

# RG 2000-06

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE SAINTE-ANNE-DU-LAC (SNRC 31J/14)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE SAINTE-ANNE-DU-LAC (SNRC 31J/14)

Suzie Nantel

RG 2000-06

Accompagne la carte  
SI-31J14-C3G-01A



Orthogneiss charnockitique rubané et plissé du Domaine de Cain,  
recoupé par des dykes de monzogranite. Secteur du lac Boucher.

# Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (31J/14)

Suzie Nantel

**RG 2000-06**

(Accompagne la carte SI-31J14-C3G-01A)

## RÉSUMÉ

La cartographie, à l'échelle 1:50 000, de la région de Sainte-Anne-du-Lac (feuillelet SNRC 31J/14) fait suite à celle effectuée sur les feuillelets 31J/10 en 1996 et 31J/11 en 1997. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel économique de la partie nord de la *Ceinture métasédimentaire centrale* ou *terrane de Mont-Laurier*, Province de Grenville, un secteur favorable à la présence de zinc dans les marbres dolomitiques, de minéraux industriels et de roches industrielles.

La région est divisée en deux domaines lithotectoniques : le Domaine de Caïn, métamorphisé au faciès des granulites, et le Domaine de Baker, métamorphisé au faciès des amphibolites.

Le Domaine de Caïn, dans la partie ouest de la région, comprend la *Suite intrusive de Béthune* constituée d'orthogneiss monzogranitiques rubanés avec des amphibolites. Il comprend aussi la *Suite intrusive de Serpent* formée de roches mafiques (gabbros massifs ou lités et gabbronorites), de roches intermédiaires (tonalites) et de roches felsiques (mangérites, charnockites et monzonites) mises en place dans la *Suite métamorphique de Rabot* constituée de marbre calcitique et dolomitique, de quartzite et de paragneiss.

Le Domaine de Baker, dans la partie est de la région, comprend la *Suite intrusive de Vaillant* formée d'orthogneiss monzonitiques ocellés et la *Suite métamorphique de L'Ascension*. Cette dernière renferme entre autres des paragneiss nodulaires à sillimanite et des tourmalinites. Elle comprend aussi des paragneiss à feldspath et biotite et des quartzites feldspathiques, à l'origine enrichis en uranium; ces roches ont subi une fusion partielle qui a provoqué la formation de pegmatite blanche et la concentration de l'uranium dans ces pegmatites.

Les monzodiorites et les diorites du *pluton de Piscatosine* et les roches à phlogopite du *Dyke de Tapani* sont les roches les plus jeunes de la région; elles appartiennent à la *Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta* (1075-1090 Ma).

L'ensemble de la région a subi plusieurs phases de plissement ce qui se traduit, à l'échelle de l'affleurement et même de la carte, par des figures d'interférence. Dans le Domaine de Caïn, les linéations d'étirement minéral (243/43°) et les indicateurs cinématiques dans les roches felsiques ocellées indiquent un chevauchement du Domaine de Caïn sur le Domaine de Baker. Cet événement a vraisemblablement provoqué la fusion partielle des paragneiss feldspathiques de la Suite métamorphique de l'Ascension et la remobilisation de l'uranium (ca. 1150 Ma).

Les gabbros sont les roches hôtes de quelques indices de cuivre (Cu 2,25 %, Au 625 ppb) et les quartzites à magnétite, associés à des roches à sillimanite et cordiérite de la Suite métamorphique de Rabot, renferment de la chalcopryrite (0,32 % Cu, 110 ppb Au). Les roches riches en phlogopite sont similaires à celles du gisement de mica localisé dans la région de Parent. Plusieurs affleurements de marbre dolomitique ont été relevés, mais sans sphalérite. Un site de monzonite ocellée, gris-rose, présente des caractéristiques structurales propices à l'exploitation de granite architectural. La tourbière de Sainte-Anne-du-Lac offre les caractéristiques recherchées pour la production de tourbe aspirée et de tourbe en blocs.

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**

**Direction**

Alain Simard

**Service géologique de Québec**

Pierre Verpaelst

**Responsable des inventaires géoscientifiques**

Robert Marquis

**Lecture critique**

Jacques Martignole et Hilar Pinston

**Édition et mise en pages**

Claude Dubé

**Dessin assisté par ordinateur**

Patrick Olivier, Paul Brouillette et Katy Tremblay

**Supervision technique**

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2000/05/25

INTRODUCTION .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail .....	5
Travaux antérieurs .....	5
Remerciements .....	5
GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	5
STRATIGRAPHIE .....	7
Domaine de Caïn .....	7
Suite intrusive de Béthune (mPbet) .....	7
Suite métamorphique de Rabot (mPrab) .....	7
Suite intrusive de Serpent (mPser) .....	11
Domaine de Baker .....	13
Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc) .....	14
Suite intrusive de Vaillant (mPvat) .....	15
Leuconorite de Pérodeau (mPper) .....	15
Suite alcaline, potassique, de Kensington–Skootamatta .....	16
Monzodiorite de Piscatosine (mPpis) .....	16
Dyke de Tapani (mPtap) .....	16
Quaternaire .....	18
MÉTAMORPHISME .....	18
Domaine de Caïn : faciès des granulites .....	18
Domaine de Caïn : faciès des amphibolites .....	18
Domaine de Baker .....	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	19
Déformation ductile .....	20
Domaine de Caïn .....	20
Domaine de Baker .....	23
Zone de chevauchement de Lièvre .....	23
Déformation cassante .....	24
LITHOGÉOCHIMIE .....	24
Roches mafiques du Domaine de Caïn .....	25
Roches felsiques du Domaine de Caïn .....	25
Roches felsiques du Domaine de Baker .....	25
Monzodiorite de Piscatosine (mPpis) et Dyke de Tapani (mPtap) .....	31
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	32
Minéralisations en Cu associées à des gabbros (mPser2) : indice Constantineau .....	33
Minéralisations en Cu associées à des gneiss à cordiérite (mPrab6) : indice Piché .....	33
Uranium .....	33
Micas .....	33
Graphite et wollastonite .....	34
Granite architectural .....	34
Tourbe .....	34
DISCUSSION ET CONCLUSION .....	34
RÉFÉRENCES .....	35
ANNEXE 1: PHOTOGRAPHIES .....	39
ANNEXE 2: NUMÉROS DE TERRAIN DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS .....	43



## INTRODUCTION

---

La cartographie, à l'échelle 1:50 000, de la région de Sainte-Anne-du-Lac (feuillelet SNRC 31J/14) fait suite à celle effectuée sur les feuillets 31J/10 en 1996 (Hébert et Nantel, 1999) et 31J/11 en 1997 (Lacoste, 2000). Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel économique de la partie nord de la *Ceinture métasédimentaire centrale* ou *terrane de Mont-Laurier* (figure 1), Province de Grenville, un secteur favorable à la présence de zinc dans les marbres dolomitiques, de minéraux industriels et de roches industrielles.

### Localisation et accès

La région de Sainte-Anne-du-Lac est située au nord-est de Mont-Laurier (figure 1). Elle comprend la municipalité du même nom ainsi que la municipalité de Mont-Saint-Michel. Sa partie ouest est accessible par la route 309 et sa partie est, par le chemin qui mène à Parent. L'ensemble de la région est couvert par des chemins forestiers.

### Méthode de travail

La cartographie a été effectuée par une équipe de quatre géologues et de quatre assistants-géologues tandis que la saisie et la mise en plan des données ont été assurées par un technicien en ressources minérales. Tous les affleurements ont été visités par VTT, véhicules 4 x 4 ou embarcation. L'interprétation de la géologie a été facilitée par l'intégration des données de géophysique, de géochimie de sédiments de ruisseau et de télédétection. La carte géologique à l'échelle 1:50 000 a été incorporée à la base de données à référence spatiale du Système d'information géominère (SIGÉOM). La coloration des feldspaths potassiques a facilité l'identification d'environ 600 échantillons de roches intrusives felsiques et intermédiaires. Près de 150 lames minces ont été examinées et une centaine d'analyses chimiques ont été effectuées au Centre de recherches minérales pour caractériser, comparer et évaluer l'environnement tectonique dans lequel les roches intrusives se sont mises en place.

### Travaux antérieurs

La région de Sainte-Anne-du-Lac a été couverte à l'échelle 1:50 000 par Wynne-Edwards *et al.* (1966). Kish (1977) ainsi que Kish et Bourque (1982) ont cartographié la partie centre-est de la carte à l'échelle 1:20 000 et 1:10 000, respectivement, au moment où il y a eu regain de l'exploration pour l'uranium dans ce secteur. En effet, les premiers forages pour l'uranium ont été effectués vers

1969 et, vers 1977, SOQUEM réactivait les travaux. La partie centre-est de la carte a aussi fait l'objet de trois mémoires portant respectivement sur l'origine de la minéralisation uranifère (Allen, 1971), la minéralogie et la géochimie des roches radioactives (Tremblay, 1974) et la structure (Savoie, 1986).

La région de Sainte-Anne-du-Lac est couverte par un levé de sédiments de ruisseau effectué au cours d'une vaste campagne d'échantillonnage et de travaux de compilation dans la région de Papineau – Labelle (Choinière, 1990).

### Remerciements

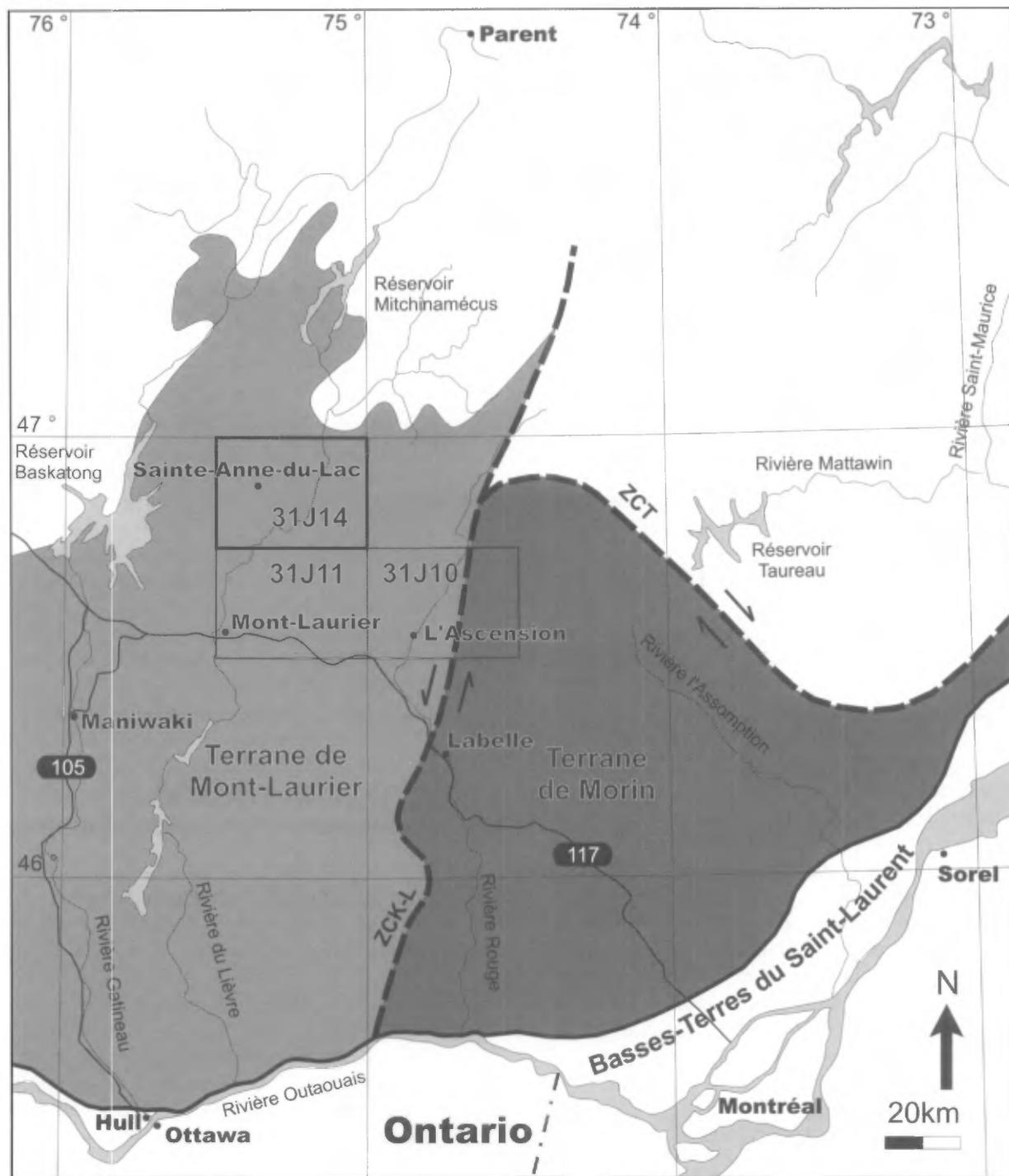
Je remercie les géologues Joanne Nadeau (MRN), Pierre Lacoste (MRN) et Bernard Huppé ainsi que les assistants-géologues Mélissa Saint-Jean, Patrick Usereau et Paul Olejczyk dont les observations sur le terrain ont permis de réaliser ce rapport. Je remercie également Patrick Olivier, technicien en ressources minérales (MRN), responsable de la saisie et de la mise en plan des données sur le terrain ainsi que de la numérisation de la carte SIGÉOM et de la préparation de toutes les figures contenues dans ce rapport. Mes remerciements vont aussi à Michel Hocq (MRN) pour la description détaillée des lames minces ainsi qu'à Hillar Pintson pour les corrections relativement au chapitre de la lithogéochimie et pour la réinterprétation de certains diagrammes. Enfin, je remercie monsieur Jacques Martignole, professeur à l'Université de Montréal, pour l'aide qu'il nous a apportée sur le terrain en ce qui a trait à la géologie structurale et pour la lecture critique de ce rapport.

## GÉOLOGIE RÉGIONALE

---

La région de Sainte-Anne-du-Lac fait partie de la *Ceinture allochtone monocyclique* et du *terrane de Mont-Laurier* (figure 1; Rivers *et al.*, 1989), l'équivalent de la *Ceinture centrale des métasédiments* (Wynne-Edwards, 1966). Cette dernière comprend des roches détritiques, pélitiques et carbonatées qui se sont déposées autour de 1250 Ma (Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Calvert, 1996). Ces roches généralement métamorphisées au faciès des amphibolites, mais avec des zones préservées au faciès des granulites, sont intercalées à divers degrés avec des amphibolites qui, à l'échelle 1:50 000, ne sont généralement pas cartographiables.

La ceinture est disséquée par plusieurs corridors de déformation et par la mise en place d'intrusions felsiques et mafiques entre 1167 et 1164 Ma (Corriveau *et al.*, 1996), c'est-à-dire après le paroxysme du métamorphisme qui a eu lieu autour de 1180 Ma (Friedman et Martignole, 1995).



**FIGURE 1** - Localisation de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J14) et des autres régions cartographiées depuis 1996 dans le cadre du projet d'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture métasédimentaire centrale ou terrane de Mont-Laurier, Province de Grenville. ZCK-L = Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (Sharma *et al.*, 1990 et 1999) connue aussi sous le nom de Zone de cisaillement de Labelle (Rivers *et al.*, 1989). ZCT = Zone de cisaillement de Taureau (Martignole et Friedman, 1998).

## STRATIGRAPHIE

La région a été divisée en deux domaines lithotectoniques, celui de Caïn et de Baker, séparés par un front tectonique : la *Zone de chevauchement de Lièvre* (figure 2). Le Domaine de Caïn occupe la région à l'ouest de cette zone. Sa signature magnétique sur les cartes du champ total est en général très élevée et souligne des figures de tectonique superposée. Le Domaine de Baker occupe la région à l'est de la Zone de chevauchement de Lièvre. Il est caractérisé par une signature magnétique bimodale qui souligne des bandes à faible intensité intercalées avec des bandes d'intensité moyenne, orientées NE-SW.

Il faut souligner que, malgré le titre de ce chapitre, l'ordre des unités des Suites métamorphiques de Rabot et de L'Ascension n'est pas chronologique; il s'agit d'une simple énumération. Cependant, les relations de terrain ont permis dans une certaine mesure de classer les unités des Suites intrusives de Serpent et de Vaillant dans un tel ordre.

Les roches potassiques de la Monzodiorite de Piscatosine et le dyke ultrapotassique de Tapani, tous deux appartenant à la Suite alcaline de Kensington-Skootamatta, sont les roches les plus jeunes de la région.

Une intrusion de monzogranite et de monzonite quartzifère gris-rose à amphibole et à texture équigranulaire ou porphyroïde occupe la partie sud-ouest de la carte (IIM). D'après sa forme, elle semble plus jeune que les autres roches du Domaine de Caïn, mais devant l'incertitude, aucune position stratigraphique ne lui a été accordée.

### Domaine de Caïn

Le Domaine de Caïn est caractérisé par de vastes intrusions de roches mafiques, intermédiaires et felsiques à orthopyroxène ou amphibole (figure 2) qui constituent la Suite intrusive de Serpent (mPser). Ces roches se sont mises en place dans une suite de paragneiss, de quartzite et de marbre : la Suite métamorphique de Rabot (mPrab). Les intrusions mafiques et intermédiaires ainsi que les roches felsiques à orthopyroxène ont une signature magnétique très élevée; les intrusions felsiques à amphibole ont une signature intermédiaire. Quant aux paragneiss et aux quartzites, ils ont un champ magnétique faible tandis que les marbres correspondent aux signatures magnétiques les plus faibles du domaine.

Le Domaine de Caïn comprend aussi les orthogneiss rubanés de la Suite intrusive de Béthune (mPbet) qui sont peut-être les roches les plus anciennes de la région.

### SUITE INTRUSIVE DE BÉTHUNE (mPbet)

Les faciès les plus caractéristiques de cette suite affleurent dans le secteur du lac Béthune (près de la bordure ouest de la carte) et sur la rive est du lac Tapani à Sainte-

Anne-du-Lac. Il s'agit surtout d'orthogneiss monzogranitique rose (mPbet1 et mPbet2) avec des rubans décimétriques très réguliers d'amphibolite à grain fin ou moyen et de gabbro mésocrate à amphibole  $\pm$  clinopyroxène, le tout recoupé par quelques dykes mafiques isolés (annexe 1, photo 1) dont des gabbronorites; l'unité mPbet1 comprend en moyenne 30 % de roches mafiques et l'unité mPbet2 en contient 6 %. Sur certains affleurements, le rubanement est d'origine tectonique (annexe 1, photo 2) mais sur d'autres, les rubans ont plutôt l'aspect de dykes ou de filons-couches. Le rubanement est repris localement par des plis qui dessinent, dans la partie ouest de l'unité mPbet1, plusieurs figures d'interférence, presque les seules observées dans tout le Domaine de Caïn. Les roches rubanées de l'unité mPbet1 pourraient donc être les plus anciennes de la région puisqu'elles semblent avoir enregistré le plus grand nombre de phases de déformation. Cependant, certains doutes existent toujours à savoir si ces roches ne représentent tout simplement pas les équivalents déformés de la Suite intrusive de Serpent.

Parmi les autres roches de la Suite intrusive de Béthune, il y a quelques orthogneiss monzogranitiques violacés en cassure fraîche et quelques orthogneiss charnockitiques et mangéritiques avec des enclaves mafiques angulaires ou lenticulaires (mPbet1 et mPbet2). Ces roches pourraient être équivalentes aux roches felsiques de la Suite intrusive de Serpent à en juger d'après leur ressemblance.

Une étude géochimique et des datations seraient nécessaires pour vérifier si la Suite intrusive de Béthune constitue vraiment une unité distincte, injectée par les roches de la Suite de Serpent comme nous l'avons représenté sur la carte. Pour l'instant, quelques analyses chimiques semblent du moins suggérer une origine différente pour certaines roches mafiques de la Suite intrusive de Béthune et de la Suite intrusive de Serpent (voir chapitre sur la lithogéochimie).

### SUITE MÉTAMORPHIQUE DE RABOT (mPrab)

La Suite métamorphique de Rabot occupe 30 % du Domaine de Caïn. Elle comprend six unités lithologiques formées de paragneiss, de quartzite et/ou de marbre. Ces roches forment en général des horizons de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres de longueur ou des enclaves dans tous les types d'intrusions de la Suite de Serpent.

#### Marbre calcitique, gneiss calcosilicaté et diopsidite (mPrab1)

Ces roches forment treize petits horizons de moins de 1 km<sup>2</sup> interlités avec l'unité de paragneiss mPrab6.

Les marbres, les gneiss calcosilicatés et les diopsidites sont généralement interlités avec des paragneiss rouille. Ces derniers représentent le faciès dominant de certains horizons. Les marbres forment des lits centimétriques, dé-

cimétriques ou rarement métriques. Ils sont calcitiques mais des marbres dolomitiques, en boudins dans les marbres calcitiques, ont été observés sur un affleurement (4075, UTM : 467645E, 5180875N). Les marbres calcitiques sont constitués de diopside, de serpentine, de phlogopite et/ou de trémolite. Ils comprennent des fragments ou des lentilles de gneiss calcosilicatés à diopside et de diopsidite.

### **Marbre calcitique, marbre dolomitique et marbre calcaro-dolomitique (mPrab2)**

L'unité mPrab2 contient cinq petits horizons de moins de 2 km<sup>2</sup> et quelques lentilles de plus faible dimension. Elle comprend aussi un grand horizon d'au moins 20 km<sup>2</sup>, soit celui du Grand lac Rabot localisé au centre du Domaine de Caïn.

Parmi les petits horizons, il y a ceux du lac Papineau et du lac des Bleuets, localisés près de la bordure sud de la carte, et celui du lac de la Dame, localisé le long de la bordure nord de la carte. L'horizon du lac Papineau est le plus riche en marbre calcitique, celui du lac des Bleuets contient les lits les plus épais de marbre dolomitique et celui du lac de la Dame contient des marbres calcaro-dolomitiques à serpentine interlités avec des gneiss calcosilicatés à trémolite. Tous ces horizons renferment des lits métriques de marbre calcitique à grain grossier constitué de calcite, de diopside, de phlogopite et/ou de graphite. Ces marbres sont rubanés avec des lits de roches métasomatiques blanches à feldspath potassique et sphène. À quelques endroits, ils sont rubanés avec des lits ou des lentilles boudinées de gneiss calcosilicatés à diopside blanc ou vert, avec des skarns à clinopyroxène et scapolite et avec des marbres dolomitiques. Les lentilles boudinées de gneiss calcosilicatés donnent à la roche un aspect parfois bréchique. Les marbres de l'horizon du lac Papineau contiennent en plus des monzogranites blancs à grain fin en enclaves, en dykes ou en filons-couches, localement plissés.

Dans un autre petit horizon, soit celui situé près de la zone de chevauchement dans le secteur du lac McCormick, des marbres calcaro-dolomitiques purs sont interlités avec des marbres dolomitiques à olivine serpentinisée (40 %). Enfin, dans la partie nord-ouest de la carte, l'horizon situé près de la rive sud de la baie Tapani renferme plusieurs variétés de roches dont des marbres calcitiques en bancs pouvant atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Ces marbres sont rubanés avec des marbres dolomitiques et, sur un certain affleurement, avec des quartzites à grenat et des quartzites à tourmaline. Parmi les autres variétés de roches, il y a les paragneiss à grenat - biotite - sillimanite, les paragneiss à feldspath - quartz - grenat, les quartzites bleus et les gneiss calcosilicatés. Un de ces paragneiss contient des lamines à corindon - biotite - plagioclase - sillimanite - muscovite. Le corindon (3 à 4 %), indiqué sur la carte SIGÉOM par le code CN, forme des cristaux isolés ou des inclusions dans le grenat.

Le plus grand horizon de marbre de l'unité mPrab2, celui du Grand lac Rabot, renferme surtout des bancs mé-

triques à décimétriques de marbre calcitique, massif ou rubané. Les marbres contiennent parfois moins de 5 % de diopside, de phlogopite et de graphite, moins de 5 % d'enclaves de gneiss calcosilicatés à diopside et moins de 1 % d'enclaves de pegmatite et de granite blanc à grain fin. Dans la partie ouest de l'horizon du Grand lac Rabot, les marbres calcitiques sont rubanés avec des marbres dolomitiques en lits centimétriques; les premiers sont blancs en cassure fraîche et les seconds ont une teinte bleutée. Sur un affleurement, les marbres dolomitiques contiennent 20 % d'olivine fraîche.

### **Quartzite et marbre (mPrab3)**

L'unité mPrab3 forme deux horizons plissés de moins de 1 km<sup>2</sup> dans la partie nord-est du Domaine de Caïn. La roche dominante est un quartzite à biotite ± feldspath ± graphite à grain moyen ou grossier. Elle a une couleur gris clair ou rouille, donnée par des traces de sulfures. Les quartzites se présentent en bancs métriques d'aspect massif ou rubané. Le rubanement se traduit par l'alternance de bancs de quartzite avec des gneiss calcosilicatés à diopside ± trémolite et quelques marbres calcitiques (semblables à ceux de l'unité mPrab1), et des paragneiss à biotite - graphite.

### **Quartzite, quartzite à biotite et quartzite feldspathique (mPrab4)**

Cette unité comprend surtout des quartzites, des quartzites à biotite et des quartzites feldspathiques massifs. Les deux plus grands horizons sont localisés dans la partie est et sud-est du domaine. Les roches sont gris très clair et à grain moyen. Sur 15 % des affleurements, elles sont interlitées avec des paragneiss à biotite (mPrab6).

### **Quartzite à grenat et roche métasomatique à plagioclase et grenat (mPrab5)**

Parmi les deux horizons qui forment l'unité mPrab5, le plus étendu est discontinu et en contact avec l'horizon de marbre calcitique et dolomitique (mPrab2) du Grand lac Rabot. Il contient des quartzites à grenat qui sont typiques par leur faible pourcentage en biotite (< 5 %) et leur fort pourcentage en grenat (20-35 %). Il contient aussi d'autres roches riches en grenat, à plagioclase et quartz qui, d'après leur composition minéralogique et leurs grands plagioclases prismatiques mésoperthitiques, pourraient être d'origine métasomatique. Ces roches se seraient formées au contact de marbres, de paragneiss et de roches intrusives de la Suite de Béthune. D'autres roches similaires sont présentes dans la partie ouest du domaine mais ne forment pas d'unités cartographiables.

Dans tous les quartzites à grenat et les roches métasomatiques, les grenats sont ronds et ont en moyenne 5 mm de diamètre. Ils ont une distribution homogène et sont toujours entourés d'une mince couronne de biotite noire ce



### Légende stratigraphique

#### Quaternaire

- Tourbe (Tourbière de Sainte-Anne-du-Lac)

#### Mésoprotérozoïque

##### Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta

- Monzodiorite de Piscatosine (mPpis)
- Dyke de Tapani (mPtap)

#### Domaine de Baker

- Leuconorite de Pérodeau (mPper)
- Suite intrusive de Vaillant (mPvat)**
- Orthogneiss monzonitique (mPvat3, surtout)
- Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc)**
- Paragneiss avec un peu de quartzite et de marbre

#### Domaine de Caïn

##### Suite intrusive de Serpent (mPser)

- Roches felsiques (mPser4, 5, 6, 7)
- Roches intermédiaires (mPser3)
- Roches mafiques (mPser2)

### Domaine de Caïn (suite)

#### Suite métamorphique de Rabot (mPrab)

- Paragneiss et quartzite (mPrab3, 4, 5, 6)
- Marbre (mPrab1, 2)

#### Suite intrusive de Béthune (mPbet)

- Orthogneiss monzogranitique, amphibolite et gabbro

### Légende lithologique

- Monzogranite et monzonite quartzifère

### Structure

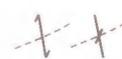
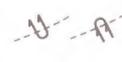
-  Traces de plans axiaux  $P_1$  d'une antiforme et d'une synforme droites
-  Traces de plans axiaux  $P_2$  d'une antiforme et d'une synforme droites
-  Traces de plans axiaux  $P_1$  d'une antiforme et d'une synforme déversées vers le SE
-  Zone de chevauchement de Lièvre
-  Isograde de l'orthopyroxène

FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région de Sainte-Anne-du-Lac (31J/14).



qui crée un fort contraste avec les quartz gris clair et les plagioclases blancs. Le graphite et la sillimanite font aussi partie de certains assemblages. Les roches sont interlitées avec des paragneiss à biotite ± sillimanite ± graphite et des quartzites dépourvus de grenat. Un de ces quartzites, qui affleurent sur la rive sud-ouest du Grand lac Rabot, contient une lentille centimétrique de quartzite à tourmaline.

### Paragneiss et quartzite (mPrab6)

L'unité mPrab6, la plus étendue de la Suite métamorphique de Rabot, est constituée de paragneiss généralement interlités avec des quartzites, en lits centimétriques à décimétriques. Par contre, dans l'horizon du lac de la Dame (le long de la bordure nord de la carte), les paragneiss et les quartzites forment des lits métriques avec des gneiss calcosilicatés à diopside ± trémolite. En bordure des intrusions, les paragneiss sont rubanés avec des leucosomes à quartz bleu ou gris et à feldspath rose.

En général, les paragneiss sont constitués de biotite et de sillimanite ± grenat. Certains sont très riches en quartz et d'autres, de couleur rouille, contiennent du graphite, de la pyrite et de la pyrrhotite. Les paragneiss rouille sont particulièrement abondants dans le secteur du lac de la Dame. Quant aux quartzites, ils peuvent contenir du feldspath, de la biotite, du grenat et/ou du graphite et, plus rarement, de la muscovite. Les feldspaths peuvent constituer jusqu'à 15 % de la roche. Les quartzites sont généralement gris ou rouille mais ceux de la partie ouest du domaine peuvent être bleus.

L'unité mPrab6 renferme d'autres variétés de roches mais celles-ci sont beaucoup plus rares. Il s'agit : de paragneiss noirs très riches en biotite et en grenat qui affleurent autant dans la partie nord-est que dans la partie sud-ouest du Domaine de Caïn; de roches à corindon (code CN sur la carte SIGÉOM) et biotite formant des lamines au milieu de paragneiss à biotite et sillimanite ; et de paragneiss à biotite et cordiérite (code CD sur la carte SIGÉOM) associés à des quartzites à magnétite et chalcopyrite ainsi qu'à des paragneiss à biotite - magnétite - chalcopyrite - sillimanite . Il sera question de ces roches minéralisées, localisées à 2,5 km au SSE de Sainte-Anne-du-Lac, dans le chapitre qui traite de la géologie économique.

Enfin, les paragneiss à kyanite (code KN sur la carte SIGÉOM), minéral associé à de la sillimanite, de la biotite, de la muscovite et du feldspath potassique, sont aussi des variétés de roches peu répandues . Un des trois affleurements renfermant ce minéral forme une enclave dans les roches felsiques de l'unité mPser5.

### SUITE INTRUSIVE DE SERPENT (mPser)

Sept unités lithologiques de composition mafique (mPser1 et mPser2), intermédiaire (mPser3) ou felsique (mPser 4 à mPser7) constituent la Suite intrusive de Serpent. Chaque unité est constituée d'un assemblage de ro-

ches. Les relations de terrain suggèrent un lien cogénétique entre les roches de diverses compositions.

### Anorthosite porphyroclastique (mPser1)

Deux petits amas d'anorthosite, comprenant chacun un seul affleurement, se trouvent près de la bordure ouest de la carte, au milieu de roches tonalitiques (mPser3) et de roches de l'unité mPbet1. Les contacts entre l'anorthosite et ces roches ne sont pas visibles.

L'anorthosite est formée de 20 % de clastes, plutôt arrondis, de plagioclase bleuté de 1 cm de diamètre. Ces clastes baignent dans une mésostase de plagioclase granulé, de couleur blanche en surface altérée. L'anorthosite qui se trouve au milieu de l'unité mPbet1 est mylonitisée sur 5 cm d'épaisseur.

### Leuconorite, gabbronorite et gabbro (mPser2)

L'unité mPser2 comprend principalement une vaste intrusion dans la partie nord du Domaine de Caïn et quatre petites intrusions de moins de 4 km<sup>2</sup> dans la partie sud du domaine. Les roches de l'unité mPser2 forment aussi des enclaves dans les unités mPser3 et mPser7.

La vaste intrusion comprend des leuconorites à grain fin et à patine cassonade, des gabbros massifs à amphibole, mésocrates ou mélanocrates, et des gabbros à amphibole ± clinopyroxène, leucocrates, à grain moyen. Ces derniers renferment des schlierens de gabbro mélanocrate qui soulignent une structure fluidale magmatique ou des amas centimétriques de pyroxénite. Cette intrusion comprend aussi des gabbronorites ± amphibole, leucocrates à mésocrates, à grain fin, de couleur gris moyen; ces gabbronorites montrent un rubanement magmatique, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, marqué par une variation dans le contenu en minéraux mafiques. Les gabbros, indépendamment de la variété, peuvent être très riches en magnétite et contenir localement de la chalcopyrite. Le fort pourcentage en magnétite se traduit par des lectures de 110 à 210 sur le compteur de susceptibilité magnétique relative (SMR) et explique le très fort champ magnétique dans cette partie de la carte. Certaines roches mafiques sont recoupées par un réseau de leucosomes à amphibole ou à orthopyroxène. D'autres forment un litage tectonique avec des roches felsiques et intermédiaires ou encore avec des paragneiss comme le reflètent d'ailleurs, à l'échelle de la carte géologique, l'interdigitation de l'unité mPser2 avec les unités mPser3, mPser7 et mPrab6, au sud du lac Bouleau, dans la partie nord-est du domaine.

Dans la partie sud du Domaine de Caïn, trois petites intrusions mafiques recoupent les paragneiss de l'unité mPrab6. Celle du lac Papineau (près de la bordure sud de la carte) est constituée de leuconorite et de gabbronorite à grain moyen, homogènes, massifs et localement à texture ophitique, et celle située en bordure de la zone de chevauchement renferme des leuconorites à grain grossier et à

texture ophitique; ces dernières renferment en plus des amas de pyroxénite comme les gabbros de la vaste intrusion de la partie nord du domaine.

Dans la partie nord-ouest du domaine, les roches mafiques forment des enclaves au milieu des roches intermédiaires de l'unité mPser3. À l'échelle de l'affleurement, des enclaves angulaires peuvent être observées. La grande enclave cartographiée au sud du Grand lac Serpent est constituée de gabbro lité, leucocrate ou mélanocrate, à amphibole, à texture ophitique et à granulométrie moyenne. Localement, le gabbro lité est très riche en magnétite (SMR = 160) et contient des traces de sulfures. La grande enclave à l'ouest du lac Foster (le long de la bordure nord de la carte) renferme, en plus, des diorites à orthopyroxène et la petite enclave, au sud-ouest de ce lac, une leuconorite à texture ophitique avec des cristaux de deux centimètres d'orthopyroxène entouré d'une couronne d'amphibole (annexe 1, photo 3).

Les enclaves mafiques de mPser2 localisées au milieu des roches felsiques de l'unité mPser7, près du lac Bonhomme et du lac L'Allier, dans la partie nord-est du domaine, sont caractérisées par des gabbros à grain fin (SMR = 50 à 90). Dans le même secteur, près du lac de la Pitchoff, les enclaves renferment des gabbros à grain grossier, à pyroxène et amphibole (SMR = 23 à 88) et des gabbros à rubanement magmatique comme les gabbros typiques de la vaste intrusion de mPser2 qui couvre la partie nord du Domaine de Cain. Les roches felsiques de l'unité mPser7 sont mylonitisées au contact de ces gabbros rubanés.

En résumé, l'unité mPser2 est la seule unité dans toute la carte à contenir des gabbros à rubanement primaire, des gabbros avec des amas de pyroxénite ainsi qu'une grande quantité de roches mafiques à clinopyroxène et/ou orthopyroxène. Les roches mafiques des autres unités sont surtout à amphibole et ne présentent pas de rubanement magmatique.

### **Tonalite, diorite et monzodiorite gneissiques (mPser3)**

L'unité mPser3 est constituée de roches de composition intermédiaire à savoir des tonalites, des diorites et des monzodiorites à texture généralement gneissique. Elle comprend trois grandes intrusions dont celle du Grand lac Serpent dans la partie nord-ouest du domaine et celle du lac Carré dans la partie nord-est du domaine. La troisième intrusion est localisée à quelques centaines de mètres au nord du lac Massie, dans la partie sud-ouest du domaine. Il existe aussi plusieurs autres petits amas de roches intermédiaires répartis à l'intérieur des roches mafiques de l'unité mPser2 et de l'unité mPbet1.

Les intrusions du Grand lac Serpent et du lac Carré sont caractérisées par des roches leucocrates à patine blanche ou beige. Ces roches, à amphibole et biotite, à grain moyen, comprennent des tonalites, des diorites et des diorites quartzifères et dans une moindre mesure des granodiorites. L'in-

trusion du Grand lac Serpent renferme aussi d'autres variétés de diorite et de diorite quartzifère qui, à la différence des précédentes, ont une patine grise et une cassure fraîche violacée. Cette teinte violacée est aussi celle des diorites, des diorites quartzifères et des tonalites qui composent la majorité des roches de l'intrusion du lac Massie. Mais il faut rappeler que certaines roches de la Suite intrusive de Béthune, affleurant par exemple directement à l'ouest de l'intrusion du lac Massie et à l'ouest de l'unité mPser5, présentent aussi cette teinte violacée. Toutes ces roches pourraient d'ailleurs être équivalentes tel que mentionné dans la description de la Suite intrusive de Béthune.

En plus des diorites violacées, les intrusions du Grand lac Serpent et du lac Massie ont d'autres roches en commun à savoir les tonalites et les diorites à orthopyroxène, à patine blanche ou cassonade. Ces roches abondent entre autres dans la partie sud de l'intrusion du Grand lac Serpent, près du contact de l'unité mPbet1 et près de la rive ouest du Grand lac Serpent. L'intrusion du lac Carré renferme aussi des roches à orthopyroxène mais beaucoup moins que les intrusions du lac Serpent et du lac Massie.

L'intrusion du lac Carré est recoupée par de nombreux dykes centimétriques de monzogranite rose, à grain fin, et ce, jusqu'à une distance de 4 km du chevauchement de Lièvre; l'intrusion du Grand lac Serpent en renferme très peu et celui du lac Massie, aucun. Par contre, ces trois intrusions sont toutes recoupées par des pegmatites à quartz et à feldspath blanc ou rose.

Près de 50 % des affleurements de tonalite et de diorite de l'intrusion du Grand lac Serpent, 15 % de ceux du lac Carré et 50 % de ceux du lac Massie contiennent des enclaves angulaires (annexe 1, photo 4), des rubans et des lentilles boudinées de gabbro à amphibole ± magnétite et de gabbro à clinopyroxène et magnétite. Ces gabbros ont des textures similaires aux roches mafiques de l'unité mPser2 et ils sont localement très magnétiques (SMR < 206).

Les roches de l'unité mPser3, qui forment un seul affleurement et qui semblent recouper la partie sud de l'unité mPbet1, ont une texture unique. Ce sont des monzodiorites à hypersthène (SMR = 40) avec des amas sphériques de 5 à 7 cm, accolés les uns aux autres ou distancés de quelques millimètres. D'après l'examen microscopique, ces amas comprennent des plagioclases recristallisés, de l'amphibole incolore et du quartz. En plus, ils sont entourés d'une couronne fibroradiée constituée de hornblende verte, d'actinote, d'amphibole incolore (cummingtonite) et de biotite.

Les monzodiorites qui contiennent ces amas sphériques ainsi que plusieurs autres monzodiorites de l'unité mPser3, renferment des enclaves décimétriques de quartz bleu et des enclaves lenticulaires décimétriques de gabbro à amphibole et magnétite (SMR = 108). À 100 m de ces monzodiorites, affleure un gneiss granitique rose qui est interlité avec une amphibolite de l'unité mPbet1. Il semble donc que les monzodiorites sont intrusives dans l'unité mPbet1 puisqu'elles sont moins déformées.

### **Mangérite, charnockite et tonalite gneissiques (mPser4)**

L'unité mPser4 comprend des mangérites, des charnockites et des tonalites gneissiques qui forment localement un rubanement tectonique avec des amphibolites et des gabbros à amphibole. Elle renferme aussi des gneiss granitiques roses à enclaves et à lentilles de gabbro. Toutes ces roches sont recoupées par une très grande quantité de pegmatite à feldspath et à quartz de couleur bleu par endroit. Les amphibolites et les gabbros renferment des mobilisats à orthopyroxène.

### **Charnockite, farsundite, syénite et monzogranite gneissiques (mPser5)**

Les charnockites et les farsundites sont les roches les plus abondantes de cette unité; elles forment une grande intrusion dans la partie centre sud du Domaine de Caïn. Les autres roches sont des syénites à hypersthène, des syénogranites et des monzogranites. Les roches les moins déformées ont une patine cassonade, violacée ou gris moyen et une cassure fraîche grise ou verte. Elles sont à grain moyen ou grossier, ont des valeurs de susceptibilité magnétique relativement faible (SMR < 15) et forment des affleurements homogènes et massifs. Des roches similaires se retrouvent à travers la Suite intrusive de Béthune et l'unité mPser3. Les roches les plus déformées de l'unité mPser5 ne contiennent pas d'orthopyroxène, ont une texture gneissique et présentent généralement une patine rose. Il existe dans la partie est de l'intrusion des granites rose saumon avec des reliques de feldspath prismatique; ces granites ressemblent en couleur et en texture à certains granites de l'unité mPser7.

Presque toutes les roches felsiques contiennent en moyenne entre 5 et 15 % d'enclaves angulaires ou lenticulaires d'amphibolite (annexe 1, photo 5). Ces amphibolites ont du grenat là où des enclaves de paragneiss affleurent dans le secteur. Leur valeur SMR est en général inférieure à 7; une seule valeur de 108 a été enregistrée.

### **Mangérite et monzonite quartzifère grise, à texture ocellée ou porphyroïde (mPser6)**

Les roches de l'unité mPser6 sont très peu déformées comparativement à celles de l'unité mPser4 et mPser5. Elles ont une patine blanchâtre ou rosâtre, et une cassure fraîche gris moyen ou gris rosâtre. Près du lac des Polonais, le long de la bordure nord de la carte, elles ont une texture porphyroïde ou rapakivi, renferment entre 1 et 5 % d'enclaves de diorite et d'amphibolite et sont recoupées par des dykes de pegmatite et d'aplite. Près du Grand lac Serpent, les roches ont une texture ocellée et forment de vastes affleurements massifs et homogènes.

### **Monzonite quartzifère et monzogranite à texture ocellée ou porphyroïde (mPser7)**

L'unité mPser7 renferme presque essentiellement des monzonites quartzifères et des monzogranites. Ces roches forment une grande intrusion à deux branches dans la partie nord-est du Domaine de Caïn et trois petites, dans la partie sud-est. Les limites de la plus petite intrusion, qui ne comporte aucun affleurement, ont été tracées à partir de la carte du champ magnétique total.

Dans la grande intrusion, les roches felsiques ont une patine et une cassure fraîche de couleur rose ou rouge saumon. Leur texture est ocellée mais sur quelques affleurements, dans les zones les moins déformées, elle est porphyroïde. En plus des roches felsiques, la grande intrusion est recoupée par des dykes décimétriques de monzogranite rose et compte 12 % d'affleurements de gabbro et d'amphibolite; la majorité de ces affleurements sont localisée près du contact entre l'unité mPser7 et les roches mafiques des unités mPser2 et mPser3. Sur l'un de ces affleurements, un gabbro à magnétite et clinopyroxène (SMR = 50 à 85) est interdigité avec une monzonite quartzifère non déformée (SMR = 1 à 35). Ce type de relation suggère une relation cogénétique entre ces deux faciès et peut-être, par extension, une relation cogénétique entre les roches de l'unité mPser7 et l'unité mPser2 puisque ce gabbro à magnétite de l'unité mPser7 rappelle ceux de l'unité mPser2.

Dans les trois intrusions localisées dans la partie sud-est du domaine, les roches felsiques ont une texture gneissique contrairement à celles de la grande intrusion. Par contre, elles ont conservé une texture porphyroïde à deux endroits. Une très grande quantité de dyke de monzogranite et de pegmatite à quartz et feldspath ainsi que des amas de pegmatite les recourent; la majorité de ces dykes sont situés près de la Zone de chevauchement de Lièvre.

## **Domaine de Baker**

Le Domaine de Baker comprend la Suite intrusive de Vaillant (mPvat) et la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). Il est surtout constitué de bandes kilométriques d'orthogneiss monzonitiques intercalées avec des bandes de paragneiss. Ces deux familles de roches sont bien reflétées sur la carte du champ magnétique total résiduel : les orthogneiss ont une intensité magnétique moyenne et les paragneiss, une intensité faible. Elles sont recoupées par une intrusion de leuconorite, la Leuconorite de Pérodeau (mPper).

La partie centrale du Domaine de Baker avait déjà fait l'objet de deux levés de terrain (Kish, 1977; Kish et Bourque, 1982) et de trois thèses portant respectivement sur l'origine de la minéralisation uranifère (Allen, 1971), la minéralogie et la géochimie des roches radioactives (Tremblay, 1974) et la structure (Savoie, 1986). Notre levé nous

a permis de poursuivre les unités définies par Kish (1977) au-delà du secteur qu'il avait cartographié. Cependant, nous les avons renommées pour nous conformer, en partie, à la terminologie employée dans le feuillet SNRC 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999). Ainsi, nous avons remplacé la Formation de Patibre par la Suite intrusive de Vaillant et la Formation de la Force, par la Suite métamorphique de L'Ascension. Cette dernière suite, qui comprend surtout des paragneiss, a été définie la première fois dans Hébert et Nantel (1999). Elle avait alors été subdivisée en séquences, en faciès et en sous-faciès. Par contre, dans ce rapport-ci, nous avons abandonné ces subdivisions dans le but de simplifier la terminologie.

Kish, dont les levés ont été menés au 1:20 000 (Kish, 1977) et au 1:10 000 (Kish et Bourque, 1982), a donné une description détaillée des roches, valable pour tout le Domaine de Baker. Cependant les descriptions qui suivent sont basées sur nos propres observations; ces dernières nous ont d'ailleurs permis de reconnaître de nouveaux faciès comme les tourmalinites et les paragneiss nodulaires.

### **SUITE MÉTAMORPHIQUE DE L'ASCENSION (mPasc)**

Cette suite est surtout formée de paragneiss interlités avec des quartzites, des gneiss calcosilicatés et des marbres. Les affleurements constitués surtout de paragneiss forment l'unité mPasc4 et ceux constitués surtout de quartzite ou de gneiss calcosilicaté forment les unités mPasc3 et mPasc2, respectivement. Enfin, les affleurements renfermant au moins 5 % de marbre constituent l'unité mPasc1. Les horizons de paragneiss rouille, de paragneiss à sillimanite et de pegmatite blanche délimités par Kish (1977), n'ont pas été reproduits sur la carte géologique pour une question d'échelle. Ces roches ont été regroupées dans l'unité mPasc4.

#### **Marbre (mPasc1) et gneiss calcosilicaté (mPasc2)**

Les marbres, roches caractéristiques de l'unité mPasc1, font partie d'une vingtaine de petites lentilles dispersées à travers tout le Domaine de Baker, et d'un horizon plus grand localisé le long de la bordure sud de la carte. Les marbres sont généralement calcitiques et sont à grain moyen ou grossier; ils contiennent de la phlogopite, du diopside et du graphite. Ils forment des lits centimétriques à décimétriques alternant avec des lits continus ou boudinés de gneiss calcosilicatés à diopside, de roche métagénétique blanche à feldspath, clinopyroxène et sphène, de quartzite et de paragneiss rouille à biotite.

L'unité mPasc1 comprend aussi quelques affleurements isolés de marbre dolomitique (code DM sur la carte SIGÉOM) ou de marbre dolomitique interlité avec des marbres calcitiques en lits centimétriques ainsi qu'un affleurement de gneiss calcosilicaté à wollastonite (code WL sur la

carte SIGÉOM) interlité avec des marbres calcitiques le long de la bordure sud de la carte.

L'unité mPasc2 comprend surtout des gneiss rubanés calcosilicatés à diopside vert foncé et des paragneiss rouille.

#### **Quartzite (mPasc3)**

Les quartzites constituent 50 à 100 % des assemblages lithologiques de l'unité mPasc3. Leur épaisseur varie entre 1 à 3 m. Ils sont interlités avec des paragneiss à biotite ± sillimanite et sont injectés localement par des amas de pegmatite blanche. Les quartzites contiennent du feldspath et/ou de la biotite et certains contiennent du diopside. Les quartzites feldspathiques sont localement minéralisés en uraninite (Kish, 1977).

#### **3.2.1.3- Paragneiss (mPasc4)**

Les paragneiss sont les faciès dominants de l'unité mPasc4. Ils comprennent entre autres des paragneiss feldspathiques à biotite, des paragneiss à biotite et sillimanite ± graphite ± grenat et des paragneiss à biotite, muscovite, sillimanite et dravite ± fibrolite. Le grenat ne fait partie que des roches affleurant entre la limite sud de la carte et la partie centrale du Domaine de Baker dans le secteur des lacs de La Hache et Baker.

Les paragneiss rouille à pyrite et graphite (annexe 1, photo 6) et les paragneiss nodulaires sont d'autres variétés de paragneiss de l'unité mPasc4. Les paragneiss nodulaires sont constitués de nodules de muscovite partiellement remplacée par de la fibrolite ou de nodules de muscovite qui cristallise au détriment de la sillimanite prismatique. Ils sont donc identiques aux paragneiss nodulaires du feuillet SNRC 31J/10 et, comme eux, leur matrice renferme de la dravite (Hébert et Nantel, 1999).

Tous les types de paragneiss peuvent être interlités avec des quartzites, des tourmalinites, des gneiss calcosilicatés et/ou des pegmatites granitiques blanches. Les tourmalinites forment de rares affleurements, l'un d'entre eux étant localisé dans le secteur du lac Dieudonné (UTM : 495300E, 5187400N). Cet affleurement est constitué d'un lit de tourmalinite (25 % de tourmaline et 75 % de quartz) qui se trouve au milieu d'un quartzite lui-même en contact avec des paragneiss rouille. À environ un kilomètre de cette tourmalinite, affleure un paragneiss nodulaire (UTM : 494400E, 5187300N) recoupé par des pegmatites granitiques blanches à tourmaline.

De telles pegmatites blanches, avec ou sans tourmaline, ont été observées à travers tout le Domaine de Baker. Elles se présentent généralement sous forme de niveaux concordants ou d'amas interlobés, à granulométrie variable, au milieu des paragneiss et des quartzites feldspathiques mais elles peuvent aussi se présenter sous forme de dykes métriques (annexe 1, photo 6). Parfois, elles contiennent des enclaves de paragneiss à contact très diffus. D'après ces

observations, il semble que les pegmatites soient le produit de la fusion partielle des paragneiss et des quartzites feldspathiques, une origine qui a déjà d'ailleurs été proposée par Allen (1971) et Tremblay (1974). Les enclaves de gneiss calcosilicatés que renferment localement ces pegmatites par endroits pourraient alors représenter des restites.

En plus de la tourmaline, les pegmatites blanches contiennent des quantités accessoires de sphène, d'allanite, de graphite, de molybdénite et/ou de pyrrhotite. Leur patine est tachée de rouille là où la pyrrhotite est présente. Cependant, les minéraux les plus caractéristiques des pegmatites blanches du Domaine de Baker sont l'uraninite et l'uranothorite (Kish, 1977), minéraux hérités de sédiments au cours de leur fusion partielle (Tremblay, 1974).

### **SUITE INTRUSIVE DE VAILLANT (mPvat)**

Les orthogneiss monzogranitiques quartzifères (mPvat3), interlités avec de rares gabbros à amphibole (mPvat1), sont les roches dominantes de cette suite; les orthogneiss monzodioritiques (mPvat2) forment une seule petite intrusion. Des monzogranites roses à grain fin et des pegmatites roses (mPvat4), parfois blanches, recoupent surtout les orthogneiss.

#### **Gabbro à amphibole (mPvat1)**

Le Domaine de Baker renferme très peu de roches mafiques. Ces dernières forment généralement de petits niveaux de gabbro à amphibole et d'amphibolite intercalés dans les orthogneiss (mPvat3) de la partie sud-est du domaine. C'est d'ailleurs dans ce secteur, au lac Pierre précisément, qu'affleure le plus grand niveau de gabbro. Il s'agit d'un gabbro à amphibole avec des traces de clinopyroxène. Il est mésocrate ou mélanocrate et légèrement magnétique (SMR = 0,1 à 15). Son grain est grossier et, au centre du niveau, sa texture est massive avec des reliques de texture ophitique. Le long de la limite est du niveau, le gabbro est fortement cisailé au contact d'une injection de pegmatite grise, très riche en tourmaline, comme les pegmatites à tourmaline observées dans la Séquence de Currières de la Suite métamorphique de L'Ascension dans le feuillet SNRC 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999).

Il y existe aussi de petits niveaux de roches mafiques intercalés dans les paragneiss. L'un d'eux est localisé dans le coin sud-est de la carte; il contient du grenat partiellement transformé en plagioclase.

#### **Orthogneiss monzodioritique (mPvat2), orthogneiss monzonitique quartzifère oeilé (mPvat3), pegmatite et monzogranite (mPvat4)**

Dans la partie sud du Domaine de Baker, en particulier dans le secteur du lac Vaillant et du lac Plat, les orthogneiss monzonitiques quartzifères (mPvat3) sont de couleur gris rosé et leur texture est oeilée comme les orthogneiss monzodioritiques (mPvat2) localisés dans le même secteur.

Toujours dans le même secteur, quelques orthogneiss contiennent jusqu'à 30 % d'enclaves ou de lentilles de gabbro à amphibole ou d'amphibolite. Des dykes de pegmatite rose ou blanche et des dykes de monzogranite rose à grain fin recoupent toutes ces roches.

Ailleurs, particulièrement dans les environs du lac de la Hache et du lac Iroquois et près de la zone de chevauchement, les orthogneiss sont recoupés par des amas, et non des dykes, de pegmatite rose (mPvat4) souvent associée à des monzogranites roses à grain fin. Quant aux paragneiss, ils sont recoupés par le même type de monzogranite à grain fin mais de couleur généralement grise au lieu de rose. En dehors du secteur cartographié par Kish (1977) et Kish et Bourque (1982), nous avons seulement représenté les plus grands amas de pegmatite et de monzogranite sur la carte géologique puisque ces roches ne sont généralement pas cartographiables à l'échelle de nos travaux. De plus, nous avons englobé les monzogranites roses et les monzogranites grises dans la même unité (mPvat4) mais Kish (1977) en a fait la distinction.

Les monzogranites à grain fin (mPvat4) sont homogènes, équigranulaires (annexe 1, photo 7), généralement hololeucocrates et faiblement foliés. Ils sont constitués de microcline, de plagioclase, de biotite, de muscovite et d'allanite. Les relations entre les pegmatites roses et les monzogranites roses à grain fin sont complexes : sur certains affleurements, leur transition est diffuse (annexe 1, photo 8) ou graduelle comme dans le secteur du lac de la Bouette (UTM : 489000E, 5186500N); sur d'autres, comme aux rapides du Bouleau sur la rivière du Lièvre, les monzogranites sont en enclaves dans les pegmatites. D'autre part, les monzogranites roses et grises, comme les pegmatites blanches (mPasc4), contiennent des enclaves de quartzite et des enclaves fortement résorbées de paragneiss feldspathiques (annexe 1, photo 8) : ces deux types de roches sont ainsi le produit de la fusion partielle de ces paragneiss (Allen, 1971; Tremblay, 1974).

Enfin, dans la partie sud-est du Domaine de Baker, les orthogneiss sont déformés et définissent un rubanement tectonique ou une structure linéaire dominante : ils sont recoupés par des cisaillements NE-SW.

#### **LEUCONORITE DE PÉRODEAU (mPper)**

La leuconorite de Pérodeau forme une petite intrusion d'environ 1 km<sup>2</sup> sur la rive ouest du lac Pérodeau, en bordure sud de la carte. Cette intrusion est formée de leuconorite ophitique, à grain moyen ou grossier, et d'anorthosite à feldspaths prismatiques de 2 cm de longueur. À certains endroits, les leuconorites renferment de l'orthopyroxène à couronne d'amphibole; elles ressemblent alors beaucoup aux leuconorites de la Suite intrusive de Serpent (annexe 1, photo 3). À quelques endroits, les anorthosites sont déformées : elles sont alors constituées de fragments de feldspath bleuté dans une matrice recristallisée de couleur blanche. L'intrusion de Pérodeau contient une enclave

métrique de gneiss granitique rose qui appartient vraisemblablement à la Suite intrusive de Vaillant. Enfin, elle est recoupée par des dykes de pegmatite à quartz, feldspath et tourmaline, de 20 cm à 2 m d'épaisseur, et des dykes centimétriques de monzogranite gris à grain fin.

### Suite alcaline, potassique, de Kensington–Skootamatta

Cette suite porte le nom de deux intrusions typiques parmi la vingtaine d'intrusions alcalines, potassiques, mises en place entre 1090 et 1075 Ma dans la *Ceinture métasédimentaire centrale*, au Québec et en Ontario (Corriveau *et al.*, 1990; Easton, 1992). Dans la carte faisant l'objet du présent rapport, la Monzodiorite de Piscatosine (mPpis), qui affleure dans le coin nord-ouest de la carte, et le Dyke de Tapani (mPtap), le dyke ultrapotassique localisé à Sainte-Anne-du-Lac, font aussi partie de la Suite de Kensington–Skootamatta.

#### MONZODIORITE DE PISCATOSINE (mPpis)

La Monzodiorite de Piscatosine forme un pluton circulaire d'environ 3 km de rayon. Les affleurements sont en général petits et plats. Le pluton comprend des monzodiorites, des diorites et des monzonites (figure 3). Les roches ont une patine grise, gris violacé ou rouille. Toutes ces roches contiennent des feldspaths, souvent prismatiques, et de la biotite (jusqu'à 3 cm de longueur) associés à du clinopyroxène, à de l'amphibole ou à la fois à du clinopyroxène et de l'amphibole. L'orthopyroxène est présent dans certaines roches. Le pourcentage en minéraux mafiques varie en moyenne entre 15 et 25 %. Les clinopyroxènes sont parfois entourés d'une couronne d'amphibole en continuité optique. Les minéraux accessoires sont l'apatite (traces à 6 %), le sphène (traces à 4 %), la scapolite (traces à 0,5 %), la magnétite (1 à 5 %), les sulfures (traces) et localement le zircon, l'épidote et la calcite. D'après deux diorites analysées à la microsonde, la calcicité des plagioclases varie entre An<sub>22</sub> et An<sub>43</sub>.

Les roches présentent parfois des lits magmatiques plus riches en biotite ou contiennent des schlierens. Certains affleurements sont formés d'un mélange de roches à grain fin, moyen et grossier à contact diffus et dont le contenu en minéraux mafiques est très variable. Dans la partie sud du pluton, les roches contiennent des enclaves amiboïdes de 15 cm à 30 cm de diamètre, composées de syénite hybride à pyroxène et entourées d'un liséré de clinopyroxène de 1 à 3 cm d'épaisseur. À travers tout le pluton, affleurent des enclaves cartographiables renfermant des marbres calcitiques ou dolomitiques ± diopside ± serpentine ± phlogopite ± chondrodite ± graphite, des gneiss calcosilicatés, des diopside blanches, des quartzites et des paragneiss parfois rouille (figure 3) auxquelles on a attribué le nom des unités de la Suite métamorphique de Rabot (carte SIGÉOM).

Des dykes de monzodiorite et de diorite à grain fin, de 55 cm à 1,5 m d'épaisseur, recoupent des diorites plus riches en minéraux mafiques. Ces derniers forment mêmes des enclaves à contours arrondis dans les dykes qui eux-mêmes sont injectés par d'autres faciès de même composition mais de granulométrie plus grossière.

Les dykes cogénétiques et le pluton ne sont pas affectés par la déformation régionale mais certaines roches montrent tout de même des évidences de recristallisation. La foliation ignée, marquée par l'orientation des feldspaths prismatiques, les schlierens et les lits magmatiques définissent une trajectoire circulaire qui épouse la forme du pluton tout comme l'orientation des enclaves (figure 3).

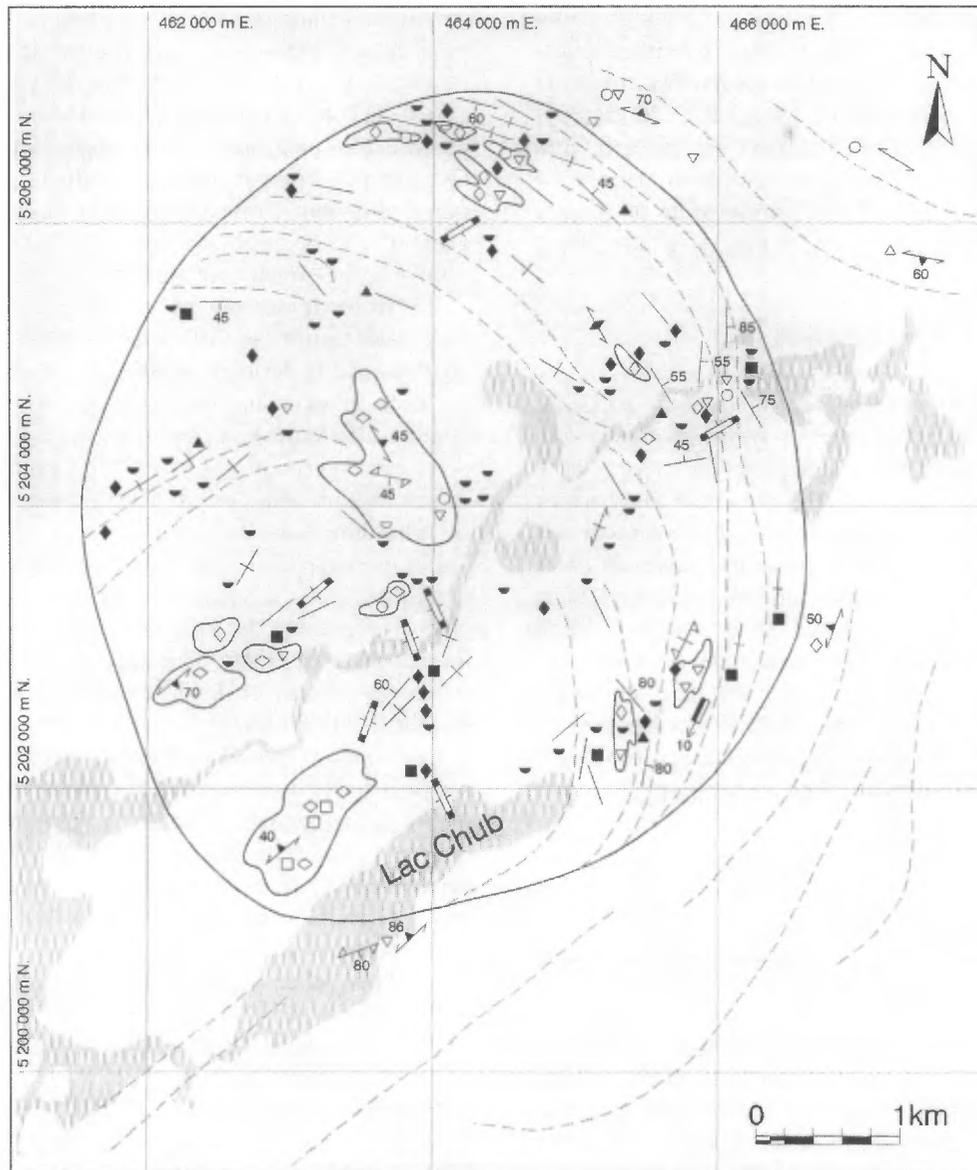
Le pluton recoupe des roches mafiques de la Suite intrusive de Serpent. Par contre, aucune enclave de ce type n'a été observée dans le pluton. En fait, la majorité des enclaves sont des marbres, des gneiss calcosilicatés et des diopside. Le pluton se serait donc plutôt mis en place dans un environnement de marbre comme d'ailleurs d'autres plutons de la Suite de Kensington – Skootamatta (Corriveau et Leblanc, 1995; Corriveau *et al.*, 1998).

#### DYKE DE TAPANI (mPtap)

Le Dyke de Tapani longe, en direction N-S, la rive ouest du lac du Tapani, à Sainte-Anne-du-Lac. Il a une longueur continue de 3,5 km et une largeur maximum de 300 m. Il est constitué de roche ultrapotassique à phlogopite et clinopyroxène à grain fin, moyen ou grossier et de pyroxénite à apatite à grain moyen. Ces deux types de roche forment généralement un rubanement magmatique d'épaisseur décimétrique et de direction N-S comme les épontes du dyke. Mais à certains endroits, les roches à phlogopite forment des enclaves globulaires centimétriques à décimétriques dans les pyroxénites à apatite (annexe 1, photo 9). Ailleurs, les roches à phlogopite contiennent des feldspaths ovoïdes de 3 cm de diamètre, orientés N-S comme le dyke et criblés d'inclusions de pyroxène et d'apatite. Tous les types de roches ont une valeur de susceptibilité magnétique généralement inférieure à 1; la valeur maximum relevée est de 16. Des veines centimétriques, parfois plissées, constituées de feldspaths prismatiques, les recoupent.

Au sud du lac Tapani, à 5,5 km du Dyke de Tapani, affleure une autre roche riche en phlogopite à grain grossier; elle forme l'extension sud de ce grand dyke. D'autres roches ultrapotassiques forment une dizaine de petits dykes qui irradient jusqu'à une dizaine de kilomètres au nord-est et au sud-ouest du grand dyke. Tous ces dykes sont indiqués sur la carte SIGÉOM; ce sont d'ailleurs les seuls à y être représentés. Leur épaisseur varie entre 7 et 40 cm (un seul atteint 9 m) et leur orientation varie entre 192° et 223°. Ils sont tous à grain fin et renferment 2 à 20 % de phénocristaux de phlogopite (3 à 8 mm).

D'après l'examen au microscope, les assemblages minéralogiques du grand dyke sont plus variés qu'il n'y paraît.



- |  |   |
|--|---|
| ■ Monzonite  | — Limite géologique                           |
| ▲ Diorite quartzifère, diorite   | - - - Allure structurale                      |
| ◆ Monzodiorite   | ▤ Dyke vertical de diorite ou de monzodiorite |
| ▼ Monzonite, monzodiorite, diorite   | 45° // // Foliation ignée                     |
| ○ Pegmatite à quartz-feldspath rose ou blanche   | 60° / / / Foliation métamorphique             |
| ◇ Marbre calcitique ou dolomitique<br>± diopside ± serpentine ± phlogopite<br>± chondrodite ± graphite | 80° / / / Gneissosité                         |
| ◇ Gneiss calcosilicaté   | 10° / / / Linéation d'étirement minéral       |
| □ Diopsidite blanche   |   |
| ○ Quartzite  |   |
| ▽ Paragneiss rouillé, paragneiss   |   |

FIGURE 3 - Carte géologique détaillée de la Monzodiorite de Piscatosine (mPpis) couvrant les feuillets SNRC 31J/13, 31J/14, 31O/03 et 31O/04.

Certaines roches contiennent de l'amphibole, blanche ou bleutée, en cristaux isolés ou en couronne autour du clinopyroxène; d'autres, sur l'Île des Indiens, contiennent jusqu'à 20 % d'olivine. Le plagioclase est parfois présent et peut contenir des inclusions de phlogopite, de clinopyroxène et d'apatite. Les autres minéraux généralement présents sont le sphène, le zircon et les minéraux opaques. La barytine fait partie d'un échantillon constitué de plagioclase (35 %), de phlogopite (40%), de clinopyroxène (20 %) et d'apatite (5 %).

### Quaternaire

Des dépôts glaciaires recouvrent une grande partie du feuillet SNRC 31J/14 et des dépôts fluvio-glaciaires sont répartis ici et là, à travers tout le feuillet (Gamache, 1989). D'après six mesures de stries glaciaires relevées dans les quadrants NW, NE et SE de la carte, l'écoulement des glaciers s'est effectué selon une direction variant de 186 à 200°; deux mesures dans le quadrant SW ont donné 150 et 164°. Quelques dépôts lacustres se trouvent dans la partie au sud-ouest de la carte, près du lac Gravel et du lac Tapani.

Dans la partie centre-sud de la carte, une superficie d'environ 16 km<sup>2</sup> est recouverte de dépôts organiques de type ombrotrophe et en partie minérotrophe qui constituent la tourbière de Sainte-Anne-du-Lac (Q sur figure 2 et carte SIGÉOM).

## MÉTAMORPHISME

Dans le Domaine de Caïn, les assemblages minéralogiques des paragneiss, des roches felsiques et des roches mafiques permettent de mettre en évidence au moins deux événements métamorphiques : l'un au faciès des granulites et l'autre au faciès des amphibolites. Dans le Domaine de Baker, les paragneiss et les orthogneiss témoignent d'assemblages qui sont stables au faciès des amphibolites et qui n'ont jamais atteint le faciès des granulites. Ces assemblages ont tout de même subi un métamorphisme rétrograde à l'intérieur du faciès des amphibolites.

### Domaine de Caïn : faciès des granulites

L'*orthopyroxène* de certains assemblages du Domaine de Caïn indique des conditions métamorphiques du faciès des granulites. Quelques rares assemblages à perthite - plagioclase - *orthopyroxène* - *clinopyroxène* (échantillon 3063, UTM : 465439E, 5181609N) et à antiperthite - *orthopyroxène* ± *clinopyroxène* (3062, UTM : 465468E, 5181437N et 1065, UTM : 479552E, 5203712N) sont stables dans des roches intrusives recristallisées des unités mPser2, mPser3 et mPser4. Une quinzaine d'affleurements montrent un réseau de

leucosomes à *orthopyroxène* recoupant des diorites, des tonalites à *orthopyroxène* et des gabbros; ils sont en majorité localisés le long de la bordure ouest de la carte et trois se trouvent à environ trois kilomètres des parties centrales et nord de la zone de chevauchement. Un amas de pegmatite à quartz et feldspath, au milieu des marbres de l'unité mPrab2, contient de l'*orthopyroxène* qui souligne en plus une linéation d'étirement. Enfin, plusieurs roches plutoniques felsiques et intermédiaires de couleur cassonade de la Suite intrusive de Serpent contiennent des pyroxènes.

Ces observations ont permis de délimiter un isograde (OX<sup>+</sup>/OX<sup>-</sup>; figure 2 et carte SIGÉOM) qui correspond principalement à la dernière occurrence d'*orthopyroxène* dans les leucosomes et dans les roches plutoniques felsiques. Le nombre d'affleurements montrant des évidences de conditions métamorphiques au faciès des granulites augmente en se dirigeant vers l'ouest; le maximum est atteint le long de la bordure ouest de la carte.

Les *mésoperthites* sont d'autres évidences du faciès des granulites. Dans le secteur du lac Bouleau (partie centre-nord du domaine), des *mésoperthites* font partie de bandes de mobilisat au milieu de paragneiss tectonisés à grenat, sillimanite, biotite et graphite (affleurement 1095, UTM : 471858E, 5188791N).

Le *corindon* (code CN sur la carte SIGÉOM), un minéral stable à haute température, fait partie de trois affleurements de paragneiss à biotite et graphite, tous localisés dans les environs de la longitude 75°20'. Il est présent dans des lamines à :

- Grenat – corindon (22 à 25 %) – plagioclase – biotite – sillimanite;
- Plagioclase – grenat – biotite – corindon (3 à 5 %) – sillimanite;
- Plagioclase – biotite – sillimanite – graphite – corindon (< 1%).

La *kyanite* (code KN sur la SIGÉOM) fait partie d'un paragneiss en enclave dans les roches felsiques de l'unité mPser5 et de deux autres paragneiss, l'un sur la rive sud du Grand lac Rabot et l'autre, à une centaine de mètres à l'ouest du lac Tapani. Leur assemblage minéralogique est le suivant :

Quartz – microcline – plagioclase – muscovite – biotite – grenat – sillimanite – kyanite (1).

Cet assemblage établit les conditions maximum de stabilité à 675°C – 7 Kbar (Yardley, 1996). La température est en accord avec la présence de corindon dans le même secteur dont la température de cristallisation est d'environ 700°C.

### Domaine de Caïn : faciès des amphibolites

La majorité des gabbros et des roches felsiques et intermédiaires à pyroxène montrent des évidences d'hydratation des assemblages plutoniques et métamorphiques dans les conditions du faciès des amphibolites. Les *clinopyroxène*-

nes sont partiellement ou totalement remplacés par de l'amphibole verte ou vert bleuté, polygonale, poeciloblastique et sont criblés d'inclusions de quartz. Les clinopyroxènes et les orthopyroxènes sont remplacés par une couronne de petits cristaux d'amphibole (verte ou rarement incolore) et/ou de biotite, parfois perpendiculaires aux contacts des pyroxènes. La couronne d'amphibole peut être double : incolore au contact des pyroxènes et verte à l'extérieur. Il y a aussi formation de grenat dans quelques gabbros; ce minéral est, avec l'amphibole et le quartz, le produit d'une réaction impliquant le clinopyroxène et le plagioclase. Dans quelques roches, les bordures corrodées du plagioclase indiquent clairement la croissance de grenat à partir de ce minéral.

Près de la rive est du lac Caïn, une tonalite à orthopyroxène (affleurement 2224, UTM : 470185E, 5196449N) contient des porphyroblastes de scapolite qui englobent des quartz et des plagioclases recristallisés. D'autres scapolites altèrent les plagioclases ici et là dans la Suite intrusive de Serpent.

L'altération des plagioclases en séricite et/ou carbonate et parfois en épidote, et l'altération de la biotite en chlorite attestent d'un rétomorphisme local aux faciès des schistes verts.

Les assemblages minéralogiques des paragneiss sont tous stables au faciès des amphibolites, les assemblages les plus communs étant : quartz – feldspath potassique – plagioclase – biotite – grenat – sillimanite (prismatique) – graphite ± muscovite. Dans des paragneiss alumineux échantillonnés à une centaine de mètres à l'ouest du lac Tapani (affleurement 1135, UTM : 476158E, 5192721N) et sur la rive sud du Grand lac Rabot (affleurement 1016, UTM : 467174E, 5190635N), le grenat amiboïde est partiellement transformé en plagioclase ce qui implique une diminution de pression.

Dans certains paragneiss de l'unité mPrab6, autant ceux de la partie ouest que de la partie est du domaine, de grands cristaux de muscovite englobent plusieurs prismes de sillimanite : la déstabilisation de ce minéral au profit de la muscovite et du quartz témoigne d'une diminution du degré métamorphique.

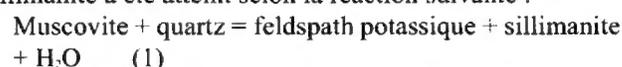
### Domaine de Baker

Ce domaine renferme de rares gabbros localement à texture ophitique. Ils sont surtout constitués de plagioclase et d'amphibole mais dans un cas ils contiennent des reliques de clinopyroxène au milieu d'amphibole poeciloblastique à inclusions de quartz, un assemblage stable au faciès des amphibolites. Dans la partie sud-est du domaine, un lit de gabbro au milieu de paragneiss migmatisés contient des grenats partiellement remplacés par du plagioclase ce qui indique une décompression.

Les conditions métamorphiques du Domaine de Baker sont surtout mises en évidence par les assemblages des

paragneiss nodulaires, identiques à ceux de la région de L'Ascension (Hébert et Nantel, 1999; Martelat et Martignole, 2000). Ces paragneiss forment quatre affleurements; ils sont métamorphisés au faciès des amphibolites et, contrairement à ceux de la région de L'Ascension, ils montrent des évidences de fusion partielle dans tout le domaine. Il existe deux types de nodules. Les nodules de type (1) sont constitués d'un cristal de muscovite avec des inclusions de fibrolite ou d'amas de quartz – sillimanite au milieu d'une matrice de quartz – feldspath potassique – plagioclase – biotite. Les nodules de type (2) sont constitués de cristaux de muscovite, associés à de la biotite, qui cristallisent aux dépens de sillimanite prismatique. Leur matrice diffère de la matrice des nodules de type (1) par l'absence de feldspath potassique et la présence de grenat.

Ces assemblages métamorphiques, dans un contexte de fusion partielle, indiquent que le second isograde de la sillimanite a été atteint selon la réaction suivante :



Par contre, une diminution des conditions métamorphiques est nécessaire pour expliquer la formation de la muscovite dans les nodules de type (2) à partir de la sillimanite et du feldspath potassique qui a été épuisé au cours de la réaction (1). Une telle diminution peut aussi être responsable de la formation d'un monocristal de muscovite entourant un prisme de sillimanite dans un monzogranite équi-granulaire à grain fin (mPvat4).

Le long de la bordure sud-est du domaine, la wollastonite est présente dans un marbre calcitique interlité avec des gneiss calcosilicatés à diopside. Ce minéral est compatible avec les conditions métamorphiques aux faciès des amphibolites déduites à partir d'autres assemblages.

Enfin, des altérations tardives sont visibles dans certains gabbros où les plagioclases sont fortement séricitisés, carbonatés et chloritisés. En plus, en bordure de la rivière du Lièvre, en face d'une brèche (voir structure cassante), les biotites d'un skarn à clinopyroxène et amphibole, ont été complètement transformées en chlorite (14 %).

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les domaines de Caïn et de Baker ont des intensités et des orientations magnétiques bien distinctes. La signature magnétique du Domaine de Caïn suggère des figures de tectonique superposée. Celle du Domaine de Baker définit des bandes orientées NE-SW avec une virgation vers l'est au centre de la carte. L'orientation de ces bandes est aussi soulignée par les rares linéaments de la carte SNRC 31J/14, interprétés à partir d'images Landsat (DIGIM, 1989), d'images Landsat MSS, TM et SEASAT-SAR (Harris *et al.*, 1992) ainsi que d'images RADARSAT (Sharma *et al.*, 1999).

La limite entre les domaines de Caïn et de Baker suit grossièrement le tracé de la rivière du Lièvre. Elle est masquée par de vastes étendues de sable de part et d'autre de la rivière. Elle correspond à un chevauchement du Domaine de Caïn sur le Domaine de Baker.

Dans toute la région, les roches ont subi plusieurs phases de déformation ductile qui se manifestent par divers types d'éléments structuraux, les plis étant les plus communs. Deux phases de plissement ont été reconnues dans le Domaine de Caïn et deux autres, dans le Domaine de Baker mais les données disponibles ne nous permettent pas de relier ces phases. Ainsi, les phases P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> du Domaine de Caïn n'ont pas de lien avec les phases P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> du Domaine de Baker (figures 2 et 4, et carte SIGÉOM).

En vue d'isoler les événements de déformation ductile, les domaines de Caïn et de Baker ont été subdivisés en six sous-domaines (I à VI) tectoniques à partir de familles de linéations (figure 4).

Enfin, en plus des déformations ductiles, des déformations cassantes ont affecté toute la région.

## Déformation ductile

### DOMAINE DE CAÏN

Ce domaine a été divisé en quatre sous-domaines structuraux (I à IV) qui seront décrits indépendamment à la suite de la description des éléments planaires et linéaires qui les caractérisent.

#### Éléments planaires

Les divers types de structures planaires mesurées sont communs à tous les sous-domaines comme l'alternance de bandes centimétriques à décimétriques de composition différente dans les paragneiss et les roches carbonatées (gneissosité). Les gabbros de l'unité mPser2 sont les seules roches à préserver ici et là des structures primaires comme les schlierens, qui soulignent une structure fluidale magmatique, et l'alternance de bandes décimétriques leucocrates ou mésocrates définissant un *rubanement magmatique*. La structure planaire donnée par l'orientation préférentielle de minéraux (foliation) est marquée à divers degrés dans les roches ignées. Elle est particulièrement bien développée dans les roches felsiques de l'unité mPser7 où elle est soulignée par des yeux de feldspath qui se développent aux dépens d'une texture porphyroïde. La foliation des tonalites et des granodiorites de l'unité mPser3 est souvent discrète à cause de la recristallisation; elle est totalement absente des gabbros des unités mPser2 et mPser3.

Parmi les structures planaires il y a aussi le *rubanement tectonique*. Dans les paragneiss et les orthogneiss, des rubans réguliers, continus et à bordures nettes (gneiss droits) sont considérés comme le résultat d'une déformation intense. Ces rubans tectoniques sont bien développés dans le

secteur du lac Major, c'est-à-dire dans la partie ouest de l'unité mPbet2, et ils se manifestent ici et là dans tout le domaine. Un rubanement tectonique moins marqué est présent un peu partout dans l'unité mPbet1 ainsi que dans les roches felsiques en bordure des intrusions mPser4 et mPser5 ou à l'intérieur de ces intrusions au contact des enclaves de paragneiss. Un tel rubanement est aussi observé dans le nez du grand pli qui affecte l'unité mPbet1 sur la rive est du lac Tapani et dans celui de l'unité mPser4 sur la rive est du lac Gravel. Il se manifeste par des rubans d'orthogneiss felsiques alternant avec des lentilles bien étirées d'amphibolite et parfois des lits de quartzite bleu, une couleur typique de la partie ouest du domaine.

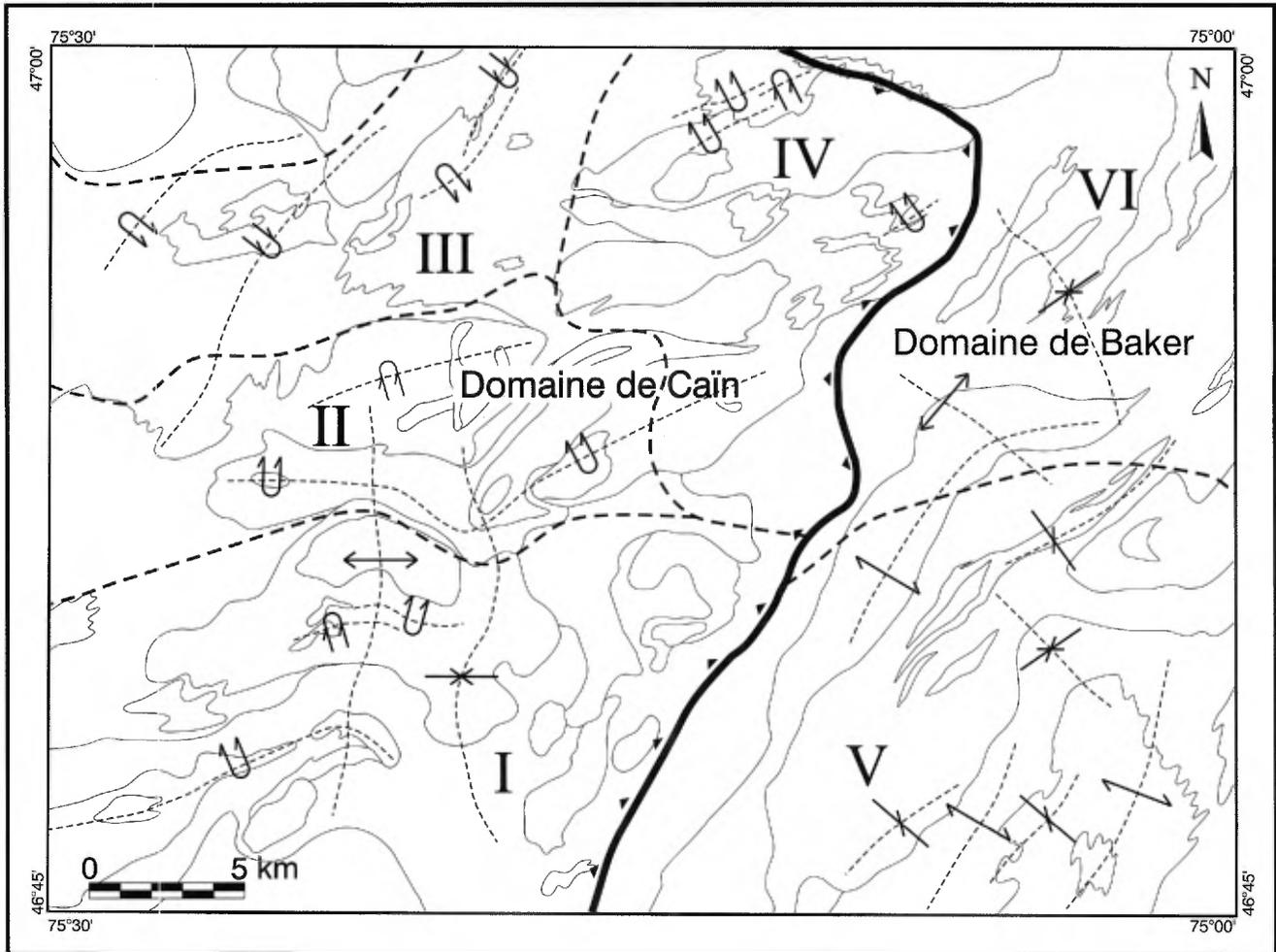
Dans les zones de déformation les plus intenses, des *structures mylonitiques*, sans grande continuité, se sont développées. Elles affectent les roches ignées et les orthogneiss des unités mPbet1, mPser2 et mPser5. Les mylonites ont moins de deux mètres d'épaisseur et leur orientation varie entre 220 et 270°.

Enfin, quelques *plans axiaux* ont pu être mesurés. Dans le Domaine de Caïn, il y a des plis isoclinaux déversés ou droits, des plis avec épaissement à la charnière, des plis ouverts formant des ondulations ou des petits plis serrés. Il existe aussi des plis superposés qui forment des figures d'interférence de Types 2 et 3 (annexe 1, photo 10) de Ramsay (1967). La plupart des ces figures ont été reconnues dans le secteur du Grand lac Rabot dans l'unité mPbet1 et quelques-unes près de la rampe frontale de la Zone de chevauchement de Lièvre dans l'unité mPser3. La superposition de plis est aussi fortement suggérée par la forme des bandes aéromagnétiques et des unités géologiques (figure 2 et carte SIGÉOM).

#### Éléments linéaires

Les linéations minérales mesurées sont données par l'orientation de la biotite, de l'amphibole, du feldspath et plus, rarement, du pyroxène. Les linéations d'étirement (représentées par le même symbole que les linéations minérales sur la carte SIGÉOM) sont marquées par l'allongement du quartz. Un fort étirement des quartz et des minéraux mafiques près de la rampe frontale du chevauchement de Lièvre souligne une structure L dominante. Les linéations minérales et d'étirement sont très peu développées dans les roches intermédiaires, à texture granoblastique, de l'unité mPser3 dans le secteur du Grand lac Serpent.

Différentes familles de linéations ont servi à délimiter les sous-domaines dans le Domaine de Caïn (figure 5). Ce sont les linéations dominantes à plongement vers l'W dans le sous-domaine I; vers le NW, dans le sous-domaine II; vers le SE et le NW dans le sous-domaine III; et vers le SW dans le sous-domaine IV. Chaque sous-domaine a aussi un style de plissement qui lui est propre quoique les styles des sous-domaines I et II et ceux des sous-domaines III et IV se ressemblent.



 Traces de plans axiaux  $P_1$  d'une antiforme et d'une synforme droites  
 Traces de plans axiaux  $P_2$  d'une antiforme et d'une synforme droites

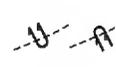
 Traces de plans axiaux  $P_1$  d'une antiforme et d'une synforme déversées vers le SE  
 Limite des domaines lithotectoniques  
 Limite des sous-domaines structuraux

FIGURE 4 - Limites des domaines lithotectoniques et des sous-domaines structuraux.

### Sous-domaine I

Les pôles des éléments planaires sont distribués sur une ceinture dont le pôle  $P_2$  (291/56°) correspond à un axe à plongement ouest (figure 5). La distribution asymétrique des points sur cette ceinture (maximum de pôles de plans à pendage NW) suggère le replissement d'un système de plis ( $P_1$ ) d'axe ENE fortement déversés à subisoclinaux vers l'ESE par la déformation à plongement ouest ( $P_2$ ). Il faut remarquer que cette succession de déformations est en désaccord avec les motifs d'interférence qui apparaissent sur la carte. Ces motifs correspondent à une reprise de plis E-W, déversés vers le sud, par des plis droits N-S.

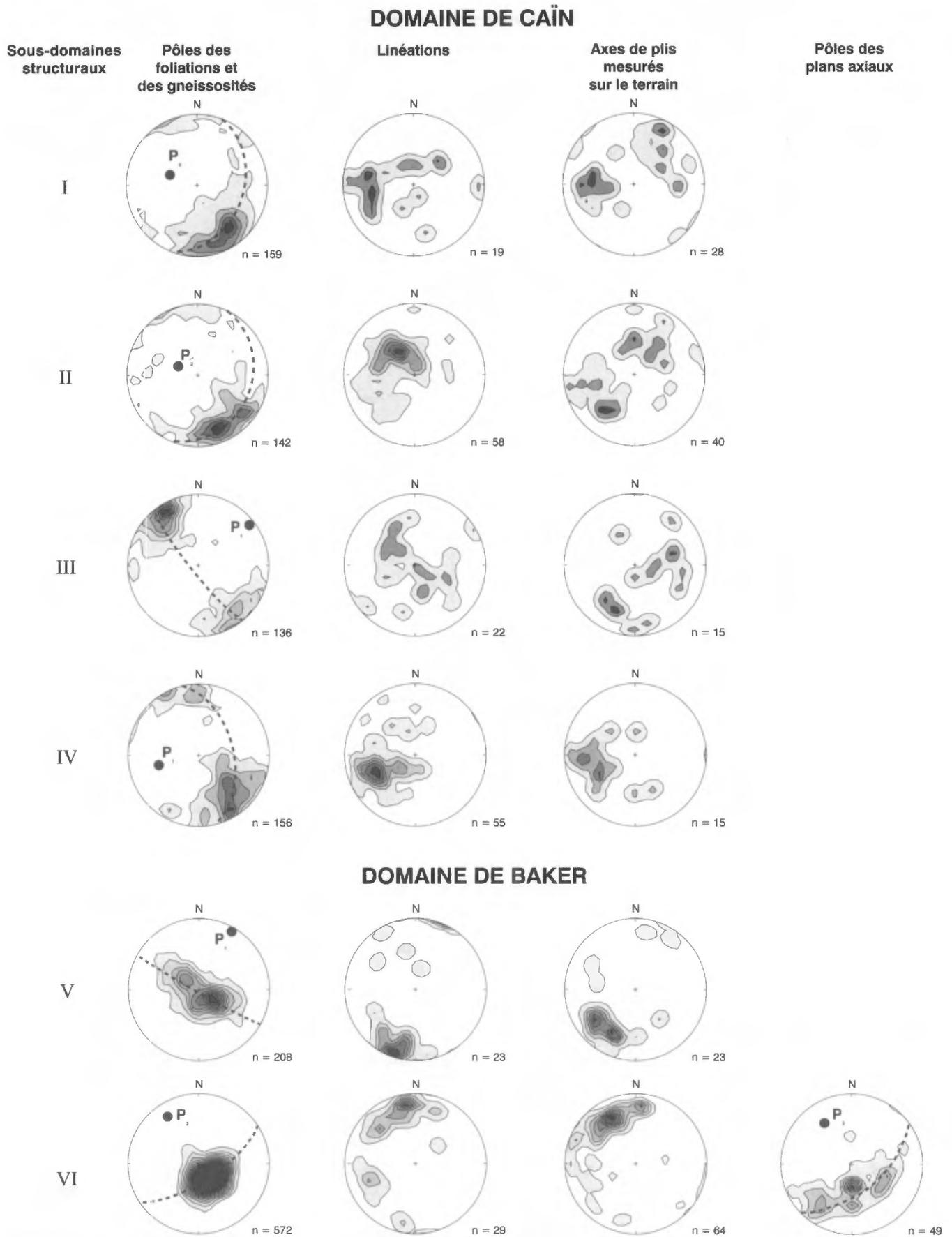
Les axes de plis mesurés sur le terrain (figure 5) montrent deux maxima : le premier à plongement W (278/41°)

correspondrait à la déformation  $P_2$  désignée ci-dessus, le second, de direction NE (46/33°), pourrait représenter les plis à trace de plan axial N-S déterminant les motifs d'interférence révélés par la cartographie (figure 2 et carte SIGÉOM).

### Sous-domaine II

La dispersion des pôles des éléments planaires et la dispersion des axes de plis du sous-domaine II (figure 5) ressemblent à celles du sous-domaine I, c'est-à-dire une ceinture dont le pôle (295/66°) correspond à l'axe  $P_2$  décrit ci-dessus. Là aussi, la phase de déformation  $P_2$  reprend une phase de plissement subisoclinal ( $P_1$ ) à axe ENE (57/14°).

Les linéations montrent un maximum plongeant vers l'WNW (304/63°). Par contre, les axes de plis ne montrent



**FIGURE 5** - Projections stéréographiques équiangles des mesures planaires et linéaires des domaines de Caïn et de Baker (n = nombre de données). Contours suivant la méthode statistique gaussienne avec K = 100 de Robin et Jowett (1986). Localisation des sous-domaines structuraux I à VI à la figure 4.

pas de disposition analysable, mais ils indiquent, sans conteste, que la région a bien été affectée par une tectonique superposée. Effectivement, des figures d'interférence de Type 2 et de Type 3 (annexe 1, photo 10) de Ramsay (1967), observées sur le terrain dans le secteur du Grand lac Rabot, confirment l'existence de plis superposés.

### Sous-domaine III

Les pôles des éléments planaires du sous-domaine III définissent une ceinture qui correspond à un système de plis déversés vers le NW (figure 5). Le pôle  $P_1$  de cette ceinture correspond à un axe ( $051/9^\circ$ ) qui pourrait être équivalent à celui des plis  $P_1$  des sous-domaines I et II. Cependant, ni les linéations ni les axes de plis mesurés sur le terrain (figure 5) ne montrent de distribution systématique.

### Sous-domaine IV

Les pôles des éléments planaires sont distribués sur une ceinture (figure 5) dont le pôle ( $P_1$ ,  $257/41^\circ$ ) correspond au maximum des linéations ( $243/43^\circ$ ) et au maximum des axes de plis mesurés sur le terrain ( $247/37^\circ$ ). Le parallélisme entre les linéations et les axes de plis suggère que ces derniers ont subi une rotation dans la direction d'allongement principal fini, ou qu'ils se sont formés parallèlement à cette direction (plis de Type «a»). Cependant, la présence sur le terrain de figures d'interférence de Type 2, dans lesquelles la dernière déformation est orientée NE – SW (soit la direction d'allongement fini), suggère l'existence d'une phase de plissement ( $P_1$ ) dominée par un transport vers le NE. Cette phase reprendrait une phase antérieure ( $P_0$ ) dont les caractéristiques restent à déterminer.

## DOMAINE DE BAKER

Ce domaine a été divisé en deux sous-domaines structuraux (V et VI). Nous y avons reconnu deux phases de plissement ( $P_1$  et  $P_2$ ) et en avons présumé une troisième ( $P_0$ ). Dans les paragraphes suivants, nous ne tiendrons pas compte des conclusions de Savoie (1986), qui a décrit quant à lui quatre phases de plissement, puisque nos observations et nos interprétations conviennent mieux à l'échelle de notre cartographie.

### Éléments structuraux

Les éléments structuraux qui ont servi à tracer les diagrammes de dispersion proviennent de nos mesures mais aussi des mesures de Kish (1977), de Kish et Bourque (1982) et de Savoie (1986) que nous avons numérisées. Ils comprennent le litage compositionnel d'origine primaire ou secondaire (gneissosité), la foliation, les plans axiaux, les linéations minérales, les linéations d'étirement et les axes de plis. La foliation est définie par l'orientation de la biotite, de l'amphibole et des yeux de feldspath; elle est

très bien développée dans les orthogneiss par contre elle l'est en général très peu dans les monzogranites roses à grain fin. Les linéations minérales sont produites par l'alignement de la hornblende, de la biotite et de la sillimanite, et les linéations d'étirement par l'allongement du quartz. Tous les types de roche y compris les pegmatites peuvent être affectés par les linéations d'étirement. Les linéations minérales ou d'étirement sont en général parallèles aux axes de plis locaux.

### Sous-domaine V

Les plis  $P_1$  observés sur le terrain, surtout dans la partie sud-est de la carte, sont des plis droits à très légèrement déversés vers le SE et de style isoclinal (figure 5). Leurs flancs sont localement très étirés et, dans les secteurs où l'étirement est maximum, les charnières sont isolées (annexe 1, photo 11). Aux flancs étirés, correspond un rubanement tectonique ou des cisaillements tels que représentés sur la carte SIGÉOM. Les plis  $P_1$  représentent l'existence d'une déformation ancienne mais qui n'est peut-être pas la plus ancienne du Domaine de Baker puisque des plis couchés isoclinaux ( $P_0$ ) ont été observés dans sa partie sud-ouest, dans le secteur du lac des Pins.

Les mesures de foliation et de gneissosité sont distribuées sur une ceinture dont le pôle ( $P_1$ ) est orienté vers le NE (figure 5) avec un très faible plongement ( $029/3^\circ$ ). Les linéations d'étirement sont à double plongement ( $035/3^\circ$  et  $195/6^\circ$ ), ce qui correspond environ à la moyenne des axes de plis mesurés sur le terrain ( $219/19^\circ$ ).

### Sous-domaine VI

Les plis  $P_2$  représentent la dernière phase de plissement et correspondent à la dernière phase de plissement décrite par Savoie (1986). Ce sont des plis ouverts et droits de classe 1b et d'amplitude décimétrique à kilométrique (annexe 1, photo 12).

Les pôles des éléments planaires montrent une distribution en ceinture dont le pôle ( $P_2$ )  $327/20^\circ$  correspond à la valeur moyenne des linéations ( $344/23^\circ$ ) et des axes de plis ( $349/16^\circ$ ) mesurés sur le terrain (figure 5). Le diagramme des pôles de plans axiaux des plis  $P_1$  (figure 5) montre une ceinture dont l'axe correspond aux plis  $P_2$  ( $328/30^\circ$ ).

## ZONE DE CHEVAUCHEMENT DE LIÈVRE

La limite qui sépare le Domaine de Caïn du Domaine de Baker est de nature lithotectonique et correspond à une zone de chevauchement d'environ 2000 m d'épaisseur, la Zone de chevauchement de Lièvre. Cette zone est constituée d'une rampe frontale orientée NW - SE et d'une rampe latérale orientée NNE - SSW d'une trentaine de kilomètres de longueur. Mais elle est en réalité plus longue puisqu'elle se poursuit au sud de la carte de Sainte-Anne-du-Lac (Lacoste, 2000) et semble se poursuivre au nord de celle-ci.

Du côté ouest de la zone de chevauchement, dans le secteur de la rampe frontale, les monzogranites (mPser7) du Domaine de Caïn perdent leur texture porphyroïde au profit d'une texture fortement linéée (243/43°; figure 5, domaine IV). À quelques kilomètres de la rampe latérale, des feldspaths sigmoïdes ainsi que des structures C/S déterminent un mouvement dextre inverse le long de cette rampe (affleurement 2025, UTM : 487130E, 5199782N).

Du côté est de la rampe, dans le secteur de la rampe frontale, certains monzogranites à grain fin (mPvat4) du Domaine de Baker présentent la même linéation d'étirement que celle observée du côté ouest de la rampe. Le long de la rampe latérale, les paragneiss ont subi une fusion partielle; ce phénomène est bien représenté dans les parties sud et centrale de la zone de chevauchement. Cette fusion partielle affecte presque tous les paragneiss feldspathiques du Domaine de Baker et particulièrement les paragneiss dans le centre du domaine, c'est-à-dire dans les secteurs du lac de la Hache et du lac des Iroquois.

La fusion partielle a été vraisemblablement initiée par le bloc représenté par le Domaine de Caïn qui a chevauché le Domaine de Baker. Au cours de cet événement, l'uranium, contenu dans les sédiments (Allen, 1971; Tremblay, 1974), a migré en grande partie vers les pegmatites blanches, un produit de cette fusion partielle. Or l'âge U/Pb de ces pegmatites a été évalué autour de 1150 Ma à partir d'uraninite fraîche (Tremblay, 1974). Cet âge correspondrait aussi, par conséquent, à celui du chevauchement.

### Déformation cassante

Le chapitre qui suit traite des structures cassantes précoces et récentes : les premières se manifestent par des dykes peu déformés et les secondes par des pseudotachylites et une brèche. Il traite aussi sommairement des structures à l'origine des tremblements de terre que connaît régulièrement la région.

Dans le secteur du front de chevauchement de Lièvre, des dykes d'aplite rose, à grain fin, de 1 à 20 cm d'épaisseur et à fort pendage, recoupent les roches intermédiaires de l'unité mPser3. Ces dykes sont parallèles à la structure fortement linéée, c'est-à-dire à la direction du transport. Ils sont donc syn à postchevauchement. Le long de la rampe latérale, des dykes de pegmatite à cristaux décimétriques et à texture graphique se sont mis en place parallèlement à la rampe. Ces dykes sont similaires à ceux situés de l'autre côté de la rampe et qui proviennent de la fusion partielle des paragneiss : ainsi les liquides produits dans le domaine chevauché auraient aussi percé le toit.

La structure cassante précoce la plus remarquable est la fracture N-S qui correspond au grand dyke ultrapotassique de Tapani (mPtap). À une cinquantaine de kilomètres de distance (SNRC 31J/06), directement au sud de ce dyke, affleurent deux autres dykes ultrapotassiques, ceux de Rivard et de Girard (Corriveau *et al.*, 1990; Corriveau *et al.*, 1996). De petits dykes subsidiaires émanant du grand

dyke de Tapani ont été observés jusqu'à une dizaine de kilomètres de celui-ci (ces dykes sont les seuls à être représentés sur la carte SIGÉOM). Ils sont orientés SSW avec, en général, un fort pendage vers l'ouest.

Les dykes de Tapani, de Rivard et de Girard se sont vraisemblablement mis en place le long d'une même fracture profonde majeure qui se serait produite à 1,08 Ga, au cours d'un épisode d'extension de l'orogénèse grenvillienne; cet âge est celui obtenu sur le dyke de Rivard (Morin et Corriveau, 1996). Mais une déformation ductile postérieure à cette déformation cassante a affecté le Dyke de Tapani, et ce d'après les veinules feldspathiques plissées qui le recoupent et sur lesquelles une linéation d'étirement a été mesurée (332/30°). Le Dyke de Tapani a donc subi une déformation post-1,08 Ga contrairement à celui de Rivard qui ne serait pas déformé (Morin et Corriveau, 1996).

Directement au nord du Dyke de Tapani jusqu'à la bordure nord de la carte, d'autres dykes subparallèles à celui-ci recoupent les roches mafiques de l'unité mPser2. Ils ont une quinzaine de centimètres d'épaisseur et sont constitués d'un granite rose à grain fin.

Des pseudotachylites, avec une orientation de 165/65°, recoupent des roches de l'unité mPbet1 à l'ouest du Grand lac Rabot (affleurement 1020, UTM : 464864E, 5190476N). D'autres pseudotachylites recoupent des roches intermédiaires de l'unité mPser3 situées près de l'unité mPbet1 (affleurement 4162, UTM : 465178E; 5193524N). Elles reflètent l'action de failles tardives comme, probablement, la formation de la brèche (code BT sur la carte SIGÉOM) localisée aux rapides Tom-Dick, sur la rive est de la rivière du Lièvre. Cette brèche comprend des fragments angulaires, centimétriques à décimétriques, de quartzite et de roches à quartz, orthose perthitique, microcline, plagioclase et biotite fortement chloritisée. Ces fragments baignent dans une matrice constituée de quartz et de feldspath finement broyés et non recristallisés. La brèche est locale puisqu'à une dizaine de mètres affleurent des lits centimétriques de quartzite (mPasc4), plissés par de grandes ondulations (annexe 1, photo 12).

De nombreux tremblements de terre sont enregistrés régulièrement dans la région de Mont-Laurier et surtout dans la partie est du terrane de Mont-Laurier (figure 1). D'après Lamontagne *et al.* (1994) et Martignole *et al.* (2000), ils sont reliés à des fractures récentes de 7 à 25 km de profondeur dont certaines auraient un lien avec des structures majeures d'âge grenvillien comme la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (ZCK-L, figure 1).

## LITHOGÉOCHIMIE

Une soixantaine d'analyses ont été effectuées en vue de comparer les roches mafiques de la Suite intrusive de Serpent avec celles de la Suite intrusive de Béthune, de

comparer les caractéristiques géochimiques des roches felsiques du Domaine de Caïn avec celles du Domaine de Baker, et enfin, de comprendre l'environnement tectonique en général. Une trentaine de roches de la Monzodiorite de Piscatosine et du Dyke de Tapani ont aussi été analysées afin de vérifier leur lien génétique.

Les analyses chimiques ont été effectuées par le COREM (Consortium de recherche minérale). Les éléments majeurs ainsi que les éléments Nb, Rb, Sr, Y et Zr ont été analysés par fluorescence-X; les éléments Ba, Cr, Sc, Th, U, Hf, Ta, Cs et W, par activation neutronique; le Ni, par la spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP). Les terres rares ont aussi été analysées par activation neutronique mais avec un temps de comptage plus long. Le lecteur peut consulter les résultats d'analyses chimiques consignés dans la banque SIGÉOM du ministère; les numéros de terrain des échantillons analysés sont fournis dans l'annexe 2.

### Roches mafiques du Domaine de Caïn

Des échantillons de roches mafiques de l'unité mPbet1 de la Suite intrusive de Béthune ont été analysés. Ils proviennent entre autres du secteur du lac Boucher (partie nord-ouest de la carte), où il semble y avoir mélange entre les roches de l'unité mPbet1 et celles de l'unité mPser3. Ceci explique la localisation de certains échantillons à l'intérieur de l'unité mPser3 sur la carte SIGÉOM.

Les 13 échantillons du mPbet1 comprennent cinq gabbros à clinopyroxène et amphibole, quatre gabbronorites à amphibole et quatre amphibolites. Ces roches sont toutes de nature tholéiitique (figure 6a) mais sur le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (figure 6b), elles chevauchent les domaines subalcalin et alcalin. Sur le diagramme multi-éléments (figure 7b), les éléments Ce à Yb sont peu fractionnés comme c'est le cas pour le diagramme des terres rares (figure 7a), le Nb et le Ta forment une légère anomalie négative et les éléments Ba, K et Rb sont enrichis. Le comportement de tous ces éléments correspond à des tholéiites d'arc insulaire quoique le thorium n'est pas très enrichi. Le diagramme  $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$  (figure 6c) ne permet pas de discriminer entre trois types de basalte mais le diagramme  $\text{Zr}/\text{Y}$  vs.  $\text{Zr}$  (figure 6d) suggère que les tholéiites d'arc insulaire sont de type ride océanique.

Les neuf échantillons mafiques des unités mPser2 et mPser3 de la Suite intrusive de Serpent qui ont été analysés comprennent trois types de roches : des gabbros à clinopyroxène et amphibole (3 échantillons), des gabbronorites (3) et, enfin, des amphibolites (3). Le diagramme multi-éléments (figure 7d) montre des spectres d'éléments plus fractionnés que ceux de l'unité mPbet1. Ces spectres affichent des anomalies négatives en Nb-Ta ainsi qu'en Zr-Hf ainsi qu'une décroissance constante des éléments Ce, Sm et Yb. Ce type de spectre est typique de basaltes calco-alcalins. D'après le diagramme de terres rares (figure 7c), il y a un enrichissement en terres rares légères ce qui est

aussi plutôt représentatif des roches calco-alcalines. Toujours pour la Suite intrusive de Serpent, le diagramme  $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$  (non représenté) ne permet pas de discriminer entre les basaltes de type océanique et de type continental, par contre le diagramme  $\text{Zr}/\text{Y}$  vs.  $\text{Zr}$  (non représenté) indiquerait plutôt un milieu continental puisque  $\text{Zr}/\text{Y} > 3$ .

### Roches felsiques du Domaine de Caïn

D'après le calcul normatif, les roches felsiques de la Suite intrusive de Serpent (mPser5, mPser6 et mPser7) correspondent à des monzogranites et à des mangérites et les roches intermédiaires (mPser3), à des granodiorites et à des tonalites (figure 8a). Les monzogranites et les mangérites sont de composition méta-alumineuse ou peralumineuse (figure 8b), indépendamment de l'unité à laquelle ils appartiennent. Leur valeur ANK est constante.

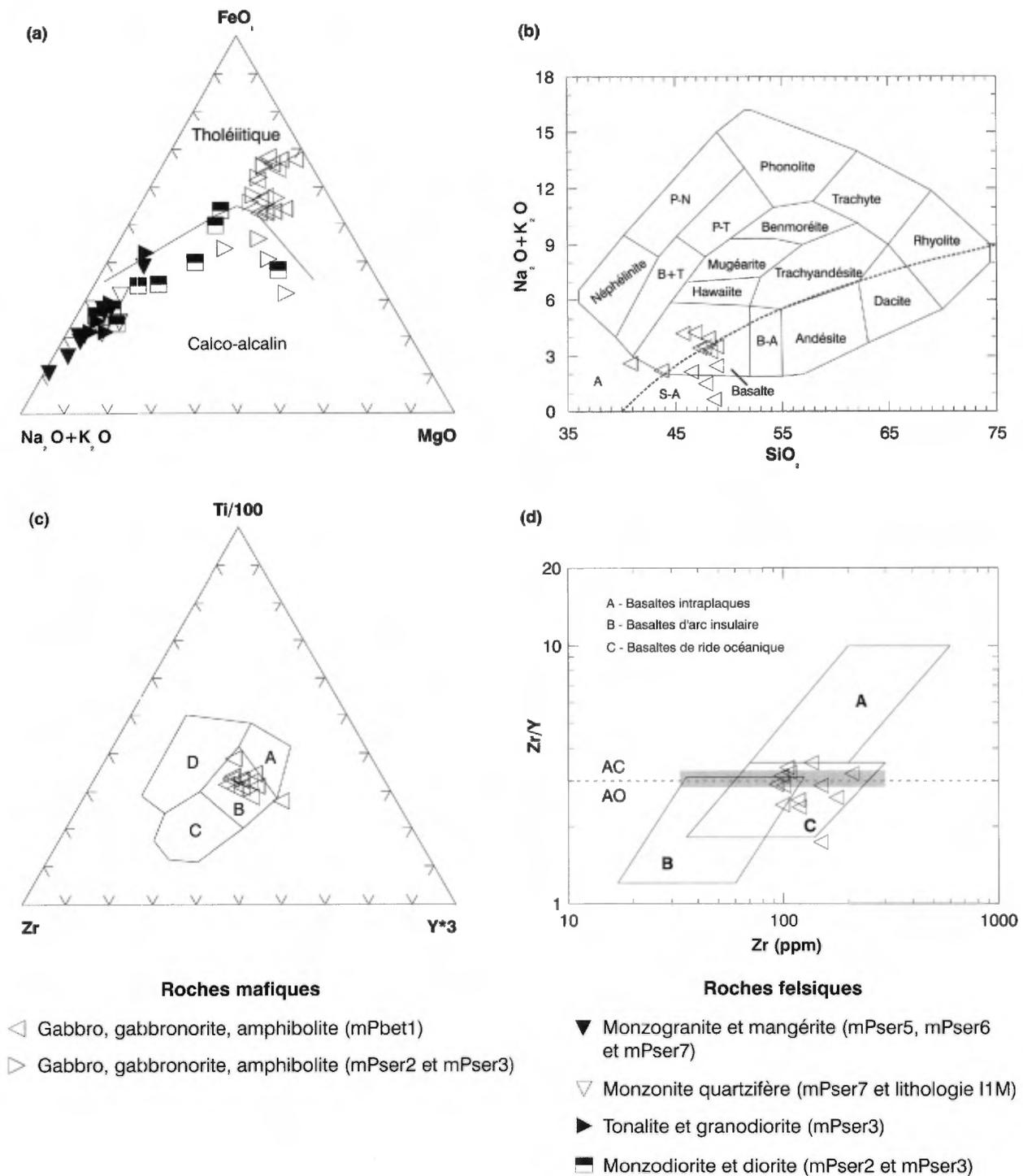
Les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport à ORG (figure 7f) des monzogranites et des mangérites montrent un fractionnement bien marqué du Ce jusqu'à Yb, une faible anomalie négative en Zr et Hf et une forte anomalie négative en Ta-Nb. La très forte croissance du Sr jusqu'au segment Rb-Ba contraste avec la forte décroissance entre ce dernier segment et le Th. Par rapport aux roches mafiques de l'unité mPser, les spectres de terres rares des monzogranites et des mangérites (figure 7e) sont plus fractionnés.

Les roches felsiques du Domaine de Caïn se seraient mises en place dans un contexte d'arc volcanique (VAG, figures 8c et 8d), ce qui concorde avec l'enrichissement en  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb et Ba et les anomalies négatives en Ta-Nb.

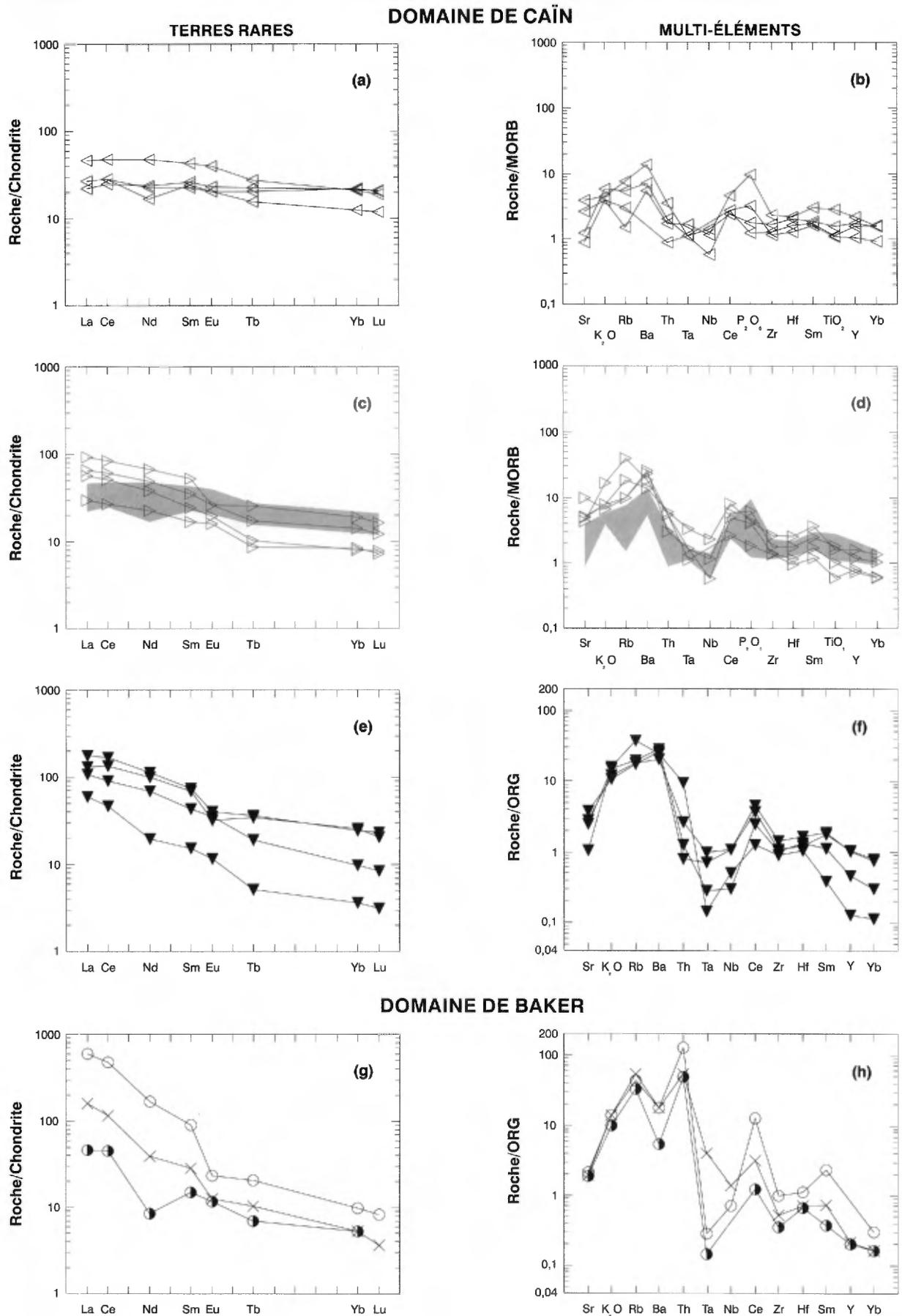
### Roches felsiques du Domaine de Baker

Dans le Domaine de Baker, des pegmatites blanches minéralisées en uranium et des paragneiss, susceptibles d'être les protolites, ont déjà fait l'objet d'un mémoire (Tremblay, 1974). Notre contribution à la lithogéochimie de ce secteur porte surtout sur les monzogranites à grain fin mais aussi sur quelques pegmatites de ce domaine.

Onze monzogranites roses, à grain fin, à biotite, muscovite et allanite (mPvat4), deux monzogranites gris, à grain fin, à biotite, muscovite et tourmaline (mPvat4), quatre pegmatites blanches à quartz et feldspath (mPasc4) et deux orthogneiss monzonitiques roses à texture ocellée (mPvat3) ont été analysés (annexe 2 et figure 9). La difficulté d'obtenir des échantillons homogènes, c'est-à-dire sans mobilisation, explique le petit nombre d'orthogneiss analysés. La majorité des roches felsiques correspondent, d'après leur composition normative, à des monzogranites (figure 9a) et ont une composition peralumineuse (figure 9b); les roches du Granite de Lanthier (mPlat) dans le feuillet SNRC 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999) sont aussi des monzogranites (figure 9a) de composition peralumineuse (figure 9b). Les



**FIGURE 6** – (a) Diagramme de classification des gabbros de l’unité mPbet1 et des roches du Domaine de Caïn à partir du diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971). (b) Classification des gabbros de l’unité mPbet1 d’après le diagramme  $Na_2O+K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Cox *et al.*, 1979); ligne séparant le champ des roches alcalines (A) des roches subalcalines (S-A) d’après Miyashiro (1978). (c et d) Environnement tectonique des gabbros de l’unité mPbet1 d’après le diagramme  $Ti/100 - Zr - Y*3$  (Pearce et Cann, 1973) et le diagramme  $Zr/Y$  vs.  $Zr$  (Pearce et Norry, 1979; Pearce, 1983).



**FIGURE 7** – Diagramme d'éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Nakamura, 1974) et diagrammes multi-éléments normalisés par rapport à MORB (Pearce, 1983) ou à ORG (Pearce *et al.*, 1984) des roches mafiques [(a), (b), (c) et (d)] et des roches felsiques [(e) et (f)] du Domaine de Caïn; des roches felsiques du Domaine de Baker [(g) et (h)]; des roches felsiques [(i) et (j)] et des roches mafiques [(k) et (l)] de la Monzodiorite de Piscatosine; des roches mafiques du Dyke de Tapani [(m)].

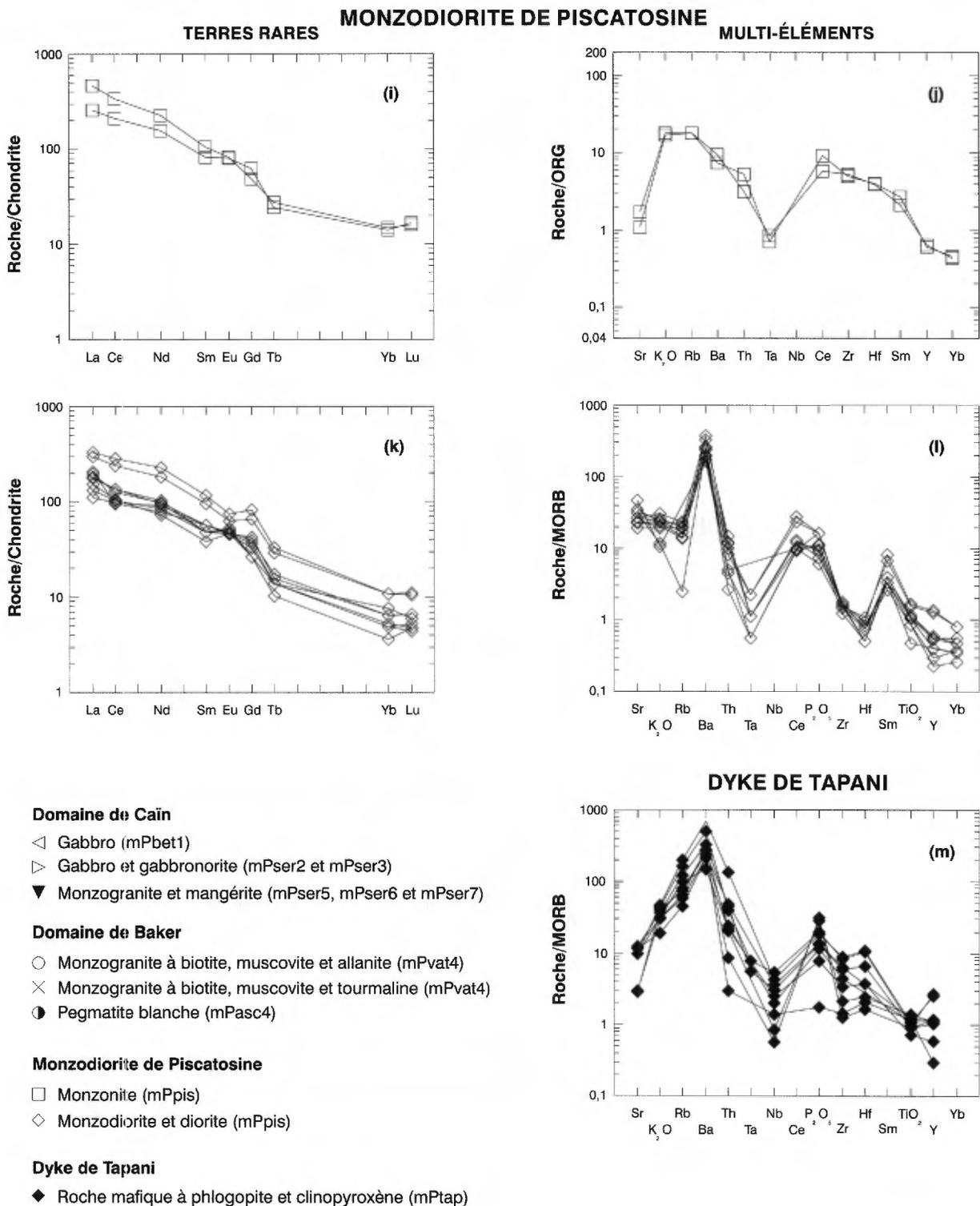
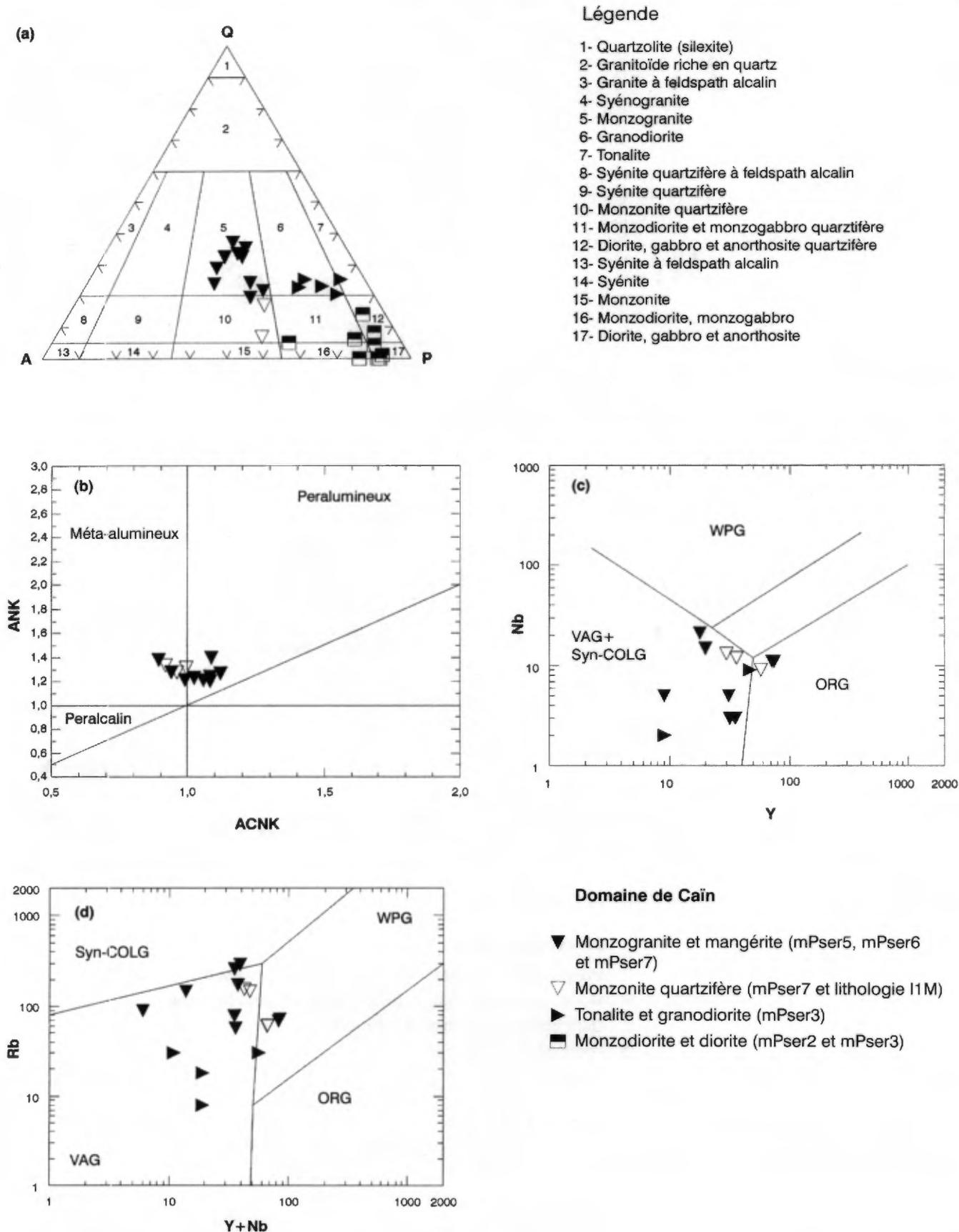
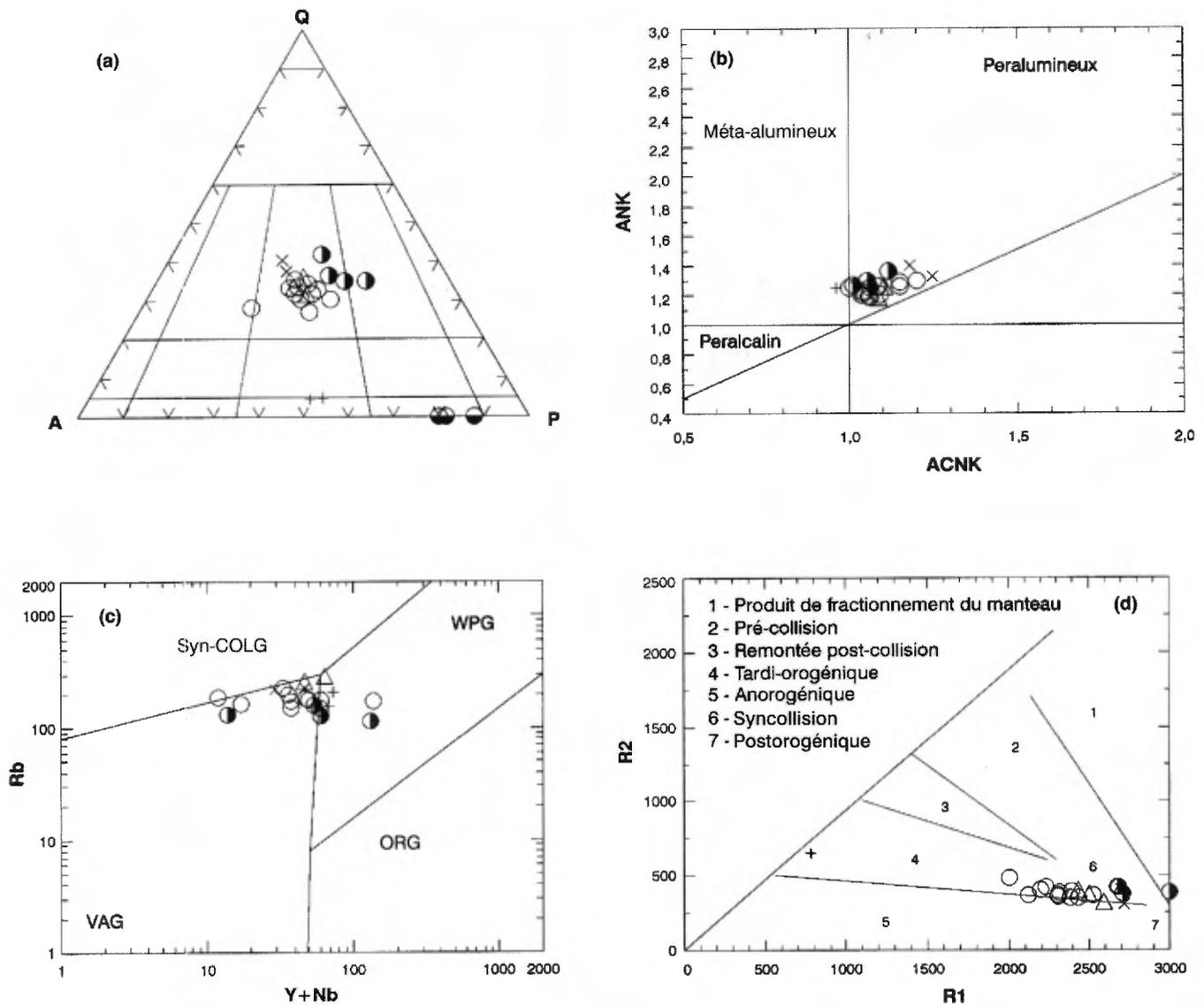


FIGURE 7 – Diagramme d'éléments des terres rares (suite)



**FIGURE 8** - Diagrammes géochimiques des roches du Domaine de Caïn. (a) Classification des roches felsiques, intermédiaires et mafiques à partir de leur composition normative reportée dans le diagramme QAP (Strecheisen, 1976). (b) Classification des roches felsiques à partir du diagramme ANF vs. ACNK (Maniar et Piccoli, 1989). (c) et (d) Environnement tectonique des roches felsiques et intermédiaires à partir des diagrammes Nb vs. Y et Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). COLG = granite synchrone d'une collision, VAG = granite d'arc volcanique, WPG = granite intraplaque, ORG = granite de dorsale océanique.



#### Domaine de Baker

- Monzogranite à biotite, muscovite et allanite (mPvat4)
- × Monzogranite à biotite, muscovite et tourmaline (mPvat4)
- + Orthogneiss monzonitique (mPvat3)
- Pegmatite blanche (mPasc4)
- Gabbro (mPvat1)

#### Carte 31J/10

- △ Granite de Lanthier (mPlat; Hébert et Nantel, 1999)

**FIGURE 9** - Diagrammes géochimiques des roches du Domaine de Baker. (a) Classification des roches felsiques et mafiques à partir de leur composition normative reportée sur le diagramme QAP (Streckeisen, 1976). (b) Classification des roches felsiques à partir du diagramme ANK vs. ACKN (Maniar et Piccoli, 1989). (c) et (d) Environnement tectonique des roches felsiques à partir du diagramme Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) et du diagramme R2 vs. R1 (Batchelor et Bowden, 1985). COLG = granite synchrone d'une collision, VAG = granite d'arc volcanique, WPG = granite intraplaque, ORG = granite de dorsale océanique.

pegmatites blanches sont plus calciques que les autres roches, à quantité égale de quartz. Un échantillon d'orthogneiss (mPvat3) se démarque des autres roches felsiques par sa composition méta-alumineuse (figure 9b); l'autre échantillon d'orthogneiss est à la limite de ces deux champs. Les échantillons les plus peralumineux sont des monzogranites gris, à grain fin, à biotite, muscovite et tourmaline (figure 9b).

Des spectres multi-éléments normalisés par rapport à ORG ont été tracés pour deux échantillons de monzogranite à grain fin (mPvat4; figure 7h), l'un rose à allanite et l'autre gris à tourmaline, et pour un échantillon de pegmatite blanche (mPasc4). Ces monzogranites diffèrent des roches felsiques de la Suite intrusive de Serpent (figure 7f) par leur faible abondance en Zr et Hf. Mais ils se distinguent surtout par leur très forte anomalie négative en Ba par rapport au Rb et au Sr et par leur très forte anomalie positive en Th, c'est-à-dire 50 à 150 fois ORG alors que l'abondance en Th dans les roches felsiques de la Suite intrusive de Serpent (figure 7f) varie de 1 à 10 fois ORG. De plus, ils sont beaucoup plus fractionnés que les roches felsiques de cette suite (figure 7g).

Les monzogranites et les pegmatites du Domaine de Caïn ne se comportent pas comme les granitoïdes décrits par Pearce *et al.* (1984). Cette différence peut s'expliquer en partie par leur origine qui, d'après les évidences de terrain, en est une de fusion de sédiments provoquée par le chevauchement du Domaine de Caïn sur le Domaine de Baker. Ce mode de formation est corroboré par le diagramme R2 vs. R1 (figure 9d), où les monzogranites occupent le champ des granitoïdes syn-collision; par contre, il n'est pas corroboré par le diagramme Rb vs. Y+Nb (figure 9c). Cependant, d'après une étude récente (Förster *et al.*, 1997), le diagramme Rb vs. Y+Nb ne serait pas valable pour les granites syn-collision; il servirait plutôt à déterminer la source des granites de Types S et ne pourrait pas servir à préciser l'environnement tectonique.

Les deux échantillons de monzogranite gris à biotite, muscovite et tourmaline de l'unité mPvat4 qui ont été analysés (figure 9) ont la même couleur, texture, composition minéralogique et composition normative (figure 9a) que les monzogranites du Granite de Lanthier (mPlat; Hébert et Nantel, 1999). En plus, ils occupent le champ des granitoïdes syn-collision (figure 9d) comme les monzogranites de Lanthier. Enfin, tel que mentionné dans le chapitre où est décrit l'unité mPvat4, les monzogranites gris et roses proviennent de la fusion partielle des paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension; une telle origine avait aussi été préconisée pour les roches du Granite de Lanthier (Hébert et Nantel, 1999). On peut donc conclure que tous les monzogranites roses et gris à grain fin de l'unité mPvat4 sont équivalents aux roches du Granite de Lanthier dont l'âge minimum est de  $1143 \pm 55$  Ma d'après la méthode ICP-MS sur  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Cet âge est compatible avec ceux obtenus sur l'uraninite des pegmatites de l'unité mPvat4 (1150 Ma

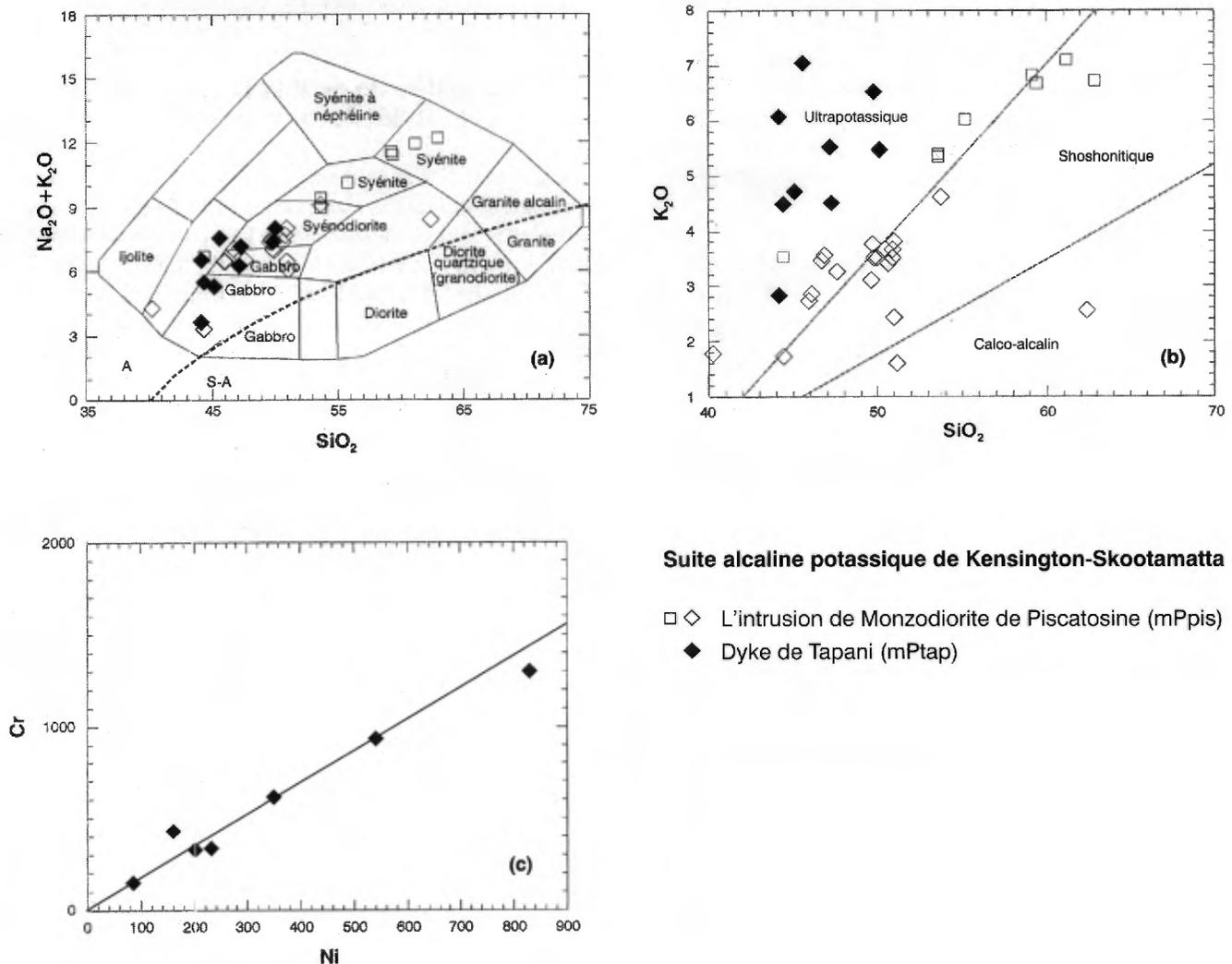
sur zircon; Tremblay, 1974) qui sont intimement associées aux monzogranites à grain fin de l'unité mPvat4.

### Monzodiorite de Piscatosine (mPpis) et Dyke de Tapani (mPtap)

La Monzodiorite de Piscatosine et le Dyke de Tapani se distinguent des autres roches de la région par leur composition chimique à commencer par leur contenu très élevé en  $\text{K}_2\text{O}$  et en Ba : 3-6 %  $\text{K}_2\text{O}$  et jusqu'à 0,9 % Ba dans les monzodiorites et les monzonites de l'intrusion de Piscatosine, et 5-7 %  $\text{K}_2\text{O}$  et jusqu'à 1,4 % Ba dans les roches riches en phlogopite du grand dyke. Ce sont des roches alcalines ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 3,5-12$  %, figure 10a) qui, dans le cas des roches de l'intrusion de Piscatosine, chevauchent les champs de composition shoshonitique et ultrapotassique (figure 10b). Les roches du Dyke de Tapani sont par contre de composition franchement ultrapotassique (figure 10b); de plus, elles sont riches en  $\text{MgO}$  (9,5-22 %) et certaines, en Cr ( $\leq 1200$  ppm) et en Ni ( $\leq 830$  ppm). Les roches ultrapotassiques les plus riches en clinopyroxène ont des teneurs élevées en  $\text{P}_2\text{O}_5$  (3,71 %). Les forts pourcentages en  $\text{MgO}$  et en  $\text{P}_2\text{O}_5$  se traduisent par une grande quantité de phlogopite et d'apatite dans les roches. Les éléments Cr et Ni sont concentrés dans le clinopyroxène avec une corrélation Cr/Ni voisine de 1,7 (figure 10c). Compte tenu des teneurs très élevées en  $\text{MgO}$ , en Cr et en Ni de certains échantillons, la fusion du manteau pourrait être à l'origine du magma. Une péridotite, enrichie en phlogopite pour expliquer le contenu très élevé en  $\text{K}_2\text{O}$ , pourrait produire cette signature géochimique. Une telle source a déjà été proposée pour expliquer la formation de certains lamprophyres d'âge Protérozoïque inférieur d'Australie (Sheppard et Taylor, 1992) dont la composition est similaire au Dyke de Tapani.

D'après les diagrammes multi-éléments de l'intrusion de Monzodiorite de Piscatosine (figures 7j et 7l), le Zr et l'Hf ont un comportement bien différent dans les monzonites en comparaison à celui des monzodiorites et des diorites. En effet, le Zr et l'Hf ne présentent pas d'anomalie sur le segment Ce-Yb des monzonites (figure 7j) alors qu'ils tracent une très forte anomalie négative sur celui des monzodiorites et des diorites (figure 7l). En valeur absolue, les monzonites contiennent entre 110-1800 ppm Zr et 35 ppm Hf alors que les monzodiorites renferment 82-210 ppm Zr et 1,2-2,3 Hf. Enfin, les monzonites sont bien fractionnées ( $\text{Lan}_N/\text{Yb}_N = 19$ , figure 7i) mais les monzodiorites et les diorites le sont encore plus ( $\text{Lan}_N/\text{Yb}_N = 24-27$ , figure 7k).

Sur les diagrammes multi-éléments, ces monzodiorites et ces diorites ainsi que les roches du Dyke de Tapani ont en commun une forte anomalie négative en Ta et en Nb (le Nb est sous la limite de détection dans l'intrusion). Par contre, les spectres des monzodiorites et des diorites formés par Sr,  $\text{K}_2\text{O}$  et Rb forment un plateau avant d'atteindre l'anomalie positive en Ba (figure 7l) alors que les spectres du dyke



**FIGURE 10** - Diagrammes géochimiques des roches de la Monzodiorite de Piscatosine et du Dyke de Tapani. (a) Classification à partir du diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Cox *et al.*, 1979); ligne séparant le champ des roches alcalines (A) des roches sub-alcalines (S-A) d'après Miyashiro (1978). (b) Classification à partir du diagramme  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ ; ligne séparant le champ calco-alcalin du champ shoshonitique d'après Peccerillo et Taylor (1976) et ligne séparant le champ shoshonitique du champ ultrapotassique d'après Wheller *et al.* (1987). (c) Cr vs. Ni.

montrent un enrichissement constant en Sr jusqu'à la très forte anomalie positive en Ba (figure 7m).

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Tel que mentionné, l'objectif de ce projet est d'évaluer le potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture métasédimentaire centrale de la Province de Grenville qui présente, comme le reste de la Ceinture, un intérêt certain pour la recherche de gîtes de zinc logés dans des marbres dolomitiques, de minéraux industriels et de roches industrielles. Nos travaux ont permis de confirmer ce potentiel avec la découverte d'indices de micas, de graphite, de wollastonite et de granite architectural dans la région de Sainte-Anne-

du-Lac. Ils ont aussi permis de délimiter des marbres dolomitiques (code DM sur la carte SIGÉOM) dans les unités mPrab2, mPrab5 et mPasc1. Par contre, ces marbres, qui ont systématiquement été soumis au «ZINC ZAP» sur le terrain, n'ont révélé aucune trace de sphalérite.

En 1964 et en 1996, deux indices de cuivre ont été découverts dans la région de Sainte-Anne-du-Lac : l'indice Piché (Noranda, 1964) et l'indice Constantineau (Barrette, 1996 et 1997). Entre 1969 et 1982, plusieurs indices d'uranium à faible teneur ont été découverts au cours d'une importante campagne de forage. En 1997, un dépôt de tourbe a été caractérisé et ses teneurs évaluées (Bastien, 1995). Dans le cadre de nos travaux, nous nous sommes uniquement intéressés aux indices de cuivre en vue d'en préciser l'environnement géologique, les indices d'uranium et la tourbe ayant déjà fait l'objet d'études exhaustives; par contre, nous en fournissons un bref résumé ci-dessous.

### **Minéralisations en Cu associées à des gabbros (mPser2) : indice Constantineau**

L'indice de cuivre Constantineau est localisé sur la rive nord-est du lac Tapani (affleurement 1117, UTM : 476830, 5197033). Il a été découvert au cours de travaux de prospection de base (Barrette, 1996). Il contient de la chalcoppyrite, de la malachite et de la pyrite disséminées dans un gabbro amphibolitisé ou concentrées en un amas décimétrique au milieu d'une veine discontinue, constituée de plagioclase, de quartz et de biotite fortement chloritisée. Cette veine, déformée et discontinue, recoupe des lits centimétriques de gabbro amphibolitisé et de gabbro très riche en magnétite (SMR = 171 à 240) et en clinopyroxène à mince liséré d'amphibole. Ces gabbros, comme les gabbros à sulfures disséminés, sont foliés, plissés et, à un endroit, ils sont déformés par une zone de cisaillement d'environ un mètre d'épaisseur. Ce sont des roches typiques de l'unité mPser2. Les meilleures teneurs obtenues sont 2,25 % Cu dans un échantillon et 1,46 % Cu et 625 ppb Au dans un autre.

À 500 m au sud-ouest de cet indice, la chalcoppyrite fait partie d'un lit de gneiss mélanocrate (0,12 % Cu) à amphibole, à grain grossier, au milieu de gabbro à amphibole et magnétite (SMR = 150 à 174) interlité avec des gabbros à amphibole avec  $\pm$  clinopyroxène (affleurement 1099, UTM : 476383E, 5196874N). La chalcoppyrite a également été observée dans une veine de 15 cm d'épaisseur, constituée de pegmatite granitique à amphibole et pyrrhotite (affleurement 1132, UTM : 476770E, 5198017N). Cette veine recoupe des amphibolites à pyrrhotite en contact avec des mangérites.

De façon générale, la distribution des roches mafiques des unités mPser2 et mPser3 coïncide avec les anomalies en cuivre enregistrées dans les minéraux lourds et dans les sédiments de ruisseau (Choinière, 1990).

### **Minéralisations en Cu associées à des gneiss à cordiérite (mPrab6) : indice Piché**

L'indice Piché se trouve dans un petit horizon qui fait partie de l'unité mPrab6; il est localisé à 2,5 km au sud-est de Sainte-Anne-du-Lac. Nous lui avons donné ce nom (d'après le ruisseau Piché localisé à proximité) pour remplacer celui d'indice de la Rivière McCaskill indexé dans la banque COGÎTE du ministère afin d'éviter la confusion avec l'indice McCaskill du feuillet SNRC 31J/10. En 1964, trois forages, dont les carottes n'ont pas été retracées, ont permis de localiser 1 % et moins de chalcoppyrite et de pyrite dans une séquence formée de gneiss riche en grenat, biotite et magnétite, d'amphibolite, de schiste à biotite, de gneiss à biotite  $\pm$  grenat, de gneiss à biotite  $\pm$  magnétite, de formation de fer à magnétite et de gneiss granitique rose. La chalcoppyrite a été signalée dans les gneiss à biotite  $\pm$  magnétite et dans les formations de fer à magnétite.

Nous avons échantillonné et analysé des gneiss à grain fin de couleur rouille provenant de l'indice Piché (affleurement 1235, UTM : 476499E, 5189126N). L'échantillon le plus minéralisé renferme 0,32 % Cu et 110 ppb Au; d'après l'examen au microscope, il s'agit d'un paragneiss à biotite (27 %), magnétite (10 %) et sillimanite (3 %). Les autres échantillons sont des quartzites à magnétite (30 %) et biotite (5 %) avec moins de 1 % de chalcoppyrite et de pyrite. Ces quartzites sont interlités avec des gneiss quartzofeldspathiques à biotite (30 %), magnétite (10 %), sillimanite (5 %) et cordiérite (3 %; code CD sur la carte SIGÉOM). On peut faire un certain rapprochement avec le gisement de sulfures polymétalliques de Montauban de type SMV puisqu'une roche à cordiérite et biotite, associée à des gneiss quartziques à grenat manganésifère et gahnite, est l'une des roches hôtes de la minéralisation. En plus, ces gneiss quartziques sont d'origine exhalative comme pourraient l'être les quartzites à magnétite de l'indice que nous avons échantillonné et les formations de fer recoupées dans les forages. Il serait intéressant de vérifier si les grenats des gneiss riches en grenat, observés dans les forages, sont manganésifères comme ceux de Montauban. Dans le feuillet SNRC 31J/14, aucun autre affleurement ne renferme des paragneiss à cordiérite ou des quartzites riches en magnétite.

À 2,5 kilomètres au nord-ouest de l'indice Piché, 0,17 % de Cu a été obtenu à partir d'un gneiss à biotite et grenat (affleurement 2103, UTM : 475097E, 5191128N) localisé au milieu de marbre dolomitique et calcitique (mPrab2). D'ailleurs, ce gneiss est interlité avec des marbres calcitiques et des gneiss calcosilicatés à diopside.

### **Uranium**

Entre 1969 et 1982, le Domaine de Baker a fait l'objet de nombreux travaux de forage consignés dans près de 200 rapports statutaires avec des levés géologiques, radiométriques aériens et magnétiques au sol.

L'uranium est sous forme d'uraninite et d'uranothorite concentrées surtout dans des pegmatites blanches. Allen (1971), Tremblay (1974) et Kish (1977) ont démontré que l'uranium avait été remobilisé dans ces pegmatites à partir de sédiments. Nos travaux ont permis de relier l'événement qui a provoqué la fusion partielle de ces roches et la formation des pegmatites uranifères à l'augmentation de température produite au cours du chevauchement du Domaine de Caïn sur le Domaine de Baker. Cet événement s'est probablement produit autour de 1150 Ma et ce, d'après des datations effectuées par Tremblay (1974) sur des cristaux d'uraninite dans les pegmatites.

### **Micas**

Le Dyke de Tapani, constitué de roches mafiques alcalines ultrapotassiques, est très riche en micas (mTap). Il affleure le long de la rive ouest du lac Tapani sur 3,5 km. Sa largeur maximum est de 300 m et sa longueur totale atteint 9 km.

La roche présente un litage magmatique, d'épaisseur centimétrique à métrique, souligné par une granulométrie fine (0,7 mm) à grossière (5 mm). Les micas ne contiennent pas d'inclusions et occupent jusqu'à environ 60 % de la roche. D'après des analyses à la microsonde, leur composition correspond à de la phlogopite :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
34,95%	13,08%	8,96%	20,45%	9,89%	2,22%	0,06%	0,26%

Les micas exploités à Parent sont un peu plus magnésiens : ils renferment 23 à 29 % de MgO (Harben et Kuzvart, 1996). Ils font aussi partie de roches mafiques alcalines ultrapotassiques. Ainsi, la composition et l'abondance de la phlogopite combinées à l'étendue du Dyke de Tapani en font une source potentielle de micas.

Enfin, dans certaines roches du dyke, il faut souligner l'association locale de la phlogopite avec une grande quantité d'apatite : la teneur la plus élevée en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> est de 3,71 % (affleurement 1160, UTM : 474921E, 5194715N).

### Graphite et wollastonite

Le graphite fait partie de plusieurs roches de la Suite métamorphique de Rabot et de la Suite métamorphique de L'Ascension. La teneur la plus élevée (2,3 % Cg; Nantel et Jacob, 2000) a été obtenue dans un paragneiss rouille, interlité avec des paragneiss à biotite, sillimanite et graphite, des paragneiss à biotite et grenat ainsi que des quartzites à pyrrhotite (affleurement 1135, UTM : 476158E, 5192721N). Toutes ces roches se présentent en lits décimétriques.

La wollastonite (WL sur la carte SIGÉOM) a été observée sur un affleurement appartenant à la Suite métamorphique de L'Ascension et localisé près de la bordure sud de la carte (affleurement 2279, UTM : 495525E, 5177828N). Elle fait partie d'un horizon de gneiss calcosilicaté à diopside interlité avec des marbres calcitiques. Il serait bon de revoir la partie de cet horizon qui se poursuit dans le feuillet SNRC 31J/11 (Lacoste, 2000) pour vérifier la présence de wollastonite.

### Granite architectural

Dans la Suite intrusive de Serpent, un affleurement de monzonite gris rose (mPser6), à texture ocellée, localisé à environ 6 km au nord-ouest de Sainte-Anne-du-Lac et à 400 m à l'est du Grand lac Serpent (affleurement 4175, UTM : 468435E, 5199577N), répond aux exigences texturales et structurales de l'industrie du granite architectural. La roche est de couleur et de granulométrie homogènes et l'affleurement est massif, ne comportant par exemple aucune fracture sur une superficie de 6 m sur 16 m. Mais, comme l'affleurement forme le flanc d'une colline à pente très faible, l'ouverture du front de taille entraînerait des dépenses importantes. De plus, le granite est gris rose comme d'autres granites extraits des carrières de Rivière-à-Pierre (Bellemare, 1999; Nantel, 1984) qui suffisent actuellement à la demande.

### Tourbe

Quatre dépôts de tourbe forment la Tourbière de Sainte-Anne-du-Lac et l'unité Q. L'un de ces dépôts a fait l'objet d'une étude de caractérisation et d'évaluation de réserves (Bastien, 1995).

La superficie totale de la tourbière est de 1200 hectares avec une profondeur maximum de 6,5 m et une profondeur moyenne de 3,0 m. La tourbière est de type surtout ombrotrophe et en partie minérotrophe. La tourbe fébrigue et mésique dont elle est constituée se prêterait à la production de tourbe aspirée. En plus, la tourbe fébrigue, qui a une forte capacité de rétention d'eau, serait propice à la production de tourbe en blocs (Pierre Buteau, Ministère des Ressources naturelles, Québec; communication personnelle, 1998).

## DISCUSSION ET CONCLUSION

Le levé géologique du feuillet de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14) a permis de subdiviser la partie nord du terrane de Mont-Laurier en deux domaines lithotectoniques, le Domaine de Caïn et le Domaine de Baker, et de délimiter une zone de chevauchement dextre inverse, la *Zone de chevauchement de Lièvre*, qui sépare ces domaines.

Le *Domaine de Caïn* est constitué d'un ensemble de roches intrusives felsiques, intermédiaires et mafiques (Suite intrusive de Serpent) qui recoupe un ensemble de paragneiss, de quartzite et de marbre (Suite métamorphique de Rabot). Il comprend en plus un ensemble d'orthogneiss granitiques rubanés avec des amphibolites et des gabbros (Suite intrusive de Béthune) qui représente un complexe de base ou l'équivalent déformé des roches intrusives de la Suite de Serpent; des datations sont nécessaires pour lever cette ambiguïté. Cependant, les gabbros et les amphibolites de la Suite intrusive de Béthune sont de composition tholéitique de type probablement océanique tandis que les autres roches mafiques de la Suite intrusive de Serpent semblent plutôt de type continental. Quant aux roches felsiques de la Suite de Serpent, elles se seraient mises en place dans un contexte d'arc volcanique. Donc, d'après quelques analyses chimiques, il semble qu'un arc volcanique se soit édifié sur une croûte océanique et que cet arc ait été mis en contact avec des roches de type continental.

Le *Domaine de Baker* est de composition bimodale avec ses orthogneiss monzonitiques localement à texture ocellée, intercalés avec un ensemble de paragneiss finement interlités. Cet ensemble est recoupé par plusieurs pegmatites et monzogranites à grain fin à allanite. Les travaux antérieurs ont démontré que les sédiments feldspathiques du Domaine de Baker étaient uranifères à l'origine et que l'uranium a été subséquentement remobilisé dans les pegmatites formées, comme les monzogranites à grain fin à allanite, lors de la fusion partielle de sédiments. Nos travaux ont permis

de relier l'événement au cours duquel les sédiments ont subi cette fusion et où l'uranium a été remobilisé, au chevauchement du Domaine de Cain sur le Domaine de Baker (ca. 1150 Ma.; Tremblay, 1974). Cette hypothèse est aussi corroborée par les compositions des monzogranites à grain fin puisqu'ils occupent le champ des granitoïdes syncollision. Comme les pegmatites et les monzogranites roses sont le produit de la fusion partielle, l'âge de 1150 Ma correspondrait aussi à leur formation. Cet âge est compatible avec les roches du Granite de Lanthier ( $1143 \pm 54$  Ma, âge minimum  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  sur zircon; Hébert et Nantel, 1999) localisé dans le feuillet SNRC 31J/10 et apparenté aux monzogranites à grain fin à allanite du Domaine de Baker.

Des études géochronologiques sur les orthogneiss ocellés du Domaine de Baker et sur les roches intrusives felsiques du Domaine de Cain seraient nécessaires afin de comprendre leur relation temporelle. Le contexte de mise en place de ces orthogneiss reste aussi à faire.

Les deux domaines ont connu plusieurs phases de plissement. La plus caractéristique affecte le Domaine de Baker et correspond à des plis droits de style isoclinal à flancs étirés. Ce type de plissement est aussi très marqué dans la région au sud du feuillet SNRC 31J/14, particulièrement dans le secteur NW du feuillet 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999) et NE du feuillet 31J/11 (Lacoste, 2000). Étant donné l'étendue de cette déformation, il serait important de la dater. À première vue, il semble qu'elle soit antérieure à 1150 Ma., âge de la formation des pegmatites radioactives, puisque celles-ci ne semblent pas affectées par cette déformation. Ceci vient en contradiction avec l'âge attribué à cette phase de déformation dans le feuillet SNRC 31J/10, c'est-à-dire plus jeune que 1135 Ma (Hébert et Nantel, 1999).

Enfin, notre levé a permis de mettre au jour des indices de mica, de graphite, de wollastonite et de granite architectural dans une région où seuls des indices uranifères, deux indices de cuivre et des dépôts de tourbe étaient connus. Enfin, il faut souligner les très fortes anomalies en W dans les sédiments de ruisseau de la partie nord-est de la carte (Choinière, 1990). Nous n'avons pas réussi à en déterminer la source malgré notre levé de sédiments de ruisseau à mailles plus serrées et la recherche de scheelite, à l'aide d'une lampe ultra-violet, dans les échantillons de roches que nous avons prélevés.

## RÉFÉRENCES

- ALLEN, J. M., 1971 – The genesis of Precambrian uranium deposits in Eastern Canada, and the uraniferous pegmatites at Mont-Laurier, Quebec. Mémoire de maîtrise, Université Queen's, Ontario; 84 pages.
- BARRETTE, J.-P., 1997 – Compilation et rapport géologique sur la grille de la propriété Décarie. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56707, 30 pages.
- BARRETTE, J.-P., 1996 – Rapport géologique et de prospection minérale, projet Décarie. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55344, 32 pages.
- BASTIEN, D.-F., 1995 – Dénivellations et caractérisation du dépôt organique de la tourbière de Sainte-Anne-du-lac. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54918, 5 pages.
- BATCHELOR, R. A. – BOWDEN, P., 1985 – Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*; volume 48, pages 43-55.
- BELLEMARE, Y., 1999 – Exploitation de la pierre de taille au Québec dans la province de Grenville de 1983 à 1997. *DANS* : Industrial Minerals in Canada (G. Simandl et S. Dunlop, éditeurs). Institut canadien des mines, de la métallurgie et du pétrole; volume spécial 53.
- CHOINIÈRE, J., 1990 – Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau, région de Papineau-Labelle. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-32, 124 pages.
- CORRIVEAU, L. – HEAMAN, L. M. – MARCANTONIO, F. – VAN BREEMEN, O., 1990 – 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville province : U-Pb constraints for the timing of subduction-related magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 105, pages 473-485.
- CORRIVEAU, L. – LEBLANC, D., 1995 – Sequential nesting of magmas, southwestern Grenville Province, Québec : From fracture propagation to diapirism. *Tectonophysics*; volume 246, pages 183-200.
- CORRIVEAU, L. – RIVARD, B. – VAN BREEMEN, O., 1998 – Rheological controls on Grenvillian intrusive suites : implications for tectonic analysis. *Journal of Structural Geology*; volume 20, numéro 9, pages 1191-1204.
- CORRIVEAU, L. – TELLIER, M. L. – MORIN, D., 1996 – Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique cuprifère de Bondy; implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, province de Grenville, Québec. Commission géologique du Canada; dossier public 3078, 73 pages.
- COX, K. G. – BELL, J. D. – PANKHURST, R. J., 1979 – The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London; 450 pages.
- DIGIM, 1989 – Interprétation structurale à partir d'images satellite, Grenville de la région Gatineau-Mauricie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-27, 2 cartes.
- EASTON, R. M., 1992 – The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario. *IN* : Geology of Ontario (P. C. Thurston, H. R. Williams, R. H. Sutcliffe and G. M. Scott, editors). Ontario Geological Survey; special volume 4, part 2, pages 715-904.
- FÖRSTER, H.-J. – TISCHENDORF, G. – TRUMBULL, R. B., 1997 – An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*; volume 40, pages 261-293.
- FRIEDMAN, R. – MARTIGNOLE, J., 1995 – Mesoproterozoic sedimentation, magmatism and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec) : U-Pb geochronological constraints. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 32, pages 2103-2114.
- GAMACHE, D., 1989 – Carte de dépôt de surface. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; SIF SNRC 31J/14, 1 carte annotée.

- HARBEN, P. W. – KUZVART, M., 1996 – Mica. IN : A global geology. Industrial Minerals Information Ltd., Metal Bulletin PLC, London; pages 258-266.
- HARRIS, J. – GRAHAM, D. – NEWTON, A. R. – ATABE, S. – MIREE, H., 1992 – Regional structural reconnaissance of the Southwestern Grenville Province using remotely sensed imagery. IN : 7<sup>th</sup> International conference on basement tectonics (R. Mason, editor). Queen's University; paper 45, pages 441-463.
- HÉBERT, C. – NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de L'Ascension (SNRC 31J/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 31 pages.
- IRVINE, T. N. – BARAGAR W. R. A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-548.
- KISH, L., 1977 – Région du lac Patibre. Ministère des Richesses naturelle, Québec; DPV-487, 17 pages.
- KISH, L. – BOURQUE, Y., 1982 – Région du lac Norman. Ministère des Richesses naturelle, Québec; carte annotée, DP 83-12.
- LACOSTE, P., 2000 – Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-01 (en préparation).
- LAMONTAGNE, M. – HASEGAWA, D – FORSYTH, D. A. – GOETZ, G. G. R. – CAJKA, M., 1994 – The Mont-Laurier, Québec, earthquake of 19 october 1990 and its seismotectonic environment. Bulletin of Seismological Society of America; volume 84, numéro 5, pages 1506-1522.
- MANIAR, P. D. – PICCOLI, P. M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MARTELAT, J.-E. – MARTIGNOLE, J., 2000 – Aluminous nodules in the central Grenville Province : the missing andalusite ? Réunion annuelle AGC/AMC 2000; recueil des résumés.
- MARTIGNOLE, J. – CALVERT, A. J., 1996 – Crustal scale shortening and extension across the Grenville Province of western Québec. Tectonics; volume 15, numéro 2, pages 376-386.
- MARTIGNOLE, J. – CALVERT, A. J. – FRIEDMAN, R. – REYNOLDS, P., 2000 – Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Québec). Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 37, pages 291-306
- MARTIGNOLE, J. – FRIEDMAN, R., 1998 – Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. Precambrian Research; volume 92, pages 145-164.
- MIYASHIRO, A., 1978 – Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 66, pages 91-104.
- MORIN, D. – CORRIVEAU, L., 1996 – Fragmentation processes and xenolith transport in a Proterozoic minette dyke, Grenville Province, Québec. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 125, pages 319-331.
- NAKAMURA, N., 1974 – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica and Cosmochimica Acta; volume 38, pages 757-775.
- NANTEL, S., 1984 – L'industrie de la pierre de taille au Québec : aspects géologiques des exploitations de granite. DANS : Geology of Industrial Mineral in Canada (G. R. Guillet and Wendy Martin, editors). Institut canadien des mines, de la métallurgie et du pétrole; volume spécial 29, pages 70-78.
- NANTEL, S. – JACOB, H. L., 2000 – Ressources potentielles en granite architectural et en minéraux industriels dans les régions de Sainte-Anne-du-Lac et de L'Ascension (31J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-01, 6 pages.
- NORANDA EXPLORATION COMPANY LTD, 1964 – 3 DDH logs. Claims Grand-Maison, claims Sigouin. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 14621, 6 pages.
- PEARCE, J. A., 1983 – Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. IN : Continental basalts and mantle xenoliths (Hawkesworth C. J. and Norry M. J., editors). Shiva publishing limited; pages 230-249.
- PEARCE, J. A. – CANN, J. R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDLE, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, part 4, pages 956-983.
- PEARCE, J. A. – NORRY, M. J., 1979 – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 69, pages 33-47.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S. R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 58, pages 63-81.
- RAMSAY, J. G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New-York; 568 pages.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C. – DAVIDSON, T., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, number 1; pages 63-84.
- ROBIN, P.-Y. F. – JOWETT, E. C., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. Tectonophysics; volume 121, pages 207-223.
- SAVOIE, A., 1986 – Étude structurale de la région du lac Patibre, Mont-Laurier, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 166 pages.
- SHARMA, K. N. M. – LÉVESQUE, J. – DUPUY, H. – GLOBENSKY, Y., 1990 – Les grands corridors de déformation délimitant le terrain de Mont-Laurier. DANS : Résumés des conférences : Nouveaux horizons pour l'exploration. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-40, pages 19-20.
- SHARMA, K. N. M. – SINGROY, V. H. – LÉVESQUE, J. – HÉBERT, C. – HINSE, M., 1999 – Use of radar images in the identification of major regional structures in the Grenville Province, Western Quebec. Journal canadien de télédétection; volume 25, numéro 3, pages 278-290.
- SHEPPARD, S. – TAYLOR, W. R., 1992 – Barium- and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia. Lithos; volume 28, pages 303-325.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each rock its proper name. Earth Science Reviews; volume 12, pages 1-33.

- 
- TREMBLAY, P., 1974 – Mineralogy and geochemistry of the radioactive pegmatites of the Mont-Laurier area, Québec. Mémoire de maîtrise, Queen's University, Ontario; 133 pages.
- WHELLER, G. E. R – VARNE, R. – FODEN, J. D. – ABBOT, M. J., 1987 – Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and the three-component genesis of island-arc basaltic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 32, pages 137-160.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. – GREGORY, A. F. – HAY, P. W. – GIOVANELLA, C. A. – REINHARDT, E. W., 1966 – Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec (31J and 31O). Geological Survey of Canada ; paper 66-32, 32 pages.
- YARDLEY, B. W. D., 1996 – An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series, Longman Group Limited 1989; 248 pages.



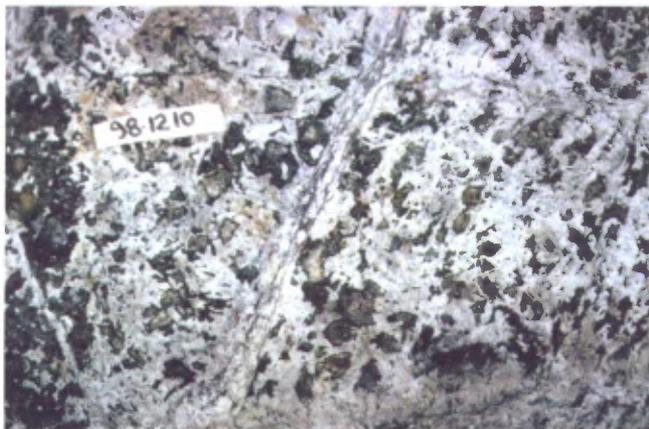
## ANNEXE 1: Photographies



**PHOTO 1** - Orthogneiss monzogranitiques roses, rubanés, avec des amphibolites (mPbet1); ensemble plissé et recoupé par un dyke mafique (affleurement 4255, UTM : 468223E, 5193614N).



**PHOTO 2** - Rubanement tectonique (mPbet2) dans un orthogneiss monzogranitique rose interlité avec des amphibolites (affleurement 2064, UTM : 463054E, 5183919N).



**PHOTO 3** - Leuconorite à texture ophitique (mPser2) avec cristaux d'orthopyroxène entouré d'une couronne d'amphibole (affleurement 1210, UTM : 470359E, 5202097N).



**PHOTO 4** - Tonalite gneissique (mPser3) avec enclaves angulaires de gabbro à amphibole et magnétite (affleurement 1097, UTM : 471701E, 5189500N).



**PHOTO 5** - Charnockite (mPser5) avec enclaves lenticulaires d'amphibolite (affleurement 1043, UTM : 473272E, 5187382N).



**PHOTO 6** - Dyke de pegmatite blanche recoupant des lits plissés de paragneiss rouille (mPasc4; affleurement 1080, UTM : 486332E, 5204660N).



## ANNEXE 1 (fin)



**PHOTO 7** - Monzogranite rose, homogène, équi-granulaire et à grain fin (mPvat4; affleurement 1189, UTM : 495124E, 5203048N).



**PHOTO 8** - Monzogranite rose (mPvat 4), à grain fin, en contact avec une pegmatite rose (mPvat4) à enclaves fortement résorbées de paragneiss feldspathique à biotite (affleurement 2334, UTM : 496441E, 5199051N).



**PHOTO 9** - Pyroxénite à apatite (CX + AP) du Dyke de Tapani (mPtap) avec enclaves globulaires de roche ultrapotassique à phlogopite(BO) (affleurement 1162, UTM : 475006E, 5194203N).



**PHOTO 10** - Plis superposés affectant les roches de l'unité mPbet1 et formant une figure d'interférence de Type 3 (affleurement 1052, UTM : 467663E, 5189472N).



**PHOTO 11** - Plis droits, isoclinaux, à flancs étirés et à charnières isolées, de la phase P, dans le Domaine de Cañ (affleurement 1215, UTM : 496534E, 5180620N).



**PHOTO 12** - Quartzite (mPasc4) affecté par un grand pli ouvert et droit de classe 1b représentant la dernière phase de plissement ( $P_3$ ) dans le Domaine de Baker; rapides Tom-Dick, rivière du Lièvre (affleurement 1200, UTM : 487631E, 5190318N).



---

## ANNEXE 2: Numéros de terrain des échantillons analysés

---

### FIGURES 6 ET 8

*Gabbro, gabbronorite, amphibolite (mPbet1)* : 1007a, 1036b, 1099b, 1177c, 1177d, 2239f, 2239g, 2239h, 2239i, 2240b, 3009a, 4161a, 4236a

*Gabbro, gabbronorite, amphibolite (mPser2 et mPser3)* : 1132b, 2091c, 2151a, 2391a2, 3078c, 4032a, 4037a, 4072a, 4192a, 4217b

*Monzogranite et mangérite (mPser5, mPser6 et mPser7)* : 1203a, 2151b, 2160a, 3089a, 3113a, 3191a, 4035a, 4096b, 4174a

*Monzonite quartzifère et lithologie IIM (mPser7)* : 3069a, 3122a, 3202a

*Tonalite et granodiorite (mPser3)* : 3031a, 3213a, 4019a, 4031b1, 4038a

*Monzodiorite et diorite (mPser2 et mPser3)* : 1035a, 1065a, 1132d, 1209a, 2005b1, 3003e 3014b, 3123a, 4055a

### FIGURE 7

*7a et 7b* : 1036b, 1099b, 1177d, 2239f

*7c et 7d* : 2091c, 4032a, 4192a, 4217b

*7e et 7f* : 2151b, 3089a, 3113a, 4035a

*7g et 7h* : 1199a, 1201c, 1216a

*7i et 7j* : 324a, 356c

*7k et 7l* : 344, 345a, 356a, 356b1, 356x, 358, 359, 370, 400

*7m* : 1103b, 1129b, 1140c1, 1140d, 1160a, 1160b, 1162b, 1165d

### FIGURE 9

*Monzogranite à biotite, muscovite et allanite (mPvat4)* : 1179a, 1188a, 1190b, 1192c, 1193a, 1201c, 2369a, 2387a, 3278e, 3452a, 3452b

*Monzogranite à biotite, muscovite et tourmaline (mPvat4)* : 1216a, 3443c

*Orthogneiss monzonitique (mPvat3)* : 1189a, 2337a

*Pegmatite blanche (mPasc4)* : 1215e, 1199a, 2365a, 2389b1

*Gabbro (mPvat1)* : 1192a, 1224a, 2272a

### FIGURE 10

*Monzodiorite de Piscatosine (mPpis)* :

- Roches felsiques (carrés) : 304, 317, 324a, 324b, 324c, 356c, 360, 375

- Roches mafiques (losanges) : 315, 320, 338, 339, 344, 345a, 345c, 353, 356a, 356b1, 356x, 358, 359, 362, 368, 370, 387, 392

*Dyke de Tapani (mPtap)* : 1103b, 1129b, 1140c1, 1140d, 1160a, 1160b, 1162b, 1165d

