

RG 2001-12

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC DE LA MAISON DE PIERRE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2001-12

Géologie de la région
du lac de la Maison de Pierre
(31J/15)

Suzie Nantel
Hillar Pintson

Accompagne la carte
SI-31J15-C3G-01K



Plis superposés de type 3 affectant des orthogneiss granitiques
rubanés avec des orthogneiss dioritiques.

Géologie de la région du lac de la Maison de Pierre (31J/15)

**Suzie Nantel
Hillar Pintson**

RG 2001-12
(Accompagne la carte SI-31J15-C3G-01K)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR «GÉOLOGIE QUÉBEC»

Directeur

Alain Simard

Chef du service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géologiques

Robert Marquis

Manuscrit accepté pour publication le 01/08/08

Lecture critique

Jacques Martignole

Édition et mise en pages

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Patrick Olivier

Supervision technique

A. Beaulé

RÉSUMÉ

La cartographie à l'échelle 1 : 50 000 de la région du lac de la Maison de Pierre, (feuillelet SNRC 31J/15) fait suite à celle effectuée sur les feuillelets 31J/10, 31J/11 et 31J/14 en 1996, 1997 et 1998, respectivement. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel minéral de la *Ceinture centrale des métasédiments* ou *Terrane de Mont-Laurier*, Province de Grenville, un secteur favorable entre autres à la présence de zinc dans les marbres dolomitiques, de granite architectural et de minéraux industriels.

La région du lac de la Maison de Pierre fait partie de la *Ceinture allochtone monocyclique* d'âge Mésoprotérozoïque et couvre une partie des terranes de Mont-Laurier et de Morin. Ces terranes sont séparés par la *Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle* et correspondent respectivement à la *Ceinture centrale des métasédiments* et au *Terrane central des granulites*.

La *Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle* s'étend de part et d'autre de l'isograde de l'orthopyroxène de la rivière Lenoir. Le secteur situé à l'ouest de cet isograde, c'est-à-dire le secteur correspondant au *Terrane de Mont-Laurier*, est couvert en grande partie par la *Suite métamorphique de L'Ascension* qui est constituée de paragneiss feldspathique et quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss à grenat, de paragneiss à sillimanite et/ou fibrolite, de quartzite, de gneiss calcosilicaté et de quelques marbres dolomitiques et calcitiques. Toutes ces roches forment localement des lambeaux au milieu des orthogneiss tonalitiques et granodioritiques de la *Suite intrusive de Lacoste*, la suite la plus ancienne de la région (1346 ± 27 Ma). Elles forment aussi des enclaves dans les roches de composition intermédiaire, à texture ocellée et porphyroïde de la *Suite intrusive de Vaillant* et de la *Suite AMCG de Maison-de-Pierre*. Cette dernière comprend la seule intrusion mafique de la région sous forme de métagabbro, de métaleuconorite et de métagabbronorite. Une auréole thermique induite par la *Suite intrusive AMCG de Maison-de-Pierre* correspond à un second isograde de l'orthopyroxène.

Les roches les plus récentes du secteur du *Terrane de Mont-Laurier*, sont des diatexites et des métatexites à sillimanite, monzogranitiques, roses et équigranulaires, à biotite et muscovite de la *Suite intrusive de Brockaby*. Elles ont pour origine la fusion partielle de paragneiss de la *Suite métamorphique de L'Ascension*. Elles prennent aussi l'aspect d'amas, de dykes, de diatexite ou de métatexite à restites de biotite ou de sillimanite.

Le secteur situé à l'est de l'isograde de la rivière Lenoir, c'est-à-dire le secteur du *Terrane de Morin*, est formé d'un pluton de mangerite et de monzonite quartzifère (mPmor2) chevauché par des orthogneiss charnockitiques. La *Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle* et la *Zone de cisaillement de Taureau* séparent ces orthogneiss de la *Suite intrusive de Lacoste* et des roches de composition intermédiaire à texture porphyroïde de la *Suite AMCG de Morin*, respectivement.

Les roches mafiques de la *Suite intrusive de Lacoste* ont une signature de basalte d'arrière-arc et les roches felsiques en ont une d'arc volcanique. Les *Monzogranites de Brockaby* ont des caractéristiques de granite tardi-orogénique et de granite syn-collision, ce qui est compatible avec leur mode de formation par fusion partielle de sédiments.

La région a été affectée par une première phase de plissement à axe E-W reprise par une phase à plan axial N-S. Elle comporte très peu d'évidences de structures cassantes mise à part celles observées le long de certains plis-failles.

Un grand nombre de paragneiss, de gneiss calcosilicatés et de diopsidites sont de couleur rouille et contiennent de la pyrrhotite, de la pyrite et, rarement, de la chalcopyrite. Quelques veines de quartz sont minéralisées et les roches intrusives ne le sont jamais à l'exception de quelques rares métagabbros et orthogneiss dioritiques. Au total, six sites anomaux en métaux usuels et précieux ont été découverts au cours de ce projet. Cinq d'entre eux ont un lien avec les paragneiss de la *Suite métamorphique de L'Ascension*. Les meilleurs résultats ont été obtenus dans un paragneiss quartzofeldspathique à biotite (0,47 % Cu, 0,16 g/t Au, 37 ppm W) et un orthogneiss granodioritique (0,74 % Cu).

Les marbres dolomitiques de la *Suite métamorphique de L'Ascension* n'ont révélé aucune trace de sphalérite, contrairement à certains niveaux de marbre dolomitique ailleurs dans la *Ceinture centrale des métasédiments*. Des travaux d'exploration pour l'uranium ont été effectués dans la partie nord-ouest de la région, entre 1969 et 1978. Enfin, des indices de minéraux industriels, notamment de sillimanite, de grenat et de graphite, et deux sites de granite architectural, dont un rouge brunâtre et l'autre vert, ont aussi été découverts dans le cadre de ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Localisation et accès	7
Méthode de travail	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	7
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	7
STRATIGRAPHIE	9
Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin)	9
Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc)	11
Suite intrusive de Lacoste (mPlac)	12
Orthogneiss tonalitique et granodioritique (mPlac2) et orthogneiss dioritique (mPlac1)	13
Suite intrusive de Vaillant (mPvat)	13
Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai)	13
Suite AMCG de Morin (mPmor)	15
Monzogranite de Brockaby (mPbro)	15
LITHOLOGIE	16
Orthogneiss charnockitique et monzogranitique (M3(I1P)a)	16
GÉOLOGIE STRUCTURALE	17
Plis	17
Zones de cisaillement	20
Déformation cassante	20
LITHOGÉOCHIMIE	20
Roches mafiques	21
Roches felsiques et intermédiaires	24
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	26
Cu et Cu-(Au-W) dans les paragneiss	26
Cu dans un métagabbro	27
Cu-(Au) dans des veines de quartz	27
Uranium	27
Granite architectural	27
Sillimanite	27
Grenat	28
Graphite	28
CONCLUSION	29
RÉFÉRENCES	29
ANNEXE 1	32
ANNEXE 2	34

INTRODUCTION

La cartographie, à l'échelle 1 : 50 000, de la région du lac de la Maison de Pierre (feuillelet SNRC 31J/15) fait suite à celle effectuée sur les feuillets 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999), 31J/11 (Lacoste, 2001) et 31J/14 (Nantel, 2001). Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel économique de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments ou Terrane de Mont-Laurier (figure 1), Province de Grenville, un secteur favorable à la présence de zinc dans les marbres dolomitiques, de granite architectural et de minéraux industriels.

Localisation et accès

La région est localisée à environ 240 km au nord-ouest de Montréal (figure 1). Elle est accessible à partir de la municipalité de L'Ascension, en empruntant des chemins de gravier. La rivière Rouge, qui coule du nord au sud de la région, peut être traversée en deux endroits seulement : à L'Ascension même et à partir de la rive nord du lac Rouge. Le secteur à l'est de la rivière Rouge comprend la Réserve Rouge-Matawin et il est traversé par de nombreux chemins forestiers récents. Quant au secteur ouest de la rivière, il est occupé par la ZEC Maison-de-Pierre dont la majorité des affleurements sont accessibles en VTT. Tous les grands plans d'eau sont faciles d'accès, ce qui en a permis la cartographie; il s'agit des lacs Franchère, Tibériade, Revelstone, Maison-de-Pierre, Médora, Sunset et Rouge.

Méthode de travail

La cartographie a été effectuée par une équipe de quatre géologues et de quatre assistants-géologues. La saisie et la mise en plan des données ont été assurées par un technicien en ressources minérales durant la première moitié de l'été et par les assistants-géologues, à tour de rôle, durant la seconde moitié. 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 géominière (SIGÉOM). La coloration des feldspaths potassiques au cobaltinitrite de sodium a facilité l'identification de 424 roches intrusives felsiques et intermédiaires. Près de 175 lames minces ont été examinées et 39 échantillons, dont la majorité sont des roches métasédimentaires, ont été soumis à une analyse pour doser les éléments d'intérêt économique. Enfin, 49 roches intrusives ont été analysées, au COREM, afin de comparer leurs signatures géochimiques et d'évaluer leurs environnements paléotectoniques.

Travaux antérieurs

La région du lac de la Maison de Pierre a été cartographiée en 1964 par Wynne-Edwards *et al.* (1966) à l'échelle 1 : 250 000. Elle a aussi été couverte par un levé de sédiments de ruisseau dans le cadre d'une vaste campagne d'échantillonnage dans la région de Papineau – Labelle (Choinière, 1990) et par une interprétation structurale à partir d'images LANDSAT (DIGIM, 1989), d'images LANDSAT MSS, TM et SEASAT-SAR (Harris *et al.*, 1987) et d'images RADAR-SAT (Sharma *et al.*, 1999). Des travaux d'exploration pour l'uranium, consignés dans une quarantaine de rapports statutaires, y ont été menés entre 1969 et 1978.

Remerciements

Nos remerciements s'adressent aux géologues Marianne Bonnay et Patrice Lampron ainsi qu'aux assistants-géologues Julie Bélanger, Jean-François Dumont, Patrice Gagnon, David Legault et Khamson Setchaisy dont les observations sur le terrain ont permis de réaliser ce rapport. Nous remercions également Patrick Olivier, technicien en ressources minérales (MRN), responsable de la saisie et de la mise en plan des données sur le terrain, durant la première moitié de l'été, ainsi que de la numérisation de la carte géologique et de la préparation de toutes les figures contenues dans ce rapport. Nos remerciements vont aussi à Michel Hocq (MRN) pour la description détaillée des lames minces et à Jacques Martignole, professeur de géologie à l'Université de Montréal, pour la lecture critique de ce rapport et aussi pour sa collaboration sur le terrain en matière de géologie structurale.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région du lac de la Maison de Pierre fait partie de la Ceinture allochtone monocyclique, d'âge Mésoproterozoïque (Rivers *et al.*, 1989) et couvre en partie les terranes de Mont-Laurier et de Morin (figure 1). Ces terranes correspondent, respectivement, à la Ceinture centrale des métasédiments et au Terrane central des granulites de Wynne-Edwards (1972). Ils sont séparés par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (figure 1, ZCK-L, Sharma *et al.*, 1990, 1999), connue aussi sous le nom de Zone de cisaillement de Labelle (Rivers *et al.*, 1989; Martignole et Corriveau, 1991) dont l'âge minimum est de 1078 ± 6 Ma (Martignole et Friedman, 1998), et la Zone de cisaillement de Taureau (ZCT, figure 1) dont l'âge minimum est de 1074 ± 4 Ma (Martignole et Friedman, 1998). Une partie de la zone ZCK-L correspond à un front tectonique majeur et à un changement abrupt du

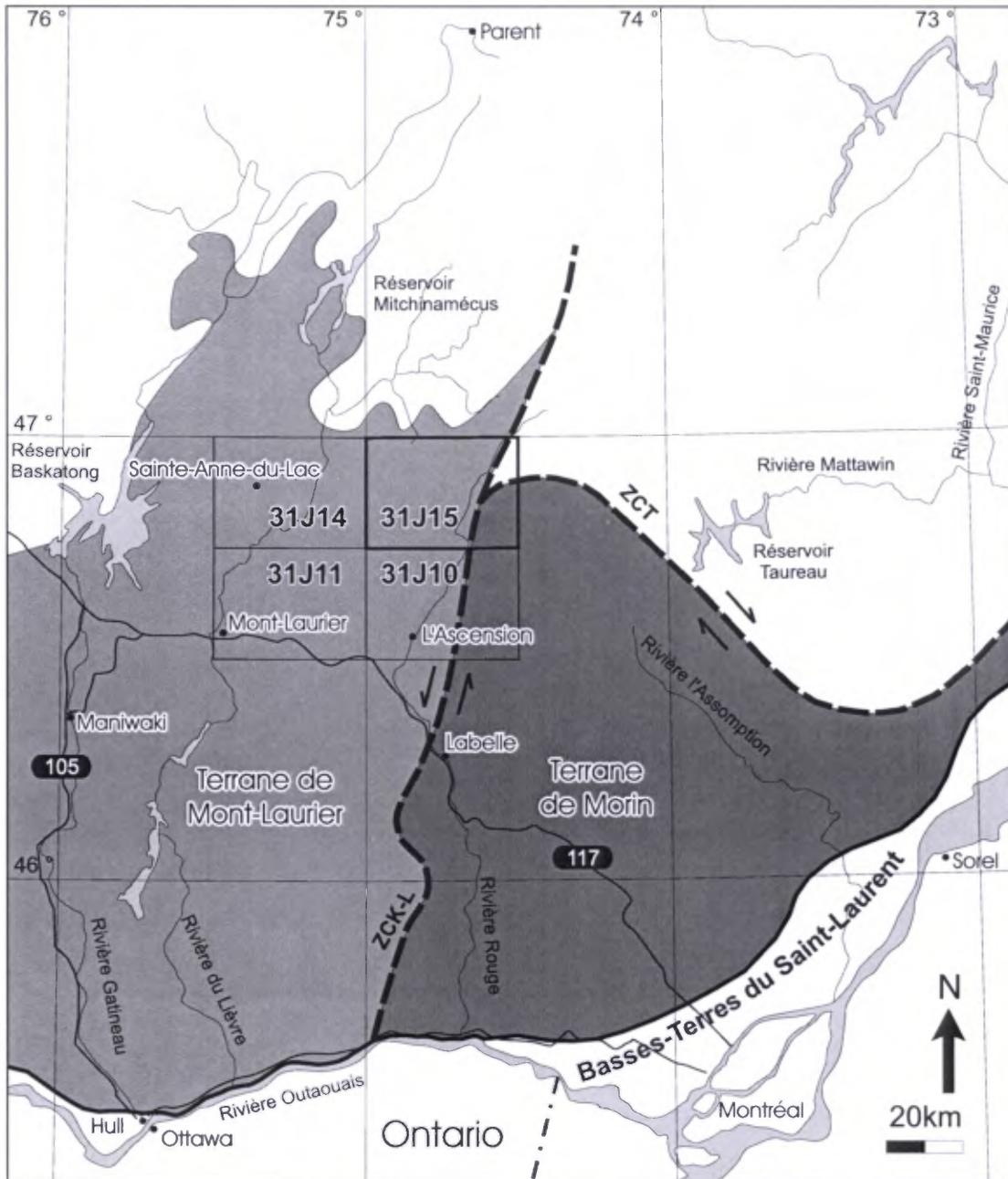


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac de la Maison de Pierre (SNRC 31J/15) et des autres régions cartographiées depuis 1996 dans le cadre du projet d'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments ou Terrane de Mont-Laurier, Province de Grenville. ZCK-L = Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (Sharma *et al.*, 1990, 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). ZCB = Zone de cisaillement de Beaugard (ce rapport).

faciès métamorphique, en d'autres mots cette partie correspond à un isograde de l'orthopyroxène, dit l'isograde de la rivière Lenoir.

La Ceinture centrale des métasédiments est surtout constituée de faciès détritiques, pélitiques et carbonatés, déposés avant 1300 Ma ou peut être même vers 1250 Ma d'après des âges obtenus sur des métapélites du Terrane de Morin

échantillonnées en bordure de la Zone de cisaillement de Labelle (Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Calvert, 1996). Ces sédiments se sont développés dans un milieu d'arrière-arc avant ou pendant la formation d'un arc insulaire représenté entre autres par la Suite intrusive de Lacoste (1346 ± 27 Ma; Hébert et Nantel, 1999). Ils ont été métamorphisés autour de 1180 Ma (Friedman et Martignole,

1995) puis recoupés par diverses intrusions felsiques et mafiques dont celles appartenant à la Suite de Chevreuil (1,17 et 1,16 Ga; Corriveau et Van Breemen, 2000), à la Suite AMCG de Maison-de-Pierre, dont il est question dans ce rapport, et à la Suite alcaline, potassique, de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga, Corriveau *et al.*, 1990; Corriveau et Van Breemen, 2000).

Le Terrane de Morin est caractérisé par une série de roches intrusives dont la majorité appartient à la Suite AMCG de Morin. Cette suite est constituée d'un assemblage d'anorthosite, de gabbro, de norite, de leuconorite, de mangérite et de charnockite mis en place entre 1165 et 1135 Ma (Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991; Friedman et Martignole, 1995) dans un ensemble de roches sédimentaires, le tout métamorphisé au faciès des granulites.

STRATIGRAPHIE

Les roches de la région ont été divisées en unités lithodémiques (figure 2) définies à partir de caractères lithiques observables. Ce type d'unité ne suit pas toujours le principe de superposition contrairement aux unités lithostratigraphiques (MRN, 1986).

Certaines suites intrusives et métamorphiques de la région du lac de la Maison de Pierre ont déjà été définies lors de travaux antérieurs. Ainsi, la Suite intrusive de Vaillant (mPvat), a été identifiée dans la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001) et la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc), la Suite intrusive de Lacoste (mPlac) et la Suite AMCG de Morin (mPmor) ont été introduites dans le rapport sur la région de L'Ascension (Hébert et Nantel, 1999). En ce qui concerne l'unité mPasc, il faut rappeler que les subdivisions originales en séquences, en faciès et en sous-faciès (Hébert et Nantel, 1999) ont été abandonnées dans le rapport sur la région de Sainte-Anne-du-Lac dans le but de simplifier la terminologie (Nantel, 2001). Dans ce rapport-ci, trois nouvelles unités ont été introduites, il s'agit du lithodème Monzogranite de Brockaby (mPbro), de la Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin) et de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai). Cependant, le lithodème Monzogranite de Brockaby ne fait que remplacer l'unité mPvat4 de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat; Nantel, 2001) et la Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin) remplace la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (mPwin, Hébert et Nantel, 1999) pour les raisons données dans les chapitres décrivant ces unités.

Le secteur correspondant au Terrane de Mont-Laurier (figure 1) appartient au Domaine de Baker, un domaine lithotectonique défini lors de la cartographie du feuillet 31J/14 (Nantel, 2001). Il est couvert en grande partie par la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc, figure 2) constituée de paragneiss feldspathique et quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss à grenat, de paragneiss à sillimanite

et/ou fibrolite, de quartzite, de gneiss calcosilicaté et de quelques marbres. Ces roches forment aussi des lambeaux au milieu de la suite intrusive la plus ancienne, celle de Lacoste (1346 ± 27 Ma; Hébert et Nantel, 1999), constituée d'orthogneiss tonalitique et granodioritique. Les lambeaux représentent des enclaves transposées (Hébert et Nantel, 1999) ou des niveaux d'origine tectonique, c'est-à-dire des lambeaux de la couverture sédimentaire dans l'hypothèse où les sédiments se sont déposés autour de 1250 Ma (Martignole et Calvert, 1996).

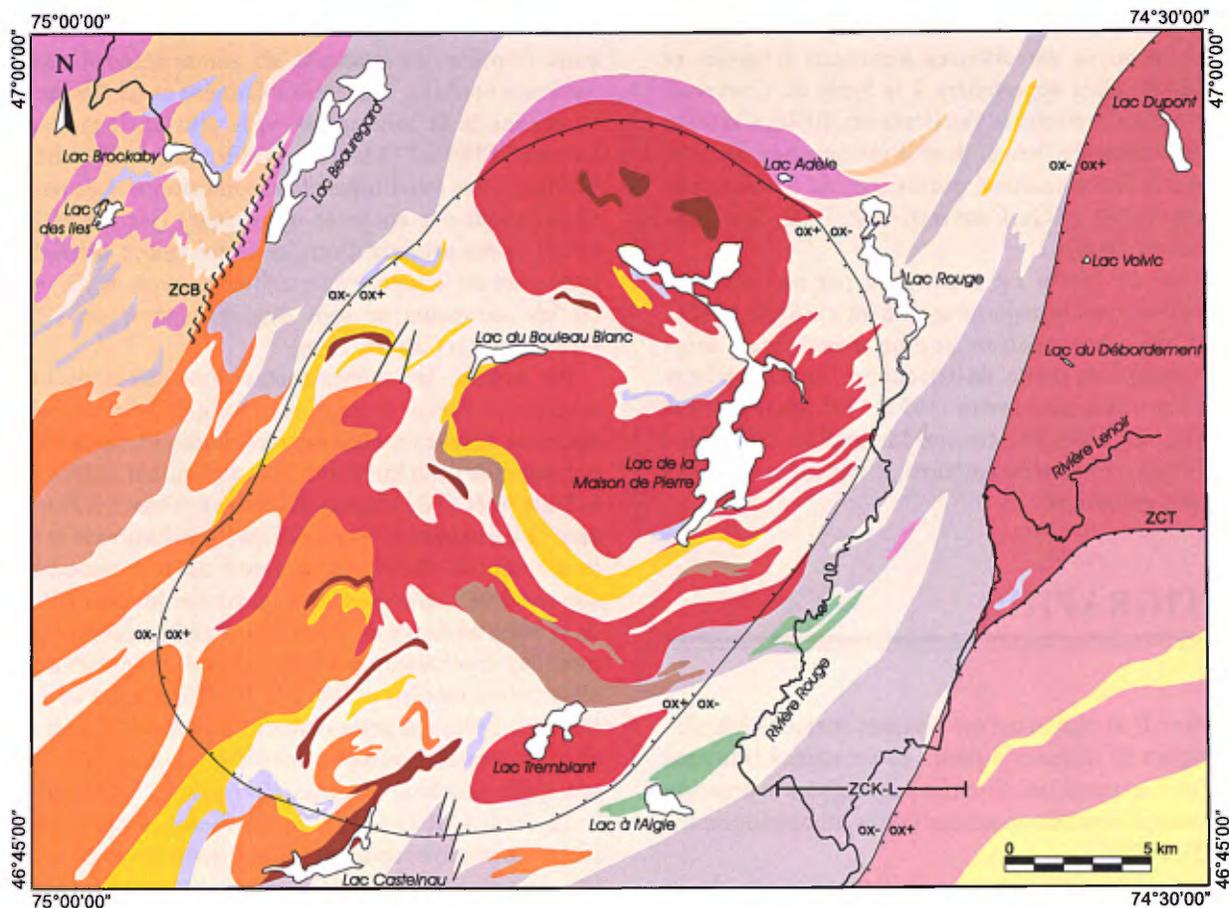
Par contre, les roches métasédimentaires de la Suite métamorphique de L'Ascension forment véritablement des enclaves dans les roches intermédiaires à texture oeilée et porphyroïde de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat5) et de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai). Il faut cependant se demander si les roches de l'unité mPvat5 et mPmai sont vraiment distinctes, à cause de leur ressemblance, comme il faut se demander si les roches les plus déformées de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat3) représentent vraiment les équivalents gneissiques de l'unité mPvat5 ou si elles correspondent plutôt à la Suite intrusive de Lacoste (mPlac). Même si cette dernière possibilité est en accord avec l'interprétation de Wynne-Edwards *et al.* (1966), seule une étude géochronologique pourrait lever toute ambiguïté.

La Suite AMCG de Maison-de-Pierre comprend la seule intrusion mafique de toute la carte sous forme de métagabbro, de métaleuconorite et de métagabbro-norite. Les roches intrusives les plus récentes dans le secteur correspondant au Terrane de Mont-Laurier sont les Monzogranites de Brockaby (mPbro); ces roches sont roses, équi-granulaires et contiennent de la biotite et de la muscovite. Elles sont d'origine anatectique comme le suggèrent leurs enclaves à contact diffus et partiellement résorbées de paragneiss feldspathiques de la Suite métamorphique de L'Ascension.

Le secteur correspondant au Terrane de Morin (figure 1) est formé d'orthogneiss charnockitique (M3(IIP)a) avec un niveau de paragneiss, de marbre, de gneiss calcosilicaté et de quartzite (mPwin, figure 2). La Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (figure 1 : ZCK-L, Sharma *et al.*, 1990, 1999) et la Zone de cisaillement de Taureau (figure 1 : ZCT, Martignole et Friedman, 1998) séparent ces orthogneiss de la Suite intrusive de Lacoste et des roches de composition intermédiaire, à texture porphyroïde, de la Suite AMCG de Morin (mPmor), respectivement.

Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin)

Pour les raisons décrites dans le chapitre sur la stratigraphie, le terme Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin) remplace celui de Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (mPwin, Hébert et Nantel, 1999), pour désigner les paragneiss localisés à l'est de l'isograde de la rivière Lenoir (figure 2). La Suite métamorphique de Rouge-Mattawin comprend surtout des paragneiss à biotite et grenat ainsi que des paragneiss quartzofeldspathiques gris clair à



Légende stratigraphique

Mésoprotérozoïque

Monzogranite de Brockaby (mPbro)

Monzogranite rose équi-granulaire. Métatexite et diatexite par endroits (mPbro1, 2)

Suite AMCG de Morin (mPmor)

Mangérite quartzifère et charnockite porphyroïdes (mPmor2)

Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai)

Mangérite quartzifère, granodiorite et monzonite quartzifère porphyroïdes ou ocellées (mPmai5, 6, 7)

Métagabbro, métaleuconorite et métagabbronorite (mPmai2, 3, 4)

Suite intrusive de Vaillant (mPvat)

Monzogranite et monzonite quartzifère ocellés et leur équivalent gneissique (mPvat3, 5)

Suite métamorphique de Lacoste (mPlac)

Orthogneiss tonalitique, granodioritique, monzodioritique et dioritique (gneiss gris, mPlac1, 2)

Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc)

Paragneiss indifférenciés (mPasc5, 6, 8)

Paragneiss feldspathique et quartzofeldspathique à biotite (mPasc7)

Quartzite (mPasc4)

Marbre et gneiss calcosilicaté (mPasc1, 2, 3)

Suite métamorphique de Rouge-Mattawin (mPwin)

Paragneiss, marbre, gneiss calcosilicaté et quartzite (mPwin1, 2)

Légende lithologique

Diorite à biotite ± amphibole (I2J)

Orthogneiss charnockitique et monzogranitique (M3(I1P)a)

Métagabbro (M3(I3A))

Amphibolite ± grenat (M16a, b)

FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région du lac de la Maison de Pierre.

grenat et des paragneiss rouille à biotite, sillimanite, grenat et pyrrhotite ± graphite (mPwin2). Sur quelques affleurements, ces roches sont interlitées en bandes décimétriques et sont associées à quelques lits de quartzite à grenat de 20 cm à deux mètres d'épaisseur. Les paragneiss sont aussi migmatitiques par endroits et contiennent entre 10 et 40 % de mobilisat granitique à grenat ± biotite ± muscovite. Un ensemble formé de lits de 2 à 4 cm d'épaisseur de marbre calcitique, de gneiss calcosilicaté, de paragneiss rouille à pyrrhotite et graphite, de paragneiss à biotite et de quartzite a été observé sur un affleurement (mPwin1).

Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc)

Cette suite est constituée de marbre (mPasc1, mPasc2), de gneiss calcosilicatés (mPasc3), de quartzite (mPasc4) et de paragneiss (mPasc5 à mPasc8), en lits généralement centimétriques à décimétriques. Sur certains affleurements, toutes ces roches sont représentées. Les paragneiss sont les roches prédominantes.

Marbre (mPasc1, mPasc2), gneiss calcosilicaté (mPasc3) et quartzite (mPasc4)

Les seuls marbres dolomitiques de la région (mPasc1) affleurent dans la partie nord-ouest et nord-est de la carte (mPasc7). Ils sont blancs en cassure fraîche et ne contiennent généralement que de la dolomite; certains marbres renferment de la phlogopite, de la trémolite et du diopside (= 5 %) et d'autres, de la forstérite (20 %) partiellement à totalement remplacée par de la serpentine (code ST sur la carte SIGÉOM). Des lits de diopsidite, de gneiss calcosilicatés à diopside, de quartzite et de roches à trémolite ± diopside y sont intercalés.

Les marbres calcitiques (mPasc2) forment une douzaine de petites lentilles au milieu des paragneiss des unités mPasc7 et mPasc8, et de rares enclaves dans certaines roches intrusives. Leur épaisseur est généralement de l'ordre du décimètre. Ils renferment du diopside ± graphite ± phlogopite et ils comprennent des lits centimétriques à décimétriques de gneiss calcosilicatés et de quartzite. Dans la partie nord-ouest, ils sont intercalés avec quelques rares lits de marbre dolomitique dont un contient de la chondrodite (code CH sur la carte SIGÉOM, affleurement 66, UTM : 503045E 5200748N).

Les quartzites (mPasc4) ainsi que les gneiss calcosilicatés et les diopsidites (mPasc3) forment aussi des unités distinctes. Les quartzites renferment l'un ou l'autre des minéraux suivants : biotite, muscovite, feldspath, grenat et graphite. Les gneiss calcosilicatés sont à diopside, quartz et feldspath ± grenat ± sphène ± graphite ± pyrrhotite ± chalcopryrite; certains sont très riches en scapolite (15-45 %, comme l'affleurement 2197, UTM : 515866E, 5178796N et l'affleurement

3046, UTM : 504500E, 5198704N). Les diopsidites comprennent par endroits du graphite et/ou de la pyrrhotite; leur patine est typiquement rouille ou bleutée lorsque la pyrrhotite est présente.

Paragneiss alumineux (mPasc5, mPasc6)

Les paragneiss alumineux (mPasc5 et mPasc6) ont une patine rouille ou grise et sont constitués de biotite et de sillimanite (= 30 %) ou de biotite, de sillimanite et de grenat (= 25 %) avec, par endroits, du graphite (= 15 %). Dans la partie nord-est de la région cartographiée, ils contiennent, en plus, de la muscovite et dans la partie nord-ouest, de la fibrolite à certains endroits. Dans l'unité mPasc6, la sillimanite se trouve en inclusions dans le grenat ou forme des cristaux aciculaires qui soulignent en général la foliation ou les structures C/S dans le quadrant nord-est de la région. La fibrolite se développe dans la biotite aux dépens de celui-ci ou forme des gerbes dans le plagioclase ou entre les grands cristaux de feldspath potassique. Dans une des enclaves de paragneiss riche en quartz dans l'unité mPmai7, la sillimanite est en petits cristaux automorphes dans la muscovite (affleurement 228, UTM : 519918E, 5197343N). De la kyanite en traces (code KY sur la carte SIGÉOM, affleurement 2231, UTM : 525433E, 5189156N) a été observée au microscope dans un échantillon de paragneiss à quartz (25 %), plagioclase (33 %), microcline (8 %), biotite (11 %), grenat (13 %), sillimanite (3%) et muscovite (4 %), localisé sur l'isograde thermique de l'orthopyroxène englobant les intrusions de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre. Cet assemblage correspond à l'intersection de la ligne de stabilité KN-SM avec la réaction de fusion $MV+AB = Al_2SiO_5 + FK + \text{liquide}$, soit à des conditions de 700 °C et 8 Kbar (Spear *et al.*, 1999). Ces conditions sont compatibles avec l'isograde thermique de l'orthopyroxène.

Les paragneiss alumineux sont localement interlités avec des paragneiss à biotite et grenat (mPasc8), des paragneiss feldspathiques et quartzofeldspathiques à biotite (mPasc7) et des quartzites (mPasc4). Ils sont aussi interlités avec des leucosomes granitiques (15-35 %) qui peuvent contenir de la sillimanite, de la tourmaline, de la muscovite et/ou du grenat.

Les paragneiss de l'unité mPasc5 renferment des nodules (6-25 mm de longueur) formés de muscovite (35 %) porphyroblastique comme certains types de paragneiss nodulaires de la région de L'Ascension (Hébert et Nantel, 1999; Martelat et Martignole, 2000). Cependant, les nodules se distinguent par leurs inclusions de biotite (15 %) et de microcline (45 %) au lieu de sillimanite. Dans l'unité mPasc5, la sillimanite se développe en cristaux individuels sur la muscovite ainsi que sur le microcline. Les paragneiss renferment en plus des traces de cordiérite (code CD sur la carte SIGÉOM, affleurement 3341, UTM : 527922E, 5200930N) et sont interlités avec des tourmalinites (80 % quartz et 20 % tourmaline).

Paragneiss feldspathique et quartzofeldspathique (mPasc7)

Les paragneiss typiques et dominants de l'unité mPasc7 sont des paragneiss feldspathiques rubanés à biotite (20-40 %), riches en plagioclase (45 %) et pauvres en quartz (< 15 %) ainsi qu'en feldspath potassique (5-10 %). Les rubans sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et sont définis par la variation du pourcentage en quartz et en biotite; les roches contenant plus de 15 % de quartz sont qualifiées de paragneiss quartzofeldspathique. Dans 70 % des cas, les paragneiss feldspathiques et quartzofeldspathiques alternent avec des lits centimétriques ou décimétriques de quartzite, ce qui est une autre caractéristique typique de l'unité mPasc7. L'identification des paragneiss feldspathiques est facilitée par leur alternance avec des quartzites; ailleurs il est plus difficile de déterminer si les roches à feldspath et à biotite \pm quartz sont de nature sédimentaire ou ignée.

L'unité mPasc7 contient aussi des paragneiss à biotite et grenat mais le nombre d'affleurements où ils ont été observés est trois fois moins grand que les autres types de paragneiss. Les paragneiss à grenat ainsi que les paragneiss feldspathiques et quartzofeldspathiques contiennent localement de la muscovite et/ou du graphite; certains ont une patine rouille. Des quartzites interlités avec les paragneiss mPasc7, tout comme des dykes et niveaux de pegmatite associés à ces paragneiss, renferment de la tourmaline. Ce minéral se retrouve aussi dans les mobilisats (= 40 %) des paragneiss migmatitiques qui affleurent surtout dans la partie est de l'unité et, en particulier, près des monzogranites à sillimanite (mPbro1). D'après l'examen au microscope, les paragneiss eux-mêmes renferment localement moins de 1 % de tourmaline verte, brunâtre ou vert bleuté.

Près de la bordure ouest de la région cartographiée, des mobilisats (affleurement 50, UTM : 500170E 5196269N) et une pegmatite blanche (affleurement 60 : 502106E, 5199720N), à taches jaune citron, sont légèrement radioactifs; ces taches correspondent sans doute à de l'uraninite et de l'uranothorite. Ces minéraux ont déjà été identifiés dans la région située immédiatement à l'ouest (Kish, 1977; Tremblay, 1974), c'est-à-dire celle de Sainte-Anne-du-Lac où il y a déjà eu de nombreux travaux d'exploration pour l'uranium.

Enfin, sur les affleurements situés le long de la bordure ouest de la région, près de la latitude 46° 55', on peut observer un exemple de formation de monzogranite anatectique (mPbro2) à partir de la fusion partielle de quartzite feldspathique, tel que discuté dans Kish (1977) et Nantel (2001). Le contact entre ces deux types de roche est diffus (annexe 1, photo 1).

Paragneiss indifférenciés (mPasc8)

Cette unité ressemble beaucoup à l'unité mPasc7 avec ses paragneiss feldspathiques et quartzofeldspathiques à

biotite, en lits centimétriques à décimétriques, de couleur grise ou rouille (annexe 1, photo 2). Comme dans l'unité mPasc7, ces paragneiss, dans 60 % des cas, alternent avec des quartzites. Cependant, l'unité mPasc8 renferme, en plus, des quartzites interlités avec 20 % de paragneiss à grenat, un type de roche jamais observé dans l'autre unité. Elle renferme aussi des gneiss calcosilicatés, des diopsidites, des amphibolites (M16a et M16b) et des métagabbros (M3(I3A)) ainsi que des quartzites en lits plus épais (un mètre d'épaisseur) et en plus grande proportion (20 % contre 10 % dans l'unité mPasc7). Une vingtaine d'affleurements dispersés de paragneiss à sillimanite et grenat ont été inclus dans l'unité mPasc8.

Les paragneiss mPasc8 sont migmatitiques surtout dans les secteurs compris entre les plutons de la Suite intrusive AMCG de la Maison-de-Pierre (mPmai4, 5, 6, 7) ainsi que près des bordures ouest et nord du pluton localisé près du lac Castelneau (mPvat5) (quadrant sud-ouest de la carte). Le pourcentage de mobilisat varie généralement entre 10 et 30 %. De la muscovite, du graphite, des traces d'allanite et des traces de tourmaline verte ont été observés ici et là dans tous les types de paragneiss. Moins de 2 % de corindon (code CN sur la carte SIGÉOM, affleurement 98, UTM : 509001E, 5180530N) a été observé au microscope dans un paragneiss à biotite, grenat, graphite et tourmaline; il est en inclusion dans le grenat ou en contact avec la biotite. La composition des paragneiss autant de l'unité mPasc8 que mPasc7 est remarquablement constante. En effet, sur 33 échantillons examinés au microscope, 23 renferment surtout du plagioclase (29-60 %) et très peu de feldspath potassique (0-13 %).

Les paragneiss mPasc8 sont associés à un grand nombre de dykes et amas de pegmatite blanche dont la plus grande concentration se trouve dans le quadrant sud-ouest de la carte. Certains dykes et amas présentent des taches de couleur jaune (exemples : affleurement 1397, UTM : 511768E, 5183640N et affleurement 1419, UTM : 511013E, 5182096N) causées vraisemblablement par de l'uraninite et/ou de l'uranothorite, comme dans l'unité mPasc7. Parmi les quelques dykes soumis au scintillomètre, le plus radioactif (2000 cps) a été observé dans le quadrant nord-ouest de la région (affleurement 15, UTM : 506131E, 5193980N).

Suite intrusive de Lacoste (mPlac)

La Suite intrusive de Lacoste est surtout constituée de « gneiss gris » c'est-à-dire d'orthogneiss tonalitiques et granodioritiques à biotite \pm hornblende (mPlac2). Leur couleur et leur texture varient légèrement selon qu'ils se trouvent dans les niveaux longeant la rivière Rouge ou le lac Beaugard, ou dans les petits niveaux localisés au milieu des paragneiss de l'unité mPasc7 dans le quadrant nord-ouest de la région cartographiée. La Suite intrusive de Lacoste comprend aussi une unité de roches mafiques dans le secteur du lac Beaugard (mPlac1).

Orthogneiss tonalitique et granodioritique (mPlac2) et orthogneiss dioritique (mPlac1)

Les orthogneiss de l'unité mPlac2 dans le secteur de la rivière Rouge sont surtout tonalitiques et granodioritiques mais certains sont monzogranitiques. Ces roches sont à biotite \pm hornblende \pm grenat \pm magnétite, à grain fin ou moyen, et à patine généralement gris clair ou rose par endroits. Leur texture est généralement homogène mais localement elle est oeuillée. Les orthogneiss prennent par endroits un aspect rubané dû à des variations de granulométrie ou du pourcentage en minéraux mafiques (annexe 1, photo 3). Mais cet aspect est aussi donné par des lits centimétriques à métriques d'amphibolite (M16b) et d'orthogneiss granitique rose ou dioritique à biotite, gris foncé. Les amphibolites sont à grain fin ou moyen et à texture massive et foliée; elles renferment généralement de la biotite et du grenat. En plus de former des lits (1 à 15 %), les amphibolites se présentent aussi sous forme d'enclaves parallèles à la foliation des orthogneiss (1 à 20 %).

En général, les orthogneiss dans le secteur de la rivière Rouge sont migmatitiques. Ils sont alors rubanés avec des leucosomes granitiques (10 à 35 %), roses ou blancs, à grain fin à grossier. Les leucosomes contiennent généralement de la biotite et du grenat, et rarement de la muscovite.

À la différence des orthogneiss du secteur de la rivière Rouge, ceux du lac Beaugard ne sont pas rubanés, contiennent de rares niveaux d'amphibolite, foliée à grain fin, et n'ont pas subi de fusion partielle. Leur composition est cependant semblable à celles des gneiss de la rivière Rouge mais certains ont une composition monzodioritique quartzifère. Quant aux petits niveaux mPlac2 se trouvant au milieu des paragneiss de l'unité mPasc7, ils sont tous constitués d'orthogneiss granodioritiques gris moyen à biotite \pm grenat \pm magnétite dans lesquels sont intercalés quelques lits décimétriques d'amphibolite; le petit niveau d'orthogneiss granodioritique le plus au nord n'est pas migmatitique, par contre tous les autres le sont avec, en moyenne, 20 % de leucosome rose. Il faut signaler que des analyses chimiques sont nécessaires en vue de confirmer l'appartenance de ces petits niveaux migmatitiques à la Suite intrusive de Lacoste puisque des roches granodioritiques déformées de la Suite intrusive de Vaillant peuvent avoir le même aspect.

Au microscope, les plagioclases des orthogneiss tonalitiques et granodioritiques (mPlac2) sont généralement polygonaux, xénomorphes ou hypidiomorphes et non perthitiques. Certains plagioclases sont zonés et/ou entourés d'une frange d'albite au contact des microclines. Ces derniers sont légèrement perthitiques par endroits. La biotite est brun moyen, foncé ou kaki. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite, le zircon, le sphène et les minéraux opaques. Le sphène forme des couronnes autour des minéraux opaques mais dans les petits niveaux d'orthogneiss (mPlac2) intercalés dans l'unité mPasc7, ils sont en cristaux isolés. Dans le niveau longeant la rivière Rouge, certains échan-

tillons contiennent du rutile. Dans le niveau isolé au nord-est du lac de la Maison de Pierre, le grenat allongé parallèlement à la foliation contient des inclusions de fibrolite.

Un niveau de roche à hornblende \pm clinopyroxène \pm grenat (mPlac1), généralement mélanocrate, est intercalé dans les orthogneiss tonalitiques et granodioritiques, gris clair, à biotite du lac Beaugard (mPlac2). Ces roches sont de composition monzodioritique et dioritique et sont interliées, par endroits, avec des orthogneiss granodioritiques, des orthogneiss tonalitiques et des niveaux décimétriques d'amphibolite. Au microscope, les plagioclases sont parfois antiperthitiques et la hornblende est vert foncé, vert bouteille ou vert kaki.

Suite intrusive de Vaillant (mPvat)

Cette suite a été décrite la première fois dans la région immédiatement à l'ouest de celle de la Maison-de-Pierre (Nantel, 2001). Elle comprend deux unités (mPvat3 et mPvat5) de même composition mais de texture très différente, les roches de l'unité mPvat3 étant plus déformées que celles de l'unité mPvat5. Les roches typiques de l'unité mPvat5 sont des monzogranites et des monzonites quartzifères à biotite et hornblende, à patine surtout rose, gris-rose ou grise; leur texture est oeuillée et rarement porphyroïde. De tels faciès oeuillés sont préservés ici et là dans l'unité mPvat3 mais celle-ci comprend surtout des orthogneiss monzogranitiques et monzonitiques quartzifères foliés, gris ou gris-rose, à biotite \pm hornblende. Sur environ 40 % des affleurements, les orthogneiss contiennent des schlierens de biotite et sont migmatitiques (annexe 1, photo 4); ils sont alors rubanés avec des leucosomes granitiques roses à biotite \pm hornblende \pm grenat dont le pourcentage varie entre 10 et 20 %, dans 50 % des cas, et entre 30 et 50 %, dans l'autre 50 %. Enfin, sur certains affleurements, les orthogneiss contiennent des enclaves lenticulaires d'amphibolite ou de métagabbro.

Au microscope, les monzogranites et les monzonites quartzifères (mPvat5) ont une texture porphyroclastique donnée par des phénocristaux cryptoperthitiques, partiellement recristallisés, de microcline. Ces phénocristaux se trouvent au milieu d'une mésostase recristallisée, formée de cristaux polygonaux de microcline et de plagioclase. Au contact du microcline, le plagioclase développe une texture myrméckitique ou une frange d'albite. Dans les roches gneissiques (mPvat3), les minéraux sont complètement recristallisés et le plagioclase est localement corrodé par le microcline et le quartz.

Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai)

Cette suite comprend 90 % de faciès intrusifs felsiques et intermédiaires (mPmai5, 6, 7) et 10 % de faciès intrusifs mafiques (mPmai1, 2, 3, 4). Leur composition et leur texture sont semblables à celles observées, en général, dans les suites AMCG (Ashwal, 1993). Les faciès mafiques forment

une seule grande intrusion (mPmai4) et plusieurs petits niveaux isolés (mPmai1, 2, 3). Ils forment aussi de nombreuses enclaves, généralement non représentées sur la carte, dans les roches de composition intermédiaire de l'unité mPmai5. Des faciès felsiques et d'autres faciès intermédiaires constituent une petite intrusion dans le secteur du lac Tremblant (mPmai6) et deux grandes intrusions (mPmai7) autour du lac de Maison-de-Pierre; l'extrémité est de ces trois intrusions est déformée par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle. Un isograde de l'orthopyroxène circonscrit l'ensemble des intrusions de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre (figure 2). Cet isograde, de nature thermique, se manifeste par quelques mobilisats à orthopyroxène dans les divers types de métagabbros de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre et dans les métagabbros (M3(I3A)a) en enclaves dans les unités mPmai5 et mPmai7. Il se manifeste aussi par des leucosomes à orthopyroxène dans des orthogneiss granitiques de l'unité mPvat5 (affleurements 1, 2, 4 et 5), en contact avec des mangérites quartzifères (mPmai5).

Faciès mafiques (mPmai1 à mPmai4)

L'unité mPmai1 est constituée de méta-anorthosite qui se présente en enclave dans une mangérite (mPmai5). La méta-anorthosite a une patine gris clair, est complètement recristallisée et renferme quelques clastes de plagioclase. Elle est rubanée avec des métaleuconorites granoclastiques gris clair à amphibole. Ce dernier minéral forme de fines lamines et remplace l'orthopyroxène.

L'unité mPmai2 comprend des métaleuconorites, des métagabbronorites et des métagabbros, très riches, localement, en magnétite : la plus haute valeur de susceptibilité magnétique enregistrée est 220. Les roches sont généralement massives et à grain fin ou très fin, mais d'autres sont à grain moyen avec une texture sub-ophitique ou foliée. Les faciès les plus typiques se trouvent dans le niveau localisé à environ deux kilomètres au sud du lac du Bouleau blanc et les autres forment quelques petits niveaux au milieu des paragneiss de l'unité mPasc8. Tous ces faciès sont injectés de matériel mangéritique ce qui donne aux affleurements un aspect bréchiforme (annexe 1, photo 5). Les injections représentent vraisemblablement des apophyses de l'intrusion de mangérite (mPmai5). Par endroits, les métaleuconorites renferment elles-mêmes des enclaves angulaires à arrondies d'amphibolite suggérant la mise en place de deux générations de faciès mafiques. Au microscope, les plagioclases ($An > 40$) sont zonés et ont une texture prismatique à polygonale. L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont automorphes ou sont complètement recristallisés et ouralitisés. La hornblende se développe en couronne monocristalline ou pluricristalline.

Les métagabbros de l'unité mPmai3 sont caractérisés par la présence de grenat (= 15 %) sur plus de la moitié des affleurements; certains sont riches en apatite (3 %) et en ilménite (7 %). Cette unité forme trois niveaux en bordure de l'intrusion de mangérite (mPmai5) et un autre, au cœur de

cette intrusion. Les roches sont à grain moyen, généralement massives et plus rarement sub-ophitiques. Au microscope, les plagioclases sont localement zonés et le grenat peut former des chaînettes sub-continues autour des minéraux opaques, de l'apatite, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène.

Les métagabbros de l'unité mPmai4 sont massifs, ophitiques ou foliés. Ils se distinguent des autres faciès mafiques par leur litage magmatique, d'épaisseur centimétrique à métrique (annexe 1, photo 6). Le litage est donné par l'alternance de faciès à grain fin et à grain moyen et/ou de faciès leucocrates et mésocrates. Le contact entre les divers faciès est, à certains endroits, transitionnel. Au microscope, les plagioclases ($An > 40$) sont zonés, recristallisés, polygonisés et partiellement scapolitisés. Les clinopyroxènes sont ouralitisés dans certains échantillons.

Tous les métagabbros de la Suite AMCG de la Maison-de-Pierre sont généralement constitués de hornblende, de clinopyroxène, de biotite et, localement, de grenat et de magnétite. Ils sont migmatitiques par endroits : les mobilisats sont sous forme de lits ou de réseau de veines dioritiques, à plagioclase et hornblende \pm clinopyroxène \pm quartz ou plus rarement à plagioclase et orthopyroxène.

Faciès felsiques et intermédiaires (mPmai5, mPmai6, mPmai7)

L'unité mPmai5 est très hétérogène par sa composition, sa texture et ses nombreuses enclaves non représentées sur la carte. Les roches les plus caractéristiques sont des mangérites quartzifères, des charnockites, des opdalites et des jotunités à texture ocellée, foliée, gneissique ou à rares phénocristaux automorphes de feldspath. Leur patine est beige, cassonade ou violacée. Elles sont surtout constituées de biotite, de hornblende, de reliques d'orthopyroxène et, localement, de grenat. La biotite et la hornblende sont localement concentrées dans des schlierens. Les roches les plus déformées sont gneissiques et rubanées avec 15 à 40 % de leucosomes roses granitiques à biotite \pm hornblende \pm grenat ou de rares leucosomes de composition mangéritique.

Près de la moitié des roches de l'unité mPmai5, contiennent de 5 à 35 % d'enclaves mafiques, non représentées sur la carte. Ces enclaves sont surtout constituées d'amphibolite \pm grenat et de métagabbro (M3(I3A)), et d'une moindre quantité de métaleuconorite et de métagabbronorite. La forme des enclaves est angulaire ou arrondie dans les zones les moins déformées. Là où les enclaves sont les plus nombreuses, les affleurements prennent l'aspect d'une brèche d'intrusion (annexe 1, photo 5). Dans les zones les plus déformées, en particulier dans la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle, les enclaves se présentent sous forme de lits tectoniques partiellement ou complètement réorientés.

En plus des enclaves mafiques, 35 % des affleurements de l'unité mPmai5 renferment des enclaves de métasédiments qui n'apparaissent pas sur la carte. Ces enclaves, qui représentent en moyenne 10 % des faciès observés sur chaque

affleurement, comprennent des gneiss calcosilicatés, des quartzites ou des paragneiss quartzofeldspathiques ± grenat rubanés avec des quartzites. Des amas de quartz bleu ont été observés sur un seul affleurement.

Les deux grandes intrusions de composition intermédiaire dans le secteur du lac de la Maison-de-Pierre (mPmai7) comprennent surtout des monzonites quartzifères homogènes, à patine rose, gris-rose, gris violacé ou beige, et quelques monzogranites et monzonites. La patine cassonade sur certains affleurements suggère la présence de faciès mangérites. L'intrusion felsique située près du lac Tremblant (mPmai6) comprend surtout des granodiorites et des tonalites à patine gris clair, gris moyen ou blanche, et quelques monzonites quartzifères, avec des traces de grenat (mPmai6). Les roches de l'unité mPmai6 et mPmai7 sont à biotite et hornblende. Leur texture est surtout oeillée et porphyroïde; un fin liséré d'albite entoure certains phénocristaux de plagioclase. En bordure est des intrusions, la texture est localement protomylonitique. À certains endroits, les roches sont migmatitiques.

Environ 50 % des affleurements contiennent 1 à 10 % de dykes de pegmatite rose à quartz, feldspath et biotite ± magnétite. Ils renferment aussi de nombreuses enclaves de métagabbro (M3(I3A)), de gneiss calcosilicaté, de diopsidite, de quartzite et quelques enclaves de métaléuconorite, de métagabbronorite, d'amphibolite ± grenat, de paragneiss à biotite ± grenat ± sillimanite ± muscovite et de paragneiss quartzofeldspathique à biotite. Les métagabbros en enclaves sont à grain fin ou moyen et à texture massive, ophitique, foliée ou même mylonitique. En général, ils ont été complètement amphibolitisés mais certains contiennent encore du clinopyroxène. D'autres sont très riches en magnétite (susceptibilité magnétique = 167).

Au microscope, les roches les plus caractéristiques de l'unité mPmai7, à savoir les monzonites quartzifères et les monzonites porphyroïdes ou oeillées, contiennent des phénocristaux ou des porphyroclastes de microcline perthitique et, localement, une faible proportion de porphyroclastes de plagioclase légèrement zonés. Les plagioclases se présentent le plus souvent en petits cristaux recristallisés, équi-granulaires et saccharoïdaux et leur contact avec les perthites est marqué par la formation de myrméckite et d'une couronne d'albite autour du plagioclase. La hornblende est vert bouteille ou bleuté et la biotite brun moyen, foncé ou kaki. Le sphène forme une couronne autour des minéraux opaques et l'apatite se présente souvent en grands cristaux prismatiques.

Suite AMCG de Morin (mPmor)

L'intrusion localisée dans le coin nord-est de la carte (mPmor2), dont le nom informel est le pluton de Volvic, est caractéristique des suites AMCG. Elle comprend des mangérites quartzifères à orthopyroxène, hornblende verte, biotite et magnétite ± clinopyroxène, à patine beige et à cassure fraîche, vert foncé. Elle contient aussi des charnockites à

patine cassonade ainsi que des monzonites quartzifères et des monzogranites à biotite, hornblende et magnétite, à patine et couleur gris-rose ou rouge brunâtre. Au cœur du pluton, les roches ne sont pas déformées et se distinguent par leurs phénocristaux parfaitement automorphes de plagioclase et de microcline (1 à 4 cm de longueur). Les phénocristaux soulignent une foliation magmatique dont l'orientation est aléatoire ou mimétique de la foliation tectonique régionale. Les affleurements sont relativement homogènes et peu fracturés; les plus hétérogènes renferment moins de 5 % de schlierens de biotite et d'amphibolite, de veines de quartz, de dykes et d'enclaves granitiques, et/ou d'enclaves d'amphibolite.

Les roches les plus déformées sont généralement observées en bordure du pluton; elles ont été affectées par le cisaillement de Kinonge-Labelle. Leur texture est oeillée, foliée, gneissique migmatitique ou mylonitique; le quartz et les phénocristaux de feldspath sont plus ou moins étirés.

Au microscope, les phénocristaux de plagioclase sont légèrement zonés et localement antiperthitiques : leurs bordures ont développé une texture en mortier. Les phénocristaux de microcline sont micropethitiques; certains ont fortement corrodé des plagioclases dont les restes ressemblent à des inclusions. Des myrméckites se forment au contact des cristaux de microcline et de plagioclase. L'orthopyroxène est entouré d'une couronne d'amphibole, remplacé par de la biotite, ou partiellement à complètement recristallisé. L'allanite fait partie de certaines roches.

Monzogranite de Brockaby (mPbro)

L'unité mPbro1 et l'unité mPbro2 regroupent deux types de monzogranite sous le nom lithodémique de Monzogranite de Brockaby, du lac du même nom localisé dans la partie nord-ouest de la carte. L'unité mPbro2 remplace l'unité équivalente mPvat4 de la Suite intrusive de Vaillant décrite dans la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001). Un nouveau nom était nécessaire pour regrouper ces roches qui, d'après les relations de terrain, sont beaucoup plus jeunes que toutes les autres roches de la Suite intrusive de Vaillant.

L'unité mPbro1 comprend des métatexites roses, équi-granulaires, hololeucocrates, gneissiques et rubanées de composition monzogranitique et hyper-alumineuse. Les métatexites renferment des restites à sillimanite (10 à 100 %) sous forme de lits (0,3 à 3,0 cm d'épaisseur), de lentilles et de schlierens (annexe 1, photo 7). Elles forment trois niveaux coincés entre les paragneiss de la suite métamorphique de L'Ascension (mPasc7, mPasc8) et les gneiss gris de Lacoste (mPlac2), et un quatrième, localisé entre les paragneiss (mPasc8) et une intrusion de monzonite quartzifère (mPmai7) dans la partie nord de la carte. Ces quatre niveaux contiennent moins de 10 % de muscovite, de biotite, de sillimanite, de grenat et de magnétite; localement, ils renferment des traces d'hématite et d'épidote.

Dans le niveau localisé dans la partie nord de la région, les métatexites sont gneissiques, rubanées ou massives, et

leur granulométrie varie de fin à grossier. En plus des schlierens de sillimanite, elles contiennent des poches de muscovite, des schlierens de biotite, des amas ou des dykes de pegmatite et de granite ainsi que des enclaves de paragneiss et de métagabbro. Les enclaves de paragneiss contiennent de la biotite et/ou de la muscovite, du grenat et de la sillimanite. Les pegmatites sont à hématite, magnétite et allanite. Les métagabbros contiennent de la hornblende, du clinopyroxène et du grenat. Une métatexite monzogranitique typique examinée au microscope contient du microcline grenu (50 %), partiellement recristallisé et concentré dans des lamines, du quartz allongé et du plagioclase non maclé et kaolinisé. Le quartz et le plagioclase soulignent la foliation tout comme la biotite, la muscovite et la sillimanite. La muscovite est poeciloblastique ou remplace localement la sillimanite. Dans une roche moins foliée, le microcline est légèrement crytoperthitique, le plagioclase est hématitisé et la muscovite se développe en cristaux poecilitiques ou en petits cristaux en bordure de la biotite ou au contact de l'opaque et du microcline.

Les monzogranites les plus caractéristiques de l'unité mPbro2 sont roses, équigranulaires, homogènes, holecocrates, massifs et à grain fin; ils se présentent souvent sous forme de d'amas et de dykes. Leur texture peut être aussi très légèrement foliée ou hétérogène là où des faciès à grains fins à pegmatitiques s'entremêlent. Les monzogranites contiennent de la biotite (5-10 %), de la muscovite (traces à 3 %) et de l'allanite (traces à 5 %). Ces roches sont identiques aux monzogranites de l'unité mPvat4 de la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001) et, mis à part la couleur, elles ressemblent beaucoup aux granites blancs de Lanthier de la région de L'Ascension dont l'âge minimum $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 1143 ± 55 Ma (Hébert et Nantel, 1999). Des évidences de fusion partielle de paragneiss feldspathique à biotite et de quartzite feldspathique ont été signalées dans les monzogranites de la partie nord-ouest de la région du lac de la Maison de Pierre (annexe 1, photo1) comme dans les roches de l'unité mPvat4 de la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001) et dans les granites de Lanthier (Hébert et Nantel, 1999). Là où les enclaves de paragneiss ou de quartzite feldspathiques sont abondants, la roche correspond à une diatexite.

L'horizon de monzogranite (mPbro2) situé le long de la rive est du lac des Îles est beaucoup plus hétérogène que les autres. On y observe autant d'orthogneiss migmatitiques de l'unité mPvat3 de la Suite intrusive de Vaillant que de monzogranite rose qui les recoupe sous forme de masse intrusive ou de dyke. Les orthogneiss contiennent eux-mêmes des enclaves d'amphibolite et sont rubanés avec des leucosomes à quartz, feldspath ± hornblende ± grenat.

Au microscope, des textures de déformation sont évidentes dans les monzogranites (mPbro2) alors qu'elles ne l'étaient pas sur le terrain. Le microcline et le plagioclase sont recristallisés en cristaux polygonaux, interlobés ou saccharoïdaux. Dans certains échantillons, il reste de grandes plages de microcline légèrement perthitiques et de grands

prismes de plagioclase à peine zonés. Dans tous les échantillons, le plagioclase est séricitisé, développe une couronne monocristalline d'albite, en continuité optique, au contact du microcline ou est corrodé par le quartz et le microcline. La biotite est trapue ou effilochée, peu ou pas chloritisée, et franchement ou modérément parallèle à la foliation. Dans un cas, son allongement est oblique par rapport à la muscovite poeciloblastique. Il existe un autre type de muscovite : celle-ci est tardive et se présente en cristaux effilochés dans le plagioclase ou autour de la biotite et des minéraux opaques. Certains échantillons contiennent jusqu'à 5 % de sphène en grands cristaux sub-automorphes ou automorphes, plus ou moins parallèles à la foliation. Les minéraux accessoires sont constitués d'apatite, de zircon parfois zoné, d'allanite, de minéraux opaques et rarement d'épidote. L'allanite induit des fractures radiales à la fois dans le quartz et le feldspath encaissant.

LITHOLOGIE

Tout au long du rapport des mentions à certaines unités inscrites dans la légende lithologique ont été fournies. Cependant l'unité d'orthogneiss charnockitique et monzogranitique (M3(I1P)a) demande une description plus détaillée étant donnée son étendue.

Orthogneiss charnockitique et monzogranitique (M3(I1P)a)

Ces orthogneiss sont déformés et complètement recristallisés, rendant toute corrélation difficile avec d'autres unités. Wynne-Edwards (1966) les a décrit comme des granulites quartzofeldspathiques leucocrates à patine grise, beige ou verte passant graduellement, par endroits, à des gneiss granitiques leucocrates roses cataclastiques. Cette description correspond bien aux roches de l'unité M3(I1P)a, cependant il ne fait pas de doute que certains orthogneiss, comme ceux localisés dans une bande de 2 km au-delà de l'isograde de l'orthopyroxène de la rivière Lenoir, présentent certaines ressemblances avec les gneiss gris de la Suite intrusive de Lacoste. D'ailleurs, l'extension sud de l'unité M3(I1P)a, dans la carte 31J/10, correspond à des gneiss gris. Les orthogneiss localisés dans la bande de 2 km sont des diorites à biotite ou à hornblende et clinopyroxène, à patine gris moyen, comprenant ici et là des niveaux décimétriques à métriques d'amphibolite à biotite, clinopyroxène et magnétite (susceptibilité magnétique = 74 à 144).

Mais en général, les roches de l'unité M3(I1P)a sont des orthogneiss charnockitiques, massives, foliées ou mylonitiques, à orthopyroxène ± clinopyroxène ± hornblende ± magnétite ± grenat, à patine beige ou gris clair, et des orthogneiss monzogranitiques, gris-rose, beige ou brunâtre à biotite et magnétite ± hornblende. Sur deux tiers des

affleurements, les orthogneiss sont interlités avec des niveaux ou des lentilles d'amphibolite, de métagabbro et plus rarement d'orthogneiss à plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène (annexe 1, photo 8); les valeurs de susceptibilité magnétique relative varient entre 38 et 142. Les amphibolites et les métagabbros contiennent entre 5 à 10 % de leucosomes constitués de feldspath, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de hornblende \pm quartz.

Au microscope, on observe entre autres quelques grands cristaux de hornblende, de clinopyroxène ouralitisé, de plagioclase antiperthitique et de microcline micro à mésoperthitique baignant dans une mésostase polygonisée de quartz, de microcline, de plagioclase, de clinopyroxène non ouralitisé et de hornblende.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région du lac de la Maison de Pierre a été affectée par au moins deux phases de plissement (P_1 et P_2) et par deux zones de déformation majeure, la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (ZCK-L) et la Zone de cisaillement de Taurau (ZCT, figures 1 et 2). Elle comporte très peu d'évidences de structures cassantes mise à part celles observées le long de certains plis-failles (carte SIGÉOM et figure 2).

La foliation, le rubanement souligné par l'alternance de paragneiss de composition différente (gneissosité), le rubanement migmatitique et le litage tectonique sont les principaux éléments planaires mesurés et utilisés pour le traitement statistique des résultats (figure 4). Le même traitement a été appliqué aux éléments linéaires qui comprennent : les linéations minérales, données par la biotite, la hornblende, la sillimanite et le feldspath; les linéations d'étirement, marquées surtout par le quartz; et les linéations définies par les axes de plis (figure 4).

La région a été subdivisée en huit sous-domaines tectoniques (figure 3) d'après différentes familles de linéations minérales et de linéations d'étirement. Les sous-domaines I à VII sont des subdivisions du Domaine de Baker, un domaine lithotectonique défini dans le feuillet 31J/14.

Plis

Sous-domaine I

Un horizon repère de paragneiss à sillimanite a permis de tracer un système de plis à trace de crête NNE-SSW qui a affecté le sous-domaine I (figure 3). Les plis sont déjetés à déversés vers l'ouest avec des axes à faible plongement vers le NNE ($010/8^\circ$, figure 4), ou le SSW ($197/6^\circ$, figure 4). Une figure d'interférence de Type 3 (Ramsay, 1967; annexe 1, photo 9) suggère que ces plis reprennent une phase de

déformation antérieure; ils sont donc qualifiés de plis P_2 . Cependant, l'attitude du plan axial des plis P_2 mesurée sur la figure d'interférence est de $045/90^\circ$.

Les mesures des éléments planaires sont distribuées sur une ceinture (figure 4) dont le pôle P_2 ($204/7^\circ$) correspond au maximum des linéations d'étirement et des linéations minérales ($192/13^\circ$) et à la direction maximum des axes de plis mesurés sur le terrain (197°). Le parallélisme entre ces différents éléments linéaires suggère que les axes de plis 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 »). Si tel est le cas, la figure d'interférence décrite ci-dessus est probablement localisée dans une zone de déformation moins intense.

Sous-domaines II et III

Les mesures planaires des sous-domaines II et III sont distribuées sur deux ceintures, ce qui rend les données difficiles à interpréter. Ce type de distribution est vraisemblablement le reflet d'une tectonique superposée au même titre que : la figure d'interférence de Type 2 observée dans des paragneiss interlités avec des quartzites (annexe 1, photo 10); la figure d'interférence du lac Castelnau dessinée à l'échelle de la carte dans la partie sud du sous-domaine III (figures 2 et 3); les deux systèmes de plans axiaux, N-S et ESE-WNW, mesurés dans la partie nord du sous-domaine III. D'après la figure d'interférence observée dans les paragneiss (annexe 1, photo 10), les plans N-S correspondraient à la deuxième phase de plissement (P_2). D'après la figure d'interférence de Type 2 du lac Castelnau, la direction de l'axe de pli de la première phase (P_1) serait E-W. Deux phases de plissement, plis à axe E-W repris par des plis à plan axial N-S, ont aussi été identifiées dans la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001). La majorité des axes de plis mesurés sur le terrain dans le domaine III sont de direction N-S avec une faible plongée vers le sud ($186/26^\circ$, figure 4); ils appartiennent probablement aux plis P_2 . Vu que ces axes coïncident avec les linéations d'étirement et les linéations minérales, il s'agit probablement de plis de type « a ».

Sous-domaine IV

Les éléments planaires sont distribués sur une ceinture orientée SE-NW dont le pôle ($p = 218/24^\circ$, figure 4) représenterait l'axe d'une mégastructure oblique par rapport aux linéations minérales mesurées sur la sillimanite ($165/6^\circ$; figure 4), mais sensiblement parallèle aux linéations d'étirement soulignées par le quartz ($193/24^\circ$). Les linéations d'étirement représentent la projection de la direction d'allongement fini sur le plan de glissement, en l'occurrence le plan de foliation, tandis que les linéations mesurées sur la sillimanite représentent probablement la direction d'allongement fini sur un plan S légèrement oblique par rapport au

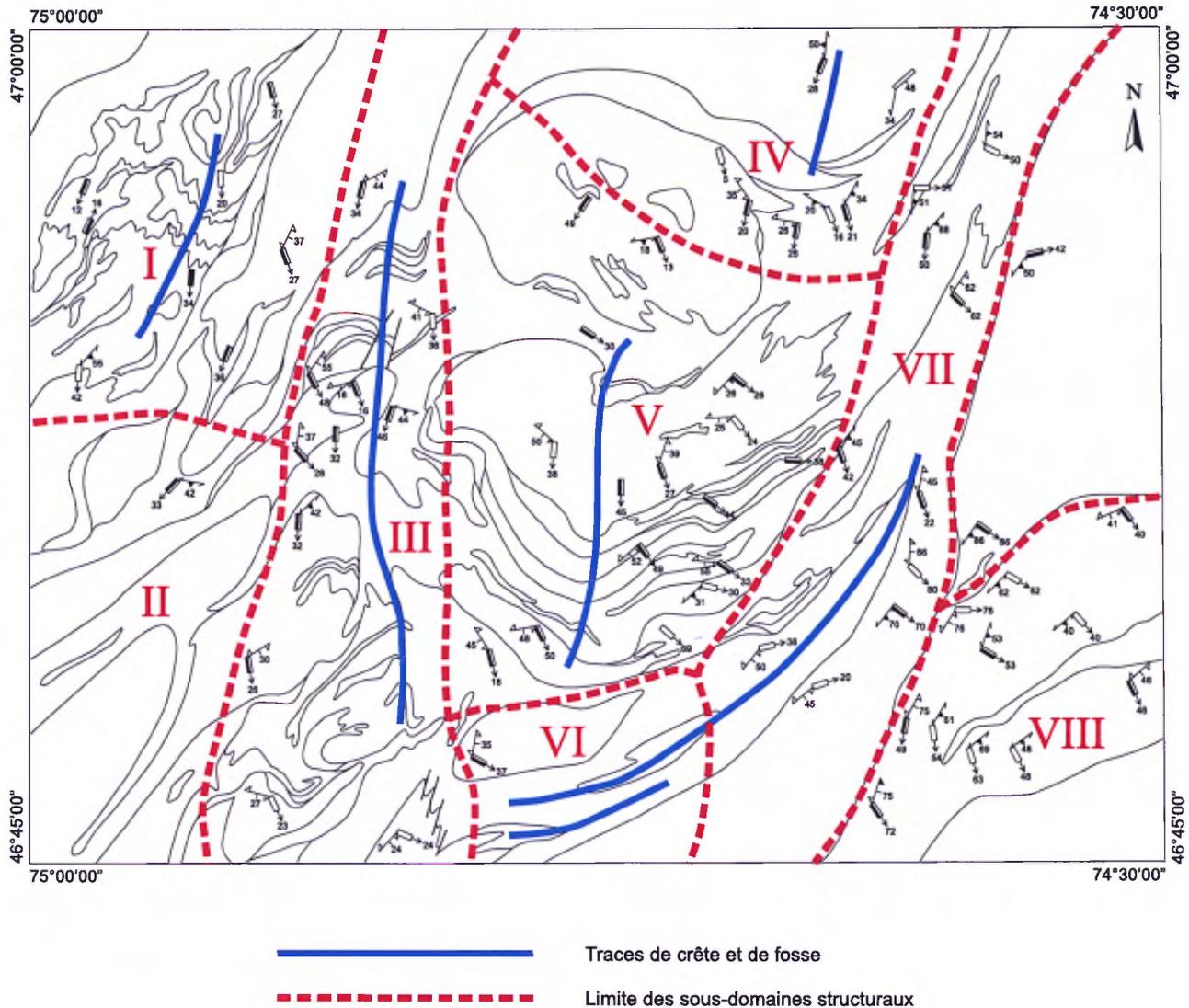


FIGURE 3 - Limite des sous-domaines structuraux avec les principales linéations minérales et linéations d'étirement.

plan C. La mégastructure étant oblique par rapport à la direction principale de l'allongement fini, la réorientation dans la direction de transport serait incomplète. Ceci traduirait une intensité moindre de la déformation par rapport à celle observée dans les sous-domaines précédents.

Sous-domaine V

Comme dans le sous-domaine III, autant les paragneiss que les roches intrusives ont été affectés par un pli dont la trace de crête est orientée N-S (figure 3). Ce pli appartient vraisemblablement à la phase P_2 . Le pôle P_2 de la ceinture des éléments planaires est orienté à 149° avec un plongement de 42° (figure 4), ce qui est à peu près équivalent à la valeur moyenne des linéations d'étirement et des linéations minérales ($162/22^\circ$) et, grossièrement, à celle des axes de plis ($141/46^\circ$). Le parallélisme entre axe et linéation d'étirement suggère que ce pli est de type « a ».

Sous-domaine VI

Les mesures planaires sont distribuées le long d'une ceinture dont le pôle P_1 (figure 4) plonge très légèrement vers l'est. Ce type de ceinture suggère des plis isoclinaux fortement déversés vers le nord. Les axes de plis mesurés sur le terrain ($84/17^\circ$, figure 4) coïncident avec le pôle de la ceinture. Ces plis isoclinaux correspondraient à la phase de plissement P_1 (axe de pli orienté E-W) si l'on se base sur la figure d'interférence du lac Castelnau (sous-domaine III). Le sous-domaine VI serait donc en partie à l'abri de la déformation P_2 .

Sous-domaine VII

Le sous-domaine VII couvre la partie ouest de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (figure 3). Les structures planaires déterminent une structure homoclinale à fort

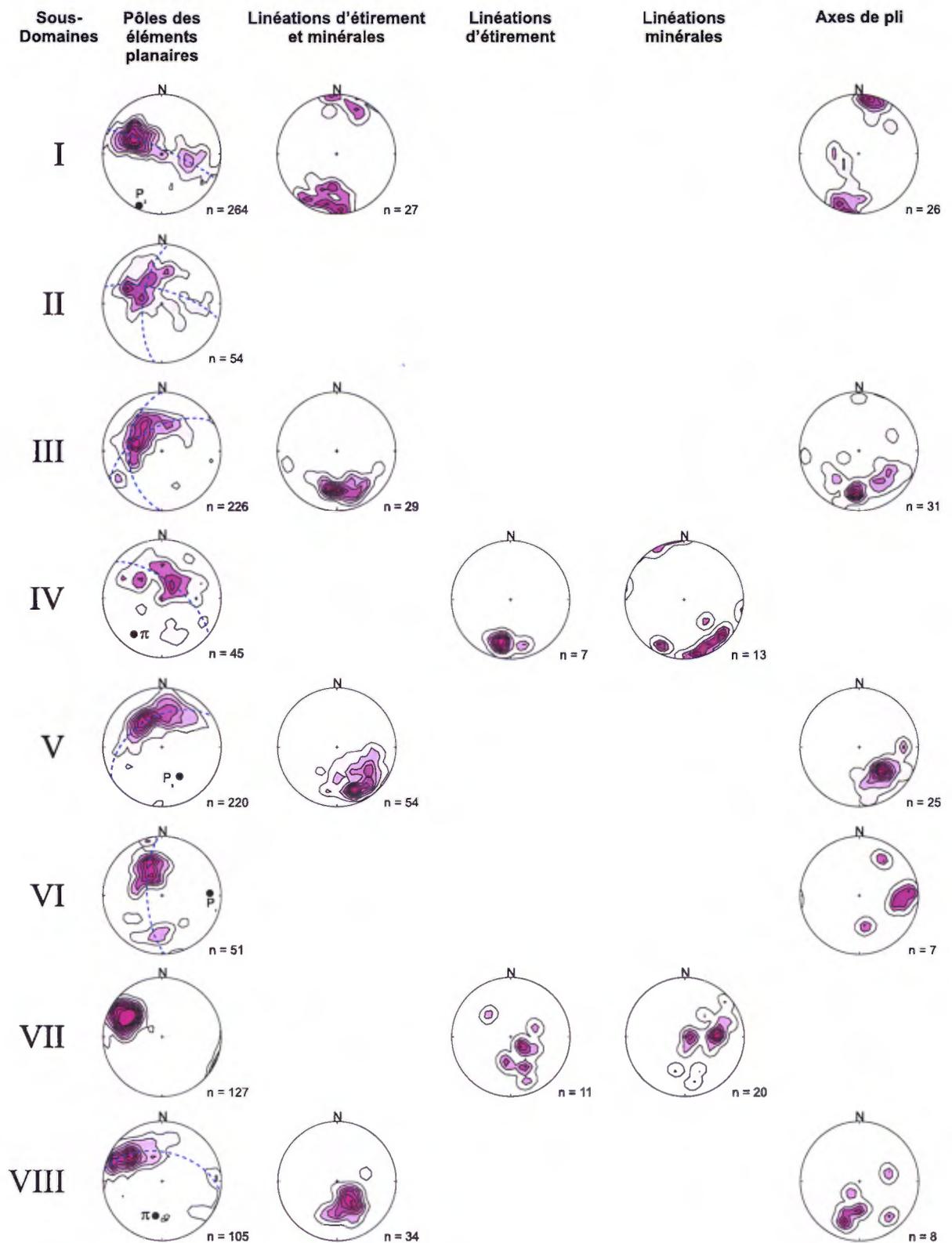


FIGURE 4 - Projections stéréographiques équiennes sur l'hémisphère inférieur des mesures planaires (foliation secondaire, gneissosité et rubanement tectonique) et linéaires de la région du lac de la Maison de Pierre (n = nombre de données). Contours suivant la méthode statistique gaussienne avec K = 100 de Robin et Jowett (1986).

pendage SE. Les linéations d'étirement mesurées sur ces plans sont à direction et à plongée très variables avec une tendance à plongée vers le SSE. Les linéations minérales sont surtout orientés à 90° avec des plongées de moyennes à fortes. Les variations des mesures de linéation reflètent l'existence de structures préexistantes.

Sous-domaine VIII

La ceinture partielle des structures planaires (figure 4) représente la portion de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle à pendage ESE et la portion de cette zone, à pendage SE, qui s'incurve vers l'est pour rejoindre la Zone de cisaillement de Taureau (figures 1 et 2). Le pôle de cette ceinture ($\delta = 191/40^\circ$, figure 4) correspond au maximum des axes de plis (201/30°) mais diffère du maximum des linéations d'étirement et des linéations minérales (143/46°).

Zones de cisaillement

La partie ouest de la région est traversée par plusieurs cisaillements centimétriques tandis que la partie est comprend deux zones de cisaillement majeures (figures 1 et 2) : celle de Kinonge-Labelle, d'orientation NNE-SSW (appelée aussi Zone de cisaillement de Labelle, Rivers *et al.*, 1989) avec une virgation vers l'est et celle de Taureau (Martignole et Friedman, 1998) d'orientation E-W (figures 1 et 2). L'âge minimum de ces deux zones est le même soit 1078 ± 6 Ma et 1074 ± 4 Ma, respectivement (Martignole et Friedman, 1998).

La Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle s'étend de part et d'autre de l'isograde de l'orthopyroxène de la rivière Lenoir. Dans la portion ouest de cette zone, c'est-à-dire dans le sous-domaine VII (figure 3), les linéations d'étirement et les linéations minérales sont de direction variable (figure 4) mais dans la portion est, c'est-à-dire dans le sous-domaine VIII (figure 3), ces linéations plongent vers le SE (figure 4). À l'endroit où la zone coïncide avec l'isograde d'orthopyroxène, la zone est subverticale avec un fort pendage vers le SE et quelques linéations d'étirement à très forte plongée. Des structures C/S, des plis, des feldspaths sigmoïdes et des boudins asymétriques concordent avec une composante senestre de mouvement apparent. Comme les roches les plus métamorphisées se trouvent au toit, la zone de cisaillement aurait aussi une importante composante de chevauchement, ce qui implique un déplacement du Terrane de Morin vers le NW. Ceci est en accord avec les observations dans d'autres portions de la zone (Martignole et Friedman, 1998).

Dans la région du lac de la Maison de Pierre, la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle est à l'origine : de la recrystallisation des orthogneiss charnockitiques (M3(IIP)a); des petites zones de cisaillement en bordure du pluton Volvic (mPmor2); du rubanement tectonique bien marqué dans les orthogneiss de la Suite intrusive de Lacoste; de la gneissification des monzonites porphyroïdes de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre. Elle est aussi associée à la formation de

petites zones de cisaillement, de mylonite et de protomylonite à travers la zone.

La Zone de cisaillement de Taureau (ZCT) marque la limite nord du Terrane de Morin (figure 1). Dans le feuillet 31J/15, elle est à pendage moyen vers le sud avec une linéation à plongée SE et un sens de déplacement inverse dextre (affleurement 1302, UTM : 536168E, 5189058N). Elle se poursuit vers l'est, dans la carte adjacente, où elle est à pendage SW (figure 1).

Des indicateurs cinématiques senestres ont été systématiquement relevés à partir de la longitude 74°35' jusqu'à la longitude 74°50', ou autrement dit, jusqu'à la trace de crête N-S située dans le sous-domaine III (figure 3). À l'ouest de cette trace, huit indicateurs cinématiques sur dix (C/S, feldspaths sigmoïdes dans des mobilisats, boudins) concordent avec une composante dextre de mouvement apparent (annexe 1, photo 4), comme le long de la Zone de cisaillement de Beauregard (ZCB, figure 2), une zone qui sépare les paragneiss mPasc7 des métatexites monzogranitiques à sillimanite (mPbro1). Un même événement tectonique est probablement à l'origine de la ZCB et de la Zone de cisaillement de Lièvre (Nantel, 2001) à décrochement également dextre, localisée dans le feuillet 31J/14 (figure 1). Les cisaillements correspondant aux flancs de plis très étirés, observés près de ZCB, seraient aussi reliés à cet événement comme les plis à flancs étirés du sous-domaine tectonique V de la région de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001).

Déformation cassante

Il existe peu d'évidences de déformation cassante précoce : quelques brèches cassantes ont été observées en association avec les plis-failles du sous-domaine III. Dans l'une des brèches (affleurement 3146, UTM : 512183E, 5194878N) des lits de quartzite, de paragneiss à biotite et de mobilisat prennent l'aspect de blocs décimétriques entre lesquels il y a eu fluage du matériel paragneissique (annexe 1, photo 11). Cette déformation cassante a eu lieu non seulement après le plissement mais aussi après l'événement migmatitique. La formation de pseudotachylites (affleurement 126, UTM : 509996E, 5195607N) pourrait aussi être reliée à ces plis-failles.

LITHOGÉOCHIMIE

Au total, 49 roches intrusives felsiques, intermédiaires et mafiques ont été soumises au laboratoire de COREM. Les éléments majeurs ainsi que le Ga, Nb, Rb, Sr, Y, et Zr ont été analysés par fluorescence-X, les terres rares et les autres éléments traces, par activation neutronique. Les résultats des analyses sont consignés dans la banque SIGÉOM et les numéros de terrain des échantillons analysés sont fournis à l'annexe 2.

L'analyse lithogéochimique qui suit sert à comparer les diverses suites intrusives et à déterminer les environnements paléotectoniques qui prévalaient lors de leur mise en place. Ces environnements ont été déduits à partir des diagrammes multi-éléments et des diagrammes de discrimination tectonique. Les conclusions concernant les roches mafiques sont cependant discutables, les diagrammes étant conçus pour les roches volcaniques.

Roches mafiques

Les roches mafiques analysées ont été réparties en cinq types à savoir les types ASC, LAC1, LAC2, MAI24 et MAI3 (voir légende de la figure 5). Le type ASC représente des niveaux d'amphibolite à grenat (M16b) et de métagabbro (M3(I3A)) intercalés dans les paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension. Les types LAC1 et LAC2 regroupent des orthogneiss dioritiques et des amphibolites de la Suite intrusive de Lacoste. Le type LAC1 provient de l'unité mPlac1, au sud-ouest du lac Beaugard, et le type LAC2 provient de niveaux intercalés dans l'unité mPlac2, le long de la rivière Rouge. Le type MAI24 comprend des métagabbros des unités mPmai2 et mPmai4 de la Suite intrusive de Maison-de-Pierre ainsi qu'un métagabbro (M3(I3A)) intercalé dans les orthogneiss monzogranitiques de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat3). Enfin, le type MAI3 regroupe des métagabbros riches en ilménite (= 7 %), en apatite (3-5 %) et en grenat (5-15 %) de l'unité mPmai3.

D'après la composition normative (figure 5a) et les teneurs en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par rapport à SiO_2 (figure 5b), la majorité des roches mafiques correspond au champ des gabbros et des diorites; quelques échantillons du type MAI24 tombent dans le champ des monzogabbros et des monzodiorites. Toutes les roches mafiques sont méta-alumineuses (figure 5c). Les roches du type MAI3 se distinguent par leurs teneurs élevées en TiO_2 (~ 4 %), en FeO , (17-21 %) et en P_2O_5 (1-2,5 %) de par leur proportion plus grande en ilménite et en apatite.

D'après les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*, Pearce, 1983), les roches mafiques de types ASC, LAC1 et LAC2 sont équivalents (figures 6a et 6b). Les éléments du segment Nb-Yb forment un profil semblable à celui des MORB. Les éléments du segment Sr-Th sont enrichis par rapport aux autres éléments. En se basant sur le caractère immobile du Th, cet enrichissement est vraisemblablement d'origine magmatique. Par conséquent, la signature MORB du segment Nb-Yb combinée à la signature enrichie du segment Sr-Th suggèrent un environnement paléotectonique de type arc insulaire (Pearce, 1983; Creaser *et al.*, 1999).

Par rapport aux spectres ASC, LAC1 et LAC2 (figures 6a et 6b), les spectres multi-éléments des roches mafiques du type MAI24 (figure 6c) montrent : un profil à plus forte pente en ETR; un enrichissement en la majorité des ETR et des éléments du segment Sr-Th; une anomalie négative prononcée en Nb; et quelques anomalies négatives en Zr et

Hf. Bien que ces caractéristiques géochimiques correspondent à une signature de basalte calco-alcalin d'arc continental (Pearce, 1983; Creaser *et al.*, 1999), un tel environnement n'est pas compatible avec les roches du type MAI24. En effet, ces dernières présentent plutôt des caractéristiques de terrain et des teneurs en éléments majeurs semblables aux roches de suite anorogénique AMCG (Corrigan et Hanmer, 1997), plus précisément aux jotunités primitives de la suite jotunitique de Vander Auwera *et al.* (1998).

Les spectres multi-éléments des roches mafiques du type MAI3 (figure 6d) présentent des anomalies négatives en Nb et de faibles anomalies négatives en Zr-Hf. Cependant, comparativement aux trois autres types (figures 6a, 6b et 6c), ils se distinguent surtout par de fortes anomalies positives en P_2O_5 et un enrichissement global en éléments du segment Ce-Yb. L'enrichissement en ETR, en Y et aussi en Th est sans doute relié à la grande quantité d'apatite dans les roches. À cause de cette quantité d'apatite et aussi d'ilménite, les roches de type MAI23 ont une composition qui ne représente pas celle d'un liquide; par conséquent, ces roches ne peuvent être classées dans un environnement paléotectonique. En fait, les roches du type MAI3, comme celles du type MAI24, sont typiques des roches de la suite jotunitique de Vander Auwera *et al.* (1998), d'après leurs teneurs en éléments majeurs, et sont particulièrement typiques des roches du type FTP, c'est-à-dire des roches riches en Fe, Ti et P, associées avec des anorthosites massives (Owens et Dymek, 1992).

Des diagrammes de discrimination tectonique ont été appliqués à tous les types de roches mafiques sauf au type MAI3 pour les raisons données ci-dessus. Dans les diagrammes $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$ (figure 7a), les données des types ASC, LAC1 et LAC2 sont regroupées dans le champ « B » qui représente trois environnements tectoniques. Dans les diagrammes $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}$ (figure 7b) et $\text{TiO}_2\text{-MnO}^*10\text{-P}_2\text{O}_5^*10$ (figure 7c), les données chevauchent le champ des basaltes d'arc insulaire et celui des basaltes de dorsale océanique. Dans le diagramme de discrimination des basaltes $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}$ (figure 7b), qui permet également de différencier ceux d'origine océanique (champ AO) de ceux d'origine continentale (champ AC), les roches ASC, LAC1 et LAC2 chevauchent la ligne de partage des deux champs ($\text{Zr}/\text{Y} = 3$).

En conclusion, d'après les diagrammes de discrimination tectonique et les diagrammes multi-éléments, les roches mafiques des types ASC, LAC1 et LAC2 présentent à la fois une signature géochimique de basalte d'arc insulaire et une signature de dorsale océanique. À titre de comparaison, des roches mafiques avec ces deux types de signature, ont été interprétées comme faisant partie de bassins d'arrière-arc (Donato, 1991). Les roches mafiques ASC, LAC1 et LAC2 pourraient donc représenter des basaltes mis en place dans un tel contexte.

Dans le diagramme $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$ (figure 7a), les roches du type MAI24 ont des compositions qui chevauchent le champ des basaltes intraplaques et celui des basaltes calco-alcalins. D'autre part, elles occupent le champ intraplaque

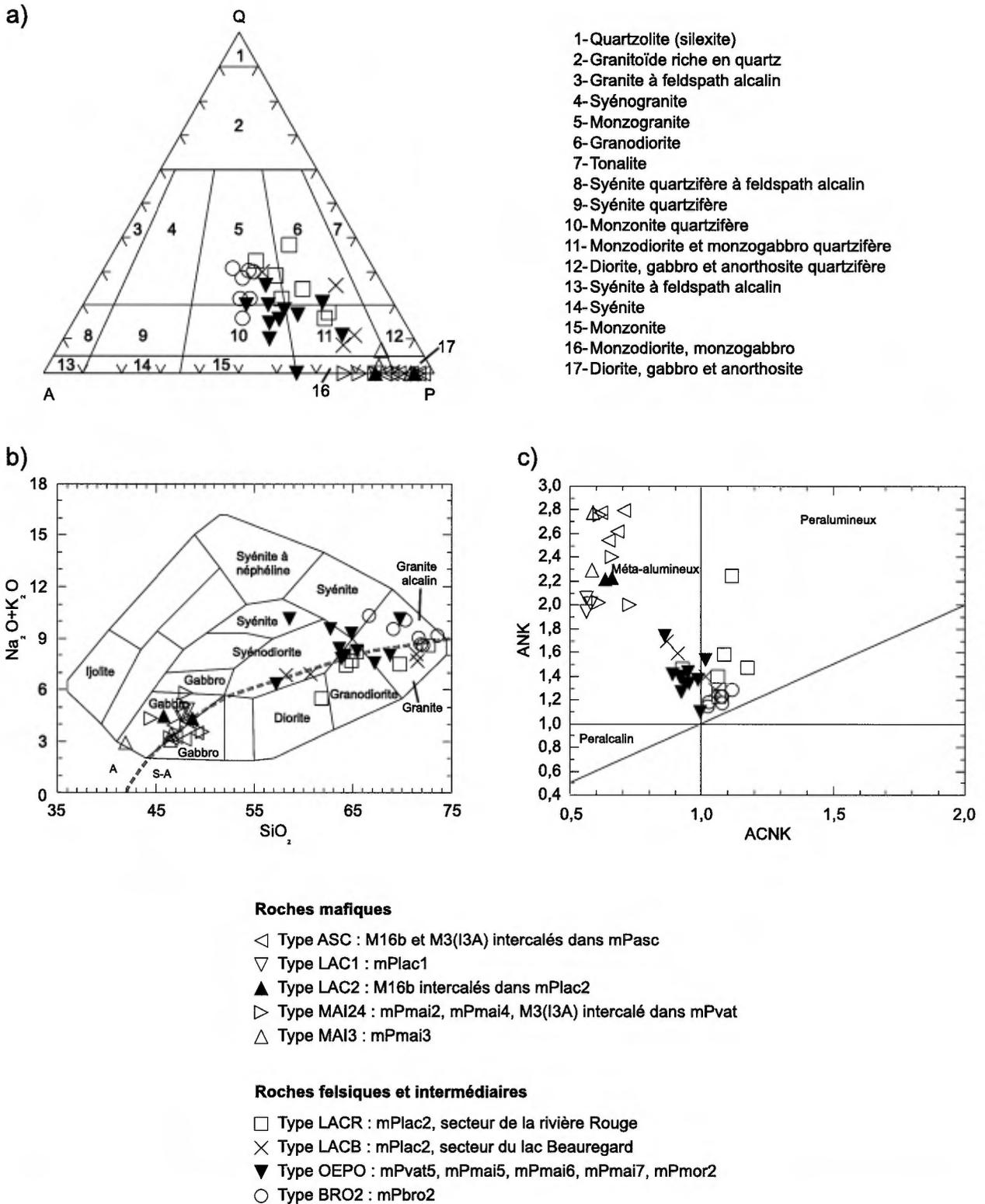


FIGURE 5 - Classification de toutes les roches analysées de la région du lac de la Maison de Pierre. (a) Composition normative reportée dans le diagramme QAP (Streckeisen, 1976). (b) Diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 (Cox *et al.*, 1979); ligne séparant le champ des roches alcalines (A) des roches sub-alcalines (S-A) d'après Miyashiro (1978). (c) Diagramme ANK - ACNK (Maniar et Piccoli, 1989).

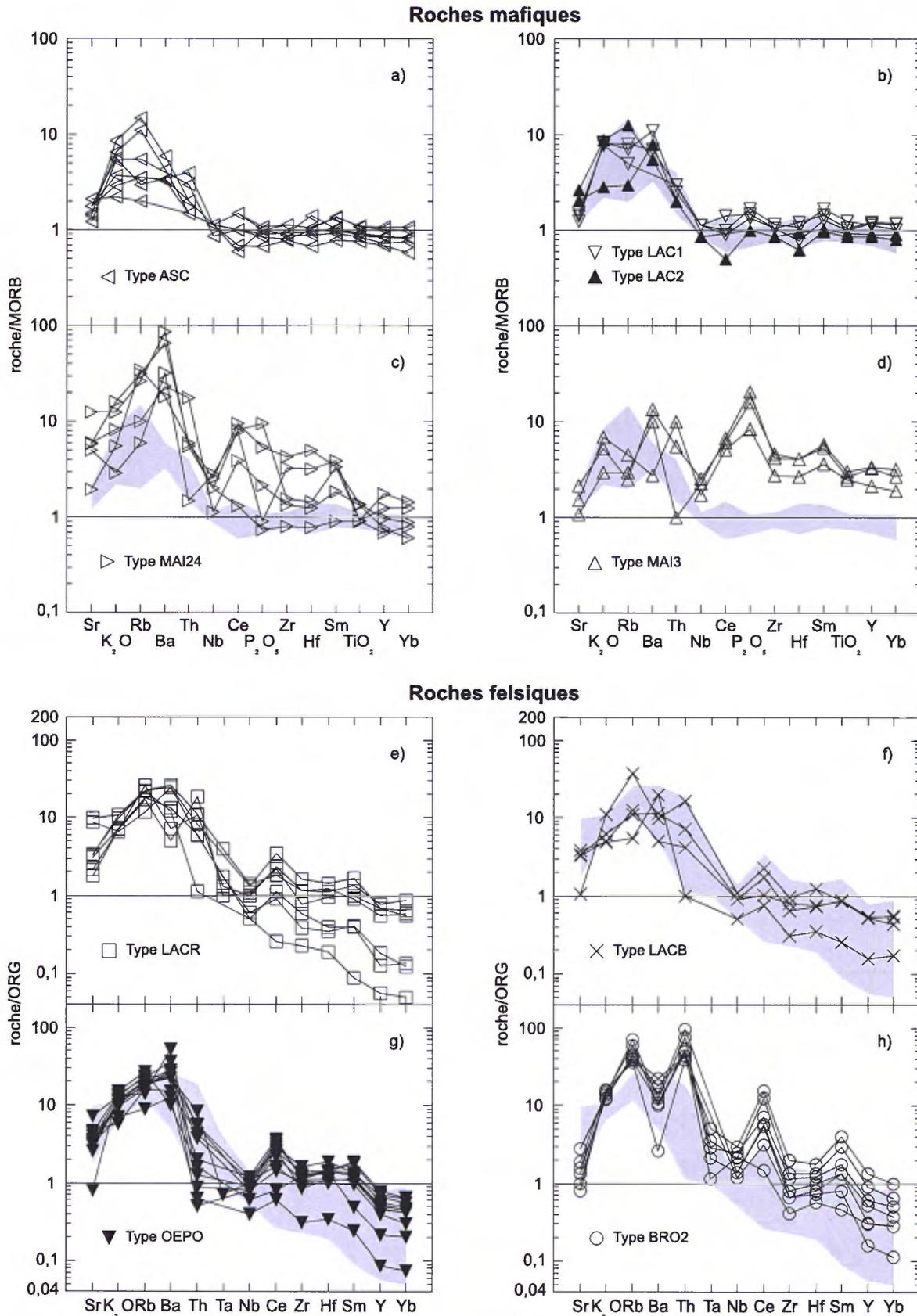


FIGURE 6 - (a, b, c, d) Diagrammes multi-éléments des roches mafiques, normalisés par rapport aux MORB (Pearce, 1983). La trame du spectre de la figure 6a est reportée sur les figures 6b, 6c et 6d. (e, f, g, h) Diagrammes multi-éléments des roches felsiques, normalisés par rapport aux ORG (Pearce *et al.*, 1984); la trame du spectre de la figure 6e est reportée sur les figures 6f, 6g et 6h. (Voir figure 5 pour l'identification des symboles et des types de roches).

dans le diagramme Zr/Y-Zr (figure 7b). Un tel milieu est compatible avec leur appartenance à une suite AMCG mais en désaccord avec leur signature de basalte calco-alcalin déduit à partir des diagrammes multi-éléments.

Roches felsiques et intermédiaires

Les roches felsiques analysées ont été groupées en quatre types à savoir : les orthogneiss de la Suite intrusive de Lacoste du secteur de la rivière Rouge (type LACR); les orthogneiss de la Suite intrusive de Lacoste du secteur du lac Beauregard (type LACB); les roches felsiques à texture ocellée ou porphyroïde (type OEPO) de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat5), de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre (mPmai5, mPmai6 et mPmai7) et de la Suite intrusive AMCG de Morin (mPmor2); et enfin les monzogranites roses, équigranulaires, de Brockaby (type BRO2).

Les compositions normatives QAP (figure 5a) indiquent que les roches analysées correspondent surtout à des monzogranites, à des monzonites quartzifères et, dans une moindre mesure, à des granodiorites et des monzodiorites quartzifères. Les types LACR, LACB et OEPO ont des teneurs équivalentes en SiO_2 mais les types LACR et LACB sont moins riches en $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ que le type OEPO (figure 5b). Les types OEPO et BRO2 ont le même contenu en $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ mais le type OEPO est généralement moins riche en SiO_2 que le type BRO2 (figure 5b). Les types LACR et LACB sont à la fois méta-alumineux et peralumineux alors que le type OEPO est méta-alumineux et le type BRO est peralumineux (figure 5c).

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux ORG (*Ocean Ridge Granites*, Pearce *et al.*, 1984; figures 6e à 6h), les spectres roches du type LACR et ceux du type LACB sont identiques (figure 6e et 6f). Les éléments

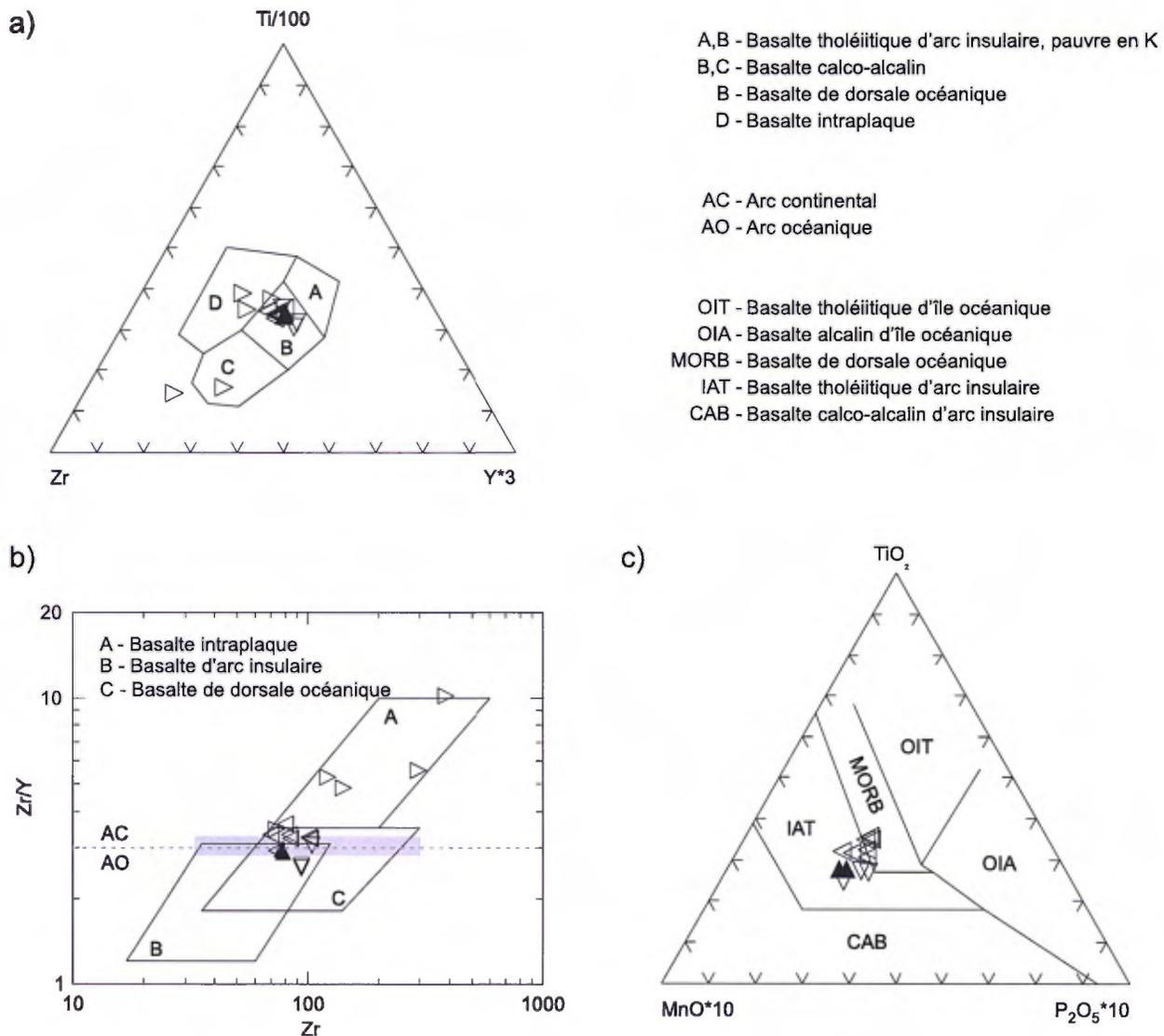


FIGURE 7 - Environnement tectonique des roches mafiques. (a) Diagramme ternaire $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - \text{Y}^*3$ (Pearce et Cann, 1973). (b) Diagramme $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}$ (Pearce et Norry, 1979; Pearce, 1983) (c) Diagramme $\text{TiO}_2 - \text{MnO}^*10 - \text{P}_2\text{O}_5^*10$ (Mullen, 1983). (Voir figure 5 pour l'identification des symboles).

du segment Ta-Yb définissent un profil à forte pente et la plupart des spectres montrent des anomalies négatives en Ta-Nb. Ces mêmes caractéristiques s'observent sur les spectres du type OEPO (figure 6g). Cependant, ces derniers se distinguent des spectres LACR et LACB par un enrichissement en K_2O , en Rb et surtout en Ba, et un appauvrissement en Th. Étant donné que tous les spectres OEPO sont identiques et que le type OEPO regroupe des roches de la Suite intrusive de Vaillant, de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre et de la Suite AMCG de Morin, ces trois suites pourraient ne former qu'une seule et unique suite.

Les spectres multi-éléments des monzogranites de Brockaby (type BRO2, figure 6h) se distinguent nettement des autres spectres (figures 6e, 6f et 6g) par : des profils plus appauvris en Sr mais plus enrichis en K_2O , Rb et Th et en éléments du segment Ta-Yb; des profils en ETR à pente plus forte et à anomalies négatives en Ta-Nb et Zr-Hf; et enfin des profils avec de plus fortes anomalies négatives en Ba.

Les spectres multi-éléments des roches felsiques et intermédiaires de la Suite intrusive de Lacoste (types LACR et LACB, figures 6e et 6f), s'apparentent à ceux de granites d'arc volcanique (Pearce *et al.*, 1984). Ceci est corroboré par les diagrammes de discrimination tectonique Nb - Y et Rb - Y+Nb (figures 8a et 8b). Cette interprétation s'applique également aux roches de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre et de Morin (type OEPO; figures 8a et 8b). Un tel environnement est toutefois incompatible avec celui de roches affiliées à une suite AMCG issue d'un contexte anorogénique (Corrigan et Hanmer, 1997). Pour leur part, les monzogranites de Brockaby (type BRO2), ont des caractéristiques de granite tardi-orogénique et de granite syn-collision (figures 8a et 8c) ce qui est en accord avec leur mode de formation, c'est-à-dire par la fusion partielle de sédiments (Kish, 1977; Nantel, 2001). Cette conclusion n'est cependant pas appuyée par le diagramme Rb - Y+Nb (figure 8b), mais d'après une étude récente, ce diagramme ne serait pas

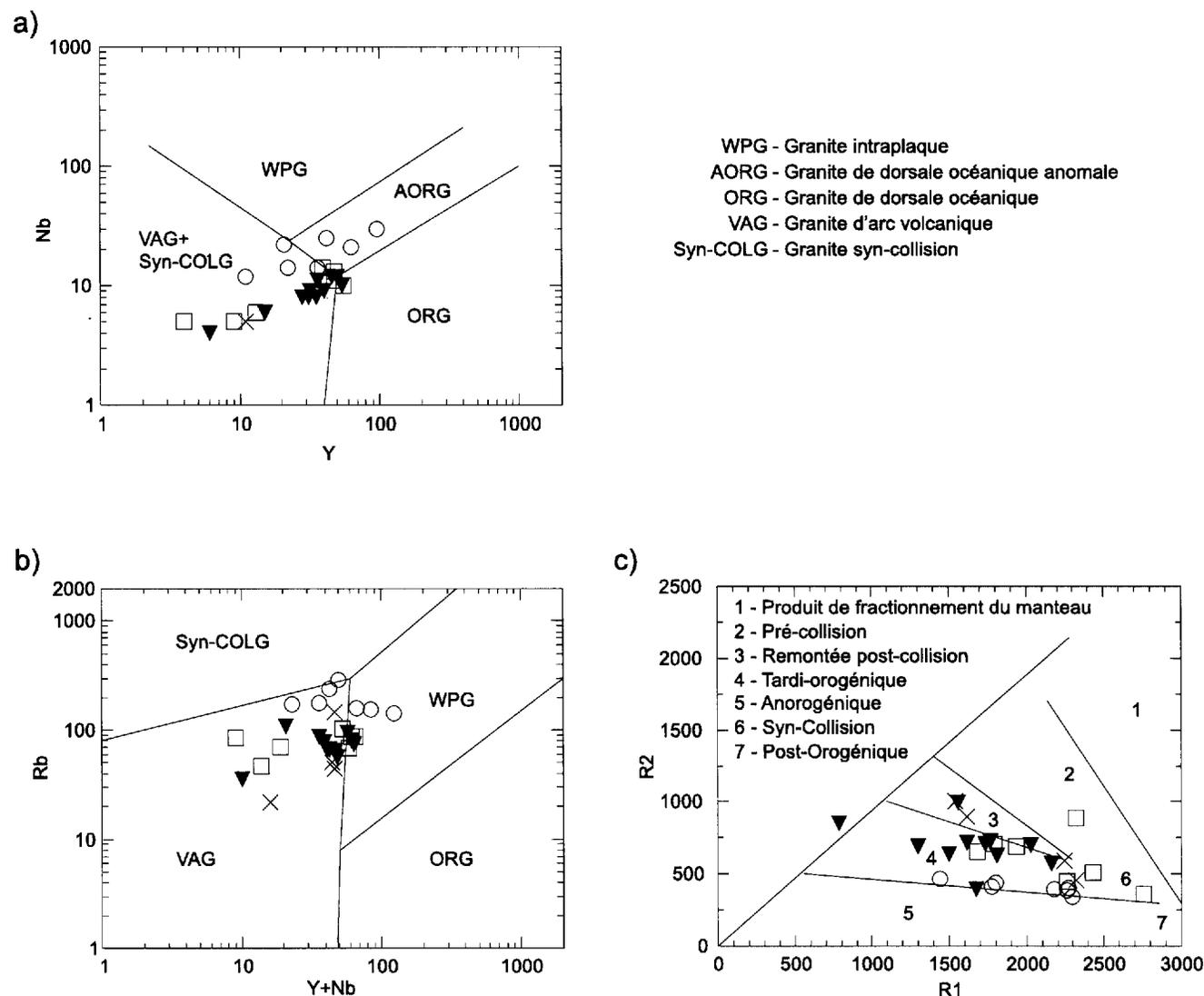


FIGURE 8 - Environnement tectonique des roches felsiques et intermédiaires. (a) Diagrammes Nb - Y (Pearce *et al.*, 1984). (b) Diagramme Rb - Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). (c) Diagramme R2 - R1 (Batchelor et Bowden, 1985). (Voir figure 5 pour l'identification des symboles).

toujours valable pour les granites syn-collision (Förster *et al.*, 1997).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La cartographie de la région du lac de la Maison de Pierre a été effectuée dans le cadre de l'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments. Dans cette région, un grand nombre de paragneiss, de gneiss calcosilicatés et de diopsidites sont de couleur rouille et contiennent de la pyrrhotite, de la pyrite et, rarement, de la chalcopryrite. Les roches intrusives ne sont jamais minéralisées à l'exception de quelques rares métagabbros, orthogneiss dioritiques et veines de quartz. Au total, six sites anomaux en métaux usuels et précieux ont été découverts au cours de ce projet de cartographie (tableau 1). Cinq d'entre eux ont un lien avec les paragneiss de l'unité mPasc7 de la Suite métamorphique de L'Ascension. Des marbres dolomitiques ont aussi été mis au jour mais, contrairement à certains niveaux de marbre dolomitique de la Ceinture centrale des métasédiments (Sangster *et al.*, 1992 ; Nantel, 1994; Hébert et Nantel, 1999), ils n'ont révélé aucune trace de sphalérite après une attaque systématique au « zinc zap ». Des travaux d'exploration pour l'uranium se

sont déroulés dans la partie nord-ouest de la région, entre 1969 et 1978, mais la majorité des travaux pour déceler cette substance ont été effectués dans la région correspondant au feuillet adjacent (31J/14, figure 1), à savoir celui de Sainte-Anne-du-Lac (Nantel, 2001).

Des indices de minéraux industriels, notamment de sillimanite, de grenat et de graphite, et deux sites de granite architectural ont été découverts au cours de ce projet. Ces indices et ces sites ont déjà fait l'objet d'une publication (Nantel et Jacob, 2000). Leurs descriptions sont reprises ci-dessous avec quelques modifications.

Cu et Cu-(Au-W) dans les paragneiss

Une anomalie en Cu-(Au-W) a été décelée dans un paragneiss quartzofeldspathique à biotite (mPasc7) de la Suite métamorphique de L'Ascension (site 1, tableau 1). Ce paragneiss constitue 99 % de l'affleurement et comprend quelques niveaux d'amphibolite. À environ 3 km à l'ouest de ce site, dans la région du feuillet 31J/14, de fortes anomalies en W ont déjà été détectées dans la fraction lourde de sédiments de ruisseau (Choinière, 1990). Le tungstène y est sous forme de scheelite, un minéral qui n'a jamais été identifié en affleurement dans ce secteur.

Une autre anomalie en Cu a été relevée dans un lambeau de métasédiment intercalé dans des orthogneiss dioritiques rubanés, à biotite et grenat, de la Suite intrusive de Lacoste

TABLEAU 1 - Sites anomaux en métaux usuels et précieux avec leurs teneurs (NO = numéro de terrain).

SITE	NO	UTM (NAD 83)	ROCHE HÔTE	TENEURS
1	3036A	502705E 5198093N	Paragneiss quartzofeldspathique à biotite	0,47 % Cu 0,16 g/t Au 37 ppm W
2	1229F1	520721E 5184837N	Quartzite	0,52 % Cu 27 ppb Au 270 ppm Co
3	1042A2	501486E 5195921N	Orthogneiss dioritique	0,74 % Cu 3,5 ppm Ag 28 ppb Au
	1042B2		Diopsidite à graphite et magnétite	0,28 % Cu
4	1136A	503323E 5195538N	Métagabbro	0,30 %Cu
5	122C	506965E 5199641N	Veinule de quartz	0,20 % Cu 0,15 g/t Au
6	3013C	504065E 5196097N	Veine de quartz	0,30 % Cu 61 ppb Au

(site 2, tableau 1). La minéralisation en pyrite et en chalcopryrite est logée dans un niveau de quartzite de 1 à 2 m d'épaisseur. Le quartzite est associé à un gneiss à quartz, feldspath, grenat, biotite et magnétite à grain fin, mylonitisé, plissé et recoupé par deux veines centimétriques de pyrite massive. Un niveau de roche ultramafique à grenat, clinopyroxène et magnétite est intercalé dans ce gneiss.

Un niveau de diopsidite à graphite et magnétite, intercalé au milieu des paragneiss de l'unité mPasc7, contient de la pyrite et de la chalcopryrite (site 3, tableau 1). Il est, en plus, recoupé par des veines de quartz à pyrite, chalcopryrite et graphite; il a un mètre d'épaisseur et il se trouve au contact d'un orthogneiss dioritique rubané à hornblende, clinopyroxène et magnétite. Cet orthogneiss, lui-même minéralisé en pyrite et chalcopryrite, est formé de rubans, centimétriques à décimétriques, soulignés par l'alternance de lits plus ou moins riches en feldspath et en hornblende.

Cu dans un métagabbro

À part les teneurs anormales détectées dans un orthogneiss dioritique déjà décrit avec les diopsidites minéralisées du site 3 (tableau 1), la seule autre roche intrusive minéralisée est un métagabbro rubané (M3(I3A)) à hornblende, clinopyroxène et grenat (site 4, tableau 1). Ce métagabbro est intercalé dans des paragneiss de l'unité mPasc7 et comprend quelques niveaux d'amphibolite de 1 à 2 mètres d'épaisseur. Les roches les plus minéralisées proviennent des rubans de métagabbro les plus mafiques.

Cu-(Au) dans des veines de quartz

Des veines et des veinules de couleur rouille constituées de quartz et de pyrite ont été signalées sur deux sites (5 et 6, tableau 1). Le site 5 renferme des veinules de deux centimètres d'épaisseur, parallèles aux paragneiss quartzofeldspathiques encaissants et affiliés à l'unité mPasc7. Des veinules d'épidote observées sur ce site suggèrent la présence d'une faille. Le site 6 renferme une seule veine de quartz minéralisée; son épaisseur est de 30 cm. Cette veine recoupe un orthogneiss à biotite migmatitique qui se trouve au milieu des paragneiss de l'unité mPasc7.

Uranium

De nombreux dykes et amas de pegmatite blanche à quartz et microcline recoupent les paragneiss de l'unité mPasc7 et surtout mPasc8. Parmi un petit nombre de dykes qui ont été soumis au scintillomètre, environ cinq d'entre eux ont fourni un signal : le maximum enregistré est de 2000 cps (affleurement 15, UTM : 506131E, 5193980N). Ces dykes sont caractérisés par une altération de couleur jaune causée vraisemblablement par de l'uraninite et de l'uranothorite d'après certaines études menées dans la partie est du feuillet 31J/14 (Kish, 1977; Tremblay, 1974). D'ailleurs, dans cette région ainsi que dans la partie nord-ouest de celle de la carte

31J/15, de nombreux travaux d'exploration pour l'uranium ont été effectués entre 1969 et 1978.

Granite architectural

Le pluton de Volvic (mPmor2), qui occupe la partie nord-est du feuillet, est constitué de mangérite quartzifère, de charnockite, de monzonite quartzifère et de monzogranite (\pm orthopyroxène) à texture porphyroïde. Certains affleurements y sont remarquables par leur aspect massif, par contre, deux d'entre eux, dont un près du lac Volvic et l'autre près du lac du Débordement, présentent, en plus, les caractéristiques texturales et esthétiques exigées par l'industrie du granite architectural. Ces affleurements sont situés à une heure de route de L'Ascension et ils sont accessibles par un réseau de chemins forestiers récents.

Le site du lac Volvic (affleurement 1369, UTM : 533935E, 5196997N) forme une colline de monzogranite à feldspaths prismatiques de couleur rouge brunâtre qui ressemble beaucoup à la variété Rouge-Nordique exploitée à Saint-Alexis-des-Monts (Bellemare, 1996 et 1999). Le monzogranite se présente en bancs massifs qui atteignent jusqu'à huit mètres d'épaisseur (annexe 1, photo 12). Ces bancs sont découpés par un système de joints espacés de 5 à 6 mètres, localement. La roche est de couleur, de texture et de granulométrie homogènes.

Le site du lac du Débordement (affleurement 3316, UTM : 533262E, 5193893N) est constitué d'un monzogranite à orthopyroxène qui diffère des autres granites verts extraits au Québec par ses feldspaths prismatiques (Bellemare, 1999). La roche est fraîche à quelques centimètres ou millimètres sous la surface. Sa couleur, sa texture et sa granulométrie sont homogènes. Le système de fracturation permettrait l'extraction de blocs de dimension commerciale quoique de très fines fissures peuvent affecter la dimension des blocs.

Dans l'ensemble, le pluton de Volvic constitue une bonne cible d'exploration pour le granite architectural. Par contre, plusieurs secteurs renferment des granites qui ne se prêtent pas à l'extraction à cause des enclaves, des veines ou une texture trop hétérogène. En plus, d'autres secteurs, comme celui du lac Dupont dans la partie nord-est du pluton, ne présentent pas un grand intérêt parce que les roches sont de couleur gris-rose. Une telle variété est déjà extraite de plusieurs carrières au Québec (Bellemare, 1999, Nantel, 1984).

Sillimanite

Les monzogranites de Brockaby (mPbro) dans le secteur du lac Beaugard (partie nord-ouest de la carte) et dans le secteur du lac Adèle (près de la bordure nord-est de la carte) sont très riches en sillimanite et forment deux horizons d'une dizaine de kilomètres de longueur sur environ un kilomètre de largeur (mPbro1). La sillimanite forme, avec le quartz et le microcline, des lamines millimétriques à centimétriques qui alternent avec des lits centimétriques de monzogranite hololeucocrate (annexe 1, photo 7) à quartz,

TABLEAU 2 - Analyses à la microsonde de grenats dans des amphibolites du lac à l'Aigle (Viger, communication personnelle, 2000) et une amphibolite du gisement de Gore Mountain, état de New York (DiFillippo, site web).

	SiO ₂	MgO	TiO ₂	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	MnO
Lac à L'Aigle (cœur)	38,25 %	9,28 %	0,06 %	4,99 %	23,95 %	21,84 %	0,93 %
Lac à L'Aigle (bordure)	37,72 %	7,3 %	0,01 %	4,51 %	26,81 %	21,65 %	1,25 %
Gore Mountain	40,17 %	11,27 %	—	4,87 %	24,48 %	23,54 %	0,41 %

microcline, biotite (5 %), muscovite (5-10 %), grenat (1-5 %) et minéraux accessoires (allanite, zircon, apatite et minéraux opaques). Le pourcentage moyen de sillimanite est de 10 %, mais il atteint par endroits 15 à 20 %. La sillimanite se présente en petits cristaux aciculaires (0,1 à 0,7 mm sur 0,03 à 0,1 mm) et en amas fibreux mais, dans le secteur du lac Beaugard, elle prend la forme, par endroits, de prismes centimétriques.

Les horizons de granite du lac Adèle et du lac Beaugard peuvent être envisagés comme source potentielle de sillimanite vu leur grande étendue combinée à la quantité et à la distribution régulière de la sillimanite.

Grenat

Le niveau d'amphibolite affleurant près du lac à l'Aigle (M16b) renferme, en général, entre 5 et 15 % de grenat et jusqu'à 25 %, dans de rares cas. Les grenats sont associés à de la hornblende, de la biotite, du plagioclase et du quartz. Ils sont automorphes et leur taille varie de 0,2 à 7,0 cm de diamètre. Ils renferment entre 2 et 8 % d'inclusions de quartz, d'ilménite, de rutile, de pyrite, d'apatite et de plagioclase; leur taille est inférieure à 1 mm ou de l'ordre d'une centaine de microns.

L'amphibolite du lac à l'Aigle constitue une cible d'exploration pour le grenat étant donné la grande dimension des cristaux et la grande étendue du niveau. Il s'agirait de délimiter les zones les plus homogènes et les plus riches, et de vérifier, entre autres, si les grains fracturés sont angulaires ou arrondis. De tels travaux sont d'ailleurs en cours de réalisation par le détenteur des titres miniers, dans le cadre du programme d'aide aux prospecteurs du Ministère des Ressources naturelles. La carrière de Gore Mountain dans l'État de New York est un exemple de gisement de grenat extrait à partir d'amphibolite de la Province de Grenville (Harben et Ku•vart, 1996). La composition des grenats (tableau 2) de l'amphibolite du lac à l'Aigle (Viger, détenteur des titres miniers, communication personnelle, 2000) est

similaire à ceux de l'amphibolite de Gore Mountain (DiFillippo, site web).

Graphite

Le graphite est un minéral commun dans l'unité mPasc8 et il est particulièrement abondant dans cinq échantillons de paragneiss quartzofeldspathiques rouille à biotite (tableau 3). Ces paragneiss sont interlités, à l'échelle millimétrique à métrique, avec des paragneiss quartzeux à biotite, des paragneiss à biotite et grenat, des quartzites, des gneiss calcosilicatés à diopside et/ou des métagabbros. Ils sont généralement migmatitiques, sauf ceux localisés près de la rive ouest de la rivière Rouge (affleurements 289C et 290B, tableau 3). En général, le graphite forme des paillettes de 0,5 à 3,0 mm de diamètre.

En plus des cinq échantillons riches en graphite, un autre paragneiss (affleurement 1191, UTM : 516237E, 5183287N) contient jusqu'à 15 % de graphite. Ce paragneiss (mPasc6) est à grenat et biotite, et il est migmatitique (30 % de mobilisat). Il est, en plus, injecté de dykes de pegmatite blanche et contient des lentilles de métagabbro (10 à 40 cm d'épaisseur)

TABLEAU 3 - Indices de graphite avec leurs teneurs en carbone graphitique (Cg; NO = numéro de terrain).

NO	UTM (NAD 83)	Cg
218A	517028E, 5180404N	0,94 %
289C	526167E, 5186996N	7,22 %
290B	526382E, 5186970N	1,79 %
1238C	520988E, 5184121N	4,67 %
1396A	511790E, 5184142N	17,2 %

et 20 % de niveaux de paragneiss quartzofeldspathique à grenat et sillimanite (0,1 à 1,0 m d'épaisseur).

CONCLUSION

Le levé géologique dans la région du lac de la Maison de Pierre à l'échelle 1 : 50 000 a surtout permis d'identifier une grande variété de roches supracrustales, de déterminer avec précision la composition des roches intrusives, d'établir une stratigraphie, de comprendre l'environnement paléotectonique, de déterminer le style tectonique et enfin d'évaluer les ressources économiques de la région.

Les suites lithodémiques ont besoin d'être confirmées par une étude géochronologique en l'absence de toutes données de cette nature dans la région. En effet, de telles données permettraient de vérifier si les roches porphyroïdes de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat5), celles de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre et celles de la Suite AMCG de Morin ne constituent qu'une seule et même suite, ce qui est probable puisque toutes ces roches ont des caractéristiques géochimiques identiques. Elles permettraient aussi de vérifier si les roches déformées de la Suite intrusive de Vaillant (mPvat3) sont équivalentes aux roches porphyroïdes de cette même suite ou si elles sont plutôt équivalentes aux gneiss gris de la Suite intrusive de Lacoste, c'est-à-dire aux roches les plus anciennes de la région (1346 ± 27 Ma). Les gneiss gris, dans lesquels sont intercalés des lambeaux de paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension, se sont mis en place dans un milieu d'arc volcanique dont la nature, continentale ou océanique, n'a pu être déterminée. Les lambeaux représentent des enclaves transposées ou des niveaux d'origine tectonique, c'est-à-dire des lambeaux de la couverture sédimentaire.

La région a été affectée par deux phases de plissement; la première à axe E-W a été reprise par une phase à plan axial N-S. Des zones de cisaillement dont les plus importantes sont la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (ZCK-L), à déplacement senestre, ainsi que la Zone de cisaillement de Beaugard (ZCB) et la Zone de cisaillement de Taureau (ZCT), à déplacement dextre, traversent la région. Des travaux additionnels permettraient de mieux établir la chronologie des événements reliés aux plissements et de déterminer s'il existe une relation entre la deuxième phase de plissement et les zones de cisaillement de Beaugard et de Kinonge-Labelle. Ces travaux permettraient aussi de mieux définir les composantes de déplacement le long des zones de cisaillement.

Le long de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle, les suites intrusives de Maison-de-Pierre et de Morin ainsi que les suites métamorphiques de L'Ascension et de Rouge-Mattawin ont été déformées et ont subi un déplacement senestre, ce qui transparait d'ailleurs à l'échelle de la carte. La zone ZCK-L s'étend de part et d'autre de l'isograde de

l'orthopyroxène de la rivière Lenoir le long duquel les roches du toit métamorphisées au faciès des granulites sont en contact avec les roches du mur au faciès des amphibolites, impliquant ainsi un déplacement inverse le long de la zone. Un second isograde de l'orthopyroxène dans la région du lac de la Maison de Pierre correspond à une auréole thermique autour de l'ensemble des intrusions de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre.

Au cours de ce projet, la découverte de sites anomaux en Cu, Au et W, encaissés surtout dans les paragneiss, de sites de granite architectural de couleur rouge ou vert et d'indices de sillimanite, de grenat et de graphite confirment le potentiel minéral de la Ceinture centrale des métasédiments.

RÉFÉRENCES

- ASHWAL, L. D., 1993 – Anorthosites. Berlin. Springer-Verlag ; 422 pages.
- BATCHELOR, R. A. – BOWDEN, P., 1985 – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*; volume 48, pages 43-55.
- BELLEMARE, Y., 1996 – Inventaire des carrières de pierre au nord du fleuve Saint-Laurent. Régions de Portneuf, de la Mauricie et de Lanaudière (SNRC 311). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 95-49.
- 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.
- CORRIGAN, D. – HANMER, S., 1997 – Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen : A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*; volume 25, number 1, pages 61-64.
- 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. – VAN BREEMEN, O., 2000 – Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12 : evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Revue canadienne des Sciences de la Terre* ; volume 37, pages 253-269.
- COX, K. G. – BELL, J. D. – PANKHURST, R. J., 1979 – The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London; 450 pages.
- CREASER, R. A. – GOODWIN-BELL, J.-A. S. – ERDMER, P., 1999 – Geochemical and Nd isotopic constraints for the origin of eclogite protoliths, northern Cordillera : implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Yukon-Tanana Terrane. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 36, pages 1697-1709.

- DIFILIPPO, E. Gore mountain garnet. In : www.smith.edu/departments/SEM/pages/erica/SEM/html. Smith College, Northampton, MA; 11 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.
- DOIG, R., 1991 – U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Québec. *Journal of Geology*; volume 99, 729-738.
- DONATO, M. M., 1991 – Geochemical recognition of a captured back-arc basin metabasaltic complex, southwestern Oregon. *Journal of Geology*; volume 99, pages 711-728.
- EMSLIE, R. F. – HUNT, P. A., 1990 – Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*; volume 98, pages 213-231.
- FÖRSTER, H.-J. – TISCHENDORF, G. – TRUMBULL, R. B., 1997 – An evaluation of the Rb - (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.
- HARBEN, P. W. – KU-VART, M., 1996 – Garnet. In : *A Global Geology*. Industrial Minerals Information Ltd., Metal Bulletin PLC, London; pages 186-192.
- HARRIS, J. – GRAHAM, D. – NEWTON, A. R. – YATABE, S. – MIREE, H., 1987 – Regional structural reconnaissance of the Southwestern Grenville Province using remotely sensed imagery. In : 7th International conference on basement tectonics (R. Mason, editor). Queen's University, Kingston, Ontario; 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.
- KISH, L., 1977 – Région du lac Patibre. Ministère des Richesses naturelle, Québec; DPV-487, 17 pages.
- LACOSTE, P., 2001 – Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-01, 33 pages.
- 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? In : *GeoCanada 2000, the Millennium Geoscience Summit*; abstract.
- 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, R. – 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 1-16.
- MARTIGNOLE, J. – CORRIVEAU, L., 1991 – Lithotectonic Studies in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville Province : lithology and structure of the Saint Jovite map area, Quebec. Dans : *Recherches en cours, partie C*, Commission géologique du Canada; étude 91-1C, pages 77-87.
- 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.
- MRN, 1986 – Code stratigraphique nord-américain (traduction du document publié en mai 1983 dans le bulletin de l'American Association of Petroleum Geologists). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.
- MULLEN, E. D., 1983 – MnO-TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 62, pages 53-62.
- NANTEL, S., 1984 – L'industrie de la pierre de taille au Québec : aspects géologiques des exploitations de granite. Dans : *Geology of Industrial Minerals 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., 1994 – les tourmalinites et les roches riches en tourmaline dans la partie sud de la Province de Grenville : importance de ce métallotecte pour l'exploration de gîtes de type exhalatif. Ministère de Ressources naturelles, Québec ; MB 94-15, 16 pages.
- NANTEL, S., 2001 – Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-06, 43 pages.
- 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.
- OWENS, B. E. – DYMEK, R. F., 1992 – Fe-Ti-P rich rocks and massif anorthosite : problems and interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain pluton. *Canadian Mineralogist* ; volume 30, pages 163-190.
- 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.
- 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.
- SANGSTER, A. L. – GAUTHIER, M. – GOWER, C. F., 1992 – Metallogeny of structural zones, northeastern North America. *Precambrian Research*; volume 58, pages 401-426.
- 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.
- SPEAR, F. S. – KOHN, M. J. – SHENEY, J. T., 1999 – P-T path from anatectic pelite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 134, pages 17-32.
- 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. Master's thesis, Queen's University, Ontario; 133 pages.
- VANDER AUWERA, J. – LONGHI, J. – DUCHESNE J.C., 1998. A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite. *Journal of Petrology*; volume 39, number 3, pages 439-468.
- 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.
- WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972 – The Grenville Province. In : *Variations in tectonic styles in Canada* (R. A. Price et R. J. W. Douglas, éditeurs). Association géologique du Canada ; papier spécial 11, pages 263-334.

ANNEXE 1



PHOTO 1 - Monzogranite rose (I1B) à tourmaline (TL) et à granulométrie variable de l'unité mPbro2 avec enclave (M12) de quartzite feldspathique (affleurement 47, UTM : 500393E, 5197949N).



PHOTO 2 - Paragneiss feldspathiques à biotite (en gris) interlités avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite rouille (mPasc8, affleurement 92, UTM : 508864E, 5181982N).



PHOTO 3 - Orthogneiss granodioritique (mPlac2), leucocrate à mésocrate (gris pâle à gris foncé), rubané avec des orthogneiss granitiques et des mobilisats (blanc). Secteur de la rivière Rouge (affleurement 3374, UTM : 530911E, 5187448N).



PHOTO 4 - Orthogneiss monzogranitique migmatitique à schlierens de biotite (mPvat3). Leucosome à feldspaths sigmoïdaux indiquant une composante dextre de mouvement apparent (affleurement 1019, UTM : 506737E, 5197816N).



PHOTO 5 - Enclaves angulaires à arrondies de métagabbro (mPmai2) dans une mangérite (affleurement 3202, UTM : 511592E, 5193134N).



PHOTO 6 - Métagabbro à litage magmatique (mPmai4; affleurement 146, UTM : 514410E, 5186568N).

ANNEXE 1



PHOTO 7 - Restites à sillimanite (en brun clair) rubanés avec des monzogranites hololeucocrates (en blanc) à quartz, microcline, biotite et muscovite (mPbrol : affleurement 1320, UTM : 525290E, 5201350N).



PHOTO 8 - Orthogneiss charnockitique (en gris pâle) de l'unité (M3(I1P)a) avec des niveaux d'orthogneiss (en gris foncé) à plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène (affleurement 3354, UTM : 530254E, 5181450N).



PHOTO 9 - Plis superposés de Type 3 (Ramsay, 1967) affectant des orthogneiss granitiques (mPvat3?, mPlac2?) rubanés avec des orthogneiss dioritiques. Plis à axe NW-SE repris par des plis à plan axial 045/90° et à axe 223/60° (affleurement 121, UTM : 506711E, 5199205N).



PHOTO 10 - Plis superposés de Type 2 (Ramsay, 1967) affectant des quartzites (en gris) interlités avec des paragneiss à sillimanite et grenat (en blanc). Plan axial P₂ à direction N-S (mPasc6 affleurement 1424, UTM : 511095E, 5183270N).



PHOTO 11 - Brèche de faille dans des quartzites (M12) interlités avec des paragneiss (M4) migmatitiques (9) de l'unité mPasc4 (affleurement 3146, UTM : 512183E, 5194878N).



PHOTO 12 - Site potentiel pour l'exploitation de granite architectural du lac Volvic (mPmor2; affleurement 1369, UTM : 533935E, 5196997N).

ANNEXE 2

Numéros de terrain des échantillons analysés***Roches mafiques***

Type ASC : 106A, 172A, 177A, 1233B, 2072A, 3277A, 3387A

Type LAC1 : 30A, 31A, 34B

Type LAC2 : 286A, 3348B

Type MAI24 : 0146A, 146B, 3126A1, 3169A, 3208A

Type MAI3 : 295B, 1228A, 1229D

Roches felsiques

Type LACB : 278A, 286C, 1403D, 2326A, 3374A, 3382A, 3389B

Type LACR : 14A, 33A, 34A, 2019A

Type OEPO : 154A, 195A, 219A, 293C, 1257A, 1371A, 1373A, 2066A, 2286A, 2389A, 3316A

Type GT : 55B, 71A, 2031A, 2039A, 2040E, 3039A, 3045E

Résumé

La cartographie à l'échelle 1 : 50 000 de la région du lac de la Maison de Pierre, (feuillelet SNRC 31J/15) fait suite à celle effectuée sur les feuillelets 31J/10, 31J/11 et 31J/14 en 1996, 1997 et 1998, respectivement. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel minéral de la Ceinture centrale des métasédiments ou Terrane de Mont-Laurier, Province de Grenville. Ce secteur est favorable entre autres à la présence de zinc dans les marbres dolomitiques, de granite architectural et de minéraux industriels.

La région est localisée à environ 240 km au nord-ouest de Montréal et elle est accessible à partir de la municipalité de L'Ascension. Elle chevauche les terranes de Mont-Laurier et de Morin qui sont séparés par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle. Le secteur correspondant au Terrane de Morin est formé d'un pluton de mangérite et de monzonite quartzifère chevauché par des orthogneiss charnockitiques. Le secteur correspondant au Terrane de Mont-laurier est en grande partie couvert par la Suite métamorphique de L'Ascension, constituée de paragneiss feldspathique et quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss à grenat, de paragneiss à sillimanite et/ou fibrolite, de quartzite, de gneiss calcosilicaté et de quelques marbres dolomitiques et calcitiques. Ces roches forment des

lambeaux dans les orthogneiss tonalitiques et granodioritiques de la Suite intrusive de Lacoste, la suite intrusive la plus ancienne de la région (1346 ± 27 Ma). Elles forment aussi des enclaves dans les roches intermédiaires à texture ocellée et porphyroïde de la Suite intrusive de Vaillant et de la Suite AMCG de Maison-de-Pierre. Cette dernière comprend la seule intrusion mafique de toute la région. Les roches les plus récentes dans le secteur du Terrane de Mont-Laurier sont des monzogranites roses et équi-granulaires à biotite et muscovite de la Suite intrusive de Brockaby. Par endroits, cette suite comprend des métatexites à restites de sillimanite et des diatexites.

Six sites anomaux en métaux usuels et précieux ont été découverts au cours de ce projet. Cinq d'entre eux ont un lien avec les paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension. Les meilleurs résultats ont été obtenus dans un paragneiss quartzofeldspathique à biotite (0,47 % Cu, 0,16 g/t Au, 37 ppm W) et un orthogneiss granodioritique (0,74 % Cu). Des indices de minéraux industriels ont aussi été découverts, notamment des indices de sillimanite, de grenat et de graphite, et deux sites de granite architectural, dont un rouge brunâtre et l'autre vert. Enfin, des marbres dolomitiques ont été mis au jour mais, contrairement à certains niveaux de marbre dolomitique de la Ceinture centrale des métasédiments, aucune trace de sphalérite a été décelée.

