 745 ppm), Th (0,7 à 2,4 ppm) et Sr (224 à 1424 ppm) relativement aux HFSE (figure 4.12f). Les valeurs des rapports  $Zr/Y$  des gabbros et des gabbro-norites de la Suite de Qullinaaraaluk sont modérées (2 à 7) et comparables à celles des suites de Châteauguay et de Bacqueville. Les gabbros et les gabbro-norites de la Suite de Qullinaaraaluk ne présentent que quelques faibles anomalies positives en Eu et possèdent des profils en ÉTR comparables à ceux des gabbros des suites de Bacqueville et de Châteauguay (figure 4.12d).

Même si les roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk possèdent des concentrations supérieures en  $MgO$  et inférieures en  $Na_2O+K_2O$ ,  $Fe_2O_{3(total)}$ , ÉTR, Ba, Sr et  $TiO_2$  par rapport aux gabbros et gabbro-norites, il existe certaines similitudes pour les concentrations en HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb). En se basant sur les profils des ÉTR (figure 4.12b et c), il est possible de séparer les roches ultramafiques en deux types. Le premier type comprend des roches ultramafiques ( $MgO = 9$  à 21 % poids) dont les profils en ÉTR ressemblent à ceux des gabbros et gabbro-norites ( $[La/Yb]_{NC} = 8$  à 9). Ces profils sont rectilignes et sans anomalie en Eu (figure 4.12c). Le deuxième type inclut les hornblendites et les pyroxénites magnésiennes ( $MgO = 6$  à 24 % poids) qui affichent des fractionnements similaires des profils d'ÉTR, mais montrant



**FIGURE 4.12** – Série des plutons ultramafiques à intermédiaires, suites de Qullinaaraaluk, de Châteauguay, de Bacqueville et de Couture. Diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites : **a)** pyroxénite-hornblende-péridotite, indice de Qullinaaraaluk; **b)** hornblende-pyroxénite, type II; **c)** hornblende-pyroxénite, type I; **d)** gabbro-gabbro-norite; **e)** Mg# vs  $TiO_2$  (% poids) illustrant la décroissance des concentrations en  $TiO_2$  avec le Mg#, ce dernier indiquant le degré de fractionnement des roches ultramafiques à intermédiaires; **f)** diagramme des multiéléments normalisés au manteau primordial montrant l'enrichissement en Ba, Th, U et ÉTRLé ainsi que les anomalies négatives en Nb-Ta et P de certains échantillons appartenant aux suites de Qullinaaraaluk, de Châteauguay et de Couture. Les profils des suites de Brésolles et de Suluppaugalik (série des TTG) et des tholéiites magnésiennes sont illustrés pour fins de comparaison.

des anomalies négatives en Eu qui peuvent être modérées à prononcées (figure 4.12b). Ce deuxième type de roche ultramafique a une signature s'apparentant à celle que l'on observe dans les intrusions ultramafiques minéralisées en Ni, Cu, Co et ÉGP (Parent *et al.*, 2002a; Simard *et al.*, 2005; Chev , 2005; figure 4.12a).

### Suite de Couture

La Suite de Couture est une unité constituée d'anorthosite, de gabbro et leucogabbro, de diorite, diorite quartzifère et diorite   orthopyroxène ainsi que de roches ultramafiques, principalement des pyroxénites avec des webst rites et des hornblendites. Les anorthosites, auxquelles sont associées un peu de gabbro et de gabbro-norite, sont rares. Elles ont des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  élevées (14 à 30 % poids) et des valeurs de Mg# variant entre 51 et 67. Ces roches contiennent de faibles teneurs en Ni (8 à 85 ppm), Cr (51 à 67 ppm) et  $\text{TiO}_2$  (0,1 à 0,9 % poids). Les diorites affichent quant à elles des valeurs de Mg# modérées (47 à 52) et des rapports Zr/Y qui s'apparentent à ceux de roches mantelliques (2 à 3). Ces diorites contiennent aussi de faibles concentrations en Zr (43 à 66 ppm) et en Ba (50 à 150 ppm).

Les données provenant des roches ultramafiques sont les plus abondantes. Ces roches ont des valeurs de Mg# qui varient entre 48 et 93, sont riches en Cr (30 à 2500 ppm), mais relativement appauvries en Ni (15 à 200 ppm). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  sont faibles (0,2 à 0,9 % poids) et diminuent avec l'augmentation du Mg#, tout comme les concentrations en Sr, Ba, Zr, Th, La,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (figure 4.12e). Elles sont aussi

enrichies en  TRL  ([La/Yb]<sub>NC</sub> = 4 à 14) et présentent des profils d' TR sans anomalie en Eu (figure 4.12d).

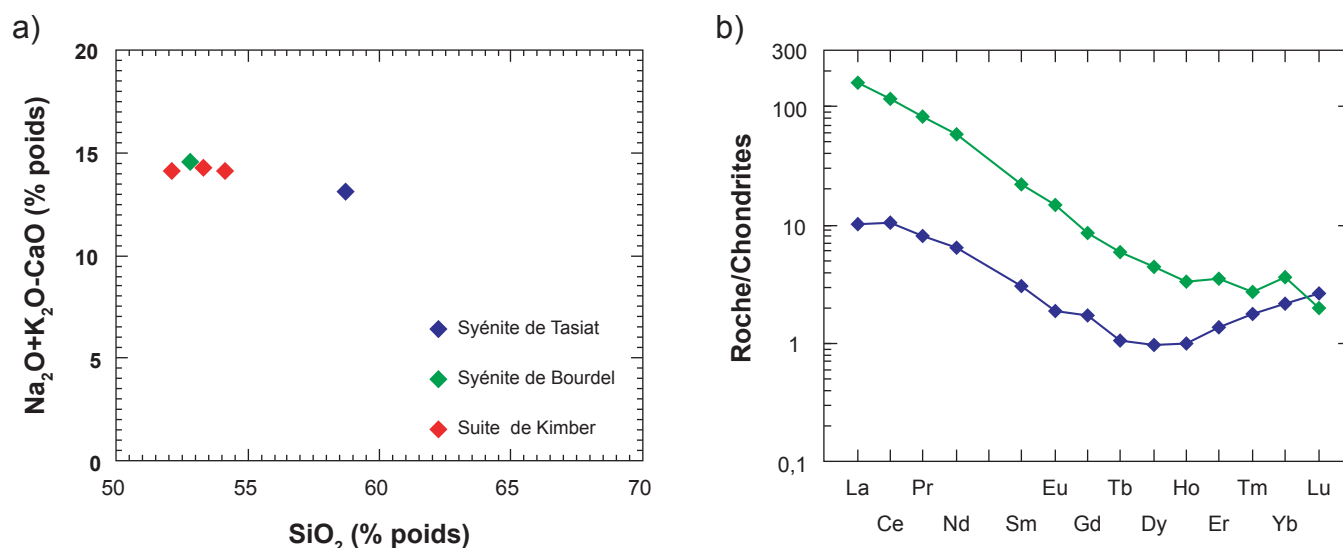
### Sommaire sur la géochimie des roches intrusives ultramafiques   intermédiaires

Les profils des  TR, les diagrammes multiéléments et les variations des éléments majeurs et traces indiquent que toutes les suites de roches intrusives ultramafiques   intermédiaires possèdent des compositions similaires. Ces suites contiennent surtout des roches gabbroïques accompagnées de pyroxénites et de hornblendites d'affinité tholéiitique dans lesquelles on observe un enrichissement en  TRL  et en LILE ainsi que des anomalies négatives en Nb-Ta.

### Roches migmatitiques

Les roches migmatitiques de la Sous-province de Minto sont des diatexites qui résultent de la fusion des grands bassins de roches sédimentaires entre 2705 et 2670 Ma. Ces diatexites ont été assignées à trois unités : le Complexe de Le Roy, la Suite de la rivière aux M l zes et la Suite de Sanigitik (figure 3.10).

La Suite de la rivière aux M l zes est hyperalumineuse ( $A/\text{CNK} = 1,0$     $1,6$ ), magnésienne et principalement calco-alcaline (figure 4.9c et d). On y observe d'importantes variations au niveau du contenu en  $\text{SiO}_2$  (57 à 78 % poids) et des valeurs du rapport Zr/Y (3 à 50) de même que des concentrations élevées en  $\text{K}_2\text{O}$  (1,3 à 8,4 % poids) et Ba (220 à 3700 ppm). Les roches du Complexe de Le Roy ont



**FIGURE 4.13** – a) Diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (% poids) vs  $\text{SiO}_2$  (% poids) dans lequel les syénites de Bourdel et de Tasiat ainsi que la suite de Kimber montrent un enrichissement en éléments alcalins; b) diagramme des  TR normalisés aux chondrites.

aussi des compositions hyperalumineuses ( $A/CNK = 1,0$  à  $1,2$ ) et potassiques ( $0,8$  à  $7,3$  % poids  $K_2O$ ) de même que des concentrations en Ba ( $50$  à  $3200$  ppm) et d'importantes variations dans les valeurs des rapports  $Zr/Y$  ( $1$  à  $119$ ) similaires aux roches de la Suite de la rivière aux Mèlèzes. De façon générale, les diatexites appartenant à ces deux suites ont des caractéristiques géochimiques similaires, mais qui diffèrent toutefois de celles des granitoïdes appartenant aux séries des GGM et TTG. Les premiers sont hyperalumineux tandis que les seconds sont surtout métalumineux.

### Syénites à néphéline

Les syénites à néphéline forment de petites intrusions regroupées en dans trois unités lithodémiques. Les syénites les plus vieilles ( $2761$  Ma) sont assignées à la Suite de Kimber (figure 3.5) tandis que les syénites de Tasiat ( $2643$  Ma) et de Bourdel ( $2675$  Ma) sont beaucoup plus jeunes (figure 3.11).

Les roches de la Suite de Kimber sont pauvres en silice ( $SiO_2 = 52$  à  $54$  % poids),  $MgO$  ( $0,2$  à  $0,9$  % poids) et  $FeO_{(total)}$  ( $3,2$  à  $4,4$  % poids), mais enrichies en éléments alcalins ( $Na_2O+K_2O = 14$  % poids; figure 4.13a), Ba ( $400$  à  $920$  ppm) et Sr ( $767$  à  $924$  ppm), avec des valeurs du rapport  $Zr/Y$  variant entre  $2$  et  $7$ . La syénite de Tasiat est aussi enrichie en éléments alcalins ( $Na_2O+K_2O = 13$  % poids; figure 4.13a), Zr ( $504$  ppm) et Nb ( $35$  ppm), mais relativement appauvrie en La ( $2$  ppm) et Ba ( $255$  ppm). On observe aussi que les ÉTR sont peu fractionnés ( $[La/Yb]_{NC} = 4$ ; figure 4.14b) même si la valeur du rapport  $Zr/Y$  est élevée ( $280$ ). La syénite à néphéline de Bourdel est également riche en éléments alcalins ( $Na_2O+K_2O = 14$  % poids; figure 4.13a), mais est, par contre, très enrichie en Ba ( $2424$  ppm), Sr ( $2632$  ppm), La ( $38,1$  ppm) et appauvri en Zr ( $11$  ppm), ce qui conduit à une valeur du rapport  $[La/Yb]_{NC}$  élevée ( $44$ ; figure 4.13b) et une valeur du rapport  $Zr/Y$  faible ( $2$ ).

## COMPOSITION ISOTOPIQUE DU NÉODYME DANS LES UNITÉS VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES ARCHÉENNES

L'étude des isotopes du néodyme (Nd) dans les boucliers du Précambrien permet de définir l'étendue et l'âge des noyaux continentaux anciens ainsi que leur degré d'interaction avec les roches magmatiques plus jeunes (Tomlinson *et al.*, 2004). À la suite des premières études isotopiques du néodyme dans le NEPS (Stern *et al.*, 1994; Skulski *et al.*, 1996; Skulski et Percival, 1996; Skulski *et al.*, 1998), des projets se sont greffés aux travaux de cartographie du MRNF afin de mieux comprendre la genèse et l'évolution de la croûte continentale dans cette portion du craton (Rabeau, 2003; Boily *et al.*, 2004, 2006a et 2006b; Stevenson *et al.*, 2006). La compilation de plus de 330 résultats d'analyse (Maurice, 2007) permet désormais de mieux circonscrire

l'évolution temporelle des assemblages volcaniques et des suites plutoniques. Le lecteur pourra se référer aux travaux de Boily *et al.* (2004; 2006a; 2006b et sous presse) pour une discussion détaillée des résultats obtenus selon les différentes séries géochimiques et suites stratigraphiques du NEPS.

### Terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud

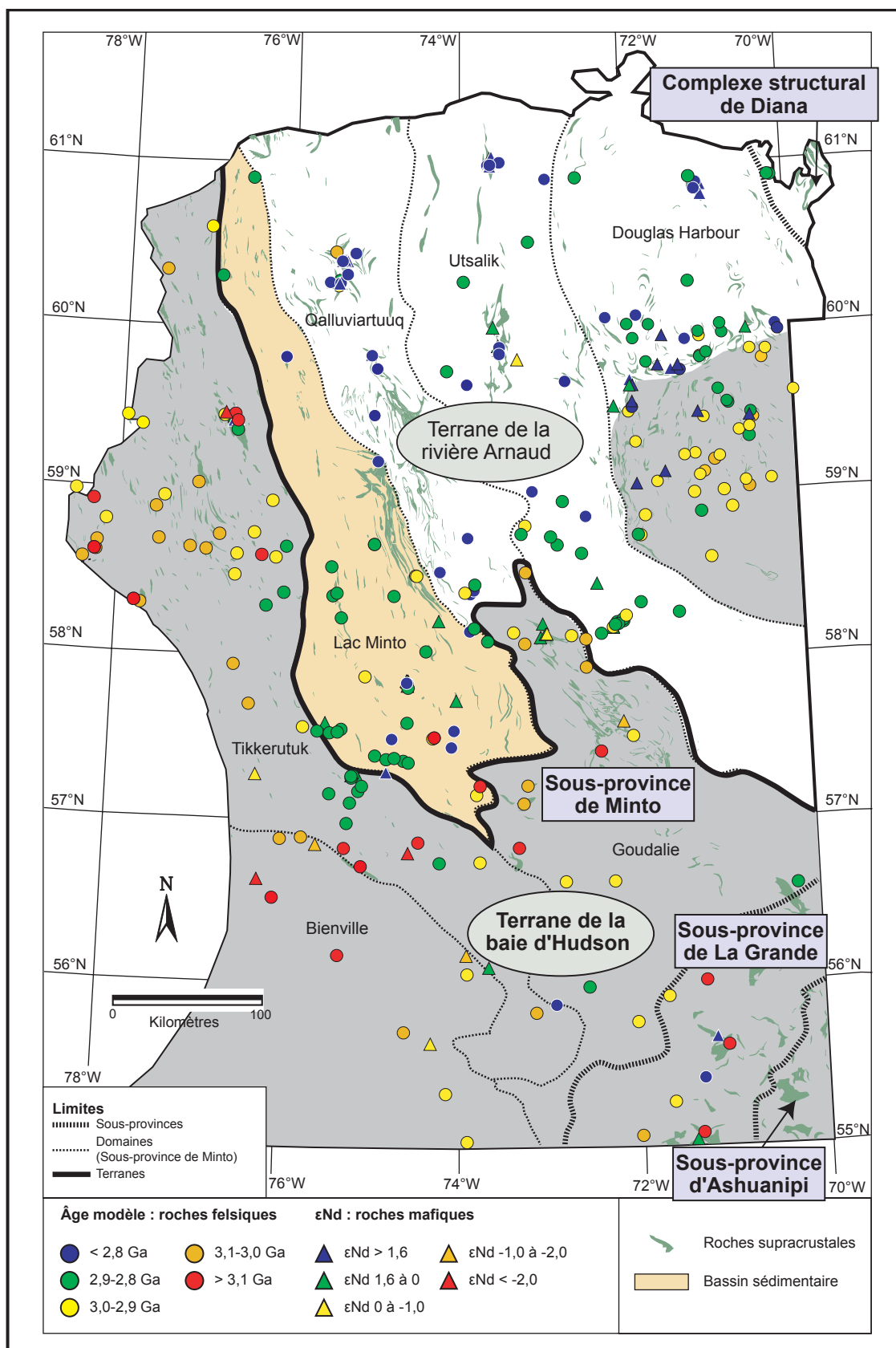
Afin d'illustrer les caractéristiques isotopiques des grands ensembles géologiques, nous avons localisé les âges modèles ( $T_{DM}$ ) et les valeurs de  $\epsilon Nd(t)$  géographiquement (figure 4.14). Étant donné que la plupart des analyses isotopiques proviennent de roches dont l'âge de mise en place est compris entre  $2,90$  et  $2,68$  Ga, cette méthode permet d'identifier et de délimiter les paléocratons.

À partir de la répartition des données, nous pouvons identifier de vastes segments de noyaux cratoniques remaniés dans les portions ouest et sud du NEPS (figure 4.14). Ces noyaux cratoniques constituent un soubassement qui s'est formé entre l'Éoarchéen et le Mésoarchéen ( $3,9$  à  $2,9$  Ga) et définissent l'étendue du Terrane de la baie d'Hudson. Ce terrane inclut les domaines de Bienville ( $3,2$  à  $2,9$  Ga), de Tikkerutuk ( $3,9$  à  $2,9$  Ga) et de Goudalie ainsi que le nord-est de la Sous-province de La Grande ( $2,8$  à  $3,3$  Ga). Il est bordé à l'est par un ancien bassin sédimentaire constitué de diatexites et de lambeaux de paragneiss appartenant au Domaine du lac Minto (figure 4.14). Cette limite coïncide avec un réseau de failles et de zones de déformation orientées NNO-SSE. La portion nord-est du NEPS est formée des domaines du Lac Minto, d'Utsalik, de Qalluviartuuq et de Douglas-Harbour et définit le Terrane de la rivière Arnaud, pour lequel seulement quelques échantillons révèlent l'implication d'une croûte plus âgée que  $3,0$  Ga (figure 4.14). La partie sud du domaine de Douglas Harbour comprend plusieurs âges modèles mésoarchéens ( $2,9$  à  $3,0$  Ga), et cette région pourrait en fait appartenir au Terrane de la baie d'Hudson.

En plus des données isotopiques du Nd, les caractéristiques géologiques, les âges de cristallisation et les âges des zircons hérités (figure 3.3) permettent de différencier les terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud. L'ensemble de ces données nous permet de suggérer que ces terranes ont eu une évolution tectonomagmatique distincte jusqu'à  $2740$  Ma (figures 3.1, 3.4 et 3.5; chapitre 5).

### Roches felsiques et intermédiaires

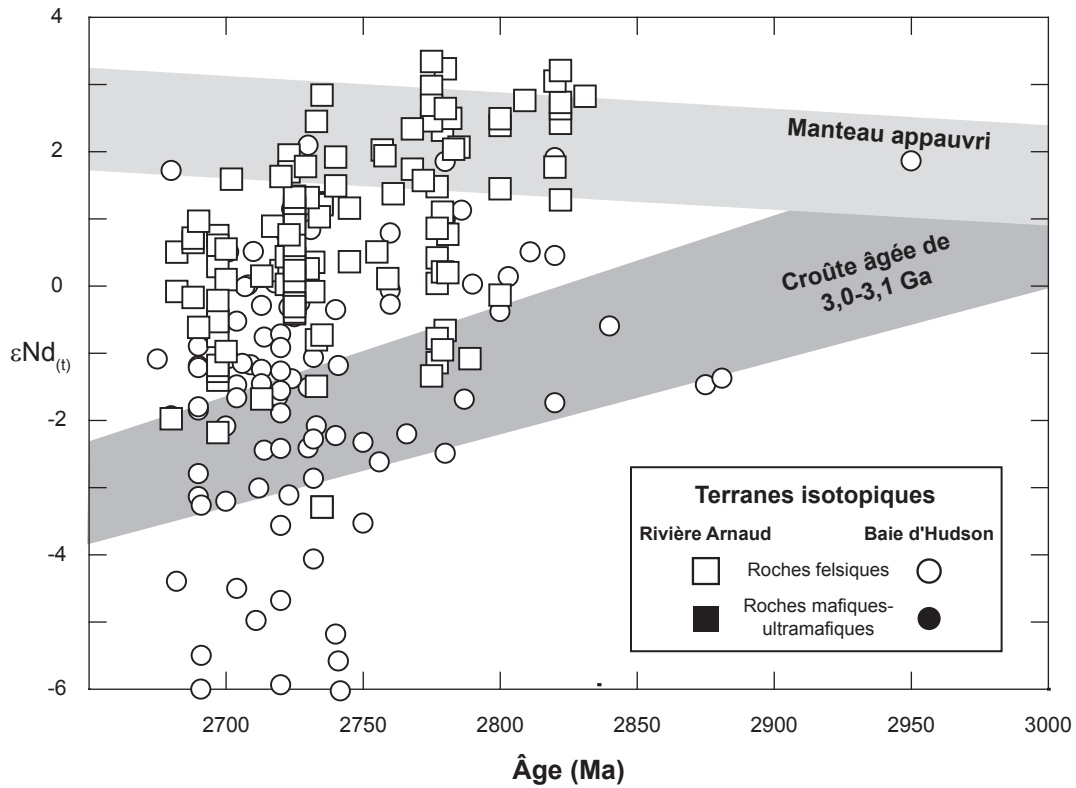
Sur le diagramme de la figure 4.15a, les compositions isotopiques des roches felsiques et intermédiaires ( $SiO_2 > 55$  %) de nature plutonique et volcanique mettent en évidence l'importance du recyclage d'une croûte continentale plus ancienne dans la formation des magmas plus jeunes. Les roches appartenant au Terrane de la baie d'Hudson (figure 4.14) sont isotopiquement plus enrichies et témoignent de l'incorporation d'une croûte plus ancienne aussi



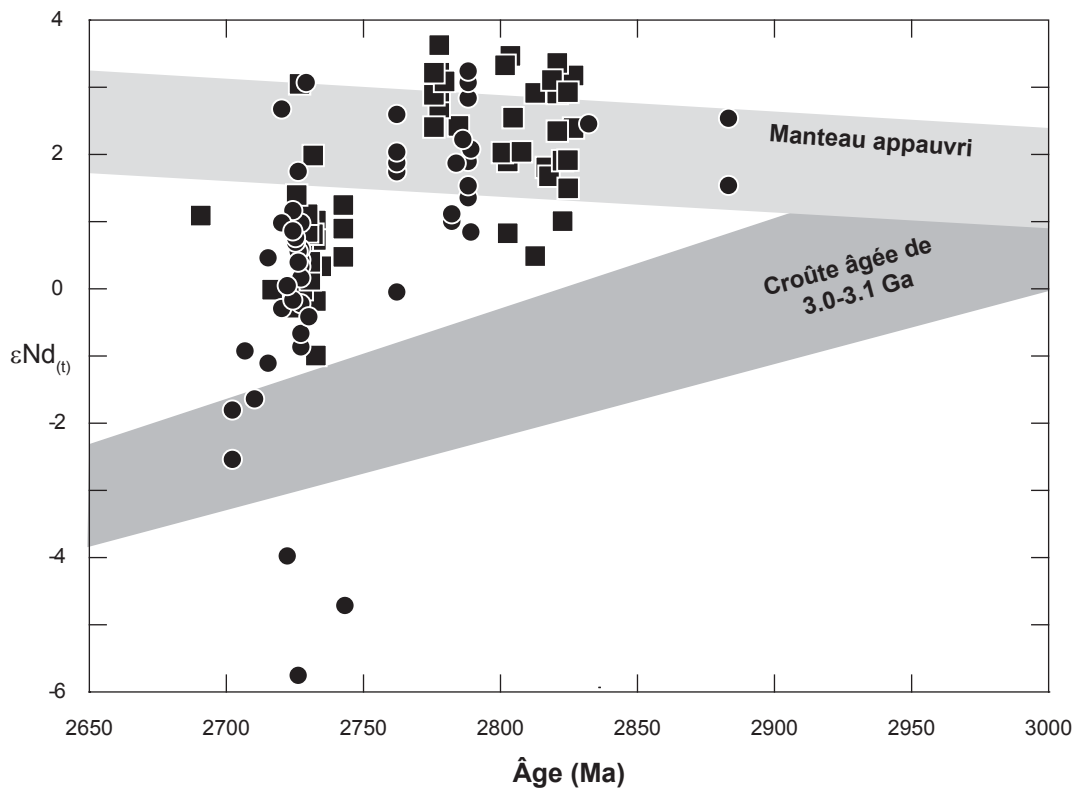
**FIGURE 4.14** – Répartition des données isotopiques du Nd dans le NEPS selon les notations  $\epsilon Nd(t)$  et les âges modèles (TDM) d'extraction du manteau (selon Tomlinson *et al.*, 2004). La couleur des triangles est basée sur la valeur  $\epsilon Nd(t)$  (voir légende de la figure) pour les roches mafiques à ultramafiques ou les roches felsiques à intermédiaires dont le rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,14$ . La couleur des cercles est basée sur les âges modèles (voir légende de la figure) des roches felsiques à intermédiaires. Les données isotopiques proviennent de différents laboratoires et sont compilées dans le tableau 4.4.



a)



b)



**FIGURE 4.15** –  $\varepsilon\text{Nd}_{(t)}$  en fonction de l'âge de mise en place pour **a)** les roches felsiques et **b)** les roches mafiques et ultramafiques du NEPS. Les échantillons sont subdivisés en fonction de leur appartenance aux terranes de la rivière Arnaud et de la baie d'Hudson. Le champ pour le manteau appauvri est calculé selon les méthodes décrites par DePaolo (1982) et Stern *et al.* (1994). Les données proviennent de la compilation de Maurice (2007).

vieille que 3.8 Ga. Les données acquises dans le Terrane de la rivière Arnaud témoignent quant à elles du recyclage d'une croûte plus jeune que 3.0 Ga (figure 4.15a).

### Roches mafiques et ultramafiques

Sur la figure 4.15b, on observe que les roches mafiques et ultramafiques ( $\text{SiO}_2 < 55\%$ ) plus vieilles que 2,74 Ga sont distribuées le long de la composition calculée pour l'évolution d'un réservoir mantellique ayant une longue histoire d'appauvrissement en terres rares légères ( $X_{\text{eNd}} = 2,5 \pm 0,3$ ,  $n = 32$  pour le Terrane de la rivière Arnaud et  $X_{\text{eNd}} 1,9 \pm 0,8$ ,  $n = 20$  pour le Terrane de la baie d'Hudson). En contrepartie, les roches mafiques et ultramafiques plus jeunes que 2750 Ma ont plutôt des compositions isotopiques enrichies ( $X_{\text{eNd}} = 0,8 \pm 0,3$ ,  $n = 31$  pour le Terrane de la rivière Arnaud et  $X_{\text{eNd}} = -0,3 \pm 0,7$ ,  $n = 31$  pour le Terrane de la baie d'Hudson). Ce changement de composition correspond à l'émergence, à partir de 2,74 Ga, de larges volumes de magmas potassiques (granites et granodiorites) et charnockitiques (enderbite, opdalite, charnockite; chapitre 3). Pour qu'un changement aussi important se produise dans la composition des magmas mafiques, il est nécessaire d'invoquer des environnements géologiques qui diffèrent dans le temps. Les magmas mantelliques mis en place après 2,74 Ga ont injecté une croûte continentale chaude, ductile et partiellement fondue, chauffée par un magmatisme plutonique felsique quasi continu. L'assimilation de la croûte hôte par un magma primitif étant facilitée par un contraste de température faible et par la présence de liquides de fusion partielle, les magmas mafiques et ultramafiques les plus jeunes ont assimilé en proportion plus importante la croûte dans laquelle ils se sont mis en place. À partir de 2,74 Ga, le régime thermique de la croûte ne permettait donc plus la formation de magmas mantelliques ayant une composition similaire au manteau appauvri.

## CONCLUSIONS

Le NEPS est constitué de moins de 10 % de roches supracrustales comprenant des roches volcaniques dont la composition chimique permet un regroupement en six séries : 1) les komatiites et basaltes komatiitiques; 2) les tholéiites magnésiennes; 3) les ferrotholéiites; 4) les tholéiites contaminées; 5) les basaltes, andésites et dacites d'affinité calco-alcaline; 6) les tufs et laves rhyodacitiques-rhyolitiques d'affinité calco-alcaline.

Le NEPS est largement dominé par les roches plutoniques pouvant être regroupées en quatre séries : 1) les TTG (tonalite-trondhjémite-granodiorite); 2) les GGM (granodiorite-granite-monzogranite); 3) les granitoïdes à pyroxène; 4) les plutons ultramafiques à intermédiaires.

Les volcanites de la série des komatiites sont majoritairement d'affinité chondritique et ne sont pas appauvries en Al. Les tholéiites magnésiennes montrent des profils des ÉTR plats ou légèrement appauvris, des rapports Zr/Y, Ti/

Zr et Th/Hf près des valeurs chondritiques et des valeurs de Mg# modérées ou élevées. Les ferrotholéiites sont quant à elles caractérisées par leur enrichissement en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{FeO}_{(\text{total})}$ , des profils de ÉTR plats ou légèrement enrichis et une composition plus siliceuse. Les tholéiites contaminées sont évoluées, enrichies en  $\text{TiO}_2$  et se distinguent des séries précédentes par un enrichissement en ÉTRLé et en LILE ainsi que par des anomalies négatives en Nb-Ta. La série des basaltes, andésites et dacites d'affinité calco-alcaline possède un caractère enrichi en ÉTRLé et en LILE et présentent des anomalies négatives en Nb-Ta. La série des tufs et des laves rhyodacitiques-rhyolitiques d'affinité calco-alcaline se subdivise en trois groupes selon les valeurs de leurs rapports Zr/Y et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$ . Le groupe I présente des rapports élevés, le groupe II des rapports plus modérés, tandis que le groupe III possède de faibles rapports. Ce dernier groupe a uniquement été reconnu à l'intérieur du Complexe de Dupire et dans la ceinture de Duquet (Bourassa, 2002) et présente des signatures comparables à celles attribuées aux rhyolites dites « fertiles » associées aux minéralisations en sulfures massifs volcanogènes. À l'échelle du NEPS, il est probable que les volcanites calco-alcalines, souvent interstratifiées à des séquences sédimentaires, forment un cycle de déposition plus jeune que les roches d'affinité tholéiitique.

La série des TTG ne contient que très peu de granodiorite. Les diorites, les tonalites et les trondhjémites présentent des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et Sr élevées. Ces roches ont des concentrations en ÉTRLé et Y faibles ou modérées. Conséquemment, les valeurs des rapports  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$ , Sr/Y et  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  sont élevées et typiques des TTG de l'Archéen. Toutefois, dans les termes les plus felsiques de la série des TTG, soit les tonalites leucocrates et les trondhjémites ( $\text{SiO}_2 > 65\%$  poids), on observe que la valeur de ces rapports varie de façon significative. Les roches de la série des GGM sont de composition intermédiaire à felsique ( $\text{SiO}_2 > 60\%$  poids). Dans ces roches, les valeurs du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$  reflètent leur composition potassique. On y observe aussi une augmentation dans les valeurs des rapports Zr/Y, Rb/Sr, Sr/Y et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$  qui devient très prononcée à mesure que les roches deviennent plus felsiques ( $> 70\%$  poids  $\text{SiO}_2$ ). La série des GGM semble constituer un équivalent potassique et légèrement plus siliceux de la série des TTG en présentant des concentrations en éléments en trace lithophiles ( $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, La, Rb, Th et U) légèrement plus élevées. La série des granitoïdes à pyroxène est l'équivalent anhydre et de haute température des séries des TTG et des GGM. Mais, comparativement aux roches de la série des TTG, les enderbites et les tonalites à clinopyroxène expriment un accroissement similaire des valeurs du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  à partir des diorites vers les tonalites à clinopyroxène et les enderbites, culminant avec les enderbites leucocrates et les trondhjémites à clinopyroxène. Les granitoïdes à pyroxènes montrent aussi une augmentation comparable dans les valeurs des rapports Zr/Y, Sr/Y et  $[\text{La/Yb}]_{\text{NC}}$ . Les variations les plus prononcées sont observées dans les termes les plus felsiques ( $> 70\%$  poids  $\text{SiO}_2$ ). Enfin,

la série des roches ultramafiques à intermédiaires comprend principalement des gabbros et des gabbro-norites ainsi que des pyroxénites et des hornblendites d'affinité tholéitique. Ces roches manifestent un enrichissement en ÉTRLÉ et en LILE ainsi que des anomalies négatives en Nb et en Ta qui les distinguent des autres séries d'affinité tholéitique, à l'exception de la série des tholéites contaminées.

La distribution des âges modèles ( $T_{DM}$ ) et des valeurs de  $\epsilon Nd(t)$  compilés pour les roches plutoniques et volcaniques du NEPS permet de distinguer le Terrane de la baie d'Hudson du Terrane de la rivière Arnaud. Le Terrane de la baie d'Hudson comprend d'anciens fragments cratoniques datant de l'Éoarchéen au Mésoarchéen (3,9 à 2,9 Ga). La présence de ces fragments à l'intérieur des unités du Néoarchéen est mise en évidence par les âges modèles plus vieux que 3,0 Ga et les valeurs de  $\epsilon Nd(t)$  inférieures à -1. De ces observations, nous pouvons déduire que les roches plutoniques et volcaniques du Terrane de la baie d'Hudson proviennent de la fusion partielle d'une croûte tonalitique plus vieille que 3,0 Ga ou, encore, qu'elles ont été contaminées par cette ancienne croûte. Le Terrane de la rivière Arnaud est quant à lui constitué par une croûte dont les plus anciennes composantes tonalitiques sont plus jeunes que 3,0 Ga. Les

âges modèles inférieurs à 3,0 Ga et les valeurs de  $\epsilon Nd(t)$  positives observées dans les roches plutoniques et volcaniques du Néoarchéen indiquent la provenance d'une source appauvrie (juvénile) ou une contamination par une croûte tonalitique plus jeune que 3,0 Ga ayant une composition isotopique appauvrie.

Hormis des données isotopiques du Nd, il est difficile de caractériser les terranes de la rivière Arnaud et de la baie d'Hudson sur la base de la composition chimique des roches qui les composent. Parmi les critères les plus distinctifs, on peut mentionner que, dans les suites précoces du Néoarchéen (2,79 à 2,76 Ga) localisées à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud, les roches de composition mafique à intermédiaire sont rares. En comparaison, les suites de Coursolles et de Favard, mises en place exclusivement dans le Terrane de la baie d'Hudson durant le Néoarchéen (2,76 à 2,74 Ga) contiennent beaucoup plus de roches de composition mafique à intermédiaire. De plus, la série des tholéites contaminées semble s'être mise en place tardivement au Néoarchéen, après 2,74 Ga. Ces tholéites semblent se retrouver exclusivement à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson.

**TABEAU 4.1** - Synthèse des séries volcaniques dominantes selon les unités stratigraphiques. KBK : komatiites et basaltes komatiitiques, TM : tholéiites magnésiennes, FT : ferrotholéiites, TC : tholéiites contaminées, BADCA : basaltes, andésites et dacites calco-alcalins, TLRCA : tufs et laves rhyodacitiques à rhyolitiques calco-alcalins.

Unités	Séries volcaniques (dominantes en gras)	Âges U-Pb (Ma)	Figure de localisation	Diagrammes
Ceinture de Nuvvuagittuq	<b>TM, FT</b>	3825	3.3	4.1a) et b)
Complexe de Gayot	<b>KBK, TM, FT, TC, BADCA, TLRCA</b>	2880-2873	3.4	4.1a) et b)
Complexe d'Arnaud	<b>KBK, TM, FT, TC, BADCA</b>	2818, 2782, 2725 et 2718	3.4	4.1c) et d)
Complexe de Garault	<b>BADCA, TM, TLRCA</b>	2782	3.5	4.1e) et f)
Complexe de Dupire	<b>BADCA, TM, TLRCA</b>	2798-2787	3.5	4.1e) et f)
Complexe de Nantais	<b>FT, TM</b>	2775	3.5	4.1e) et f)
Complexe d'Innuksuac	<b>TM, KBK, TLRCA, TC, BADCA</b>	2760-2740 (estimé)	3.5	4.2 a) et b)
Complexe de Mézard	<b>TM, TLRCA, BADCA</b>	2760-2740 (estimé)	3.5	4.2 a) et b)
Ceinture de Roulier	<b>TM, TLRCA, FT, BADCA</b>	2759	3.5	4.2 a) et b)
Ceinture de Melvin	<b>TLRCA</b>	2741	3.6	4.2 e) et f)
Complexe de Pélican	<b>BADCA, TLRCA</b>	2739	3.6	4.2 c) et d)
Ceinture de Tasiataq	<b>TM, KBK, BADCA</b>	2740	3.6	4.2 c) et d)
Complexe de Duvert	<b>TM, FT, KBK, TC, BADCA, TLRCA</b>	2724-2708	3.6	4.2 c) et d)
Complexe de Chavigny	<b>TLRCA, TM, BADCA</b>	2722	3.6	4.2 c) et d)
Ceinture d'Allemand	<b>KBK, FT</b>	2700 (estimé)	3.9	4.2 e) et f)
Ceinture de Juet	<b>BADCA, TM</b>	-	3.9	4.2 e) et f)

TABLEAU 4.2 - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS.

Série	Ferrotholélites	Tholélites magnésiennes						Tholélites contaminées					Dacites-rhyodacites-rhyolites calco-alcalines	
		1994004177	1998018423	1998018452	1998020758	1998020764	2002037227	2002037368	2002037364	1998020747	1998020752	1998020752	1998018468	1999029417
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)														
SNRC	24D	34H	23M	23M	34H	34H	34B15	34C09	34B11	34H	34H	34H	23M	23M
Zone UTM	19	18	19	19	18	18	18,00	18,00	18,00	18	18	18	19	19
Est.	429287	597696	359588	341471	655718	668012	526425	435009	494710	659317	670950	670950	345873	365891
Nord.	6239974	6331083	6168902	6100308	6357784	6397651	6293531	6262944	6284336	6393475	6385310	6385310	6104683	6162824
Lithologie	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V2	V1 TU	V3	V3	V3	V1 TU	V1 TX
SiO <sub>2</sub> (% poids)	49,70	49,92	48,80	50,10	48,50	50,40	47,40	61,17	68,15	52,70	53,30	53,30	72,50	75,50
TiO <sub>2</sub>	1,63	0,68	0,82	1,01	0,76	0,81	1,17	0,61	0,38	1,82	1,64	1,64	0,42	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	14,74	14,60	15,00	15,00	14,30	16,35	16,73	15,70	14,00	14,10	14,10	14,30	13,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	17,20	12,72	12,80	13,30	12,70	12,70	17,37	6,31	3,87	15,80	15,00	15,00	2,06	1,93
MnO	0,25	0,19	0,20	0,18	0,21	0,19	0,37	0,07	0,04	0,19	0,18	0,18	0,03	0,06
MgO	5,14	8,56	7,67	6,91	8,92	7,98	5,01	2,85	1,15	3,55	3,39	3,39	0,49	0,60
CaO	7,85	11,47	10,00	11,30	12,30	11,10	8,56	3,43	2,61	7,95	7,71	7,71	1,54	1,77
Na <sub>2</sub> O	2,21	1,29	2,08	1,76	1,66	1,68	2,72	3,79	3,88	3,35	3,57	3,57	4,03	2,73
K <sub>2</sub> O	1,32	0,30	1,00	0,18	0,19	0,26	0,45	1,94	3,55	1,38	1,62	1,62	3,51	3,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,02	0,07	0,08	0,04	0,05	0,10	0,16	0,11	0,39	0,33	0,33	0,14	0,06
PAF	1,09	1,21	1,37	0,75	0,52	0,89	0,40	2,80	0,40	0,25	-0,03	0,43	0,43	0,59
Ba (ppm)	198	25	135	26	17	68	131,00	678,00	993,00	647	803	803	1560	520
Rb	80	7	61	1	5	3	12,50	136,20	85,20	37	38	38	52	135
Sr	174	94	130	164	101	115	152,20	370,10	719,10	410	588	588	110	78
Cs	1,23	2,45	0,90	0,22	0,46	0,16	0,70	7,80	3,60	0,58	0,54	0,54	5,00	3,50
Ta	0,35	n.d.	0,31	n.d.	n.d.	n.d.	0,20	0,50	0,40	n.d.	0,33	0,33	0,55	1,07
Nb	6,00	1,56	2,12	2,40	1,33	1,98	3,20	5,10	4,30	5,89	5,73	5,73	8,63	8,19
Hf	3,24	1,03	1,31	1,69	1,04	1,35	1,20	3,60	3,20	3,80	4,50	4,50	5,24	4,15
Zr	96,8	29,5	37,3	51,1	25,7	39,7	45,90	115,20	109,00	126,9	123,2	123,2	178,3	122,0
Y	36,6	15,6	18,2	23,0	18,9	18,0	28,70	14,10	6,00	25,9	24,4	24,4	14,1	16,6
Th	0,96	0,16	0,21	0,23	0,00	0,29	0,70	8,00	4,70	0,32	2,00	2,00	5,11	11,36
U	0,23	0,18	0,10	0,06	0,07	0,08	0,10	2,50	0,80	0,17	0,59	0,59	0,94	2,17
Cr	76	n.d.	310	n.d.	390	330	n.d.	n.d.	n.d.	20	20	20	n.d.	20
Ni	130	n.d.	120	n.d.	110	86	109,50	25,40	23,90	27	18	18	n.d.	100
La	8,10	1,95	2,50	2,89	1,39	2,89	9,90	33,70	13,90	27,01	30,26	30,26	21,91	25,12
Ce	20,22	5,19	6,72	7,91	4,49	7,34	19,20	62,30	27,40	59,10	63,17	63,17	48,78	50,96
Pr	2,96	2,54	1,04	1,30	0,81	1,12	2,43	6,96	2,99	7,92	8,11	8,11	5,77	5,33



**TABEAU 4.2** - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite).

Série	Ferrotholélites	Tholélites magnésiennes						Tholélites contaminées				Dacites-rhyodacites-rhyolites calco-alcalines	
		1994004177	1998018423	1998018452	1998020758	1998020764	2002037227	2002037368	2002037364	1998020747	1998020752	1998018468	1999029417
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)													
Nd	14,34	4,57	5,51	6,81	4,80	5,85	11,60	26,20	11,30	32,85	31,62	20,69	17,98
Sm	4,34	1,55	1,86	2,30	1,75	1,94	2,90	4,40	2,20	6,52	6,23	3,33	3,20
Eu	1,32	0,61	n.d.	0,82	0,65	0,64	0,99	1,19	0,66	1,87	1,80	0,98	0,45
Gd	5,39	0,87	2,40	3,00	2,29	2,48	3,91	3,37	1,46	5,58	5,37	2,42	2,60
Tb	0,89	0,38	0,43	0,52	0,41	0,43	0,69	0,49	0,12	0,81	0,74	0,37	0,40
Dy	5,94	2,07	2,95	3,64	2,78	3,13	4,46	2,53	1,12	4,58	4,39	2,21	2,54
Ho	1,28	0,60	0,66	0,83	0,66	0,68	0,97	0,48	0,22	0,97	0,91	0,49	0,54
Er	3,80	1,73	1,92	2,50	1,97	1,94	2,91	1,35	0,59	2,54	2,49	1,36	1,70
Tm	0,57	0,26	0,29	0,36	0,31	0,30	0,44	0,20	0,09	0,35	0,33	0,21	0,28
Yb	3,64	1,66	1,88	2,34	1,88	2,04	3,11	1,47	0,61	2,23	2,10	1,39	1,86
Lu	0,60	0,26	0,31	0,38	0,29	0,32	0,44	0,20	0,09	0,35	0,32	0,22	0,31

TABLEAU 4.2 - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite).

Série	Dacites-rhyodacites-rhyolites calco-alcalines				Basaltes-andésites Basaltes-andésites calco-alcalins				Komatiites-komatiites basaltiques						
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)	1999029423	1999029557	1998028963		1998020755	1999029554	1999029390	1999029392	1999029542	1998018511	1999029408	1999029424	1999029429	1999023665	1999029320
SNRC	23M	23M	34H	34H	34H	23M	24D	24D	24D	23M	23M	23M	23M	24D	24D
Zone UTM	19	19	18	18	18	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19
Est.	367455	365445	604475	665371	368130	426369	419628	418385	351223	367370	366320	364405	388050	388253	
Nord.	6163629	6162404	6328112	6404932	6166774	6255383	6264500	6264350	6097894	6162079	6162529	6161429	6216350	6216416	
Lithologie	V1 TU	V1 TU	V1 TU	V2	V3	V3	V2	V2	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4
SiO2 (% poids)	78,30	67,50	68,30	58,50	54,10	50,20	60,50	57,10	46,90	46,60	48,30	47,30	45,30	44,00	
TiO2	0,20	0,50	0,39	0,88	0,90	0,69	0,72	0,70	0,49	0,40	0,28	0,45	0,41	0,22	
Al2O3	11,40	16,20	14,50	15,80	16,30	13,90	16,80	17,70	9,29	7,58	6,03	8,35	8,15	6,77	
Fe2O3(total)	1,76	5,03	3,18	9,28	9,99	13,50	8,66	7,89	11,60	11,90	10,10	12,00	11,70	13,40	
MnO	0,05	0,10	0,02	0,13	0,15	0,22	0,07	0,15	0,17	0,21	0,19	0,20	0,20	0,14	
MgO	0,55	1,95	3,11	4,36	5,60	7,86	2,36	3,16	18,90	19,30	21,60	18,30	19,80	25,00	
CaO	1,76	4,18	0,14	6,54	6,68	8,85	3,39	4,38	10,60	9,47	8,83	9,58	8,40	3,12	
Na2O	3,72	1,78	1,79	2,64	2,86	3,33	3,63	3,40	1,11	0,52	0,39	1,06	0,59	0,25	
K2O	1,55	2,03	8,18	1,89	1,84	0,56	2,01	2,70	0,21	0,05	0,02	0,07	0,12	1,44	
P2O5	0,06	0,10	0,09	0,13	0,15	0,19	0,24	0,26	0,06	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	
PAF	0,79	0,65	0,86	0,70	1,29	1,30	1,92	1,95	1,80	3,81	4,40	3,02	4,28	5,25	
Ba (ppm)	394	243	803	350	329	192	350	336	18	0	9	0	n.d.	33	
Rb	56	68	136	104	73	22	147	145	1	3	1	2	7	21	
Sr	98	136	43	242	168	540	429	451	100	66	41	23	8	61	
Cs	5,00	2,10	5,00	5,00	1,51	0,39	5,00	5,00	0,22	5,00	0,92	0,53	1,38	0,50	
Ta	0,76	0,58	0,87	0,40	0,59	0,41	0,53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Nb	7,52	6,41	7,53	5,58	6,85	4,22	5,27	4,12	0,82	0,94	0,85	0,94	0,90	1,07	
Hf	3,64	4,40	4,78	3,94	3,19	1,69	3,39	3,38	0,90	0,60	0,48	0,72	0,74	0,71	
Zr	106,9	153,1	146,5	128,6	113,0	49,6	111,2	114,1	26,8	15,8	12,8	19,1	19,5	25,2	
Y	17,1	15,3	13,5	21,7	22,2	16,1	14,8	15,6	11,9	9,5	6,9	11,0	10,4	14,8	
Th	10,13	4,96	11,37	5,98	1,42	2,41	3,14	2,91	0,21	0,09	0,01	0,11	0,08	0,30	
U	1,93	1,26	3,22	1,54	0,40	0,64	0,74	0,84	0,06	0,03	0,09	0,04	0,39	0,38	
Cr	20	20	20	220	97	730	150	240	n.d.	2500	2200	2100	2500	2400	
Ni	100	100	n.d.	75	100	240	100	100	630	560	570	550	540	660	
La	20,00	21,70	25,54	19,73	12,90	32,89	26,74	21,78	1,86	0,74	0,97	1,27	1,44	2,47	
Ce	38,26	40,50	47,71	41,00	27,79	82,70	53,19	45,56	4,62	2,36	2,94	3,56	3,73	5,84	
Pr	4,44	4,44	2,24	5,08	3,69	11,21	6,72	5,78	0,70	0,42	0,45	0,56	0,58	0,80	

**TABEAU 4.2** - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite et fin).

Série	Dacites-rhyodacites-rhyolites calco-alkalines			Basaltes-andésites Basaltes-andésites calco-alkalins						Komatiites-komatiites basaltiques					
	1999029423	1999029557	1998028963	1998020755	1999029554	1999029390	1999029392	1999029542	1998018511	1999029408	1999029424	1999029429	1999023665	1999029320	
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)															
Nd	15,14	16,47	17,08	19,57	15,26	43,75	26,21	23,80	3,39	2,36	1,96	2,99	3,00	3,75	
Sm	2,70	3,13	3,07	4,43	3,58	6,92	4,73	4,68	1,14	0,90	0,65	1,02	1,04	1,20	
Eu	0,41	0,81	0,58	1,07	1,05	1,74	1,25	1,29	0,54	0,28	0,30	0,38	0,38	0,60	
Gd	2,30	2,65	1,26	3,71	3,53	4,42	3,35	3,46	1,55	1,24	0,86	1,42	1,46	1,72	
Tb	0,38	0,40	0,37	0,59	0,57	0,54	0,44	0,46	0,29	0,22	0,16	0,25	0,26	0,30	
Dy	2,46	2,39	5,08	3,67	3,60	3,08	2,51	2,60	1,94	1,50	1,09	1,77	1,76	2,08	
Ho	0,57	0,52	0,44	0,78	0,78	0,58	0,51	0,52	0,43	0,35	0,25	0,40	0,39	0,45	
Er	1,73	1,48	2,45	2,26	2,34	1,55	1,35	1,44	1,28	1,02	0,73	1,14	1,18	1,35	
Tm	0,28	0,22	0,20	0,31	0,34	0,22	0,20	0,20	0,18	0,15	0,12	0,18	0,18	0,19	
Yb	1,85	1,45	1,33	2,10	2,17	1,32	1,26	1,23	1,20	1,00	0,67	1,10	1,09	1,23	
Lu	0,31	0,24	0,21	0,33	0,36	0,21	0,20	0,19	0,18	0,15	0,11	0,18	0,18	0,21	

TABLEAU 4.3 - Analyses géochimiques représentatives des roches plutoniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS.

Série	TTG							
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)	2002037362	2002037363	2001037099	2001038415	1998018405	1998018406	1998028964	2000024115
SNRC	34B14	34B13	33P09	33P14	23M05	23M06	34H03	34A09
Zone UTM <sub>E</sub>	18	18	18	18	18	18	18	18
Est.	483152	440006	683581	614839	328197	349315	607007	666741
Nord.	6296515	6302915	6181772	6186540	6126526	6141571	6340301	6276825
Lithologie	I1E, BO	I1D, HB, BO, CX	I1C, HB±BO	I2J, HB	I1D, M3	I1D	I1C	I2J
SiO <sub>2</sub> (% poids)	73,59	68,57	68,00	52,80	65,20	74,40	70,40	60,00
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,39	0,30	0,69	0,70	0,11	0,41	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	15,63	15,80	17,40	15,80	15,00	15,70	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	1,59	3,54	2,90	9,32	4,96	0,97	3,62	6,47
MnO	0,02	0,04	0,02	0,14	0,10	0,01	0,04	0,11
MgO	0,43	1,18	1,05	3,74	1,60	0,25	0,95	2,54
CaO	1,83	3,61	2,54	6,96	4,20	2,74	3,37	5,50
Na <sub>2</sub> O	4,99	4,62	4,26	4,48	4,39	5,48	4,48	4,42
K <sub>2</sub> O	1,93	1,43	3,68	1,76	1,35	0,70	1,39	1,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,11	0,12	0,10	0,23	0,03	0,12	0,15
PAF	0,40	0,80	0,49	2,41	0,65	0,29	0,44	0,98
Total	99,93	99,92	99,16	99,80	99,18	99,98	100,92	99,61
Ba (ppm)	475	299	992	248	249	93	566	200
Rb	48	50	123	90	72	25	54	74
Sr	411	440	402	563	359	601	577	210
Cs	0,40	0,20	1,59	0,54	5,00	0,82	3,00	1,09
Ta	0,40	0,20	0,36	0,36	0,36	0,30	0,30	0,44
Nb	3,20	5,70	5,23	6,42	7,85	1,17	2,90	9,33
Hf	1,70	3,60	n.d.	n.d.	4,56	1,68	3,70	5,18
Zr	69,1	116,7	153,4	72,6	170,6	48,3	134,5	205,1
Y	2,6	8,5	6,5	27,0	12,4	0,6	4,3	16,6
Th	4,00	8,60	5,84	6,39	1,91	0,77	9,00	1,09
U	0,50	0,40	1,08	1,90	0,68	0,23	0,60	0,44
Cr	n.d.	n.d.	20	20	n.d.	n.d.	20	n.d.
Ni	4	13	100	100	n.d.	n.d.	3	n.d.
La	10,00	40,10	18,42	37,80	25,79	2,88	43,80	13,96
Ce	17,20	69,20	34,65	83,33	51,17	5,70	74,60	32,40
Pr	1,68	7,15	4,08	10,05	6,10	0,56	8,39	4,54
Nd	7,10	26,00	15,06	40,11	22,61	1,93	28,90	18,56
Sm	1,20	3,40	2,46	7,81	3,75	0,28	4,40	4,08
Eu	0,35	0,95	0,68	1,25	0,92	0,32	0,74	0,88
Gd	0,87	2,26	2,09	6,59	3,11	0,17	2,28	3,66
Tb	0,08	0,21	0,23	0,85	0,41	0,02	0,15	0,53
Dy	0,49	1,31	1,30	4,98	2,18	0,12	1,10	2,90
Ho	0,10	0,27	0,25	0,93	0,42	0,02	0,14	0,60
Er	0,27	0,73	0,72	2,63	1,14	0,06	0,37	1,55
Tm	0,05	0,09	0,10	0,37	0,16	0,01	0,00	0,22
Yb	0,27	0,58	0,68	2,26	0,97	0,07	0,39	1,36
Lu	0,03	0,08	0,10	0,34	0,16	0,01	0,02	0,21

TABLEAU 4.3 - Analyses géochimiques représentatives des roches plutoniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite).

Série	Roches plutoniques intermédiaires-ultramafiques				
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)	2000024120	2000024121	2002037335	2002037370	2003039899
SNRC	34A04	34A04	34B13	34C09	34F08
Zone UTMe	18	18	18	18	18
Est.	582194	566738	463899	424475	524975
Nord.	6216626	6224531	6299089	6275624	6329926
Lithologie	I3A	I3A, BO	I3A	I3Q	I4B
SiO <sub>2</sub> (% poids)	46,20	50,80	49,26	52,47	47,03
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,41	0,80	2,03	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	9,10	5,14	14,66	2,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	13,70	9,49	16,41	11,83	15,09
MnO	0,18	0,18	0,25	0,13	0,28
MgO	9,28	14,20	14,13	4,52	15,97
CaO	9,05	11,20	9,80	5,63	12,09
Na <sub>2</sub> O	2,24	1,84	0,90	2,93	0,58
K <sub>2</sub> O	0,41	0,84	0,81	2,50	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,11	1,50	0,04
PAF	4,10	1,72	1,80	1,50	2,10
Total	99,50	99,81	99,41	99,70	96,59
Ba (ppm)	624	101	250	962	57
Rb	7	28	26	80	16
Sr	423	261	198	651	32
Cs	0,05	0,20	0,10	0,80	0,00
Ta	0,30	0,30	0,20	0,70	0,10
Nb	1,49	2,10	2,70	15,20	2,90
Hf	1,05	1,25	3,20	8,00	0,50
Zr	27,9	36,1	93,2	300,6	14,2
Y	11,5	12,4	18,6	32,8	22,6
Th	0,31	0,72	1,10	5,00	0,40
U	0,04	0,11	0,30	0,80	0,10
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	1347	50	4389
La	8,31	17,22	16,20	86,10	16,50
Ce	19,71	39,67	41,00	182,60	57,60
Pr	3,00	5,12	6,23	23,22	7,47
Nd	13,51	20,23	30,10	93,10	31,70
Sm	3,12	3,98	6,80	15,90	6,10
Eu	0,85	0,91	1,30	2,82	0,80
Gd	2,68	3,08	3,50	6,24	4,64
Tb	0,37	0,40	0,67	1,21	0,69
Dy	2,06	2,25	3,50	6,24	4,17
Ho	0,41	0,45	0,69	1,12	0,87
Er	1,07	1,20	1,52	2,81	2,24
Tm	0,16	0,17	0,23	0,37	0,30
Yb	1,06	1,08	1,72	2,46	2,29
Lu	0,15	0,16	0,19	0,37	0,29



TABLEAU 4.3 - Analyses géochimiques représentatives des roches plutoniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite).

Série	GGM								
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)	1998018403	2000024104	2001037069	1998018404	2000024106	2001037083	1998028977	2002037371	2002037373
SNRC	23M13	34A10	33P15	23M14	34A04	33P15	34H08	33B16	34B03
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Est.	329157	633614	628285	364128	567496	650437	656165	533260	479642
Nord.	6198253	6275804	6192165	6203788	6211884	6204773	6364710	6300787	6223971
Lithologie	I1C, HB	I1C, BO	I1M, ±HB±BO	I1M, BO	I1C	I1C, HB+BO	I1M	I1M, BO	I1C, BO+HB
SiO <sub>2</sub> (% poids)	64,20	72,00	72,00	73,10	61,90	64,10	75,50	72,87	66,87
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,28	0,20	0,21	0,82	0,42	0,08	0,16	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	14,00	14,40	14,30	16,00	15,60	14,20	13,97	15,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	4,28	2,34	1,71	1,72	5,55	4,71	0,85	1,87	4,12
MnO	0,05	0,03	0,02	0,01	0,07	0,08	0,01	0,02	0,05
MgO	1,13	0,68	0,55	0,64	2,30	2,28	0,09	0,45	1,41
CaO	2,94	1,53	1,54	0,70	3,87	3,70	0,67	1,68	3,63
Na <sub>2</sub> O	4,71	3,36	3,38	4,24	3,93	4,00	3,45	3,43	3,94
K <sub>2</sub> O	3,54	4,97	4,90	4,60	3,81	3,45	5,17	4,65	2,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,07	0,02	0,10	0,34	0,10	0,13	0,05	0,14
PAF	0,75	0,39	0,44	0,62	0,70	0,61	0,38	0,70	1,10
Total	98,93	99,65	99,16	100,24	99,29	99,05	100,53	99,85	99,82
Ba (ppm)	1633	580	815	1032	1105	645	353	817	842
Rb	142	189	118	191	160	158	250	167	86
Sr	467	269	305	239	450	367	100	422	475
Cs	4,94	3,29	3,27	5,00	1,17	2,08	11,90	0,90	0,30
Ta	0,51	0,78	0,56	0,70	0,31	0,31	0,60	0,10	0,30
Nb	6,90	7,89	3,16	4,50	9,47	7,76	4,70	2,90	5,90
Hf	7,20	4,70	n.d.	4,50	8,72	n.d.	1,60	2,70	4,20
Zr	267,9	140,2	88,2	136,5	314,4	183,1	44,0	82,6	140,9
Y	13,7	11,3	3,8	4,4	16,8	19,2	2,2	5,0	11,8
Th	10,45	24,50	39,40	17,70	22,78	12,66	11,40	20,30	9,00
U	3,99	1,51	3,89	2,30	0,80	0,90	3,30	0,60	0,40
Cr	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	79	20	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	100	3	n.d.	100	1	4	6
La	25,99	49,23	63,08	42,30	128,80	40,79	14,10	27,70	35,00
Ce	54,68	88,24	106,90	71,10	207,61	86,16	26,60	48,60	63,70
Pr	6,67	9,75	10,68	7,19	24,73	9,63	2,81	5,24	6,84
Nd	24,97	31,78	31,53	23,50	82,24	34,46	10,10	16,90	25,30
Sm	4,74	4,65	2,94	3,00	10,71	6,01	2,00	3,00	4,20
Eu	1,22	0,76	0,63	0,70	2,08	0,89	0,34	0,63	0,94
Gd	3,41	2,97	1,72	1,54	5,91	4,83	1,28	1,80	3,09
Tb	0,48	0,39	0,15	0,19	0,67	0,58	0,12	0,26	0,40
Dy	2,70	2,01	0,73	0,80	3,18	3,27	0,67	1,20	2,15
Ho	0,54	0,38	0,14	0,15	0,59	0,63	n.d.	0,18	0,43
Er	1,39	1,05	0,36	0,40	1,46	1,73	0,13	0,40	1,13
Tm	0,20	0,15	0,06	0,05	0,20	0,24	n.d.	0,05	0,15
Yb	1,28	0,98	0,38	0,41	1,20	1,47	0,14	0,31	1,05
Lu	0,20	0,15	0,06	0,08	0,19	0,23	n.d.	0,05	0,15

TABLEAU 4.3 - Analyses géochimiques représentatives des roches plutoniques pour chaque série identifiée à l'intérieur du NEPS (suite et fin).

Série	Granitoïdes à pyroxène									
Numéro d'échantillon unique (SIGÉOM)	2002036338	2002036251	2002036318	2002036346	1998020798	1998028956	2000024114	2001038420	2003039962	2003039974
SNRC	33O08	33O08	33O01	33O10	34H04	34H04	34A12	33P04	34F15	34F09
Zone UTMe	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Est.	560705	554037	556112	525159	572480	574771	575301	568977	407439	417966
Nord.	6137416	6130648	6122455	6172187	6333457	6339610	6287816	6098392	6421026	6394200
Lithologie	I2F, BO, CX	I1T, BO	I2F, CX, BO	I1D, CX, BO, HB	I1T	I1T	I1T	I2J, CX	I1C, CX	I1T
SiO <sub>2</sub> (% poids)	59,32	65,15	60,22	64,24	71,90	68,80	57,10	61,60	68,67	55,52
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,38	0,41	0,65	0,30	0,46	0,60	0,69	0,69	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,32	16,06	18,91	16,00	14,30	15,20	17,90	15,40	13,84	18,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	5,27	4,40	3,76	5,50	2,94	4,08	7,59	6,48	4,76	7,71
MnO	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,14	0,10	0,06	0,11
MgO	1,49	1,75	0,99	1,76	1,28	2,35	3,41	3,24	1,04	2,95
CaO	3,20	4,61	2,16	4,39	2,43	3,79	4,90	4,31	2,72	7,25
Na <sub>2</sub> O	4,30	4,18	4,28	4,37	3,85	4,26	4,42	4,32	3,43	4,36
K <sub>2</sub> O	6,10	1,19	7,50	1,60	3,89	1,31	2,77	2,64	2,68	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,12	0,20	0,22	0,09	0,13	0,51	0,21	0,32	0,36
PAF	0,50	1,90	1,10	1,10	0,29	0,47	0,74	0,87	0,80	0,50
Total	99,56	99,78	99,58	99,88	101,31	100,93	100,08	99,86	99,01	99,23
Ba (ppm)	1980	377	1545	459	671	387	811	751	1484	599
Rb	163	28	119	76	109	32	76	43	81	42
Sr	601	551	566	488	328	367	450	461	383	848
Cs	1,90	0,30	0,50	0,60	0,30	0,00	0,34	0,24	0,10	1,00
Ta	0,30	0,20	0,20	0,30	0,10	0,50	0,30	0,34	0,40	0,30
Nb	5,00	2,80	1,80	6,40	2,50	9,10	5,85	7,04	11,90	5,60
Hf	16,50	4,10	12,00	4,00	2,30	3,90	1,40	n.d.	7,90	2,00
Zr	744,6	144,1	581,8	140,2	85,1	126,7	46,9	188,9	292,3	74,3
Y	16,9	4,2	9,5	11,0	5,0	36,6	21,7	11,8	36,8	19,9
Th	19,30	4,30	2,50	9,50	2,60	1,10	3,23	1,81	6,50	2,20
U	1,50	0,30	0,20	0,20	0,10	0,50	0,38	0,57	0,50	0,90
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	49	81	n.d.	140	n.d.	n.d.
Ni	5	7	3	9	n.d.	35	n.d.	100	5	14
La	190,70	34,20	58,90	47,20	25,80	17,30	67,62	36,80	68,70	36,10
Ce	339,80	58,30	103,40	84,70	43,60	34,60	141,40	74,63	164,20	71,30
Pr	34,63	5,29	11,59	8,92	4,40	4,33	18,24	8,44	17,63	8,28
Nd	128,10	17,90	46,00	34,30	16,20	19,80	69,54	32,97	74,60	35,00
Sm	15,20	2,40	6,80	4,80	2,50	5,10	11,38	5,47	13,20	5,80
Eu	3,24	1,02	3,44	1,06	0,76	0,89	1,50	1,14	2,37	1,83
Gd	9,65	1,36	4,60	3,14	1,58	5,68	7,68	3,91	9,89	4,65
Tb	0,88	0,18	0,43	0,40	0,20	0,95	0,92	0,46	1,42	0,77
Dy	3,75	0,96	2,01	1,95	1,02	6,95	4,34	2,77	6,97	3,35
Ho	0,60	0,19	0,33	0,33	0,15	1,24	0,81	0,49	1,19	0,68
Er	1,42	0,38	0,84	0,93	0,50	3,71	1,94	1,35	3,10	1,73
Tm	0,22	0,06	0,12	0,12	0,05	0,50	0,24	0,19	0,43	0,28
Yb	1,48	0,45	0,77	0,86	0,55	3,01	1,42	1,14	2,81	1,63
Lu	0,24	0,07	0,10	0,11	0,04	0,36	0,22	0,18	0,41	0,26

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS.

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant											
1	1999022705	25D	19	384986	6742596	Tonalite	2,775	interprété	0,51097	0,0985	2,46	2,76	30,36	4,95	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
2	1999022802	25D	19	382138	6750707	Tuf felsique	2,820	interprété	0,51138	0,1242	1,77	2,85	4,20	0,86	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
3	2002034706	25D	19	385921	6746926	Basalte	2,820	interprété	0,51208	0,1638	0,99	-	9,15	2,48	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
4	2002034707	25D	19	389130	6737980	Basalte	2,820	interprété	0,51289	0,2053	1,89	-	6,89	2,34	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
5	2002034708	25D	19	384827	6744658	Basalte	2,820	interprété	0,51281	0,1994	2,33	-	4,19	1,38	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
6	99-CM-021	25D	19	386247	6747125	Tonalite	2,775	interprété	0,51083	0,0896	2,97	2,73	22,76	3,38	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
7	2001038727	35B	18	480286	6685177	Rhyolite	2,820	Âge U-Pb	0,51224	0,1671	3,05	2,68	24,03	6,64	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
8	2001038770	35B	18	485960	6699182	Tonalite	2,780	Âge U-Pb	0,51077	0,0877	2,64	2,76	14,78	2,15	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
9	2002034705	35B	18	476681	6693734	Rhyolite	2,820	interprété	0,51086	0,0891	4,50	2,68	29,58	4,36	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
10	2002034740	35B	18	474896	6677813	Basalte	2,820	interprété	0,51125	0,1144	2,89	2,77	26,07	4,93	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
11	2002034742	35B	18	475218	6677867	Basalte	2,820	interprété	0,51127	0,1147	3,09	2,75	38,78	7,36	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
12	2002034757	35B	18	479015	6693697	Basalte	2,820	interprété	0,51128	0,1159	2,91	2,76	17,50	3,36	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
13	2002034759	35B	18	479814	6693545	Basalte	2,820	interprété	0,51158	0,1347	1,86	2,85	11,21	2,50	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
14	2002034835	35B	18	476503	6693409	Basalte	2,775	interprété	0,51215	0,1617	3,07	-	21,61	5,78	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
15	2002034836	35B	18	478396	6693872	Basalte	2,775	interprété	0,51228	0,1683	3,20	-	12,85	3,58	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
16	2000024407	35A	18	580389	6762274	Tonalite	2,775	interprété	0,51055	0,0732	3,34	2,72	3,36	0,41	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
17	2000025301	35A	18	574652	6760056	Tuf felsique	2,775	interprété	0,51077	0,0873	2,69	2,75	31,28	4,52	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
18	2002034722	35A	18	573525	6760162	Basalte	2,775	interprété	0,51238	0,1754	2,68	-	15,92	4,62	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
19	2002034727	35A	18	573860	6760132	Basalte	2,775	interprété	0,51257	0,1861	2,39	-	17,63	5,43	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
20	2002034729	35A	18	574071	6760139	Gabbro	2,775	interprété	0,51289	0,2021	2,92	-	4,38	1,47	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
21	2002034732	35A	18	575496	6764750	Basalte	2,775	interprété	0,51271	0,1905	3,61	-	8,88	2,80	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
22	2002034733	35A	18	574279	6758304	Basalte	2,775	interprété	0,51258	0,1850	3,14	-	10,24	3,13	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
23	2002034735	35A	18	574565	6758271	Basalte	2,775	interprété	0,51279	0,1958	3,20	-	8,85	2,87	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
24	2002034736	35A	18	574676	6758205	Basalte	2,775	interprété	0,51281	0,1982	2,87	-	10,46	3,43	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
25	2000030239	34P	18	577550	6649640	Andésite	2,740	interprété	0,51120	0,1139	1,23	2,83	30,37	5,72	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
26	2001032360	34P	18	662226	6623896	Tuf felsique	2,740	Âge U-Pb	0,51079	0,0892	1,92	2,77	34,79	5,14	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
27	00-JY-9014A1	34P	18	581804	6636234	Basalte	2,740	interprété	0,51129	0,1207	0,46	2,90	9,52	1,90	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
28	00-JY-9031A1	34P	18	582289	6634062	Andésite	2,740	interprété	0,51112	0,1101	0,88	2,85	19,61	3,57	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
29	00-JY-9019C2	34P	18	582105	6636755	Tuf felsique	2,740	interprété	0,51080	0,0910	1,49	2,79	21,50	3,24	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
30	2000030236	34P	18	595935	6629033	Granodiorite	2,714	Âge U-Pb	0,51137	0,1260	-0,03	2,93		22,73	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
31	2000030267	34P	18	622985	6618594	Gneiss tonalitique	2,768	Âge U-Pb	0,51151	0,1285	2,34	2,77	14,26	3,03	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
32	2000030268	34P	18	565891	6605592	Opalite	2,717	Âge U-Pb	0,51025	0,0609	0,89	2,79	11,07	1,12	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
33	2000030269	34P	18	661228	6598460	Gabbroiorite	2,723	Âge U-Pb	0,51205	0,1600	1,38	2,87	11,89	3,15	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
34	2001032305	34O	18	548491	6618284	Granodiorite	2,723	Âge U-Pb	0,51022	0,0599	0,77	2,80	34,63	3,43	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant										
35	2001032362	34O	18	503184	6619060	Tonalite	2,758 Âge U-Pb	0,51070	0,0849	1,94	2,78	17,67	2,48	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
36	2001032366	34O	18	500735	6592147	Enderbite	2,729 Âge U-Pb	0,51106	0,1041	1,78	2,77	23,53	4,05	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
37	2002034818	35C	18	399553	6685034	Enderbite	2,731 Âge U-Pb	0,51099	0,1029	0,82	2,84	12,43	2,12	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
38	2002034823	35C	18	390613	6717173	Monzogranite	2,727 Âge U-Pb	0,51087	0,0993	-0,27	2,90	54,82	9,01	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
39	2002034831	35C	18	360911	6688164	Tonalite	2,766 Âge U-Pb	0,51059	0,0907	-2,22	3,04	34,07	5,12	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
40	2002034878	35C	18	412148	6750505	Diatexite tonalitique	2,722 Âge U-Pb	0,51112	0,1102	0,75	2,84	13,25	2,42	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
41	2003031401	34N	18	381226	6543354	Enderbite	2,730 interprété	0,51058	0,0891	-2,43	3,02	28,24	4,16	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
42	2003031412	34N	18	340859	6583459	Tonalite	2,760 interprété	0,51045	0,0776	-0,29	2,91	24,28	3,12	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
43	2003031452	34N	18	383329	6635664	Carbonatite	2,680 Âge U-Pb	0,51143	0,1234	1,70	2,75	62,86	12,83	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
44	2003031457	34N	18	333610	6586759	Roche séd.	2,729 Âge U-Pb	0,51154	0,1355	0,11	2,95	75,75	16,98	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
45	2003031558	34N	18	443097	6632133	Monzogranite	2,720 interprété	0,51047	0,0715	1,63	2,76	19,65	2,33	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
46	2003031406	34N	18	398642	6589523	Tonalite	2,720 interprété	0,51077	0,0942	-0,63	2,91	17,21	2,68	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
47	2003031416	34N	18	399398	6589871	Basalt	2,760 interprété	0,51263	0,1913	1,71	-	6,67	2,11	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
48	2003031417	34N	18	399398	6589871	Gabbro	2,720 interprété	0,51115	0,1261	-4,38	3,30	34,17	7,13	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
49	2003031418	34N	18	404910	6587376	Gabbro	2,720 interprété	0,51222	0,1739	-0,11	3,19	6,45	1,86	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
50	2003031432	34N	18	407973	6579228	Tuf felsique	2,760 Âge U-Pb	0,51049	0,0777	0,45	2,86	53,21	6,84	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
51	2003031435	34N	18	405516	6590197	Tonalite	2,720 interprété	0,51038	0,0865	-5,48	3,19	24,06	3,45	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
52	2003031441	34N	18	405516	6590197	Basalte	2,760 interprété	0,51280	0,2007	1,84	-	7,97	2,65	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
53	2003031489	34N	18	404958	6584275	Basalte	2,760 interprété	0,51293	0,2057	2,56	-	5,16	1,75	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
54	2003031498	34N	18	407561	6585298	Basalte	2,760 interprété	0,51268	0,1932	2,00	-	4,97	1,59	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
55	2003031499	34N	18	407561	6585298	Tonalite	2,720 interprété	0,51031	0,1046	-13,29	3,80	6,02	1,04	Maurice, 2007	GEOTOP-UQAM-McGill
56	1998018108	24M	19	386868	6558777	Granodiorite	2,740 interprété	0,51050	0,0845	-2,25	3,01	24,00	3,10	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
57	1998018233	24M	19	434038	6647775	Tonalite	2,690 Âge U-Pb	0,51089	0,0955	0,96	2,79	14,00	1,80	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
58	1998018235	24M	19	372632	6641292	Tonalite	2,733 interprété	0,51134	0,1177	2,45	2,73	9,00	2,30	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
59	1998018403	23M	19	329157	6198253	Granodiorite	2,701 Âge U-Pb	0,51127	0,1233	-1,10	3,00	31,00	5,50	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
60	1998018404	23M	19	364128	6203788	Granite	2,682 interprété	0,51026	0,0831	-0,10	3,24	23,04	3,17	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
61	1998018405	23M	19	328197	6126526	Tonalite	2,803 Âge U-Pb	0,51093	0,1041	0,12	2,95	21,66	3,73	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
62	1998018406	23M	19	349315	6141571	Tonalite	2,730 Âge U-Pb	0,51082	0,0898	2,08	2,75	1,48	0,22	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
63	1998018423	23M	19	359588	6168902	Volcanite mafique	2,881 interprété	0,51279	0,1981	2,50	-	4,95	1,62	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
64	1998018452	23M	19	341471	6100308	Volcanite mafique	2,881 interprété	0,51288	0,2053	1,50	-	6,36	2,16	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
65	1998018468	23M	19	345873	6104683	Volcanite felsique	2,875 Âge U-Pb	0,51076	0,1018	-1,49	3,11	19,17	3,23	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
66	1998020752	34H	18	670950	6385310	Volcanite mafique	2,708 interprété	0,51122	0,1223	-1,67	3,05	31,62	6,23	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
67	1998020798	34H	18	572480	6333457	Enderbite	2,725 Âge U-Pb	0,51081	0,0957	-0,33	2,90	13,52	2,14	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
68	1998028811	24M	19	426769	6560157	Granite	2,697 Âge U-Pb	0,51095	0,1029	-0,41	2,89	12,00	1,50	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant										
69	1998028847	24M	19	361765	6621869	Volcanite mafique	2,782	0,51304	0,2117	2,41	-	6,00	3,90	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
70	1998028956	34H	18	574771	6339610	Enderbite	2,709	0,51195	0,1616	-1,19	-	18,70	5,00	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
71	1998028959	34H	18	677547	6375597	Volcanite felsique	2,708	0,51122	0,1173	-0,01	2,90	26,01	5,05	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
72	1998028963	34H	18	604475	6328112	Volcanite felsique	2,787	0,51102	0,1135	0,10	2,94	13,49	2,42	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
73	1998028964	34H	18	607007	6340301	Granodiorite	2,750	0,51063	0,0928	-2,35	3,04	24,74	3,80	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
74	1998028977	34H	18	656165	6364710	Granite	2,682	0,51122	0,1291	-4,46	3,30	8,57	1,83	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
75	1999022905	25D	19	438130	6748329	Granite	2,755	0,51057	0,0817	0,51	2,86	44,00	4,60	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
76	1999022906	25D	19	436445	6748776	Tonalite	2,777	0,51138	0,1239	1,48	2,85	12,00	2,20	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
77	1999022908	25D	19	341173	6659535	Tonalite	2,809	0,51156	0,1311	2,76	2,76	6,00	1,40	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
78	1999022909	25D	19	377700	6680409	Tonalite	2,772	0,51053	0,0771	1,57	2,81	12,00	1,00	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
79	1999022910	25D	19	390828	6745200	Volcanite mafique	2,820	0,51289	0,2012	3,34	-	6,00	2,50	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
80	1999029390	24D	18	426369	6255383	Volcanite mafique	2,787	0,51092	0,1011	0,81	2,88	41,29	6,91	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
81	1999029417	23M	19	366936	6163053	Volcanite felsique	2,881	0,51096	0,1121	-1,39	3,14	14,99	2,78	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
82	2000024029	34A	18	601770	6298160	Tonalite	2,756	0,51165	0,1497	-2,64	-	12,11	3,00	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
83	2000024104	34A	18	633614	6275804	Granodiorite	2,714	0,51073	0,0926	-0,78	2,92	30,87	4,73	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
84	2000024106	34A	18	567496	6211884	Enderbite	2,713	0,51052	0,0818	-1,26	2,93	79,99	10,83	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
85	2000024114	34A	18	575301	6287816	Enderbite	2,690	0,51085	0,1012	-1,87	2,98	64,92	10,87	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
86	2000024115	34A	18	666741	6276825	Tonalite	2,811	0,51148	0,1041	-1,07	3,14	15,56	3,56	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
87	2000024120	34A	18	582194	6216626	Roche mafique-UM	2,713	0,51158	0,1365	0,43	2,91	13,02	2,94	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
88	2000024121	34A	18	566738	6224531	Roche mafique-UM	2,713	0,51125	0,1223	-1,14	3,01	18,83	3,81	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
89	2000024492	35A	18	654641	6658285	Tonalite	2,785	0,51028	0,0628	2,07	2,80	8,75	0,88	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
90	2000024494	35A	18	559223	6681077	Enderbite	2,728	0,51101	0,1029	1,23	2,81	51,50	8,77	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
91	2000024495	35A	18	602013	6708778	Granite	2,734	0,51031	0,0647	1,03	2,80	16,84	1,86	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
92	2000024497	35A	18	612711	6751462	Tonalite	2,783	0,51059	0,0795	2,04	2,80	14,14	1,83	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
93	2000024498	35A	18	574111	6760263	Volcanite felsique	2,775	0,51079	0,0993	-1,34	3,01	9,46	1,52	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
94	2000024504	35A	18	632984	6752751	Syénite	2,761	0,51068	0,0853	1,37	2,82	59,65	8,43	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
95	2001037069	33P	18	628285	6192165	Granite	2,701	0,51017	0,0567	0,49	2,80	34,31	3,22	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
96	2001037083	33P	18	650437	6204773	Granodiorite	2,707	0,51104	0,1104	-1,17	2,97	25,94	4,73	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
97	2001037099	33P	18	683581	6181772	Tonalite	2,741	0,51097	0,1077	-1,20	3,00	15,26	2,72	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
98	2001038415	33P	18	614839	6186540	Tonalite	2,713	0,51125	0,1233	-1,47	3,04	37,40	7,63	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
99	2001038420	33P	18	568977	6098392	Enderbite	2,713	0,51096	0,1040	-0,31	2,90	32,97	5,47	Boily <i>et al.</i> , 2004	Pacific Center, UBC
100	2001038748	35B	18	475673	6677573	Tonalite	2,800	0,51111	0,1145	-0,14	2,98	7,74	1,46	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
101	2001038752	35B	18	473946	6700461	Tonalite	2,789	0,51115	0,1188	-1,08	3,05	5,23	1,03	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
102	2002036251	33O	18	554051	6130661	Enderbite	2,733	0,51052	0,0853	-2,10	3,00	17,90	2,40	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC



TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant										
103	2002036318	33O	18	556113	6122455	Monzonite	2,704	0,51079	0,1060	-4,52	3,19	42,65	7,48	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
104	2002036338	33O	18	560705	6137416	Monzonite	2,704	0,51053	0,0825	-1,49	2,93	110,98	15,15	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
105	2002036346	33O	18	525149	6172148	Tonalite	2,723	0,51065	0,0947	-3,13	3,08	34,30	4,80	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
106	2002037218	34B	18	547810	6286995	Granite	2,675	0,51055	0,0813	-1,11	2,88	27,30	3,40	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
107	2002037227	34B	18	526425	6293531	Volcanite mafique	2,741	0,51223	0,1734	-1,50	-	10,23	3,02	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
108	2002037335	34B	18	463899	6299089	Roche mafique-UM	2,700	0,51158	0,1424	-1,84	-	30,10	6,80	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
109	2002037362	34B	18	483152	6296515	Tonalite	3,020	0,51084	0,1065	-0,07	3,15	7,10	1,20	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
110	2002037363	34B	18	440006	6302915	Tonalite	2,712	0,51061	0,0917	-3,03	3,05	26,00	3,40	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
111	2002037364	34B	18	494710	6284336	Volcanite felsique	2,741	0,51087	0,1183	-6,87	3,47	11,30	2,20	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
112	2002037368	34C	18	435009	6262944	Volcanite felsique	2,741	0,51093	0,1178	-5,60	3,37	26,20	4,40	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
113	2002037370	34C	18	424475	6275624	Roche mafique-UM	2,700	0,51086	0,1042	-2,58	3,05	93,10	15,90	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
114	2002037371	34B	18	533260	6300787	Granite	2,732	0,51080	0,1065	-4,08	3,19	16,90	3,00	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
115	2002037373	34B	18	479602	6223971	Granodiorite	2,711	0,51082	0,1094	-5,00	3,25	25,30	4,20	Boily <i>et al.</i> , 2006a	Pacific Center, UBC
116	2003039899	34F	18	422950	6346560	Roche mafique-UM	2,705	0,51115	0,1160	-0,96	2,97	31,70	6,10	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
117	2003039962	34F	18	407439	6421026	Granodiorite	2,730	0,51093	0,1061	-1,53	3,01	74,60	13,20	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
118	2003039974	34F	18	417966	6394200	Enderbite	2,719	0,51094	0,1065	-1,66	3,01	35,00	5,80	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
119	2003039977	34G	18	555107	6365541	Enderbite	2,702	0,51128	0,1161	1,59	2,77	16,40	3,30	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
120	99-EN-3100	24D	19	421085	6269338	Tonalite	2,718	0,51107	0,1092	0,03	2,89	20,25	3,66	Boily <i>et al.</i> , sous presse	Pacific Center, UBC
121	YB9920	35B	18	476762	6680728,88	Volcanite mafique	2,822	0,51346	0,2341	2,38	-	13,50	4,10	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
122	YB9921	35B	18	476771	6680709,75	Volcanite felsique	2,822	0,51126	0,1190	1,28	2,89	11,40	2,00	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
123	YB9929	35B	18	476874	6680992,86	Volcanite felsique	2,822	0,51264	0,1904	2,42	-	28,60	7,90	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
124	YB9935	35B	18	476955	6681002,88	Volcanite mafique	2,822	0,51298	0,2063	3,16	-	8,10	2,40	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
125	YB9936	35B	18	477891	6679417,05	Tonalite	2,822	0,51134	0,1195	2,64	2,79	9,00	1,70	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
126	YB9952	35B	18	476606	6682254,83	Volcanite felsique	2,822	0,51192	0,1492	3,21	-	16,50	3,80	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
127	YB9960	35B	18	476810	6682054,05	Altération	2,822	0,51256	0,1886	1,48	-	6,30	1,90	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
128	YBTON99	35B	18	476846	6682246,66	Tonalite	2,822	0,51134	0,1197	2,73	2,78	15,91	3,15	Bourassa, 2002	GEOTOP-UQAM-McGill
129	1999027402	34I	18	569463	6475994	Diatexite	2,700	0,51118	0,1145	0,10	2,88	5,87	1,11	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
130	1999027405	34I	18	603372	6484773	Paragneiss	2,800	0,51117	0,1182	-0,40	3,01	17,41	3,40	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
131	1999027406	34I	18	578653	6437734	Enderbite	2,682	0,51092	0,0999	-0,08	2,85	11,90	1,97	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
132	1999027407	34I	18	562957	6470490	Granite	2,680	0,51091	0,1047	-1,98	2,99	13,82	2,39	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
133	1999027409	34I	18	569395	6446468	Enderbite	2,730	0,51116	0,1138	0,25	2,89	15,92	3,00	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
134	1999027410	34I	18	596018	6443989	Granite	2,680	0,51065	0,0897	-1,95	2,95	21,73	3,23	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
135	1999027411	34I	18	568941	6472163	Tonalite	2,780	0,51039	0,0654	3,23	2,73	44,35	4,80	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
136	1999027413	34I	18	607110	6539695	Granite	2,723	0,51067	0,0818	1,95	2,75	48,99	6,63	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)		<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	εNd(t)	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant											
137	1999027414	34I	18	603584	64366532	Tonalite	2,780	interprété	0.51053	0.0886	-2,51	3,07	32.64	4,78	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
138	1999027416	34I	18	620062	6509293	Enderbite	2,697	interprété	0.51062	0.0817	0,61	2,80	9,39	1,27	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
139	1999027417	34I	18	627654	6533428	Granite	2,723	interprété	0.51112	0.1112	0,32	2,88	58.04	10.68	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
140	1999027419	34I	18	566512	6444296	Enderbite	2,730	Âge U-Pb	0.51087	0.0946	1,31	2,80	10.29	1,61	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
141	1999027421	34I	18	564247	6507491	Enderbite	2,682	Âge U-Pb	0.51061	0.0809	0,50	2,80	4,82	0,64	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
142	1999027422	34I	18	641056	6498491	Granodiorite	2,723	Âge U-Pb	0.51105	0.1067	0,47	2,86	55.93	9,80	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
143	1999027423	34I	18	643393	6523553	Granite	2,723	Âge U-Pb	0.51089	0.0945	1,70	2,77	36.59	5,72	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
144	1999027424	34I	18	566557	6469529	Tonalite	2,768	Âge U-Pb	0.51053	0.0762	1,74	2,80	12.98	1,64	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
145	1999027426	34I	18	624583	6503871	Enderbite	2,697	Âge U-Pb	0.51113	0.1126	-0,21	2,90	52.98	9,87	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
146	1999027427	34I	18	600148	6510723	Granite	2,732	interprété	0.51091	0.1000	0,35	2,87	51.08	8,45	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
147	1999027428	34I	18	602701	6516403	Granite	2,732	Âge U-Pb	0.51113	0.1132	-0,08	2,92	56.89	10.65	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
148	1999027433	24L	19	331610	6511487	Volcanite felsique	2,786	Âge U-Pb	0.51077	0.0918	1,11	2,86	8,57	1,30	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
149	1999027434	24L	19	333285	6510918	Granite	2,723	Âge U-Pb	0.51118	0.1166	-0,33	2,94	37.60	7,25	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
150	1999027436	24L	19	391630	6537745	Enderbite	2,704	Âge U-Pb	0.51050	0.0815	-1,68	2,94	16.96	2,29	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
151	1999027438	24L	19	371607	6537508	Granite	2,690	interprété	0.51099	0.1070	-1,20	2,95	61.76	10.94	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
152	1999027439	24L	19	337374	6524236	Tonalite	2,706	interprété	0.51082	0.0982	-1,17	2,94	29.58	4,81	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
153	1999027440	24L	19	375313	6524405	Enderbite	2,704	interprété	0.51083	0.0969	-0,54	2,90	27.47	4,41	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
154	1999027441	24L	19	396382	6526171	Granite	2,690	Âge U-Pb	0.51065	0.0883	-1,23	2,92	63.26	9,25	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
155	1999027442	24L	19	408795	6539125	Granite	2,700	Âge U-Pb	0.51079	0.0992	-2,10	3,00	64.78	10.63	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
156	2000025701	34J	18	479971	6452682	Volcanite felsique	2,722	Âge U-Pb	0.51069	0.0881	0,02	2,87	41.31	6,02	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
157	2000025708	34J	18	537138	6430347	Paragneiss	2,800	interprété	0.51087	0.0968	1,45	2,85	63.10	10,11	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
158	2000025730	34J	18	442505	6500828	Tonalite	2,710	Âge U-Pb	0.51074	0.0891	0,50	2,83	14.01	2,07	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
159	2000025740	34J	18	473122	6487216	Granodiorite	2,722	interprété	0.51056	0.0799	0,44	2,83	41.92	5,55	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
160	2000025754	34J	18	476824	6469403	Tonalite	2,745	interprété	0.51114	0.1128	0,36	2,89	25.62	4,78	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
161	2000025755	34J	18	474109	6467617	Tonalite	2,745	interprété	0.51145	0.1281	1,16	2,85	34.85	7,39	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
162	2000025759	34J	18	515223	6467700	Enderbite	2,700	interprété	0.51093	0.0994	0,55	2,83	23.14	3,81	Rabeau, 2003	GEOTOP-UQAM-McGill
163	MLB91-001	34I	18	n.d.	n.d.	Rhyolite	2,724	Âge U-Pb	0.51083	0.0966	-0,10	2,89	18.51	2,95	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
164	MLB91-003B	34I	18	n.d.	n.d.	Dacite	2,724	interprété	0.51094	0.1016	0,11	2,88	18.44	3,10	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
165	MLB91-004A	34I	18	n.d.	n.d.	Volcanite mafique	2,724	interprété	0.51230	0.1745	1,13	-	9,91	2,86	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
166	PBA91-069A	34I	18	n.d.	n.d.	Dacite	2,724	interprété	0.51099	0.1061	-0,35	2,92	39.36	6,91	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
167	PBA91-100	34I	18	n.d.	n.d.	Gabbro	2,940	interprété	0.51254	0.1937	-0,73	-	10.00	3,20	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
168	PBA92-2008C	34I	18	n.d.	n.d.	Basalte andésitique	2,718	interprété	0.51253	0.1916	-0,33	-	7,62	2,41	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
169	PBA92-2008G	34I	18	n.d.	n.d.	Basalte andésitique	2,718	interprété	0.51278	0.1973	2,64	-	1,34	4,13	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
170	PBA92-2010	34I	18	n.d.	n.d.	Schiste ultramafique	2,786	interprété	0.51270	0.1924	2,80	-	3,63	1,55	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant										
171	PBA92-2011	34I	18	n.d.	n.d.	Komatite	2,786	0,51265	0,1891	3,03	-	1,42	1,42	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
172	PBA-94-275	34I	18	n.d.	n.d.	Gabbro	2,718	0,51231	0,1755	0,95	-	8,67	2,52	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
173	SNB93-003	34I	18	n.d.	n.d.	Pyroxénite	2,786	0,51324	0,2208	3,21	-	1,18	0,43	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
174	SNB93-004	34I	18	n.d.	n.d.	Gabbro	2,786	0,51352	0,2385	2,19	-	0,64	1,62	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
175	SNB93-007	34I	18	n.d.	n.d.	Basalte andésitique	2,786	0,51294	0,2091	1,50	-	7,38	2,55	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
176	SNB93-009	34I	18	n.d.	n.d.	Basalte	2,724	0,51173	0,1440	0,83	-	3,04	12,75	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
177	SNB93-010	34I	18	n.d.	n.d.	Gabbro	2,724	0,51204	0,1642	-0,20	-	2,09	7,70	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
178	SNB93-013	34I	18	n.d.	n.d.	Péridotite	2,724	0,51098	0,1206	-5,79	3,39	0,58	2,90	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
179	SNB93-016	34I	18	n.d.	n.d.	Basalte andésitique	2,786	0,51290	0,2053	2,04	-	8,41	2,85	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
180	SNB93-12	34I	18	n.d.	n.d.	Rhyolite	2,724	0,51097	0,1079	-1,40	3,00	93,32	16,67	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
181	SNB-93-14	34I	18	n.d.	n.d.	Andésite	2,724	0,51136	0,1207	1,71	2,78	14,45	2,89	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
182	SNB-93-14	34I	18	n.d.	n.d.	Andésite	2,724	0,51136	0,1207	1,71	2,78	14,45	2,89	Skulski et Percival, 1996	Comm. Géolog. du Canada
183	PBAC94-113	34J	18	545878	6484235	Tonalite	2,782	0,51085	0,0924	2,50	2,77	9,80	1,50	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
184	PBAC94-158	34J	18	529646	6481707	Volcanite felsique	2,757	0,51068	0,0832	2,02	2,78	24,00	3,30	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
185	PBAS94-150A	n.d.	18	n.d.	n.d.	Orthopyroxénite	2,780	0,51134	0,1207	1,84	2,82	9,80	1,90	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
186	PBAS94-150B	n.d.	18	n.d.	n.d.	Hornblende	2,780	0,51138	0,1256	0,97	2,89	33,00	6,60	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
187	PBAS94-150C	n.d.	18	n.d.	n.d.	Pyroxénite	2,780	0,51152	0,1325	1,08	2,89	15,00	3,30	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
188	PBAS94-502	34O	18	503545	6558903	Syénite	2,643	0,51084	0,0913	0,86	2,75	1,30	0,23	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
189	PBAS94-763	n.d.	18	n.d.	n.d.	Basalte	2,830	0,51308	0,2135	2,42	-	6,30	2,10	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
190	PBAW94-290	34O	18	498555	6630551	Granodiorite	2,831	0,51113	0,1082	2,83	2,78	40,00	7,00	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
191	PBAW94-293	34O	18	498124	6630932	Roche mafique-UM	2,729	0,51117	0,1094	1,97	2,76	14,00	2,70	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
192	SNB93-131	n.d.	18	n.d.	n.d.	Andésite	2,760	0,51137	0,1271	-0,08	2,97	16,00	3,40	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
193	SNB93-240	34J	18	501670	6502706	Granite	2,725	0,51045	0,0750	0,08	2,85	3,80	0,53	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
194	SNB93-94	34J	18	529646	6481707	Volcanite felsique	2,759	0,51097	0,1050	0,11	2,91	13,00	2,10	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
195	SNB93-95	34J	18	530296	6481401	Granodiorite	2,733	0,51081	0,0995	-1,49	2,99	14,00	2,30	Skulski <i>et al.</i> , 1996	Comm. Géolog. du Canada
196	GS3-12	34I	18	669998	6453208	Granodiorite	2,725	0,51026	0,0634	0,42	2,83	32,90	3,45	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
197	GSI-15	34I	18	663058	6448900	Dyke mafique	2,725	0,51099	0,1040	0,40	2,86	46,89	8,06	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
198	GSI-16	34I	18	663058	6448900	Dyke mafique	2,725	0,51095	0,1013	0,56	2,85	31,50	6,28	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
199	GSI-17	34I	18	663058	6448900	Dyke mafique	2,725	0,51119	0,1152	0,29	2,89	37,63	1,12	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
200	GSI-3	34I	18	663058	6448900	Enderbite	2,725	0,51091	0,1011	-0,26	2,90	23,88	4,00	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
201	GSI-5	34I	18	663058	6448900	Dyke mafique	2,725	0,51115	0,1110	0,94	2,83	31,82	5,85	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
202	GSI-6	34I	18	663058	6448900	Dyke mafique	2,725	0,51103	0,1070	0,13	2,89	51,01	9,05	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
203	PBA-89-28B	34G	18	492439	6335269	Diatexite	2,713	0,51099	0,1044	0,11	2,87	28,01	4,84	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
204	PBA-89-50	34G	18	525000	6381875	Diatexite	2,713	0,51077	0,0917	0,15	2,86	9,57	1,45	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)		<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	εNd(t)	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant											
205	PBA-89-56A	34G	18	543461	6372138	Tonalite	3,125	interprété	0,51004	0,0776	-2,64	3,35	31,68	4,07	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
206	PBA-89-56B	34G	18	543461	6372138	Tonalite	3,125	interprété	0,51006	0,0778	-2,49	3,34	28,26	3,64	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
207	PBA-89-77C	34G	18	545555	6451028	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51083	0,0940	0,76	2,83	33,69	5,23	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
208	PBA-90-136A	34G	18	472900	6333450	Granite	2,690	interprété	0,51071	0,0908	-0,91	2,90	34,27	5,15	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
209	PBA-90-137A	34G	18	487850	6344300	Granodiorite	2,725	interprété	0,51158	0,1361	0,63	2,90	23,13	5,21	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
210	PBA-91-125	34I	18	615588	6450226	Péridotite	2,786	interprété	0,51259	0,1887	1,86	-	1,25	0,39	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
211	PBA-91-170	34I	18	615492	6450256	Péridotite	2,786	interprété	0,51285	0,2045	1,32	-	1,50	0,51	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
212	PBA-91-185	34I	18	614208	6440963	Andésite	2,724	interprété	0,51131	0,1215	0,52	2,88	15,41	3,10	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
213	PBA-91-187	34I	18	617419	6443223	Basalte andésitique	2,724	interprété	0,51122	0,1169	0,36	2,88	30,80	5,96	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
214	PBA-91-188	34I	18	618473	6443564	Andésite	2,724	interprété	0,51131	0,1241	-0,45	2,96	25,07	5,15	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
215	PBAB-89-65	34G	18	558000	6397200	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51170	0,1427	0,64	-	13,13	3,24	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
216	PBAC-89-76	34B	18	454250	6303950	Granite	2,690	interprété	0,51071	0,0970	-3,15	3,06	54,47	8,14	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
217	PBAS-89-74	34G	18	487700	6345500	Granodiorite	2,725	interprété	0,51065	0,0854	0,32	2,85	50,26	7,10	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
218	PBAS-89-11	34G	18	486884	6327366	Granodiorite	2,725	interprété	0,51125	0,1180	0,45	2,88	43,65	8,52	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
219	PBAS-89-14	34G	18	464450	6375900	Enderbite	2,725	interprété	0,51089	0,0965	0,98	2,82	10,20	1,63	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
220	PBAS-89-19	34G	18	454688	6378671	Granite	2,690	interprété	0,51085	0,1013	-1,82	2,98	25,34	4,24	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
221	PBAS-89-21D	34G	18	472838	6374797	Enderbite	2,725	interprété	0,51074	0,0888	0,78	2,82	9,42	1,38	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
222	PBAS-89-23	34G	18	470718	6377609	Enclave mafique	2,725	interprété	0,51129	0,1190	0,98	2,84	21,83	4,30	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
223	PBAS-89-24	34G	18	469733	6381589	Enclave mafique	2,725	interprété	0,51223	0,1713	0,88	-	11,10	3,14	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
224	PBAS-89-28	34G	18	480612	6377255	Enderbite	2,725	interprété	0,51056	0,0801	0,40	2,84	6,02	0,80	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
225	PBAS-89-29B	34G	18	478146	6375399	Enderbite	2,725	interprété	0,51063	0,0833	0,63	2,83	21,16	2,92	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
226	PBAS-89-34	34G	18	496327	6412924	Paragneiss	2,700	interprété	0,51116	0,1166	-0,98	2,97	17,45	3,37	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
227	PBAS-89-42	34G	18	503499	6359404	Granite	2,690	interprété	0,51080	0,0949	-0,62	2,89	39,50	6,20	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
228	PBAS-89-46	34G	18	511159	6357034	Enderbite	2,725	interprété	0,51096	0,0999	1,18	2,81	4,94	0,82	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
229	PBAS-89-47	34G	18	522738	6356086	Enderbite	2,725	interprété	0,51126	0,1171	1,01	2,83	25,21	4,89	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
230	PBAS-89-51	34G	18	526116	6354825	Enderbite	2,725	interprété	0,51102	0,1032	1,13	2,81	25,67	4,39	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
231	PBAS-89-53	34G	18	514788	6370795	Enderbite	2,725	interprété	0,51097	0,1002	1,34	2,80	11,03	1,83	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
232	PBAS-89-55	34G	18	516581	6357859	Enderbite	2,725	interprété	0,51128	0,1184	0,91	2,84	27,77	5,44	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
233	PBAS-89-57	34G	18	511074	6348199	Enclave mafique	2,725	interprété	0,51296	0,2062	3,03	-	4,50	1,54	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
234	PBAS-89-59	34G	18	525485	6409712	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51094	0,1018	0,18	2,88	1,98	1,34	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
235	PBAS-89-60	34G	18	525304	6410329	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51106	0,1093	-0,03	2,90	16,16	3,03	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
236	PBAS-89-61	34G	18	524699	6409743	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51097	0,1038	-0,04	2,89	9,00	1,55	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
237	PBAS-89-62	34G	18	525158	6410020	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51185	0,1509	0,76	-	6,44	1,61	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
238	PBAS-89-63	34G	18	524360	6410347	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51110	0,1099	0,38	2,87	18,98	3,45	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)		<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	εNd(t)	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant											
239	PBAS-89-64	34G	18	524360	6410347	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51081	0,0925	0,83	2,82	19,95	3,05	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
240	PBAS-89-65	34G	18	525212	6408684	Enderbite	2,688	interprété	0,51047	0,0724	0,65	2,79	13,77	1,65	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
241	PBAS-89-7	34G	18	494850	6338750	Granodiorite	2,725	interprété	0,51088	0,0973	0,53	2,85	30,68	4,94	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
242	PBAS-89-70	34G	18	525466	6405640	Enderbite	2,688	Âge U-Pb	0,51052	0,0778	-0,17	2,84	10,29	1,33	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
243	PBAS-89-71	34G	18	524480	6408945	Enderbite	2,688	interprété	0,51040	0,0687	0,71	2,78	8,00	0,91	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
244	PBAS-89-75	34G	18	487800	6345850	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51152	0,1329	0,66	2,89	11,14	3,17	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
245	PBAS-89-76	34G	18	488900	6345800	Granodiorite	2,725	interprété	0,51142	0,1274	0,46	2,90	35,82	7,55	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
246	PBAS-89-77	34G	18	491850	6345400	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51133	0,1220	0,73	2,86	20,22	4,02	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
247	PBAS-89-78	34G	18	542500	6371500	Diatexite	2,713	interprété	0,51035	0,0735	-1,68	2,94	15,43	1,82	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
248	PBAS-89-81	34G	18	556676	6376769	Enderbite	2,725	interprété	0,51041	0,0692	1,32	2,78	14,29	1,64	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
249	PBAS-89-9	34B	18	484800	6313500	Granodiorite	2,725	interprété	0,51059	0,0831	-0,18	2,88	22,37	3,08	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
250	PBAS-90-100	34I	18	665775	6452573	Granodiorite	2,725	interprété	0,51078	0,0930	0,04	2,87	29,87	4,60	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
251	PBAS-90-101	34I	18	669735	6454498	Granodiorite	2,725	interprété	0,51081	0,0942	0,23	2,86	31,35	4,89	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
252	PBAS-90-107	34I	18	651697	6478412	Roche mafique-UM	2,725	interprété	0,51156	0,1334	1,09	2,85	32,52	1,19	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
253	PBAS-90-111	24L	19	379722	6493171	Granodiorite	2,725	interprété	0,51102	0,1082	-0,48	2,93	44,48	7,96	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
254	PBAS-90-112	34I	18	666643	6451296	Granodiorite	2,725	interprété	0,51081	0,0958	-0,25	2,90	33,27	5,27	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
255	PBAS-90-113	24L	19	355148	6457298	Granodiorite	2,725	interprété	0,51061	0,0824	0,60	2,83	52,79	7,20	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
256	PBAS-90-116	34I	18	634970	6442589	Tonalite	2,950	interprété	0,51057	0,0859	1,84	2,95	11,55	1,64	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
257	PBAS-90-117	34I	18	634213	6444375	n.d.	2,790	interprété	0,51134	0,1264	0,01	2,98	27,25	5,70	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
258	PBAS-90-118	34H	18	645332	6421425	Paragneiss	2,700	interprété	0,51058	0,0903	-3,22	3,05	6,51	0,97	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
259	PBAS-90-82	34I	18	671688	6456996	Granodiorite	2,725	interprété	0,51089	0,1003	-0,25	2,90	34,63	5,75	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
260	PBAS-90-89	24L	19	329991	6465680	Granodiorite	2,725	interprété	0,51050	0,0788	-0,31	2,88	30,20	3,94	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
261	PBAS-90-93	34I	18	655129	6444516	Enderbite	2,725	interprété	0,51067	0,0882	-0,41	2,90	24,07	3,51	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
262	PBAS-90-95	34I	18	644715	6440405	Granite	2,690	interprété	0,51084	0,1036	-2,81	3,05	18,72	3,21	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
263	PBAS-90-99	34I	18	664430	6450667	Enderbite	2,725	interprété	0,51056	0,0820	-0,39	2,89	18,11	2,46	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
264	S-89-68	34G	18	525010	6407000	Dyke mafique	2,688	interprété	0,51106	0,1044	1,07	2,79	33,77	5,83	Stern <i>et al.</i> , 1994	Comm. Géolog. du Canada
265	2001025901	34K	18	354476	6526940	Enderbite	2,732	Âge U-Pb	0,51079	0,1004	-2,30	3,04	13,10	2,18	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
266	2001025902	34K	18	343858	6461555	Tonalite	2,750	Âge U-Pb	0,51035	0,0808	-3,55	3,09	7,29	0,98	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
267	2001025905	34K	18	377512	6499620	Granodiorite	2,720	interprété	0,51109	0,1172	-2,44	3,10	10,70	2,08	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
268	2001025906	34K	18	356381	6505078	Tonalite	2,820	interprété	0,51026	0,0737	-1,76	3,03	8,46	1,03	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
269	2001025907	34K	18	360102	6534551	Tonalite	2,840	Âge U-Pb	0,51024	0,0704	-0,61	2,99	9,45	1,10	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
270	2001025908	34K	18	407893	6480635	Granodiorite	2,720	interprété	0,51063	0,0904	-1,91	2,99	16,10	2,41	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
271	2001025911	34K	18	435462	6492525	Granite	2,720	interprété	0,51047	0,0785	-0,93	2,91	54,70	7,11	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
272	2001025912	34L	17	654121	6490978	Tonalite	2,714	Âge U-Pb	0,51077	0,0995	-2,46	3,04	17,60	2,90	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill



TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire
				Estant	Nordant										
273	2001025913	34L	17	662720	6496472	Granite	2,720	interprété	0,50994	-4,70	3,07	72,00	7,10	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
274	2001025914	34L	17	645719	6536724	Tonalite	2,691	interprété	0,51017	-3,28	2,99	22,20	2,47	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
275	2001032793	34K	18	388253	6498083	Granodiorite	2,720	interprété	0,51027	-3,58	3,05	19,60	2,42	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
276	2001032884	34K	18	441033	6468509	Tonalite	2,820	interprété	0,51064	1,89	2,84	44,70	6,24	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
277	2001032899	34K	18	425895	6494097	Granodiorite	2,720	interprété	0,51044	-5,95	3,24	14,50	2,18	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
278	2001032903	34K	18	429150	6459703	Granodiorite	2,720	interprété	0,51038	-0,74	2,89	7,23	0,87	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
279	2001032906	34K	18	432938	6531053	Tonalite	2,820	interprété	0,51072	0,44	2,93	17,30	2,64	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
280	2001032908	34K	18	420746	6509377	Granodiorite	2,720	interprété	0,51036	-1,29	2,92	17,30	2,10	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
281	2001032911	34K	18	409153	6494847	Granodiorite	2,720	interprété	0,51040	-1,58	2,94	28,00	3,53	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
282	2001032938	34K	18	397289	6508144	Enderbite	2,732	interprété	0,51039	-2,88	3,03	11,10	1,47	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
283	01-MP-1102A	34L	17	661623	6496799	Tonalite	2,691	interprété	0,51010	-10,85	3,47	11,70	1,64	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
284	01-MP-1102B	34L	17	661623	6496799	Granite	2,691	interprété	0,50998	-6,04	3,12	6,49	0,69	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
285	01-MP-1115A	34L	17	658133	6530829	Tonalite	2,691	interprété	0,51042	-5,52	3,17	14,40	2,09	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
286	01-XH-6060A	34K	18	320806	6518621	Enderbite	2,732	interprété	0,51049	-1,08	2,93	22,60	3,01	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
287	01-XH-6188A	34L	17	662944	6502871	Granodiorite	2,720	interprété	0,51004	-3,79	3,03	52,80	5,47	Stevenson <i>et al.</i> , 2006	GEOTOP-UQAM-McGill
288	1046B	24M	19	354134	6551120	Charnockite	2,735	interprété	0,51317	2,83	-	1,90	5,26	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
289	1058F	24M	19	376216	6552339	Diorite	2,697	interprété	0,51111	-0,53	2,92	5,92	31,83	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
290	1064D	24M	19	381922	6551773	Enderbite	2,735	interprété	0,51085	-3,30	3,14	6,04	34,13	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
291	1074A2	24M	19	333747	6597151	Tonalite	2,779	interprété	0,51091	-0,67	2,98	3,2	18,55	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
292	1077A	24M	19	331118	6597585	Tonalite	2,779	interprété	0,51127	0,41	2,93	4,8	23,99	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
293	1102A	24M	19	347838	6652435	Diorite	2,697	interprété	0,51073	0,886	0,29	2,83	11,84	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
294	2146C	24M	19	357297	6642370	Basalte	2,800	interprété	0,51276	0,1980	1,98	-	2,04	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
295	2250F	24M	19	435723	6645611	Tuf felsique	2,800	interprété	0,51102	0,1025	2,39	2,79	3,9	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
296	3002A	24M	19	397135	6595620	Gabbroiorite	2,730	interprété	0,51123	0,1177	0,30	2,86	3,47	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
297	3003B	24M	19	398712	6595510	Diorite	2,697	interprété	0,51103	0,1039	0,67	2,82	8,05	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
298	3026A	24M	19	413450	6587172	Gabbroiorite	2,730	interprété	0,51090	0,0981	0,71	2,84	7,54	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
299	3029A	24M	19	415996	6587634	Enderbite	2,735	interprété	0,51072	0,0996	-3,29	3,11	3,60	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
300	3044B	24M	19	378995	6588875	Gabbroiorite	2,730	interprété	0,51126	0,1205	-0,20	2,94	3,87	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
301	3046B	24M	19	378253	6588364	Basalte	2,805	interprété	0,51265	0,1919	2,00	-	2,54	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
302	3058A	24M	19	346264	6547919	Tonalite	2,779	interprété	0,51021	0,0668	-0,97	2,95	3,77	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
303	3065A	24M	19	332852	6642167	Granodiorite	2,779	interprété	0,51056	0,0812	0,88	2,86	8,13	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
304	3070A	24M	19	337966	6641377	Tonalite	2,779	interprété	0,51113	0,1112	1,09	2,87	9,33	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
305	3076A	24M	19	342925	6643501	Tonalite	2,779	interprété	0,51014	0,0539	2,32	2,78	0,33	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
306	3079A2	24M	19	377500	6628437	Trondjémite	2,779	interprété	0,51048	0,0769	0,76	2,86	0,83	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill

TABLEAU 4.4 - Composition isotopique du Nd des roches volcaniques et plutoniques du NEPS (suite et fin).

No.	Échantillon	SNRC	Zone	UTM NAD83		Type de roche	Âge (Ga)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	εNd(t)	Tdm (Ga)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Référence	Laboratoire	
				Estant	Nordant											
307	3079D1	24M	19	377500	6628437	Trondjémite	2,779	interprété	0,51024	0,0633	2,85	1,01	9,64	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
308	3079D2	24M	19	377500	6628437	Trondjémite	2,779	interprété	0,51057	0,0832	2,9	1,78	12,92	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
309	3087A	24M	19	425235	6631816	Tonalite	2,779	interprété	0,51025	0,0686	2,94	2,56	22,56	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
310	3094A	24M	19	389870	6651231	Trondjémite	2,779	interprété	0,51047	0,0077	2,88	0,169	13,29	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
311	3102A	24M	19	396704	6651676	Monzogranite	2,735	interprété	0,51141	0,1253	2,84	1,86	8,97	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
312	3117A	24M	19	347155	6624901	Paragneiss	2,720	interprété	0,51080	0,0937	2,86	4,46	28,75	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
313	3155A	24M	19	426508	6559769	Monzonite	2,697	interprété	0,51086	0,0982	2,89	9,06	55,78	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
314	3202C	24M	19	406665	6544640	Monzonite	2,697	interprété	0,51108	0,1132	2,99	4,98	26,59	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill	
315	3206B3	24M	19	394583	6604457	Dunite	2,815	interprété	0,51158	0,1351	1,66	-	0,19	0,85	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
316	3216D	24M	19	332242	6611252	Komatiite	2,810	interprété	0,51231	0,1779	0,46	-	0,93	3,16	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
317	3217A	24M	19	331976	6612866	Basalte	2,800	interprété	0,51288	0,2026	2,53	-	1,9	5,67	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
318	3226B	24M	19	352148	6623987	Péridotite	2,815	interprété	0,51311	0,2173	1,74	-	0,55	1,53	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
319	3230A2	24M	19	381005	6645671	Tonalite	2,779	interprété	0,51126	0,0698	0,30	2,88	1,04	9,00	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
320	3242B	24M	19	411440	6579927	Gabbrogranite	2,730	interprété	0,51091	0,1038	-1,01	2,97	13,52	78,71	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
321	3249A	24M	19	405105	6579389	Monzonite	2,697	interprété	0,51094	0,1036	-0,74	2,91	10,00	58,35	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
322	3256D	24M	19	388926	6543232	Basalte	2,730	interprété	0,51114	0,1106	1,01	2,83	4,68	25,58	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
323	3258A	24M	19	367134	6563300	Monzonite	2,697	interprété	0,51105	0,1108	-1,27	2,97	7,05	38,45	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
324	3266A	24M	19	374675	6565340	Enderbite	2,735	interprété	0,51077	0,0956	-0,77	2,94	1,99	12,58	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
325	3288B	24M	19	438618	6602060	Trondjémite	2,779	interprété	0,51047	0,0817	0,19	2,98	0,97	7,17	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
326	3327A	24M	19	412733	6643361	Basalte	2,800	interprété	0,51234	0,1784	0,80	-	4,07	13,79	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
327	3350C	24M	19	412993	6586208	Basalte	2,800	interprété	0,51264	0,1915	2,01	-	2,23	7,04	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
328	4072A	24M	19	382346	6642315	Enderbite	2,733	interprété	0,51100	0,1082	-0,78	2,96	3,47	19,38	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
329	4113B	24M	19	386431	6630551	Monzogranite	2,735	interprété	0,51105	0,1051	1,24	2,82	3,00	17,25	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
330	5058B4	24M	19	331625	6601959	Basalte	2,800	interprété	0,51272	0,1918	3,46	-	2,23	7,03	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
331	6075A	24M	19	416484	6633292	Tonalite	2,779	interprété	0,51135	0,1258	0,20	2,96	2,86	13,74	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
332	6127A	24M	19	420246	6542277	Monzonite	2,697	interprété	0,51089	0,1047	-2,19	3,02	7,59	43,79	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
333	6130B	24M	19	422928	6543682	Diorite	2,697	interprété	0,51095	0,1054	-1,20	2,95	9,20	52,73	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill
334	6193C2	24M	19	337951	6624567	Komatiite	2,810	interprété	0,51319	0,2186	2,89	-	0,64	1,77	Boily <i>et al.</i> , sous presse	GEOTOP-UQAM-McGill



## CHAPITRE 5

### ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Alain Leclair

L'évolution géologique du nord-est de la Province du Supérieur s'étale sur plus de 1,2 milliard d'années de l'éon Archéen. Elle est caractérisée par une histoire complexe de volcanisme, de sédimentation, de plutonisme, de déformation et de métamorphisme polyphasés qui démontre une croissance épisodique et un remaniement répété de la croûte continentale entre 3,82 et 2,62 Ga. Les principales informations géologiques préservées dans les roches de la région sont : 1) la prépondérance des suites de roches néoarchéennes (environ 90 % du substratum rocheux); 2) la présence de reliques de roches mésoarchéennes; 3) la préservation des vestiges d'une croûte éoarchéenne, y compris le plus vieux complexe volcano-plutonique (3,8 à 3,6 Ga, Ceinture de Nuvvuagittuq) reconnu dans la Province du Supérieur.

Une des observations les plus importantes révélées par les roches néoarchéennes est le recyclage répandu de vastes noyaux du soubassement éoarchéen et mésoarchéen. L'analyse des âges modèles ( $T_{DM}$ ) et des âges des zircons hérités contenus dans ces roches démontre l'interaction entre des composantes crustales anciennes et les suites magmatiques plus jeunes, suggérant un processus efficace de recyclage des matériaux de la croûte tout au long de son évolution. Parmi les caractéristiques propres à ce segment du Supérieur, on retiendra surtout :

- la présence d'une proportion importante de croûte ancienne ( $> 2,80$  Ga) variablement recyclée;

- la présence de nombreuses petites ceintures de roches vertes dispersées à l'intérieur de volumineuses suites de tonalite-trondhjémite (2,88 à 2,72 Ga);

- la présence de nombreux plutons tardifs de granite, de granodiorite et de granitoïde à pyroxène répartis sur tout le territoire ( $< 2,74$  Ga);

- la présence d'un style structural dominé par une fabrique abrupte accentuée par des feuillets plutoniques avec une direction générale NW-SE à N-S;

- la présence d'un métamorphisme régional de haute température et basse pression.

Le modèle préconisé pour l'évolution de la région implique la formation d'anciens noyaux cratoniques (3,9 à 2,9 Ga; Terrane de la baie d'Hudson) et de domaines composés de roches volcaniques et intrusives dérivées d'une source crustale juvénile plus jeune ( $< 3,0$  Ga; Terrane de la rivière Arnaud). L'intégration des données géochronologiques (U/Pb) et isotopiques (Nd) aux résultats des levés géologiques nous permet de déduire l'étendue des paléocratons remaniés et d'évaluer la répartition géographique des

unités stratigraphiques reliées aux différentes périodes de l'évolution géologique (voir chapitres 3 et 4). Une comparaison juxtaposée de la chronostratigraphie des terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud indique que ces deux régions ont connu une évolution géologique distincte jusqu'à environ 2,74 Ga (figures 3.1 et 5.1). Le Terrane de la baie d'Hudson s'est formé à partir des vestiges d'une croûte sialique évoluée éoarchéenne à mésoarchéenne tandis que le Terrane de la rivière Arnaud s'est formé à partir d'une croûte primitive mésoarchéenne en milieu océanique. Les anciens complexes de roches volcaniques et de gneiss tonalitiques qui s'y trouvent ont été affectés par la mise en place successive d'intrusions de tonalite-trondhjémite (TTG) jusqu'au Néoarchéen précoce (autour de 2,74 Ga). Par la suite, les deux terranes ont suivi une évolution géologique similaire caractérisée notamment par un plutonisme potassique (unités de granite et granodiorite) et charnockitique (granitoïdes à pyroxène) qui s'est répandu à travers tout le NEPS (figure 3.2). Ce plutonisme, postérieur à 2,74 Ga, coïncide avec la phase de déformation principale responsable du grain structural NW-SE à N-S.

L'interprétation des données stratigraphiques, géochronologiques et isotopiques des roches supracrustales et ignées nous amène à reconnaître quatre étapes majeures de croissance et de remaniement de la croûte, chacune pouvant contenir jusqu'à trois événements géologiques distincts (figure 5.1). La **première étape** de l'évolution, comprise entre 3,9 et 2,9 Ga, est caractérisée par la formation des paléocratons et englobe deux événements magmatiques éoarchéens (EA-1 et EA-2) ainsi qu'un événement mésoarchéen (MA-1) qui demeure cryptique. La **deuxième étape**, comprise entre 2,9 et 2,74 Ga, correspond essentiellement au dépôt de séquences de basaltes tholéitiques, de komatiites et de roches sédimentaires ainsi qu'à la mise en place de suites volumineuses de roches tonalitiques. Cette étape de l'évolution comprend essentiellement deux événements magmatiques mésoarchéens (MA-2 et MA-3) ainsi que du magmatisme tonalitique néoarchéen s'étant mis en place de façon diachronique à l'échelle régionale (NA-1). La **troisième étape**, entre 2,74 et 2,68 Ga, marque un changement majeur dans le type de magmatisme se traduisant par la mise en place d'intrusions syn- à post-tectoniques de granodiorite, de granite et de granitoïdes à pyroxène. Les deux principaux événements plutoniques néoarchéens (NA-2 et NA-3) sont répandus dans la majeure partie de la région. La **quatrième étape** de l'évolution, entre 2,68 et 2,62 Ga, comprend un seul

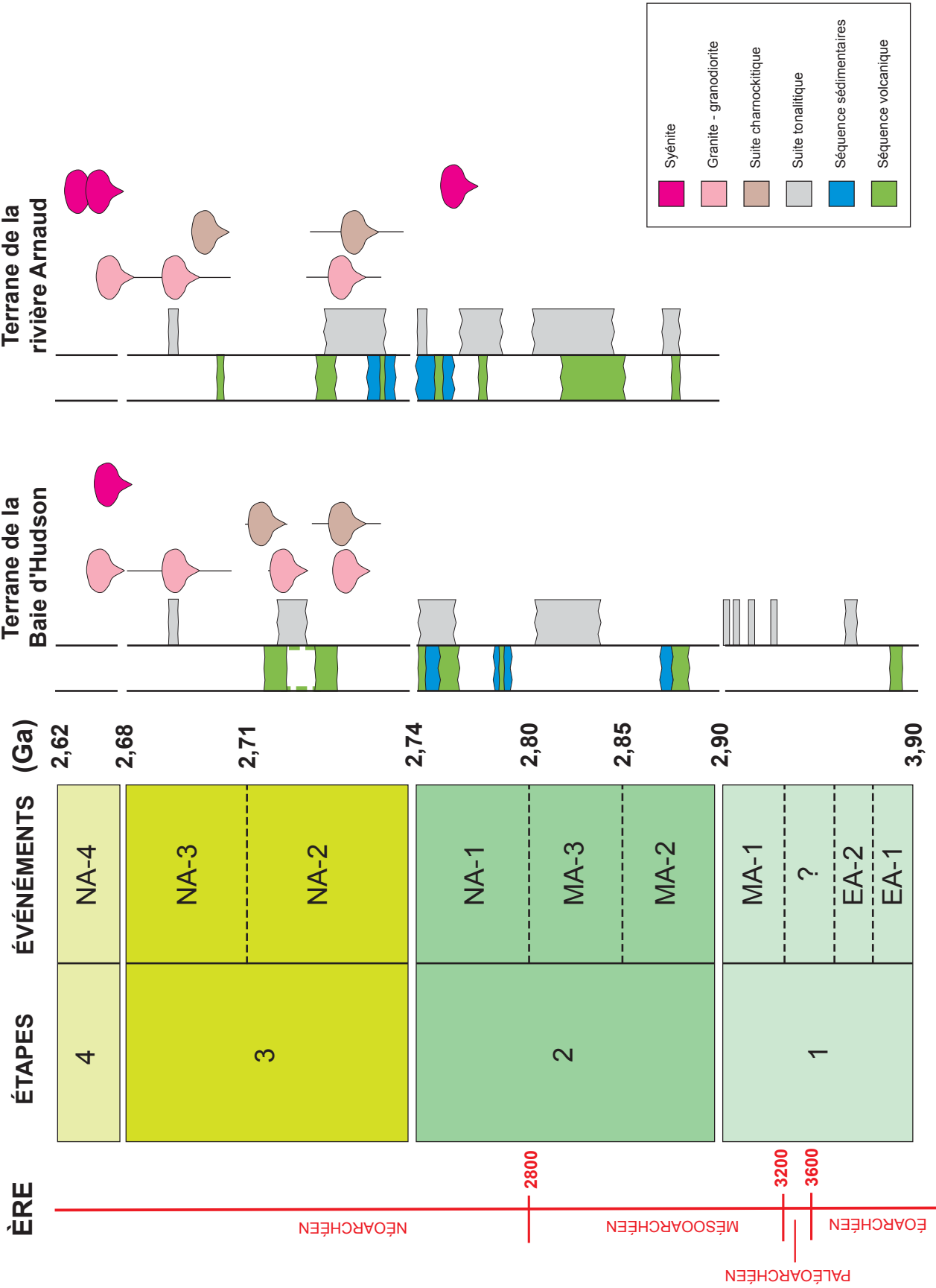


FIGURE 5.1 – Schéma des divers événements qui ont affecté les terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud.



événement (NA-4) caractérisé par la mise place de petites intrusions locales de granite, de syénite et de carbonatite ainsi que par une activité hydrothermale concentrée principalement le long de zones perméables ductiles et fragiles. Cette étape correspond également à une activité magmatique intense dans la Sous-province d'Ashuanipi.

Ce chapitre concerne la description des principaux événements associés à chacune des quatre étapes évolutives de croissance crustale et de remaniement au cours de l'Archéen, dans le NEPS. Les pulsions périodiques de magmatisme et la superposition de plusieurs phases de déformation ont rendu les événements anciens plus difficiles à caractériser. Aucune roche paléoarchéenne (entre 3,60 et 3,20 Ga) n'a été identifiée dans la région. Toutefois, les données isotopiques du Nd et les âges des zircons hérités contenus dans des roches plus jeunes révèlent la présence de tels âges, suggérant un soubassement paléoarchéen profondément recyclé.

## ÉTAPE 1 : ENTRE 3,9 ET 2,9 GA

La première étape de l'évolution géologique archéenne du nord-est de la Province du Supérieur est surtout révélée par des âges de zircons hérités et par des compositions isotopiques du Nd suggérant la présence d'une croûte sialique remaniée aussi vieille que 3,9 Ga. La distribution des âges modèles du Nd définit l'étendue de paléocratons (3,9 à 2,9 Ga) dans le Terrane de la baie d'Hudson ainsi que celle d'un fragment cratonique ancien (3,1 à 2,9 Ga) isolé à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud (chapitre 4). L'écart entre ces âges suggère la présence d'au moins trois vastes segments remaniés issus du soubassement éoarchéen à mésoarchéen (figure 4.14). Sur le terrain, les vestiges d'une croûte composée de roches âgées entre 3,9 et 2,9 Ga ont été reconnus à quelques endroits et sont restreints au Terrane de la baie d'Hudson (chapitre 3). Ces roches témoignent d'au moins trois principaux événements (EA-1, EA-2 et MA-1; figures 3.1 et 5.1).

### Événement EA-1 (environ 3,82 Ga)

Le plus ancien événement magmatique connu dans le NEPS est représenté par les roches volcaniques de la Ceinture de Nuvvuagittuq. Ces roches forment une séquence volcano-sédimentaire préservée dans trois synformes isoclinaux situés à l'extrémité ouest du domaine de Tikkerutuk (chapitre 3). En plus du volcanisme, il y a eu déposition de roche volcanoclastique, de quartzite, de conglomérat et de formation de fer. Des études effectuées sur l'âge et la structure de cette séquence indiquent une histoire complexe de magmatisme et de déformation qui a débuté durant l'Éoarchéen, avec la formation des roches volcaniques. Un horizon felsique interprété comme un tuf a été daté à  $3825 \pm 16$  Ma (David *et al.*, 2003; Nadeau, 2003). Des études géochronologiques subséquentes confirment un âge minimum d'environ 3,75 Ga pour le même horizon (Cates et Mojzsis, 2007). Les roches supracrustales sont recoupées

par des filons-couches gabbroïques et ultramafiques. Les études géochimiques indiquent une dérivation à partir d'une source mantélique déjà appauvrie à cette époque (O'Neil *et al.*, 2006a, 2007). D'autre part, les compositions isotopiques suggèrent une origine sédimentaire chimique pour les formations de fer, indiquant la possibilité d'intervention de processus biogénétiques éoarchéens (O'Neil *et al.*, 2006b, 2007). Il existe peu d'informations sur l'environnement de déposition et le contexte tectonique dans lesquels les roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Nuvvuagittuq se sont formées. Néanmoins, il existe certaines similitudes relativement à l'âge et à l'historique de déposition et de déformation entre cette ceinture et la séquence volcanique d'Isua, au Groenland (environ 3,8 à 3,7 Ga; Appel *et al.*, 2003). Les études isotopiques récentes (Böhm *et al.*, 2003; Skulski *et al.*, 2000; Stevenson *et al.*, 2006) indiquent une corrélation régionale possible entre la séquence de Nuvvuagittuq et une croûte éoarchéenne recyclée située le long de la marge nord-ouest de la Province du Supérieur, dans le nord de l'Ontario et du Manitoba.

### Événement EA-2 (environ 3,65 Ga)

Le deuxième événement magmatique éoarchéen n'est connu que dans l'extrémité ouest du domaine de Tikkerutuk où des tonalites gneissiques datées à  $3650 \pm 5$  Ma (David *et al.*, 2004) forment la bordure externe et mylonitique d'un des synformes de la Ceinture de Nuvvuagittuq (chapitre 3). Les tonalites sont caractérisées par des zones de contraintes élevées associées à des tectonites en L/S montrant une linéation minérale à faible plongement. Ces zones correspondent possiblement à des failles de chevauchement qui se sont développées soit lors de la mise en place des tonalites, soit avant la mise en place des unités plutoniques encaissantes ( $>2,75$  Ga). Les compositions isotopiques du Sm-Nd et du Lu-Hf suggèrent que ces tonalites gneissiques sont issues de la fusion de roches volcano-sédimentaires plus anciennes, probablement celles de la Ceinture de Nuvvuagittuq (Stevenson et Bizzarro, 2007).

### Événement MA-1 (3,20 à 2,90 Ga)

L'événement MA-1 (3,20 à 2,90 Ga) survient à la suite d'un hiatus de plus de 400 Ma, entre 3,60 et 3,20 Ga, correspondant au Paléoarchéen. Cet événement magmatique est représenté par des roches tonalitiques qui forment de petites unités ou des enclaves dispersées à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson (chapitre 3). La majorité des gneiss tonalitiques, datés entre 3,12 et 2,90 Ga, se trouvent près de l'extrémité nord du Domaine de Goudalie (figure 3.3). À cet endroit, une séquence de la Ceinture de Vizien comprend un socle tonalitique de  $2940 \pm 5$  Ma sur lequel repose en discordance des sédiments clastiques beaucoup plus jeunes ( $<2718$  Ma; Percival *et al.*, 1993). Un autre lambeau de roche tonalitique (3,02 Ga) est située à l'intérieur de la zone de déformation de Nastapoca (Simard *et al.*, 2004). En

plus de coïncider avec un changement lithologique majeur entre les domaines de Bienville et de Tikkerutuk, la zone de Nastapoca correspond aussi à une importante dichotomie nord-sud dans l'orientation du grain structural. Il se peut que cette zone de déformation, qui a probablement été réactivée à plusieurs reprises durant le néoarchéen, corresponde à une paléosuture entre des noyaux cratoniques éoarchéens à mésoarchéens dans laquelle des lambeaux tectoniques d'une croûte tonalitique >3,0 Ga ont été préservés.

Les données isotopiques révèlent la présence d'un important soubassement mésoarchéen remanié, et la distribution restreinte des roches mésoarchéennes >2,90 Ma témoigne d'un remaniement intense de ce soubassement. En effet, les compositions isotopiques du Nd et les âges de zircons hérités suggèrent qu'entre 3,20 et 2,90 Ga, l'étendue de la croûte continentale va bien au-delà des quelques lambeaux préservés de roches tonalitiques. Les vestiges d'une contamination par une croûte de cet âge sont concentrés dans le Terrane de la baie d'Hudson (figures 3.3 et 4.14). Toutefois, les données isotopiques suggèrent des évidences d'interaction avec un soubassement d'âge équivalent dans le sud du Domaine de Douglas Harbour, à l'intérieur du Terrane de la rivière Arnaud (figure 4.14). Étant donné que l'histoire du Terrane de la rivière Arnaud débute après 2,90 Ga (chapitres 3 et 4), le paléocraton au sud du Domaine de Douglas Harbour correspond soit à un morceau détaché du Terrane de la baie d'Hudson, soit à un noyau cratonique autour duquel les roches juvéniles du Terrane de la rivière Arnaud se sont formées.

## ÉTAPE 2 : ENTRE 2,90 ET 2,74 GA

La deuxième étape de l'évolution géologique du NEPS, qui comprend trois événements majeurs (MA-2, MA-3 et NA-1; figures 3.1 et 5.1), est représentée principalement par la mise en place de nombreuses séquences volcano-sédimentaires et de suites de tonalite-trondhjémite-diorite (série des *low-K* TTG; chapitre 4), ces dernières devenant de plus en plus volumineuses avec le temps. Plusieurs ceintures supracrustales comprennent au moins deux assemblages volcaniques distincts séparés par des discordances qui correspondent généralement à des intervalles d'environ 20 ou 40 Ma. L'étape 2 se caractérise notamment par la formation d'une croûte continentale de source juvénile <2,9 Ga associée au Terrane de la rivière Arnaud. Les séquences volcano-sédimentaires qui s'y trouvent sont dominées par des basaltes tholéiitiques intercalés avec des komatiites et des intrusions mafiques et ultramafiques, auxquels sont associés des tufs felsiques, des rhyolites, des sédiments clastiques et des formations de fer (chapitre 3). Le volcanisme est suivi d'une activité magmatique tonalitique majeure (2790 à 2760 Ma) qui a affecté l'ensemble du terrane et qui a contribué à la construction de la croûte continentale. L'histoire géologique du Terrane de la baie d'Hudson durant cette étape est marquée principalement par un magmatisme tonalitique néoarchéen (2,76 à 2,74 Ga) très répandu.

### Événement MA-2 (2,90 à 2,85 Ga)

L'événement mésoarchéen MA-2 se caractérise notamment par la formation des séquences volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot et d'une partie du Complexe d'Arnaud en bordure est des terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud (chapitre 3). Les similitudes entre les assemblages lithologiques et les âges suggèrent une corrélation régionale probable entre ces deux séquences. De plus, les caractéristiques géochimiques des laves tholéiitiques et komatiitiques sont comparables aux komatiites non appauvries en Al de la Sous-province de l'Abitibi (chapitre 4). Ces laves possèdent des signatures isotopiques juvéniles ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} > +0,80$ ). Dans la majorité des cas, les komatiites et tholéiites peuvent être interprétées comme une croûte océanique de type plateau (Boily *et al.*, soumis) n'ayant pas assimilé de grand volume de roches plus anciennes. D'autre part, les âges des zircons hérités (>2,90 Ga) et les signatures isotopiques relativement enrichies ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -1,42$  et  $-1,53$ ) de certains tufs felsiques (2,88 et 2,87 Ga) interstratifiés dans les laves komatiitiques et tholéiitiques du Complexe de Gayot implique une interaction avec une croûte plus évoluée. Les variations isotopiques observées sont possiblement liées au processus de formation d'un panache mantellique ayant fait éruption à travers une croûte continentale atténuée que représentait la marge est du Terrane de la baie d'Hudson, à proximité d'un bassin océanique. Cette croûte océanique pouvait s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres vers le nord comme le suggère les corrélations entre les complexes de Gayot et d'Arnaud.

Le volcanisme de l'événement MA-2 est accompagné par la mise en place d'intrusions de tonalite-trondhjémite dans l'est du Terrane de la rivière Arnaud (chapitre 3). Ce magmatisme tonalitique mésoarchéen semble assez restreint puisque tous les échantillons de tonalites et les zircons hérités, dont les âges se situent entre 2,88 et 2,85 Ga, se trouvent à proximité des complexes de Gayot et d'Arnaud (à l'exception du N°198, figure 3.4).

### Événement MA-3 (2,85 à 2,80 Ga)

L'événement MA-3 qui marque la fin de l'ère mésoarchéenne est caractérisé par une importante activité volcanique reliée à la formation d'une croûte océanique dans le Terrane de la rivière Arnaud. Cette activité se manifeste par la mise en place d'une partie des séquences volcano-sédimentaires des complexes de Qalluviartuuq-Payne, de Duquet et d'Arnaud, accompagnée d'un magmatisme syn-volcanique tonalitique (chapitre 3). Les roches du Complexe de Qalluviartuuq-Payne comprennent au moins deux cycles volcaniques montrant des compositions isotopiques juvéniles (Skulski *et al.*, 1996; Berclaz *et al.*, 2003b; Leclerc, 2004; chapitre 4); un cycle volcanique tholéiitique (2,85 à 2,81 Ga) surmonté par un cycle volcanique calco-alcalin d'âge incertain. Les basaltes tholéiitiques, les rhyolites et les tufs felsiques ainsi que les tonalites synvolcani-

ques formant les assemblages volcano-plutoniques (2,82 à 2,80 Ga) des complexes de Duquet et d'Arnaud montrent également des compositions isotopiques juvéniles ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +1,0$  à  $+3,1$ ; Bourassa, 2002; Maurice *et al.*, soumis). Ceci suggère la mise en place de laves mafiques et felsiques, accompagnées de plutonisme tonalitique, dans un régime océanique n'impliquant pas d'interaction avec une croûte continentale évoluée.

Dans le Terrane de la baie d'Hudson, l'événement MA-3 correspond à la mise en place des suites tonalitiques de Brésolles et de Suluppaugalik dans le sud-est de la région, ainsi que par la mise en place de quelques intrusions tonalitiques plus à l'ouest (chapitre 3). Les tonalites montrent des évidences de contamination par une croûte continentale évoluée âgée d'environ 3,1 à 2,9 Ga et contiennent de nombreuses enclaves de roches amphibolitiques probablement d'origine volcanique. Cependant, aucune séquence supracrustale d'âge équivalent à ces tonalites n'a été reconnue dans le Terrane de la baie d'Hudson. Même si la Suite de Brésolles se trouve dans le même secteur que les séquences volcaniques plus anciennes du Complexe de Gayot (environ 2,88 Ga), rien n'indique qu'un lien pétrogénétique particulier puisse exister entre ces deux unités. Par conséquent, l'origine de ces suites tonalitiques, qu'elles résultent de la fusion partielle de roches basaltiques préexistantes ou contemporaines, ne peut être déterminée avec certitude.

Les âges modèles du Nd et les âges des zircons hérités contenus dans les roches néoarchéennes représentent les vestiges d'une croûte étendue à l'échelle régionale âgée entre 2,85 et 2,80 Ga (figures 3.4 et 4.14). La répartition restreinte de cette croûte en surface reflète sans doute un remaniement intense du soubassement rocheux au cours du néoarchéen. Ceci est particulièrement évident dans les domaines de Bienville, de Tikkerutuk, du lac Minto et d'Utsalik qui ne contiennent aucune roche appartenant à l'événement MA-3 (à l'exception des sites N°22 et 32, figure 3.4).

### Événement NA-1 (2,80 à 2,74 Ga)

L'événement NA-1 est caractérisé par du volcanisme et de la sédimentation dans presque tous les domaines du NEPS et par du plutonisme tonalitique qui s'est déployé de façon diachronique du nord-est vers le sud-ouest. Les plus vieilles séquences supracrustales (2,79 à 2,78 Ga) associées à cet événement se trouvent à l'intérieur du Terrane de la baie d'Hudson et correspondent aux complexes de Dupire et de Garault ainsi qu'à une séquence ancienne de la Ceinture de Vizien (Complexe de Duvert; chapitre 3). Ces séquences supracrustales se composent de roches sédimentaires clastiques et de roches ultramafiques à felsiques d'affinité tholéiitique ou calco-alkaline avec des valeurs  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  variables ( $+0,10$  à  $+3,20$ ; chapitre 4). La séquence mafique-ultramafique d'affinité tholéiitique et juvénile (2786 Ma;  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} > +1,3$ ) de la Ceinture de Vizien a été interprétée comme une écaille tectonique de croûte océanique de type plateau (Skulski et Percival, 1996).

Le magmatisme tonalitique néoarchéen précoce est l'un des éléments marquants de l'événement NA-1. Les unités tonalitiques (série des TTG de 2,79 à 2,74 Ga) couvrent une grande partie de la région (figure 3.5 et carte stratigraphique, hors-texte), et leur répartition spatio-temporelle dénote une évolution magmatique différente entre les deux terranes jusqu'à 2,74 Ga. La mise en place des intrusions de tonalite dans le Terrane de la rivière Arnaud a précédé celle des intrusions du Terrane de la baie d'Hudson. Les unités tonalitiques sont représentées par les suites plus vieilles de Faribault-Thury, de Kapijuq et de Rochefort (2,79 à 2,76 Ga) dans le Terrane de la rivière Arnaud et par les suites plus jeunes de Favard, de Coursolles et de Sem (2,76 à 2,74 Ga) dans le Terrane de la baie d'Hudson. En moyenne, les tonalites du premier groupe possèdent des valeurs isotopiques plutôt appauvries ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +1,41 \pm 1,04$ ), tandis que celles du deuxième groupe sont relativement enrichies ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -0,71 \pm 1,29$ ).

Les laves mafiques à felsiques qui ont fait éruption entre 2,78 et 2,76 Ga ont formé certaines des ceintures de roches vertes appartenant aux complexes d'Arnaud, de Nantais, de Duquet, de Qalluviartuuq-Payne et de Kogaluc dans le Terrane de la rivière Arnaud ainsi qu'au Complexe d'Innuksuac et à la Ceinture de Roulier dans le Terrane de la baie d'Hudson (chapitre 3). Les basaltes tholéiitiques, qui prédominent dans le Terrane de la rivière Arnaud, de même que les roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques associées, affichent des valeurs isotopiques positives ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +1$  à  $+4$ ; chapitre 4; Boily *et al.*, soumis; Maurice *et al.*, soumis) représentatifs d'une croûte juvénile. D'autre part, un tuf felsique dans le Complexe de Nantais a donné une valeur négative ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -1,4$ ;  $T_{DM} = 3,01$  Ga) et contient des zircons hérités âgés de 2,82 Ga (N°134, tableau 3.3) appuyant une interaction avec du matériel plus évolué. Il est possible qu'une activité volcanique importante ait eu lieu autour de 2780 Ma dans le Terrane de la baie d'Hudson comme le suggère l'abondance des ferrotholéiites assignées exclusivement à cet événement à l'intérieur de ce terrane (Maurice *et al.*, soumis). Les roches basaltiques à rhyodacitiques du Complexe d'Innuksuac ont des valeurs  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de  $-1,5$  à  $-6,9$  correspondant à des âges modèles du Nd de 3,36 à 3,46 Ga (chapitre 4) démontrant l'influence d'une croûte sialique ancienne, ce qui est typique du Terrane de la baie d'Hudson. Certaines roches volcaniques de ce complexe appartiennent à la série des tholéiites contaminées, série restreintes au Terrane de la baie d'Hudson (chapitre 4). Les basaltes tholéiitiques et les tufs felsiques de la Ceinture de Roulier (environ 2,76 Ga) ont des valeurs  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  relativement appauvries ( $+0,5$  à  $+2,5$ ) et sont recoupés par des gabbros et des tonalites caractérisés par des signatures isotopiques parmi les plus enrichies de la région ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -0,1$  à  $-13$ ; Maurice *et al.*, soumis).

L'événement NA-1 est aussi représenté par le dépôt d'une grande quantité de roches sédimentaires clastiques contenant des formations de fer et un peu de roches volcaniques (complexes de Mézard et de Kogaluc) dans le Domaine du lac

Minto. Ces roches et leur équivalent métamorphique (diatexites du Complexe de Le Roy; chapitre 3) représentent un ancien bassin sédimentaire s'étendant sur au moins 500 km, le long du contact entre les terranes de la baie d'Hudson et de la rivière Arnaud. La sédimentation dans ce bassin marginal s'est produite entre 2,76 et 2,74 Ga (chapitre 3). Les âges de 2935 à 2748 Ma obtenus à partir des zircons détritiques dans un grès du Complexe de Qalluivartuq-Payne (Percival et Skulski, 2000) indiquent des détritiques de sources locales, soit les complexes volcano-plutoniques, mêlés à une source crustale plus ancienne possiblement située vers l'ouest, dans le Terrane de la baie d'Hudson. Une étude régionale des zircons détritiques serait nécessaire afin de déterminer avec plus d'exactitude l'âge et la source des roches sédimentaires du Domaine du lac Minto. Les roches métasédimentaires de ce domaine se prolongent vers le sud-est et forment une ceinture discontinue avec celles de la Suite de la rivière aux Mèlèzes localisée dans le Domaine de Goudalie (figure 3.10). Il est possible qu'à un certain moment, toutes ces roches sédimentaires constituaient la marge nord-est du Terrane de la baie d'Hudson. Toutefois, aucune corrélation ne peut être clairement établie entre ces deux unités à partir des données existantes.

### ÉTAPE 3 : ENTRE 2,74 ET 2,68 GA

La troisième étape de l'évolution géologique du NEPS marque un changement important dans la nature du magmatisme, soit de principalement tonalitique (série des TTG) à majoritairement granitique (série des GGM) et charnockitique (figure 5.1; chapitres 3 et 4). Cette période est également caractérisée par un volcanisme felsique d'affinité calco-alcaline et par de la sédimentation. Le magmatisme et le volcanisme sont reliés à deux événements majeurs (NA-2 et NA-3) qui coïncident avec le pic du métamorphisme régional. Les intrusions des roches granitiques et charnockitiques associées à cet événement transcendent les limites des domaines.

#### Événement NA-2 (2,74 à 2,71 Ga)

L'événement NA-2 se caractérise notamment par la mise en place des plutons de granite-granodiorite et d'enderbite-charnockite répandus dans la Sous-province de Minto (figure 3.2). Toutefois, les roches plutoniques reliées à cet événement sont beaucoup plus répandues dans les domaines de Tikkerutuk et d'Utsalik (figures 3.7 et 3.8). Ces plutons atteignent des dimensions plurikilométriques et constituent plus de la moitié des roches plutoniques de la région.

Le plutonisme de l'événement NA-2 est accompagné d'un volcanisme felsique, possiblement de type continental, qui est préservé dans plusieurs unités volcaniques (figure 3.6; chapitre 3).

L'événement NA-2 est aussi caractérisé par le début du métamorphisme régional de haute température et basse pression.

#### Événement NA-3 (2,71 à 2,68 Ga)

L'événement néoarchéen NA-3 se caractérise par la mise en place de plutons de granite et de granodiorite (chapitre 3) dans la partie sud-est de la région, alors que l'activité magmatique se déplace de plus en plus vers la Sous-Province de l'Ashuanipi. Cet événement correspond également au pic métamorphique responsable de la transformation des roches volcaniques en amphibolites et des roches sédimentaires en diatexites. Il résulte essentiellement du transfert de chaleur dans la croûte supérieure relié à la mise en place des intrusions volumineuses de magma granitique et charnockitique après 2740 Ma. Plusieurs scénarios ont été présentés pour expliquer le métamorphisme régional de haute température et de basse pression dans la région (Bégin et Pattison, 1994; Percival et Skulski, 2000; Bédard, 2003; Thompson, 2006). La fin de cet événement correspond au stade final de cratonisation dans les sous-provinces de Minto et de La Grande ainsi qu'à la fin du métamorphisme de haute température et le début du refroidissement de la croûte continentale.

### ÉTAPE 4 : ENTRE 2,68 ET 2,62 GA

#### Événement NA-4 (2,68 à 2,62 Ga)

L'étape finale de l'évolution géologique archéenne du nord-est de la Province du Supérieur comprend un seul événement (NA-4). Dans la Sous-province de Minto, ce dernier événement néoarchéen est associé à la formation de zones de cisaillement obliques dans lesquelles se sont mises en place quelques unités tardives de granite et granodiorite, de syénite et de carbonatite, indiquant une activité hydrothermale tardi- à postcinématique. Cette activité est responsable de la production de fluides tardi- à postmétamorphiques, principalement le long de zones perméables ductiles et fragiles. Elle est accompagnée d'un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts localisé le long de ces zones perméables.

Dans la Sous-province d'Ashuanipi, la période 2,68 à 2,62 Ga se caractérise par un épisode majeur de magmatisme, de déformation et de métamorphisme au faciès des granulites. On y trouve des diatexites à orthopyroxène (2,68 à 2,66 Ga), des plutons de granite, de granodiorite, de tonalite et de syénite (2,65 à 2,62 Ga) ainsi que des granites anorogéniques (2,57 Ga) (Percival *et al.*, 1992; Chevé et Brouillette, 1995; David et Parent, 1997; Parent, 1998; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998). Ces derniers sont associés au plus jeune événement magmatique archéen de la Province du Supérieur.



# CHAPITRE 6

## ESSAIMS DE DYKES MAFIQUES DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Charles Maurice

### INTRODUCTION

Les essaims de dykes mafiques sont liés à des événements magmatiques importants s'étant produits sur tous les boucliers d'âge archéen depuis 2,5 milliards d'années (Ernst *et al.*, 1995). Ces essaims peuvent être très impressionnants pour ce qui est du nombre, de la largeur et de la longueur des dykes. Les essaims les plus importants atteignent plus de 1000 km en longueur (Fahrig et West, 1986), et le volume de magma généré pour remplir un seul dyke se compare à environ 100 ans de production de magmas basaltiques aux dorsales mid-océaniques modernes (McHone *et al.*, 2005). Même s'ils constituent des unités géologiques appréciables, la communauté scientifique a manifesté peu d'intérêt pour ces roches avant la première conférence internationale sur les essaims de dykes mafiques qui s'est tenue à Toronto, en 1986 (*International Conference on Mafic Dyke Swarms*; Halls et Fahrig, 1987).

L'étude des essaims de dykes mafiques contribue à la compréhension de l'histoire géologique d'une région. Leur mise en place peut marquer les derniers stades de stabilisation de la croûte continentale ou l'initiation de l'activité tectonique reliée au développement des ceintures volcano-sédimentaires contemporaines (Weaver et Tarney, 1981). Puisqu'ils se sont mis en place rapidement sur de grandes étendues, ils constituent des marqueurs temporels idéals pour élucider les champs de déformation régionaux, trouver des indices sur les processus tectoniques et donner de l'information sur la nature géochimique des sources mantelliques à l'époque de leur mise en place. La compilation présentée dans ce chapitre (figure 6.1) et sur la carte qui l'accompagne (hors-texte) améliore notre connaissance de la distribution des essaims de dykes mafiques du NEPS, en contribuant non seulement à offrir un outil de corrélation géographique entre les cratons archéens fragmentés (Bleeker et Ernst, 2006), mais aussi à reconnaître les réseaux de fractures profondes qui pourraient avoir constitué des zones favorables à la mise en place de kimberlites diamantifères.

### ESSAIMS DE DYKES MAFIQUES

#### Caractéristiques générales

Les essaims injectant les cratons archéens peuvent être constitués de dykes de tailles variées (quelques centimètres à 200 m d'épaisseur), les plus petits représentant vraisem-

blablement des apophyses reliées aux dykes de plus grandes tailles. L'essai de Mackenzie, le plus grand répertorié sur Terre (Territoires du Nord-Ouest, Nunavut et Ontario; Fahrig et West, 1986), couvre une superficie d'environ 2,7 millions de kilomètres carrés, pour une longueur maximale de 2500 km. Ce type d'essai géant montre fréquemment des motifs radiaux (jusqu'à 150° à partir d'un point focal) et n'existe que depuis 2,5 Ga (Halls, 1987). La composition des dykes varie de pyroxénitique (dykes de Molson, Manitoba; Scoates et Mecek, 1978) à monzodioritique (portions du *Great Abitibi Dyke*; Ernst et Bell, 1992), mais les compositions basaltiques normatives en quartz sont les plus abondantes.

Les études géochronologiques des dykes d'un même essaim indiquent qu'ils se mettent en place très rapidement sur une grande surface (1267 à 1272 Ma pour les dykes de Mackenzie; Heaman et LeCheminant, 1993). Toutefois, des dykes de plusieurs âges mais ayant le même aspect visuel peuvent avoir une même orientation. Un important programme de datation est alors nécessaire pour les différencier (French *et al.*, 2004; Jourdan *et al.* 2006). De plus, des essaims d'âges différents peuvent montrer des relations de recoupement, mais de telles relations ne sont pas observées dans les essaims majeurs. Par exemple, les dykes de Mackenzie (environ 1,27 Ga) ne recoupent pas les dykes de Matachewan (environ 2,47 Ma), l'essai le plus vieux ayant probablement influencé la croûte en compressant la roche hôte (Ernst *et al.*, 1995).

#### Mise en place et contexte tectonique

La géométrie et la mise en place des essaims de dykes sont régies par l'état des contraintes tectoniques au moment de leur intrusion. La portée de leur intrusion varie fortement selon les modèles tectoniques qui supposent soit des plumes mantelliques, afin d'expliquer le motif radial de certains essaims (LeCheminant et Heaman, 1989; Ernst *et al.*, 1995; Ernst et Buchan, 2001), soit des aulacogènes (rifts avortés; Fahrig *et al.*, 1986; Fahrig, 1987).

Deux modèles sont proposés pour expliquer les mécanismes d'alimentation des essaims de dykes (Halls, 1987). Ils peuvent être alimentés soit horizontalement, à partir d'une chambre magmatique localisée à un niveau crustal ou mantellique, soit verticalement, à partir d'une chambre magmatique subcrustale aussi étendue que l'essai ou migrant pendant l'intrusion. La propagation des dykes



dans la croûte a longtemps été considérée comme étant verticale, mais une étude sismique sur des dykes reliés à un centre volcanique en Islande indique un épanchement latéral sur plus de 100 km (Sigurdsson, 1987). Les études de fabriques magnétiques sur des essaims majeurs concluent aussi à une propagation horizontale des dykes (Ernst, 1989; Ernst et Baragar, 1992), même si certains facteurs peuvent avoir contribué à l'effacement de ces fabriques (McHone *et al.*, 2005). Peu importe le modèle considéré, les études géochimiques des essaims de dykes mafiques indiquent que les magmas parentaux ont subi un important degré de cristallisation fractionnée dans des chambres magmatiques à des pressions inférieures ou égales à celles retrouvées à la base de la croûte continentale (Baragar *et al.*, 1996).

## NOUVELLE CARTE DE COMPILATION

### Méthodologie

La plus récente compilation des essaims de dykes mafiques couvrant le nord-est de la Province du Supérieur provient de Buchan et Ernst (2004). En raison de son échelle (1 : 5 000 000) et de sa publication avant l'achèvement du Programme Grand Nord, cette carte dresse un portrait incomplet de la région. De plus, les granitoïdes tardifs d'âge archéen étant fortement magnétiques, les dykes mafiques du NEPS peuvent difficilement être définis et tracés à partir de cartes magnétiques, et les photographies aériennes ne sont utiles que pour suivre les dykes majeurs dans le nord-est de la région, dans un secteur où les essaims de dykes sont déjà bien connus (Fahrig and West, 1986).

La base de données du SIGÉOM a été utilisée afin de compiler plus de 1782 sites où des dykes protérozoïques ont été observés. Dans les cas ambigus, les notes manuscrites des géologues, les lames minces et les échantillons disponibles ont été consultés. La base de données du SIGÉOM a par la suite été uniformisée, tous les sites où des dykes d'âge protérozoïque ont été observés étant désignées avec le code lithologique « I3B » (diabase). Même si, en principe, ce terme réfère plus à une texture qu'à un type de lithologie, il n'en demeure pas moins que son utilisation facilite la discrimination entre les dykes de composition gabbroïque d'âge archéen et ceux du Protérozoïque.

La compilation a été utilisée pour produire une carte thématique (hors-texte). Cette carte contient une base de données dans laquelle sont répertoriées les stations d'observation, y compris l'orientation et l'épaisseur de chaque dyke. Lorsque ces informations sont manquantes, le champ a été laissé vide. Par contre, si l'estimation de l'épaisseur est manquante, mais que des indices laissent croire qu'il s'agit d'un dyke important (notes manuscrites des géologues, proportion relative du dyke en fonction de la taille de l'affleurement, échantillon ou lame mince ayant une granulométrie moyenne à grossière), une valeur de 99 est alors attribuée, signifiant que le dyke constitue un volume

appréciable de l'affleurement. Sur la carte thématique, les dykes ne s'attachant à aucune station d'observation ont été numérisés à partir des compilations existantes (Fahrig et West, 1986; Buchan et Ernst, 2004) ou des cartes régionales publiées par la CGC (figure 1.1). La longueur des dykes d'une épaisseur  $\geq 10$  m, tracés à partir d'une seule station d'observation, a été arbitrairement fixée à 20 km, tandis que celle des dykes d'une épaisseur de  $\geq 5$  m mais  $< 10$  m a été fixée à 10 km. Afin de brosser un portrait régional, les dykes de moins de 5 m d'épaisseur n'ont pas été tracés sur la carte de compilation, mais sont conservés dans la base de données.

## UNITÉS D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE

### Roches supracrustales (2,17 à 1,80 Ga)

Les roches archéennes du NEPS sont entourées par des roches protérozoïques (figure 2.2; figure 6.1) qui se sont mises en place lors de l'orogénèse trans-hudsonienne (Lewry et Collerson, 1990; *Circum-Ungava geosyncline*; Dimroth *et al.*, 1970). Ces roches appartiennent à la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau-Québec) à l'est (Wardle *et al.*, 2002; Clark et Wares, 2004) et à la Ceinture de Cape Smith (Orogénèse de l'Ungava) au nord (Taylor, 1982; St-Onge et Lucas, 1990; Lamothe, 1994). À l'ouest, les îles Belcher, Hopewell et Nastapoka sont aussi constituées de roches protérozoïques (Lee, 1965; Chandler, 1988). Au sud d'Umiujaq, dans le secteur du lac Guillaume-Deslisle, les roches protérozoïques du Graben de Richmond Gulf sont bien exposées (Chandler, 1988). Finalement, les roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami reposent sur le craton archéen, dans les secteurs du lac Gayot, du lac Bienville et du lac Maricourt (figure 1.1, N°21, 20 et 18).

Les roches supracrustales de la Fosse du Labrador, orientées NNO-SSE, se sont mises en place en trois cycles volcano-sédimentaires, entre environ 2,17 et 1,80 Ga (Clark et Wares, 2004 et références incluses). Les plus vieilles roches du cycle 1 ont un âge d'environ 2,17 Ga (Rohon *et al.*, 1993), ce cycle ayant possiblement pris fin vers 2,06 Ga (voir discussion de Clark et Wares, 2004). Le cycle 2 inclut une séquence de plate-forme dont la déposition est limitée entre 1,88 à 1,87 Ga, selon les âges U/Pb obtenus dans des sills gabbroïques, un dyke de carbonatite et des roches volcaniques felsiques (Chevé et Machado, 1988; Findlay *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1997; Wodicka *et al.*, 2002). Finalement, le troisième cycle a produit des molasses synorogéniques qui se seraient déposées vers 1,80 Ga (Hoffman, 1987; Clark et Wares, 2004).

Les roches supracrustales de la Ceinture de Cape Smith, orientées E-O, contiennent des roches volcano-sédimentaires mises en place après l'ouverture d'un bassin dans le nord de la Province du Supérieur (Hynes and Francis, 1982; St-Onge and Lucas, 1993). Les plus vieilles roches ont été cartographiées dans le sud, dans le Groupe de Povungnituk.

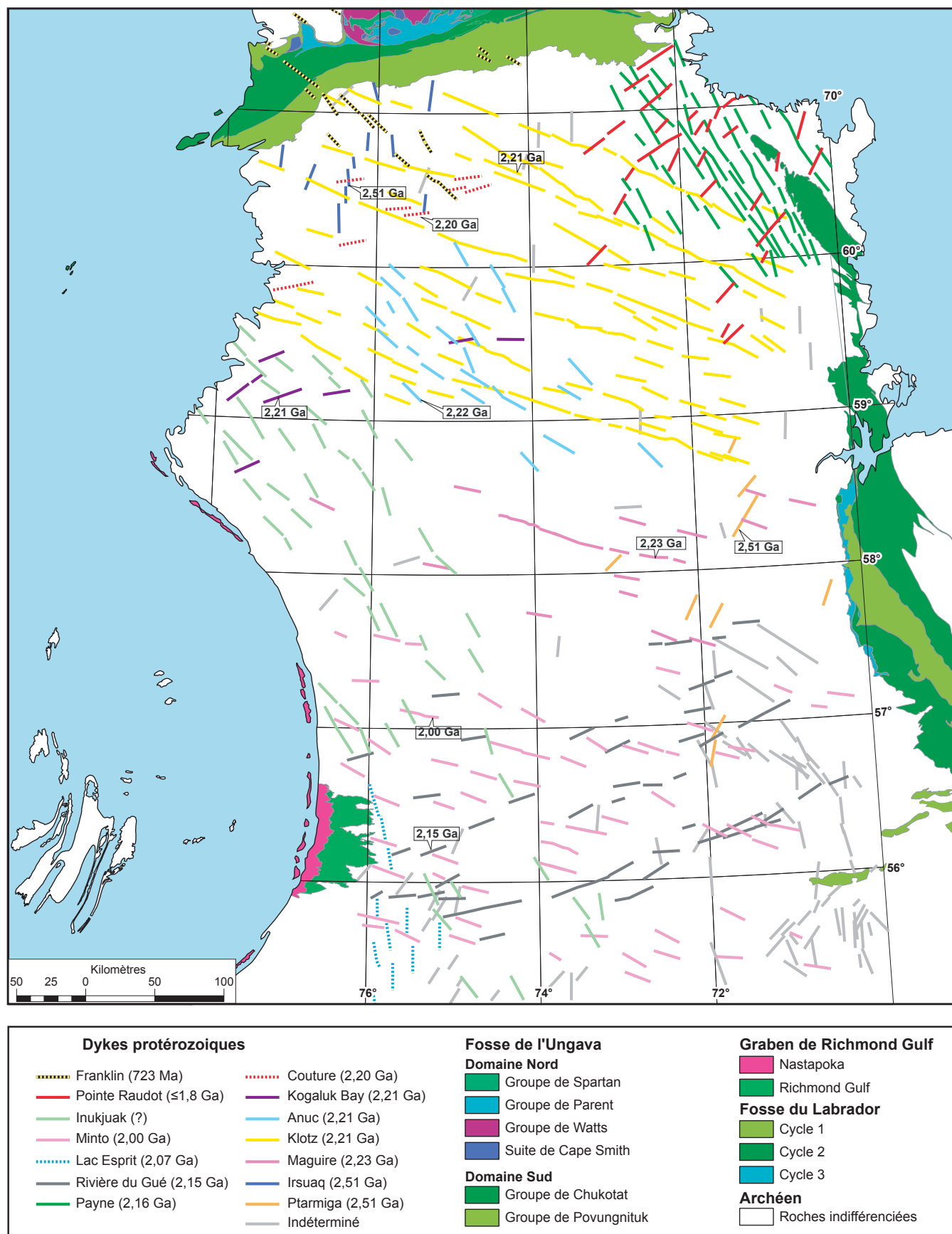


FIGURE 6.1 – Distribution des essaims de dykes mafiques d'âge protérozoïque dans le nord-est de la Province du Supérieur.

L'âge d'un sill gabbroïque compris dans les roches sédimentaires de la base de la séquence situe le début de la déposition avant 2,04 Ga (Machado *et al.*, 1993). L'âge d'une rhyolite dans la portion supérieure du Groupe de Povungnituk indique que le volcanisme et la sédimentation se sont poursuivis jusqu'aux environs de 1,96 Ga (Parrish, 1989). Le second épisode magmatique est dominé par les basaltes tholéitiques à picritiques du Groupe de Chukotat, lesquels chevauchent les roches du Groupe de Povungnituk. L'âge de ces roches est moins bien connu, mais est probablement contemporain au cycle 2 de la Fosse du Labrador. En effet, un sill gabbroïque âgé d'environ 1,88 Ga s'est mis en place dans la portion supérieure de la séquence (St-Onge *et al.*, 1990). Les roches siliciclastiques du Groupe de Spartan et les roches volcaniques intermédiaires à felsiques du Groupe de Parent (environ 1,86 à 1,87 Ga; Machado *et al.*, 1993) chevauchent les roches du groupe de Chukotat. Plus au nord, le Groupe de Watts (2,00 Ga; Parrish, 1989) est interprétée comme une suite océanique démembrée (l'ophiolite de Purtuniqu; Scott *et al.*, 1992) qui est obduite sur les unités volcano-sédimentaires du sud.

D'autres roches volcano-sédimentaires protérozoïques sont retrouvées dans l'ouest du NEPS, mais les relations temporelles absolues y sont moins bien définies. Dans la baie d'Hudson, les îles Belcher (figure 1.1) sont constituées de roches sédimentaires déformées dans lesquelles s'intercalent deux unités de basaltes continentaux (les formations d'Es-kimo et de Flaherty; Ricketts and Donaldson, 1981; Legault *et al.*, 1994). Un diagramme isochrone Pb-Pb d'un échantillon de basalte appartenant à la formation la plus jeune donne un âge imprécis de  $1,96 \pm 0,08$  Ga (Todt *et al.*, 1984). Sur la côte est de la baie d'Hudson, dans le secteur du lac à l'Eau Claire (figure 1.1, N°16), se trouvent des roches volcano-sédimentaires protérozoïques similaires (les groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka; Chandler, 1988), mais qui sont moins déformées et qui reposent en discordance sur les roches archéennes. Les analyses effectuées sur des grains d'apatite diagénétique provenant d'une unité de grès à la base du Groupe de Richmond Gulf donnent un âge de  $2,03 \pm 0,03$  Ga (Chandler et Parrish, 1989).

### Essaims de dykes mafiques (2,51 à 2,00 Ga)

Les nombreux essaims de dykes recoupant les roches archéennes du NEPS sont un complément unique à l'histoire géologique des unités de roches volcano-sédimentaires protérozoïques. Les dykes tracés sur la carte C006 (hors-texte) sont regroupés en essaims de différentes couleurs selon leur orientation et, lorsque possible, en tenant compte des données géochronologiques existantes. Il faut toutefois considérer qu'en l'absence d'un important programme de datation, des dykes d'âges différents ayant des compositions similaires peuvent avoir une même orientation (French *et al.*, 2004; Jourdan *et al.* 2006). Les dix âges U/Pb considérés dans cette section proviennent des travaux de Buchan *et al.* (1998) ou des travaux effectués par David et

Maurice au centre GÉOTOP-UQÀM-McGill. Les résultats de ces derniers seront publiés au cours de l'année 2009.

Les dix dykes datés sont tous du Paléoprotérozoïque. Les deux plus vieux essaims de la région se sont mis en place à la transition entre l'Archéen et le Protérozoïque. Dans l'est de la région, l'essaim de Ptarmigan (2,51 Ga; figure 6.1; Buchan *et al.*, 1998) est composé de dykes orientés NE pouvant atteindre une épaisseur de 45 m. Dans le nord-ouest de la région, l'essaim d'Irsuaq (figure 6.1) est composé de dykes épars d'orientation N à NNW qui peuvent atteindre jusqu'à 200 m d'épaisseur. Leur âge est identique à celui des dykes de Ptarmigan.

Près de 300 Ma séparent ces deux essaims des nombreux autres qui se sont mis en place entre 2,2 et 2,0 Ga. L'âge radiométrique des dykes de Maguire (figure 6.1), orientés ouest à NW, est mal défini ( $2,23 \pm 0,03$  Ga; Buchan *et al.*, 1998). Ces dykes se situent dans le centre de la région et s'injectent dans une zone d'environ 28 000 km<sup>2</sup> qui a vu l'intrusion de très peu de dykes. Étant donné l'incertitude concernant leur âge, ces dykes pourraient être contemporains aux nombreux dykes générés vers 2,21 Ga, lors de l'événement magmatique responsable de l'emplacement de l'essaim majeur de Klotz (WNW; Buchan *et al.*, 1998) ainsi que des essaims de Anuc et Kogaluc Bay (NW et ENE; figure 6.1).

L'essaim de Couture (figure 6.1) est composé de quelques dykes orientés WSW à ouest, parallèlement à la Ceinture de Cape Smith, dans le nord de la région. Leur mise en place à 2,20 Ga pourrait être liée à l'ouverture du bassin d'extension qui a précédé l'emplacement des roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk. Quant à l'essaim de Payne (figure 6.1), il est formé par une population dense de dykes d'orientation NNW, parallèlement aux roches de la Fosse du Labrador. Ces dykes ont un âge compris entre 2,16 et 2,17 Ga (communication personnelle de S. Pehrsson citée dans Ernst et Buchan, 2004) et marquent vraisemblablement l'extension des roches archéennes contemporaine à la mise en place des basaltes du cycle 1 dans cette région (Clark et Wares, 2004). Les données pétrographiques acquises sur ces dykes, à l'est de la Fosse du Labrador, montrent qu'ils ont subi une recristallisation au faciès des amphibolites, indiquant une mise en place avant l'orogénèse trans-hudsonienne ( $>1,8$  Ga; Madore et Larbi, 2000). Toujours dans le nord-est de la région, l'essaim de Pointe Raudot (figure 6.1) est constitué de dykes d'orientation NE. Même si aucun âge radiométrique n'y a été obtenu, la composition minéralogique d'un dyke plissé montre que, contrairement aux dykes de Payne, le faciès des amphibolites n'a pas été atteint. Ceci implique une mise en place synchrone à tardive relativement à l'orogénèse trans-hudsonienne ( $\leq 1,8$  Ga).

Les dykes de l'essaim Rivière du Gué (figure 6.1) sont orientés ENE, parallèlement aux lambeaux de la Formation de Sakami, lesquels sont préservés dans des demi-grabens sur le craton Archéen. Ils sont interprétés comme des vestiges de « l'Aulacogène du Lac Cambrien » (Hoffman, 1988), même si l'hypothèse d'un rift avorté n'est pas supportée par

les directions obtenues sur les paléo-courants mesurés dans les roches du Sakami (Clark, 1984; Clark et Wares, 2004). En considérant le modèle de Hoffman (1988), l'essai de Rivière du Gué délimiterait tout de même l'étendue et l'âge minimum (2,15 Ga) d'un tel rift. Cet âge est similaire celui obtenu dans une roche volcanique felsique du cycle 1 de la Fosse du Labrador (2,14 Ga; communication personnelle de T. Krogh, citée dans Machado *et al.*, 1997). Plus au sud, l'essai de Minto (figure 6.1), orienté WNW à NW, possède un âge identique à celui du Groupe de Watts, situé dans le nord de la Ceinture de Cape Smith (2,00 Ga; Buchan *et al.*, 1998).

Dans la région du lac Montrochand (N°19, figure 1.1), Roy *et al.* (2004) ont mentionné la possibilité que les dykes orientés N à NNW (figure 6.1) puissent appartenir à l'essai du Lac Esprit (2,07 Ga; Hamilton *et al.*, 2001), dont la localité type est située à la baie James (Goutier *et al.*, 1999). Localisé le long de la baie d'Hudson, l'essai d'Inukjuak (figure 6.1) compte plusieurs dykes orientés NW (Budkewitsch *et al.*, 1991; Legault *et al.*, 1994), mais aucun âge radiométrique n'y a été déterminé. Plusieurs autres dykes pour lesquels aucun âge n'est connu ou qui ne constituent pas d'essais importants ont aussi été reconnus dans le cadre de notre compilation. Ces dykes, représentés sur la carte de compilation, ont des orientations préférentielles similaires aux essais décrits plus haut, mais sont soit trop peu nombreux pour définir de nouveaux essais, soit jugés trop loin des localités types pour être regroupés aux essais existants.

Finalement, les dykes les plus jeunes de la région sont orientés NW et coupent les roches de la Ceinture de Cape Smith (figure 6.1). Ces dykes sont par conséquent plus jeunes que 1,8 Ga et ont été attribués à l'essai néoproterozoïque de Franklin (environ 723 Ma) par Buchan et Ernst (2004). Puisque qu'aucune datation isotopique n'a été effectuée sur ces dykes, ils pourraient aussi toutefois appartenir à l'essai mésoproterozoïque de Mackenzie (environ 1,27 Ga).

### Pétrographie

Les dykes mafiques sont massifs et homogènes, gris foncé à gris verdâtre avec une couleur d'altération brunâtre caractéristique. Leur granulométrie varie de fine à grossière, en fonction de l'épaisseur de chaque dyke. Ils ont des bordures figées aphanitiques de quelques centimètres. Les textures ophitiques et subophitiques sont les plus abondantes, quoique des textures amygdalaires, porphyriques ou trachytiques aient été observées localement. La roche, généralement de composition gabbroïque, est constituée de clinopyroxène et de plagioclase. L'orthopyroxène et l'olivine sont plus rarement observés. La magnétite est toujours présente en proportion plus ou moins importante, ce qui explique la variation de susceptibilité magnétique associée à ces roches. Le quartz interstitiel est commun, soit en grains ou en inter-

croissance (texture symplectique). Les textures ignées sont toujours préservées, même lorsque les pyroxènes sont remplacés par de l'actinote ou de la hornblende, le plagioclase par de la séricite et l'olivine par du talc ou de la serpentine. Des traces de zircon et de baddeleyite complètent l'assemblage minéralogique. Hormis les essais de Ptarmigan et d'Irsuaq, dont les compositions sont gabbronoritiques (olivine + clinopyroxène + orthopyroxène), la nature des travaux effectués ne permet pas de discriminer les essais selon leur composition pétrographique.

### Géochimie

La géochimie des dykes du NEPS fait présentement l'objet de travaux détaillés (Maurice *et al.*, 2005, 2007). Ces travaux sont basés sur les analyses géochimiques contenues dans la base de données incluse avec la version numérique ArcGIS de la carte de compilation hors texte C006. Cette base de données contient les analyses des éléments majeurs et traces de 199 échantillons, en plus des analyses du Nd de 30 échantillons réalisés au centre GÉOTOP-UQÀM-McGill. Le champ « code » contient les attributs « a » ou « f » signifiant que l'échantillon est interprété comme étant altéré ou frais. La grande majorité des échantillons altérés provient de dykes recoupant les roches archéennes du secteur du lac à l'Eau Claire (N°16, figure 1.1).

## CONCLUSIONS

L'apparition des essais de dykes mafiques relativement tard dans l'histoire de la Terre suggère des changements importants dans la dynamique de la croûte et du manteau entre les éons Archéen et Protérozoïque, vers 2,5 Ga. Les dykes mafiques du NEPS, témoins de ces changements, se retrouvent sur l'ensemble du territoire.

Des études récentes montrent que plusieurs générations de dykes mafiques peuvent être répertoriées à l'intérieur d'un même essai, suggérant que la mise en place des magmas s'effectue dans des faiblesses lithosphériques préexistantes (Mège et Korme, 2004; Jourdan *et al.*, 2004; French *et al.*, 2004; Jourdan *et al.* 2006). Dans le même ordre d'idées, plusieurs champs de kimberlites montrent un alignement de leurs cheminées, suggérant que des structures profondes ont contribué à leur distribution (Wilkinson *et al.*, 2001). Les essais de dykes mafiques de la Province des Esclaves étant beaucoup plus vieux (2,23 à 1,27 Ga) que les kimberlites diamantifères éocènes du lac de Gras, de tels anciens réseaux de fractures ont probablement constitué des zones favorables à leur mise en place (Wilkinson *et al.*, 2001). En plus de parfaire la géométrie et l'étendue des essais de dykes mafiques déjà connus et d'en documenter de nouveaux, la compilation présentée ici pourra contribuer à l'élaboration future d'un modèle régional pour l'exploration des kimberlites diamantifères dans le NEPS.





# CHAPITRE 7

## GÎTOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE

### DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Jean-Yves Labbé et Pierre Lacoste

#### INTRODUCTION

Le but premier du Programme Grand Nord a été d'ouvrir un vaste territoire méconnu à l'exploration par le biais d'une ambitieuse campagne de cartographie régionale. La promotion du potentiel minéral prenant une place prépondérante dans les objectifs fondamentaux du programme, le volet gîtologie et métallogénie a été considéré avec une attention particulière. Les principaux objectifs de ce volet étaient de répertorier, de caractériser et de classer les indices minéralisés et leur contexte géologique puis, le cas échéant, d'élaborer un modèle métallogénique régional. Le présent chapitre dresse une synthèse descriptive des indices minéralisés découverts soit par les équipes du MRNF au cours du Programme Grand Nord, soit par les équipes de prospection et d'exploration de sociétés privées. Ce chapitre met aussi en évidence les environnements géologiques propices à la découverte de minéralisations observés dans le nord-est de la Province du Supérieur (NEPS). Il est accompagné d'une carte gîtologique (hors-texte) localisant les 170 indices minéralisés répertoriés dans la base de données du SIGÉOM et listés dans le Tableau 7.1.

#### Méthodologie

Depuis le début du Programme Grand Nord, des études gîtologiques et métallogéniques ont été menées simultanément aux travaux de cartographie. Les résultats présentés ici proviennent majoritairement des travaux réalisés par les deux auteurs. Ils ont été publiés dans certains rapports géologiques, dans des rapports d'étude individuels (Labbé, 2005; Labbé et Lacoste, 2001 et 2004; Labbé *et al.*, 2003), dans des documents promotionnels (Labbé *et al.*, 1998; 1999 et 2000; Labbé, 2001) ainsi que dans un rapport d'évaluation du potentiel minéral (Labbé, 2002).

La plupart des indices ayant le plus d'intérêt ont été visités au cours du Programme Grand Nord. Ces travaux ont été réalisés en grande partie à l'intérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires puisque plusieurs indices minéralisés s'y trouvent. Lorsque nécessaire, une cartographie des environs (par cheminements) a aussi été effectuée afin de mieux comprendre le contexte géologique régional. Toutefois, en raison de la logistique complexe reliée aux levés cartographiques, seulement quelques indices ont été vus en détail. Les données contenues dans les rapports de

travaux d'exploration des sociétés minières ont été utilisées pour compléter les informations recueillies sur le terrain.

Plus de 6000 échantillons de roche, recueillis dans le cadre des projets de cartographie et de l'étude métallogénique du Programme Grand Nord, ont été analysés pour les éléments de nature économique. Les résultats de toutes ces analyses ont été incorporés au SIGÉOM. Environ 600 lames minces, dont 150 polies, ont été étudiées afin de caractériser les minéralisations, les zones d'altération associées et le contexte géologique environnant (roches encaissantes).

#### Historique des travaux d'exploration

Les premiers signes d'intérêt pour les métaux de la région remontent à la fin du 17<sup>e</sup> siècle. À cette époque, les navires de la Compagnie de la Baie d'Hudson retournaient en Angleterre en utilisant comme ballast des dolomies riches en galène recueillies dans les unités protérozoïques près du lac Guillaume-Delisle (Almond, 1947). Le minerai de plomb (et probablement de zinc) contenu dans ces roches était vendu sur le marché de Londres. D'importants travaux d'exploration ont été effectués sur ces indices de Pb-Zn par la Gulf Lead Mines, vers la fin des années 1940 et le début des années 1950.

De la fin des années 1950 jusqu'à la fin des années 1970, plusieurs sociétés minières, dont la Great Whale Iron Mines, ont exploré le sud-ouest de la région à la recherche de minerai de fer. Ces travaux ont permis de mettre en valeur des gisements de fer dans le secteur du lac Fagnant, gîtes qui n'ont pas été exploités.

Du milieu des années 70 au début des années 80, les bassins protérozoïques du sud de la région attirent l'attention de plusieurs sociétés minières à la recherche d'uranium. La société Uranerz, en particulier, a effectué de nombreux travaux dans le secteur du lac Gayot. Eldorado Nucléaire, Seru Nucléaire et la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) ont aussi été actives dans ce secteur.

Il faudra attendre les années 1990 pour que l'exploration de l'or et des métaux usuels s'étende au NEPS. La découverte de ceintures de roches vertes archéennes dans les secteurs de la rivière aux Feuilles et des lacs Qalluviartuq, Duquet et Dupire (Percival et Card, 1994; Percival *et al.*, 1995a et 1996a; Lamothe, 1997) amène Cominco et SOQUEM, suivi de peu par Mines d'Or Virginia, à explorer pour les sulfures volcanogènes, puis pour l'or.

Le Programme Grand Nord a eu un impact favorable sur l'exploration minière de ce vaste territoire méconnu. En 1997, le levé de sédiments de fonds de lacs met en évidence plusieurs cibles géochimiques qui ont fait l'objet de travaux de reconnaissance par le consortium formé de SOQUEM, de Mines d'Or Virginia et de Cambior ainsi que par Noranda et Falconbridge. La découverte de plusieurs nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires, dès le début des travaux de cartographie, suscite également beaucoup d'intérêt. De façon générale, les résultats du Programme Grand Nord ont ouvert de nouveaux secteurs à l'activité minière dans l'ensemble de la Sous-province de Minto.

Ainsi, dans le secteur du lac Gayot, dans le sud-est de la région, Mines d'Or Virginia a entrepris un important programme d'exploration menant à la découverte de plusieurs indices de Ni-Cu-ÉGP, donnant lieu à un partenariat avec BHP-Billiton. Un peu plus à l'ouest, dans le même secteur, Makamikex (Ressources Vaujour) a découvert un indice de cuivre associé à des roches ultramafiques. Dans le sud-ouest de la région, Mines d'Or Virginia a prospecté pour l'or dans le secteur du lac Fagnant. Au nord-est, dans le secteur du lac Tasiaalujjuaq, SOQUEM – Mines d'Or Virginia – Cambior ont découvert quelques indices polymétalliques d'affiliation volcanogène. Ces partenaires ont aussi fait quelques travaux dans le secteur de Pélican-Nantais tout en poursuivant les projets entrepris dans les secteurs de Qalluviartuuq-Payne et de Duquet. La présence d'une importante anomalie en uranium dans les sédiments de fonds de lacs du secteur du lac Nedlouc a amené SOQUEM et Cambior à prospecter à cet endroit.

En 2000, la découverte d'un indice de Ni-Cu dans une intrusion ultramafique par une équipe de cartographie du MRNF a entraîné des projets d'exploration au sud-ouest

du lac Minto. Falconbridge et SOQUEM y ont trouvé quelques indices de Ni-Cu-ÉGP en 2001 et 2002. À cette même période, une équipe de prospecteurs du Fonds d'exploration minérale du Nunavik (FEMN) découvre plusieurs indices de Cu-Ag sur les berges du lac Guillaume-Delisle.

L'engouement qui prévaut pour l'exploration du diamant au début des années 2000 dans le secteur des monts Otish, à la Baie-James, tend timidement à s'étendre vers le nord à la suite de la découverte d'intrusions alcalines dans le secteur du lac Aigneau (Berclaz *et al.*, 2001) et de minéraux indicateurs de kimberlites dans le secteur du lac Bienville (Parent *et al.*, 2002b). Quelques sociétés ont effectué des travaux d'exploration dans le secteur du lac Gayot (Ashton-SOQUEM et Majescor-Diamondex), à l'ouest du lac Minto (Canadian Royalties), dans le secteur du lac Aigneau (Western Hemisphere Mining) et dans le secteur du lac Faribault (Antoro).

### Ceintures de roches volcano-sédimentaires

La majorité des gîtes minéraux discutés dans ce rapport se trouve à l'intérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires ou en relation étroite avec celles-ci. Ces ceintures correspondent généralement à des unités lithodémiques informelles assignées à des complexes volcano-sédimentaires formels (Simard, 2008). Seules les ceintures de Nuvvuagittuq, de Melvin, de Roulier et de Tasiataq sont des unités formelles (chapitre 3). Les unités informelles mentionnées dans ce chapitre servent principalement de repères géographiques. La figure 7.1 illustre la localisation et l'étendue des principales ceintures de roches volcano-sédimentaires identifiées dans le NEPS.

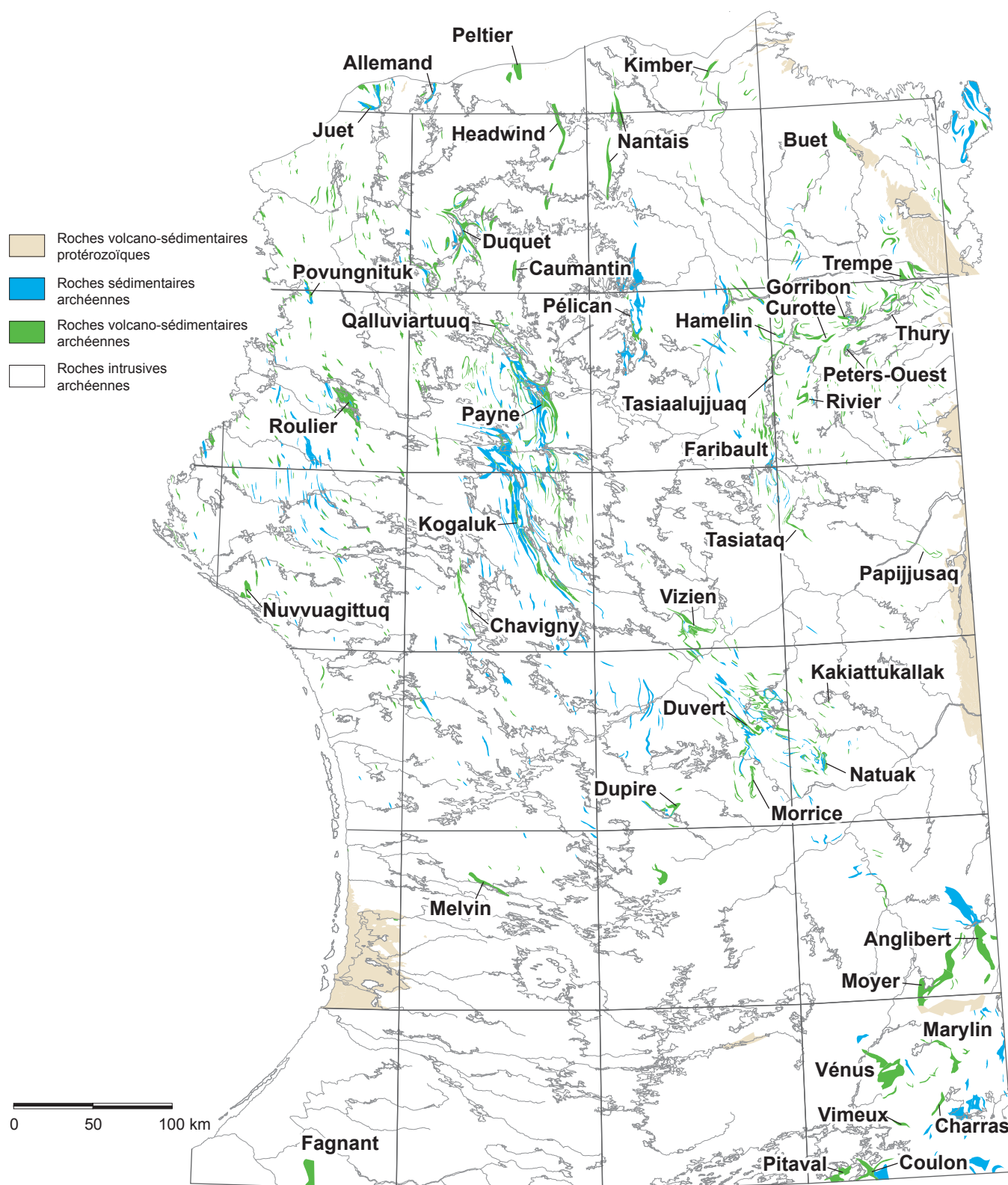


FIGURE 7.1 – Localisation des principales ceintures de roches volcano-sédimentaires du nord-est de la Province du Supérieur.

## GÉOCHIMIE DE L'ENVIRONNEMENT SECONDAIRE

### Levé de géochimie de fonds de lacs du Programme Grand Nord

Le Programme Grand Nord a débuté en 1997 par un important levé géochimique de sédiments de fonds de lacs financé par le MRNF et par cinq partenaires de l'industrie minière. Le levé englobait tout le territoire visé par le Programme Grand Nord, à l'exception des terrains localisés au nord du 61<sup>e</sup> parallèle et d'un secteur situé dans le coin sud-est couvert antérieurement (Beaumier, 1986). Ce territoire, d'une aire de 350 000 km<sup>2</sup>, correspond environ au quart de la superficie de la province de Québec. En tout, 26 220 échantillons ont été prélevés selon une maille de 12 km<sup>2</sup>, soit un espacement moyen de 3,4 km, puis analysés au laboratoire du Centre de recherche minérale du Québec (aujourd'hui COREM). Les éléments Al, Ag, Ba, Be, Bi, B, Cd, Ca, Ce, Cr, Co, Cu, Eu, Fe, Ga, Ge, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sm, Sc, Sr, Th, Ti, V, Y, Zn et Zr ont été dosés par spectrométrie d'émission atomique au plasma après une attaque partielle à l'acide nitrique. Les éléments As, Au, Br, Cs, Sb, Se, Tm, U et W ont été analysés par activation neutronique. Toutes ces données géochimiques ont été intégrées au SIGÉOM et sont offertes en format numérique sur cd-rom (MRN, 1998).

### Cartes géochimiques

Les figures 7.2 à 7.7 montrent la distribution régionale du cuivre, du zinc, du nickel, du cobalt, de l'uranium et de l'arsenic respectivement. Même si ces éléments ont été choisis pour leur intérêt économique, leur distribution ne fournit pas de cibles d'exploration comme telles, mais présente plutôt une image régionale de la dispersion de ces éléments dans l'environnement secondaire. Les figures de la distribution régionale de l'or et de l'argent ne sont pas présentées car, en raison de leurs seuils de détection relativement élevés, seulement quelques anomalies ponctuelles ont été mises en évidence.

Les données géochimiques ont été interprétées par la méthode de pondération par l'inverse de la distance à l'aide du logiciel *ArcGIS Spatial Analyst*. La légende des figures comprend sept intervalles de teneurs (bleu à rouge) délimités par les percentiles 50, 80, 90, 95, 98 et 99, sauf dans

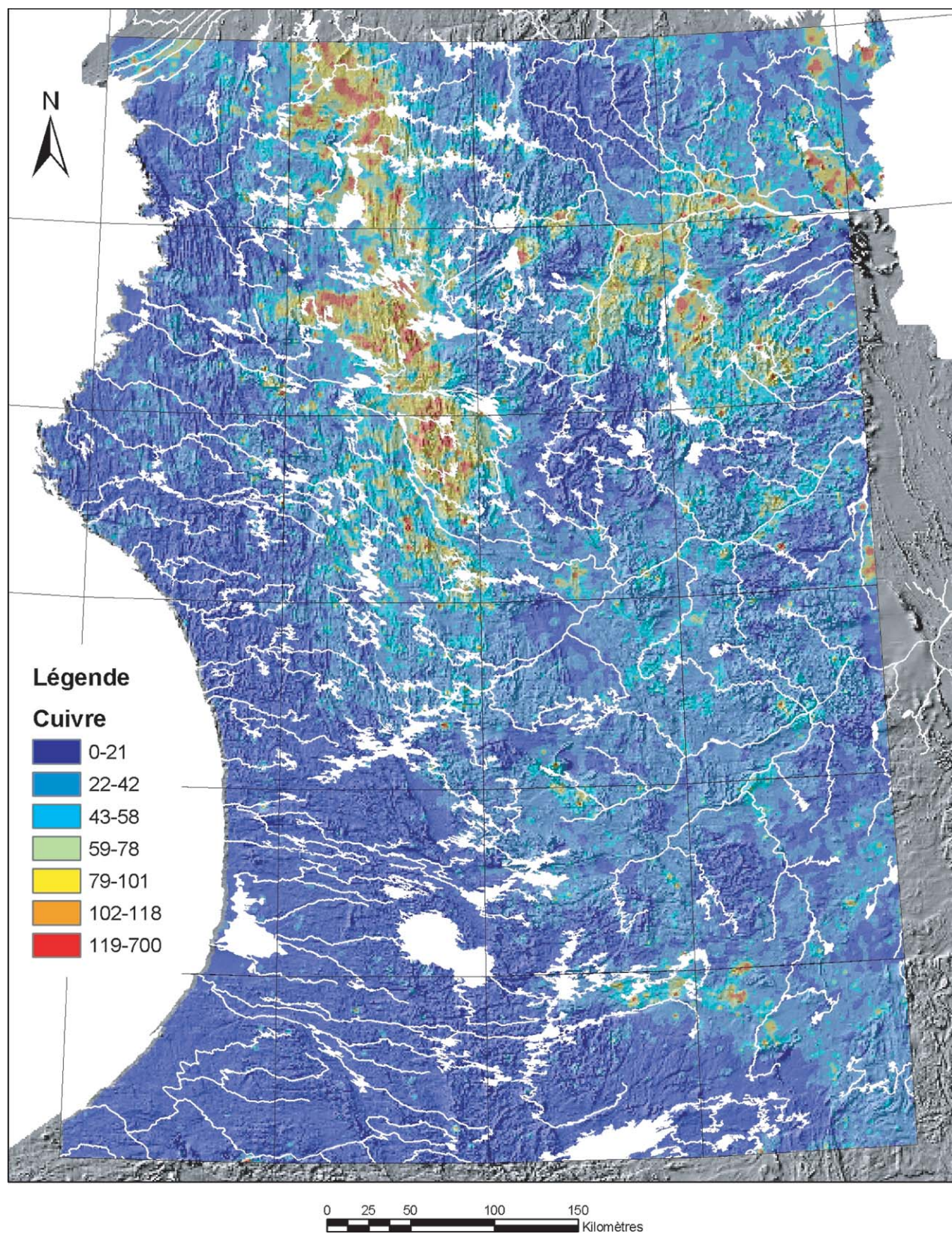
le cas de l'arsenic où le percentile 50 a été ignoré à cause des nombreuses valeurs sous le seuil de détection. Sur les figures 7.2 à 7.7, la couche de géochimie est superposée à l'ombragée du champ magnétique total pour faire ressortir le grain structural.

La distribution du cuivre (figure 7.2) montre une grande zone enrichie correspondant à la partie nord du Domaine de Goudalie (figure 2.2), où se trouvent plusieurs ceintures de roches volcano-sédimentaires. Cette correspondance entre les anomalies de cuivre et la présence de roches supracrustales a été utilisée pour identifier des sites propices à la découverte de nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans le NEPS (Labbé *et al.*, 1999). La figure 7.2 met aussi en évidence la faible teneur en cuivre de l'ouest de la région correspondant aux domaines de Tikkerutuk et de Bienville (figure 2.2). Ces domaines ont aussi des teneurs basses en zinc (figure 7.3) et en nickel (figure 7.4), à l'exception de la partie centrale du Domaine de Tikkerutuk où l'on retrouve quelques zones à teneurs plus élevées en nickel. Les secteurs à hautes teneurs en nickel correspondent généralement aux ceintures de roches vertes qui contiennent des unités de roches ultramafiques. La ceinture de Vénus (figure 7.1), dans le sud-est de la région, en est un bon exemple (figure 7.4). La correspondance entre les ceintures de roches volcano-sédimentaires et la présence d'anomalies géochimiques n'a pas été observée pour le cobalt (figure 7.5).

La distribution de l'uranium (figure 7.6) met en évidence deux zones à fortes teneurs dans le centre-est de la région. Ces secteurs contiennent quelques indices d'uranium associés aux roches granitiques archéennes. Comme pour le cuivre, on note une correspondance entre les anomalies d'uranium et les ceintures de roches volcano-sédimentaires. D'ailleurs, l'uranium, tout comme le cuivre, a été utilisé pour évaluer les secteurs favorables à la découverte de nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires (Labbé *et al.*, 1999).

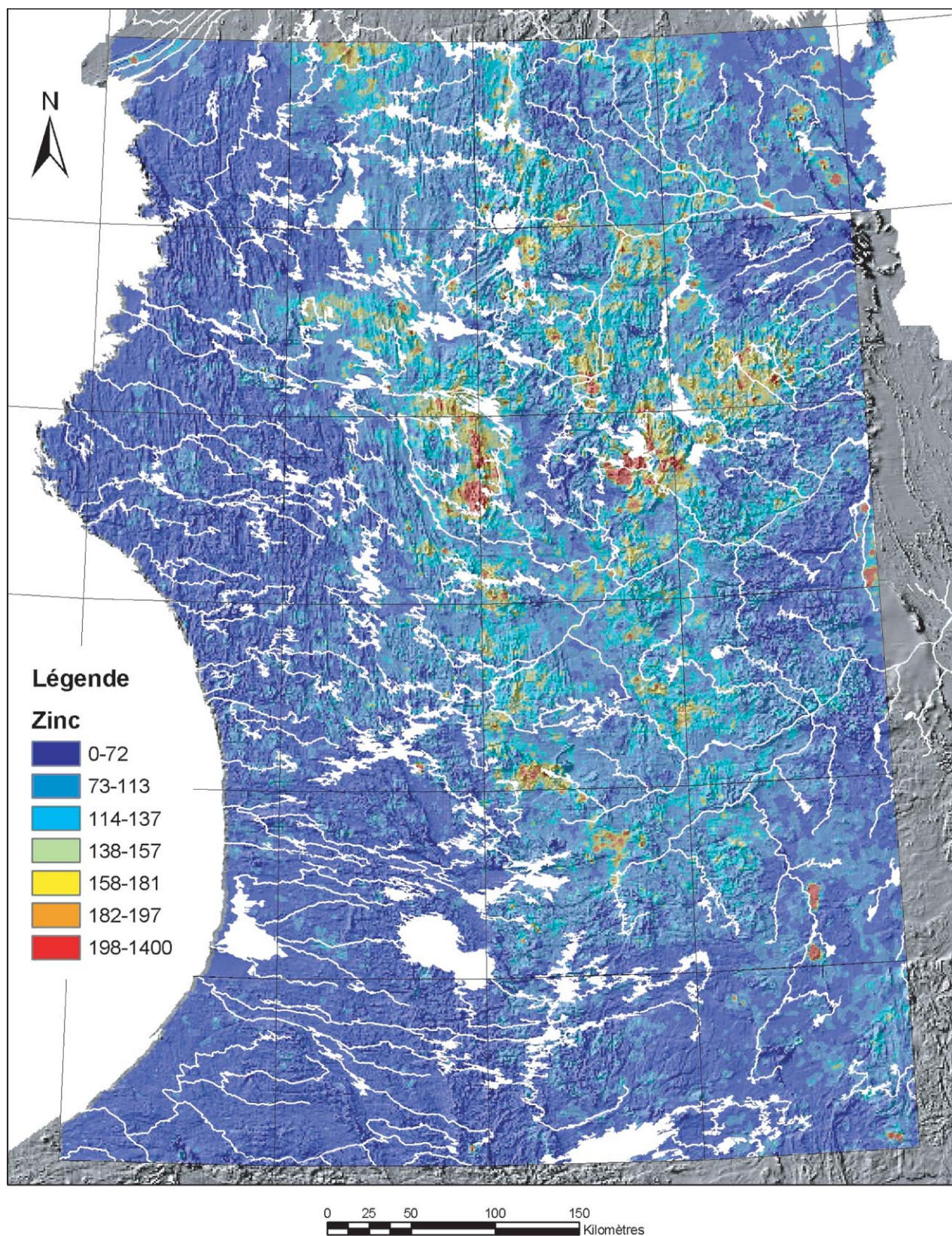
Finalement, la distribution de l'arsenic (figure 7.7) montre quelques anomalies relativement isolées, notamment dans l'est où affleurent les roches protérozoïques de la Fosse du Labrador. Des zones anormales de diverses intensités se superposent aux ceintures de Fagnant, de Nantais, de Payne, de Kogaluc, de Chavigny, de Vizien et de Duvert. Une grande zone anormale située dans le nord-ouest de la région, à l'ouest de Qalluviartuuq, coïncide avec quelques zones enrichies en or (0,5 à 1,6 g/t Au) dans des roches volcano-sédimentaires, au sein de diatexites (Berclaz *et al.*, 2003b).





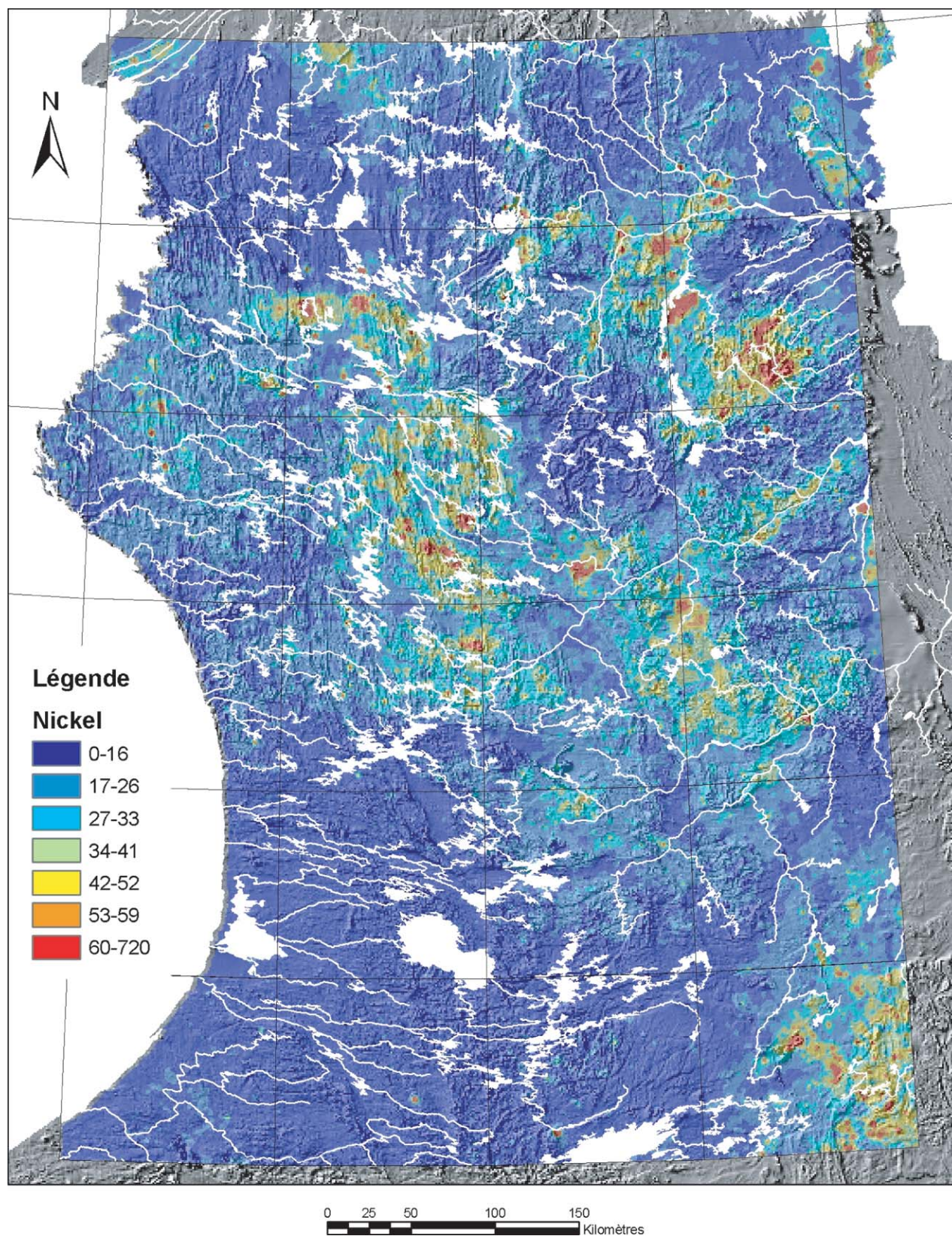
**FIGURE 7.2** – Distribution du cuivre dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l’ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.





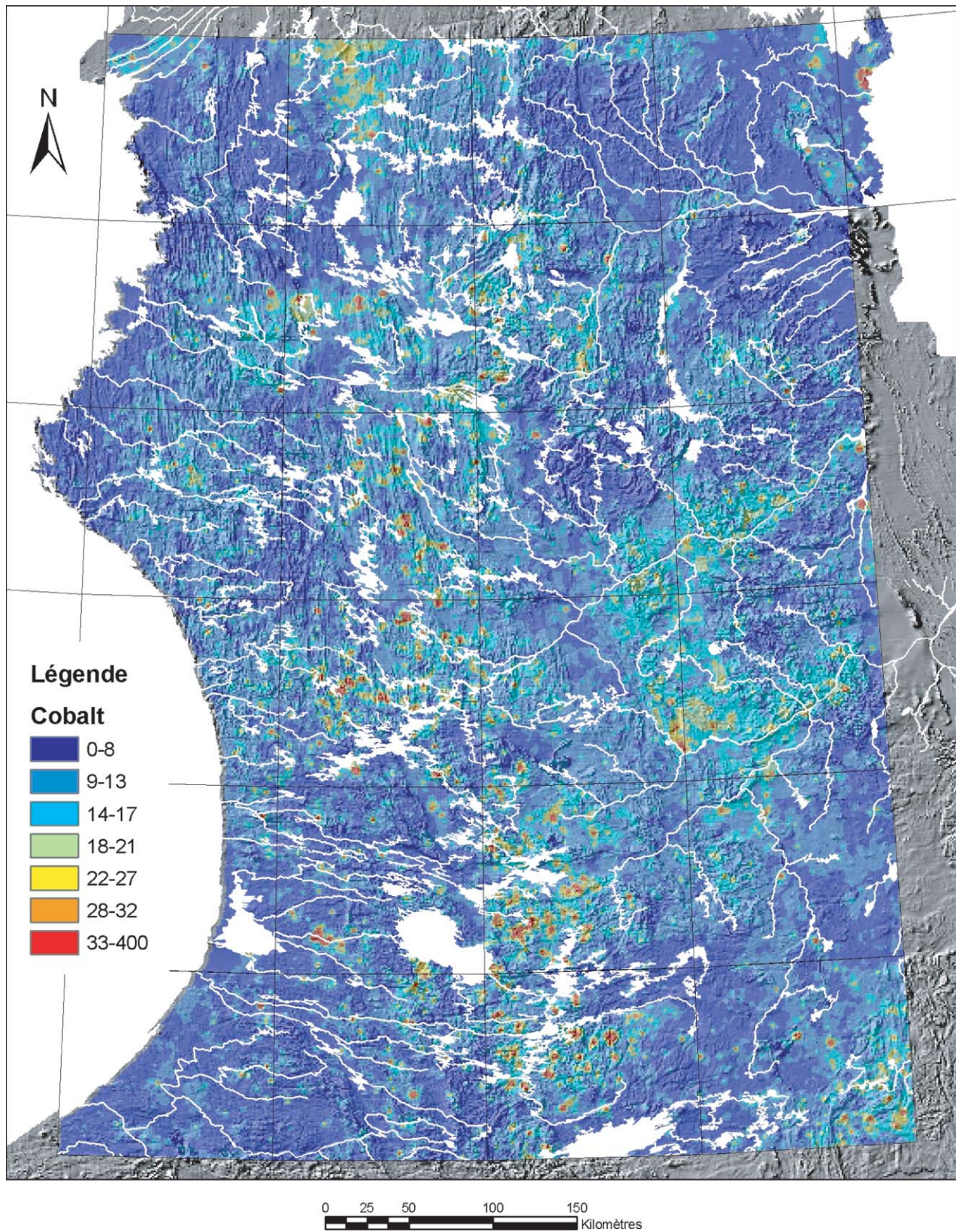
**FIGURE 7.3** – Distribution du zinc dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l’ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.





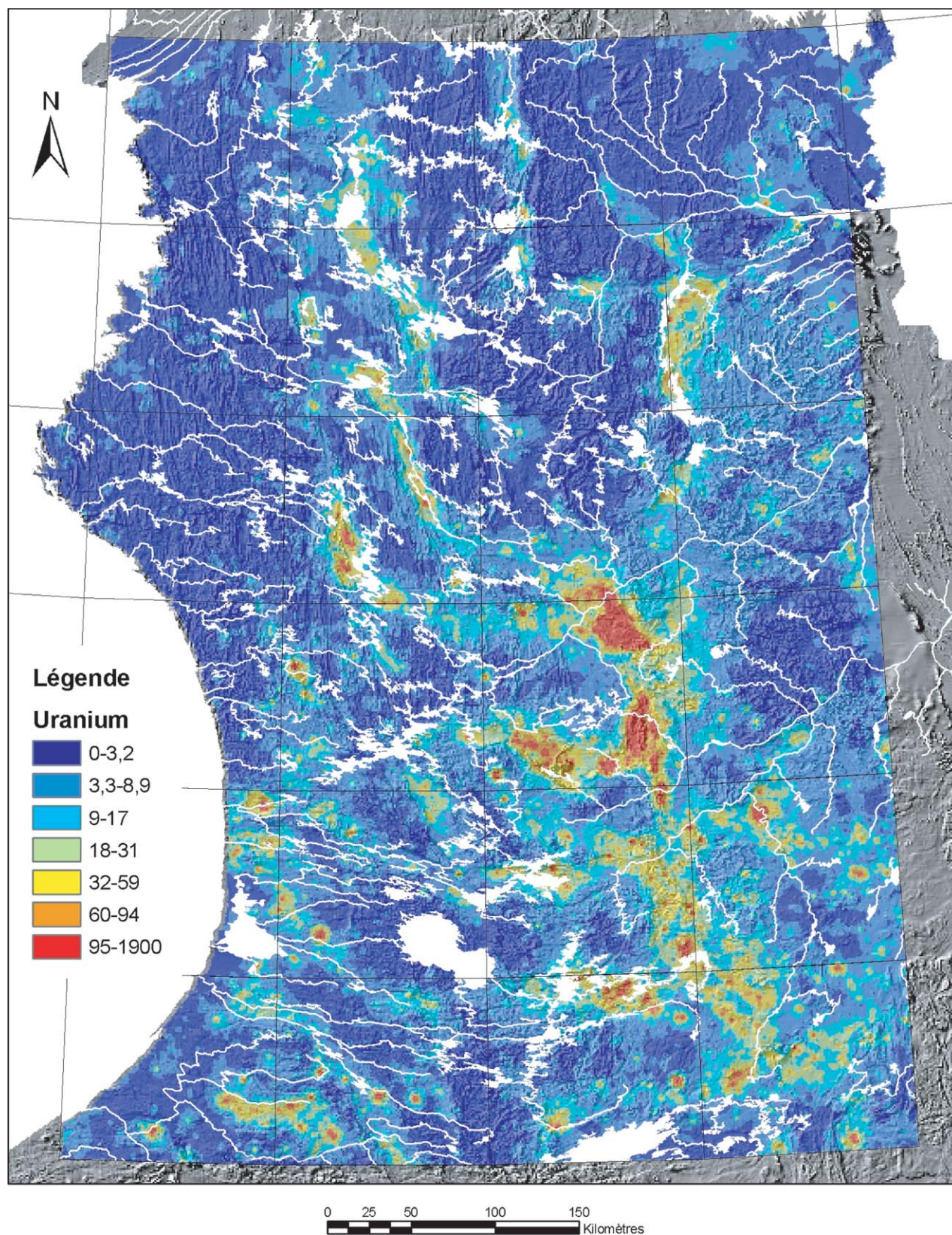
**FIGURE 7.4** – Distribution du nickel dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l’ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.





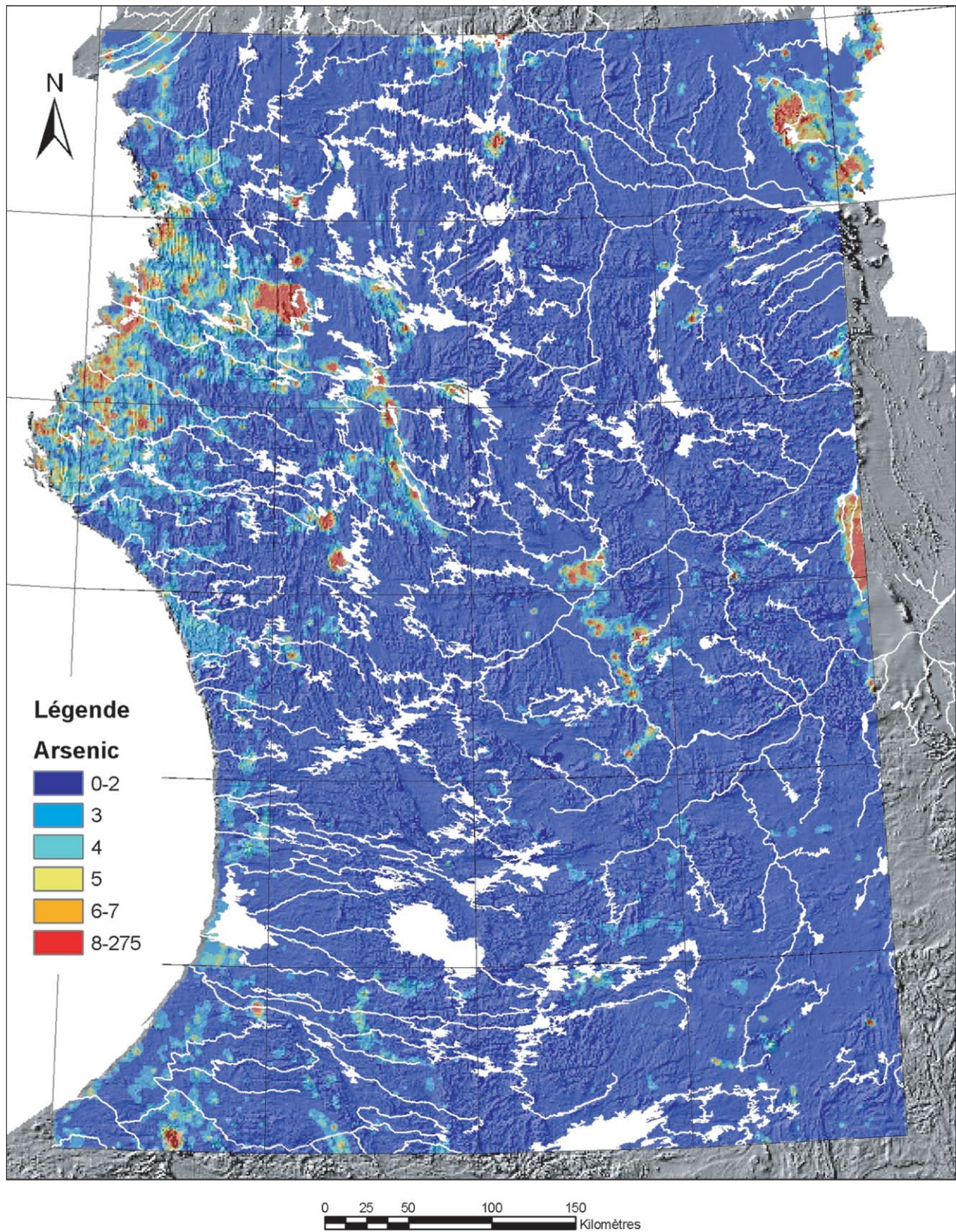
**FIGURE 7.5** – Distribution du cobalt dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l’ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.





**FIGURE 7.6** – Distribution de l'uranium dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l'ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.





**FIGURE 7.7** – Distribution de l'arsenic dans les sédiments de fonds de lacs superposée sur l'ombragé du champ magnétique total. Les teneurs sont en ppm.



## GÎTES MINÉRAUX

Cette section décrit les principaux gîtes minéraux qui ont été classés en 21 types différents, puis regroupés en 5 catégories selon leur âge et leur caractère syngénétique ou épigénétique :

1. les gîtes syngénétiques archéens (types 1 à 6);
2. les gîtes syngénétiques protérozoïques (types 7 et 8);
3. les gîtes épigénétiques archéens (types 9 à 17);
4. les gîtes épigénétiques archéens ou protérozoïques(?) (types 18 et 19);
5. les gîtes épigénétiques protérozoïques (types 20 et 21).

Les gîtes sont considérés comme syngénétiques lorsque la minéralisation est contemporaine à la formation des roches encaissantes et épigénétiques lorsque la minéralisation est associée à la déformation, au métamorphisme ou aux deux. La classification utilisée pour répartir les gîtes tient compte à la fois de l'aspect génétique, selon la nomenclature d'Eckstrand *et al.* (1996), et de l'aspect descriptif, lequel est basé sur les caractéristiques texturales et structurales des zones minéralisées. Lorsqu'il y a très peu d'informations sur un indice ou que très peu de travaux y aient été réalisés, une classification plus descriptive a été utilisée. Par exemple, la majorité des indices de type « Disséminations polymétalliques ( $\text{Ag} \pm \text{Cu} \pm \text{Zn}$ ) » correspondent à des zones de sulfures disséminés dont l'importance n'a été connue qu'à la réception des résultats d'analyse, après les travaux sur le terrain. Conséquemment, aucun travail subséquent n'a pu être effectué sur ces indices pour des raisons purement logistiques.

Pour chacune des cinq catégories, tous les types de gîtes sont décrits en détail, y compris : 1) une description du type de minéralisation et de son environnement géologique, 2) des exemples types des indices et gîtes de la région et 3) une discussion de leur importance sur le plan économique de même que l'évaluation de leur potentiel de découverte dans le NEPS.

### Gîtes syngénétiques archéens

Six types de minéralisations syngénétiques associées aux roches archéennes ont été reconnus dans la région (figure 7.8). Il s'agit des gîtes de formations de fer de type Algoma (type 1), des gîtes de sulfures volcanogènes (type 2), des gîtes de Ni-Cu magmatique (type 3), des gîtes de Fe-Ti-V dans les intrusions mafiques (type 4), des gîtes d'U-Th dans les granites porphyriques (type 5) et des gîtes de porphyres à Mo-W (type 6). Les gîtes de sulfures volcanogènes sont subdivisés en trois classes : les gîtes à prépondérance cuprifère (2a), les gîtes à prépondérance zincifère (2b) et les gîtes riches en or (2c). De même, les gîtes de Ni-Cu magmatique associés aux komatiites (3a) sont distingués de ceux associés aux intrusions mafiques et ultramafiques (3b).

La plupart de ces indices minéralisés se trouvent dans des environnements de roches volcano-sédimentaires, sauf les gîtes de Ni-Cu magmatique associés à des intrusions tardives

de composition mafique et ultramafique (type 3b). Les gîtes d'U-Th dans les granites porphyriques (type 5) et les gîtes de porphyres à Mo-W (type 6) ont un lien spatial avec les ceintures volcano-sédimentaires de Duvert et de Morrice (Parent *et al.*, 2000), mais leur association génétique avec ces roches est incertaine.

### Formations de fer de type Algoma (type 1)

Les formations de fer de type Algoma (Gross, 1996a) représentent la deuxième plus importante source mondiale de fer, après les formations de fer de type Lac-Supérieur. Elles montrent fréquemment un rubanement régulier produit par l'alternance de minces niveaux siliceux et d'étroites bandes constituées de minéraux ferri-fères sous forme d'oxydes, de silicates, de sulfures ou de carbonates. Ces roches se forment dans des environnements volcaniques et sont généralement accompagnées de laves mafiques à felsiques et de sédiments fins à gréseux.

Communément, les formations de fer au faciès des oxydes (magnétite, hématite) sont les plus intéressantes économiquement. Elles ont généralement subi soit une déformation (plissement ou faille) favorisant leur épaississement, soit une recristallisation et une augmentation de la granulométrie dues au métamorphisme, soit les deux. Leur épaisseur varie entre 30 et 100 mètres, et elles s'étendent sur plus d'un kilomètre.

Des gîtes de formations de fer de type Algoma ont été décrits à deux endroits : dans la Ceinture de Nuvvuagittuq et dans la ceinture de Fagnant (figure 7.8). Les gîtes du secteur de Fagnant, de loin les plus importants, seront brièvement décrits ici.

### Ceinture de Fagnant

Les principaux gîtes de fer de type Algoma ont été découverts durant les années 1950 dans le secteur du lac Fagnant, dans le sud-ouest du NEPS. Rappelons que ce secteur (SNRC 33N) n'étant pas compris dans le Programme Grand Nord, ces gîtes n'ont pas été visités lors de nos travaux. Deux gîtes importants sont connus dans la région étudiée : *Great Whale A* et *Great Whale D*. Le gîte *Great Whale E* se situe au sud des deux précédents, à l'extérieur de la région. Ces trois gîtes sont associés à des roches métavolcaniques mafiques et à des paragneiss, à l'intérieur de ceintures volcano-sédimentaires.

Le gisement *Great Whale A* s'étend sur près de 5 kilomètres selon une direction NNO-SSE. Plusieurs niveaux de formations de fer alternent avec des horizons de paragneiss sur une largeur moyenne d'environ 500 mètres (voir figure 4 dans Eade 1966). Par endroits, la formation de fer peut atteindre jusqu'à 300 mètres de largeur. En général, le minerai de fer est finement grenu, sauf à proximité des granites où il est localement recristallisé. Les réserves évaluées pour ce gisement à la fin des années 1970 sont de 538 Mt à une teneur moyenne de 36,7 % Fe (Dufour, 1978).

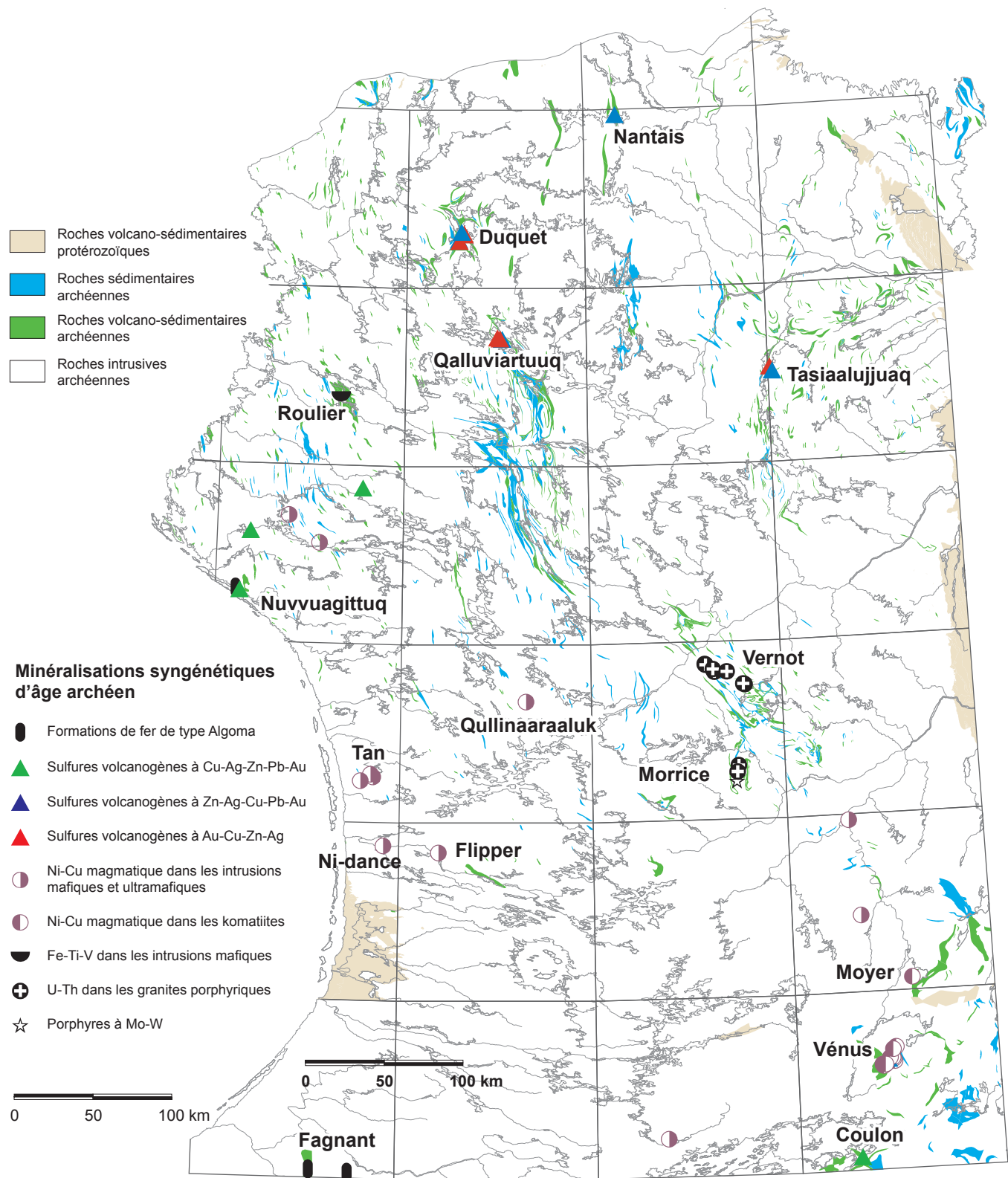


FIGURE 7.8 – Localisation des gîtes syngénétiques d'âge Archéen.

Le gisement *Great Whale D* est situé à 25 kilomètres à l'est de *Great Whale A*. À l'intérieur d'un synforme de direction E-O plongeant vers l'est, la formation de fer rubanée prend la forme d'un fer à cheval d'environ 1,2 km par 1,5 km, dont le cœur est représenté par des paragneiss et le pourtour par des granites. L'épaisseur de la formation de fer peut atteindre près de 300 mètres. La magnétite est plus grossière que celle du gisement *Great Whale A*. Les réserves établies pour le gisement *Great Whale D* sont de 148,5 Mt à une teneur moyenne de 36,8 % Fe (Dufour, 1978).

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Les travaux sur les gisements de fer *Great Whale A, D* et *E* ont atteint un stade très avancé de mise en valeur à la fin des années 1970 et au début des années 1980. On y a même planifié la construction d'un port en eau profonde sur la côte de la baie d'Hudson, d'une voie ferrée reliant ce port aux gisements, de concentrateurs de minerai et d'une usine de bouletage (Juteau, 1975a et 1975b; Dufour, 1978). Toutefois, une baisse importante des prix du fer au début des années 1980 et l'abandon du projet hydroélectrique de Grande-Baleine d'Hydro-Québec ont entraîné la suspension du projet. Une montée importante des prix du fer pourrait raviver l'intérêt pour les formations de fer de ce secteur.

De nombreuses formations de fer ont été identifiées à l'intérieur des ceintures de roches vertes lors du Programme Grand Nord, et il existe un potentiel réel pour découvrir d'autres gisements de fer de type Algoma dans ce vaste territoire. Toutefois, aucun travail détaillé n'ayant été réalisé sur ces formations de fer, il est difficile d'en faire l'évaluation. Les ceintures qui semblent offrir le meilleur potentiel sont celles de Dupire, de Kogaluc, de Payne, de Vénus et de Thury (figure 7.1). La ceinture de Dupire (Lamothe, 1997; Parent *et al.*, 2000) contient d'épaisses séquences de formations de fer à magnétite mises en évidence par une forte anomalie positive sur la carte aéromagnétique régionale. En raison de son isolement géographique (en plein centre de la région), la viabilité d'un gisement y est plutôt improbable. Par contre, dans le nord-est de la région, les formations de fer de la ceinture de Thury (Madore *et al.*, 1999) pourraient représenter une cible intéressante. Situées à une cinquantaine de kilomètres de l'embouchure de la rivière Arnaud, sur la baie d'Ungava, elles sont constituées de magnétite métamorphisée et recristallisée dont la taille des grains atteint localement quelques millimètres.

#### *Sulfures volcanogènes (type 2)*

Les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (Franklin *et al.*, 1981; Franklin, 1993 et 1996) occupent une place prépondérante dans l'histoire minière du Québec. Ils ont contribué, entre autres, à la renommée mondiale de la Ceinture volcano-sédimentaire archéenne de l'Abitibi.

Les gîtes de sulfures volcanogènes du NEPS se trouvent à l'intérieur d'unités volcaniques ayant subi un métamor-

phisme qui varie du faciès des amphibolites à celui des granulites. Les zones minéralisées se caractérisent par la présence de minéraux métamorphiques, tels que l'anthophyllite, la cordiérite, le grenat et la biotite, qui représentent l'effet du métamorphisme régional sur les zones d'altérations en séricite et chlorite associées aux systèmes volcanogènes. La présence de gahnite, de sillimanite, de staurotite, de gedrite et de kyanite a aussi été remarquée dans certains cas.

Plusieurs ceintures de roches volcano-sédimentaires présentent des indices minéralisés ou des paragenèses d'altération pouvant être reliées à des systèmes volcanogènes. Au total, 16 indices ou zones minéralisées de ce type ont été répertoriés (carte géologique hors-texte). Cinq secteurs se démarquent plus particulièrement, soit les ceintures de Duquet, de Nantais, de Tasiaalujuaq, de Qalluviartuuq et de Coulon (figure 7.8).

La description des principaux indices de sulfures volcanogènes du NEPS et des environnements propices à ce type de minéralisation ayant déjà été présentée dans un rapport antérieur (Labbé et Lacoste, 2001), nous ne ferons ici qu'un bref survol des principaux indices.

#### *Ceinture de Duquet*

La ceinture de Duquet est l'un des secteurs de la région où le potentiel en minéralisations volcanogènes est le plus appréciable. Six gîtes d'affiliation volcanogène (figure 7.9) y ont été découverts dans deux zones présentant des contextes géologiques différents (Chapdelaine et Villeneuve, 2000; Villeneuve, 2000). Plusieurs de ces indices ont des teneurs aurifères particulièrement élevées, d'où un intérêt plus soutenu pour ces minéralisations.

La zone FB (figure 7.9) est principalement caractérisée par des unités mafiques surmontant une intrusion tonalitique interprétée comme synvolcanique. Une grande zone d'altération hydrothermale, soulignée par des schistes à anthophyllite, cordiérite, chlorite et grenat, délimite cette intrusion. On y retrouve aussi quelques niveaux de roches ultramafiques et de formations de fer. Trois indices de sulfures volcanogènes sont associés à cette zone. L'indice *Francoeur* correspond à un niveau plissé de sulfures massifs (pyrite, sphalérite, chalcopryrite et pyrrhotite) d'une épaisseur moyenne d'environ un mètre (Chapdelaine et Villeneuve, 2000) contenu dans un horizon de schiste à anthophyllite et grenat, probablement dérivé d'un protolithe mafique, et en contact avec un niveau de formation de fer. Le meilleur résultat obtenu est de 6,4 % Cu, 3,4 % Zn, 0,18 g/t Au et 64 g/t Ag sur 1,5 m (échantillon en rainure). L'indice *Havre Sigouin* est situé à environ 400 mètres au nord-est de l'indice *Francoeur*. La minéralisation correspond à de la chalcopryrite disséminée ou en veines centimétriques dans un metabasalte à porphyroblastes de grenat (jusqu'à 3 cm) contenant de l'anthophyllite. Les teneurs obtenues à partir d'échantillons choisis peuvent atteindre jusqu'à 12,58 g/t Au, 10,4 % Cu et 46 g/t Ag. L'indice *Scrap Yard* est constitué de veines centimétriques à décimétriques de

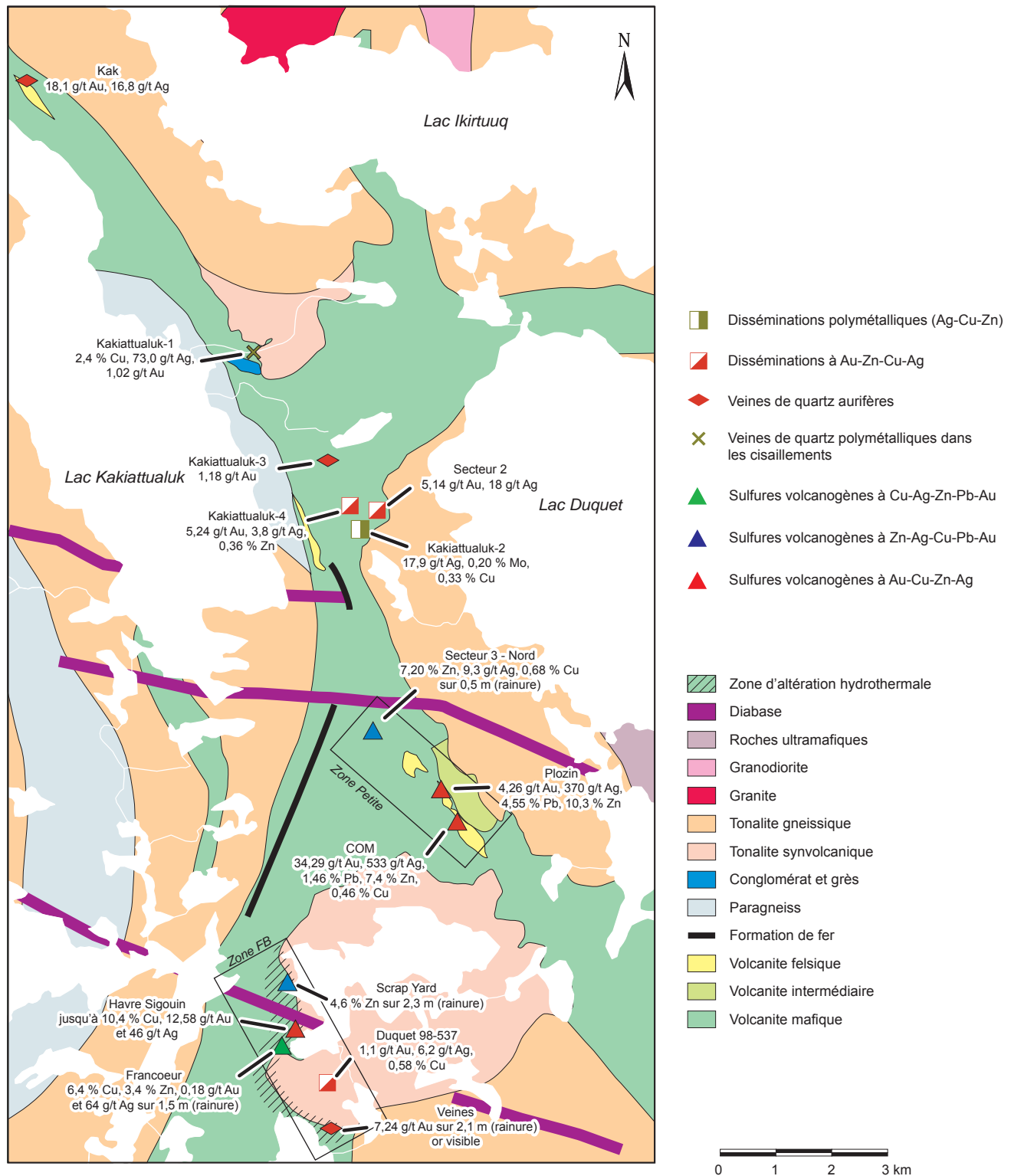


FIGURE 7.9 – Principaux indices minéralisés du secteur du lac Duquet, géologie modifiée de Chapdelaine et Villeneuve (2000).



sphalérite massive à semi-massive, localement accompagnée de magnétite, de pyrrhotite et de chalcopryrite, au sein d'une roche mafique altérée contenant de l'anthophyllite, de la chlorite, du grenat et de la cordiérite. Un niveau métrique de roche ultramafique altérée en serpentine, talc, stéatite et fuchsite est présent à proximité de la zone minéralisée. Un échantillon en rainure a donné une teneur de 4,6 % Zn sur 2,3 m (Chapdelaine et Villeneuve, 2000).

À 5 kilomètres au nord-est de la zone FB, la zone Petite (figure 7.9) regroupe 3 indices de nature volcanogène constitués de plusieurs minéralisations éparées. Cette zone est caractérisée par la présence d'unités rhyolitiques et par un métamorphisme au faciès des schistes verts, soit un métamorphisme moins élevé que celui de la zone FB (faciès des amphibolites). L'altération hydrothermale des roches volcaniques semble également moins importante que celle observée dans la zone FB. La séricite est présente dans la zone Petite, mais les paragenèses à anthophyllite, cordiérite et grenat y sont absentes. Les unités rhyolitiques de cette zone semblent avoir subi une silicification locale. Elles se présentent sous forme de coulées massives, de lobes et de brèches ainsi que sous forme de tufs fins à grossiers. L'indice *COM* est constitué de lentilles de sulfures massifs décimétriques à métriques et de quelques veines de sulfures. La minéralisation est principalement composée de pyrite accompagnée de sphalérite, de galène, de chalcopryrite et, localement, d'arsénopyrite. Des teneurs de 34,29 g/t Au, 533 g/t Ag, 1,46 % Pb et 7,4 % Zn ont été obtenues d'un échantillon choisi (Cuerrier, 1997). À l'indice *Plozin*, des échantillons choisis ont donné des teneurs de 4,26 g/t Au, 370 g/t Ag, 4,55 % Pb et 10,3 % Zn. Finalement, l'indice *Secteur 3 - Nord*, situé au nord-ouest des deux indices précédents, correspond à une minéralisation disséminée en pyrite, sphalérite et arsénopyrite contenue dans des roches mafiques chloritisées et silicifiées. Les teneurs obtenues dans un échantillon en rainure sont de 7,2 % Zn, 0,68 % Cu et 9,3 g/t Ag sur 0,5 m (Mines d'Or Virginia; communiqué de presse du 10 février 2000).

#### *Ceinture de Nantais*

La ceinture de Nantais, dans le nord de la région (figure 7.8), présente un environnement intéressant pour les minéralisations de type volcanogène. On y retrouve une séquence de metabasites, qui renferme quelques niveaux ou filons-couches de roches gabbroïques, en contact avec un assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Un horizon discontinu de formation de fer à magnétite se trouve dans les roches felsiques, à proximité du contact avec les roches mafiques. Le contact mafique-felsique est plissé et souligné par la présence d'anthophyllite, d'andalousite, de sillimanite, de staurotide, de biotite et de gahnite qui témoignent d'une zone d'altération hydrothermale métamorphisée au faciès des amphibolites. Les caractéristiques chimiques de ces roches altérées sont décrites dans Labbé et Lacoste (2001).

L'indice *Cabane* correspond à une veine de 2 à 3 mètres de longueur et d'environ 15 cm d'épaisseur, constituée de sphalérite et de galène massives à semi-massives. Cette veine a été observée le long d'une lentille de roches rhyolitiques de quelques dizaines de mètres de largeur localisée à l'intérieur de la séquence mafique. Elle correspond soit à une zone de filonnets (stringers), soit à une minéralisation volcanogène remobilisée. L'étude de lames minces polies a révélé la présence de pyrrhotite, d'argentite et de tétraédrite. L'analyse d'un échantillon choisi provenant de cette veine a donné une teneur de 2,48 % Zn, 7,00 % Pb, 0,12 % Cu, 1600 g/t Ag et 0,47 g/t Au. Deux indices aurifères associés à des sulfures disséminés dans les roches mafiques ont aussi été identifiés à environ 2 km au sud-est de l'indice *Cabane*.

#### *Ceinture de Qalluviartuuq*

Dans la ceinture de Qalluviartuuq (figure 7.8), des minéralisations volcanogènes ont été observées dans des roches volcaniques mafiques situées à proximité d'une intrusion anorthositique. Aucun niveau de roche volcanique felsique n'a été observé près de ces indices. L'altération hydrothermale est soulignée par la présence d'anthophyllite, de biotite et, localement, de gahnite (Labbé et Lacoste, 2001) ou par de la cordiérite, de l'anthophyllite, de la sillimanite et de la biotite (Cattalani et Heidema, 1993). Le métamorphisme est au faciès des amphibolites. Trois indices de sulfures volcanogènes y ont été répertoriés. L'indice *Île-aux-Mulots 1* correspond à une minéralisation disséminée ou en veinules, constituée de sphalérite, de pyrite, de chalcopryrite et de pyrrhotite. Des échantillons en rainures ont donné des teneurs de 3,3 % Zn et 0,3 % Cu sur 4,8 m, et de 14,2 % Zn sur 0,8 m (Poirier, 1994). À l'indice *Île-aux-Mulots 2*, un échantillon choisi provenant d'une zone minéralisée en pyrite, en chalcopryrite et, localement, en cuivre natif, a titré 1,8 % Cu, 2,5 g/t Au et 25 g/t Ag. La minéralisation de l'indice *Qalluviartuuq SW* est semblable à celle de l'*Île-aux-Mulots 2*. Des teneurs de 1,10 % Cu, 1,21 g/t Au et 14 g/t Ag (Cattalani et Heidema, 1993) ont été obtenues dans un des échantillons choisis.

#### *Ceinture de Tasiaalujjuaq*

Deux indices minéralisés, les indices *Airo* et *Tasi*, sont en association avec des roches métavolcaniques de composition mafique à felsique dans la ceinture de Tasiaalujjuaq, au nord-est de la région (figure 7.8). À l'intérieur de la séquence métavolcanique, une zone d'altération hydrothermale de 5 à 20 mètres d'épaisseur a été suivie sur près de 2 km de longueur selon une direction nord-sud (Labbé et Lacoste, 2001). Cette zone d'altération est caractérisée par la présence d'un schiste à cordiérite, anthophyllite, grenat, biotite, staurotide et sillimanite. Elle semble correspondre au prolongement d'une anomalie électromagnétique de quelques kilomètres de longueur située juste au sud (St-Hilaire, 1998). Le métamorphisme de ce secteur atteint

le faciès des amphibolites. L'indice *Tasi* (Jourdain, 1998) a été découvert en vérifiant une anomalie multiéléments de sédiments de fonds de lacs dont la signature suggérait des minéralisations de type Olympic Dam. La minéralisation consiste en des veinules de chalcopryrite associées à une zone de cisaillement riche en biotite dans une intrusion tonalitique. Un des échantillons choisis a donné des teneurs de 6,95 g/t Au, 524 g/t Ag, 5,8 % Cu et 0,68 % Zn. L'association étroite entre cette minéralisation et une zone d'altération située à l'intérieur d'un environnement volcanique mafique à felsique suggère fortement une affiliation volcanogène. Il est possible que ces veines soient le produit de la remobilisation d'une minéralisation de sulfures massifs volcanogènes. L'indice *Airo* (Madore *et al.*, 1999), situé à un peu plus d'un kilomètre au sud, à proximité de la même zone d'altération, se trouve dans un environnement similaire. À cet endroit, la minéralisation est constituée de pyrite disséminée logée dans une roche silicifiée. Un échantillon choisi a titré 10 g/t Ag, mais sans aucune teneur importante en cuivre, en zinc ou en or.

#### *Ceinture de Coulon*

La ceinture de Coulon (Gosselin et Simard, 2000) est située à la limite sud de la région, à proximité du coin sud-est de la carte (figure 7.8). Elle est principalement constituée d'unités volcaniques de composition mafique auxquelles sont associés des niveaux métasédimentaires de granulométrie variable. Cette ceinture se poursuit sur près d'une cinquantaine de kilomètres, dans une direction nord-sud, à l'extérieur de la région étudiée (Thériault et Chevé, 2001). Dans ce secteur se trouve une importante zone minéralisée associée à un contexte volcanogène. La zone *DOM* (hors carte) contient des niveaux métriques à décamétriques de sulfures massifs, semi-massifs ou disséminés contenus dans une séquence volcanique bimodale. Un échantillon choisi a titré jusqu'à 22,37 % Zn, 3,07 % Cu, 7,3 % Pb, 482 g/t Ag et 0,5 g/t Au alors qu'en forage, la meilleure intersection est de 9,94 % Zn, 2,12 % Pb, 96 g/t Ag et 0,73 % Cu sur 19,5 m (Mines d'Or Virginia; communiqué de presse du 29 avril 2004).

L'indice *Julie-Sig* a été découvert en 2003 dans le nord de la ceinture, par une équipe de prospection de Mines d'Or Virginia (Huot *et al.*, 2004a). La roche hôte est une mylonite quartzo-feldspathique à biotite, chlorite, actinote, séricite et épidote qui coupe une séquence dominée par des roches métavolcaniques mafiques. La minéralisation, principalement de la chalcopryrite disséminée (jusqu'à 30 %) avec de la pyrrhotite, de la pyrite ainsi qu'un peu de sphalérite et de galène, correspond fort probablement à une minéralisation volcanogène remobilisée. Cette zone minéralisée s'étend de façon discontinue sur un peu plus d'un kilomètre et sa largeur varie de vingt centimètres à près de quatre mètres (Huot *et al.*, 2004a). Plusieurs échantillons ont été recueillis dans cette zone, la meilleure teneur obtenue étant de 8,71 % Cu, 0,2 % Zn, 0,5 % Pb, 0,28 % Ni et 425 g/t Ag.

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Les gîtes de type sulfures massifs volcanogènes constituent des cibles d'exploration fort intéressantes, particulièrement dans les roches volcaniques bimodales archéennes où ces minéralisations sont bien documentées. Les lentilles de sulfures massifs riches en chalcopryrite ou en sphalérite révèlent des zones minéralisées à fortes teneurs qui, souvent, peuvent être exploitées de façon rentable malgré des volumes relativement faibles.

Les roches volcaniques du NEPS offrent un potentiel intéressant pour la découverte de sulfures volcanogènes. Jusqu'à maintenant, les travaux effectués pour trouver ce type de minéralisation ont été plutôt restreints. Mis à part les récents travaux dans la ceinture de Coulon, au sud de la région étudiée, des forages ont été effectués dans la séquence de roches volcano-sédimentaires de la ceinture de Duquet, mais l'extension des zones minéralisées en profondeur n'a pas vérifiée.

Dans le NEPS, l'éloignement et l'isolement rendent les travaux d'exploration et de mise en valeur plus difficiles, ce qui atténue la rentabilité d'un projet. Le degré élevé de déformation et de métamorphisme à l'intérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires contribue à diminuer le volume (petites ceintures) et la teneur des gisements (remobilisation de la minéralisation). Toutefois, la présence de fortes teneurs aurifères dans plusieurs indices apporte une nouvelle dimension particulièrement intéressante. Il est possible que la déformation, parfois intense, responsable du démembrement des séquences volcaniques et des lentilles de sulfures, soit aussi la cause des minéralisations aurifères associées.

#### *Ni-Cu magmatique (type 3)*

Les gîtes magmatiques de Ni-Cu (Naldrett, 1981 et 1999) constituent le type de minéralisation ayant occasionné le plus de dépenses en exploration ces dernières années dans le Grand Nord. Quatre types de gîtes magmatiques de Ni-Cu sont documentés dans la littérature (Eckstrand, 1996) : 1) les gîtes associés à un astroblème (Sudbury); 2) les gîtes associés à un rift ou à des basaltes de plateau continental (Noril'sk-Talnakh, Duluth); 3) les gîtes associés aux komatiites (Kambalda, Raglan); 4) les gîtes associés à des intrusions mafiques et ultramafiques (Voisey's Bay). Deux de ces types de gîtes ont été reconnus dans le NEPS, soit les gîtes associés aux komatiites et ceux associés aux intrusions mafiques et ultramafiques.

#### *Gîtes associés aux komatiites – Secteur du lac Gayot*

Les gîtes de Ni-Cu associés aux komatiites représentent une source importante de nickel, pensons aux gisements fort bien documentés du Bloc de Yilgarn, dans l'ouest de l'Australie (Barnes *et al.*, 1999). L'exploration pour ce type de minéralisation est basée sur une connaissance approfondie

die de la volcanologie des séquences ultramafiques. Ces séquences, généralement très vastes, peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres de longueur (jusqu'à 400 km; Hill, 2001) et avoir quelques centaines de mètres en épaisseur. Toutefois, les minéralisations associées à ces roches ont des épaisseurs restreintes (quelques dizaines de mètres) et se trouvent dans un environnement volcanique très particulier. Il est très important de bien reconnaître les différents faciès volcaniques favorables à ces minéralisations.

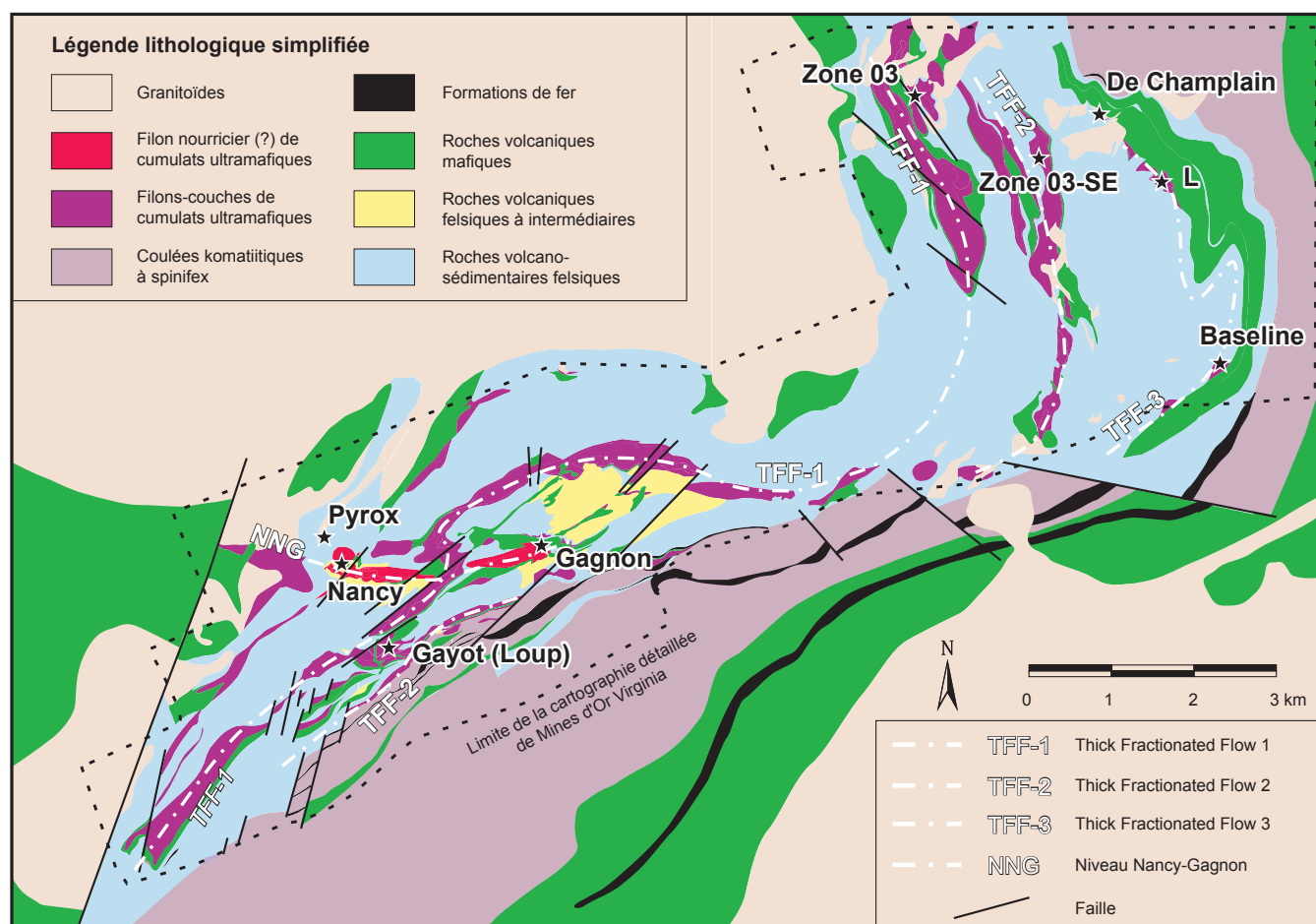
Deux sous-types de minéralisation en Ni-Cu associées aux komatiites sont connus (Barnes *et al.*, 1999; Naldrett, 1999; Hill, 2001). Le premier sous-type consiste en amas de sulfures massifs surmontés par des faciès de sulfures matriciels et disséminés (type Kambalda) et le second correspond à de larges volumes de sulfures disséminés (type Mount Keith).

Dans le sud-est de la région, le secteur du lac Gayot présente un potentiel très intéressant pour les minéralisations en Ni-Cu associées aux komatiites (figure 7.8). Plusieurs indices de Ni-Cu ont été découverts à l'intérieur de la ceinture volcano-sédimentaire de Vénus (figure 7.1), plus exactement dans le sud de cette ceinture. De forme arquée,

la ceinture de Vénus s'étend sur près de 30 km de longueur et atteint, dans sa partie centrale, jusqu'à 10 km de largeur (Gosselin et Simard, 2000). Ce secteur a été cartographié en détail par les équipes d'exploration de Mines d'Or Virginia (Savard et Chapdelaine, 1999; Chapdelaine, 2002 et 2003; Huot *et al.*, 2004b) ainsi que par Lafrance (2001).

La partie sud de la ceinture de Vénus correspond à une séquence volcanique homoclinal à polarité vers le sud et le sud-est. La déformation y est beaucoup moins intense que dans la majorité des ceintures volcano-sédimentaires du NEPS. Le métamorphisme varie du faciès des schistes verts supérieur à celui des amphibolites moyen. En général, les textures et structures volcaniques sont relativement bien préservées.

La base de la séquence homoclinal est constituée principalement de roches granitoïdes surmontées par un empilement volcanique de composition felsique composé principalement de tufs rhyolitiques avec quelques niveaux de rhyolite, d'andésite et, localement, de basalte, de formations de fer et de conglomérats polygéniques (figure 7.10). L'empilement volcanique felsique compte quatre importants niveaux de roches ultramafiques de 100 à 400 mètres d'épaisseur, décrits à l'origine comme des coulées frac-



**FIGURE 7.10** – Indices de Ni-Cu associés aux komatiites d'une portion de la ceinture de Vénus, géologie modifiée de Chapdelaine (2002) et de Lafrance (2001).

tionnées (*Thick fractionated flows* – TFF; Chapdelaine, 2002) puis réinterprétés comme des filons-couches (M. Chapdelaine, communication personnelle, février 2005). Les roches felsiques sont recouvertes par un horizon exhalatif non négligeable de formation de fer silicatée à sulfurée d'une dizaine de kilomètres de longueur et qui atteint jusqu'à 25 mètres d'épaisseur par endroits. Cet horizon est surmonté par une unité constituée de minces coulées komatiitiques à spinifex (*Thin spinifex flows* – SXF; Chapdelaine, 2002). Cette unité est recouverte par des basaltes komatiitiques, puis par des basaltes dans lesquels un niveau de formation de fer à magnétite a été observé sur plusieurs kilomètres de longueur. Les principaux indices de Ni-Cu de la région sont contenus dans les filons-couches ultramafiques, au sein de la séquence de roches felsiques, soit les horizons TFF-1, TFF-2, TFF-3 et NNG (figure 7.10).

L'horizon TFF-1 (figure 7.10) est le plus important en ce qui concerne le volume de roches. Il est constitué d'orthocumulats et de mésocumulats à olivine et contient le gîte *Zone 03*. L'horizon TFF-2, moins continu que TFF-1, est aussi formé d'orthocumulats à olivine avec quelques niveaux de matériel komatiitique moins différencié. Cet horizon contient les gîtes *Zone 03-SE* et *Gayot (Indice du Loup)*; Gosselin et Simard, 2000). L'horizon TFF-3 affleure de façon discontinue dans la partie est de la séquence. Il est composé principalement de cumulats à augite et plagioclase de composition gabbroïque, avec, à la base, des niveaux komatiitiques localisés dans des structures correspondant vraisemblablement à des chenaux. Les komatiites à la base de l'horizon TFF-3 contiennent les gîtes *De Champlain*, *L* et *Baseline*. Finalement, l'horizon Nancy-Gagnon (NNG) semble discordant par rapport à la séquence volcanique. Ce niveau, constitué d'orthocumulats à olivine et de komatiite aphanitique, a été reconnu de part et d'autre de l'horizon TFF-1 (figure 7.10). Aucune évidence de recoupement entre l'horizon NNG et l'horizon TFF-1 n'a toutefois été observée sur le terrain. L'horizon NNG (figure 7.10) est interprété comme un filon nourricier (M. Chapdelaine, communication personnelle, février 2005) qui aurait pu jouer un rôle dans le développement des horizons TFF-1 et TFF-2. Les roches de l'horizon NNG contiennent les gîtes *Nancy*, *Pyrox* et *Gagnon*.

Les minéralisations en Ni-Cu observées dans la ceinture de Vénus sont très semblables aux minéralisations de Kambalda, en Australie occidentale.

#### *Gîtes associés aux intrusions mafiques et ultramafiques – Secteur du lac Minto*

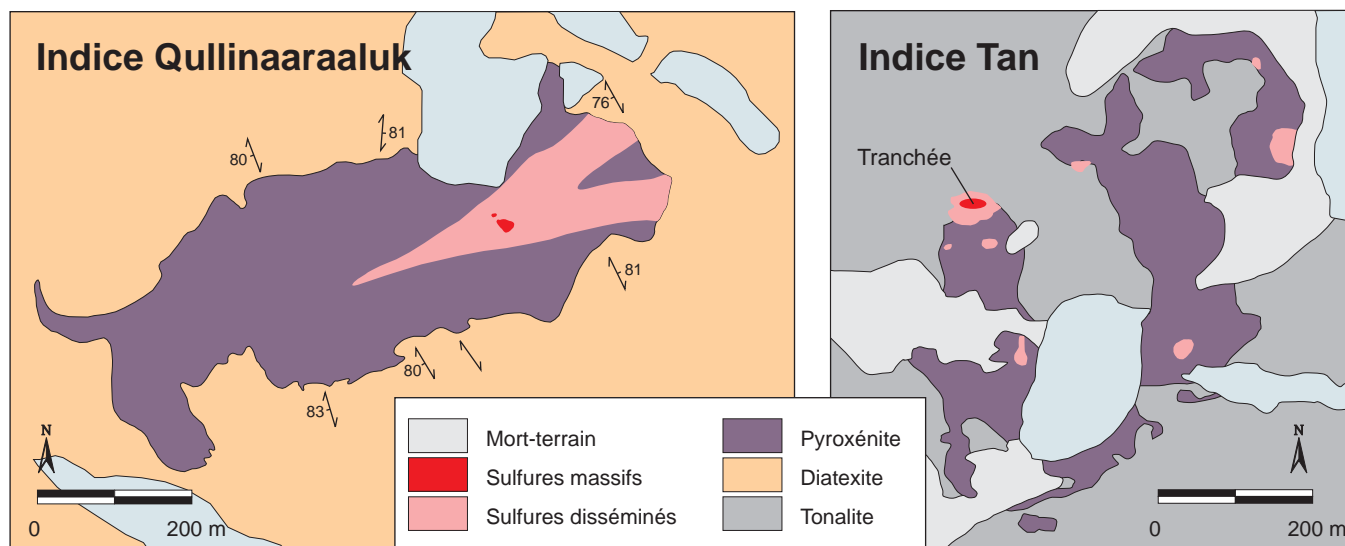
Le second type de gîte de Ni-Cu observé dans la région est associé à des intrusions tardives de pyroxénite de la Suite de Qullinaaraaluk (chapitre 3). Même si cette suite contient également des gabbros et des gabbroonorites, les minéralisations semblent restreintes aux faciès ultramafiques. Les intrusions de la Suite de Qullinaaraaluk sont peu déformées,

ont souvent un aspect bréchique et possèdent un diamètre généralement inférieur à un kilomètre.

L'indice *Qullinaaraaluk* (Labbé *et al.*, 2000; Simard *et al.*, 2005; Baker 2005) a été découvert à l'été 2000 (Parent *et al.*, 2002a) lors des travaux de cartographie réalisés par le MRNF. Cette découverte a entraîné une vague de prospection dans le secteur du lac Minto qui a mené à la découverte de quelques indices présentant des caractéristiques similaires. L'indice *Qullinaaraaluk* comprend un niveau de sulfures massifs affleurant sur environ 15 m de longueur par quelques mètres de largeur ainsi qu'une zone adjacente de sulfures disséminés qui s'étend sur plusieurs dizaines de mètres. Les levés géophysiques au sol, effectués par Falconbridge et SOQUEM (Hughes *et al.*, 2002), ont démontré que la zone minéralisée de l'indice *Qullinaaraaluk* ne semble pas se poursuivre en profondeur. Dans la zone de sulfures massifs, les teneurs de nickel peuvent atteindre jusqu'à 2,60 %, tandis que les teneurs maximales en cuivre et en cobalt sont de 1,80 % et 0,27 % respectivement (Labbé *et al.*, 2000). L'intrusion contenant l'indice *Qullinaaraaluk* s'étend sur environ 700 mètres dans une direction ENE, orthogonale à la foliation régionale enregistrée dans les diatexites encaissantes (figure 7.11). À première vue, cette relation suggère que l'intrusion est tardive par rapport aux diatexites encaissantes du Complexe de Le Roy (chapitre 3). Toutefois, une pegmatite qui recoupe l'intrusion minéralisée a donné un âge de 2720 Ma (N°72, figure 3.9), soit un âge beaucoup plus vieux que ceux obtenus dans les diatexites du Complexe de Le Roy (2697 à 2668 Ma; N°s57 et 58, figure 3.10). Il est possible que la foliation migmatitique se soit moulée sur la gneissosité des paragneiss qui ont été fusionnés et dont l'âge est évalué autour de 2760 Ma (chapitre 3).

Un deuxième indice de ce type, l'indice *Tan* (Larocque et Laferrière, 2003), a été découvert à l'ouest du lac Minto, en 2001, lors de la vérification d'une anomalie géochimique de sédiments de fonds de lacs. L'intrusion comprenant l'indice *Tan* est constituée principalement de pyroxénite à plagioclase et hornblende, avec quelques niveaux de gabbroonorite et de gabbro, formant trois lobes encaissés dans une tonalite (figure 7.11). Un âge de 2705 Ma (N°18, figure 3.9) a été obtenu pour cette intrusion, démontrant que la Suite de Qullinaaraaluk peut regrouper des intrusions d'âge différents (chapitre 3). Mise en évidence par un chapeau de fer (*gossan*) d'une cinquantaine de mètres, la zone minéralisée principale est constituée de sulfures massifs à semi-massifs, accompagnés de sulfures matriciels et de sulfures disséminés. Une remobilisation hydrothermale de la chalcopryrite a été localement observée en bordure d'injections pegmatitiques. Quelques zones de sulfures disséminés isolées ont aussi été observées à quelques endroits dans l'intrusion, en dehors de la zone principale. Un échantillon choisi provenant de la zone à sulfures massifs a donné une teneur de 1,82 % Ni, 3,46 % Cu et 5,77 g/t ÉGP, tandis que la meilleure intersection obtenue en forage est





**FIGURE 7.11** – Représentations schématiques des intrusions minéralisées associées à la Suite de Qullinaaraaluk : indice Qullinaaraaluk (Labbé *et al.*, 2000) et indice Tan (Larocque et Laferrière, 2003).

de 1,01 % Ni, 1,16 % Cu et 0,8 g/t ÉGP+Au sur 8,08 m (Larocque et Laferrière, 2003).

Plusieurs autres indices de moindre envergure ont été reconnus dans les intrusions ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk, dans le centre-ouest de la région (figure 7.8). Les indices *Tan W* et *Tan NW* (Larocque et Laferrière, 2003), localisés dans le secteur de l'indice Tan, correspondent à des minéralisations en sulfures disséminés. Plus au sud, l'indice *Ni-dance* (Simard *et al.*, 2004) est constitué de gabbro-norite et de pyroxénite très rouillées et très altérées en surface, formant un volumineux chapeau de fer (*gossan*). À une trentaine de kilomètres à l'est de *Ni-dance*, l'indice *Flipper* (Simard *et al.*, 2004) contient un mince niveau de sulfures massifs à semi-massifs ainsi que des sulfures disséminés, soulignés par une large zone rouillée dans un escarpement, à flanc de colline. La roche encaissante est un gabbro-norite âgé de 2707 Ma (N°17, figure 3.9).

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Les gîtes magmatiques de Ni-Cu représentent des cibles d'exploration particulièrement intéressantes, en raison leur association possible avec des éléments du groupe du platine (ÉGP). Depuis le début des années 2000, l'activité minière, autant l'exploitation que l'exploration, est importante dans l'est de la Fosse de l'Ungava, aux alentours de la mine Raglan. Les minéralisations de type « Ni-Cu magmatique associées aux komatiites » du secteur du lac Gayot sont très semblables à celles du secteur de Raglan même si, dans ce dernier, les roches encaissantes datent du Protérozoïque.

Une étude géochimique sur le potentiel en ÉGP des roches mafiques et ultramafiques du NEPS a démontré que les magmas à l'origine des roches komatiitiques du secteur du lac Gayot, de même que ceux à l'origine des intrusions

ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk, dans la région du lac Minto, sont favorables aux minéralisations en ÉGP. (Labbé, 2005).

Le potentiel économique des ceintures volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot a été mis en évidence par la découverte de plusieurs indices minéralisés de type Ni-Cu associés aux komatiites. Les roches supracrustales du Complexe de Gayot constituent toujours une cible de choix pour ce type de gîte. Plus au nord, les ceintures volcano-sédimentaires associées au Complexe d'Arnaud (figure 3.4) offrent également un potentiel intéressant pour ce type de minéralisation. Plusieurs de ces ceintures ont des assemblages lithologiques similaires à celles du Complexe de Gayot et pourraient avoir un âge équivalent (chapitre 3). De plus, des valeurs anormales en Ni-Cr ont été obtenues dans des roches ultramafiques provenant de deux ceintures du Complexe d'Arnaud (Madore *et al.*, 1999). L'étude géochimique suggère également que les roches ultramafiques de certaines ceintures du Complexe d'Arnaud sont favorables à des minéralisations en ÉGP (Labbé, 2005).

La Suite de Qullinaaraaluk constitue une cible intéressante puisqu'elle regroupe de nombreuses intrusions qui se répartissent sur quelques centaines de kilomètres de distance dans l'ouest de la région (figure 3.9). Un peu à l'est, la Suite de Couture pourrait également constituer une cible pour la prospection de Ni-Cu. Cette unité regroupe plusieurs intrusions de composition intermédiaire à ultramafique interprétées comme étant contemporaines aux intrusions de la Suite de Qullinaaraaluk (chapitre 3). Enfin, plus au sud, des intrusions ultramafiques semblables à celles de la Suite de Qullinaaraaluk et assignées aux suites de Châteauguay et de Bacqueville pourraient contenir de nouveaux indices de Ni-Cu semblables à ceux que l'on trouve dans les intrusions de la Suite de Qullinaaraaluk.

### ***Fe-Ti-V dans les intrusions mafiques (type 4)***

Il existe deux types de gîtes de fer-titane dans les intrusions mafiques (Gross, 1996b) : 1) les gîtes de titane-fer dans les intrusions anorthositiques; 2) les gîtes de fer-titane dans les intrusions de gabbro-anorthosite. Le premier type contient principalement de l'ilménite et se retrouve dans les anorthosites d'âge protérozoïque. Le gisement du lac Tio, au nord de Havre-St-Pierre, en est un exemple bien connu. Le second type comprend les minéralisations de magnétite titanifère associées à des intrusions gabbroïques stratifiées ou massives dont l'âge ne semble pas restreint à une période géologique en particulier. Un exemple de ce type de gîte se trouve dans les roches archéennes du Complexe du lac Doré, dans la région de Chibougamau.

Dans la ceinture volcano-sédimentaire de Roulier (figure 7.8), un indice de magnétite pourrait être classé parmi les gîtes de magnétite titanifère associés aux intrusions gabbroïques (Gross, 1996b). L'indice *Roulier* consiste en un niveau de plusieurs mètres de magnétite au sein d'une séquence volcanique fortement déformée et métamorphisée au faciès des amphibolites (Maurice *et al.*, 2005). Ces roches ont été cartographiées comme des formations de fer à magnétite dans une séquence volcanique mafique, à proximité de gabbros anorthositiques. Toutefois, leur contenu en titane et vanadium ainsi que leur composition minéralogique observée en lame mince polie suggèrent qu'il s'agit plutôt de niveaux enrichis en magnétite titanifère dans une intrusion gabbroïque. Un échantillon a donné des teneurs de 67,75 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ , 14 %  $\text{TiO}_2$  et 5321 ppm V. Cet échantillon est constitué à 85 % de minéraux opaques, principalement de la titanomagnétite contenant des lamelles d'ilménite ainsi que des traces de pyrrhotite et de chalcoppyrite. Les phases silicatées comprennent de la hornblende, du grenat, de la chlorite et de la biotite.

L'étendue de l'intrusion gabbroïque contenant l'indice *Roulier* et l'importance relative des niveaux à fer-titane-vanadium qu'elle contient n'ont pas été évalués. L'horizon minéralisé plissé a été observé sur 2 à 3 mètres de largeur et une vingtaine de mètres de longueur. Une étude plus détaillée serait nécessaire afin de mieux évaluer l'homogénéité de la minéralisation et l'importance de cet indice minéralisé. Toutefois, l'éloignement de cette zone des grands centres urbains en diminue son attrait comme source potentiellement exploitable de Fe-Ti-V.

### ***U-Th dans les granites porphyriques (type 5)***

Ce type de minéralisation est contenu dans des roches granitiques des secteurs de la rivière Vernot et du lac Morrice (figure 7.8). Une importante anomalie en uranium dans les sédiments de fonds de lacs a incité les sociétés SOQUEM et Cambior à prospecter dans cette région en 1998 et 1999. Ces travaux ont mené à la mise au jour de plusieurs petits indices d'uranium, de thorium et, localement, de terres rares (figure 7.8). Ces indices n'ont pas été visités lors de nos tra-

vaux. Les informations mentionnées ci-dessous proviennent du rapport de Quirion (1999).

Un levé radiométrique effectué en 1998 (Ryder-Turner, 1998) a mis en évidence un granite hématitisé, rosâtre à rougeâtre. La minéralisation en uranium et thorium se trouve principalement disséminée dans les phases grossières (pegmatitiques) du granite. Les contenus moyens en uranium et thorium de ce granite sont de l'ordre de 25 à 30 ppm et 50 à 100 ppm respectivement. Ces teneurs, particulièrement élevées par rapport aux granites « normaux », expliquent l'anomalie régionale en uranium dans les sédiments de fonds de lacs. Les valeurs maximales obtenues dans ces granites sont de l'ordre de 600 ppm U et de 0,2 % Th (Quirion, 1999).

Cet environnement présente des similitudes avec le gisement de Rössing en Namibie (Berning *et al.*, 1976). Ce gisement, en exploitation depuis 1976, représente actuellement environ 6 % de la production mondiale d'uranium. Il s'agit d'une minéralisation à faible teneur et fort tonnage disséminée dans un granite pegmatitique qui recoupe une séquence constituée principalement de paragneiss. La teneur d'exploitation à Rössing est de 350 ppm U (Quirion, 1999).

### ***Porphyres à Mo-W (type 6)***

Un seul indice de Mo-W a été découvert dans le secteur du lac Morrice (figure 7.8) lors de la campagne de prospection de SOQUEM et de Cambior pour l'uranium (Quirion, 1998). Les informations concernant cet indice sont plutôt restreintes (Quirion, 1998 et 1999). La minéralisation en molybdène serait disséminée dans un granite de même type que ceux qui contiennent la minéralisation uranifère. Un échantillon du granite a donné une teneur de 1,5 % Mo (Quirion, 1998). Cette minéralisation est probablement de type « Porphyre à Mo-W ».

### ***Gîtes syngénétiques protérozoïques***

Deux types de gîtes syngénétiques datant du Protérozoïque sont connus dans la région étudiée : 1) les gîtes de Cu-Ag dans les lits rouges (type 7); 2) les gîtes d'uranium sédimentaire (type 8). Les gîtes de Cu-Ag dans les lits rouges sont associés aux unités volcaniques mafiques (type 7a) ou sédimentaires (type 7b) du Groupe de Richmond Gulf, dans le secteur du lac Guillaume-Delisle (figure 7.12). Les gîtes d'uranium sédimentaire se trouvent dans le secteur du lac Gayot, à la base des séquences sédimentaires de la Formation de Sakami. Cette unité regroupe des petits bassins sédimentaires bordés par des failles normales qui reposent en discordance sur le socle archéen.

### ***Cu-Ag dans les lits rouges (type 7)***

Les gîtes de cuivre de type « lits rouges » (*redbeds*) se trouvent principalement dans les séquences volcano-

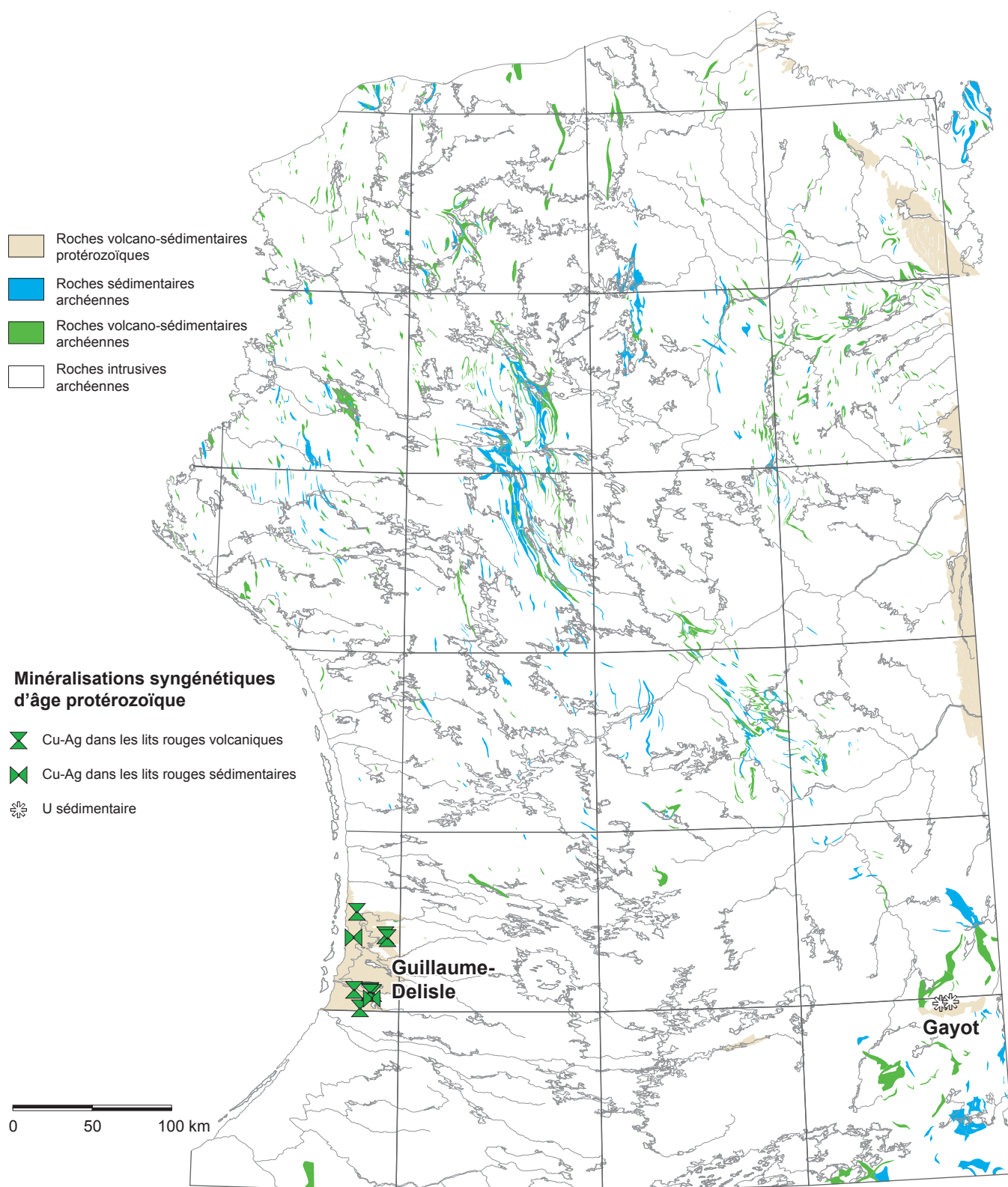


FIGURE 7.12 – Localisation des gîtes syngénétiques d'âge Protérozoïque.

sédimentaires continentales. Deux variétés de gîtes associés aux lits rouges sont documentées : les lits rouges sédimentaires (Kirkham, 1996a) et les lits rouges volcaniques (Kirkham, 1996b). Ces minéralisations, de nature diagénétique, se développent tardivement dans l'édification de la séquence volcano-sédimentaire. Elles ne sont pas considérées ici comme des minéralisations épigénétiques reliés à des processus tectoniques ou métamorphiques.

#### *Gîtes de Cu-Ag – Secteur du lac Guillaume-Delisle*

Les indices de Cu-Ag associés aux lits rouges du secteur du lac Guillaume-Delisle (figure 7.12) sont de type volcanique (type 7a), sauf pour deux indices qui sont associés à des roches sédimentaires (type 7b). La plupart de ces indices ont été découverts en 2000 et 2001 par une équipe du Fonds d'exploration minière du Nunavik (*Nunavik Mineral Exploration Fund – NMEF*) (Gauthier, 2001). La minéralisation, constituée surtout de chalcocite et, localement, de bornite, ne s'altère pas en surface comme les autres sulfures de fer. L'absence de rouille explique en quelque sorte pourquoi ces indices étaient passés inaperçus jusque-là. Ils ont été visités et décrits en détail par Labbé et Lacoste (2004).

La géologie des unités protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle a été décrite en détail par Chandler (1988). Le socle archéen, constitué des granites et des granodiorites de la Suite de Desbergères ainsi que des tonalites de la Suite de Favard (chapitre 3), est recouvert en discordance par le Groupe de Richmond Gulf d'âge aphébien. Le Groupe de Richmond Gulf comprend trois formations qui sont, de la base au sommet : la Formation de Pachi, formée d'un conglomérat de base surmonté d'arénites arkosiques rosâtres, la Formation de Persillon, formée de coulées basaltiques subaériennes amygdalaires et hématisées contenant des niveaux d'argilites rouges, puis par la Formation de Qingaaluk, composée d'une séquence de conglomérat monogénique, d'argilites et mudstones rouges ainsi que de grès grossiers à laminations entrecroisées. La Formation de Pachi est injectée par un important filon-couche de gabbro finement grenu (Intrusion de Wiachuan). Le Groupe de Nastapoka repose en discordance sur les unités du Groupe de Richmond Gulf. La base du Groupe de Nastapoka correspond à une séquence sédimentaire constituée d'arkose et d'arénite quartzitique, de conglomérat, de mudstone et de carbonates laminaires et stromatolithiques. Ces roches sont recouvertes par des coulées basaltiques subaériennes qui constituent le sommet de l'empilement dans ce secteur. Toutes ces unités protérozoïques se présentent en strates sub-horizontales non déformées et faiblement métamorphisées.

Les minéralisations de Cu-Ag dans les lits rouges volcaniques (type 7a) se retrouvent uniquement dans les basaltes de la Formation de Persillon (figure 7.13). L'épaisseur maximale de cette unité basaltique est évaluée à 70 mètres (Chandler, 1988). Les basaltes présentent des textures et structures caractéristiques de coulées subaériennes et sont

localement très fortement hématisées. Ils sont communément amygdalaires et très rarement porphyriques.

Tous les indices visités présentent une minéralisation en chalcocite localement accompagnée de bornite et, plus rarement, de covellite. La chalcopyrite y est pratiquement absente. De la malachite et de l'azurite ont été observées dans des plans de fracture ou dans des cassures exposés aux intempéries. Les cassures fraîches ne montrent pas cette coloration bleu-vert caractéristique des altérations carbonatées. La chalcocite est soit disséminée, soit à l'intérieur des amygdales. L'étude pétrographique suggère que la chalcocite ne provient pas du remplissage, mais plutôt du remplacement des carbonates (Labbé et Lacoste, 2004).

En général, les zones minéralisées ont une extension restreinte et sont isolées les unes des autres. Certains indices semblent reliés à des fractures dont le rôle dans le processus minéralisateur est encore très obscur. L'indice *Bornite* (figure 7.13) est caractérisé par un important réseau de fractures subverticales de direction NO-SE qui présentent un placage de malachite et d'azurite. Quelques veinules de chalcocite et de bornite y ont aussi été observées. Un échantillon recueilli par le NMEF sur cet indice aurait donné jusqu'à 40 % Cu et 400 g/t Ag (R. Gauthier, communication personnelle, 2001).

L'indice *Graben* est un exemple de minéralisation de Cu-Ag associée aux roches sédimentaires (type 7b). En fait, la minéralisation, principalement de la chalcocite, est finement disséminée dans les grès de la Formation de Pachi ainsi que dans l'intrusion gabbroïque de Wiachuan. La zone minéralisée de l'indice *Graben* est plus étendue et plus continue que celle des autres indices de Cu-Ag, mais sa teneur moyenne, de l'ordre de 0,75 % Cu et 15 g/t Ag, est un peu plus faible.

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Les gîtes de cuivre dans les lits rouges volcaniques représentent une source marginale de cuivre et d'argent à l'échelle mondiale. Mis à part les gisements du district du nord du Michigan, où près de 5,4 millions de tonnes de cuivre y ont été produites entre 1845 et 1968 (White, 1968), il existe peu d'exemples de gisements exploités de façon rentable. Le gisement de Sustut en Colombie-Britannique contient des ressources évaluées à 43,5 millions de tonnes de minerai à 0,81 % Cu (Kirkham, 1996b). Dans le cas du district du nord du Michigan, plusieurs gisements ont été exploités dont ceux de Calumet-Hecla et de Kearsarge, où la production et les réserves totalisent 114 millions de tonnes de minerai à 2,4 % Cu et 161 millions de tonnes de minerai à 1,0 % Cu respectivement (Kirkham, 1996b).

Les régions qui produisent du cuivre à partir des gisements de type lits rouges volcaniques sont caractérisées par de très épaisses coulées basaltiques. Par exemple, dans le district du nord du Michigan, la séquence de laves de Portage Lake, qui contient la minéralisation en cuivre, a une épaisseur



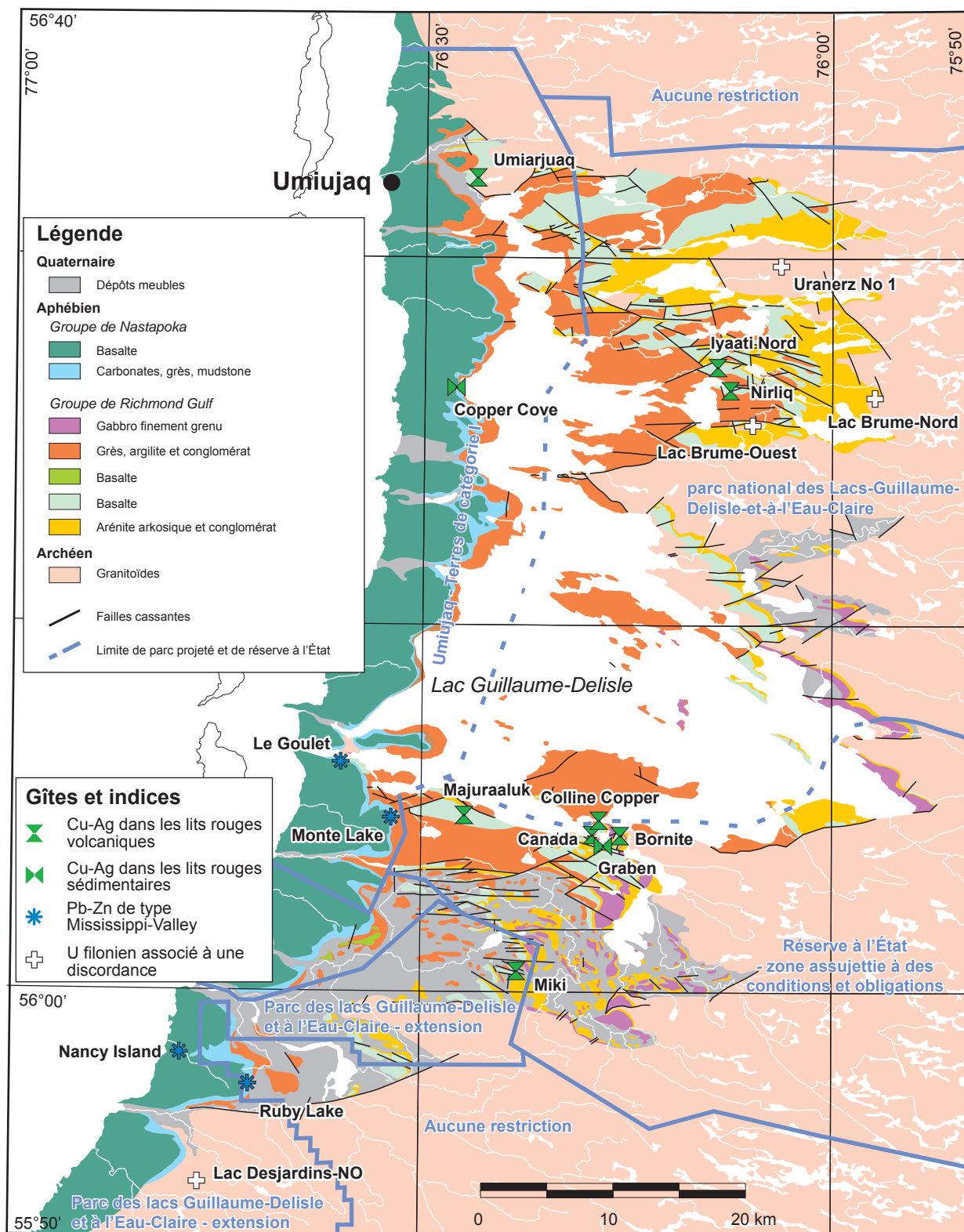


FIGURE 7.13 – Indices minéralisés de la région du lac Guillaume-Delisle, géologie selon Chandler (1988).

minimale de près de cinq kilomètres et peut localement atteindre près de 10 kilomètres (White, 1968). À Sustut, en Colombie-Britannique, l'empilement volcanique correspondant à la base et à la partie médiane du Groupe de Takla a environ trois kilomètres d'épaisseur (Harper, 1977), tandis que les volcanites de Karmutsen, sur l'île de Vancouver, ont une épaisseur de plus de cinq kilomètres (Lincoln, 1981).

Au lac Guillaume-Delisle, l'épaisseur maximum de la Formation de Persillon est évaluée à 70 mètres (Chandler, 1988), ce qui est grandement inférieur à la plupart des gîtes connus de ce type. Cette différence de volume n'atténue toutefois pas l'importance des teneurs en cuivre et en argent des indices connus dans les basaltes de la Formation de Persillon, mais il est évident que l'envergure des zones minéralisées potentielles ne pourrait être comparable à celle des zones du Michigan.

Il est important de noter qu'à notre connaissance, les basaltes formant le sommet du Groupe de Nastapoka n'ont pas été explorés pour les minéralisations en Cu-Ag dans les lits rouges volcaniques. Leurs caractéristiques, assez semblables aux roches de la Formation de Persillon, suggèrent qu'elles pourraient aussi contenir de telles minéralisations. Cependant, l'épaisseur de cette unité de basaltes n'est pas plus importante que celle de la séquence basaltique de la Formation de Persillon.

Les basaltes du secteur du lac Guillaume-Delisle pourraient contenir des zones minéralisées de forte teneur, mais à faible volume. Dans le cas de l'indice *Bornite*, la présence de fractures semble avoir joué un rôle dans le processus de minéralisation en permettant la formation de veinules de chalcocite et bornite. Plusieurs failles cassantes affectent les roches de la Formation de Persillon, particulièrement au sud du lac Guillaume-Delisle. Ces failles auraient pu favoriser la formation de veines minéralisées à fortes teneurs dans ce secteur.

Les unités protérozoïques du secteur du lac Guillaume-Delisle présentent un potentiel intéressant pour la découverte de nouveaux indices de Cu-Ag de type lits rouges. Cependant, ces roches se trouvent à l'intérieur du futur parc des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau-Claire ou à l'intérieur des terres de catégorie I de la communauté inuite d'Umiujaq, dans des secteurs soustraits au jalonnement. L'intérêt pour ce secteur en est donc grandement atténué.

#### *U sédimentaire (type 8)*

Deux gîtes d'uranium ont été identifiés dans les roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami, dans le secteur du lac Gayot, au sud-est de la région (Figure 7.12). Les gîtes *Lac Gayot* et *Lac Bert* (Gehrish *et al.*, 1982; Gehrish, 1987; Clark et Wares, 2004) ont été découverts et travaillés durant les années 1970 par la SDBJ et Uranerz Exploration and Mining Ltd. Ces deux zones n'ayant pas été visitées, les descriptions présentées ci-dessous proviennent principalement de Gehrish *et al.* (1982).

Les minéralisations uranifères du secteur du lac Gayot sont considérées comme syngénétiques et synsédimentaires

avec quelques évidences locales de remobilisations diagénétiques précoces. Elles sont logées à l'interface entre une unité d'argilites laminées de couleur verdâtre et une unité de wackes arkosiques représentant un environnement de fond de lac à faible énergie. La minéralisation est plus importante aux endroits où la base de l'unité de wacke arkosiques est légèrement oxydée. Elle consiste en de la pechblende très finement disséminée, associée à des traces de sulfures (chalcopryrite, bornite, pyrite, chalcocite et molybdénite) et de matériel organique. Quelques bandes millimétriques de pechblende massive ont été observées localement. L'épaisseur de l'horizon minéralisé varie de vingt centimètres à deux mètres.

Les réserves du gîte *Lac Gayot* ont été évaluées, en 1979, à 50 Mt à 0,1 %  $U_3O_8$  ou entre 10 Mt et 15 Mt à 0,25 %  $U_3O_8$  (Schumacher et Fouques, 1979).

Le potentiel de découverte d'autres indices de ce type est assez restreint dans le NEPS en raison de la faible superficie couverte par les roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami. Outre le bassin du lac Gayot, trois autres bassins sédimentaires ont été identifiés dans la région. Celui du lac Pons est situé tout juste à l'est du bassin du lac Gayot, à la limite de la région étudiée. Dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002), à environ 100 kilomètres à l'ouest du bassin du lac Gayot, se trouve le bassin de la Petite rivière de la Baleine, aussi nommé bassin de Mildred. Ce bassin, un peu plus petit que celui du lac Gayot, a fait l'objet de travaux d'exploration durant les années 1970. Un autre lambeau de petite taille (quelques kilomètres carrés) a été reconnu à l'été 1999, dans la région du lac Maricourt (Simard *et al.*, 2001), à environ 50 kilomètres au nord du bassin du lac Gayot. Aucun travail de prospection pour l'uranium n'a été effectué dans ces roches à notre connaissance.

#### **Gîtes épigénétiques archéens**

Neuf types de gîtes épigénétiques archéens d'origine syntectonique ou synmétamorphique ont été observés dans les roches du NEPS :

1. disséminations polymétalliques à  $Ag \pm Cu \pm Zn$  (type 9);
2. disséminations à  $Au \pm Zn \pm Cu \pm Ag$  (type 10);
3. or dans les formations de fer (type 11);
4. veines de quartz aurifères (type 12);
5. veines de quartz polymétalliques dans les zones de cisaillement (type 13);
6. veines de sulfures polymétalliques dans les roches ultramafiques (type 14);
7. éléments du groupe des terres rares dans les roches carbonatées (type 15);
8. filons uranifères (type 16);
9. remobilisations de Mo dans les failles (type 17).

La majorité de ces minéralisations sont associées aux roches volcano-sédimentaires. Seules les minéralisations en uranium et en molybdène se trouvent dans les roches granitoïdes.

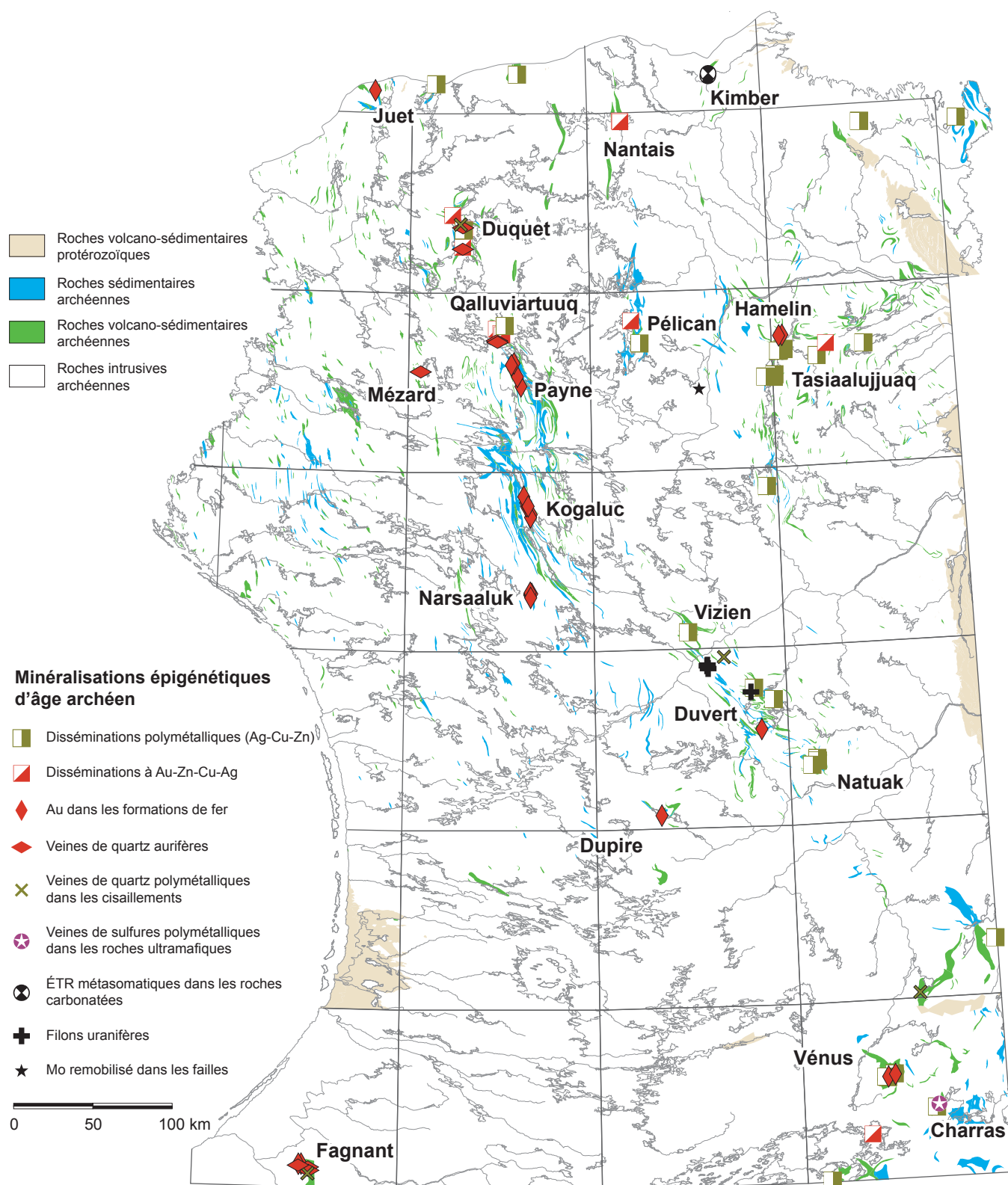


FIGURE 7.14 – Localisation des gîtes épigénétiques d'âge Archéen.

### Disséminations polymétalliques (Ag ± Cu ± Zn) (type 9)

Les disséminations polymétalliques d'Ag ± Cu ± Zn sont basées sur des considérations descriptives plutôt que génétiques. Ce type de gîte regroupe des petits indices minéralisés, d'importance mineure, mal connus et très peu travaillés. Dans bien des cas, il s'agit d'indices contenant quelques grammes par tonne d'argent ainsi qu'un peu de cuivre ou de zinc. La roche hôte peut être de composition très variée, et la plupart de ces minéralisations proviennent probablement d'une remobilisation locale des métaux durant la déformation ou le métamorphisme.

Seulement deux indices ont été visités sur les vingt-huit sites connus (figure 7.14). Dans la majorité des cas, l'information disponible concernant ces indices minéralisés est très restreinte et se trouve sur les fiches de gîte minéral incluses dans la base de données du SIGÉOM.

### Disséminations à Au ± Zn ± Cu ± Ag (type 10)

Les disséminations à Au ± Zn ± Cu ± Ag correspondent aussi à un type de gîte basé sur des caractéristiques descriptives plutôt que génétiques. Il s'agit, dans la plupart des cas, de concentrations de sulfures disséminés à l'intérieur de zones de cisaillement ou de failles ductiles. Les roches encaissantes sont soit des roches volcaniques mafiques, soit, plus rarement, des paragneiss ou des tonalites. Ces minéralisations présentent des contenus importants en or et peuvent être apparentées aux gîtes d'or orogéniques (veines aurifères) ou aux gîtes volcanogènes riches en or. Quelques indices de ce type ont été visités dans les ceintures volcano-sédimentaires de Nantais et de Qalluviartuuq (figure 7.14).

Dans la ceinture de Nantais, deux indices de disséminations aurifères, distancés d'environ 700 mètres, sont associés à un metabasalte cisailé. L'indice *Nantais 1* a été découvert en 1998 par une équipe de SOQUEM, Mines d'Or Virginia et Cambior, lors du suivi des anomalies géochimiques de sédiments de fonds de lacs (Francoeur et Chapdelaine, 1999). Une minéralisation disséminée en pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite et cuivre natif a donné une teneur de 4,7 g/t Au. L'indice *Nantais 2* (Madore *et al.*, 2001; Labbé et Lacoste, 2001) se situe au nord-ouest de *Nantais 1*. La zone minéralisée, de 2 à 3 mètres de largeur par 10 à 20 mètres de longueur, est constituée principalement de sulfures disséminés avec une bande de sulfures semi-massifs de 10 à 15 cm d'épaisseur. Cette bande est composée de pyrrhotite avec un peu de chalcopryrite et de sphalérite. Des teneurs de 7,9 g/t Au et de 7,2 g/t Ag ont été obtenues à partir d'échantillons choisis. Ces deux indices d'or pourraient provenir d'une minéralisation de nature volcanogène remobilisée le long d'une zone de cisaillement. Les unités rhyolitiques favorables aux minéralisations volcanogènes affluent à environ un kilomètre au nord de l'indice *Nantais 2*.

Dans la ceinture de Qalluviartuuq, des minéralisations en sulfures disséminés riches en or ont été observées à trois endroits dans le secteur de la Pointe-aux-Gossans,

en bordure du lac Qalluviartuuq (Poirier, 1994; Berclaz *et al.*, 2003b). Deux de ces indices, *Pointe-aux-Gossans 1* et *Pointe-aux-Gossans 2*, sont localisés à l'intérieur d'une même unité rouillée et très siliceuse, vraisemblablement de composition felsique, située à l'intérieur d'une séquence de metabasaltes foliés. L'unité rouillée a été observée de façon discontinue sur un peu plus d'un kilomètre. Son épaisseur varie de quelques décimètres à une dizaine de mètres, avec une moyenne d'environ 1 à 2 mètres. La minéralisation consiste en de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et de la pyrite disséminées avec, localement, des concentrations millimétriques à centimétriques de sulfures massifs, subparallèles à la schistosité. L'indice *Pointe-aux-Gossans 1* contient jusqu'à 47 g/t Au, 50 g/t Ag et 0,5 % Cu tandis qu'un échantillon de l'indice *Pointe-aux-Gossans 2* a titré 27,4 g/t Au, 31,5 g/t Ag et 0,5 % Cu (Poirier, 1994). À environ 4 kilomètres au nord-ouest de *Pointe-aux-Gossans 2*, dans le prolongement de l'unité de metabasalte, l'indice *Qalluviartuuq-NO* (Berclaz *et al.*, 2003b) contient de la pyrite disséminée à semi-massive accompagnée de traces de chalcopryrite. La zone minéralisée de moins d'un mètre d'épaisseur marque le contact entre le metabasalte et une unité de paragneiss. Les meilleures teneurs atteignent jusqu'à 8 g/t Au, 18 g/t Ag et 0,14 % Cu.

Quelques indices de disséminations à Au ± Zn ± Cu ± Ag sont aussi présents dans la ceinture de Duquet (indices *Kakiattualuk-4*, *Secteur 2* et *810091*; Madore *et al.*, 2002). Ces indices n'ont pas été visités lors de nos travaux. La minéralisation consiste en de la pyrite disséminée contenue dans des metabasaltes, sauf pour un indice où l'encaissant est une tonalite. Ces zones minéralisées sont associées à des couloirs de cisaillement.

Ces indices de disséminations à Au ± Zn ± Cu ± Ag ne représentent pas des cibles d'exploration de premier ordre. Ils correspondent généralement à des zones minéralisées discontinues et de faibles volumes dont le potentiel économique semble difficilement viable. Ces indices témoignent malgré tout de processus hydrothermaux aurifères actifs lors de la déformation des unités volcano-sédimentaires qui ont pu concentrer des volumes importants de sulfures dans des pièges lithologiques ou géochimiques particuliers. Ces zones minéralisées peuvent avoir un certain intérêt en tant que traceurs métallogéniques dans la recherche de minéralisations aurifères épigénétiques.

### Or dans les formations de fer (type 11)

Sur une base empirique, les gîtes d'or dans les formations de fer peuvent être subdivisés en deux groupes, les gisements stratiformes et les gisements non stratiformes (Kerswill, 1993 et 1996). Les gisements non stratiformes de nature épigénétique sont associés à des failles ou à des zones de cisaillement, mais maintiennent un lien très étroit avec les formations de fer (stratoïdes). Certains gisements stratiformes, comme celui de Lupin au Nunavut (Bullis *et al.*, 1994), peuvent être considérés comme des gîtes syn-



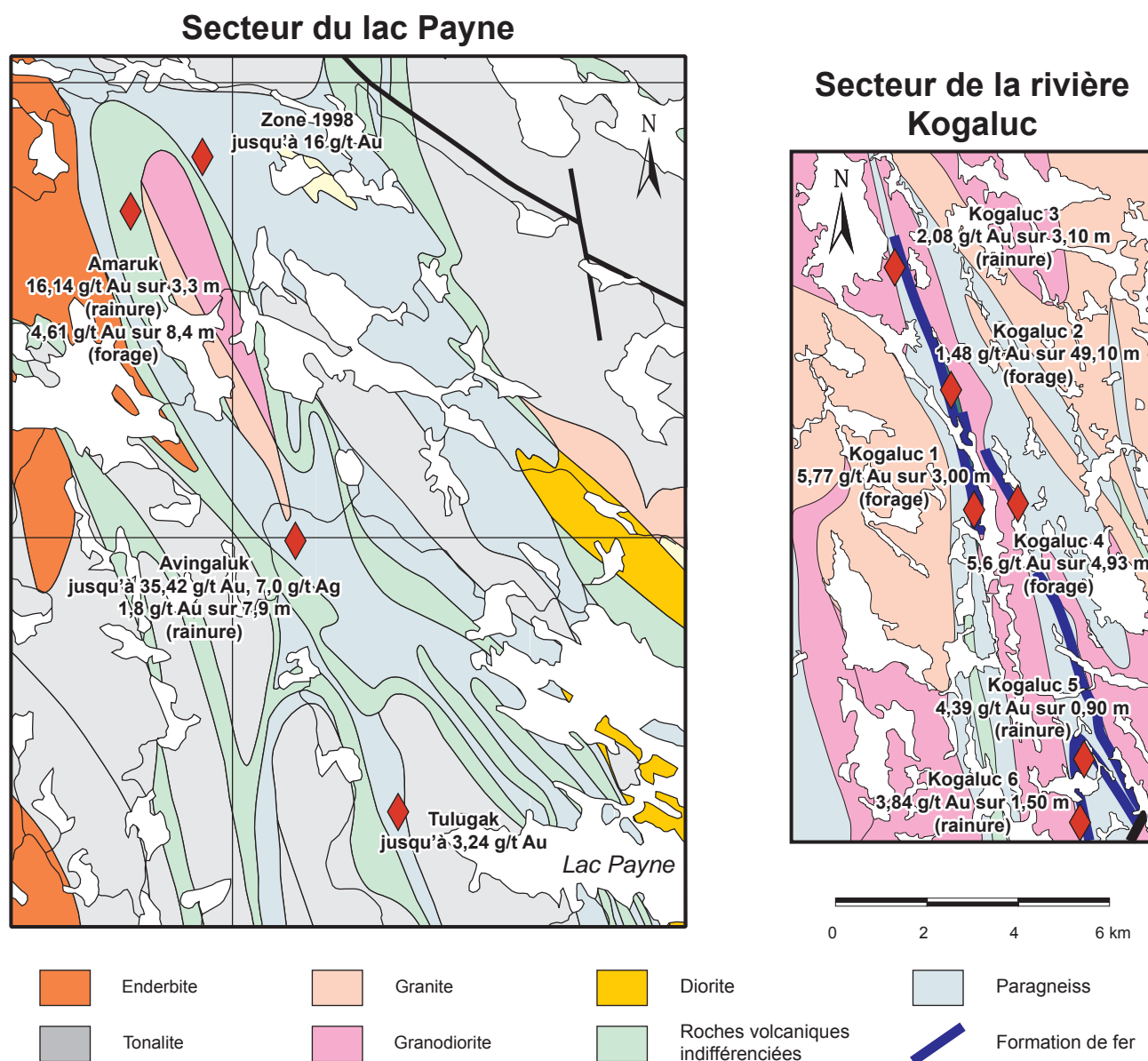
génétiques. Dans la province de Southern Cross, dans l'ouest de l'Australie, les gîtes d'or dans les formations de fer du Bloc de Yilgarn sont sans conteste de nature épigénétique (Groves *et al.*, 1988) et sont interprétés, essentiellement sur une base minéralogique, comme des skarns aurifères (Mueller et Groves, 1991; Mueller, 1997). Les quelques gisements aurifères du Yilgarn qui sont exploités sont peu volumineux.

Les minéralisations aurifères associées aux formations de fer du NEPS se trouvent dans un environnement comparable à celui des gîtes du Bloc de Yilgarn. Ce sont des gîtes épigénétiques dont le contrôle structural est évident. Les indices

les plus importants sont situés dans les ceintures de Payne et de Kogaluc, quoique des indices de ce type aient aussi été trouvés dans les ceintures de Duquet, de Narsaaluk, de Duvert, de Dupire, de Hamelin, de Juet, de Fagnant et de Gayot (figure 7.14).

#### Ceinture de Payne

La ceinture de Payne contient quatre indices d'or associés aux formations de fer qui sont considérés comme des plus importants de ce type dans le NEPS : les indices *Amaruk*, *Avingaluk*, *Tulugak* et *Zone 1998* (figure 7.15). Consé-



**FIGURE 7.15** – Indices d'or associés aux formations de fer des secteurs du lac Payne (géologie modifiée de Berclaz *et al.*, 2003b) et de la rivière Kogaluc (géologie modifiée de Parent *et al.*, 2002a).

quemment, ce secteur a fait l'objet de travaux d'exploration détaillés. Les deux premiers indices ont été brièvement visités lors de nos travaux. Les descriptions présentées ici proviennent du rapport de Chapdelaine (1999a) qui a cartographié en détail certaines de ces zones.

À la zone *Amaruk*, la formation de fer à oxydes s'étend sur environ 1,5 km, et son épaisseur varie de un mètre à près de cinq mètres dans les charnières de plis. Elle est en contact avec des paragneiss et des amphibolites (métabasaltes). La minéralisation, soit de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la pyrite disséminées, est concentrée dans les formations de fer, principalement près des contacts avec les roches sédimentaires encaissantes et dans les charnières des plis. On y observe une altération en actinote, hornblende, diopside, hédénbergite et grenat qui est caractéristique des faciès de skarn décrits dans les gisements du Yilgarn, en Australie occidentale (Mueller et Groves, 1991; Mueller, 1997). Ces zones de skarn sont interprétées comme le remplacement métasomatique des faciès à oxyde de la formation de fer lors d'un métamorphisme prograde (Chapdelaine, 1999a). La déformation contrôle la minéralisation. Dans un premier temps, celle-ci se concentre principalement le long des contacts lithologiques cisailés et dans les charnières de plis précoces, formant des zones aurifères décimétriques à métriques à teneur variable. Le développement de cisaillements subséquents en extension (*shear bands*), qui se superposent localement aux zones de skarn minéralisées, permet une reconcentration de l'or dans des niveaux centimétriques à décimétriques, le long de ces cisaillements et dans les charnières de plis tardifs. Les teneurs obtenues dans ces zones peuvent atteindre plusieurs grammes d'or à la tonne. Les meilleurs échantillons en rainure prélevés sur la zone *Amaruk* ont titré 8,86 g/t Au sur 3,16 m et 16,14 g/t Au sur 3,30 m. En forage, les meilleures intersections sont de 4,61 g/t Au sur 8,40 m, de 5,28 g/t Au sur 1,30 m et de 24,36 g/t Au sur 0,75 m.

La zone *Avingaluk* présente des lithologies et des minéralisations comparables à celles de la zone *Amaruk*, quoique la formation de fer y soit beaucoup plus volumineuse. Elle s'étend sur environ 4 kilomètres et son épaisseur moyenne est de deux à trois mètres avec des niveaux de plus de dix mètres dans les charnières de plis. Les zones de skarn sont également plus volumineuses qu'à *Amaruk* et s'étendent au-delà des formations de fer, dans les amphibolites. Les zones de cisaillement tardives en extension, responsables de la reconcentration d'une partie de la minéralisation dans la zone *Amaruk*, n'ont pas été observées dans la zone *Avingaluk*, mais les teneurs en or sont tout de même très intéressantes. Un échantillon choisi a titré 36,86 g/t Au et un échantillon en rainure a donné 1,8 g/t Au sur 7,9 m (Chapdelaine, 1999a).

La zone *Tulugak* est beaucoup moins imposante que les deux précédentes. Les lithologies sont comparables, mais se présentent en niveaux discontinus. La minéralisation est de même type qu'à *Avingaluk*, mais en quantité

moindre, les teneurs aurifères ne dépassant pas 3,24 g/t Au (Cuerrier, 1998).

La zone 1998 a été très peu travaillée. La minéralisation est assez semblable aux autres zones, sauf que les meilleures valeurs sont obtenues dans des paragneiss riches en diopside et en grenat. Un échantillon a titré 16 g/t Au (Chapdelaine, 1999a).

### *Ceinture de Kogaluc*

Le secteur de la rivière Kogaluc est l'un des premiers endroits dans le NEPS où des formations de fer aurifères ont été reconnues. On y dénombre six zones minéralisées (*Kogaluc 1 à 6*; figure 7.15). Ces minéralisations sont très semblables à celles observées dans la ceinture de Payne. Elles se trouvent dans des zones de formations de fer à silicates et sulfures, et leur mise en place a été contrôlée par deux phases de déformation (Francoeur, 1996; Chapdelaine, 1998). Les horizons de formation de fer sont moins volumineux que ceux d'*Amaruk* ou d'*Avignalluk*. La minéralisation en pyrrhotite, pyrite et arsénopyrite est associée à des roches à grunérite, à hornblende, à grenat et, localement, à chlorite. Les zones minéralisées de la ceinture de Kogaluc contiennent souvent de l'épidote en veines ou en imprégnation pervasive qui ne semble pas reliée à la minéralisation aurifère. En effet, les roches à épidote contiennent très peu ou pas d'or. L'épidote et la chlorite sont probablement issues d'une phase métamorphique rétrograde. Dans l'ensemble, le métamorphisme de la ceinture de Kogaluc semble moins élevé que celui de la ceinture de Payne. Les meilleures teneurs en or obtenues dans chacune des six zones de la ceinture de Kogaluc sont présentées sur la figure 7.15.

### *Secteur de Narsaaluk*

Le secteur de Narsaaluk (figure 7.14) se situe à environ 50 kilomètres au sud de la ceinture de Kogaluc, dans la continuité des ceintures de Payne et de Kogaluc. Les ceintures volcano-sédimentaires du secteur de Narsaaluk ont été incluses dans le Complexe de Mézard. Ici encore, la minéralisation est semblable à celle observée dans les ceintures de Kogaluc et de Payne. Les formations de fer sont toutefois plus discontinues et plus restreintes. Cinq indices aurifères ont été découverts dans ces formations de fer (Villeneuve et Chapdelaine, 1999). Peu de travaux y ont été effectués et nous ne possédons que très peu d'information sur ces indices. Les teneurs des échantillons choisis varient entre 1 g/t et 7,9 g/t Au.

### *Ceinture de Dupire*

Les indices d'or dans les formations de fer affleurant au sud du lac Dupire ont été parmi les premiers à être découverts dans le Grand Nord (Chapdelaine, 1995; Lamothe, 1997). L'indice *Dupire* (3,4 g/t Au) se trouve dans une

formation de fer à magnétite et grunérite contenant de la pyrrhotite et de la chalcopryrite finement disséminées ainsi que des niveaux d'arsénopyrite disséminée dans des veines de quartz-chlorite recoupant la foliation régionale. Cette minéralisation est attribuée à un épisode de déformation tardif (Lamothe, 1997).

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Les gîtes d'or dans les formations de fer représentent une cible intéressante dans les ceintures de roches volcano-sédimentaires. Quelques gisements de classe mondiale font partie de cette catégorie : les gisements de Lupin au Nunavut (Bullis *et al.*, 1994), de Homestake dans le Dakota du Sud et de Morro Velho au Brésil (Kerswill, 1996). En Australie, les gisements du Bloc de Yilgarn se trouvent dans un environnement très similaire à celui observé dans le NEPS. Toutefois, ils constituent des mines plus modestes. Par exemple, entre 1907 et 1994, la mine Nevoria, un des plus gros gisements de ce type dans la province de Southern Cross, a produit 389 500 tonnes de minerai à une teneur de 6,3 g/t Au provenant d'une exploitation souterraine et 3,15 millions de tonnes à une teneur de 2,7 g/t Au provenant de l'exploitation en surface (Mueller, 1997).

Toutes les ceintures de roches volcano-sédimentaires du NEPS offrent un potentiel intéressant pour la découverte de nouveaux indices d'or dans les formations de fer, même dans les ceintures où ce type de minéralisation n'est pas connu. Outre les quelques ceintures discutées plus haut, des indices minéralisés en or ont aussi été repérés dans les formations de fer des ceintures de Vénus, de Fagnant, de Duvert, de Hamelin, de Duquet et de Juet (figure 7.14). Des niveaux de formations de fer ont été observés ailleurs, entre autres, dans les ceintures de Charras, de Moyer, de Papijusaq, de Tasiaalujjuaq, de Rivier, de Gorribon, de Thury et de Nuvvuagittuq.

#### *Veines de quartz aurifères (type 12)*

Les gîtes de type « veines de quartz aurifères » (Robert, 1996), aussi nommés gîtes d'or mésothermaux ou gîtes d'or orogéniques, sont communs et très bien documentés dans la Sous-province de l'Abitibi. L'or est disséminé dans des veines de quartz et de carbonate, ou dans leurs épontes, associées à des zones de cisaillement ou des failles issues d'une déformation fragile-ductile. Ces minéralisations, typiques des ceintures de roches vertes, se trouvent autant dans les roches volcano-sédimentaires que dans les roches intrusives associées.

Ce type de minéralisation est beaucoup moins commun dans les ceintures volcano-sédimentaires plus métamorphisées du NEPS où l'or orogénique est plutôt associé à des sulfures disséminés contenus dans des roches qui ont été cisailées par une déformation principalement ductile. Quelques veines de quartz aurifères ont été observées dans

les ceintures de Fagnant, de Qalluviartuq et de Duquet (figure 7.14) où le métamorphisme y est légèrement plus faible que dans la majorité des autres ceintures volcano-sédimentaires du NEPS. Un petit indice d'or dans un amas irrégulier de quartz a aussi été trouvé dans une ceinture du Complexe de Mézard localisé à l'ouest des ceintures de Qalluviartuq et de Payne (figure 7.14).

#### *Ceinture de Fagnant*

La ceinture de Fagnant comprend des roches schisteuses qui sont bien différentes des roches gneissiques généralement observées dans les ceintures de roches vertes du NEPS. Trois veines de quartz aurifère ont été localisées à l'intérieur de cette ceinture. Le lecteur réTROuvera la description de ces indices dans les travaux de Girard (1999) et de Milord et Girard (2000).

Dans l'ensemble, les veines de quartz recoupent les roches schisteuses encaissantes, généralement des metabasites. L'or se trouve uniquement dans les veines et est associé à des phases sulfurées dont la composition varie d'un indice à l'autre. Ces phases sulfurées peuvent contenir de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite, de la pyrite, de la galène, de la chalcopryrite et de la sphalérite. Selon Milord et Girard (2000), il est probable que les veines aurifères proviennent de la remobilisation de minéralisations mésothermales disséminées. Les roches encaissantes montrent peu d'altérations.

#### *Ceinture de Qalluviartuq*

Dans la partie ouest du lac Qalluviartuq, aux indices *Anorthosite 1* et *Anorthosite 2*, l'or est associé à de la pyrite et de la chalcopryrite contenues dans des veines de quartz millimétriques à centimétriques et d'extension latérale restreinte. Ces veines s'injectent selon un motif anastomosé dans une roche anorthositique grossièrement grenue, cisailée et localement mylonitisée (Poirier, 1994; Berclaz *et al.*, 2003b). Un échantillon a donné des teneurs de 2,8 g/t Au et de 2,14 % Cu.

#### *Ceinture de Duquet*

Dans le sud de la ceinture de Duquet, la minéralisation de l'indice *Veines* (Madore *et al.*, 2002) est associée à quelques veines de quartz, centimétriques à décimétriques, qui recoupent la foliation dans un schiste à muscovite et chlorite. Ce schiste marque la zone de contact entre des unités volcaniques mafiques et une intrusion tonalitique considérée comme synvolcanique. La minéralisation consiste principalement en de la pyrite, accompagnée de traces de chalcopryrite et de sphalérite, disséminée en bordure des veines de quartz. Quelques rares grains d'or ont été observés à l'intérieur de ces veines (M. Chapdelaine, communication personnelle, 2000). Un échantillon en rainure a donné une teneur de 7,24 g/t Au sur 2,1 m.

À un peu plus de dix kilomètres au nord de l'indice *Veines*, l'indice *Kakiattualuk-3* (Chapdelaine, 1999b) est constitué d'une veine de quartz à pyrite et arsénopyrite disséminées qui recoupe des metabasites et des métatufs de composition intermédiaire. Un échantillon choisi provenant de cette veine a donné une teneur de 1,18 g/t Au (Chapdelaine, 1999b).

#### *Intérêt économique et potentiel minéral*

Pour l'instant, les veines de quartz aurifères du NEPS présentent peu d'intérêt économique en raison de leur faible épaisseur et de leur étendue restreinte. Ce type de gîte est associé à des zones de déformation fragile-ductile qui affectent des séquences faiblement à moyennement métamorphisées. La ceinture de Fagnant ainsi que les parties centrales des grandes ceintures de roches volcano-sédimentaires, où le métamorphisme est généralement moins intense, représentent les secteurs les plus propices pour la découverte de nouveaux indices aurifères associés aux veines de quartz.

#### ***Veines de quartz polymétalliques dans les zones de cisaillement (type 13)***

Ce type de gîte, basé sur les caractères descriptifs de la minéralisation, regroupe quelques indices minéralisés de nature indéterminée. Il s'agit de sulfures disséminés localisés à l'intérieur de veines ou d'injections irrégulières de quartz associées à des zones de cisaillement intense. Ces indices n'ont pas été visités lors de nos travaux et les informations disponibles les concernant sont restreintes. Parmi les quatre indices de ce type, seul l'indice *Kakiattualuk-1*, localisé dans la ceinture de Duquet, a donné des teneurs pouvant susciter un certain intérêt. Des teneurs de 2,4 % Cu, 73 g/t Ag et 1 g/t Au (Chapdelaine, 1999b) ont été obtenues dans des veines de quartz décimétriques contenant de la chalcoppyrite. Ces veines sont associées à un cisaillement qui marque le contact entre un basalte et une tonalite porphyrique.

#### ***Veines de sulfures polymétalliques dans les roches ultramafiques (type 14)***

Un seul indice, localisé dans la ceinture de Charras, dans le sud-est de la région, correspond à ce type de gîte (figure 7.14). L'indice *Isabel* (De Corta *et al.*, 1999) est constitué de plusieurs veines centimétriques de chalcoppyrite massive qui recoupent une roche ultramafique orthogonalement à la foliation régionale. La roche ultramafique fait partie d'une séquence volcano-sédimentaire qui contient aussi des niveaux de volcanites mafiques, des formations de fer, des grès, des conglomérats ainsi que des horizons de marbre calcitique. La nature intrusive ou extrusive des unités ultramafiques n'a pas été définie avec certitude. Il s'agit probablement de coulées accompagnées de filons-couches. Les veines de chalcoppyrite n'ont pas été affectées par la fabrique régionale qui recoupe les roches ultramafiques et,

de façon plus intense, les unités sédimentaires environnantes. Entre les veines, les roches ultramafiques contiennent des amas millimétriques à centimétriques de chalcoppyrite massive à semi-massive qui constituent un remplissage tardif de porosités ou de cassures locales. L'absence de déformation dans les veines et les teneurs relativement peu élevées en nickel par rapport au cuivre démontrent que la minéralisation est, de toute évidence, tardi- à syntectonique. Trois tranchées ont été creusées sur l'indice. La meilleure intersection obtenue est de 2,98 % Cu et 3,27 g/t Au sur un échantillon en rainure de 2,45 m.

La présence de minéralisation en Ni-Cu associée aux roches ultramafiques du secteur du lac Gayot suggère la possibilité que les veines de chalcoppyrite de l'indice *Isabel* proviennent de la remobilisation locale d'une minéralisation magmatique en Ni-Cu contenue dans les roches ultramafiques de la ceinture de Charras. Même si aucun indice de nickel n'a été trouvé dans le secteur immédiat de l'indice *Isabel*, l'environnement est très favorable pour ce type de minéralisation. La faille de Vaujours (Gosselin et Simard, 2000) qui passe à quelques dizaines de mètres au sud des indices de Ni-Cu et qui marque la limite entre les roches volcano-sédimentaires de la ceinture de Charras au nord-ouest et des tonalites au sud-est, a pu être impliquée dans le processus de remobilisation du cuivre et de l'or.

Les veines de chalcoppyrite de l'indice *Isabel*, quoique très riches en cuivre, ne semblent pas présenter un potentiel économique important en raison de leur extension limitée. Toutefois, la nature de cette minéralisation est encore mal comprise, de sorte que le potentiel pour ce type de minéralisation est difficile à évaluer.

#### ***Éléments du groupe des terres rares dans les roches carbonatées (type 15)***

Des minéralisations en terres rares légères ont été découvertes en 2000, dans des roches carbonatées de la ceinture de Kimber (Madore *et al.*, 2001), dans le nord-est de la région (figure 7.14). Ces roches carbonatées sont interprétées comme des marbres d'origine sédimentaire et non comme des roches carbonatitiques (Labbé *et al.*, 2003). Les minéralisations associées à ces roches carbonatées sont différentes des minéralisations en métaux rares associées aux intrusions de carbonatites (Richardson et Birkett, 1996). Les minéralisations en terres rares sont vraisemblablement épigénétiques; elles pourraient provenir d'un événement métasomatique lié à la mise en place d'intrusions syénitiques plus au sud.

Le sud de la ceinture de Kimber est composé d'un assemblage de volcanites mafiques à intermédiaires carbonatisées, de marbres, de roches calco-silicatées, de formations de fer et de paragneiss séparés d'une séquence de roches volcaniques mafiques non carbonatées par un niveau métrique de sulfures semi-massifs (figure 7.16). Une tonalite vraisemblablement synvolcanique recoupe l'unité de roches mafiques non carbonatées. Un horizon d'une dizaine de mètres de



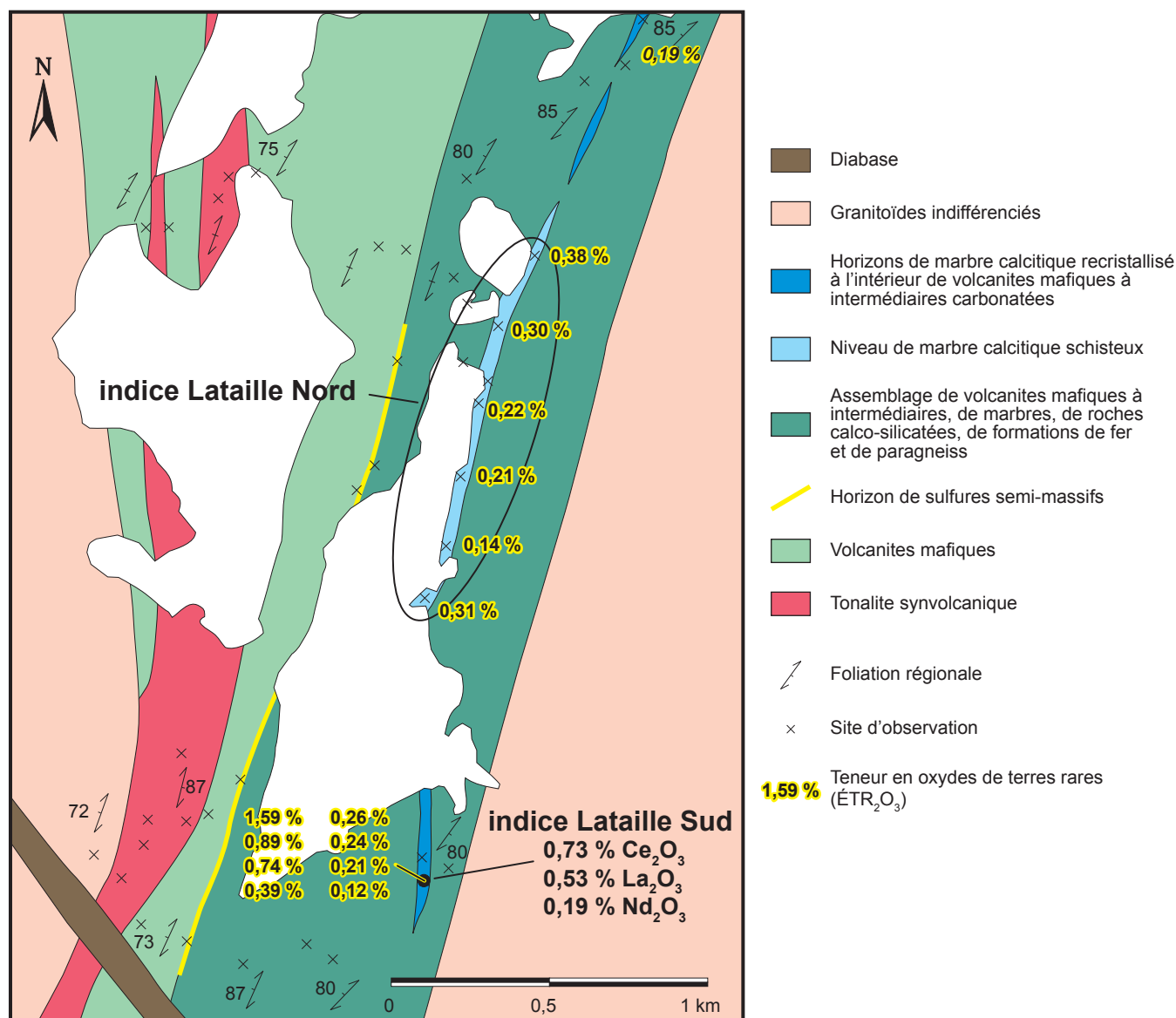


FIGURE 7.16 – Localisation des échantillons minéralisés en terres rares du sud de la ceinture de Kimber (géologie modifiée de Labbé *et al.*, 2003).

largeur de marbre calcitique schisteux s'étend sur environ 2 km de longueur selon une direction nord-sud, à l'intérieur de la séquence de roches volcaniques carbonatisées. Les extrémités nord et sud de cet horizon de marbre schisteux sont constituées de marbre calcitique grossièrement recrystallisé qui forme des niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique (figure 7.16).

Les minéralisations en terres rares légères peuvent atteindre des teneurs de l'ordre de 1,59 % ÉTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (oxyde de terres rares) dans le marbre recrystallisé de la partie sud de l'horizon (indice *Lataille Sud*; figure 7.16), tandis que la teneur moyenne de cet horizon en son centre, soit où il est le plus épais (non recrystallisé), varie de 0,14 % ÉTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> à 0,38 % ÉTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Labbé *et al.*, 2003). Le minéral contenant les terres rares a été identifié au microscope électronique à balayage comme de l'allanite. Elle apparaît en fines

disséminations dans le marbre schisteux et en disséminations plus grossières dans le marbre recrystallisé.

La nature de ces minéralisations demeure énigmatique. La présence de riches teneurs en terres rares dans des roches carbonatées est conforme à une minéralisation syngénétique dans des intrusions de carbonatites ou dans des niveaux de carbonatites volcaniques. Toutefois, les observations faites sur le terrain ainsi que la composition chimique du marbre suggèrent plutôt une origine sédimentaire (voir discussion dans Labbé *et al.*, 2003). Ces marbres auraient pu jouer un rôle de piège chimique et être enrichis en terres rares lors d'un événement métasomatique contemporain à la mise en place d'intrusions syénitiques. De telles intrusions n'ont pas été observées à proximité des roches minéralisées, mais deux intrusions de syénite à néphéline ont été cartographiées à quelques dizaines de kilomètres au sud, le long d'un même

linéament structural (Suite alcaline de Kimber, chapitre 3). Il est possible qu'une intrusion similaire, non affleurante ou non cartographiée, ait pu affecter les roches de la ceinture de Kimber.

Les caractéristiques très particulières de ces minéralisations en terres rares diminuent les chances de découvrir d'autres indices de ce genre dans le NEPS. À l'intérieur de la ceinture de Kimber, les extensions nord et sud de la zone minéralisée n'ont pas été évaluées. Toutefois, les teneurs obtenues, l'éloignement ainsi que la présence d'allanite (minéral peu riche en terres rares) plutôt que de la bastnaésite ou de la monazite font en sorte que le potentiel économique de ces roches peut être considéré comme marginal.

### **Filons uranifères (type 16)**

Les gîtes filoniens d'uranium (Ruzicka, 1996a) proviennent de la remobilisation de l'uranium dans des fractures, des zones de cisaillements ou des stockwerks. Dans le NEPS, les minéralisations syngénétiques en U-Th dans les roches granitiques des secteurs de la rivière Vernot et du lac Morrice sont accompagnées de quelques indices issus de la remobilisation hydrothermale de l'uranium et du thorium (figure 7.14), dans les plans de faille ou dans les cisaillements. Selon Quirion (1998), la minéralisation se trouve au sein de veines ou d'amas constitués de quartz noir, de biotite et de magnétite qui forment localement des brèches. Les zones minéralisées observées sont communément de faible étendue, mais peuvent contenir des teneurs très intéressantes pouvant atteindre jusqu'à 0,13 % U et 0,43 % Th. Le potentiel de découverte de filons à forte teneur en uranium demeure assez intéressant dans ce secteur.

### **Remobilisations de Mo dans les failles (type 17)**

Ce type de gîte est représenté par un seul indice situé au sud-est du lac du Pélican (figure 7.14). L'indice *Tikimurtuk* (Cadieux *et al.*, 2002) est constitué de veinules de pyrite et de molybdénite à l'intérieur d'une roche granitique, près d'une zone de faille fragile-ductile soulignée par une forte hématitisation. La teneur en molybdène de cette zone minéralisée est de 0,3 % Mo. Aucune information n'est disponible sur la dimension de cet indice qui semble présenter peu d'intérêt économique.

### **Gîtes épigénétiques archéens ou protérozoïques (?)**

Les gîtes épigénétiques archéens ou protérozoïques regroupent deux types de minéralisation au sein des roches granitoïdes archéennes : les veines de quartz-magnétite à Cu-Co (type 18) et les veines de quartz polymétalliques (type 19). Les minéralisations sont de toute évidence épigénétiques, sous forme de veines recoupant les roches granitiques, mais leur âge n'a pas été déterminé. La nature fragile des structures concernées, l'hématitisation omniprésente dans l'environnement immédiat des indices et la

proximité de roches volcano-sédimentaires protérozoïques laissent supposer que ces minéralisations puissent être postarchéennes.

### **Veines de quartz-magnétite à Cu-Co (type 18)**

Dans le secteur du lac Veillon (figure 7.17), une faille cassante régionale de direction NO-SE, qui recoupe la foliation régionale, présente une intense hématitisation et silicification sur environ 2 km de longueur. Deux indices de cuivre-cobalt, les indices *Cipmyluk 1* et *Cipmyluk 2* (Madore *et al.*, 2002), se trouvent le long de ce segment. À *Cipmyluk 1*, la minéralisation forme des amas de chalcoppyrite et de pyrite à l'intérieur de veines de quartz et, localement, dans les épontes de ces veines. La roche encaissante est une granodiorite foliée, fracturée et injectée de veines de magnétite et de veines de quartz recoupant la foliation. Les injections de magnétite sont localement très intenses. À *Cipmyluk 2*, la roche minéralisée est presque une brèche à matrice de magnétite contenant des amas de chalcoppyrite et de pyrite. Tout comme à *Cipmyluk 1*, les injections de quartz et de magnétite recoupent la foliation régionale dans la granodiorite. Les indices *Cipmyluk 1* et *Cipmyluk 2* (Madore *et al.*, 2002) ont des teneurs en Cu et des valeurs anormales en Co de 2,20 % Cu et 125 ppm Co et de 3,40 % Cu et 731 ppm Co respectivement.

Découverts lors d'une campagne de reconnaissance de Mines d'Or Virginia (M. Chapdelaine, communication personnelle, 2001), ces indices minéralisés isolés et d'un intérêt économique limité ont été peu travaillés par la suite. Toutefois, le contexte peut être intéressant. Il y a plusieurs failles cassantes similaires dans ce secteur qui pourraient présenter un potentiel pour ce type de minéralisation. De plus, les brèches à matrice de magnétite observées à *Cipmyluk 2* ressemblent à celles des gîtes d'oxydes de fer de type Olympic Dam (Oreskes et Hitzman, 1993; Gandhi et Bell, 1996). Ces gîtes sont associés à des zones de fractures qui affectent des roches supracrustales de milieu continental dans des contextes tardi- à postorogéniques généralement d'âge protérozoïque. En supposant que les granodiorites archéennes hôtes des indices *Cipmyluk* aient été recouvertes par des unités supracrustales discordantes protérozoïques, il est possible que les minéralisations de ce secteur représentent les racines d'un système apparenté aux gisements de type Fer-oxyde.

### **Veines de quartz polymétalliques (type 19)**

Quelques veines de quartz et carbonates contenant des amas de sulfures ont été observées près de la Ceinture de Nuvvuagittuq (Lee, 1965; Gauthier, 2001; Simard *et al.*, 2003), en bordure de la baie d'Hudson (figure 7.17). Contrairement aux veines de quartz décrites à la section précédente, les veines de quartz polymétalliques ne semblent pas associées aux failles régionales. Ici, les veines recoupent les lithologies archéennes fortement déformées et générale-

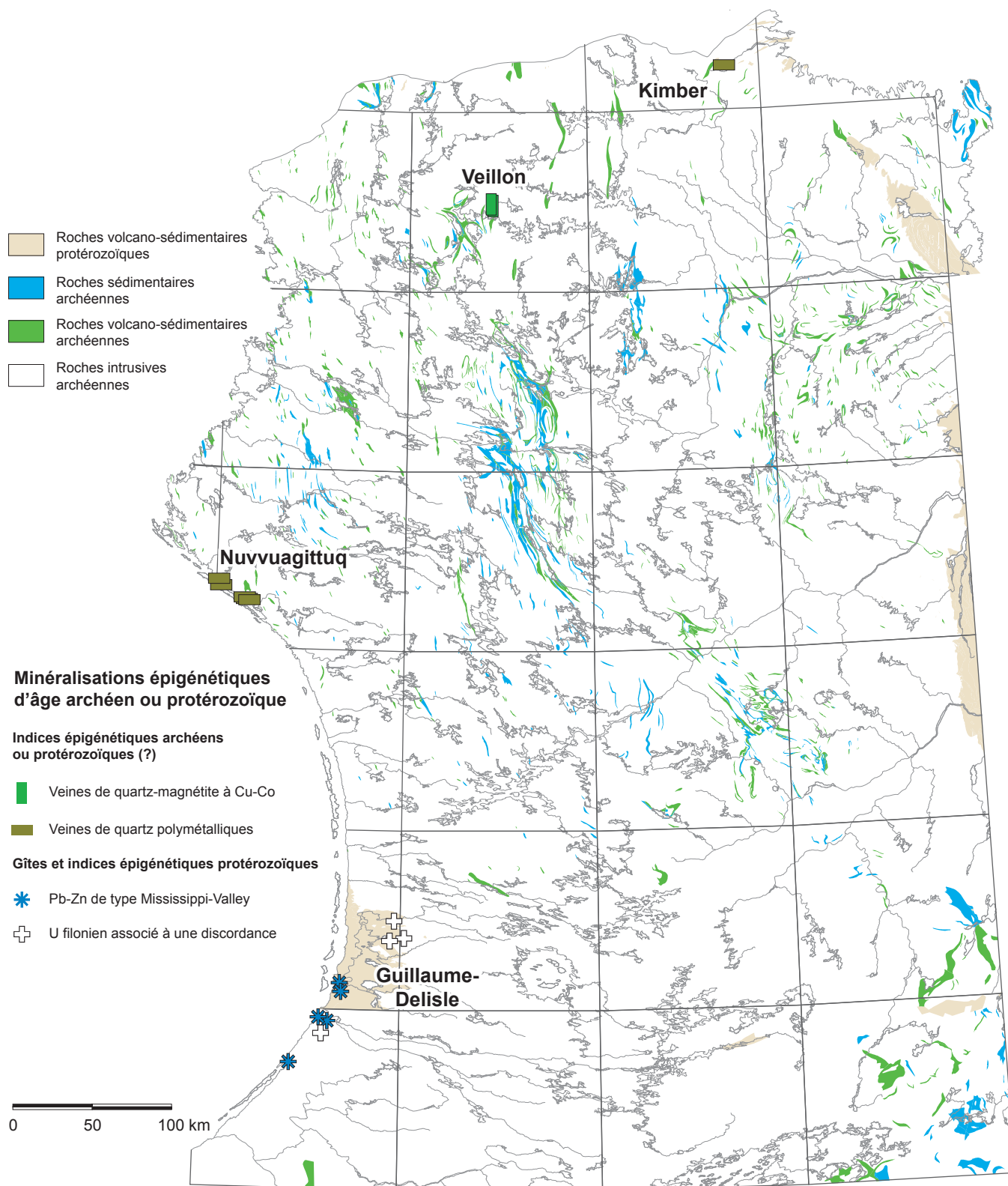


FIGURE 7.17 – Localisation des gîtes épigénétiques d'âge Archéen et/ou Protérozoïque.

ment hématitisées. Ce sont des veines de quartz-carbonates non déformées, d'épaisseur centimétrique à décimétrique généralement rectilignes et régulières sur plusieurs dizaines de mètres. Localement, ces veines contiennent des amas centimétriques de chalcopryrite, de sphalérite ou de galène. Malgré des teneurs en Cu-Pb-Zn localement très élevées, ces veines ont peu d'intérêt économique en raison de leur faible volume.

Dans le nord-est de la région, au nord de la ceinture de Kimber (figure 7.17), l'indice *Lac Grunérite* (Madore *et al.*, 2001) est composé de plusieurs veines de quartz de puissance métrique qui peuvent contenir jusqu'à 5 % de sulfures (pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite) recoupant des tonalites et des granodiorites foliées. Un échantillon choisi a titré 0,56 % Cu. La superficie de la zone minéralisée est inconnue, mais il est probable que cet indice soit assez semblable à ceux du secteur de Nuvvuagittuq.

### Gîtes épigénétiques protérozoïques

Deux types de gîtes épigénétiques d'âge protérozoïque ont été identifiés dans le secteur du lac Guillaume-Delisle (figure 7.17) : les gîtes de Pb-Zn de type Mississippi-Valley (type 20) et les gîtes d'uranium filoniens associés à la discordance entre l'Archéen et le Protérozoïque (type 21). Le premier se trouve dans les roches sédimentaires du Groupe de Nastapoca, tandis que le second est situé dans les roches granitiques du socle archéen.

#### Pb-Zn de type Mississippi-Valley (type 20)

Les gîtes de Pb-Zn de type Mississippi-Valley (Leach et Sangster, 1993; Sangster, 1996) sont constitués de galène et de sphalérite qui remplissent des cavités dans des unités typiquement dolomitiques faisant partie de séquences de plate-forme déposées en bordure de bassins sédimentaires cratoniques, dans des conditions tectoniques stables. La dissolution karstique des unités carbonatées cause l'effondrement des couches, et le remplissage subséquent des cavités par les fluides minéralisateurs provoque la formation de brèches à matrice de galène et de sphalérite. La minéralisation est discordante à l'échelle du gisement, mais stratoïde à l'échelle du district. Un même horizon de roches carbonatées peut contenir plusieurs petits gisements. Les gîtes de type Mississippi-Valley peuvent représenter des sources importantes de plomb et de zinc.

Dans le secteur du lac Guillaume-Delisle (figure 7.13), le Groupe de Nastapoca (Chandler, 1988) contient un horizon de dolomie stromatolithique qui renferme des minéralisations en plomb et en zinc. Ces indices minéralisés sont connus depuis la fin du 17<sup>e</sup> siècle. Durant les années 1940, à la suite de travaux d'exploration, des ressources ont été estimées pour trois de ces indices (Moffat, 1946; Almond, 1947; Almond *et al.*, 1947; Harwood, 1949). Au gîte *Ruby Lake*, situé au sud-ouest du lac Guillaume-Delisle (figure 7.13), l'horizon de dolomie stromatolithique contient des injections

centimétriques à décimétriques de galène grossièrement grenue et de sphalérite mielleuse plus fine. Les ressources minérales ont été évaluées à 525 000 tonnes à une teneur moyenne de 1,26 % Zn et 1,02 % Pb (Chandler, 1988). À 25 km plus au nord, la zone minéralisée *Monte Lake* (figure 7.13) est assez semblable à celle de *Ruby Lake* sauf que la sphalérite y est plus rare. Les ressources estimées à *Monte Lake* sont de 120 000 tonnes de minerai à une teneur de 1,75 % Pb. Le gîte *Nancy Island* (figure 7.13) a été découvert par forages à quelques kilomètres à l'ouest de *Ruby Lake*. À cet endroit, les unités sédimentaires carbonatées sont recouvertes par des coulées basaltiques qui marquent le sommet du Groupe de Nastapoca. Les ressources minérales évaluées à *Nancy Island* sont de 267 000 tonnes à une teneur de 2,15 % Zn et de 0,72 % Pb. Un quatrième indice, *Le Goulet*, est situé à quelques kilomètres au nord-ouest de *Monte Lake* (figure 7.13). Les ressources n'y ont pas été évaluées, mais les teneurs des échantillons choisis peuvent atteindre jusqu'à 15 % Pb et 340 g/t Ag (Germain, 1964).

Le potentiel de découverte d'autres indices de Pb-Zn de type Mississippi-Valley dans les niveaux dolomitiques du Groupe de Nastapoca semble excellent. Cette unité carbonatée est non déformée, légèrement inclinée vers l'ouest (environ 15°) et se poursuit sur plusieurs dizaines de kilomètres. Les niveaux de carbonates apparaissent comme des horizons blanchâtres dans les falaises qui bordent la rive ouest du lac Guillaume-Delisle et sont visibles sur environ 75 kilomètres dans une direction nord-sud. Selon la documentation disponible, les travaux d'exploration ont été concentrés au sud-ouest du lac Guillaume-Delisle, et il est fort possible qu'il y ait eu très peu de prospection en dehors de cette zone. Le prolongement vers le nord de l'horizon minéralisé offre un potentiel minéral en Pb-Zn intéressant même si, dans ce secteur, les roches carbonatées sont recouvertes par quelques dizaines de mètres de basalte ou, encore, sont difficiles d'accès lorsqu'elles affleurent sur le flanc des falaises. Néanmoins, il est important de mentionner que ces roches se trouvent dans un secteur restreignant l'acquisition de titres miniers ou l'exécution de travaux d'exploration. La majeure partie des unités favorables se trouvent soit sur les terres de catégorie I de la communauté inuite d'Umiujaq, soit à l'intérieur du futur de parc national des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau-Claire (figure 7.13).

#### U filonien associé à une discordance (type 21)

Les gîtes d'uranium associés à des discordances (Ruzicka, 1996b) représentent une source importante d'uranium, notamment dans la région du bassin d'Athabasca, en Saskatchewan. Ces gîtes se trouvent généralement à la base de séquences de grès protérozoïques qui reposent en discordance sur des roches métamorphiques plus âgées que le Protérozoïque moyen. Deux habitus de minéralisation sont communément observés : une minéralisation polymétallique (U-Ni-Co-As) localisée principalement au niveau même de la discordance et une minéralisation monométallique (U)



dans les roches sous-jacentes à la discordance. Les minéralisations monométalliques sont généralement associées à des failles dans le socle.

Dans le secteur du lac Guillaume-Delisle, la discordance angulaire entre les roches protérozoïques du Groupe de Richmond Gulf (Chandler, 1988) et le socle granitique archéen peut représenter un environnement favorable à de telles minéralisations. Quatre indices d'uranium peuvent être attribués à ce type de minéralisation (figures 7.13 et 7.17). Madon (1977 et 1979) ainsi que Madon et Winter (1980) donnent des descriptions sommaires de ces zones. La minéralisation uranifère se trouve principalement dans des fractures ou dans des failles qui affectent le socle archéen, à proximité de la discordance avec les grès protérozoïques. À l'indice *Uranerz No 1*, un échantillon choisi contenant des veines de pyrite et d'uraninite a livré une teneur de 1,31 %  $U_3O_8$ .

Les indices du secteur du lac Guillaume-Delisle pourraient représenter un potentiel intéressant pour des minéralisations en uranium. Toutefois, comme dans le cas des gîtes de type Mississippi-Valley, les indices connus et les roches offrant le meilleur potentiel sont situés à l'intérieur du futur parc des lacs Guillaume-Delisle et à l'Eau Claire où la désignation de claims est prohibée (figure 7.13).

## POTENTIEL POUR D'AUTRES TYPES DE MINÉRALISATION

En plus des indices et gîtes traités précédemment, il existe aussi un potentiel de découverte pour d'autres types de minéralisations dans le NEPS. Plusieurs des ceintures volcano-sédimentaires du NEPS possèdent des caractéristiques qui les distinguent des roches de l'Abitibi. Outre le degré de métamorphisme et la dimension réduite des ceintures, il existe aussi des différences au niveau des assemblages lithologiques. Par exemple, les unités de marbre calcitique observées dans plusieurs ceintures du NEPS sont absentes en Abitibi. Ces roches témoignent d'un environnement marin peu profond qui peut correspondre à un milieu d'arc émergeant ou à un milieu de marge continentale active. Les caractéristiques géochimiques et isotopiques ( $\epsilon Nd$ ) de quelques ceintures du NEPS permettent de mettre en évidence la contribution d'une croûte sialique ancienne dans le volcanisme (chapitre 4). Par ce caractère « continental », les ceintures volcano-sédimentaires du NEPS s'apparentent aux ceintures de la Baie-James qui se sont aussi érigées sur un socle granitique (Goutier *et al.*, 2001).

Ces caractéristiques « continentales » ont une incidence sur le type de minéralisation que l'on peut trouver dans ces ceintures volcano-sédimentaires. Par exemple, la recherche de gîtes d'or épithermaux ou de gîtes de Cu-Au de type porphyrique à l'intérieur des ceintures supracrustales du NEPS pourrait être considérée. Il en est de même pour les paléoplacers uranifères et aurifères de type Witwatersrand dont des exemples sont connus à l'intérieur des sédiments de la Formation d'Apple, à la Baie-James (Gauthier, 2000).

Les roches du NEPS offrent aussi un potentiel intéressant pour les gîtes primaires de diamant dans les kimberlites (Mitchell, 1991; Kjarsgaard, 1996), même si aucune kimberlite n'y a été trouvée jusqu'à maintenant. La découverte de kimberlites diamantifères dans les monts Otish a créé un engouement sur l'ensemble du territoire de la Baie-James. Cet intérêt pour la recherche de diamant commence à s'étendre plus au nord, jusque dans le NEPS où quelques travaux d'exploration pour le diamant ont été effectués. D'ailleurs, plusieurs secteurs du NEPS qui présentent un intérêt particulier pour les kimberlites sont mis en évidence dans des publications du MRNF. Une étude des kimberlites et des linéaments du Québec fait ressortir le couloir d'Allemand-Tasiat, dans le nord-ouest de la région, ainsi que le couloir de Saindon-Cambrien, dans le sud-est, comme des secteurs propices à la découverte de kimberlites (Moorhead *et al.*, 1999). Plusieurs dykes de lamprophyre et de carbonatite, identifiés dans le secteur du lac Aigneau (Berclaz *et al.*, 2001), sont considérés comme des indicateurs de la présence de kimberlites (Moorhead *et al.*, 2000). Ces auteurs identifient aussi quelques cibles géochimiques basées sur des anomalies en Ba, Ce et Cr dans les sédiments de fonds de lacs. Un essai sur l'évaluation du potentiel de découverte de kimberlites, basé surtout sur une étude des linéaments, propose quelques cibles pouvant orienter des travaux de reconnaissance (Labbé, 2001; 2002). Des études sur les minéraux indicateurs de kimberlites dans le till ou dans les eskers (Beaumier *et al.*, 2002a; Parent *et al.*, 2004) ont aussi permis de recommander quelques cibles d'exploration, notamment dans le secteur du lac Bienville.

## CONCLUSIONS

Au total, 170 indices ont été répertoriés dans le secteur visé par le Programme Grand Nord. Ces indices ont été classifiés en 21 types gîtologiques en fonction de leur minéralisation, de la composition des roches hôtes et du contexte structural. La présence de ces indices et leur diversité témoignent d'un potentiel varié à l'intérieur du NEPS. À première vue, le nombre d'indices semble peu important pour une région aussi vaste. Rappelons toutefois que les travaux de cartographie en sont au stade de la reconnaissance (1/250 000) et que les travaux de prospection et d'exploration y ont été peu nombreux et très localisés. Le NEPS possède un potentiel pour la découverte de nouveaux indices minéralisés, certains types de minéralisation étant nettement plus prometteurs que d'autres. Selon les connaissances actuelles, les gîtes qui présentent le plus de potentiel sont les gîtes de sulfures volcanogènes, les gîtes magmatiques de Ni-Cu associés aux komatiites ou aux intrusions ultramafiques, les gîtes d'or dans les formations de fer et les veines de quartz aurifères. Le potentiel des gîtes sédimentaires d'uranium pourrait aussi être intéressant, si ce n'était de la faible étendue des bassins sédimentaires qui contiennent les zones minéralisées.

Les travaux d'exploration effectués dans les ceintures volcano-sédimentaires du NEPS ont souvent été inspirés des méthodes développées dans les roches supracrustales de la Ceinture de l'Abitibi, où les gîtes d'or de type veines dans les cisaillements et les gîtes de sulfures massifs volcanogènes de type Noranda dominent largement. Dans le NEPS, le métamorphisme élevé amène une nouvelle dimension à laquelle il faut s'adapter. Ainsi, les minéraux d'altération observés dans les ceintures métamorphisées du NEPS ne sont pas les mêmes que ceux présents dans la Ceinture de l'Abitibi. Il faut aussi adapter les modèles d'exploration au caractère plus « continental » des roches supracrustales du

NEPS. Dans certaines ceintures volcano-sédimentaires, le contexte semble plus favorable à la découverte de gîtes de cuivre porphyrique, plutôt qu'à la mise au jour de minéralisations de type sulfures volcanogènes.

Finalement, la présence d'un essaim de dykes de lamprophyre et de carbonatite, la découverte de minéraux indicateurs de kimberlite dans les tills et la reconnaissance de grands couloirs régionaux dans lesquels se trouvent des intrusions alcalines sont autant d'éléments qui témoignent d'un potentiel encourageant pour la découverte de kimberlites et de diamant dans le NEPS.

TABLEAU 7.1 – Catalogue des gîtes minéraux du NEPS.

No.	Nom	Visité	Type	Typologie	Description de la minéralisation	Teneurs
1	Éch 809092	n	9b	Diss. poly volc.	CP disséminée dans un metabasalte	0,71 % Cu
2	Éch 809269	n	9d	Diss. poly intr.	CP disséminée dans un gabbro et veine de GL-PY	1,08 % Cu, 45,5 % Pb, 45,7 g/t Ag
3	Julie-Sig	n	2a	Sulf. volc. Cu	Sulfures disséminés (CP-PO-PY ± SP ± GL) dans une mylonite quartzo-feldspathique	8,71 % Cu, 0,2 % Zn, 0,5 % Pb, 0,3 % Ni, 425 g/t Ag
4	Éch 113716	n	9b	Diss. poly volc.	PY-GL-SP disséminées dans un metabasalte	8,5 g/t Ag
5	Pitaval	n	9b	Diss. poly volc.	CP-PY disséminées dans un tuf felsique	9,18 g/t Ag, 0,13 % Cu
6	Gabi	n	10b	Diss. Au volc.	Sulfures disséminés (SP-GL?) dans une zone de cisaillement	1,5 g/t Au, 1,48 % Pb, 1,64 % Zn
7	Gino-Laurent	n	9c	Diss. poly. f. fer	PY-PO disséminées dans une formation de fer	25,2 g/t Ag, 0,14 g/t Au, 0,58 % Cu, 0,14 % Ni
8	Isabel	o	14	Vn sulf. u.m.	Veines de CP massive dans une roche ultramafique	jusqu'à 6,70 % Cu, 17 g/t Au, 5 g/t Ag
9	Gay-820203	n	9c	Diss. poly. f. fer	PO-CP disséminées dans une formation de fer	0,67 % Cu, 2,6 g/t Ag, 0,08 % Zn
10	Exhalite	n	11	Au dans f. fer	Bandes de PO-PY-CP massives à semi-massives	2,18 g/t Au, 6 g/t Ag
11	Gay-820202	n	9c	Diss. poly. f. fer	PO-CP-PY disséminées dans une formation de fer	40,5 g/t Ag, 0,34 g/t Au, 0,32 % Pb
12	Gayot (Loup)	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	2,01 % Ni, 0,34 % Cu, 0,57 g/t ÉGP sur 3,15 m (rainure)
13	BIF	o	11	Au dans f. fer	Veinules de PO	5,6 g/t Au, 3,8 g/t Ag, 0,10 % Cu
14	Nancy	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	9,0 % Ni, 0,6 % Cu, 9,0 g/t ÉGP sur 2,55 m (forage)
15	MS-99-28	n	9c	Diss. poly. f. fer	PO-CP-PY disséminées dans une formation de fer	12 g/t Ag
16	Gagnon	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	2,17 % Ni, 0,42 % Cu, 2,46 g/t ÉGP sur 0,45 m (rainure)
17	Pyrox	n	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés dans une pyroxénite	0,95 % Ni, 0,25 % Cu, 1,13 g/t Pd, 0,5 g/t Pt, 4,0 g/t Ag
18	Baseline	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	1,98 % Ni, 0,11 % Cu, 1,2 g/t ÉGP
19	L	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	2,20 % Ni, 1,41 % Cu, 2,29 g/t ÉGP sur 11,4 m (forage)
20	Zone 03-SE	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés (PO-PD ± PY ± CP) dans une épaisse coulée ultramafique	1,05 % Ni, 0,12 % Cu, 0,39 g/t ÉGP sur 8,7 m (rainure)
21	Pb-Zn	o	2b	Sulf. volc. Zn	Sulfures (PO-SP-GL-CP) disséminés dans un tuf felsique chloritisé	35,2 g/t Ag, 3,82 % Pb, 2,7 % Zn
22	De Champlain	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	9,97 % Ni, 0,32 % Cu, 0,22 % Co, 4,46 g/t ÉGP sur 30 cm (rainure)
23	Zone 03	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés (PO-PD-PY-CP) dans une épaisse coulée ultramafique	1,28 % Ni, 0,15 % Cu sur 1,2 m (forage)
24	Malorie	n	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	7,46 % Ni, 0,06 % Cu, 0,3 % Co, 1,82 g/t ÉGP
25	Pistolaté	n	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures disséminés, matriciels et massifs (PO-PD ± PY ± CP) à la base d'une coulée ultramafique	2,96 % Ni, 1,5 % Cu, 1,08 g/t ÉGP
26	Lac Gayot	n	8	U sédimentaire	Fine dissémination de PB avec ± CP ± PY ± GL	50 Mt à 0,10 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
27	Lac Bert	n	8	U sédimentaire	PB finement disséminée selon de minces rubans parallèles au litage dans un siltstone	894 ppm U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> sur 15 cm (forage)
28	Lac Moyer	n	13	Vn qtz poly. cis.	PY-CP-PO dans des veines de QZ centimétriques boudinées	0,71 % Cu, 4,9 g/t Ag
29	Moyer Ouest	o	3b	Ni-Cu mag. kom.	Sulfures semi-massifs (PY-PO) dans une pyroxénite	0,32 % Ni, 0,37 % Cu
30	Chalifour	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	PY (PO?) dans une intrusion ultramafique cisailée	0,30 % Ni, 0,31 % Cu
31	Angilbert Sud	o	9a	Diss. poly. séd.	PY disséminée et en veines massives dans un paragneiss	29 g/t Ag, 0,16 g/t Au, 0,2 % Co, 0,08 % Cu
32	Chateauguay		3a	Ni-Cu mag. intr.	PY-PO disséminées dans une pyroxénite massive	0,32 % Ni, 0,37 % Cu
33	Natuak-90	n	9b	Diss. poly volc.	PY disséminée dans un horizon siliceux	8 g/t Ag, 0,22 g/t Au, 0,31 % Zn, 0,14 % Pb
34	Natuak-4539	n	9c	Diss. poly. f. fer	PY-PO-AS disséminées ou en lamines millimétriques dans une formation de fer	0,78 % Zn, 6 g/t Ag, 0,20 % Pb

TABLEAU 7.1 – Catalogue des gîtes minéraux du NEPS (suite).

No.	Nom	Visité	Type	Typologie	Description de la minéralisation	Teneurs
35	Natuak-1210	n	9b	Diss. poly volc.	PY-PO disséminées dans un horizon felsique associé à des roches ultramafiques	0,25 % Ni, 0,39 % Cr
36	Indice Tuk-Tuk	n	9c	Diss. poly. f. fer	PY ± CP disséminées dans une formation de fer	0,63 % Cu, 2 g/t Ag
37	Indice Panache	n	10a	Diss. Au séd.	PY-SP ± CP ± AS disséminées et en veinules dans un paragneiss cisailé	1,3 g/t Au, 7,2 g/t Ag, 3,08 % Zn, 0,77 % Pb
38	Birthday	n	9a	Diss. poly. séd.	CP-PO disséminées dans un paragneiss	6,9 g/t Ag, 0,25 % Cu
39	Indice CB-188	n	9d	Diss. poly. intr.	PY disséminée dans une tonalite	11,9 g/t Ag
40	Indice Airo	o	2b	Sulf. volc. Zn	PY ± SP disséminées dans métarhyolite	10 g/t Ag
41	Tasi	o	2c	Sulf. volc. Au	Sulfures disséminés (PY-CP) dans des roches à AT-CD	6,95 g/t Au, 5,80 % Cu, 524 g/t Ag
42	Indice RG-12	n	9d	Diss. poly. intr.	CP finement disséminée dans une tonalite	0,71 % Cu, 4,3 g/t Ag
43	Indice SL-56	n	9a	Diss. poly. séd.	PY-PO ± CP disséminées dans un paragneiss	11,8 g/t Ag, 0,14 g/t Au, 0,07 % Cu
44	Indice SL-54	n	9b	Diss. poly volc.	PO disséminée dans un metabasalte	9,6 g/t Ag, 0,19 % Cu
45	Indice SL-41	n	9b	Diss. poly volc.	PO-PY ± CP disséminées dans une amphibolite	7,8 g/t Ag
46	Indice CB-136	n	11	Au dans f. fer	PO ± PY en bandes et veinules	3,02 g/t Au
47	Indice PB-98	n	11	Au dans f. fer	PO ± PY semi-massive à disséminée dans un cisaillement	1,26 g/t Au, 0,80 % Zn
48	Cap Jagged	n	9a	Diss. poly. séd.	PY-CP disséminées dans un paragneiss	7 g/t Ag, 0,10 % Cu
49	Rivière Renouvé	n	9d	Diss. poly. intr.	PY-PO-CP disséminées dans un gabbro	1,38 % Cu, 5 g/t Ag
50	Great Whale (Gisement D)	n	1	F. fer Algoma	Niveaux de magnétite massive localement recristallisée	148,5 Mt à 36,8 % Fe
51	Great Whale (Gisement A)	n	1	F. fer Algoma	Formation de fer à magnétite finement grenue et rubannée	538 Mt à 36,7 % Fe
52	Lac Fagnant-Sud	n	13	Vn qtz poly. cis.	PO-GL dans des veines de QZ-HM le long d'un contact entre un conglomérat et une métapélite	35,8 g/t Ag, 0,83 % Pb
53	Lac Fagnant-Centre	n	12	Vn qtz Au	AS ± PO ± PY ± CP dans des veines de quartz	jusqu'à 20,34 Au, 2,5 % Cu, 8,6 g/t Ag
54	Lac Fagnant-Nord	n	12	Vn qtz Au	PO-PY-CP en bandes et en veines	2,7 g/t Au
55	Cuesta	n	12	Vn qtz Au	Veines de quartz polymétalliques dans des metabasaltes cisailés	jusqu'à 13,39 g/t Au, 19,7 g/t Ag
56	Esker	n	12	Vn qtz Au	Plusieurs zones de veines de quartz contenant divers sulfures dont principalement AS	jusqu'à 39,5 g/t Au, 7,7 % Pb, 8,9 % Zn, 220 g/t Ag, 0,6 % Cu
57	Péridotite	n	11	Au dans f. fer	CP et PY disséminées dans une enclave de formation de fer	2,64 g/t Au, 2,1 g/t Ag, 0,18 % Cu
58	Mac'S Lead	n	20	Miss.-Valley	GL-SP-PY massive à disséminée	6,21 % Pb, 1,28 % Zn, 1700 g/t Ag
59	Lac Desjardins-NO	n	21	U fil. disc.	Peu d'information sur la minéralisation	0,32 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
60	Ruby Lake	o	20	Miss.-Valley	GL-SP-PY massive à disséminée	525 000 t à 1,26 % Zn, 1,02 % Pb
61	Nancy Island	n	20	Miss.-Valley	GL-SP-PY massive à disséminée	267 000 t à 2,15 % Zn, 0,72 % Pb
62	Sophie	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans un gabbro folié	0,36 % Ni, 0,30 % Cu, 0,33 g/t Pt, 0,20 g/t Pd, 0,18 g/t Au
63	Lac Brume-Nord	n	21	U fil. disc.	Peu d'information sur la minéralisation	0,20 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
64	Flipper	o	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	1,28 % Ni, 1,01 % Cu, 0,15 % Co
65	Miki	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et à l'intérieur d'amygdules dans les basaltes	0,59 % Cu, 4,9 g/t Ag
66	Bornite	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et en veinules dans les basaltes	4,46 % Cu, 48,2 g/t Ag
67	Graben	o	7b	Lits rouges séd.	CT et BO disséminées dans les gabbros et dans les grès	1,15 % Cu, 29,2 g/t Ag
68	Canada	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et à l'intérieur de fractures dans les basaltes	3,21 % Cu, 16,9 g/t Ag
69	Colline Copper	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et à l'intérieur d'amygdules dans les basaltes	2,84 % Cu, 12,9 g/t Ag
70	Majuraaluk	o	7a	Lits rouges volc.	CT disséminée et à l'intérieur d'amygdules dans les basaltes	1,49 % Cu, 17,3 g/t Ag
71	Monte Lake	o	20	Miss.-Valley	GL-SP-PY massive à disséminée	120 000 t à 1,75 % Pb, traces Ag



TABLEAU 7.1 – Catalogue des gîtes minéraux du NEPS (suite).

No.	Nom	Visité	Type	Typologie	Description de la minéralisation	Teneurs
72	Le Goulet	n	20	Miss.-Valley	GL massive à disséminée	340 g/t Ag, 15 % Pb
73	Lac Brume-Ouest	n	21	U fil. disc.	Peu d'information sur la minéralisation	0,10 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
74	Nirliq	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et à l'intérieur d'amygdules dans les basaltes	11,43 % Cu, 81,9 g/t Ag
75	Copper Cove	n	7b	Lits rouges séd.	CP-PO-PY disséminées dans une arkose	1,10 % Cu
76	Iyaati Nord	o	7a	Lits rouges volc.	CT et BO disséminées et à l'intérieur d'amygdules dans les basaltes	4,29 % Cu, 26,4 g/t Ag
77	Uranerz No 1	n	21	U fil. disc.	PY-UR en veinules	1,31 % U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
78	Umiarjuaq	o	7a	Lits rouges volc.	CT disséminé dans les basaltes	0,72 % Cu, 5,7 g/t Ag
79	Ni-dance	o	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	0,83 g/t Pt, 10,6 g/t Pd, 0,34 % Cu, 0,11 % Ni
80	Tan W	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	0,56 g/t Pt, 0,98 g/t Pd, 0,25 % Ni, 0,27 % Cu
81	Tan	o	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés, semi-massifs et massifs (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	1,82 % Ni, 3,46 % Cu, 5,77 g/t ÉGP
82	Tan NW	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	0,34 % Ni, 0,40 % Cu
83	Qullinaaraaluk	o	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés, semi-massifs et massifs (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	2,60 % Ni, 0,15 % Cu, 0,24 % Co
84	Morrice: AC-98-18	n	6	Mo-W porph.	MO disséminée dans un granite	1,50 % Mo
85	Dupire	o	11	Au dans f. fer	AS dans des veines de quartz-chlorite	3,42 g/t Au
86	Morrice-Dubé	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	490 ppm Th
87	Morrice-Carrier	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	830 ppm Th, 0,27 % ÉTR
88	Duvert-Site-9	n	11	Au dans f. fer	PO-PY ± AS disséminées (?)	1,30 g/t Au
89	Duvert-Site-1	n	9b	Diss. poly volc.	PY-PO-CP ± AS disséminées dans un horizon felsique silicifié	0,85 % Cu, 0,22 g/t Au
90	indice 17243	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	0,19 % Th, 0,75 % ÉTR
91	Vernot-Quirion-17	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	638 ppm U
92	Vernot-Quirion-29	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	0,2 % Th
93	Vernot-Dubé-1	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	650 ppm Th, 0,17 % ÉTR
94	Vernot-St-Georges	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	590 ppm Th
95	Vernot-Larocque-18	n	16	U filonien	Pas d'information sur la minéralisation	0,13 % U, 330 ppm Th
96	Vernot-Larocque-4	n	16	U filonien	Pas d'information sur la minéralisation	0,44 % Th, 2,8 % ÉTR
97	Vernot-Quirion-4	n	16	U filonien	Pas d'information sur la minéralisation	560 ppm Th, 0,19 % ÉTR
98	Indice Patou	n	13	Vn qtz poly. cis.	PY-CP ± BN dans des veines de QZ bréchiques	0,5 % Cu
99	Vernot-Quirion-21	n	16	U filonien	Pas d'information sur la minéralisation	512 ppm U, 400 ppm Th
100	Vernot-Dubé-5	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	480 ppm Th
101	Vernot-Dubé-6	n	5	U-Th gran. porph.	Pas d'information sur la minéralisation	990 ppm Th
102	Duvert-Site-3	n	9b	Diss. poly volc.	PY-AS disséminées dans un horizon siliceux en association avec des roches ultramafiques	0,25 % Ni, 0,12 % Co, 0,13 % Cu, 0,27 g/t Au
103	Vizien	n	9b	Diss. poly volc.	PY-PO ± CP ± SP disséminées à semi-massives dans des roches métavolcaniques	6 g/t Ag, 0,17 % Cu, 0,12 % Ni, 0,38 % Zn
104	Bonenfant	o	9c	Diss. poly. f. fer	CP disséminée et en veinules dans une formation de fer	0,54 % Cu
105	PNAR-99-02	n	11	Au dans f. fer	PY disséminée dans un mobilisat de QZ-BO-GR	1 g/t Au
106	PNAR-99-01	n	11	Au dans f. fer	PY disséminée	7,0 g/t Au
107	PNAR-99-03	n	11	Au dans f. fer	PY-CP-AS disséminées dans un mobilisat de QZ-GR-HB	1 g/t Au
108	Narsaaluk-98	n	11	Au dans f. fer	PY disséminée dans un mobilisat de QZ-GR-GN	1,56 g/t Au

TABLEAU 7.1 – Catalogue des gîtes minéraux du NEPS (suite).

No.	Nom	Visité	Type	Typologie	Description de la minéralisation	Teneurs
109	PNAR-99-04	n	11	Au dans f. fer	PO disséminée	7,9 g/t Au
110	Kogaluc 6	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	3,84 g/t Au sur 1,50 m (rainure)
111	Kogaluc 5	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	4,39 g/t Au sur 0,9 m (rainure)
112	Kogaluc 4	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	4,92 g/t Au sur 5,57 m (rainure)
113	Kogaluc 1	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	5,77 g/t Au sur 3,00 m (rainure)
114	Kogaluc 2	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	1,48 g/t Au sur 49,1 m (rainure)
115	Kogaluc 3	o	11	Au dans f. fer	PO-PY ± CP disséminées ou en veinules	2,08 g/t Au sur 3,10 m (rainure)
116	Tupirviapik SE	o	19	Vn qtz poly.	Amas de CP-SP-GL dans des veines de quartz-carbonates	2,80 % Pb, 26,3 g/t Ag, 0,55 % Cu
117	Tupirviapik	o	19	Vn qtz poly.	Amas de CP dans des veines de quartz-carbonates	10,7 % Cu, 8,8 g/t Ag
118	Tupirviapik NW	o	19	Vn qtz poly.	Amas de CP-SP ± GL dans des veines de quartz-carbonates	2,31 % Zn, 15,2 g/t Ag
119	MP-1078	n	2a	Sulf. volc. Cu	Veinules de sulfures (CP?) dans un schiste à AT-CD-GR.	0,58 % Cu, 6,4 g/t Ag, 0,33 g/t Au
120	Anse au Marsoin-Est	n	1	F. fer Algoma	Formation de fer à magnétite en contact avec une amphibolite.	32,16 % Fe
121	Unnusiutlik	o	19	Vn qtz poly.	Amas de CP-SP-GL dans des veines de quartz-carbonates	3,15 % Cu, 3,62 % Zn, 0,59 % Pb, 62,9 g/t Ag
122	Unnusiutlik-Nord	o	19	Vn qtz poly.	Amas de CP-GL ± SP dans des veines de quartz-carbonates	2,82 % Pb, 0,53 % Cu, 0,32 % Zn, 4 g/t Ag
123	MP-1008	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-PY-CP) dans une pyroxénite	0,52 % Ni, 0,33 % Cu
124	Last Chance	n	3a	Ni-Cu mag. intr.	Sulfures disséminés (PO-CP) dans une pyroxénite	0,40 % Ni, 0,19 % Cu, 0,15 g/t Pt, 0,20 g/t Pd
125	JD-8045	n	2a	Sulf. volc. Cu	Pas d'information sur la minéralisation	0,73 % Cu, 3,6 g/t Ag
126	PN-2055		2a	Sulf. volc. Cu	Sulfures disséminés avec quelques niveaux (veines?) de PY massive	1,14 % Cu, 1,6 g/t Ag
127	Roulier	o	4	Fe-Ti-V intr.	Niveau plurimétrique de magnétite	5321 ppm V, 14 % TiO <sub>2</sub>
128	Tulugak	n	11	Au dans f. fer	PO-PY-As disséminées	3,24 g/t Au
129	Avingaluk	o	11	Au dans f. fer	PO-PY-As disséminées à semi-massives	1,8 g/t Au sur 7,9 m (rainure), 35,4 g/t Au
130	Amaruk	o	11	Au dans f. fer	PO-PY-As disséminées à semi-massives	4,61 g/t Au sur 8,4 m (forage)
131	Zone 1998	n	11	Au dans f. fer	PY-AS disséminées	jusqu'à 16 g/t Au
132	Ile-aux-Mulots 1	o	2b	Sulf. volc. Zn	Sulfures (PY-PO-SP-CP-GL) disséminés à semi-massifs associés à des altérations en AT-BO dans des metabasites.	3,3 % Zn sur 4,8 m; 2,34 % Cu, 26 g/t Ag sur 0,3m (rainure)
133	Ile-aux-Mulots 2	n	2c	Sulf. volc. Au	Minéralisation disséminée en PY-CP dans des roches mafiques à AT-CD-BO-GR	1,80 % Cu, 2,5 g/t Au, 25 Ag
134	Qalluviartuuq SW	n	2c	Sulf. volc. Au	Minéralisation disséminée en PY-CP dans des gneiss mafiques altérés en AT-SM-BO-GR	1,10 % Cu, 1,2 g/t Au, 14 g/t Ag
135	Anorthosite 1	o	12	Vn qtz Au	PY et CP disséminés dans des veines de quartz associées à des zones de cisaillement	2,14 % Cu, 2,8 g/t Au, 12 g/t Ag
136	Anorthosite 2	o	12	Vn qtz Au	PY et CP disséminés dans des veines de quartz associées à des zones de cisaillement	1,4 g/t Au, 6 g/t Ag, 0,5 % Cu
137	Mézard	n	12	Vn qtz Au	PY disséminée dans un amas décimétrique de quartz et grenat	1,61 g/t Au, 1,6 g/t Ag
138	Qalluviartuuq-NW	n	10b	Diss. Au volc.	PY ± CP disséminées à semi-massive	8 g/t Au, 18 g/t Ag, 0,14 % Cu
139	Pointe-Aux-Gossans-1	o	10b	Diss. Au volc.	PO-PY-AS-CP disséminées dans des volcanites felsiques à intermédiaires cisailées	47,2 g/t Au, >50 g/t Ag, 0,5 % Cu
140	Pointe-Aux-Gossans-2	o	10b	Diss. Au volc.	PO-PY-AS-CP disséminées dans des volcanites felsiques à intermédiaires cisailées	27,4 g/t Au, 31,5 g/t Ag, 0,5 % Cu
141	Lac Qalluviartuuq-Nord	n	9b	Diss. poly volc.	PY-CP disséminées dans un gneiss mafique	2,40 % Cu, 18 g/t Ag
142	Tukimurtuk	n	17	Mo failles	PY-MB en veinules associées à une faille	0,30 % Mo
143	Tasiaalujjuaq	n	9d	Diss. poly. intr.	CP-PY disséminées dans une diorite foliée	0,75 % Cu, 3,9 g/t Ag, 0,14 g/t Au

TABLEAU 7.1 – Catalogue des gîtes minéraux du NEPS (suite et fin).

No.	Nom	Visité	Type	Typologie	Description de la minéralisation	Teneurs
144	Lac du Pelican	n	9b	Diss. poly volc.	PY disséminée dans une enclave de tuf felsique à l'intérieur d'une intrusion felsique	4,72 % Zn, 29,2 g/t Ag, 0,24 g/t Au
145	Pelican	o	10b	Sulf. volc. Au	PY disséminée à massive dans des metabasites en association avec des paragneiss et une formation de fer	1,2 g/t Au, 5,6 g/t Ag, 0,26 % Cu
146	Nantais 1	o	10b	Diss. Au volc.	PY-PO-AS disséminées dans une zone de cisaillement dans des metabasites	4,7 g/t Au, 5,2 g/t Ag
147	Nantais 2	o	10b	Diss. Au volc.	PY-CP-SP disséminées et en minces bandes semi-massives dans des metabasites cisailés	7,9 g/t Au, 7,2 g/t Ag
148	Cabane	o	2b	Sulf. volc. Zn	Veine de SP-GL massives de 15-20 cm d'épaisseur dans des volcanites felsiques à AT-AD-BO-GR	2,48 % Zn, 7 % Pb, 1600 g/t Ag, 0,12 % Cu, 0,47 g/t Au
149	Veines	o	12	Vn qtz Au	PY fine en bordure des veines de quartz et or visible localement	7,24 g/t Au sur 2,1 m (rainure)
150	Kak	n	10a	Vn qtz Au	PY disséminée dans cisaillement	18,1 g/t Au, 16,8 g/t Ag
151	810091	n	10c	Diss. Au intr.	PY disséminée dans des tonalites cisailées	1,1 g/t Au, 6,2 g/t Ag, 0,58 % Cu
152	Francoeur	o	2a	Sulf. volc. Cu	Amas décimétriques à métriques de sulfures massifs (PY-CP-SP) et minéralisation disséminée dans une roche mafique à AT	6,4 % Cu, 3,4 % Zn, 0,18 g/t Au, 64 g/t Ag sur 1,5 m (rainure)
153	Havre Sigouin	o	2c	Sulf. volc. Au	Disséminations de CP et de PY dans un schiste à AT Quelques veines de CP	10,4 % Cu, 12,6 g/t Au, 46 g/t Ag
154	Scrap Yard	o	2b	Sulf. volc. Zn	Veines décimétriques de SP massive et CP disséminée dans un schiste à anthophyllite	4,6 % Zn sur 2,3 m (rainure)
155	COM	o	2c	Sulf. volc. Au	Lentilles décimétriques à métriques de sulfures massifs (PY-SP-GN-CP-AS) dans une métarhyolite	jusqu'à 34,3 g/t Au, 533 g/t Ag, 1,46 % Pb, 7,4 % Zn
156	Plozin	o	2c	Sulf. volc. Au	Trois zones minéralisées (veines quartz-sulfures ou sulfures disséminées) dans une métarhyolite	jusqu'à 10,3 % Zn, 4,55 % Pb, 4,26 g/t Au, 370 g/t Ag
157	Secteur 3 - Nord	n	2b	Sulf. volc. Zn	Minéralisation en PY-SP-AS disséminés dans une roche tuffacée	7,2 % Zn, 9,3g/t Ag, 0,68 % Cu sur 0,5 m (rainure)
158	Kaliattualuk-2	n	9b	Diss. poly volc.	PY ± AS ± CP disséminées dans une zone de cisaillement	17,9 g/t Ag, 0,20 % Mo
159	Secteur 2	n	10b	Diss. Au volc.	PY disséminée dans des métavolcanites intermédiaires cisailées	5,14 g/t Au, 18 g/t Ag
160	Kakiattualuk-4	n	10b	Diss. Au volc.	PY disséminée dans un metabasite	5,24 g/t Au
161	Kakiattualuk-3	n	12	Vn qtz Au	PY et AS disséminées dans une veine de quartz	1,18 g/t Au
162	Kakiattualuk-1	n	13	Vn qtz poly. cis.	CP dans des veines de QZ associées à une zone de cisaillement	2,4 % Cu, 73,4 g/t Ag, 1,0 g/t Au
163	Cipmyluk 1	o	18	Vn Cu-Co	Amas de CP-PY dans des veines de quartz	2,2 % Cu, 0,01 % Co
164	Cipmyluk 2	o	18	Vn Cu-Co	CP-PY dans des veines de magnétite	3,4 % Cu, 0,07 % Co
165	Juet	n	11	Au dans f. fer	PY-AS disséminées	6,4 g/t Au
166	Peltier	n	9b	Diss. poly volc.	Aucune information sur la minéralisation	8 g/t Ag
167	Allemand	n	9b	Diss. poly volc.	Aucune information sur la minéralisation	0,8 % Cu, 2,9 g/t Ag
168	Lac Grunérite	n	19	Vn qtz poly.	CP-PY-PO disséminés dans des veines de quartz	0,56 % Cu, 2 g/t Ag
169	Lataille Sud	o	15	ÉTR r. carb.	AL disséminée dans un marbre recristallisé	1,36 % ÉTR
170	Lataille Nord	o	15	ÉTR r. carb.	AL disséminée dans un marbre schisteux	0,31 % ÉTR

**Codes des minéraux**

AD - Andalousite  
 AL - Allanite  
 AS - Arsénopyrite  
 AT - Anthophyllite  
 BN - Bornite  
 BO - Biotite

CD - Cordiérite  
 CP - Chalcopryite  
 CT - Chalcocite  
 GL - Galène  
 GN - Grunérite  
 GR - Grenat

HB - Hornblende  
 HM - Hématite  
 MO - Molybdénite  
 QZ - Quartz  
 PB - Pechblende  
 PD - Pentlandite

PO - Pyrrhotite  
 PY - Pyrite  
 SM - Sillimanite  
 SP - Sphalérite  
 UR - Uraninite





## RÉFÉRENCES

- ALMOND, L.B., 1947 – Geological report on Richmond Gulf area. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 9731, 17 pages.
- ALMOND, L.B. – MOFFAT, W.W. – HARWOOD, T.A., 1947 – Report on the property. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 9733, 60 pages.
- APPEL, P.W.U. – MOORBATH, S. – TOURET, J.L.R., 2003 – Early Archaean processes and the Isua Greenstone Belt, West Greenland. *Precambrian Research*; volume 126, pages 173-179.
- ARTH, J.G. – BARKER, F. – PETERMAN, Z.E. – FRIEDMAN, I., 1978 – Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *Journal of PÉTROlogy*; volume 19, pages 289-316.
- AUBERT DE LA RUE, E., 1948 – Geological survey through the Ungava Peninsula. Arctic; volume 1, pages 135-136.
- AVRAMTCHEV, V., 1985 – Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-02, carte n° 2000, échelle de 1/1 500 000.
- BAKER, M., 2005 – Pétrologie et métallogénie de l'indice de Ni-Cu-Co de Qullinaaraaluk et d'intrusions mafiques-ultramafiques du Domaine du lac Minto, Sous-province de Minto, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 256 pages.
- BARAGAR, W.R.A. – ERNST, R.E. – HULBERT, L. – PETERSON, T., 1996 – Longitudinal pÉTROchemical variations in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield. *Journal of PÉTROlogy*; volume 37, pages 317-359.
- BARNES, S.J. – HILL, R.E.T. – PERRING, C.S. – DOWLING, S.E., 1999 – Komatiite flow fields and associated Ni-sulphide mineralization with examples from the Yilgarn Block, Western Australia. In: *Dynamic processes in magmatic ore deposits and their applications in mineral exploration*, R.R. Keays, C.M. Lesher and P.C. Lightfoot (ed.). Geological Association of Canada; Short Course Volume 13, pages 159-194.
- 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 and 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 and 249-262.
- BEALS, C.S. – DENCE, M.R. – COHEN, A.J., 1967 – Evidence for impact origin of Lac Couture. *Publication of the Dominion Observatory, Ottawa*; volume 31.
- BEAUMIER, M., 1986 – Géochimie des sédiments de lac – Région de la rivière Caniapiscou. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 86-23, 40 cartes.
- BEAUMIER, M., 2001 – Kimberlites et le potentiel diamantifère dans le Grand-Nord : comparaison avec la région du lac de Gras. Dans : *Projet de cartographie du Grand-Nord – Rapport d'atelier*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2001-03, pages 5-11.
- BEAUMIER, M. – PARENT, M. – PARADIS, S., 2002a – Exploration du diamant dans les sédiments d'eskers de la région du lac Bienville (33P) et dans les tills des régions des lacs Anuc (34O) et Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2002-01.
- BEAUMIER, M. – PARENT, M. – PARADIS, S., 2002b – Minéraux lourds dans le till et exploration pour le diamant dans la région du lac Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2002-02, 39 pages.
- BÉDARD, J.H., 2003 – Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archaean Minto Block, northern Superior Province, Canada. *Journal of Geology*; volume 111, pages 183-205.
- BÉDARD, J.H. – BROUILLETTE, P. – MADORE, L. – BERCLAZ, A., 2003 – Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada; an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research*; volume 127, pages 61-87.
- BÉDARD, J.H., 2006 – A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 70, pages 1188-1214.
- BÉGIN, N.J. – PATTISON, D.R.M., 1994 – Metamorphic evolution of granulites in the Minto Block, northern Québec: extraction of peak P-T conditions taking account of late Fe-Mg exchange. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 12, pages 411-428.
- BELL, R., 1877 – Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay. Geological Survey of Canada; Report of Progress, 1877-78.
- BELL, R., 1885 – Observations on the geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador Coast, Hudson Strait and Bay. Geological Survey of Canada; Report of Progress, 1882-84.
- 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. – GODIN, L. – DAVID, J. – MAURICE, C. – PARENT, M. – FRANCIS, D. – STEVENSON, R. – LECLAIR, A., 2003a – Géologie de la Ceinture de Nuvvuagittuq (ca. 3,8 Ga), Nord-Est de la Province du Supérieur : vers une approche multidisciplinaire. Dans : *Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2003*. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2003-09, page 50.
- BERCLAZ, A. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – DAVID, J. – LECLERC, F. – SHARMA, K.N.M. – LABBÉ, J.-Y. – GOULET, N. – BÉDARD, J. – VALLIÈRES, J., 2003b – Géologie de la région du lac Anuc (SNRC 34O). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-14, 58 pages.
- BERNING, J. – COOKE, R. – HIEMSTRA, S.A. – HOFFMAN, U., 1976 – The Rössing uranium deposit, South West Africa. *Economic Geology*; volume 71, pages 351-368.
- BLEEKER, W. – ERNST, R., 2006 – Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga, In: *Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution*, E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö and J. Vuollo (ed.). A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

- BOHM, C.O. – HEAMAN, L.M. – STERN, R.A. – CORKERY, M.T. – CREASER, R.A., 2003 – Nature of Assean Lake ancient crust, Manitoba: a combined SHRIMP-ID-TIMS U-Pb geochronology and Sm-Nd isotope study. *Precambrian Research*; volume 126, pages 55-94.
- BOILY, M., 1995 – La pétrogénèse du batholite de Preissac-Lacorne : Implications pour la métallogénèse des gisements de MHT. Ministère des Ressources naturelles; ET 95-05, 49 pages.
- BOILY, M. – LACOSTE, P. – LABBÉ, J.Y., 2002 – Géochimie des ceintures et lambeaux volcano-sédimentaires du domaine de Goudalie, bloc de Minto, Province du Supérieur, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-03, 50 pages.
- BOILY, M. – MOUKHSIL, A., 2003 – Géochimie des assemblages volcaniques de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain, Province du Supérieur, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2002-05, 31 pages.
- BOILY, M. – LECLAIR, A. – MAURICE, C. – BERCLAZ, A. – DAVID, J., 2004 – Étude lithogéochimique et isotopique du Nd des assemblages volcaniques et plutoniques de la région sud du Grand-Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RP 2004-01, 28 pages.
- BOILY, M. – LECLAIR, A. – MAURICE, C. – BERCLAZ, A. – DAVID, J., 2006a – Étude géochimique et isotopique du Nd des assemblages volcaniques et plutoniques du nord-est de la Province du Supérieur (NEPS). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62031, 50 pages.
- BOILY, M. – LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P. – SIMARD, M. – MAURICE, C., 2006b – Terrane definition in the northeastern Superior Province. *Geological Association of Canada; Abstracts Volume 31*, page 16.
- BOILY, M. – LECLAIR, A. – MAURICE, C. – BÉDARD, J.H. – BERCLAZ, A. – DAVID, J., sous presse – Paleo- to Meso-archean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Quebec, Canada. *In: Superior Province: the nature and evolution of the Archean continental lithosphere*, G. Stott and W. Mueller (ed.). *Precambrian Research*.
- BOSTOCK, 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 –  $^{40}\text{Ar}$  -  $^{39}\text{Ar}$  dating of impact craters. *Proceedings of the 20th Lunar and Planetary Sciences Conference*; pages 421-431.
- BOURASSA, Y., 2002 – Géologie, géochimie, géochronologie et métallogénie des indices volcanogènes à Cu-Zn-Au-Ag de la Ceinture Archéenne de Duquet, Bouclier Supérieur, Nord du Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec), 78 pages.
- BRYAN, W.B. – THOMPSON, G. – LUDDEN, J.N., 1981. Compositional Variation in Normal MORB from 22-25 (degree) N: Mid-Atlantic and Kane Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*; 86, pages 11815-11836.
- BUCHAN, K.L. – ERNST, R.E., 2004 – Essaims de dykes de diabase et unités apparentés au Canada et dans les régions avoisinantes. *Commission géologique du Canada; carte 2022A*, échelle de 1/5 000 000.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism 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.
- BUDKEWITSH, P. – HYNES, A.J. – FRANCIS, D.M., 1991 – Coast-parallel dykes in the northern Nastapoka arc, Hudson Bay: feeder dykes to Proterozoic sills of the Nastapoka Group? *Geological Association of Canada; Program with Abstracts*, volume 16, page 16.
- BULLIS, H.R. – HUREAU, R.A. – PENNER, B.D., 1994 – Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories. *Economic Geology*; volume 89, pages 1217-1227.
- 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., 1990 – A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*; volume 48, pages 99-156.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CARD, K.D. – POULSEN, K.H., 1998 – Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. *In: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America*, S. Lucas and M.R. St-Onge (co-ordinators). *Geological Survey of Canada; Geology of Canada*, number 7, pages 13-194.
- CATES, N.L. – MOJZSIS, S.J., 2007 – Pre-3750 Ma supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq supracrustal belt, northern Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 255, pages 9-21.
- CATTALANI, S. – HEIDEMA, J.H., 1993 – Qalluviartuuq permit, Cominco Ltd.-Soquem joint venture, report of work, 1993. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52254, 56 pages.
- 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.
- CHAPDELAINE, M., 1995 – Rapport des travaux 1995, Projet Minto (1121), Permis Dupire. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 53833, 25 pages.
- CHAPDELAINE, M., 1998 – Rapport technique des travaux, été 1997, Projet Minto, Permis Kogaluc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55935, 277 pages.
- CHAPDELAINE, M., 1999a – Rapport des travaux de cartographie et de prospection, été 1998, Projet Minto, Propriété Payne. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56553, 166 pages.
- CHAPDELAINE, M., 1999b – Rapport des travaux de cartographie et de prospection, été 1998, Projet Minto, Propriété Duquet. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56484, 142 pages.
- CHAPDELAINE, M., 2002 – Report on summer 2001 trenching and geological mapping program, Gayot project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59126, 148 pages.
- CHAPDELAINE, M., 2003 – Report on summer 2002 geological reconnaissance program, Gayot project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59876, 62 pages.

- CHAPDELAINE, M. – VILLENEUVE, P.-A., 2000 – Projet Duquet, rapport des travaux de cartographie et de prospection : été 1999. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57834, 113 pages.
- CHEVÉ, S., 2005 – Lithogéochimie de la région du lac Minto (34F et 34G). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MB 2005-01.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 95-01, 6 pages.
- CHEVÉ, S.R. – MACHADO, N., 1988 – Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Trough, New Quebec. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 13, page 20.
- CIESIELSKI, A., 1998 – Compilation géologique de la partie orientale de la province du Supérieur, Québec. Commission géologique du Canada; dossier public 3580, échelle de 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.
- CLARK, T., 1984 – Géologie de la région du lac Cambrien, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-02, 71 pages.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages.
- CUERRIER, G., 1998 – Propriété Payne (1121-2), rapport des travaux, été 1997. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55885, 187 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 – Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario.
- DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59903, 88 pages.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2008 – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur - Travaux de 1998, 1999 et 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05.
- 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 paléoarchéenne (ca. 3.8 Ga) dans la Province du Supérieur. Dans : L'exploration minérale au Québec – Notre savoir, vos découvertes, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10, page 33.
- DAVID, J. – PARENT, M. – STEVENSON, R. – NADEAU, P. – GODIN, L., 2003 – The Porpoise Cove supracrustal sequence, Inukjuak area: a unique example of Paleoproterozoic crust (ca. 3.8 Ga) in the Superior Province. Geological Association of Canada; Program with Abstracts, volume 28, CD-ROM.
- DAVID, J. – GODIN, L. – BERCLAZ, A. – MAURICE, C. – PARENT, M. – FRANCIS, D. – STEVENSON, R., 2004 – Geology and geochronology of the Nuvvuagittuq Supracrustal Sequence: An example of Paleoproterozoic crust (ca. 3.8 Ga) in the Northeastern Superior Province [abstract]: in Eos Transactions, CGU/AGU/SEG/EEGS Joint Assembly, Abstract no. V23D-03.
- DE CORTA, H. – SAULNIER, I. – PETIT, N., 1999 – Rapport d'une campagne de cartographie, prospection et décapage, propriété Vaujours. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57411, 94 pages.
- DePAOLO, D.J., 1982 – Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and the crust-mantle evolution in the Proterozoic. Nature; volume 291, pages 193-196.
- DIMROTH, E., 1978 – Région de la Fosse du Labrador (54°30' -56°30'): Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG-193, 396 p.
- DIMROTH, E. – BARAGAR, W.R.A. – BERGERON, R. – JACKSON, G.D., 1970 – The filling of the Circum-Ungava geosyncline. In: Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, editor). Geological Survey of Canada; paper 70-40, pages 45-142.
- DRESSLER, B., 1979 – Région de la Fosse du Labrador (56°30' -57°15'). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG-195, 117 pages.
- DRUMMOND, M.S. – DEFANT, M.J., 1990 – A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research; volume 95, pages 21503-21521.
- DUFOUR, R., 1978 – Réévaluation des gisements et description d'un projet d'exploitation. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 33616, 156 pages.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New-Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 84 pages.
- ECKSTRAND, O.R., 1996 – Gîtes de sulfures de nickel-cuivre. Dans : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 650-673.
- ECKSTRAND, O.R. – SINCLAIR, W.D. – THORPE, R.I. (éditeurs), 1996 – Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, 706 pages.
- ERNST, R.E., 1989 – The Great Abitibi dyke, Southeastern Superior Province, Canada. Thèse de doctorat, Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada, 579 pages.
- ERNST, R.E. – BELL, K., 1992 – PÉTROLOGY of the Great Abitibi dyke, Superior Province. Journal of PÉTROLOGY; volume 33, pages 423-469.
- ERNST, R.E. – BARAGAR, W.R.A., 1992 – Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating swarm. Nature; volume 356, pages 511-513.
- ERNST, R.E. – HEAD, J.W. – PARFITT, E. – GROSFILS, E. – WILSON, L., 1995 – Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. Earth Science Review; volume 39, pages 1-58.



- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L., 2001 – Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads. *In: Mantle Plumes: Their Identification Through Time*, R.E. Ernst and K.L. Buchan (ed.). Geological Society of America; Special Paper 352, pages 483-575.
- FAHRIG, W.F., 1987 – The tectonic settings of continental mafic dyke swarms: failed arms and early passive margin. *In: Mafic dyke swarms*, W.F. Fahrigh and H.C. Halls (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 331-348.
- FAHRIG, W.F. – WEST, T.D., 1986 – Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada; map 1672A, scale 1:4 873 900.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JAMES, 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.
- FAN, J. – KERRICH, R., 1997 – Geochemical characteristics of aluminium depleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle-plume convergent margin environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 61, pages 4723-4744.
- FINDLAY, J.M. – PARRISH, R.R. – BIRKETT, T. – WATANABE, D.H., 1995 – U-Pb ages from the Nimish Formation and Montagnais glomeroporphyritic gabbro of the central New Quebec Orogen, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 1208-1220.
- FLAHERTY, R.J., 1918 – Two traverses across Ungava Peninsula. *Geographic Review*; volume 6, pages 116-132.
- FLOYD, P.A., 1989 – Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. *In: Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (ed.). Geological Society Special Publications number 42, pages 215-230.
- FRANCOEUR, G., 1996 – Projet Minto (1121), Permis de Kogaluc, Rapport des travaux 1996. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54360, 202 pages.
- FRANCOEUR, G. – CHAPDELAINE, M., 1999 – Projet Grand-Nord, rapport des travaux 1998. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56437, 148 pages.
- FRANKLIN, J.M., 1993 – Volcanic-associated massive sulphide deposits. *In: Mineral deposit modeling*, R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 315-334.
- FRANKLIN, J.M., 1996 – Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. *Dans : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 174-202.
- FRANKLIN, J.M. – LYDON, J.W. – SANGSTER, D.F., 1981 – Volcanic-associated massive sulfide deposits. *In: Economic Geology, Seventy-fifth Anniversary Volume, 1905-1980*, B.J. Skinner (ed.). Economic Geology; pages 485-627.
- FRENCH, J.E. – ATKINSON, B. – HEAMAN, L.M. – CHACKO, T. – ARMSTRONG, J. – CAIRNS, S. – HARTLAUB, R., 2004 – Application of electron microprobe chemical baddeleyite dating to reconnaissance geochronological investigations of mafic dyke swarms from the Slave Province, N.W.T. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts; volume 29, page 442.
- FROST, R.B. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of PÉTROlogy*; volume 42, pages 2033-2048.
- GANDHI, S.S. – BELL, R.T., 1996 – Gîtes de fer, de cuivre, d'uranium, d'or et d'argent de type Kiruna/Olympic Dam. *Dans : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 569-579.
- GAUTHIER, M., 2000 – Styles et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie James (Québec). *Chronique de la Recherche minière*; numéro 539, pages 17-61.
- GAUTHIER, R., 2001 – Nunavik mineral exploration Fund, Activity report 1998-2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 60307, 160 pages.
- GEHRISH, W., 1987 – Late Aphebian syngenetic uranium mineralization at Gayot Lake, Northern Quebec, Canada. *Monograph Series on Mineral Deposits*; volume 27, pages 49-57.
- GEHRISH, W. – GATZWEILER, R. – LAMBERT, R., 1982 – The syngenetic U-deposit at Gayot Lake, New Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57799, 48 pages.
- GERMAIN, L., 1964 – Geological Report. Ministère des Ressources naturelles et de la faune, Québec; GM 15679, 22 pages.
- GIRARD, R., 1999 – Travaux d'exploration 1999, rapport intérimaire, projet Lac Fagnant. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57500, 348 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.
- 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.
- GOUTIER, J. – DION, C., 2004 – Géologie et minéralisation de la Sous-province de La Grande, Baie-James. *Dans : Résumés des conférences et des photoprésentations*, Québec Exploration 2004. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2004-06, page 21.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06, 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – DAVID, J. – DION, D.-J., 1999 – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 ET 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.
- GOUTIER, J. – BOUCHAN, K.L. – HAMILTON, M.K. – ERNST, R.E., 2001 – Les essaims de dykes de gabbro protérozoïques de la Baie-James et leur implication stratigraphique. *Dans : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives*, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 38.



- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C., 2001 – Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la Montagne de Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.
- GOUTIER, J. – OUELLET, M.-C. – DION, C., 2001 – Synthèse géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. *Dans* : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés. Ministère des ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 17.
- GRADSTEIN, F.M. – OGG, J.G. – SMITH, A.G. (ed.), 2004 – A Geologic Time Scale. Cambridge University Press.
- GRIEVE, R.A.F. – ROBERTSON, P.B. – BOUCHARD, M.A. – ALEXOPOULOS, J.S., 1989 – Origin and age of the cratere du Nouveau-Québec. *Dans* : L'Histoire naturelle du cratère du Nouveau-Québec. Collection Environnement et Géologie, volume 7, Université de Montréal, 420 pages.
- GROSS, G.A., 1996a – Formations de fer de type Algoma. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 74-82.
- GROSS, G.A., 1996b – Gîtes de titane-fer dans des intrusions mafiques. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 637-648.
- GROVES, D.I. – PHILLIPS, G.N. – FALCONER, L.J. – HOUSTOUN, S.M. – HO, S.E. – BROWNING, P. – DAHL, N. – MC-NAUGHTON, N.J., 1988 – Evidence for an epigenetic origin for BIF-hosted gold deposits in greenstone belts of the Yilgarn Block, Western Australia. *In*: Recent advances in understanding Precambrian gold deposits, S.E. Ho and D.I. Groves (ed.). Geology Department and University Extension, University of Western Australia; Publication number 11, pages 167-179.
- GUERNINA, S. – SAWYER, E.W., 2003 – Large-scale melt-depletion in granulite terranes; an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 21, pages 181-201.
- HALLS, H.C., 1987 – Dyke swarms and continental rifting: Some concluding remarks. *In*: Mafic Dyke Swarms, H.C. Halls and W.F. Fahrig (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 483-492.
- HALLS, H.C. – FAHRIG, W.F. (ed.), 1987 – Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada; Special Paper 34, 503 pages.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the Paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. *Radiogenic Age and Isotopic Studies*; Report 14. Geological Survey of Canada; Current Research 2001-F5, pages 1-6.
- HARWOOD, T.A., 1949 – The lead zinc deposits of Richmond Gulf. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 00678, 59 pages.
- HARPER, G., 1977 – Geology of the Sustut copper deposit in B.C. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 70, pages 97-104.
- HAUFF, F. – HOERNLE, K. – SCHMINCKE, H.U. – WERNER, R., 1998. A mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, pétrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments. *Geology Rundschau*; volume 86, pages 141-145.
- HEAMAN, L.M. – LECHEMINANT, A.N., 1993 – Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>). *Chemical Geology*; volume 110, pages 95-126.
- HERD, R. K., 1978 – Notes on metamorphism in New Quebec. *In*: Metamorphism in the Canadian Shield, J.A. Fraser and W.W. Heywood (ed.). Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 79-83.
- HILL, R.E.T., 2001 – Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*; volume 1, pages 365-381.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- HOFFMAN, P.F., 1987 – Early Proterozoic fore-deeps, foredeep magmatism and Superior-type iron-formations of the Canadian shield. *In*: Proterozoic Lithospheric Evolution, A. Kröner (ed.). American Geophysical Union; Geodynamics Series, volume 17, pages 85-98.
- HOFFMAN, P.F., 1988 – United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Science*; volume 16, pages 543-603.
- HOFFMAN, P.F., 1989 – Precambrian geology and tectonic history of North America. *In*: The Geology of North America – An overview, A.W. Bally and A.R. Palmer (ed.). Geological Society of America; The Geology of North America, volume A, pages 447-512.
- HUGHES, W. – TRUDEAU, Y. – GIROUX, N. – CHAMPAGNE, C. – LAFERRIÈRE, A. – FOURNIER, J.-D., 2002 – Travaux d'exploration 2001, Géologie et Géophysique, Projet Ninuk, région du lac Minto, Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 60327, 106 pages.
- HUOT, F. – CHAPDELAINE, M. – ARCHER, P., 2004a – Technical report and recommandations, reconnaissance program, Coulon project, Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 60761, 70 pages.
- HUOT, F. – CHAPDELAINE, M. – ARCHER, P., 2004b – Technical report and recommandations, reconnaissance program, Gayot project, Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 60727, 122 pages.
- HYNES, A. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the Early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*; volume 88, pages 23-59.
- JOURDAN, F. – FÉRAUD, G. – BERTRAND, H. – KAMPUNZU, A.B. – TSHOSO, H. – LE GALL, B. – TIERCELIN, J.J. – CAPIEZ, P., 2004 – The Karoo triple junction questioned: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Jurassic and Proterozoic ages and geochemistry of the Okavango dyke swarm (Botswana). *Earth and Planetary Science Letters*; volume 222, pages 989-1006.
- JOURDAN, F. – FÉRAUD, G. – BERTRAND, H. – WATKEYS, M.K. – KAMPUNZU, A.B. – LE GALL, B., 2006 – Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 241, pages 307-322.

- JOURDAIN, V., 1998 – Projet Olympique (1241) – Rapport sur les travaux d'exploration de la saison 1998. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56814.
- JUTEAU, L., 1975a – Rapport des possibilités de transport du minerai de fer. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 31131, 118 pages.
- JUTEAU, L., 1975b – Rapport de mise en production des gisements de fer. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 31132, 24 pages.
- KAPP, J.D. – MILLER, C.F. – MILLER, J.F., 2002 – Ireteba Pluton, Eldorado Mountains, Nevada: Late, Deep-Source Peraluminous Magmatism in the Cordillera Interior. *Journal of Geology*; volume 110, pages 649-669.
- KERSWILL, J.A., 1993 – Models for iron-formation-hosted gold deposits. In: *Mineral deposit modeling*, R.V. Kirkham, W.D., Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 171-199.
- KERSWILL, J.A., 1996 – Gîtes d'or stratoïdes dans des formations de fer. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 405-423.
- KIRKHAM, R.V., 1996a – Gîtes stratiformes de cuivre dans des roches sédimentaires. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 249-268.
- KIRKHAM, R.V., 1996b – Gîtes de cuivre dans des redbeds volcaniques. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 269-281.
- KITZES, R., 1964 – Exploring craters in the Earth. *Nature and Sciences*; volume 1, pages 10-12.
- KJARSGAARD, B.A., 1996 – Gîtes de diamants dans des kimberlites. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 622-631.
- KRANCK, E.H., 1951 – On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay. *Acta Geographica*; volume 11.
- KRANCK, E.H. – SINCLAIR, G.W., 1963 – Clearwater Lake, New Quebec. *Geological Survey of Canada*; Bulletin 100, 25 pages.
- KRETZ, R., 1960 – Geological observations in northern New Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 60-12, 17 pages.
- LABBÉ, J.-Y., 2001 – Linéaments crustaux et potentiel de découverte de kimberlites dans l'ouest du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2001-01, 8 pages.
- LABBÉ, J.-Y., 2002 – Évaluation du potentiel de découverte de kimberlites dans la région du Grand-Nord du Québec – Intégration de géodonnées par la technologie d'analyse spatiale. Ministère des Ressources naturelles, Québec; EP 2002-05, 1 CD-ROM.
- LABBÉ, J.-Y., 2005 – Les éléments du groupe du platine dans la partie nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2004-03, 33 pages.
- LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P., 2001 – Environnements propices aux minéralisations polymétalliques de type volcanogène dans le Grand Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2001-07, 29 pages.
- LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P., 2004 – 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; ET 2004-02, 32 pages.
- LABBÉ, J.-Y. – BANDYAYERA, D. – GOSSELIN, C. – LECLAIR, A. – MADORE, L. – PARENT, M. – SIMARD, M., 1998 – Potentiel minéral du nord du Québec : Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la Sous-province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-04, 10 pages.
- LABBÉ, J.-Y. – CHOINIÈRE, J. – BEAUMIER, M., 1999 – Secteurs propices à la découverte de nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires dans la Sous-province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 99-04, 8 pages.
- 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.
- LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P. – MADORE, L. – LARBI, Y. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Minéralisations en terres rares dans les roches carbonatées de la ceinture de Kimber, projet Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2002-08, 21 pages.
- LACOSTE, P. – MADORE, L. – LARBI, Y. – SHARMA, K.N.M., 2001 – Texture et assemblage minéralogique : une ébauche de la carte régionale du métamorphisme dans le NE de la Province du Supérieur (Péninsule de l'Ungava). *Dans* : *Projet de cartographie du Grand-Nord – Rapport d'atelier*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-01, pages 45-49.
- LAFRANCE, I., 2001 – Caractérisation des minéralisations nickélifères associées aux komatiites de la Ceinture Archéenne de Vénus, Nouveau-Québec. *Mémoire de maîtrise*, Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec), 185 pages.
- LAMOTHE, D., 1994 – Géologie de la Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. *Dans* : *Géologie du Québec*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 67-74.
- LAMOTHE, D., 1997 – Géologie de la région du lac Dupire (SNRC 34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-01, 17 pages.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauport : Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 84-39.
- LAMOTHE, D. – LECLAIR, A. – CHOINIÈRE, J., 1998 – Géologie de la région du lac Vallard (SNRC 23C). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-13, 29 pages.
- LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23 E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 43 pages.
- LAROCQUE, M. – LAFERRIÈRE, A., 2003 – Tan Property J/V Project, Northern Quebec, 2001-2002 assessment report. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 60458, 297 pages.

- LEACH, D.L. – SANGSTER, D.F., 1993 – Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *In: Mineral deposit modeling*, R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 289-314.
- LECHEMINANT, A.N. – HEAMAN, L.M., 1989 – Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 96, pages 38-48.
- LECLAIR, A., 2005 – Géologie du nord-est de la Province du Supérieur, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2004-04, 19 pages.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J., 1996 – Perspectives sur la structure et le potentiel minéral des roches archéennes du sud-est de la province du Supérieur; Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec; PRO 96-05, 10 pages.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.
- LECLAIR, A.D. – PARENT, M. – DAVID, J. – DION, D.-J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – PERCIVAL, J.A., 2001a – Regional geological setting of Archean rocks in the northeastern Superior Province. *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada; Abstracts*, volume 26, page 84.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – GOSSELIN, C. – LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P. – LARBI, Y. – MADORE, L. – MAURICE, C. – PARENT, M. – ROY, P. – SHARMA, K. N. M. – SIMARD, M., 2001b – Le nord-est de la Province du Supérieur et son évolution géologique entre 3,0 et 2,6 Ga. *Dans : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 11.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – PERCIVAL, J., 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, pages 65-67.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – PARENT, M. – CADIEUX, A.-M. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie – Lac Dufreboy (24L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-24L-C2G-03C, échelle de 1/250 000.
- LECLAIR, A. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – FAR NORTH WORKING GROUP, 2004 – The Northeastern Superior Province in Quebec's Far North: A regional synthesis. *In: Lithoprobe Report 86, Lithoprobe Secretariat, University of British Columbia*.
- LECLAIR, A. – LABBÉ, J.-Y. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – GOSSELIN, C. – LACOSTE, P. – MADORE, L. – MAURICE, C. – ROY, P. – SHARMA, K.N.M. – SIMARD, M., 2006 – Government geoscience stimulates mineral exploration in the Superior Province, northern Quebec. *Geoscience Canada*; volume 33, no. 2, pages 60-75.
- LECLERC, F., 2004 – Évolution tectonostratigraphique et métamorphique de la ceinture volcano-sédimentaire de Qalluviar-tuuq-Payne, nord-est de la Province du Supérieur. *Mémoire de maîtrise*, Université du Québec à Montréal, Montréal, 101 pages.
- LEE, S.M., 1965 – Région d'Inussuaq – Pointe Normand, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; Rapport géologique 119, 138 pages.
- LEGAULT, F. – FRANCIS, D. – HYNES, A. – BUDKEWITSH, P., 1994 – Proterozoic continental volcanism in the Belcher Island: implications for the evolution of the Circum Ungava fold Belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 1536-1549.
- LEWRY, J.F. – COLLERSON, K.D., 1990 – The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivision, and problems. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J.F. Lewry and M.R. Stauffer (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 1-4.
- LIN, S. – PERCIVAL, J.A. – WINSKY, P.A. – SKULSKI, T. – CARD, K.D., 1995 – Structural evolution of the Vicien and Kogaluc greenstone belts in Minto block, northeastern Superior Province, northern Quebec. *In: Current Research 1995-C*, Geological Survey of Canada; pages 121-130.
- 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.
- LINCOLN, T.N., 1981 – The redistribution of copper during low-grade metamorphism of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Economic Geology*; volume 76, pages 2147-2161.
- LOW, A.P., 1889 – Report on an exploration in James Bay and country east of Hudson Bay drained by the Big Great Whale and Clearwater Rivers. *Geological Survey of Canada; Annual Report*, volume III, part J, 1887-88.
- LOW, A.P., 1898 – Report on a traverse of the northern part of the Labrador Peninsula from Richmond Gulf to Ungava Bay. *Geological Survey of Canada; Annual Report*, volume IX, part L.
- LOW, A.P., 1902 – Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay. *Geological Survey of Canada; Annual Report*, volume XIII, part D, 84 pages.
- MACHADO, N. – GOULET, N. – GARIÉPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1-15.
- MACHADO, N. – CLARK, T. – DAVID, J. – GOULET, N., 1997 – U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 34, pages 716-723.
- MACHADO, N. – DAVID, J. – SCOTT, D.J. – LAMOTHE, D. – PHILIPPE, S. – GARIÉPY, C., 1993 – U-Pb geochronology of the western Cape Smith belt, Canada: New insights on the age of initial rifting and arc magmatism. *Precambrian Research*; volume 63, pages 211-224.
- MADON, Z., 1977 – Report on exploration work, project 71-87. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 33656, 79 pages.



- MADON, Z., 1979 – Report on 1978 exploration works. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 34314, 17 pages.
- MADON, Z. – WINTER, L.D.S., 1980 – Report on exploration works. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 36330, 117 pages.
- 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. – 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.
- 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 Nuville (35G, partie sud). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-04, 42 pages.
- MARTIN, H., 1993. The mechanism of pÉTROgenese of the Archean continental crust-Comparison with modern processes. *Lithos*; volume 30, pages 373-388.
- MARTIN, H., 1999 – Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*; volume 46, pages 411-429.
- MARTIN, H. – MOYEN, J.F., 2002 – Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*; volume 30, pages 329-322.
- MAURICE, C., 2007 – Nouvelles données isotopiques du néodyme dans le NE de la Province du Supérieur, Nunavik, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-06, 13 pages.
- MAURICE, C. – FRANCIS, D. – MADORE, L., 2003 – Constraints on early Archean crustal extraction and tholeiitic-komatiitic volcanism in greenstone belts of the Northern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 40, pages 431-445.
- 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, 42 pages.
- MAURICE, C. – LACOSTE, P. – BERCLAZ, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région de Kogaluc Bay (34N et 34M). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-01, 35 pages.
- MAURICE, C. – DAVID, J. – O'NEIL, J. – FRANCIS, D., 2007 – Insights on the enriched isotopic nature of Proterozoic dyke swarms in the Northeastern Superior Province. *Goldschmidt Conference Abstracts, Geochimica et Cosmochimica Acta*; 71 (15), Supplement 1, page A640.
- MAURICE, C. – DAVID, J. – BÉDARD, J.H. – FRANCIS, D., sous presse – Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province of Canada. *In: Superior Province: the nature and evolution of the Archean continental lithosphere*, G. Stott and W. Mueller (ed.). *Precambrian Research*.
- MCHONE, J.G. – ANDERSON, D.L. – BEITEL, E.K. – FIALKO, Y.A., 2005 – Giant Dikes: Patterns and Plate Tectonics. *In: Plates, plumes, and paradigms*, G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall and D.L. Anderson (ed.). *Geological Society of America*; Special Paper 388, pages 401-420.
- MÈGE, D. – KORME, T., 2004 – Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 132, pages 283-310.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.
- MERCIER, E. – CIESIELSKI, A., 1983 – Un reliquat de zone volcano-sédimentaire dans la sous-province archéenne d'Ungava, Québec. *Dans : Recherches en cours, Partie B. Commission géologique du Canada*; Étude 83-01B, 1983, pages 165-175.
- MILORD, I. – GIRARD, R., 2000 – Travaux d'exploration 2000, rapport final, projet Lac Fagnant. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58687, 348 pages.
- MITCHELL, R.H., 1991 – Kimberlites and lamproites: primary source of diamonds. *Geoscience Canada*; volume 18, pages 1-16.
- MOFFAT, W.W., 1946 – A report on the Gulf lead Mines property – Hudson Bay (summer 1946). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 9734, 15 pages.
- MOORHEAD, J., 1988 – Géologie de la région du lac Vigneau, Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles, Québec : DP 88-05.
- MOORHEAD, J., 1989 – Géologie de la région du lac Chukotat (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 87-10, 56 pages.
- MOORHEAD, J., 1996 – Géologie de la région du lac Hubert (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-06, 111 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, 9 pages.
- MOUKHSIL, A. – LEGAULT, M. – BOILY, M. – DOYON, J. – SAWYER, E. – DAVIS, D.W., 2003 – Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2002-06, 57 pages.
- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP-98-01, données numériques.
- MUELLER, A.G., 1997 – The Nevoria gold skarn deposit in Archean iron-formation, Southern Cross greenstone Belt, Western Australia: I. Tectonic setting, pÉTROgraphy, and classification. *Economic Geology*; volume 92, pages 181-209.
- MUELLER, A.G. – GROVES, D.I., 1991 – The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*; volume 6, pages 291-331.



- NADEAU, P., 2003 – Structural evolution of the Porpoise Cove area, Northeastern Superior Province, Northern Quebec. M.Sc. Thesis, Simon Fraser University, 95 pages.
- NALDRETT, A.J., 1981 – Nickel sulfide deposits: classification, composition, and genesis. *In: Economic Geology, Seventy-fifth Anniversary Volume, 1905-1980*, Skinner, B.J. (ed.). Economic Geology; pages 628-685.
- NALDRETT, A.J., 1999 – World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*, volume 34, pages 227-240.
- O'NEIL, J. – MAURICE, C. – STEVENSON, R.K. – FRANCIS, D., 2006a – The geology of the 3.8 Ga Porpoise Cove (Nuvvuagittuq) greenstone belt, Northeastern Superior Province, Northern Quebec. GAC-MAC; Program with Abstracts, volume 31, page 112.
- O'NEIL, J. – CLOQUET, C. – STEVENSON, R.K. – FRANCIS, D., 2006b – Fe isotope systematics of banded iron formation from the 3.8 Ga Nuvvuagittuq greenstone belt, Northeastern Superior Province, Canada. GAC-MAC; Program with Abstracts, volume 31, page 111.
- O'NEIL, J. – MAURICE, C. – STEVENSON, R.K. – LAROCQUE, J. – CLOQUET, C. – DAVID, J. – FRANCIS, D., 2007 – The geology of the 3.8 Ga Nuvvuagittuq (Porpoise Cove) greenstone belt, Northeastern Superior Province, Canada. *In: Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, Vol. 15, M. J. van Kranendonk, R. Hugh Smithies and V. Bennett (ed.), pages 219-250.
- ORESQUES, N. – HITZMAN, M.W., 1993 – A model for the origin of Olympic Dam-type deposits. *In: Mineral Deposit Modeling*, R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 615-633.
- ORR, R., 1979 – Gayot lake area project no. 71-86, Assessment report 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-36171.
- PARADIS, S.J. – PARENT, M., 2005 – Géologie des formations en surface, Lac Vernon, Québec. Commission géologique du Canada; Cartes série « A », n<sup>os</sup> 2071A et 2072A.
- PARENT, M., 1998 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord, Phase II. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 59904, 61 pages.
- PARENT, M. – BEAUMIER, M. – PARADIS, S.J., 2002b – Nouvelle cible à potentiel élevé pour l'exploration du diamant dans le nord du Québec; Picroïlménites 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. – PARADIS, S.J. – BEAUMIER, M., 2003 – Dynamique glaciaire polyphasée et dispersion glacio-sédimentaire dans la région du lac Anuc (34O), nord du Québec. *Dans* : Projet de cartographie du Grand-Nord – Rapport d'atelier, Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2003-01, pages 55-61.
- PARENT, M. – BEAUMIER, M. – GIRARD, R. – PARADIS, S.J., 2004 – Exploration pour le diamant dans le craton archéen du nord du Québec : Minéraux indicateurs de kimberlites dans les eskers du corridor de Saindon-Cambrien. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2004-01, 17 pages.
- PARENT, M. – LECLAIR, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac Nedluc (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.
- PARRISH, R. R., 1989 – U-Pb geochronology of the Cape Smith belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geoscience Canada*; volume 16, pages 126-130.
- PERCIVAL, J.A., 1991 – Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi complex, Quebec – Labrador, Canada. *Journal of PÉTRology*; volume 32, pages 1261-1297.
- PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve – Québec. Commission géologique du Canada; Carte 1785A, échelle de 1/125 000.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D., 1992 – Geology of the Vizien greenstone belt. Geological Survey of Canada; Open file 2495, scale 1: 50 000.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D., 1994 – Geology, Lac Minto – Rivière aux Feuilles. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1: 500 000.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T., 2000 – Tectonothermal evolution of the northern Minto Block, Superior Province, Quebec, Canada. *The Canadian Mineralogist*; volume 38, p. 345-378.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – STERN, R.A. – BÉGIN, N.J., 1990 – A geologic transect of northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Quebec: 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, Quebec. *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. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – MORTENSEN, J.K., 1993 – Archean unconformity in the Vizien greenstone, Ungava Peninsula, Quebec. *In: Current Research, Part C*, Geological Survey of Canada; Paper 93-1C, pages 319-328.
- 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, scale 1: 250 000.
- 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 Quebec: Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *In*: Current Research, 1997-C, Geological Survey of Canada; pages 211-221.
- PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A. – SKULSKI, T., 2001 – Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 109, pages 203-238.
- PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A. – RAYER, N., 2003 – Archean adakites from the Ashuanipi Complex, eastern Superior Province, Canada; geochemistry, geochronology and tectonic significance. *Contributions to Mineralogy and PÉTROlogy*; volume 145, pages 265-280.
- PERCIVAL, J.A. – SANBORN-BARRIE, M. – SKULSKI, T. – WHALEN, J. – WHITE, D. – STOTT, G. – LECLAIR, A. – CORKERY, T., 2006 – New insights from Earth's largest craton stimulate Superior research opportunities. GAC-MAC; Program with Abstracts, volume 31, pages 118.
- PERCIVAL, J.A. – LECLAIR, A. – SANBORN-BARRIE, M. – SKULSKI, T. – STOTT, G. – CORKERY, T. – BERCLAZ, A. – BOILY, M., soumis – Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Geological Association of Canada, Special Volume.
- POIRIER, G., 1994 – Projet Minto-Vizien, Permis Qalluviartuq. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 52818, 59 pages.
- PUCHTEL, I.S. – HOFFMAN, M.W. – MEZGER, K. – JOCHUM, K.P. – SHCHIPANSKY, A.A. – SAMSONOV, A.V., 1997 – Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 155, pages 57-74.
- QUIRION, D., 1998 – Rapport sur les travaux d'exploration 1998, Vernot (1250) et Morrice (1251). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56517, 111 pages.
- QUIRION, D., 1999 – Rapport sur les travaux d'exploration, projet Vernot (1250), Ungava, 1999. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57402, 125 pages.
- RABEAU, O., 2003 – Étude de l'évolution du néodyme dans la croûte continentale du nord-est de la province du Supérieur, Nunavik, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec), 80 pages.
- 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 PÉTROlogy*; volume 76, pages 73-76.
- RICHARDSON, D.G. – BIRKETT, T.C., 1996 – Gîtes associés à des carbonatites. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 601-619.
- RICKETTS, B.D. – DONALDSON, J.A., 1981 – Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay. *In*: Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.). Geological Survey of Canada; Paper 81-10, pages 235-254.
- ROBERTSON, P.B., 1965 – PÉTROgraphy of the bedrock and breccia erratics in the region of Lac Couture, Quebec. M.Sc. Thesis, The Pennsylvania State University.
- ROBERT, F., 1996 – Filons de quartz-carbonates aurifères. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 387-405.
- ROHON, M.-L. – VIALETTE, Y. – CLARK, T. – ROGER, G. – OHNENSTETTER, D. – VIDAL, P., 1993 – Apeblian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): its age and the nature of its mantle source. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1582-1593.
- 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, 21 pages.
- ROY, C., 1989 – Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 89-13, 117 pages.
- ROY, P. – TURCOTTE, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2004 – Géologie de la région du lac Montrochand (SNRC 330). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-10, 39 pages.
- RUZICKA, V., 1996a – Gîtes filoniens d'uranium. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 309-317.
- RUZICKA, V., 1996b – Gîtes d'uranium associés à des discordances. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 219-234.
- RYDER-TURNER, A., 1998 – Final report on data acquisition and processing, fixed wing magnetic and radiomÉTRic geophysical survey, Morrice and Vernot grids. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56516, 26 pages.
- SANGSTER, D.F., 1996 – Gîtes de plomb-zinc de type Mississippi-Valley. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe (édit.). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 283-292.
- SAVARD, M. – CHAPDELAINE, M., 1999 – Projet Gayot : rapport technique des travaux, été 1999. Ministère des Ressources naturelles et de la faune, Québec; GM 57115, 39 pages.
- SCOATES, R.F.J. – MACEK, J.J., 1978 – Molson Dyke swarm. Manitoba Mineral Resources Division; Geological Paper 78-1.
- SCHUMACHER, F. – FOUQUES, J.P., 1979 – Rapport de synthèses des travaux réalisés depuis 1974 jusqu'au 31 décembre 1978 sur les permis SES. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 37017, 157 pages.
- SCOTT, D.J. – HELMSTAEDT, H. – BICKLE, M.J., 1992 – Purtuniq ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust. *Geology*; volume 20, pages 173-176.
- SHARMA, K. N. M., 1996 - Légende générale de la carte géologique - édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.

- SIGURDSSON, H., 1987 – Dyke injection in Iceland: A review. *In*: Mafic dyke swarms, W.F. Fahrig and H.C. Halls (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 55–65.
- SIMARD, M., 2008 – Lexique stratigraphique des unités archéennes du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-03, 107 pages.
- SIMARD, M. – CHEVÉ, S. – DAVID, J. – LABBÉ, J.-Y. – SHARMA, K. N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Minto (34F et 34G). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-04, 25 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C., 1999 – Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-15, 25 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. – PARENT, M. – 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.
- SIMARD, M. – PARENT, M. – THÉRIAULT, R. – DAVID, J. – LACOSTE, P. – SHARMA, K. N.M., 2004 – Géologie de la région du lac à l'Eau Claire (34B et 34C). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003 08, 46 pages.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A., 1996 – Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence; Vizien greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. *Lithos*; volume 37, pages 163-179.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A., 1996 – Archean crustal evolution in the central Minto block, northern Quebec. *In*: Radiogenic Age and Isotope Studies; report 9. Geological Survey of Canada; Current Research 1995-F, pages 17-31.
- SKULSKI, T. – STERN, R.A. – CIESIELSKI, A., 1998 – Timing and sources of granitic magmatism, Bienville subprovince, northern Quebec. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts; volume 23, page A-175.
- SKULSKI, T. – CORKERY, T. – STONE, D. – WHALEN, J.B. – STERN, R.A., 2000 – Geological and geochronological investigations in the Stull Lake-Edmund Lake greenstone belt and granitoid rocks of the northwestern Superior Province. *In*: Report of Activities 2000, Manitoba Industry, Trade and Mines, Manitoba Geological Survey, p. 117-128.
- SMITHIES, R.H., 2000 – The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Sciences Letter*; volume 182, pages 115-125.
- STERN, R.A. – HANSON, G.N. – SHIREY, S.B., 1989 – PÉTROgenèse of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1688-1712.
- STERN, R.A. – PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K., 1994 – Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Research*; volume 65, pages 115-153.
- 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.
- STEVENSON, R.K. – BIZZARRO, M., 2007 – Crustal anatexis in the early Archean: Geochemical and isotopic evidence from the ca. 3.66 Ga Nuvvuagittuq Tonalite Suite. *Goldschmidt Conference Abstracts, Geochimica et Cosmochimica Acta*; 71 (15), Supplement 1, page A974.
- STEVENSON, R.K. – DAVID, J. – PARENT, M., 2006 – Crustal evolution of the western Minto Block, northern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 145, pages 229-242.
- ST-HILAIRE, C., 1998 – Levé électromagnétique, magnétique et spectrométrie héliporté, région du Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56815, 35 pages.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1990 – Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction, and thick-skinned folding. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J.F. Lewry and M.R. Stauffer (ed.). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 313-351.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1993 – Geology of the eastern Cape Smith Belt: parts of the Kangisujuaq, Cratère du Nouveau Québec, and lacs Nuvilik map areas, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 438, 110 pages.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1997 – Geological maps and descriptive notes and legend, parts of northern Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Maps 1911A to 1916A.
- STOCKWELL, C.H., 1982 – Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. Geological Survey of Canada; Paper 80-19, 135 pages.
- STOTT, G.M., 1997 – The Superior Province, Canada. *In*: Greenstone Belts, M.J. de Wit, and L.D. Ashworth (ed.). Monographs on Geology and Geophysics 35, Oxford Clarendon; pages 480-507.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 399, 32 pages.
- THÉRIAULT, R., 2002 – Roches ultramafiques dans le secteur de la rivière Arnaud, péninsule d'Ungava : une nouvelle cible pour l'exploration du diamant? Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2002-05, 16 pages.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 49 pages.
- THOMPSON, P.H., 2006 – Grand Nord metamorphic project, 2005 reports 1 and 3. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62017, 69 pages.
- TODT, W. – CHAUVEL, C. – ARNDT, N. – HOFMANN, A.W., 1984 – Pb isotopic composition and age of Proterozoic komatiites and related rocks from Canada. *EOS*; volume 65, page 1169.
- TOGOLA, N., 1992 – Géologie de la baie de Korac, Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-07, 39 pages.

- TOMLINSON, K.Y. – STOTT, G.M. – PERCIVAL, J.A. – SONE, D., 2004 – Basement terrane correlations and crustal recycling in the western Superior province; Nd isotopic character of granitoid and felsic volcanic rocks in the Wabigoon subprovince, N. Ontario, Canada. *Precambrian Research*; volume 132, pages 245-274.
- VILLENEUVE, P.-A., 2000 – Rapport des travaux de forage et de reconnaissance 2000, propriété Duquet. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58641, 171 pages.
- VILLENEUVE, P.-A. – CHAPDELAINE, M., 1999 – Projet Minto, Permis Narsaaluk, Rapport des travaux 1999. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57239, 23 pages.
- WARDLE, R.J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663.
- WEAVER, B.L. – TARNEY, J., 1981 – The Scourie dyke suite: pÉTRogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contributions to Mineralogy and PÉTRology*; volume 78, pages 175-188.
- WHITE, W.S., 1968 – The native-copper deposits of Northern Michigan. *In: Ore deposits of the United States, 1933-1967: The Graton-Sales volume*, Ridge, J.D. (ed.). American Institute of Mining, Metallurgical and PÉTRoleum Engineers Inc., New York; pages 303-325.
- WILKINSON, L. – KJARSGAARD, B.A. – LECHEMINANT, A.N. – HARRIS, J., 2001 – Diabase dyke swarms in the Lac de Gras area, Northwest Territories and their significance to kimberlite exploration: initial results. *In: Current Research, Part C*; Geological Survey of Canada; Paper 2001-C8, 17 pages.
- WODICKA, N. – MADORE, L. – LARBI, Y. – VICKER, P., 2002 – Géochronologie U-Pb de filons-couches mafiques de la Ceinture de Cape Smith et de la Fosse du Labrador. *Dans : L'exploration minérale au Québec, Notre savoir, vos découvertes, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés*, 2002. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10, page 48.
- XIE, Q. – KERRICH, R., 1994 – Silicate-perovskite and majorite signature komatiites from the Archean Abitibi Greenstone Belt: Implications for early mantle differentiation and stratification. *Journal of Geophysical Research*; volume 99, pages 15799-15812.



