

# MB 2000-12

GEOCHIMIE DES VOLCANITES DES CEINTURES VOLCANO-SEDIMENTAIRES DE FROTET-EVANS (CVFE) ET DE LA MOYENNE-EASTMAIN

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 

# Géochimie des volcanites des ceintures volcano-sédimentaires de Frotet-Evans (CVFE) et de la Moyenne-Eastmain

Michel Boily

MB 2000-12



2000

Québec   
Ministère des  
Ressources naturelles



**Direction**

Alain Simard p.i.

**Service géologique du Nord-Ouest**

Robert Marquis

**Responsable du processus des MB**

Pierre Verpaelst

**Auteur**

Michel Boily (Cie Géon)

**Lecture critique**

Abdelali Moukhsil et Claude Dion

**Édition sommaire**

Claude Dubé

Document accepté pour publication le 00/09/25

**NOTE**

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une vérification et une mise en page sommaire destinées à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur avant la remise de la version finale au ministère.

## RÉSUMÉ

Nous présentons de nouvelles données géochimiques des éléments en traces sur les volcanites des segments central et occidental de la ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (feuillet 32J/11 et 12; 32K/09, 10, 11, 12, 15 et 16) et du feuillet 33B/04 (ceinture de la Moyenne-Eastmain). Le coeur de la CVFE est défini par des séquences de laves et tufs calco-alkalins appartenant aux formations de Storm et de Le Gardeur (Groupe d'Evans). Couvrant le spectre des basaltes aux rhyodacites les volcanites présentent des profils de terres-rares fractionnés (i.e.  $[La/Sm]_N = 2,3-6,0$ ) et des variations multiéléments montrant un appauvrissement en Nb, Ta, Ti et un enrichissement en TRLé et Th caractéristiques des roches volcaniques générées en milieu de subduction. Par contre, les volcanites basaltiques composant la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans) et le Groupe d'Assinica (unité Aaz1) comprennent plusieurs types magmatiques produits lors de la séparation d'un avant-arc et la formation d'un bassin océanique marginal. Les laves d'affinité boninitique (BON) présentent un appauvrissement en HFSE ( $Zr = 20-78$  ppm et  $TiO_2 = 0,23-0,73$  % poids), un profil normalisé des TR en U ( $[La/Sm]_N = 1,4-2,1$  et  $[Gd/Lu]_N = 0,64-1,1$ ) et des anomalies positives en Zr et Sm typiques des boninites cénozoïques. Les BON sont les premières laves émises lors de la séparation de l'arc de Le Gardeur. Suivent les tholéïtes fractionnées (TFR) ( $[La/Sm]_N = 1,2-2,1$ ) dont les compositions chimiques sont intermédiaires aux MORBs et aux tholéïtes d'arc océanique. Les tholéïtes magnésiennes (TM) et les ferrotholéïtes (FT) exhibent des profils de TR peu fractionnés ( $[La/Sm]_N = 0,8-1,3$ ) et ne présentent pas d'anomalie négative en HFSE, lesquelles sont plus caractéristiques des suites de type N ou E-MORB. Les TFR, TM et FT sont interprétées comme les suites volcaniques associées à l'expansion d'un bassin d'avant-arc lorsque l'influence de la plaque océanique en subduction (i.e. par déshydratation et/ou fusion) diminue progressivement. La séquence de laves et tufs calco-alkalins de la Formation de Storm recouvre en partie le Groupe d'Assinica et la Formation de Rabbit. Elle marque la résurgence et l'émergence d'un arc océanique mature. Les sédiments détritiques du Groupe de Broadback reposent sur les volcanites des groupes d'Evans et d'Assinica et résultent de l'érosion des séquences sous-jacentes. Les segments occidentaux de la CVFE représentent une séquence de bassin d'avant-arc en bordure duquel un arc océanique mature émergent est actif. Par contre, l'extension orientale de la CVFE (Segment de Frotet-Troilus) formerait la portion du bassin d'avant-arc la plus éloignée de l'arc de Storm où l'on retrouverait un arc "adakitique" non-émergent et des panneaux de séquences de basaltes de plateaux océaniques.

Le feuillet 33B/04 recèle des roches volcanosédimentaires regroupées dans les formations de Natel et d'Anaconda (Groupe d'Eastmain). La Formation de Natel est composée de tholéiites magnésiennes (TM), de ferrotholéiites (FT) et de quelques coulées de komatiites (KM) montrant des profils de TR peu fractionnés ( $[La/Sm]_N=0,8-1,1$ ) et une absence d'anomalie en HFSE dans les digrammes multiéléments. Des tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins très fractionnés ( $[La/Yb]_N=16,7-28,1$ ) sont interstratifiés à la suite tholéiitique qui est interprétée comme des fragments de plateaux océaniques. Par contre, la Formation d'Anaconda est constituée de tufs dacitiques "adakitiques" (TUF) ( $[La/Yb]_N=28-58$  et  $Sr/Y=106-134$ ) et de tufs et laves andésitiques calco-alcalins (BAC) dont les compositions sont typiques des assemblages volcaniques d'arcs matures ( $[La/Sm]_N=1,7-11,0$  et anomalies négatives en HFSE). Interstratifiées à des sédiments détritiques, les volcanites de la Formation de d'Anaconda reposerait sous la Formation de Natel, mais un ordre stratigraphique inversée est possible.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b> .....	i
<b>TABLE DES MATIÈRE</b> .....	iii
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	vii
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	x
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	xi
<b>1.0- INTRODUCTION</b> .....	1
<b>2.0- CONTEXTE GÉOLOGIQUE, STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL</b> .....	1
2.1- <i>La ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE)</i> .....	1
2.2- <i>Le Segment d'Assinica</i> .....	3
2.2.1- <i>Le Groupe d'Assinica (Asz)</i> .....	3
2.2.2- <i>Le Groupe de Broadback (Abk)</i> .....	3
2.2.3- <i>Les roches intrusives</i> .....	3
2.2.4- <i>Métamorphisme et structure</i> .....	3
2.3- <i>Le Segment de Storm-Evans</i> .....	3
2.3.1- <i>La Formation de Le Gardeur (Alg)</i> .....	7
2.3.2- <i>La Formation de Rabbit (Arb)</i> .....	7
2.3.3- <i>La Formation de Storm (Asm)</i> .....	7
2.3.4- <i>Le Groupe de Broadback (Abk)</i> .....	7
2.3.5- <i>Les roches intrusives</i> .....	10
2.3.6- <i>Métamorphisme et structure</i> .....	10
2.4- <i>Le Segment d'Evans-Ouagama</i> .....	10
2.4.1- <i>La Formation de Rabbit (Arb)</i> .....	10
2.4.2- <i>Les roches intrusives</i> .....	11
2.4.3- <i>Métamorphisme et structure</i> .....	11
<b>3.0- GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DES SEGMENTS CENTRAL ET OCCIDENTAL DE LA CVFE</b> .....	11
3.1- <i>Choix des échantillons, filtre géochimique et mode de classification</i> .....	11

3.2- <i>Le Segment de Storm-Evans</i> .....	11
3.2.1- <i>La Formation de Le Gardeur: les basaltes et andésites calco-alcalins (BAC) (unité Alg1)</i> .....	11
3.2.2- <i>La Formation de Storm (Asm)</i> .....	13
3.2.2.1- <i>Les basaltes et andésites calco-alcalins (BAC) et les pyroclastites de composition basaltique à rhyodacitique d'affinité calco-alcaline (TUF): les unités Asm1 et Asm2</i> .....	13
3.2.2.2- <i>Les basaltes et andésites calco-alcalins (BAC): l'unité Asm3</i> .....	13
3.2.2.3- <i>L'unité Asm4</i> .....	17
3.2.3- <i>La Formation de Rabbit (Arb) et le Groupe d'Assinica (Aaz)</i> .....	17
3.2.3.1- <i>Introduction</i> .....	17
3.2.3.2- <i>Les tholéïites magnésiennes (TM)</i> .....	17
3.2.3.3- <i>Les ferrotholéïites (FT)</i> .....	19
3.2.3.4- <i>Les tholéïites fractionnées (TFR)</i> .....	19
3.2.3.5- <i>Les volcanites d'affinité boninitique (BON)</i> .....	19
3.2.3.6- <i>Les basaltes et andésites calco-alcalins (BAC)</i> .....	24
3.2.3.7- <i>Les tufs basaltiques à felsiques tholéïitiques/calco-alcalins (TUF)</i> .....	24
<b>4.0- LA BANDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DE LA MOYENNE- EASTMAIN: LA RÉGION DU LAC NATEL (SNRC 33B/04)</b> .....	27
4.1- <i>Localisation</i> .....	27
4.2- <i>Contexte géologique, stratigraphique et structural</i> .....	27
4.2.1- <i>La Formation d'Anaconda (Ana)</i> .....	27
4.2.2- <i>La Formation de Natel (Ant)</i> .....	27
4.2.3- <i>La Formation de Clarkie (Ack)</i> .....	29
4.2.4- <i>Les roches intrusives</i> .....	29
4.2.5- <i>Métamorphisme et structure</i> .....	29

4.3- Géochimie des volcanites de la région du lac Natel (feuillelet SNRC 33B/04) .....	29
4.3.1- La Formation de Natel (Ant) .....	29
4.3.1.2- Les tholéiites magnésiennes (TM), les ferrotholéiites (FT) et les komatiites (KM) .....	29
4.3.1.3- Les tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins (TUF): les unités Ant4 et Ant6 .....	30
4.3.2- La Formation d'Anaconda (Ana) .....	30
4.3.2.1- Les tufs dacitiques calco-alcalins (TUF): l'unité Ana2 .....	30
4.3.2.2- Les tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques calco-alcalins (CAB): l'unité Ana3 .....	30
<b>5.0- RAFFINEMENT DE LA STRATIGRAPHIE, CORRÉLATIONS INTER-SEGMENTS ET SPÉCULATIONS MÉTALLOGÉNIQUES .....</b>	<b>36</b>
5.1- La CVFE .....	36
5.1.1- Stratigraphie et corrélations inter-segments .....	36
5.1.2- Spéculations métallogéniques .....	36
5.2- La ceinture de la Moyenne Eastmain: feuillelet SNRC 33B/04 .....	37
<b>6.0- PÉTROGÉNÈSE DES VOLCANITES DES SEGMENTS D'ASSINICA, DE STORM-EVANS ET D'EVANS-OUAGAMA .....</b>	<b>37</b>
6.1- Introduction .....	37
6.2- Le volcanisme calco-alcalin du Groupe d'Evans (formations de Le Gardeur (Alg) et de Storm (Asm)) .....	37
6.3- La Formation de Rabbit (Arb) et le Groupe d'Assinica (Aaz): un volcanisme de supra-subduction associé à l'ouverture d'un bassin marginal ou à la séparation d'un avant-arc? .....	38
6.3.1- Introduction .....	38
6.3.2- Les volcanites d'affinité boninitique (BON) .....	38
6.3.3- Les tholéiites fractionnées (TFR) .....	39



6.3.4- Les tholéiites magnésiennes (TM) et les ferrotholéiites (FT) .....	39
<b>7.0- PÉTROGÉNÈSE DES VOLCANITES DE LA RÉGION DU LAC NATEL (FEUILLET SNRC 33B/04)</b> .....	40
7.1- Le volcanisme tholéiitique: les tholéiites magnésiennes (TM) et les ferrotholéiites (FT) .....	40
7.2- Les tufs et laves andésitiques à rhyolitiques associés aux volcanites tholéiitiques (unités Ant4 et Ant6): anatexie de la croûte basaltique? .....	41
7.3- Le volcanisme calco-alcalin de la Formation d'Anaconda (Ana) .....	41
<b>8.0- ÉVOLUTION TECTONOMAGMATIQUE DE LA CVFE</b> .....	42
8.1- Introduction .....	42
8.2- Les prémisses .....	42
8.3- Évolution tectono-magmatique des segments central et occidental de la CVFE .....	42
8.3.1- Le Segment de Storm-Evans .....	42
8.3.1.1- Modèles précédents .....	42
8.3.1.2- Nouveau modèle .....	42
8.3.2- Le Segment d'Assinica .....	43
8.4- Les segments central et occidental vs le Segment de Frotet-Troilus .....	46
<b>9.0- ÉPILOGUE: TRAVAUX FUTURS</b> .....	46
<b>RÉFÉRENCES</b> .....	50
<b>ANNEXE 1</b> .....	55
<b>ANNEXE 2</b> .....	59

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Carte géologique spéculative de la région de la Baie-James montrant la localisation de la ceinture de la Moyenne-Eastmain et de la CVFE . . . . .	.2
Figure 2.	Géologie générale de la CVFE . . . . .	4
Figure 3.	Géologie du segment d'Assinica . . . . .	.5
Figure 4.	Stratigraphie des roches volcano-sédimentaires du segment d'Assinica . . . . .	.6
Figure 5.	Géologie du Segment de Storm-Evans . . . . .	8
Figure 6.	Stratigraphie des assemblages volcano-sédimentaires du Segment de Storm-Evans. . . . .	9
Figure 7.	Géologie du Segment d'Evans-Ouagama. . . . .	12
Figure 8.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites de la Formation de Le Gardeur . . . . .	15
Figure 9.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multiéléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites de la Formation de Storm . . . . .	.15
Figure 10.	Diagrammes a) Zr/Y vs. SiO <sub>2</sub> (% poids) et AFM (en mortaise) et b) (La/Sm) <sub>N</sub> vs. SiO <sub>2</sub> (% poids) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites appartenant aux formations de Le Gardeur et de Storm . . . . .	.16
Figure 11.	Diagramme triangulaire (Hf/3-Nb/16-Th) discriminant du milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques appartenant aux formations de Storm et de Le Gardeur . . . . .	16
Figure 12.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des tholéïtes magnésiennes (TM) et des ferrotholéïtes (FT) appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica . . . . .	18
Figure 13.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des tholéïtes fractionnées (TFR) appartenant à de la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica . . . . .	18

Figure 14.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites d'affinité boninitique (BON) appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica . . . . .	21
Figure 15.	Diagrammes a) $\text{TiO}_2$ (% poids) vs. $\text{SiO}_2$ (% poids) b) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{MgO}$ (% poids); c) $(\text{La}/\text{Ta})_{\text{MORB}}$ vs. $(\text{La})_{\text{MORB}}$ et d) $(\text{Th}/\text{Hf})_{\text{MORB}}$ vs. $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{MORB}}$ illustrant les variations élémentaires à l'intérieur des BON, TFR, TM, FT et CAB appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica. Les champs des boninites cénozoïques, des boninites et tholéïtes de l'ophiolite de Betts Cove et des tholéïtes du Bloc de Malartic sont présentées . . . . .	22
Figure 16.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites et multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations à l'intérieur des boninites et tholéïtes de l'ophiolite de Betts Cove (a et b) et des tholéïtes du Bloc de Malartic (c et d) . . . . .	23
Figure 17.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des basaltes et andésites calco-alcalins (BAC), des laves andésitiques calco-alcalines du segment d'Evans-Ouagama (BAC) et des tufs intermédiaires à felsiques (TUF) appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica . . . . .	25
Figure 18.	Diagramme triangulaire (Hf/3-Nb/16-Th) discriminant du milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques de la Formation de Rabbit et du Groupe d'Assinica . . . . .	25
Figure 19.	Diagramme Zr/Y vs. Zr (ppm) illustrant les variations à l'intérieur des tholéïtes magnésiennes (TM), ferrotholéïtes (FT), tholéïtes fractionnées (TFR) et des volcanites d'affinité boninitique (BON) appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica . . . . .	26
Figure 20.	Diagramme Zr/Y vs. $\text{SiO}_2$ (% poids) (AFM en mortaise) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites pyroclastiques de la CVFE . . . . .	26
Figure 21.	Géologie de région du lac Natel (feuillet SNRC 33B/04) . . . . .	28
Figure 22.	Diagrammes a) $\text{MgO}$ (% poids) vs. $\text{SiO}_2$ (% poids); b) $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ (% poids) vs. $\text{TiO}_2$ (% poids) (AFM en mortaise) et c) Zr/Y vs. Zr (ppm) illustrant les variations à l'intérieur de la suite tholéïtite des formations de Natel et d'Anaconda . . . . .	32
Figure 23.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites d'affinité tholéïtite des formations de Natel et d'Anaconda . . . . .	33

Figure 24.	Diagramme triangulaire (Hf/3-Nb/16-Th) discriminant du milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques des formations d'Anaconda et de Natel . . .	33
Figure 25.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites d'affinité calco-alkaline de la Formation de Natel . . . . .	34
Figure 26.	Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (a) et multi-éléments normalisés au manteau primordial (b) illustrant les variations à l'intérieur des volcanites d'affinité calco-alkalines de la Formation d'Anaconda . . . . .	34
Figure 27.	Diagramme Zr/Y vs. SiO <sub>2</sub> (% poids) illustrant les variations à l'intérieur des roches volcaniques d'affinité calco-alkaline appartenant aux formations d'Anaconda et de Natel . . . . .	35
Figure 28.	Diagramme a) Zr/Y (ppm) vs. MgO (% poids) et b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> vs. MgO (% poids) illustrant les variations à l'intérieur des laves d'affinité boninitique de la CVFE . . .	35
Figure 29	Modèle d'évolution tectonomagmatique des roches volcano-sédimentaires des segments de Storm-Evans, d'Assinica et de Frotet-Troilus . . . . .	44-45
Figure 30	Carte géologique de la CVFE résumant la nouvelle chemostratigraphie et le modèle d'évolution tectonomagmatique. . . . .	47

**LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1.	Sommaire des analyses chimiques provenant des volcanites appartenant aux formations de Le Gardeur et de Storm .....	14
Tableau 2.	Sommaire des analyses chimiques provenant des volcanites appartenant à la Formation de Rabbit et au Groupe d'Assinica .....	20
Tableau 3.	Sommaire des analyses chimiques provenant des volcanites appartenant aux formations de Natel et d'Anaconda .....	31

**REMERCIEMENTS**

Je tiens à remercier M. Claude Dion du SGNO pour son support et son aide constants apportés au cours de nos études géochimiques entreprises dans la Ceinture Volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. L'auteur tient également à remercier MM. Harold Brisson, Abdelali Moukhsil et Charles Gosselin pour les nombreuses discussions très informatives concernant la stratigraphie de la CVFE. Enfin, l'apport de M. Michel Leduc pour le traitement des analyses ainsi que de M. Robert Marquis, chef de service du SGNO, pour sa vue d'ensemble des travaux s'avèrent inestimables.



## 1.0- INTRODUCTION

Les segments d'Assinica, de Storm-Evans et d'Evans-Ouagama constituent la partie occidentale de la Ceinture Volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE; figure 2). Précédemment cartographiés par Franconi (1977, 1976 et 1974) et plus récemment par Brisson *et al.* (1998a, b, c et 1997a, b), ils présentent certains attributs géologiques et structuraux communs au Segment oriental mieux connu de Frotet-Troilus (Boily, 1999; Gosselin, 1996 et Simard, 1987), tout en manifestant des différences significatives (Boily, 1998). Les segments central et occidental contiennent, entre autres, d'épaisses séquences de métasédiments détritiques (i.e. les grès, conglomérats et mudrocks du Groupe de Broadback), tandis que les laves et tufs andésitiques à dacitiques d'affinité calco-alkaline affleurent peu à l'intérieur du Segment de Frotet-Troilus. De plus, les études géochimiques de Boily (1999, 1998) ont révélé que le Segment de Frotet-Troilus se distinguait par la prédominance de coulées basaltiques à andésitiques tholéiitiques (tholéiites magnésiennes à ferrotholéiites) et de tufs intermédiaires "adakitiques". Un raffinement de la chemostratigraphie du Segment de Frotet-Troilus a été rendu possible grâce à l'utilisation des éléments traces immobiles analysés par méthode ICP-MS (Boily, 1999). Cette étude a permis de reconnaître 8 types de roches volcaniques dont une suite de basaltes-andésites d'affinité boninitique. Elle a de plus conduit à l'élaboration d'un nouveau modèle tectono-magmatique proposant que la formation du Segment de Frotet-Troilus résulte de l'accrétion de panneaux volcano-sédimentaires d'origine et d'âge divers.

Les différences lithologiques et géochimiques inter-segments observés à l'intérieur de la CVFE et la capacité des éléments traces immobiles analysés par méthode ICP-MS d'établir de fines distinctions à l'intérieur d'une séquence volcanique apparemment homogène, nous incitent donc à poursuivre vers l'ouest l'étude géochimique entreprise par Boily (1999). Les objectifs suivants sont visés: a) raffiner la classification géochimique et la chemostratigraphie des assemblages volcaniques des segments central (Assinica et Storm-Evans) et occidental (Evans-Ouagama); b) établir des corrélations chemostratigraphiques entre les formations/ groupes des segments central et occidental et ceux du Segment de Frotet-Troilus; c) préciser le milieu tectonique d'épanchement des volcanites et, d) de construire un modèle tectono-

magmatique qui infirme ou confirme celui proposé par Boily (1998).

Tout comme dans nos travaux précédents, une approche géochimique est privilégiée. Certaines données géochimiques des éléments majeurs et de certains éléments en traces (i.e. Zr, Y, Rb, Sr) provenant des segments d'Assinica, de Storm-Evans et d'Evans-Ouagama ont été précédemment filtrées et interprétées par Boily (1998). Nous avons sélectionné 52 échantillons à partir de cette base de données pour fin d'analyses des éléments en traces par méthode ICP-MS. Les résultats sont présentés à l'annexe 1.

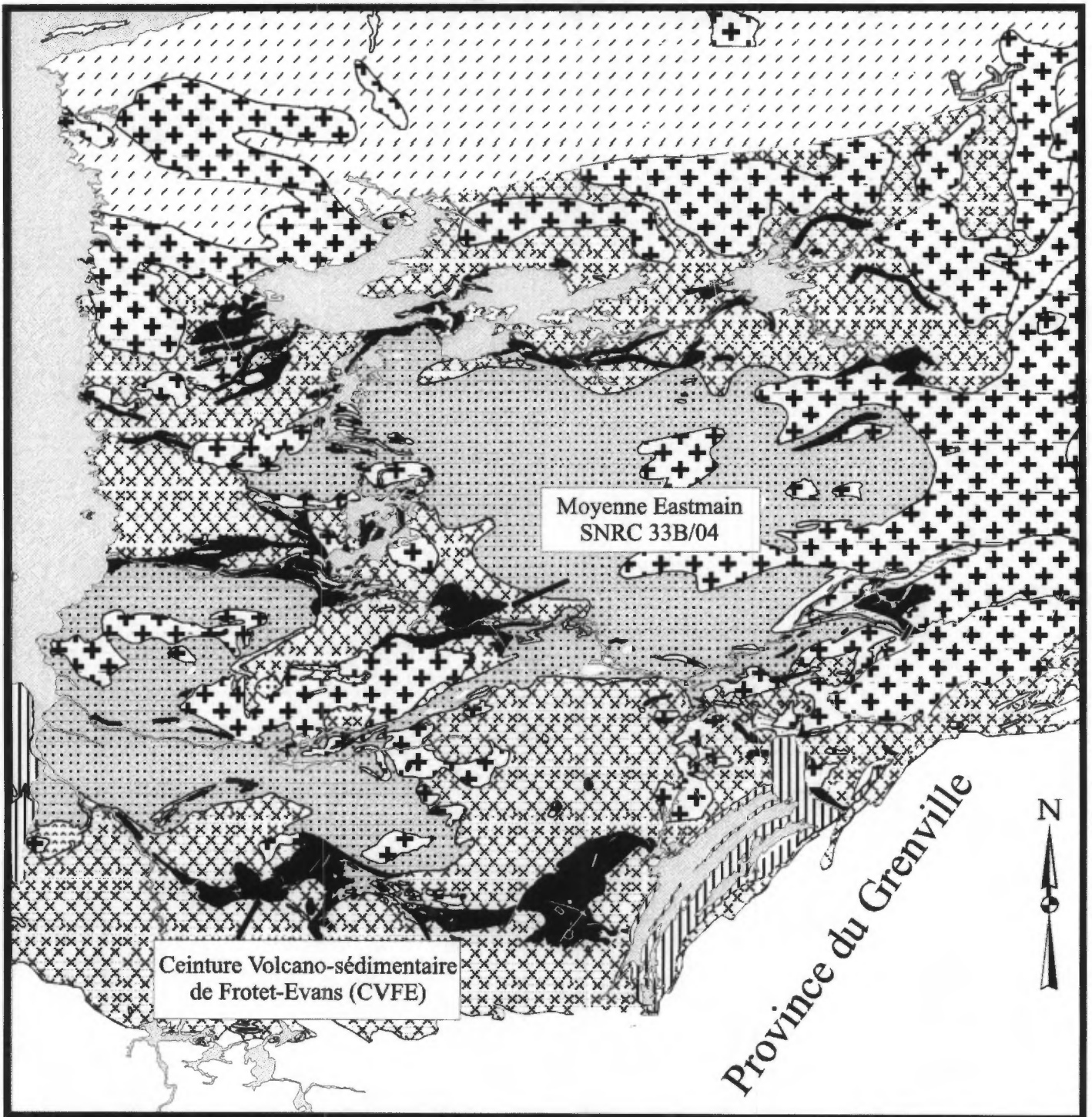
Une partie de nos travaux ont porté sur la géochimie des assemblages volcaniques de la bande volcano-sédimentaire de la Moyenne-Eastmain, particulièrement sur la région du lac Natel (feuillelet SNRC 33B/04). La géologie et la stratigraphie de ce secteur ont été établies par Labbé et Grant (1998). D'envergure plus modeste, cette étude vise à classer d'après leur géochimie les volcanites et à construire une chemostratigraphie. Les données géochimiques (74 échantillons) proviennent de la banque SIGÉOM d'où 19 échantillons ont été extraits pour fin d'analyses des éléments en traces par méthode ICP-MS. Les résultats sont présentés à l'annexe 2.

## 2.0 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE, STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

### 2.1- La Ceinture Volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE)

La CVFE appartient à la sous province d'Opatca et est située environ à 150 km au nord de Chibougamau (figures 1 et 2). Elle forme une immense nappe de charriage au sommet d'un assemblage de nappes orthogneissiques mi-crustales parfois migmatisées qui constituent, avec des plutons syn à tardi-tectoniques, le cœur de l'Opatca (Sawyer et Benn, 1993). Cette sous-province est limitée au nord par les roches métasédimentaires des sous-provinces de Némiscau et d'Opinaca et au sud par la sous-province d'Abitibi avec laquelle elle présente une suture crustale majeure soulignée par une zone de subduction fossile à pendage nord (Calvert *et al.*, 1995). Sawyer et Benn (1993) ont classé les terrains orthogneissiques et plutoniques de l'Opatca en cinq groupes; les plus importants étant les gneiss tonalitiques gris (2702 à 2807 Ma), le pluton composite dioritique à tonalitique du lac Rodayer (2824 Ma) et les complexes plutoniques de diorites à hornblende-monzodiorites-tonalites (2693 à 2696 Ma; Davis *et al.*, 1995). L'âge des divers assemblages volcaniques et plutoniques formant la CVFE est peu





Archéen

Protérozoïque



Roches orthogneissiques



Plutons syn à tardi-tectoniques



Sédiments détritiques



Bassins sédimentaires



Plutons et orthogneiss de la sous-province de Bienville



Ceintures volcano-sédimentaires

Figure 1. Carte géologique de la région de la Baie James montrant la localisation de la CVFE et du feuillet 33B/04.

connu. Des datations U-Pb sur des zircons provenant de dykes felsiques associés au gisement de Cu-Au de Troilus, situé à l'extrémité nord-est de la ceinture (figure 2), ont procuré des âges de  $2782 \pm 6$  Ma (Pilote *et al.*, 1997).

La CVFE se subdivise en quatre segments lithotectoniques. Ses extrémités orientale (Frotet-Troilus) et occidentale (Evans-Ouagama) forment deux segments à prédominance volcanique, tandis que le coeur de la ceinture est dominé par des assemblages volcano-sédimentaires (segments de Storm-Evans et d'Assinica) (figure 2).

## 2.2- Le Segment d'Assinica

Localisé au SE du Segment de Frotet-Troilus et orienté E-W, le Segment d'Assinica couvre les feuillets SNRC 32J/11 et 12. La géologie, la stratigraphie et la structure ont d'abord été abordées par Franconi (1976 et 1974) puis reprises par Brisson *et al.* (1997a et b). Une colonne stratigraphique des assemblages volcano-sédimentaires de la région est présentée à la figure 4, tandis que la carte géologique du Segment est illustrée à la figure 3.

### 2.2.1- Le Groupe d'Assinica (Aaz)

Le Groupe d'Assinica, d'une puissance de 2 km, comprend des coulées de basaltes tholéitiques, de basaltes magnésiens siliceux et de ferrotholéiites massifs ou coussinés (unité *Aaz1*) intercalées à des dépôts de tufs lités et de tufs à lapilli de composition mafique à felsique. Vers le sommet du groupe, apparaissent quelques coulées de laves felsiques intercalées à des tufs à blocs mafiques à felsiques (unité *Aaz2*) ainsi que des interlits hectométriques de mudrocks (unité *Aaz3*; schistes à andalousite) (Brisson *et al.*, 1997a, b et Franconi, 1976). Plusieurs filons-couches gabbroïques peu à très différenciés (gabbros mélanocrates, gabbros quartzifères et granophyres) se mettent en place dans les séquences volcaniques.

### 2.2.2- Le Groupe de Broadback (Abk)

Les métasédiments du Groupe de Broadback recouvrent probablement en concordance les volcanites du Groupe d'Assinica. Le Groupe de Broadback comprend, à la base, une unité grésoconglomératique (*Abk1*) surmontée de mudrocks graphitiques rouillés (unité *Abk3*) transformés en schistes à porphyroblastes d'andalousite, de grenat et de biotite. L'unité *Abk2*, composée de wackes

feldspathiques à laminations parallèles à obliques, forme la majeure partie du groupe, tandis que l'unité grésoconglomératique sommitale (unité *Abk4*) exhibe des conglomérats à fragments de volcanites felsiques aphyriques et de porphyres quartzo-feldspathiques. Des fragments de grès, de volcanites mafiques à intermédiaires, de tonalites, de quartzites, de cherts et de formations de fer sont également présents en quantité moins importante.

### 2.2.3- Les roches intrusives

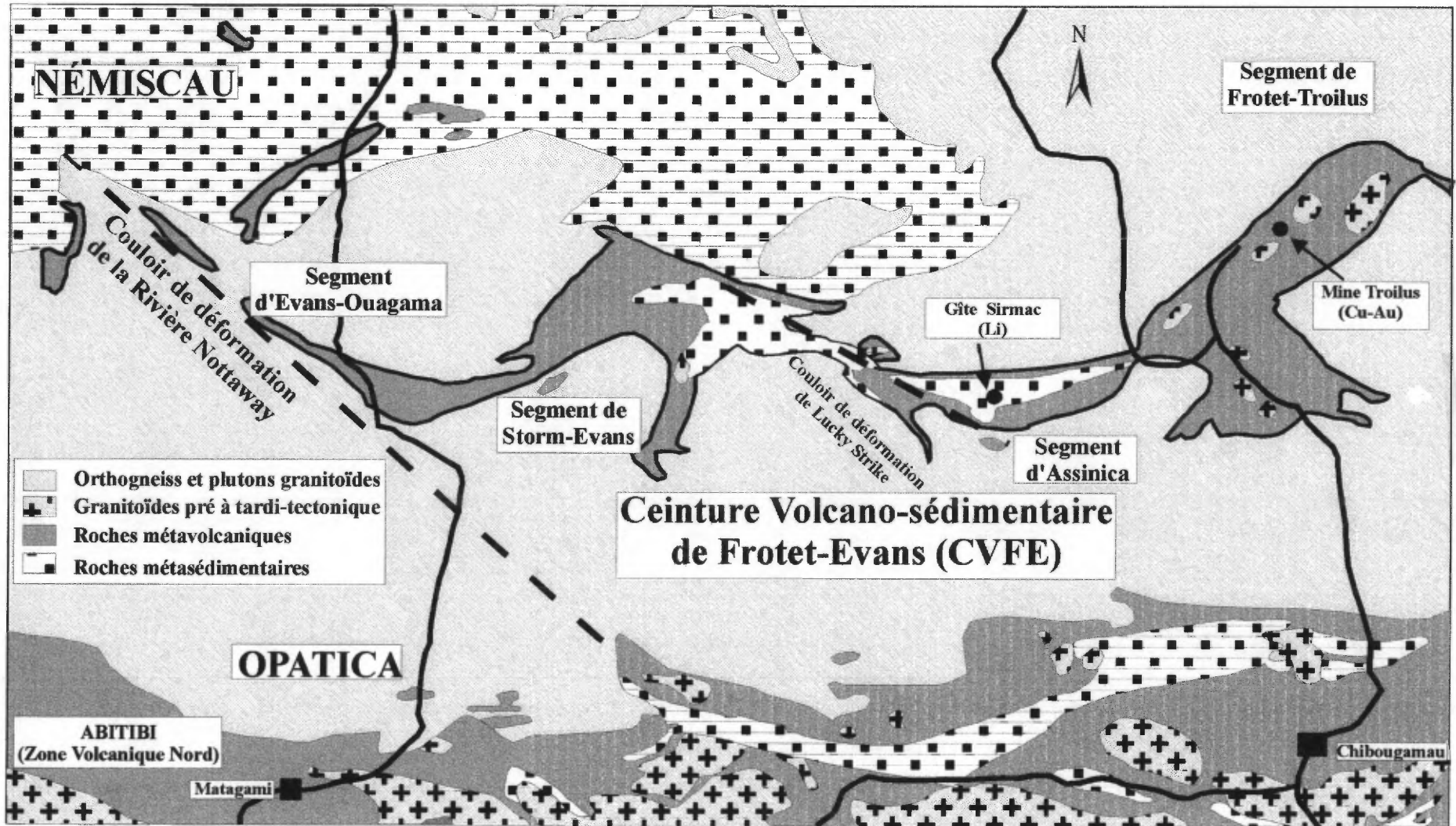
Brisson *et al.* (1997a et b) ont cartographié des plutons mafiques-intermédiaires porphyriques qui recourent principalement les métasédiments du Groupe de Broadback. Dans la partie est, on retrouve une masse de granodiorite, tandis qu'au centre de la ceinture le pluton de syénitique de Dalogny (unité *Adal*) et une masse de diorite-monozodiorite recoupe les assemblages volcaniques. Enfin, on note des dykes de pegmatites granitiques tardifs, dont des pegmatites lithinifères localisées à proximité du lac Sirmac (figure 2).

### 2.2.4- Métamorphisme et structure

Les assemblages volcano-sédimentaires sont intensément déformés et métamorphisés au faciès des amphibolites au contact de l'Opatica, mais modérément déformés et métamorphisés au coeur du segment (faciès des schistes verts) (Brisson *et al.*, 1997 a, b et Franconi, 1976 et 1974). Deux phases de déformation affectent principalement l'ensemble volcano-sédimentaire et produisent une structure générale en dômes et bassins au coeur du segment. Les manifestations les plus évidentes sont les structures anticlinoriennes et synclinoriennes (D2) orientées ENE. Le couloir de déformation ductile de Lucky Strike (D3), large de 3 km, constitue une importante faille NW-SE à rejet dextre (Brisson *et al.*, 1997b et Sawyer et Benn, 1993) (figure 3).

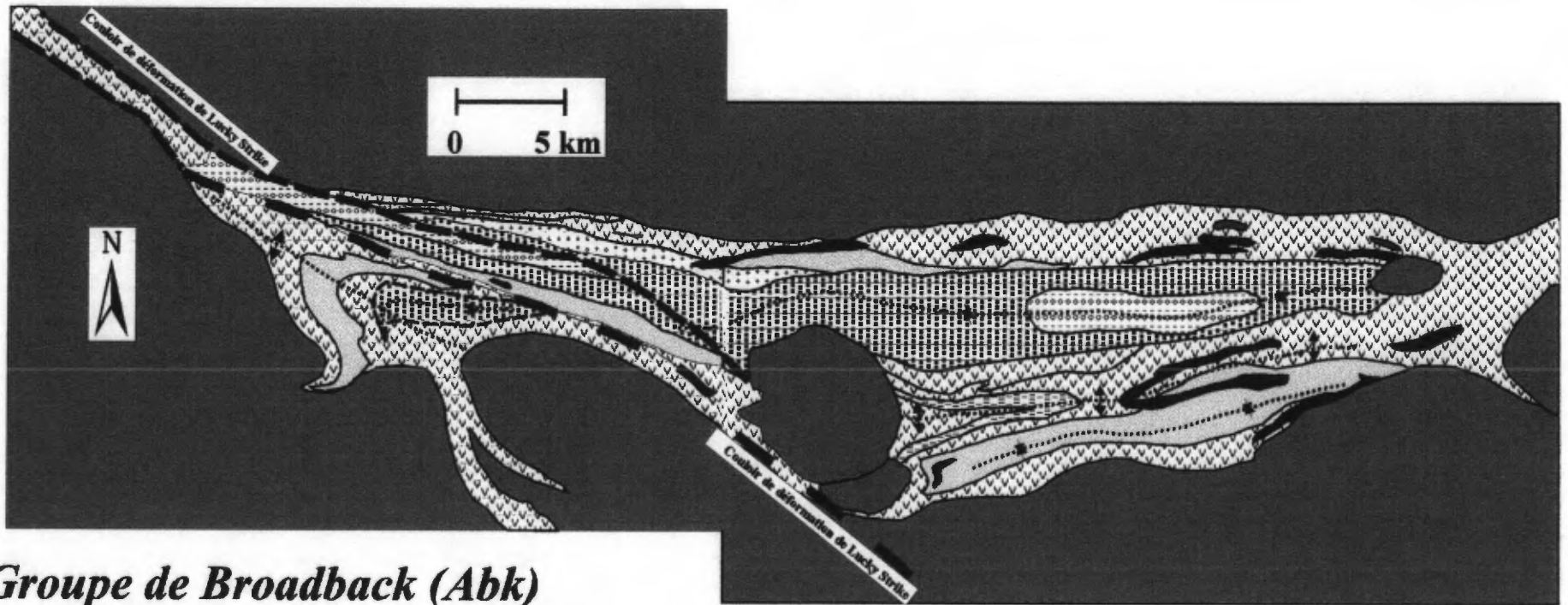
## 2.3- Le Segment de Storm-Evans

À l'ouest du couloir de déformation de Lucky Strike, la CVFE s'élargit pour exposer des assemblages volcano-sédimentaires couvrant les feuillets SNRC 32K/09, 32K/10, 32K/15 et 32K/16. La géologie et la stratigraphie du secteur ont été investiguées par Franconi (1977) puis reprise dans les travaux de Brisson *et al.* (1998a, b et c). Ces derniers ont incorporé les métasédiments détritiques sous le Groupe de Broadback et réuni les assemblages volcaniques dans le Groupe d'Evans qui comprend, de la base au sommet, les formations de Le Gardeur, de Rabbit et de











0 50 km

Figure 2. Géologie générale de la Ceinture Volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE). D'après Brisson *et al.* (1997a) et Gosselin (1996).







## Groupe de Broadback (Abk)

- |   |  |
|---|--|
|  Conglomérats polygéniques (Abk4)      |  Orthogneiss et plutons de la sous-province d'Opatica |
|  Mudrocks (Abk3)                       |  Faille   |
|  Wackes feldspathiques laminés (Abk2) |  Anticlinal   |
|  Grès et conglomérats (Abk1)         |  Synclinal  |

## Groupe d'Assinica (Aaz)

(Formation de Rabbit?)

- |  |
|--|
|  Pélites (Aaz3)   |
|  Tufs basaltiques à rhyodacitiques (Aaz2)   |
|  Tholéïtes magnésiennes-ferrotholéïtes tholéïtes fractionnés-boninites-andésites calco-alcalines (Aaz1) |
|  Filons-couches de gabbro   |

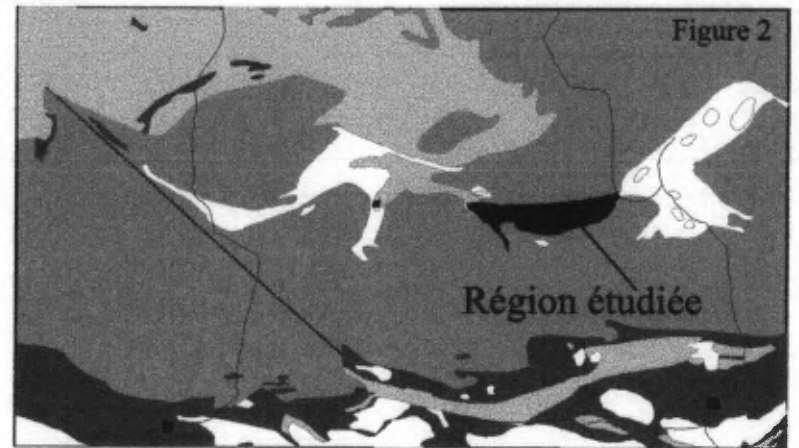
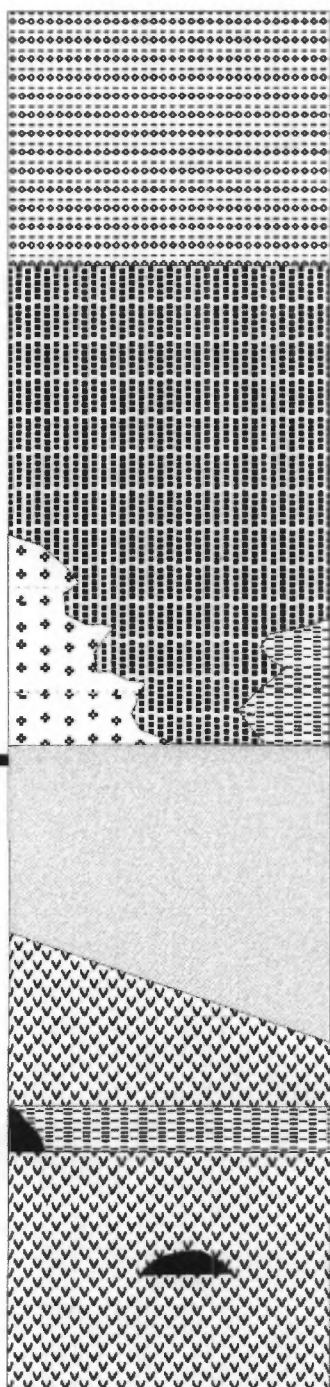
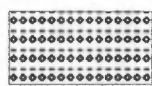


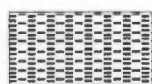
Figure 3. Géologie du segment d'Assinica. D'après Brisson *et al.* (1997a et b)

## Groupe de Broadback

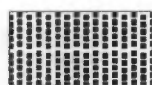
## Groupe d'Assinica

**Groupe de Broadback (Abk)**

Conglomérats polygéniques  
(Abk4)



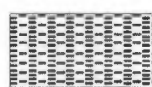
Mudrocks graphitiques rouillés  
(Abk3)



Wackes feldspathiques laminés  
(Abk2)



Grès et conglomérats (Abk1)

**Groupe d'Assinica (Aaz)**

Pélites: schistes à  
andalousite et grenat (Aaz3)



Tufs basaltiques  
à rhyodacitiques (Aaz2)



Tholéiites magnésiennes, ferrotholéiites  
tholéiites fractionnées, boninites,  
andésites calco-alcalines (Aaz1)



Filons-couches de gabbro

Figure 4. Stratigraphie des roches volcano-sédimentaires du Segment d'Assinica. D'après Brisson *et al.* (1997a et b)

Storm. Une colonne stratigraphique schématisée est présentée à la figure 6. Elle accompagne la carte géologique des feuillets à la figure 5.

### 2.3.1- La Formation de Le Gardeur (Alg)

Affleurant au NE de la région, la Formation de Le Gardeur se situe à la base du Groupe d'Evans. Elle comprend des basaltes, des basaltes andésitiques et des andésites amygdalaires massifs à coussinés, fréquemment bréchiques d'affinité calco-alcaline (unité Alg1). Ces laves sont riches en amygdules de quartz et de quartz-carbonate et contiennent des phénocristaux de plagioclase. La formation comprend également des lits de tufs à cristaux de quartz et/ou de plagioclase, de tufs à lapilli et à blocs de composition intermédiaire à felsique (unité Alg2).

### 2.3.2- La Formation de Rabbit (Arb)

Dans la région du lac Evans, la Formation de Rabbit affleure de part et d'autre de la faille de Corbeau (figure 5). Sur le terrain, les roches basaltiques (unité Arb1) arborent un aspect homogène et sont dominées par des coulées massives ou coussinées. Cependant, l'étude géochimique de ces roches révèle une plus grande diversité de composition (i.e. tholéiites magnésiennes, tholéiites fractionnées, basaltes calco-alcalins, laves d'affinité boninitique; voir section 3.2.2) et une distribution complexe de ces types de lave. La formation comprend des niveaux continus et des lentilles de formations de fer (faciès oxydé) (unité Arb2) dont l'apparition souligne la base de la Formation de Rabbit. Les formations de fer se composent de lits de chert recristallisés interlités avec des lamines de magnétite et de mudrocks riches en magnétite. L'unité Arb3 n'est reconnue qu'à la base de la formation, au nord de la faille de Corbeau (figure 5). Elle est constituée de tufs à cristaux, à lapilli et/ou à blocs, des coulées massives ou coussinées d'andésites amygdalaires similaires à celles de la Formation de Le Gardeur et de quelques bancs de conglomérats polygéniques. La Formation de Rabbit inclut également, au sommet, de minces lits et lentilles de siltstones et de claystones variablement graphiteux et sulfureux (unité Arb4).

### 2.3.3- La Formation de Storm (Asm)

La Formation de Storm occupe le sommet du Groupe d'Evans au coeur du segment et affleure le long de la rivière Broadback. Elle présente une

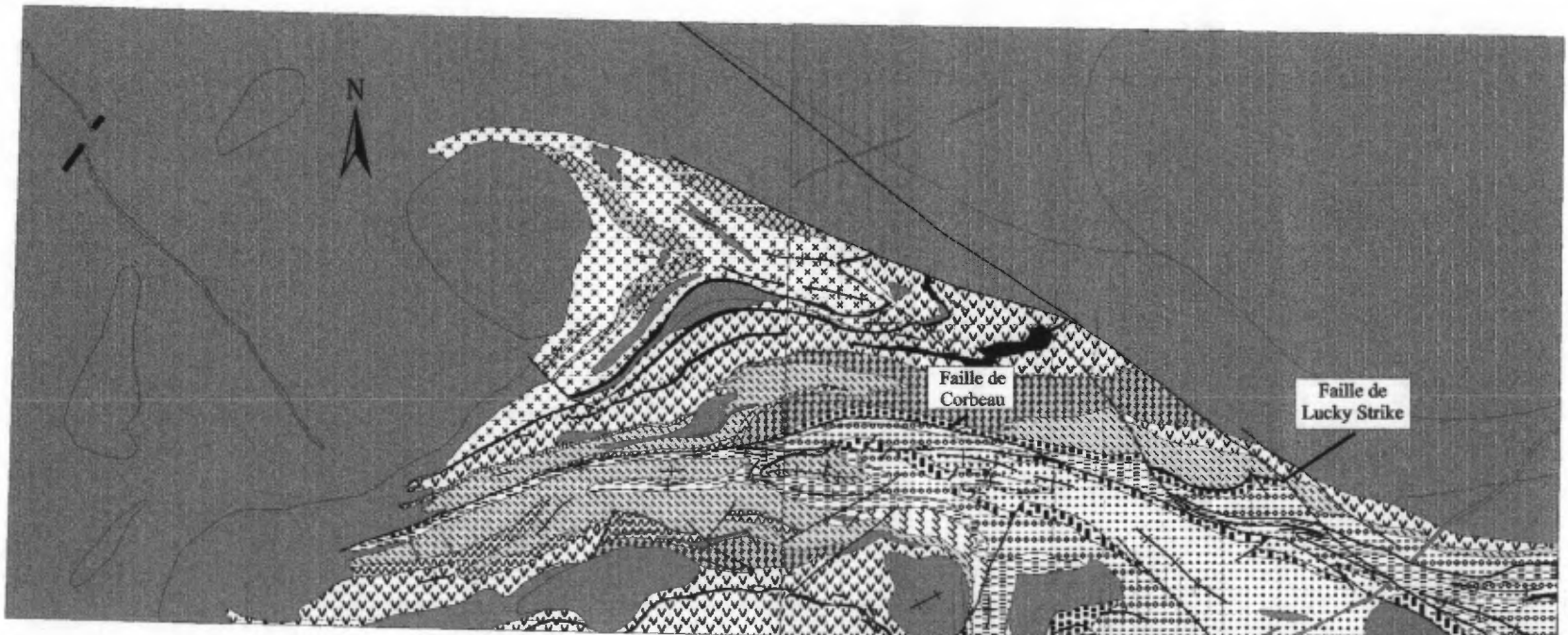
variété de lithologies dominées par des roches pyroclastiques intermédiaires à felsiques (unité Asm1) et de coulées andésitiques à rhyodacitiques et/ou de tufs rhyodacitiques (unité Asm2). La formation comprend également des coulées d'andésites amygdalaires calco-alcalines (unité Asm3), des laves basaltiques et gabbros d'affinité tholéiitique (unité Asm4) et de minces horizons de sédiments à grains fins (unité Asm5).

L'unité Asm1 forme des dépôts pyroclastiques bien lités contenant des tufs monogéniques à blocs rhyolitiques (?), des tufs polygéniques à blocs de composition intermédiaire à felsique, des tufs à lapilli et à cristaux et quelquefois des coulées rhyolitiques (?) massives à bréchiques. Bien exposée au nord du lac Storm et le long de la rivière Broadback (figure 5), l'unité Asm2 est formée principalement de roches pyroclastiques à grains fins de composition dacitique à rhyodacitique. Les roches sont généralement massives et homogènes et présentent des cristaux de quartz et de plagioclase, mais peuvent contenir des lamines diffuses ainsi que des bancs bréchiques à blocs ou à lapilli. Franconi (1977) interprète certaines de ces lithologies comme des agglomérats et des ignimbrites indiquant probablement une origine pyroclastique par éjection subaérienne.

On retrouve, de la base jusqu'à la partie médiane de la formation, des andésites amygdalaires massives, coussinées ou bréchiques d'affinité calco-alcaline (unité Asm3). La position stratigraphique de l'unité Asm4 demeure incertaine; on croit elle est probablement située au sommet de la formation. Les roches sont de composition basaltique et révèlent une alternance de lentilles de gabbros et de laves basaltiques d'affinité tholéiitique. Elles affleurent le long de la faille de Corbeau (figure 5) et dans l'angle SO du feuillet 32K/16. Enfin, l'unité Asm5 est définie par des horizons et lentilles de siltstones, de grès et de claystones variablement graphiteux.

### 2.3.4- Le Groupe de Broadback (Abk)

Le Groupe de Broadback recouvre la Formation de Storm. À la base, on observe des formations de fer (lits de chert recristallisés; unité Abk1) et des conglomérats polygéniques à fragments de tufs felsiques, de laves mafiques et de formations de fer à magnétite suggérant une érosion locale de la Formation de Storm (unité Abk2). Tout comme à l'intérieur du Segment d'Assinica, les wackes granoclassés à grains grossiers, les siltstones et les claystones invariablement graphiteux définissent les principales unités (Abk3 et Abk4). Les wackes et siltstones de l'unité Abk4



**Groupe de Broadback (Abk)**

- Formations de fer sulfurée (Abk8)
- Wackes, conglomérats (Abk6)
- Wackes à magnétite (Abk5)
- Wackes et siltstones (Abk4)
- Siltstones et claystones (Abk3)
- Conglomérats (Abk2)
- Formations de fer oxydées (Abk1)
- Orthogneiss et plutons de la sous-province d'Opatoca
- Faille
- × Anticlinal
- ∩ Synclinal

**Groupe d'Evans**

**Formation de Storm (Asm)**

- Mudrock et grès (Asm5)
- Basaltes et gabbros tholéitiques (Asm4)
- Andésites-dacites calco-alcalines (Asm3)
- Tufs et laves andésitiques à rhyolitiques (Asm2)
- Tufs et laves basaltiques à rhyodacitiques (Asm1)

**Formation de Rabbit (Arb)**

- Tufs et laves divers (Arb3)
- Formations de fer oxydée (Arb2)
- Tholéïtes magnésiennes-ferrotholéïtes tholéïtes fractionnés-boninites-andésites calco-alcalins (Arb1)

**Formation de Le Gardeur (Alg)**

- Tufs felsiques à intermédiaires (Alg2)
- Basaltes-andésites-dacites calco-alcalins (Alg1)

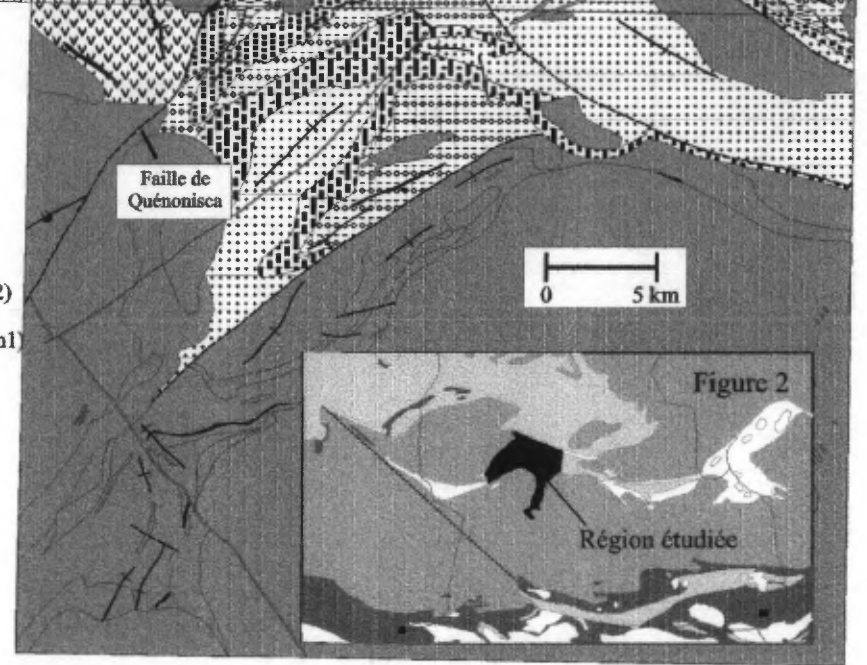


Figure 5. Géologie du Segment de Storm-Evans. D'après Brisson *et al.* (1998a, b, c)

## GROUPE DE BROADBACK (Abk)

- Abk8 Fm. de fer sulfurée
- Abk7 Basaltes
- Abk6 Wackes et conglomérats
- Abk5 Wackes à magnétite
- Abk4 Wackes et silstones
- Abk3 Silstones et claystones
- Abk2 Conglomérats
- Abk1 Fm. de fer (oxydée)

## GROUPE D'EVANS

### Formation de Storm (Asm)

- Asm5 Silstones et grès
- Asm4 Basaltes et gabbros tholéïtiques
- Asm3 Andésites-dacites calco-alcalines
- Asm2 Tufs et laves andésitiques à rhyolitiques
- Asm1 Tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques

### Formation de Rabbit (Arb)

- Arb4 Silstones et grès
- Arb3 Tufs et laves divers
- Arb2 Fm. de fer oxydée
- Arb1 Tholéïtes, ferrotholéïtes, tholéïtes fractionnées boninites, andésites calco-alcalines

### Formation de Le Gardeur (Alg)

- Alg2 Tufs felsiques à intermédiaires
- Alg1 Basaltes-andésites-dacites calco-alcalins

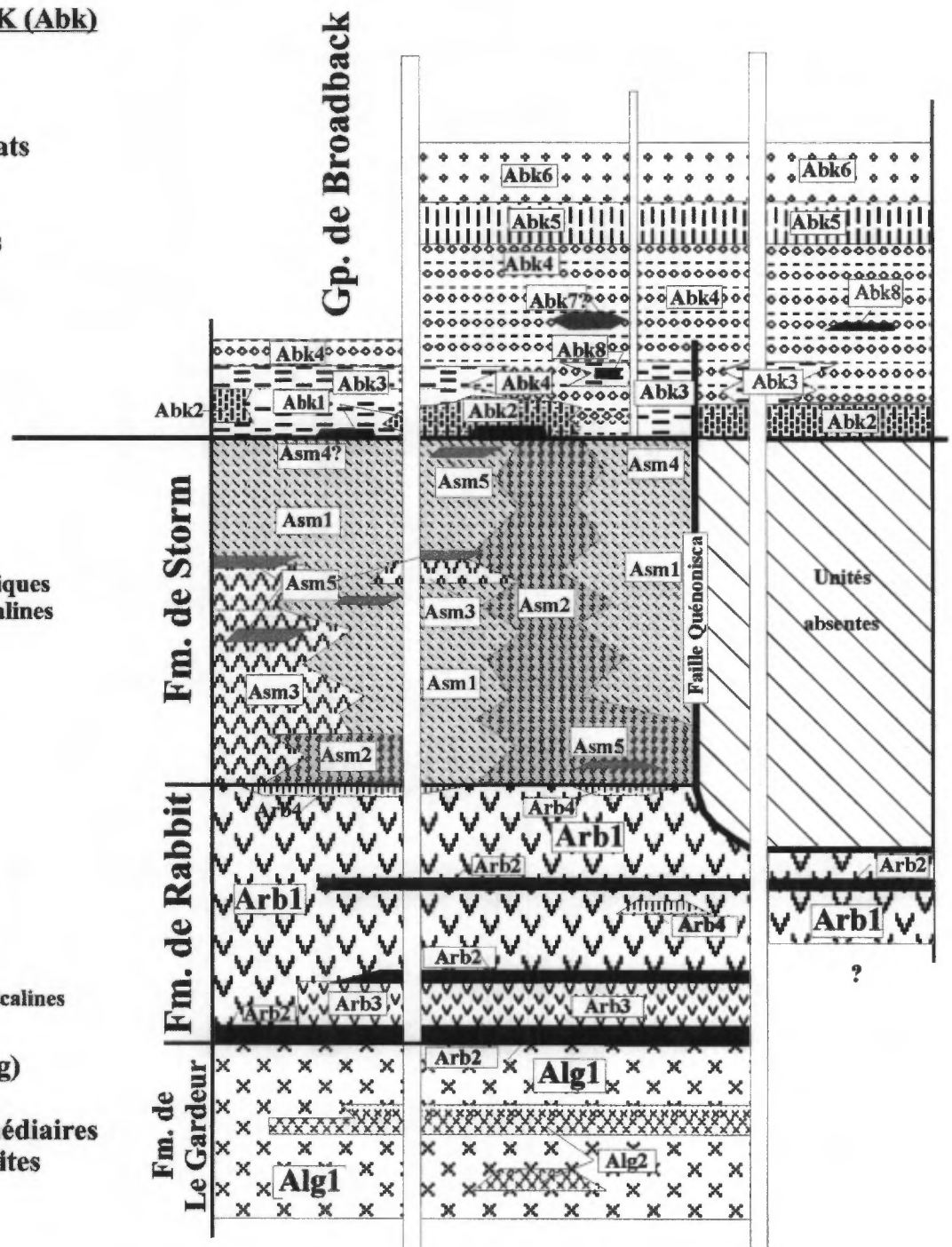


Figure 6. Stratigraphie des roches volcano-sédimentaires du Segment de Storm-Evans. D'après Brisson *et al.* (1998a, b, c)



contiennent communément des porphyroblastes d'andalousite et de grenat. Ces sédiments sont interdigités aux roches pyroclastiques de la Formation de Storm. On observe un niveau repère d'extension régionale qui se distingue par des wackes et des silstones à magnétite (unité *Abk5*) et des bancs massifs de wackes et de grès feldspathiques à porphyroblastes d'andalousite (unité *Abk6*). Enfin, deux unités mineures; l'une composée de lentilles d'andésites coussinées (*Abk7*) et l'autre constituant une formation de fer sulfurée (*Abk8*) complètent la stratigraphie du Groupe de Broadback.

### 2.3.5- Les roches intrusives

Brisson *et al.* (1998a, b et c) ont classifié les roches intrusives en suites pré-tectoniques (synvolcaniques), syntectoniques et tarditectoniques. Les intrusions synvolcaniques se présentent sous forme de filons-couches et de massifs de dimension métrique à kilométrique (ex: l'intrusion de gabbro-péridotite de Reid; unité *Ared*). Les intrusions syntectoniques sont représentées par des granodiorites (gneissiques et porphyriques; par ex: Complexe de Théodat [unité *Athe*]) et des diorites (unité *Ahug*). Les intrusions tarditectoniques de la région représentent quatre types pétrographiques: 1) un type gabbroïque (unité *Arok1*); 2) un type monzonitique (unité *Arok2*); 3) un type granitique et 4) des pegmatites blanches. Les deux derniers forment en général des dykes recoupant le Complexe de Théodat. Enfin, des dykes de diabase d'âge protérozoïque recoupent tout l'ensemble.

### 2.3.6- Métamorphisme et structure

Le métamorphisme des roches volcano-sédimentaires varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. La déformation de la partie nord de la ceinture apparaît plus intense que celle de la partie sud et s'accroît vers l'est lorsque la ceinture se rétrécit. Brisson *et al.* (1998a) ont identifié sept générations de déformation manifestées par des plis et des failles (D1 à D7). D1 à D6 sont interprétées comme le reflet d'une déformation continue. La déformation principale correspond à D2 et se traduit par des plis serrés à isoclinaux orientés NE-SW à NW-SE dont les plus importants sont associés au synclinal de Storm. La déformation D1 est représentée par des plis mégascopiques, orientés NNE-SSW. Elle se manifeste par des plis serrés à isoclinaux et une foliation régionale de plan axial à pendage abrupt

N ou S de direction ENE-WSW. La superposition locale des plis D1 et D2 entraînent la formation d'une structure en dôme.

Franconi (1977) a noté un réseau de cassures orientées NW et ENE au cœur de la ceinture. La faille de Corbeau, une faille rejet-pendage, est associée à D3 et se traduit par une discontinuité dans la stratigraphie et une intensification de la déformation (figure 5). D6 se traduit par un réseau de discontinuités orientées NW-SE à WNW-ESE qui appartient au couloir de déformation de Lucky Strike reconnu plus à l'est (figure 5). Une autre importante discontinuité, la faille de Quénonisca (D7) est localisée dans le SE de la région. Elle est orientée NNE-SSW et est associée à une déformation fragile (figure 5).

## 2.4- Le Segment d'Evans-Ouagama

Au sud du lac Evans, la CVFE se rétrécit considérablement pour former une bande de roches volcaniques basaltiques orientée ENE à E-W et large de 3 à 5 km (feuillet SNRC 32K/10, /11 et /12). Celle-ci se prolonge sur plus de 50 km, avant d'être disloquée par le couloir de déformation de la rivière Nottaway. La région a d'abord été cartographiée par Franconi (1974) puis réexaminée par Morin (1998a, b et c) qui a produit des cartes géologiques dont la synthèse est illustrée en figure 7.

### 2.4.1- La Formation de Rabbit (*Arb*)

Les volcanites exposées appartiennent à la Formation de Rabbit (*Arb*). Les basaltes forment des coulées massives à coussinées (unité *Arb1*) localement bréchiques et amphibolitisées, puis injectées de filons-couches comagmatiques de gabbros-pyroxénites (ex: les unités *Akap1* et *Akap2*). Ces derniers peuvent s'étendre sur plus de 15 km et posséder une épaisseur de 5 km. Des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes (unité *Arb2*) sont interstratifiés aux basaltes. Un petit centre de volcanisme de composition intermédiaire à felsique occupe une bande de 0,5 à 2 km de large sur 12 km en longueur (unité *Abr3*) (figure 7). Il s'agit de tufs à blocs et de tufs porphyriques à plagioclase accompagnés de coulées d'andésite-dacite. L'unité *Arb3* regroupe également des lits décimétriques de tufs et de laves leucocrates assignés à la Formation de Rabbit. De rares lits centimétriques à décimétriques de wackes feldspathiques (unité *Arb4*) et des paragneiss à amphibole (unité *Arb5*) quelquefois associés à des tufs à cristaux leucocrates et à des gneiss à biotite complètent la stratigraphie de la région.

### 2.4.2- Les roches intrusives

Les roches intrusives constituent de 85 à 90% du socle du Segment d'Evans-Ouagama (figure 7). Morin (1998a, b et c) a regroupé les intrusifs en trois types: a) pré à syntectonique; b) tarditectonique et c) protérozoïque. Le premier comprend la Suite intrusive de Salamandre (unité *Asam*), le Complexe de Théodat (unité *Athe*) et le Complexe de Dusaux (unité *Adux*). La Suite de Salamandre comprend des granodiorites foliées et recristallisées (unité *Asam1*) et des tonalites (unité *Asam2*). Le complexe de Théodat est constitué principalement de granodiorites avec une proportion mineure de tonalites (unité *Athe1*). Le complexe de Dusaux est gneissique et contient des gneiss et gneiss granitiques hétérogènes renfermant des lentilles de gneiss, paragneiss et amphibolites partiellement recristallisées (unité *Adux1*). Le complexe comprend également des gneiss à biotite (unité *Adux2*), des gneiss granitiques (unité *Adux3*) et des amphibolites et/ou des paragneiss (unité *Adux4*). Les intrusions intrusives tarditectoniques de composition mafique à intermédiaire comprennent la Suite de Rocher-Kenonisca (*Arok*) constituée de gabbros (unité *Arok1*) et de gabbros-syénononzonites (unité *Arok2*), et de la suite de Kakusikuchk (*Akak*) formée de diorites à hornblende et à biotite. Les roches felsiques tarditectoniques présentent une panoplie de stocks et de dykes de granites, de pegmatites granitiques et d'aprites (par ex: unités *Asam3*, *Athe2* et *Adux5*). Les dykes de diabase d'âge protérozoïque sont assignés à l'essai de Mistassini (*Pmib*) et d'Otish (*Poti*).

### 2.4.3- Métamorphisme et structure

Les volcanites sont métamorphisées au faciès des schistes verts à celui des amphibolites supérieures. La déformation des roches volcano-sédimentaires varie de modérée au coeur de la ceinture à intense en bordure des orthogneiss et des plutons. Morin (1998a, b et c) a reconnu trois épisodes de déformation. La déformation D1 est caractérisée par une foliation pénétrative à pendage modéré dans les gneiss gris et les plutons de la suite tonalite-mélatonalite-gabbro (Sawyer et Benn, 1993). Dans la ceinture, l'épisode D2 se manifeste par des zones de failles inverses associées à une foliation S2 orientée NNO-SSE et à pendage modéré. Enfin, l'épisode D3 est post-métamorphique. Il est souligné par les zones de cisaillement subvertical orientées NO-SE (les failles de Nottaway, Chabinoche, Ouagama et

Rapides Longs) et le couloir de déformation de Nottaway large de 5 km et long de 20 à 50 km.

## 3.0- GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DES SEGMENTS CENTRAL ET OCCIDENTAL DE LA CVFE

### 3.1- Choix des échantillons, filtre géochimique et mode de classification

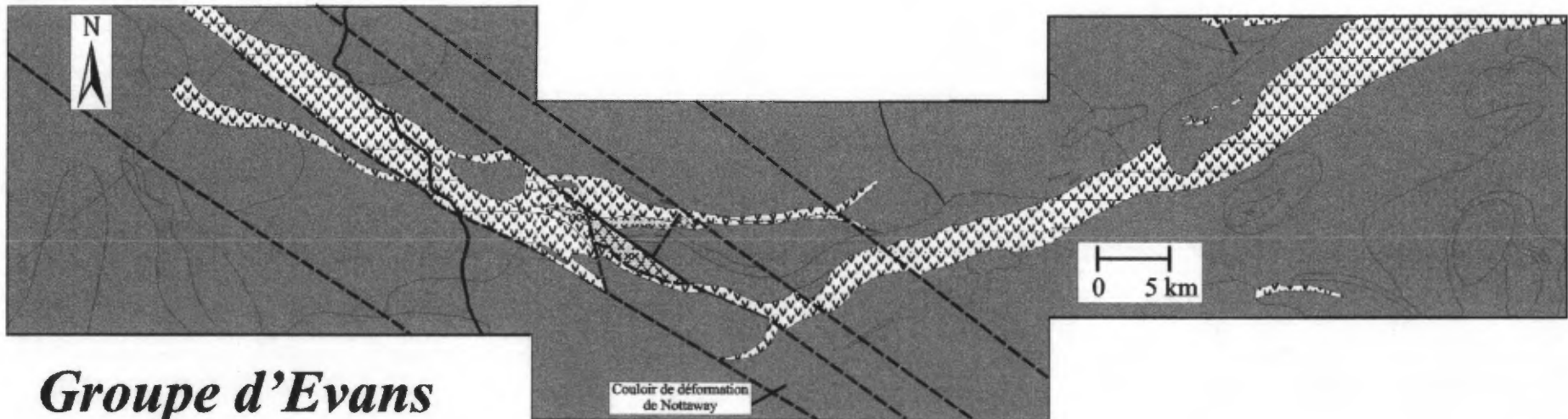
Le choix des échantillons pour fin d'analyses par méthode ICP-MS a été effectué à partir des données des éléments majeurs et des éléments en traces disponibles dans la banque SIGÉOM. Le choix a été accompli grâce à une combinaison de plusieurs critères dont: 1) leur représentativité à l'intérieur des formations étudiées; 2) les variations géochimiques illustrées par les données des éléments majeurs et les rapports Zr/Y et, 3) un degré modéré d'altération. Les critères d'altération appliqués afin d'éliminer les volcanites les plus altérées ont été précisés par Boily (1998), Gosselin (1996) et Simard (1987). Les critères de rejet les plus utilisés sont une P.A.F. > 4 % poids et des concentrations anormales en alcalis (K, Na, Rb), terres alcalines (CaO, MgO, Sr et Ba) et  $Al_2O_3$ .

L'étude géochimique réalisée sur les volcanites du Segment de Frotet-Troilus par Boily (1999) a permis de distinguer 8 types de roches volcaniques. Notre étude, tout en reprenant la même classification, a reconnu 6 types dans les segments central et occidental; soit a) les tholéïtes magnésiennes (TM); b) les ferrotholéïtes (FT); c) les volcanites d'affinité bonitique (BON) d) les tholéïtes fractionnées (TFR); e) les laves basaltiques à rhyodacitiques calco-alcalines (BAC) et, f) les pyroclastites de composition basaltique à rhyodacitique d'affinité calco-alcaline (TUF). Cependant, l'étendue même des segments oriental et occidental (plus de 200 km en direction EW) et un échantillonnage moins exhaustif que celui effectué dans le Segment de Frotet-Troilus, nous incitent à orienter cette étude géochimique d'après l'appartenance des volcanites à leurs formation et unité respectives plutôt qu'à leur classification.

### 3.2- Le Segment de Storm-Evans




#### 3.2.1- La Formation de Le Gardeur: les basaltes et andésites calco-alcalins (BAC) (unité *Alg1*)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces des volcanites



## *Groupe d'Evans*

### Formation de Rabbit (Arb)

- 
 Basaltes-andésites-dacites calco-alcalins (*Arb3*) (équivalent de *Alg1*?)
- 
 Tholéiites magnésiennes-ferrotholéiites tholéiites fractionnées-boninites-andésites calco-alcalins (*Arb1*)
- 
 Orthogneiss et plutons de la sous-province d'Opatoca

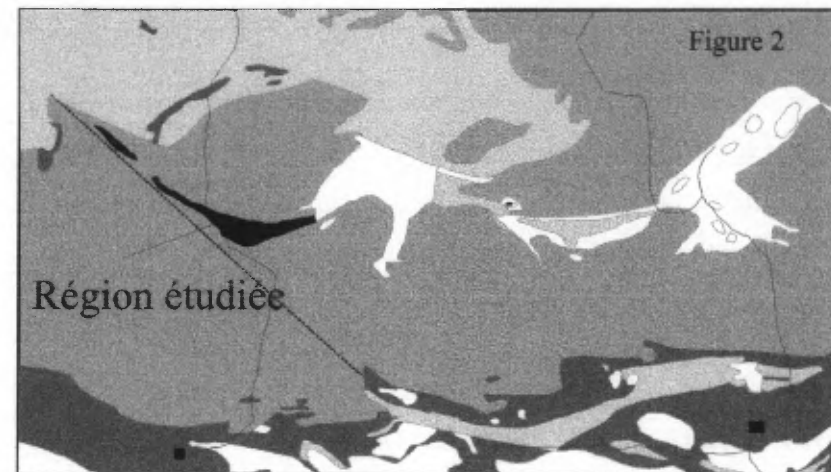


Figure 7. Géologie du Segment d'Evans-Ouagama. D'après Morin (1998a, b, c)

appartenant à l'unité *Alg1* sont présentées au tableau 1. Couvrant le spectre des compositions basaltiques à dacitiques ( $\text{SiO}_2 = 48,2-65,0$  % poids), avec une prédominance de basaltes andésitiques et d'andésites, les laves et les tufs de cette unité représentent une séquence calco-alkaline typique d'arc océanique mature. Les termes basaltiques ( $\text{SiO}_2 = 51,7-54,3$  % poids) sont nettement d'affinité calco-alkaline (figure 10). Ils exhibent des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,2-17,2 % poids),  $\text{MgO}$  (4,5-7,0 % poids),  $\text{TiO}_2$  (0,70-0,93 % poids), Ni (120-158 ppm), Sc (21-25 ppm), V (143-187 ppm) et Cr (130-269 ppm) similaires ou légèrement inférieures à celles des basaltes calco-alkalins provenant des arcs quaternaires actifs (par ex: Java [Arc Indonésien] et Dominica [Arc des Petites Antilles]). Dans le diagramme multi-éléments, les basaltes manifestent également un appauvrissement relatif en certains HFSE ("High Field Strength Element"), dont Nb (7,1-12,0 ppm) et Ta (0,45-0,66 ppm), coexistant avec un enrichissement en TRLé (Terres Rares Légères; par ex: La=13,0-20,0 ppm), Th (2,2-3,3) et U (0,46-0,77) (figure 8b). Cette caractéristique, si distinctive des suites volcaniques générées en milieu de supra-subduction, accompagne un profil normalisé en TR (figure 8a) également typique présentant un fractionnement modéré en TRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 2,3-3,3$  et  $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 4,9-8,4$ ) et absent en TRLo (Terres Rares Lourdes;  $[\text{Gd}/\text{Lu}]_N = 1,2-1,4$ ). Les rapports des éléments incompatibles immobiles ( $\text{Th}/\text{Hf} = 0,7-1,4$ ;  $\text{Zr}/\text{Y} = 5,5-7,6$  et  $\text{Zr}/\text{Nb} = 14,5-15,5$ ) diffèrent nettement de ceux des basaltes de dorsales océaniques (MORB), des tholéiites de plateaux océaniques et continentaux et des tholéiites de plumes. Enfin, dans tous les diagrammes discriminant le milieu tectonique d'extrusion des *roches basaltiques*, les basaltes calco-alkalins de la Formation de Le Gardeur se situent invariablement dans le champ des arcs volcaniques insulaires et continentaux (figure 11).

Les roches andésitiques à dacitiques semblent représenter les produits de différenciation magmatique des basaltes calco-alkalins. Ils exhibent des variations continues des teneurs en  $\text{MgO}$  (2,2-5,6 % poids),  $\text{CaO}$  (3,1-14,0 % poids),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (5,7-10,2 % poids), Ni (0-115 ppm), Sc (15-25 ppm) et Cr (15-521 ppm) qui décroissent avec l'augmentation en  $\text{SiO}_2$  (55,4-64,5 % poids). Les teneurs en TRLé (par ex: La=17,0-36,0 ppm), Th (2,7-5,7) et les rapports ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N$  (2,6-3,5), ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  (1,9-3,8) et  $\text{Zr}/\text{Y}$  (4,3-8,6)), tout étant plus élevés que ceux des basaltes, exhibent des corrélations positives avec la silice (figure 10a et b). Les andésites-dacites présentent des anomalies

similaires en Nb, Ta, Ti et P sur le diagramme multi-éléments et manifestent de légères anomalies négatives en Eu (figure 8a et b) compatibles avec le fractionnement du plagioclase.

### 3.2.2- La Formation de Storm (*Asm*)

#### 3.2.2.1- Les basaltes et andésites calco-alkalins (BAC) et les pyroclastites de composition basaltique à rhyodacitique d'affinité calco-alkaline (TUF): les unités *Asm1* et *Asm2*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces des volcanites appartenant aux unités *Asm1* et *Asm2* sont présentées au tableau 1. Malgré l'insistance à décrire les volcanites des unités *Asm1* et *Asm2* comme des tufs felsiques (Brisson *et al.*, 1998a et Franconi, 1977), il est clair qu'elles comprennent des termes basaltiques à rhyodacitiques (i.e.  $\text{SiO}_2 = 52,4-67,9$  % poids) avec une prépondérance de composition andésitique (figure 10). D'autre part, considérant les analyses disponibles, il est impossible de distinguer les deux unités malgré le regroupement de tufs (ignimbrites subaériennes ?) et coulées rhyolitiques dans l'unité *Asm2* et de dépôts pyroclastiques intermédiaires à felsiques dans l'unité *Asm1*.

L'ensemble des volcanites est d'affinité calco-alkaline et manifeste, tout comme les roches de la Formation de Le Gardeur, une diminution des teneurs en  $\text{MgO}$  (0,37- 8,44 % poids),  $\text{TiO}_2$  (0,32 -1,12 % poids),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (2,43-10,90 % poids), Ni (0-92 ppm) et Sc (5-28 ppm) accompagnant l'augmentation en  $\text{SiO}_2$ . Par contre, les corrélations entre les concentrations en TRLé (par ex: La=12,0-32,0 ppm), Th (3,2-17,0 ppm), Ta (0,22-1,00 ppm) et la silice sont diffuses ou absentes, tandis qu'elles sont positives avec le Zr (53-330 ppm), Hf (2,1-7,6 ppm) U (0,75-3,20 ppm) et les rapports  $\text{Zr}/\text{Y}$  (4,8-14,3) et ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N$  (2,2-4,7)) (figure 10b). Les anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti, caractéristiques des roches calco-alkalines, sont préservées des termes basaltiques jusqu'aux rhyodacites; tandis qu'à l'intérieur du diagramme discriminant Hf/3-Nb-16 et Th (figure 11), les *roches basaltiques* se situent dans le champs volcanites associés aux marges destructrices. Les profils de terres rares sont également typiques des suites calco-alkalines avec un enrichissement en TRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 3,4-6,0$  et  $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 8,2-24,5$ ) et des anomalies négatives en Eu absentes à peu prononcées (figure 9a).

#### 3.2.2.2- Les andésites-dacites calco-alkalins

	Formation de Le Gardeur (Alg)		Formation de Storm (Asm)					
	(unité Alg1)		(unités Asm1 et Asm2)		(unité Asm3)		(unité Asm4)	
	n=19	+/-	n=6	+/-	n=7	+/-	(unité Asm4) n=3	+/-
SiO <sub>2</sub> (% poids)	58,03	3,99	57,8	5,57	61,63	3,18	45,37	1,99
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,84	0,74	0,26	0,85	0,22	0,41	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,94	1,16	16,23	1,64	16,2	0,7	8,66	1,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	8,18	1,71	7,09	2,43	6,84	1,27	10,6	0,5
MgO	4,3	1,58	0,13	0,06	2,49	0,53	16,13	5,17
CaO	6,42	2,41	4,12	2,57	4,04	1,7	12,88	4,89
Na <sub>2</sub> O	3,42	0,79	4,04	2,03	3,67	1,27	0,56	0,22
K <sub>2</sub> O	0,7	0,47	1,41	0,98	1,55	0,7	0,16	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,07	0,2	0,07	0,22	0,12	0,03	0,04
MnO	0,14	0,04	0,13	0,06	0,11	0,03	0,26	0,01
P.A.F.	1,72	0,8	2,24	2,84	2,18	1,4	4,83	0,45
Zr (ppm)	147	34	132	47	180	37	22	24
Y	26	5	17	11	22	7	23	14
	n=12		n=6		n=4		n=3	
Sr	184,50	61,66	488,83	340,21	229,25	127,92	135,00	150,23
Nb	9,70	1,67	8,57	2,95	10,28	3,51	1,43	0,80
Hf	3,28	0,72	4,15	1,73	4,23	0,33	0,88	0,45
Ta	0,62	0,10	0,58	0,26	0,71	0,13	0,08	0,07
Th	3,61	0,97	6,30	4,81	4,50	0,76	0,28	0,28
U	0,83	0,22	1,44	0,86	0,93	0,17	0,21	0,13
Co	26,67	7,96	17,17	15,07	15,25	4,15	77,67	11,90
Ni	89,75	60,09	45,00	34,57	22,25	19,46	1032,67	154,30
Sc	20,42	3,33	15,77	8,39	13,25	2,59	25,67	0,94
V	138,06	41,33	111,17	63,32	103,25	17,84	155,00	29,13
Cr	158,75	140,57	122,50	110,31	48,00	24,93	8,07	0,62
La	21,50	5,95	34,00	22,29	29,25	6,83	2,30	1,20
Ce	48,00	13,64	68,50	42,48	62,50	17,87	5,57	3,02
Pr	6,04	1,80	8,55	4,97	7,35	2,41	0,79	0,45
Nd	23,25	6,43	31,00	16,25	27,50	9,07	3,53	2,05
Sm	4,65	1,10	5,13	2,05	4,90	1,69	0,99	0,50
Eu	1,29	0,26	1,25	0,38	1,33	0,43	0,35	0,19
Gd	4,45	0,96	4,07	1,40	4,40	1,62	1,32	0,63
Tb	0,69	0,14	0,58	0,21	0,68	0,26	0,25	0,10
Dy	3,67	0,84	3,10	1,10	3,90	1,43	1,52	0,63
Ho	0,79	0,17	0,61	0,22	0,76	0,27	0,34	0,14
Er	2,14	0,48	1,65	0,61	2,10	0,79	0,96	0,39
Tm	0,35	0,08	0,27	0,10	0,34	0,13	0,16	0,06
Yb	2,23	0,52	1,71	0,65	2,10	0,80	1,09	0,44
Lu	0,33	0,08	0,26	0,10	0,32	0,12	0,17	0,07

Tableau 1. Sommaire des analyses géochimiques provenant des formations de Storm et de Le Gardeur. n=nombre d'analyses

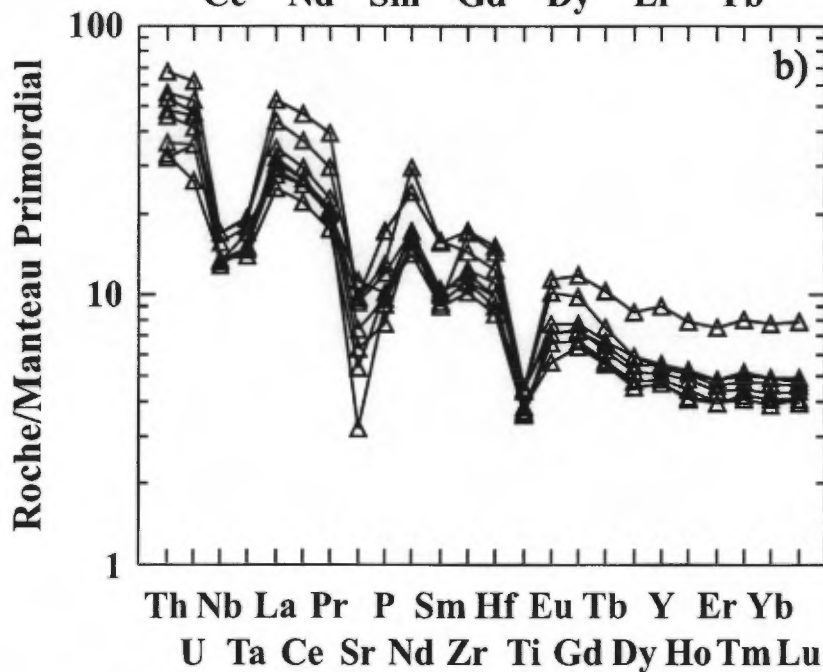
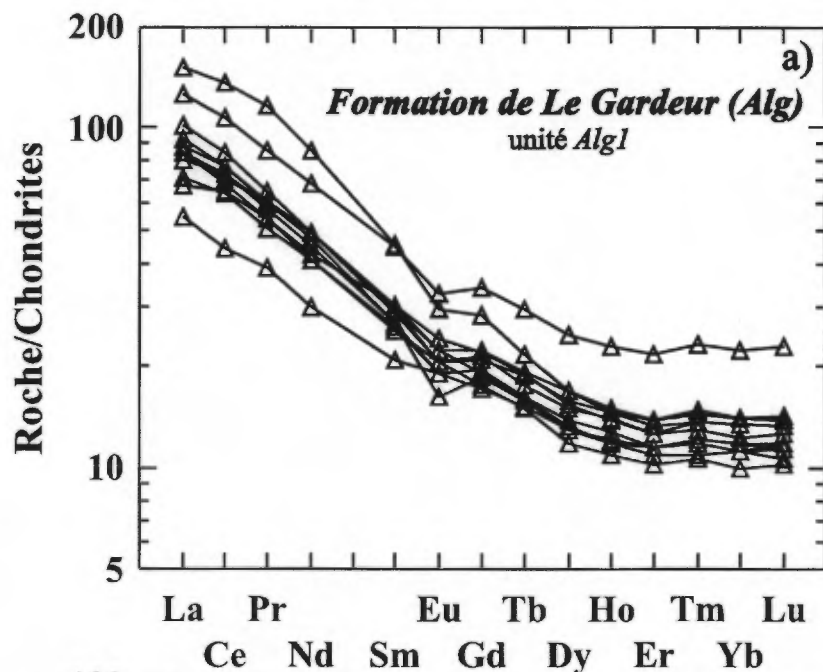


Figure 8. a) Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites et b) multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les roches volcaniques de la Formation de Le Gardeur

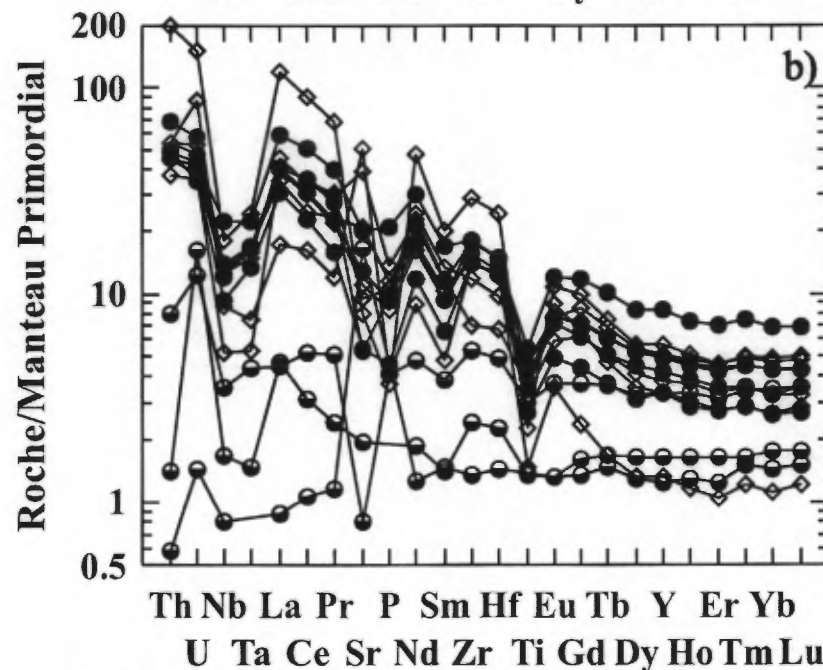
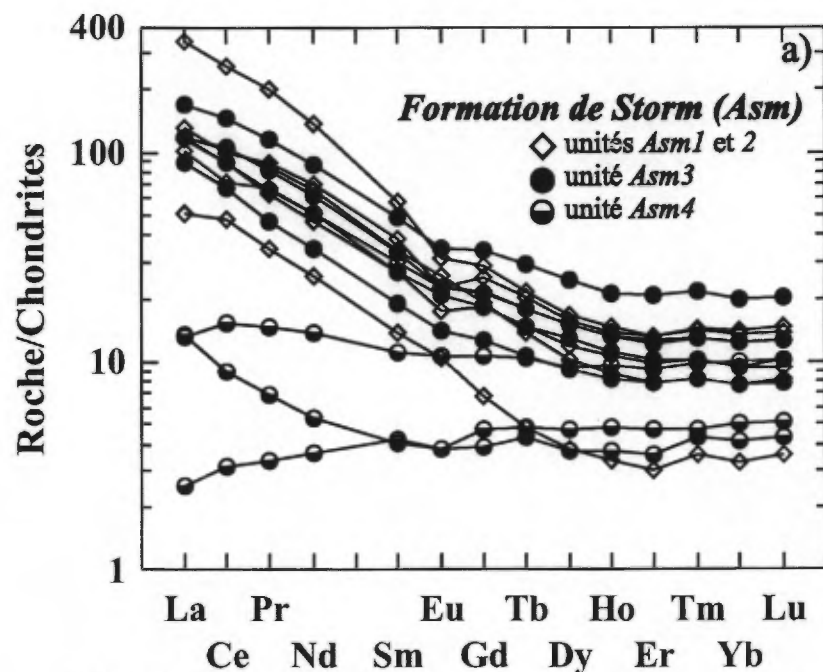


Figure 9. a) Diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites et b) multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les roches volcaniques de la Formation de Storm

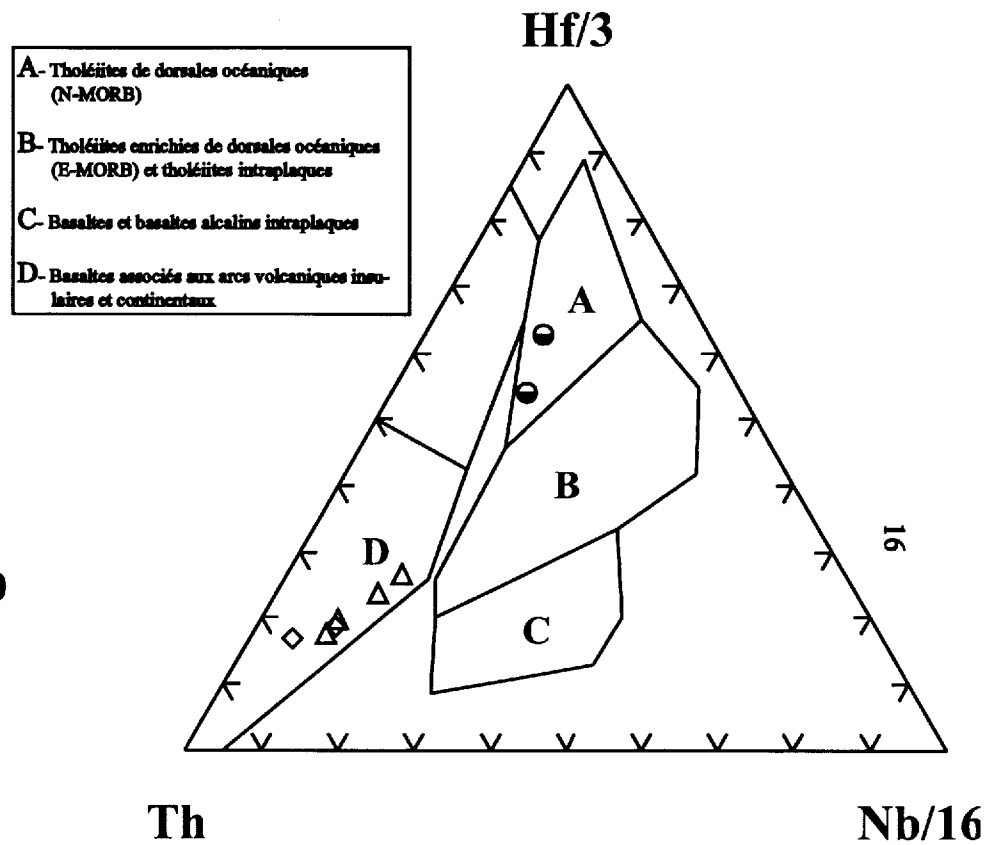
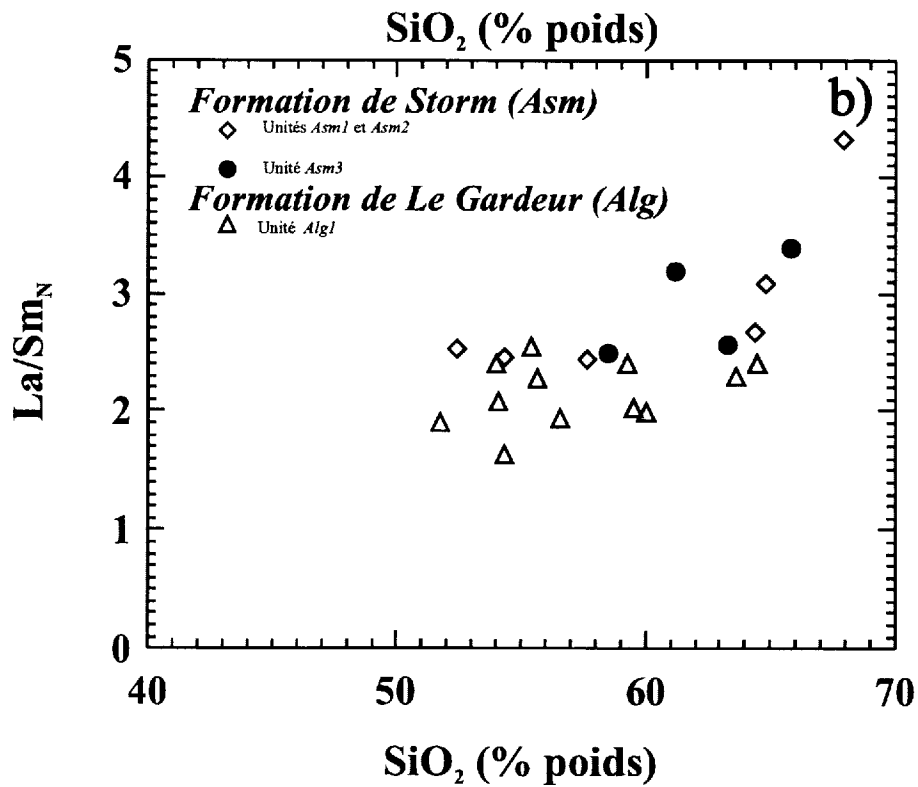
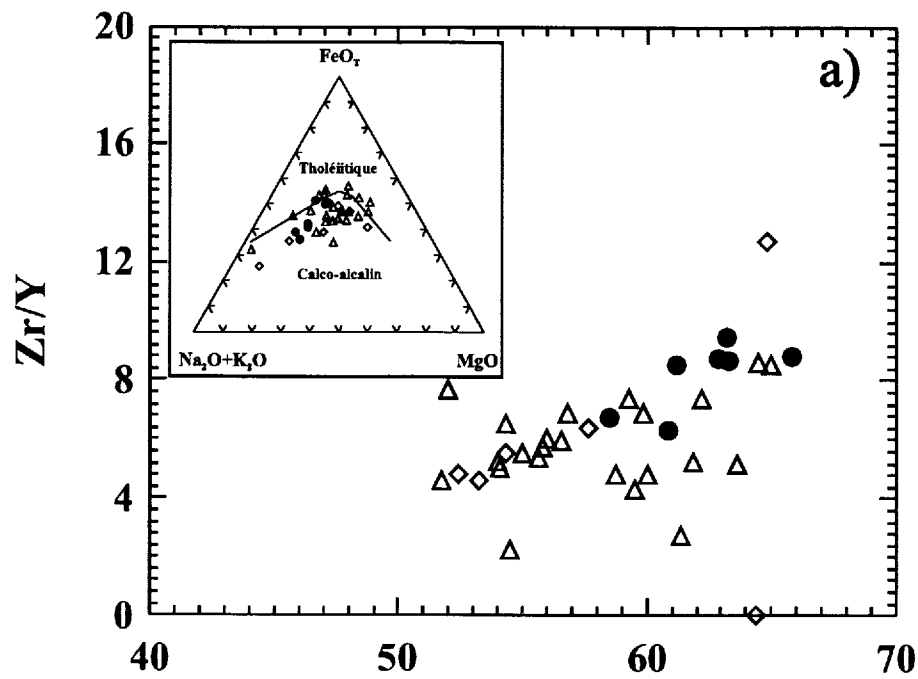


Figure 11. Diagramme triangulaire discriminant (Hf/3-Nb/16-Th) montrant le milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques appartenant aux formations de Storm et de Le Gardeur

Figure 10. Diagrammes a) Zr/Y vs. SiO<sub>2</sub> (% poids) et AFM (en mortaise) et b) (La/Sm)<sub>N</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (% poids) illustrant les variations exprimées par les volcanites appartenant aux formations de Le Gardeur et de Storm

### (BAC): l'unité *Asm3*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces des volcanites appartenant à l'unité *Asm3* sont présentées au tableau 1. L'unité contient des laves porphyriques d'affinité calco-alcaline et de composition andésitique à dacitique ( $\text{SiO}_2=56,5-65,8$  % poids)(figure 10). Elle présente les anomalies négatives classiques en Nb, Ta, Ti, P et l'enrichissement typique en TRLé (figure 9a et b) des suites calco-alcalines Comparativement à la Formation de Le Gardeur, l'unité *Asm3* est caractérisée par l'absence de roche de composition basaltique. Lorsque les termes andésitiques sont comparés à ceux de l'unité *Alg1*, ils présentent des rapports Zr/Nb (11,2-20,1), Th/Hf (0,89-1,50), Th/U (4,5-5,8) similaires tout en exhibant des rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (3,5-4,7),  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (9,4-12,6) et Zr/Y (6,8-94) légèrement supérieurs. Ces derniers sont corrélés positivement avec les concentrations en  $\text{SiO}_2$  (figure 10b). Enfin, d'excellentes corrélations négatives sont établies entre les valeurs en silice et les concentrations en CaO (1,69-6,48 % poids), MgO (1,68-4,89 % poids),  $\text{TiO}_2$  (0,58-1,18 % poids) et  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (5,60-9,80 % poids).

#### 3.2.2.3- L'unité *Asm4*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces des volcanites appartenant à l'unité *Asm4* sont présentées au tableau 1. De position stratigraphique indéterminée et constituée de laves basaltiques et de gabbros, l'unité *Asm4* révèle une géochimie tout aussi ambiguë. Seuls trois échantillons ont été récoltés et ils sont tous altérés (P.A.F.=4,56-5,35 % poids). Les volcanites analysées révèlent des compositions se rapprochant des basaltes komatiitiques (i.e.  $\text{SiO}_2=43,2-47,1$  % poids;  $\text{Al}_2\text{O}_3=7,85-9,89$  % poids; MgO=11,9-21,9 % poids;  $\text{TiO}_2=0,29-0,64$  % poids;  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0,8-2,2$  et Ni=907-1255 ppm). Ils manifestent certes un appauvrissement modéré en éléments lithophiles (par ex: Ta=0-0,18 ppm et Th=0,05-0,68 ppm), mais les profils de TR sont très variables, montrant respectivement des appauvrissements et enrichissements en TRLé ( $(\text{La}/\text{Sm})_N=0,6-3,3$ ) (figure 9a). Ainsi, la volcanite la plus magnésienne montre les concentrations les plus élevées en éléments lithophiles. Le diagramme multi-éléments (figure 9b) illustre des anomalies en Sr, U et Eu qui témoignent en partie de l'altération de la volcanite. D'autre part, dans le diagramme Hf/3-Nb/16-Th, les échantillons

*basaltiques* se localisent dans les champs des MORB (figure 11). La géochimie de l'unité *Asm4* n'apporte donc pas beaucoup d'éclaircissements quant à sa nature et sa relation avec les autres unités de la Formation de Storm.

### 3.2.3- La Formation de Rabbit (*Arb*) et le Groupe d'Assinica (*Aaz*)

#### 3.2.3.1- Introduction

Boily (1998) a mis en évidence les similarités stratigraphiques et géochimiques des empilements volcaniques affleurant à l'intérieur de la Formation de Rabbit et du Groupe d'Assinica. Les volcanites comprennent une séquence importante de coulées basaltiques envahies par des filons-couches de gabbros et interstratifiées à des empilements mineurs de tufs mafiques-intermédiaires localisés surtout au sommet de la séquence. Les nouvelles données géochimiques, présentées dans les sections suivantes, confirment que la Formation de Rabbit et le Groupe d'Assinica sont en partie équivalents, ce qui en fait l'assemblage le plus important de la CVFE puisqu'il s'étend d'est en ouest sur plus de 200 km.

Malgré l'apparente monotonie des empilements de coulées basaltiques, la géochimie indique la présence de plusieurs types de roches basaltiques tout comme à l'intérieur du Groupe de Troilus (Segment de Frotet-Troilus). Nous avons identifié: a) des tholéiites magnésiennes (TM), b) des ferrotholéiites (FT), c) des laves d'affinité boninitique (BON); d) des tholéiites fractionnées (TFR), e) des basaltes et andésites calco-alcalines (BAC) et f) des tufs basaltiques à felsiques tholéiitiques/ calco-alcalins (TUF).

#### 3.2.3.2- Les tholéiites magnésiennes (TM)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite TM sont présentées au tableau 2. La majorité des laves basaltiques de la Formation de Rabbit appartiennent à la suite des TM. Il s'agit de basaltes ( $\text{SiO}_2=46,0-53$  % poids) magnésiens (MgO=4,9-10,3 % poids) montrant des profils de terres rares plats ou convexes légèrement appauvris en TRLé ( $(\text{La}/\text{Sm})_N=0,8-0,9$ ) (figure 12a). Ces tholéiites possèdent en général des teneurs en  $\text{TiO}_2$  (0,53-1,27 % poids),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (9,8-15,0 % poids) positivement corrélés aux concentrations en HFSE (par ex: Zr=19-85 ppm), en TR (par ex: La=1,1-2,7 ppm et Yb=0,99-1,72) et aux rapports Zr/Y (1,4-3,9). Les rapports Zr/Y, Th/Hf (0,16-0,21), Zr/Nb (16,8-20,4), Th/Ta (0,94-1,36) et Ti/Zr (64-135) se rapprochent des valeurs



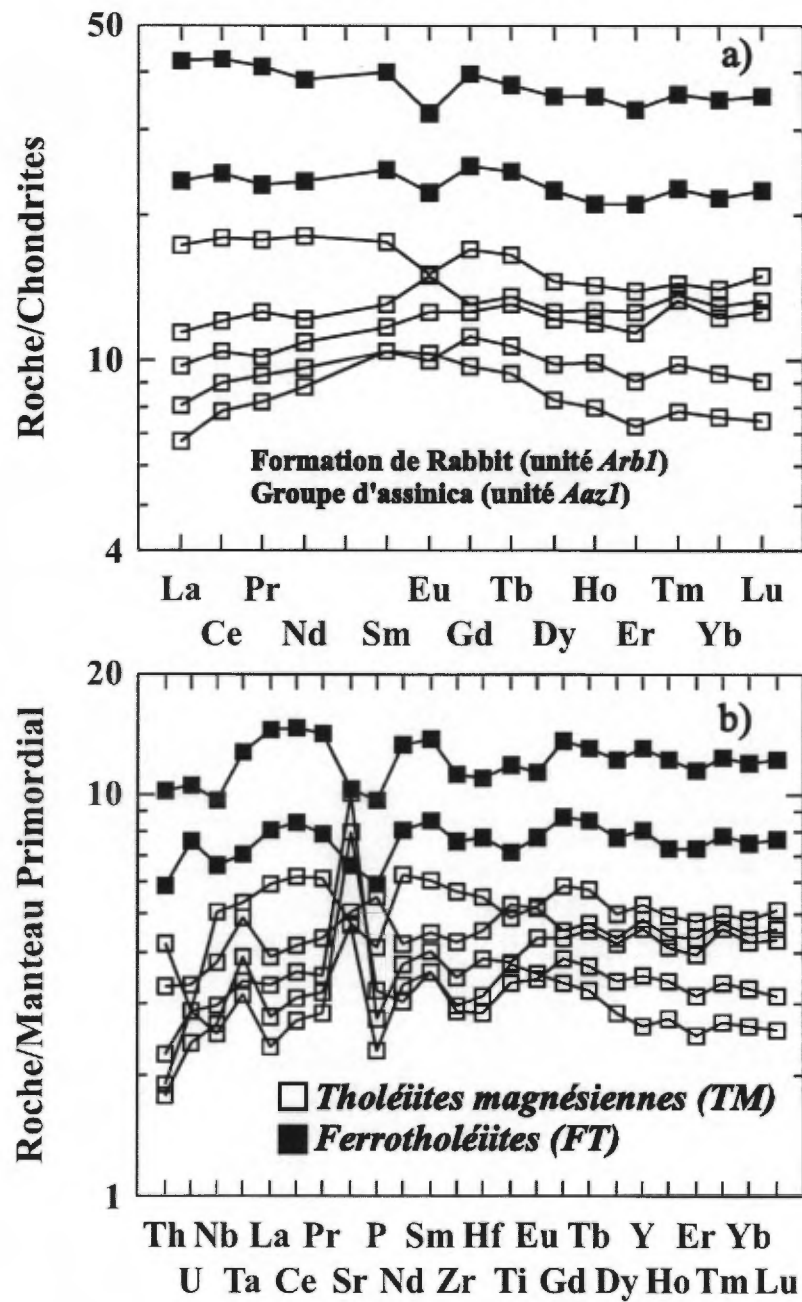


Figure 12. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les tholéïtes magnésiennes (TM) et ferrotholéïtes (FT) appartenant aux unités *Arb1* (Formation de Rabbit) et *Aaz1* (Groupe d'Assinica).

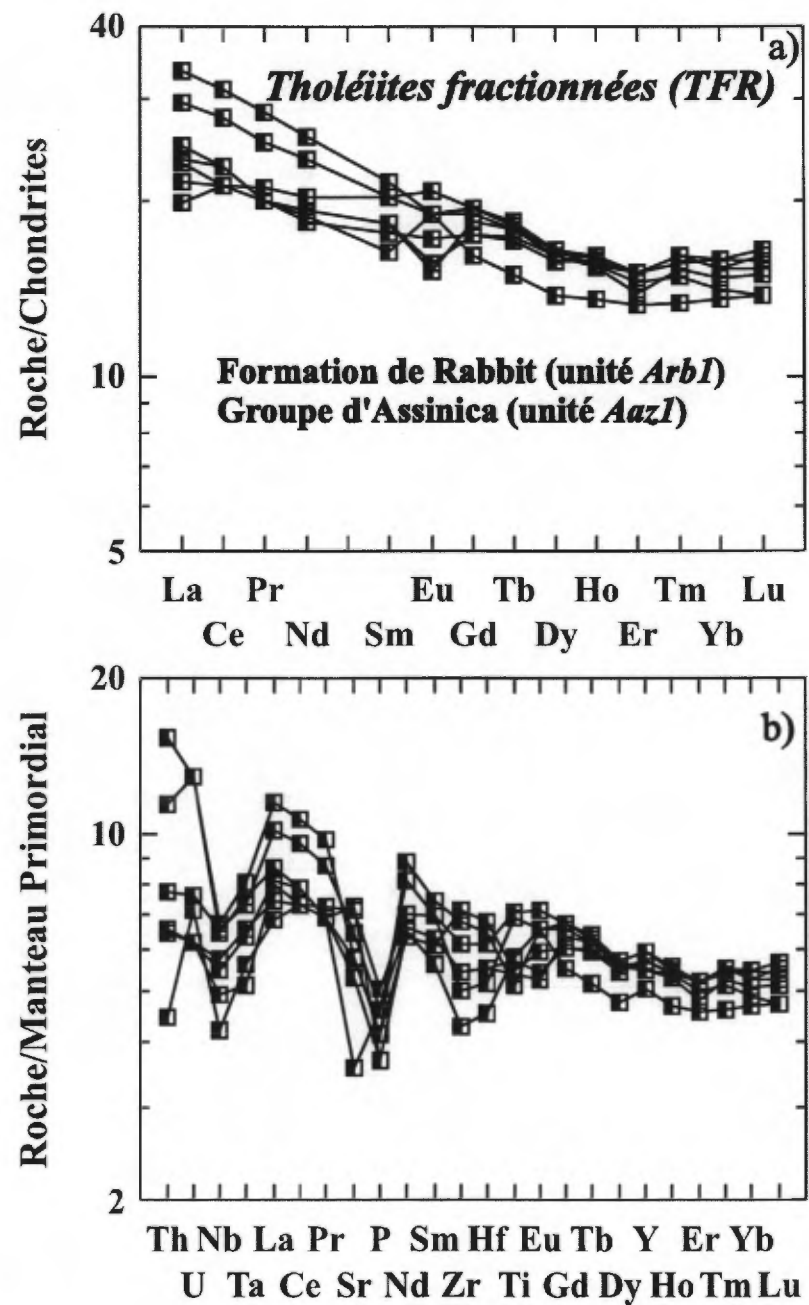


Figure 13. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les tholéïtes fractionnées (TFR) appartenant aux unités *Arb1* (Formation de Rabbit) et *Aaz1* (Groupe d'Assinica).

chondritiques et se situent dans le champs des tholéiites issues des dorsales océaniques intermédiaires aux N et E-MORB, mais sont nettement distinctes de celles attribuées aux tholéiites d'arcs insulaires. Ceci est corroboré par le diagramme discriminant du milieu tectonique (Hf/3-Nb/16-Th; figure 18) et par le diagramme multi-éléments qui souligne l'absence des anomalies négatives en HFSE typiques des suites volcaniques orogéniques (figure 12b). Un lien génétique entre les volcanites les plus appauvries des TM et les laves d'affinité boninitique (BON) pourrait être envisagé. Ceci est appuyé entre autre par des rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  (20,3-61,8) et des teneurs en HFSE qui se chevauchent (figure 19).

### 3.2.3.3- Les ferrotholéiites (FT)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite FT sont présentées au tableau 2. Les ferrotholéiites et andésites tholéiitiques se caractérisent généralement par des concentrations en  $TiO_2 > 1,2$  % poids et en  $Fe_2O_{3T} > 12$  % poids. Elles forment une suite magmatique plus différenciée que les tholéiites magnésiennes en étant légèrement plus siliceuses ( $SiO_2=48-55$  % poids), moins magnésiennes ( $MgO=4-7$  % poids) et présentant des concentrations en HFSE plus importantes (Zr= 100-200 ppm et Hf=1,4-3,4 ppm), Th (0,4-0,9 ppm) (Boily, 1999). Les ferrotholéiites exhibent des profils de terres-rares peu fractionnés ( $[La/Sm]_N=0,9-1,1$  et  $[La/Yb]_N=0,9-1,3$ ), des concentrations 20-50X les valeurs chondritiques et des anomalies négatives en Eu dans les termes les plus évolués (figure 12). Les FT présentent des rapports Zr/Y (2-4),  $(La/Sm)_N$  et Zr/Nb (15-18) comparables au TM (figure 19), occupent le champs des MORB dans le diagrammes discriminants et exhibent des profils multi-éléments sans anomalies en HFSE (figures 12b et 18).

### 3.2.3.4- Les tholéiites fractionnées (TFR)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite TFR sont présentées au tableau 2. Nous avons identifié une suite de laves basaltiques relativement magnésiennes d'affinité tholéiitique ( $SiO_2=46,2-48,5$  % poids et  $MgO=5,1-9,1$  % poids) présentant des compositions intermédiaires aux FT et TM (i.e.  $TiO_2=0,73-1,54$  et  $Fe_2O_{3T}=8,7-16,1$  % poids). Les TFR se différencient des FT par des teneurs en HFSE

généralement plus faibles (ex: Zr= 37-120 ppm et Hf=1,4-2,4 ppm). Affichant les rapports Zr/Y très appauvris de certaines TM (1,8-4,1; figure 19), ils se distinguent cependant nettement par leur enrichissement en TRLé ( $[La/Sm]_N=1,2-2,1$ ) et Th (0,55-1,70 ppm) qui leur confèrent un profil multi-éléments caractéristique des volcanites générées en milieu de supra-subduction (figure 13). Toutefois, comparativement aux tholéiites d'arcs océaniques, ils présentent des teneurs supérieures en Ni (38-142 ppm vs. <50 ppm), V (270-384 ppm. vs. < 300 ppm) (Gill, 1981). Dans le diagramme discriminant Hf/3-Nb/16-Th, certains échantillons se localisent dans le champ des basaltes orogéniques tandis que plusieurs chevauchent celui attribué aux MORB et aux basaltes orogéniques (figure 18). Les zones d'extension de bassin d'avant ou d'arrière-arc océanique semblent constituer le milieu tectonique le plus propice pour retrouver des tholéiites exhibant de telles signatures (Gribble *et al.*, 1998).

### 3.2.3.5- Les volcanites d'affinité boninitique (BON)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite BON sont présentées au tableau 2. Les BON forment des laves dont les teneurs en  $SiO_2$  varient de 49,0 à 56,5 % poids avec une prédominance de basaltes et de basaltes andésitiques (figure 15a). Modérément ferrifères ( $Fe_2O_{3T}=6,3-13,6$  % poids) et parfois alumineuses ( $Al_2O_3=13,6-18,2$  % poids), elles se caractérisent par des teneurs élevées en MgO (4,9-11,7 % poids), Ni (103-251 ppm), Cr (256-1000 ppm) et un appauvrissement manifeste en  $TiO_2$  (0,23-0,73 % poids) et autres HFSE (Zr=20-78 ppm; Hf=0,65-1,10 ppm et Ta=0,07-0,13 ppm). Leurs caractères dominants est certes les rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  élevés (20-62) (figure 15b), un profil de TR en U leur conférant à la fois un enrichissement en TRLé ( $[La/Sm]_N=1,4-2,1$ ) et TRLo ( $Gd/Lu_N=0,64-1,1$ ) et des anomalies positives en Zr et Sm présentes dans le diagramme multi-éléments (figure 14a et b). De plus, les BON affichent l'appauvrissement en Nb et Ta et l'enrichissement en TRLé, Th et U typiques des volcanites associées au magmatisme de supra-subduction (figures 14b et 19).

Les volcanites d'affinité boninitique affleurent rarement dans les ceintures volcano-sédimentaires archéennes. Wyman (1999) a récemment identifié à l'intérieur du Bloc de Malartic (région de Val d'Or, sous-province d'Abitibi) une suite de laves tholéiitiques intercalées entre les assemblages komatiitiques et les empilements plus jeunes de type

**Groupe d'Assinica (Asz)  
Formation de Rabbit (Arb)**

	Tholéïtes magnésiennes		Ferrotholéïtes		Laves d'affinité boninitique		Tholéïtes fractionnées		Basaltes et andésites calco- alcalins		Andésites calco- alcalines		Tufs intermédiaires à felsiques	
	(TM) n=51	+/-	(FT) n=13		(BON) n=29	+/-	(TFR) n=9	+/-	(BAC) n=7	+/-	(BAC: unité Arb3) n=5	+/-	(TUF) n=10	+/-
SiO <sub>2</sub> (% poids)	49,53	1,53	49,48	2,45	52,79	1,85	49,06	2,41	55,43	4,12	59,28	4,06	65,3	7,74
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,17	1,82	0,38	0,51	0,11	1,2	0,25	0,99	0,12	0,79	0,14	0,52	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	1,15	14,90	1,80	15,38	1,26	15,68	0,72	16,19	1,62	14,54	0,46	14,54	1,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	12,14	1,43	14,78	2,12	9,17	1,57	12,94	2,3	9,18	1,45	8,28	1,19	5,58	3,22
MgO	7,32	1,24	5,16	1,07	7,26	1,48	6,65	1,46	4,11	1,83	4,07	1,93	2,4	1,89
CaO	11,16	1,30	9,35	1,29	10,36	1,64	10,34	1,71	7,84	2,26	5,26	1,34	5	3,73
Na <sub>2</sub> O	2,02	0,58	2,58	0,69	1,99	0,89	0,31	0,24	3,23	1,05	3,88	0,4	3,21	1,43
K <sub>2</sub> O	0,30	0,30	0,32	0,23	0,51	0,64	1,94	0,65	0,86	0,61	1,72	0,42	2,11	2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,02	0,16	0,05	0,04	0,03	0,08	0,03	0,29	0,05	0,21	0,09	0,11	0,09
MnO	0,22	0,10	0,32	0,19	0,20	0,03	0,23	0,06	0,16	0,03	0,17	0,09	0,11	0,08
P.A.F.	1,35	0,76	1,20	0,70	1,66	0,76	1,34	0,64	1,25	0,88	1,63	0,51	1,26	0,9
Zr (ppm)	57	14	123	29	44	13	66	17	186	56	150	18	150	104
Y	22	4	37	10	16	6	29	5	26	11	20	6	19	12
Sr	n=5 117,00	49,00	n=2 178,50	38,50	n=5 105,00	50,95	n=8 123,63	23,17	n=3 294,67	47,64	n=1 305,00		n=3 364,00	283,59
Nb	2,30	0,90	5,80	1,10	1,58	0,59	4,44	1,10	6,33	1,60	6,00	5,97	3,21	
Hf	1,20	0,40	2,90	0,50	1,08	0,35	1,85	0,30	3,00	1,48	3,30	2,72	1,31	
Ta	0,20	0,05	0,40	0,10	0,12	0,04	0,29	0,07	0,38	0,13	0,50	0,41	0,21	
Th	0,20	0,10	0,70	0,20	0,68	0,32	0,79	0,34	3,40	1,43	3,70	2,99	3,16	
U	0,06	0,01	0,19	0,03	0,18	0,07	0,19	0,07	0,82	0,36	0,90	0,74	0,76	
Co	45,60	4,40	44,00	2,00	41,60	9,00	46,30	4,90	25,67	12,26	20,00	21,33	21,06	
Ni	114,00	39,00	64,00	1,00	140,00	71,00	103,25	36,61	34,67	32,97	44,00	65,33	60,04	
Sc	42,60	4,10	49,50	6,50	43,40	9,20	36,88	3,26	21,67	5,44	15,00	21,33	10,66	
V	278,80	31,40	486,00	119,00	230,20	33,00	312,63	42,04	158,33	42,82	119,00	141,67	48,18	
Cr	288,20	104,70	76,50	13,50	389,00	324,20	194,75	95,76	92,33	46,15	82,00	202,00	166,93	
La	2,42	0,99	7,80	2,20	3,24	1,17	6,59	1,93	21,73	13,99	25,00	20,17	21,95	
Ce	6,68	2,59	20,50	5,50	7,32	2,55	1,13	4,26	49,00	30,59	47,00	44,27	46,79	
Pr	1,05	0,40	3,05	0,85	0,97	0,34	2,25	0,48	6,20	3,49	5,70			
Nd	5,24	1,97	14,50	3,50	4,14	1,40	10,11	1,56	24,67	12,68	21,00	18,87	17,21	
Sm	1,81	0,57	4,95	1,15	1,21	0,42	2,96	0,29	5,17	1,66	3,60	3,43	2,05	
Eu	0,68	0,20	1,60	0,30	0,47	0,16	1,05	0,10	1,50	0,28	1,00	1,01	0,49	
Gd	2,50	0,68	6,65	1,45	1,74	0,51	3,76	0,23	4,57	0,74	3,20	3,03	0,95	
Dy	2,84	0,68	7,35	1,65	2,14	0,50	4,05	0,22	3,53	0,12	2,60	2,60	0,37	
Tb	0,46	0,12	1,16	0,24	0,33	0,08	0,65	0,04	0,65	0,03	0,50	0,46	0,08	
Ho	0,62	0,16	1,60	0,40	0,50	0,11	0,87	0,04	0,71	0,05	0,60	0,53	0,09	
Er	1,76	0,47	4,50	1,00	1,46	0,34	2,41	0,11	1,90	0,22	1,50	1,43	0,33	
Tm	0,29	0,08	0,75	0,17	0,25	0,06	0,39	0,02	0,31	0,04	0,20	0,24	0,06	
Yb	1,86	0,51	4,80	1,10	1,64	0,39	2,55	0,13	2,03	0,25	1,60	1,50	0,36	
Lu	0,28	0,09	0,74	0,17	0,26	0,07	0,39	0,02	0,31	0,05	0,20	0,23	0,06	

Tableau 2. Sommaire des analyses chimiques des volcanites provenant du Groupe d'Assinica et de la Formation de Rabbit. n=nombre d'analyses

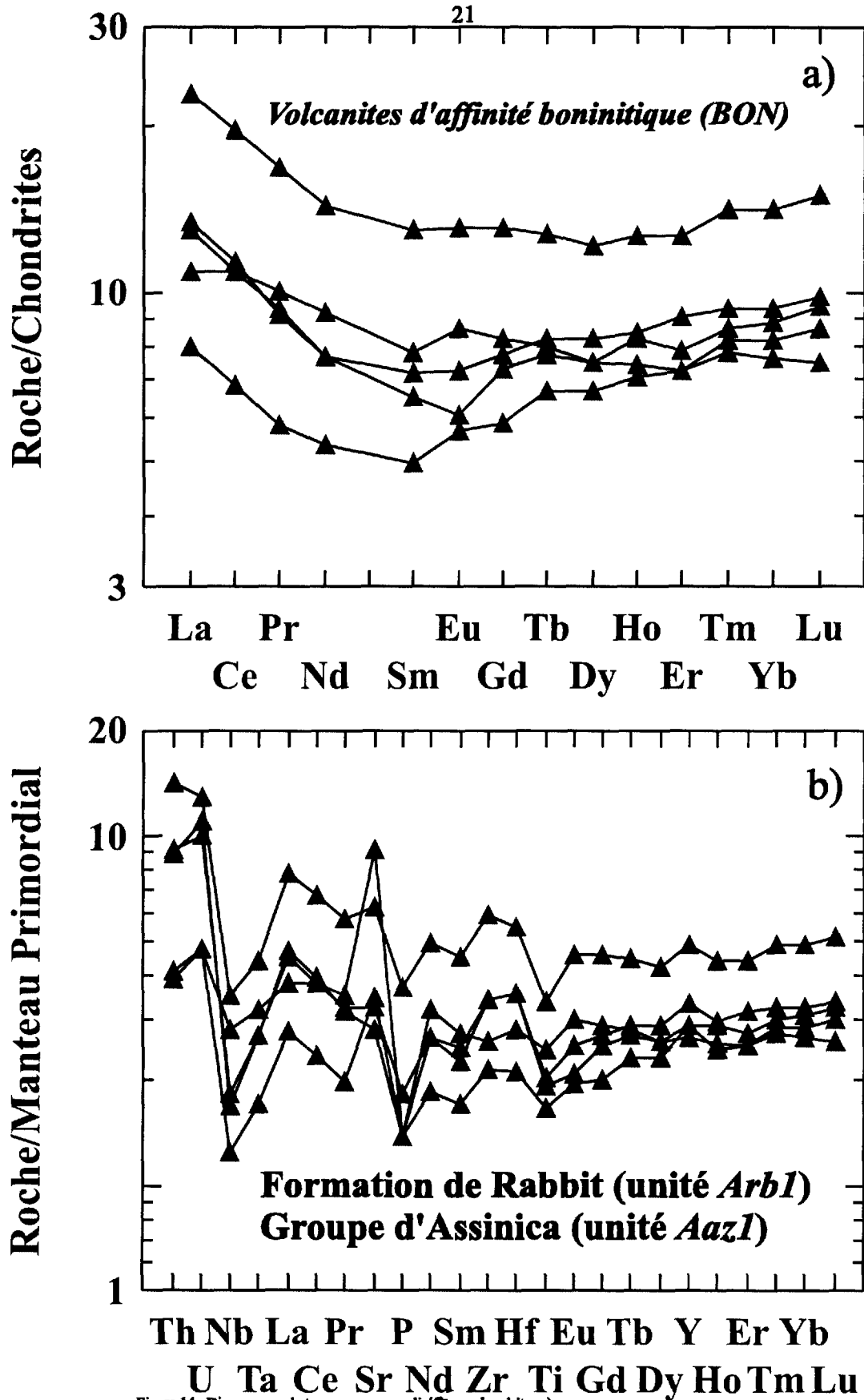


Figure 14. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les volcanites d'affinité boninitique appartenant aux unités *Arb1* (Formation de Rabbit) et *Aaz1* (Groupe d'Assinica).

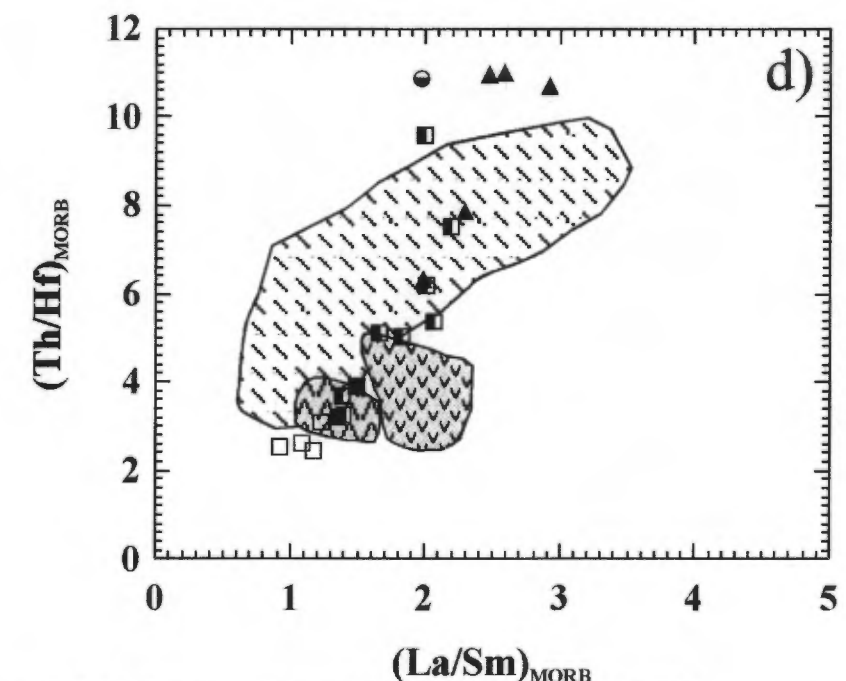
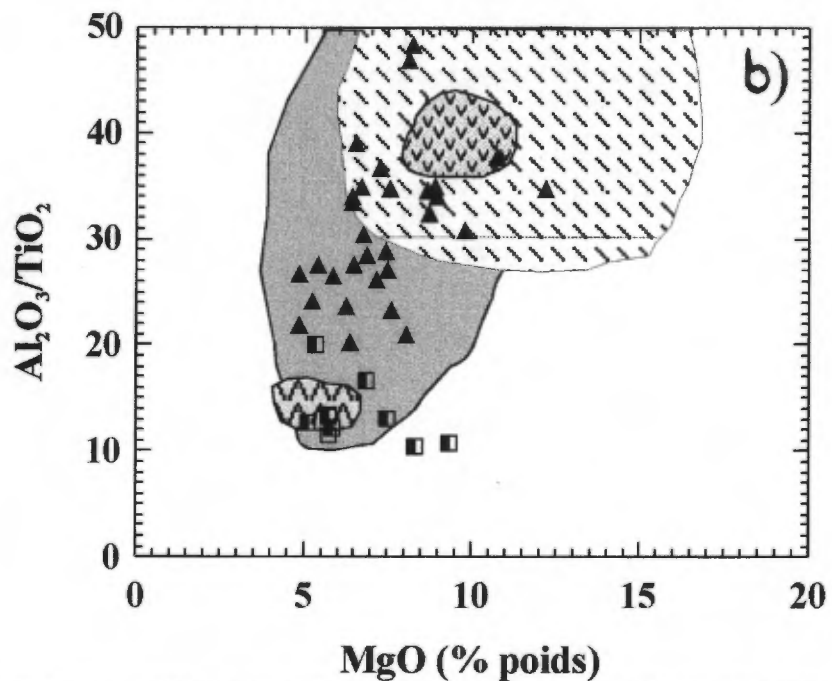
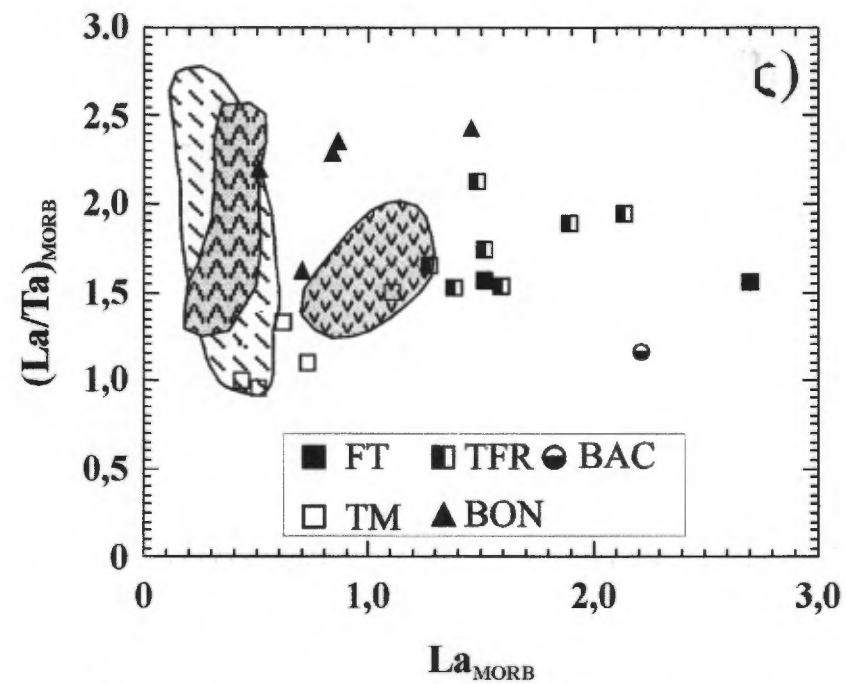
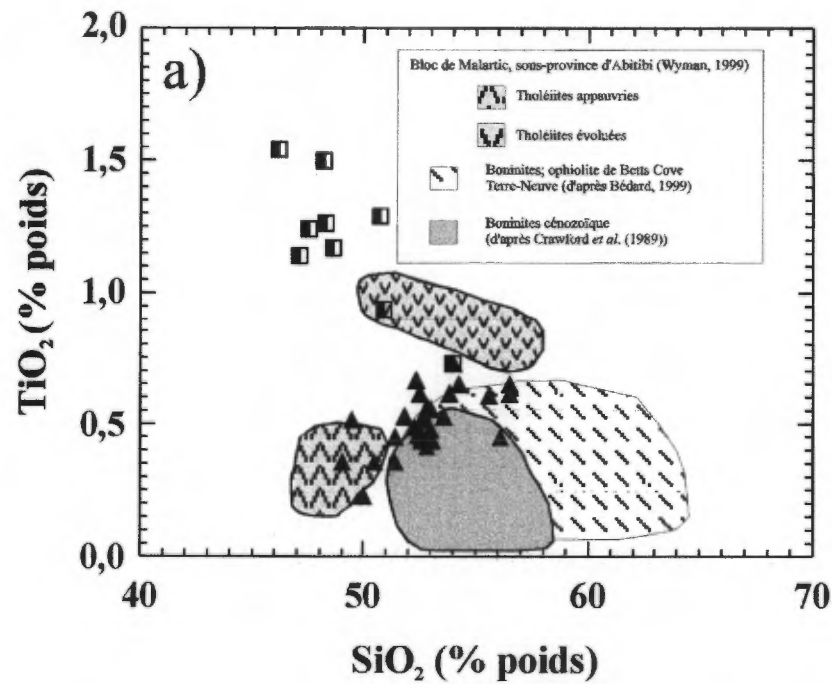


Figure 15. Diagrammes a)  $TiO_2$  (% poids) vs.  $SiO_2$  (% poids); b)  $Al_2O_3/TiO_2$  vs.  $MgO$  (% poids); c)  $(La/Ta)_{MORB}$  vs.  $La_{MORB}$  et d)  $(Th/Hf)_{MORB}$  vs.  $(La/Sm)_{MORB}$  illustrant les variations exprimées par les laves d'affinité boninitique (BON); les tholéites fractionnées (TFR); les tholéites magnésiennes (TM); les ferrotholéites (FT) et les basaltes-andésites calco-alcalins (BAC) appartenant aux unités Arb1 (Formation de Rabbit) et Aaz1 (Groupe d'Assnica). Les champs des boninites cénozoïque des boninites et des tholéites de l'ophiolite de Betts Cove (a et b) et des tholéites appauvries et évoluées du Bloc de Malartic, sous-province d'Abitibi sont présentés (c et d).

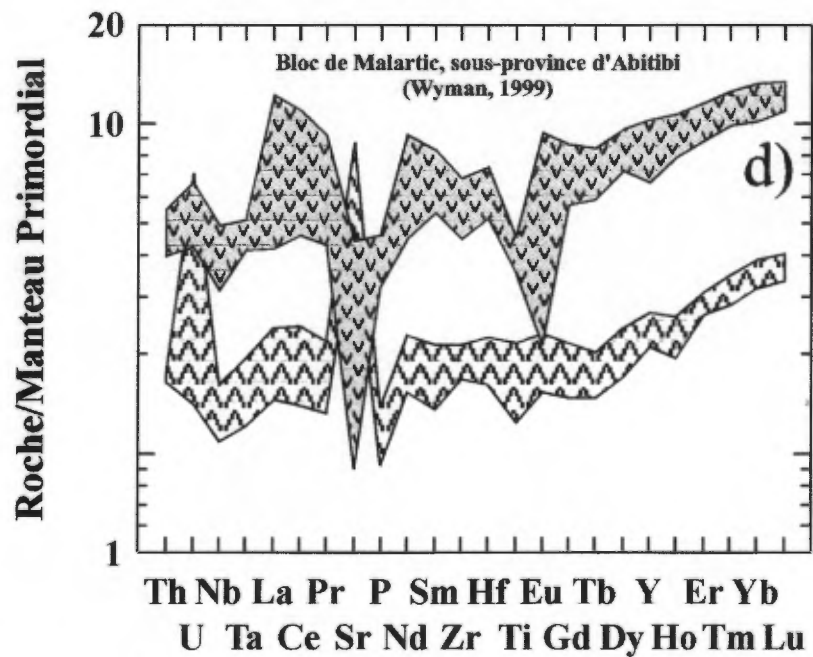
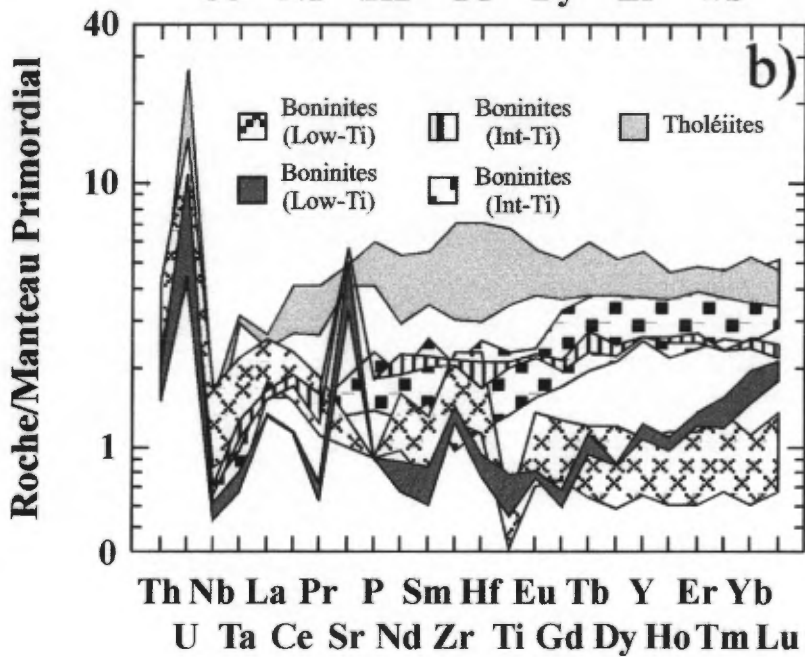
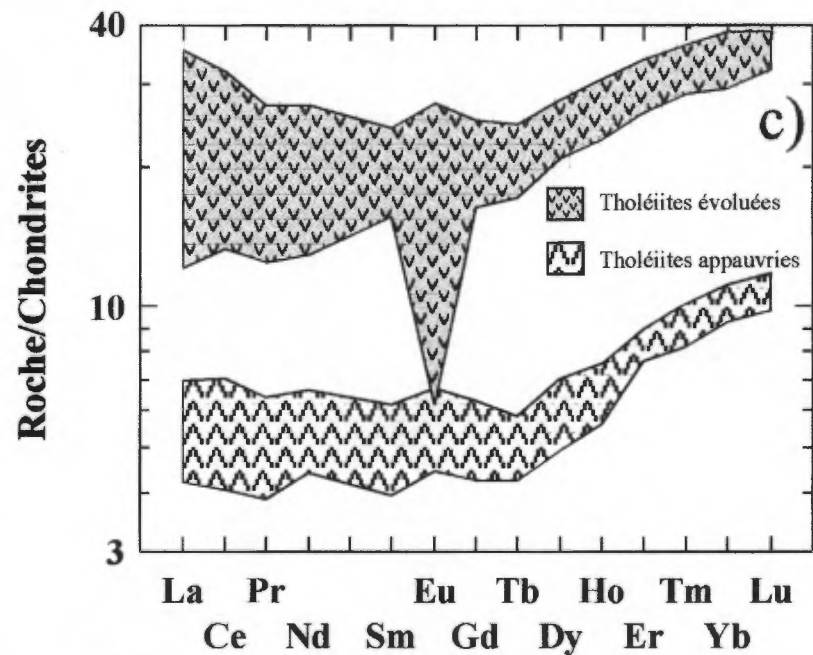
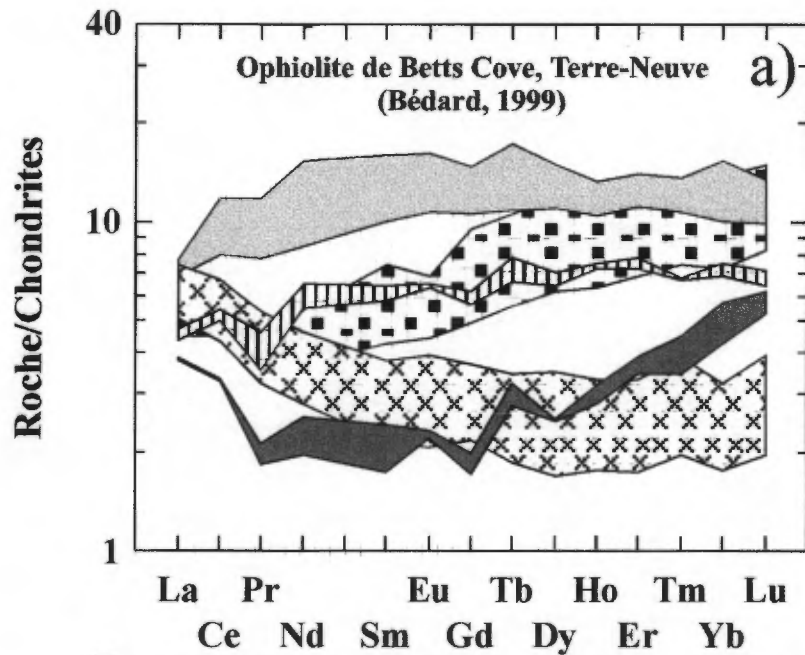


Figure 16. Diagrammes a) de terres rares normalisées aux chondrites et b) multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les boninites et tholéiites de l'ophiolite de Betts Cove (a et b) et des tholéiites du Bloc de Malartic, sous-province d'Abitibi (c et d).

arc océanique. Interprétées comme des analogues aux basaltes phanérozoïques interstratifiés aux boninites d'arcs juvéniles, ces laves tholéiitiques appauvries présentent certaines similarités aux BON de la CVFE. Elles possèdent des faibles concentrations en  $\text{TiO}_2$  ( $< 0,3$  % poids), HFSE (Zr  $< 25$  ppm), des valeurs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 30$  et des concentrations élevées en MgO (8-11 % poids) et Ni (75-241 ppm) (figure 15a et b). Par contre, les termes les plus magnésiens sont moins siliceux ( $\text{SiO}_2=48-50\%$  poids), généralement moins appauvris en TR, et affichent un enrichissement significatif en TRLo mais modéré en TRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=1,0-1,5$ ) leur conférant un profil normalisé différent de celui des BON de la CVFE (figure 16 c et d). Cependant, les tholéiites évoluées ( $\text{SiO}_2=50-57$  % poids) de la suite identifiée par Wyman (1999) sont nettement moins alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_3=11-14$  % poids), magnésiens ( $\text{MgO}=4,5-6,3$  % poids) et plus titanifères ( $\text{TiO}_2=0,8-1,0$  % poids) que les BON tandis qu'ils manifestent peu ou pas d'enrichissement en TRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=0,8-1,0$ ) (figures 15 et 16). Il faut noter finalement que, contrairement aux tholéiites appauvries du Bloc de Malartic, les BON de la CVFE ne sont pas interstratifiées à des laves komatiitiques.

Les comparaisons entre les BON de la CVFE et les boninites phanérozoïques sont plus difficiles à établir. Les analyses publiées provenant des BON cénozoïques, incluant la suite complète des HFSE et les TR, sont rares (cf. Crawford *et al.*, 1989). Cependant, les récentes données de Bédard (1999) portant sur les boninites exposées dans l'ophiolite d'âge Ordovicien de Betts Cove à Terre-Neuve, permettent de confirmer leur caractère plus siliceux, moins calcique et ferrifère et surtout leur extrême appauvrissement en HFSE et TR relativement aux BON de la CVFE (figures 15 et 16). Cependant, les suites phanérozoïques et archéennes affichent des profils de TR en U, un appauvrissement en HFSE relativement aux LILE ("Large Ion Lithophile Elements") et des rapports  $(\text{Th}/\text{Hf})_{\text{MORB}}$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  et  $(\text{La}/\text{Ta})_{\text{MORB}}$  comparables (figure 15 c et d). De plus, les diagrammes utilisant les éléments majeurs indiquent un chevauchement important entre les deux suites; confirmant l'affinité boninitique des laves archéennes. Pour une discussion plus exhaustive sur les différences et similitudes entre les BON archéennes et les boninites cénozoïques, le lecteur se référera à la publication de Boily (1999).

### 3.2.3.6- Les basaltes et andésites calco-

### *alcalins (BAC)*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite BAC sont présentées au tableau 2. On regroupe sous cette appellation des laves d'affinité calco-alcaline ou transitionnelle entre les suites calco-alcalines et tholéiitiques. Couvrant le spectre des basaltes aux dacites ( $\text{SiO}_2=50,0-64,7$  % poids) avec une prépondérance d'andésites, elles se différencient des TM et FT par des rapports Zr/Y  $> 5$  (5,4-13,3) et un enrichissement important en TRLé ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=1,4-4,5$ ) et Th (1,7-5,2) relativement aux HFSE (i.e. Th/Hf=0,7-1,6). Elles manifestent toutes des profils multi-éléments caractéristiques des suites de supra-subduction (figure 17b). Une proportion de cette suite comprend des laves andésitiques-dacitiques porphyriques constituant une épaisse bande volcanique (2 X 12 km) à l'intérieur du Segment d'Evans-Ouagama (unité Arb3; figure 7). Les données géochimiques, notamment les rapports Zr/Y (6,4-9,9) et  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (4,5), combinées à la nature porphyrique des laves suggèrent une affinité avec les basaltes-andésites porphyriques de la Formation de Le Gardeur, une assertion déjà proposée par Boily (1998). Les autres laves d'affinité calco-alcaline sont distribuées à l'intérieur de l'unité Arb3 et ne constituent pas des niveaux continus.

### 3.2.3.7- Les tufs basaltiques à felsiques tholéiitiques/calco-alcalins (TUF)

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons de la suite TUF sont présentées au tableau 2. Les roches pyroclastiques affleurant à l'intérieur de la Formation de Rabbit ne forment pas des séquences épaisses et continues et sont regroupées en vrac dans l'unité Arb3. Malgré un spectre de composition variant des basaltes aux rhyolites ( $\text{SiO}_2=45,8-78,7\%$  poids), les tufs des segments occidentaux sont majoritairement basaltiques et andésitiques, d'affinité tholéiitique et manifestent des rapports Zr/Y  $< 10$  (3-10) (figure 20). À l'exception des termes rhyolitiques, ils reflètent le spectre des compositions que l'on retrouve dans les laves affleurant dans la Formation de Rabbit et le Groupe d'Assinica; soit les tholéiites magnésiennes (TM), les ferrotholéiites (FT), les tholéiites fractionnés (TFR), les volcanites d'affinité boninitique (BON) et possiblement des andésites calco-alcalines (BAC). À notre avis, à l'exception des termes rhyolitiques, ils doivent être considérés comme les équivalents pyroclastiques des laves appartenant aux unités Arb1 (Formation de Rabbit) et Aaz1 (Groupe d'Assinica).

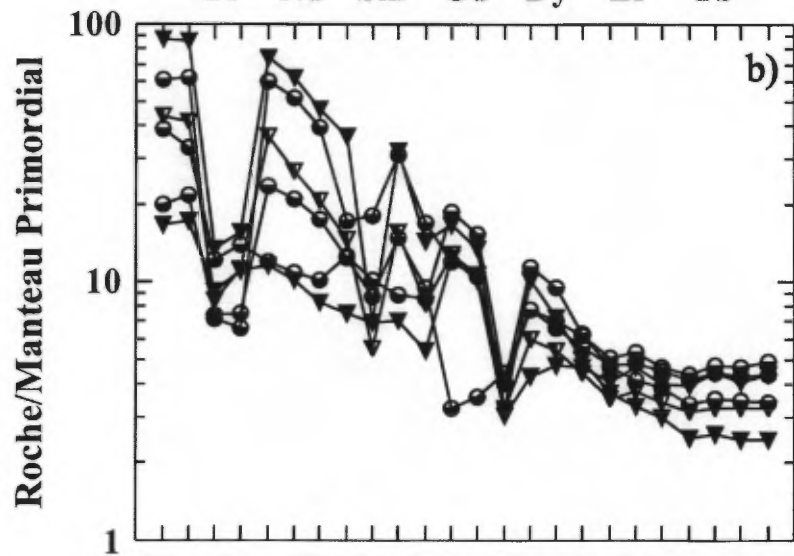
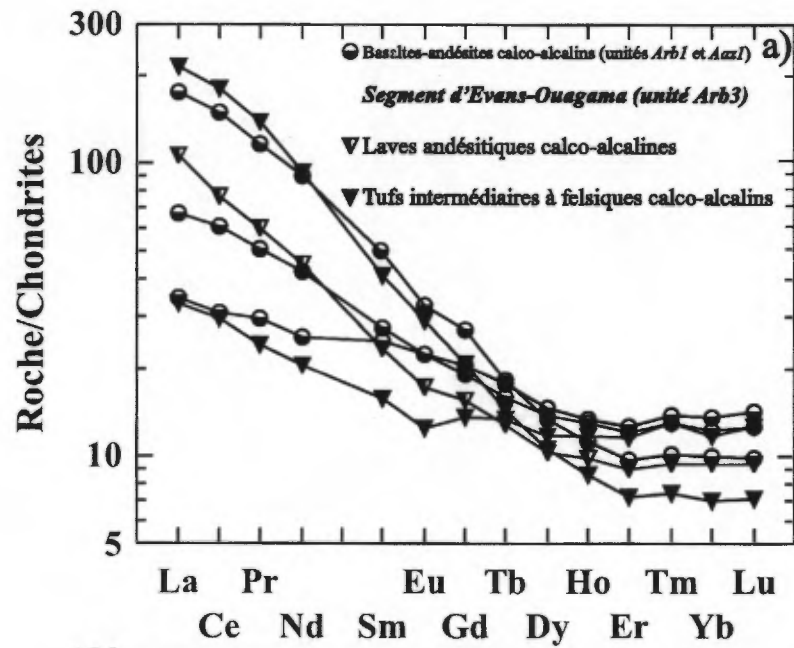


Figure 17. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par basaltes-andésites calco-alcalins (BAC; unités *Arb1* et *Aaz1*), les laves andésitiques calco-alcalines (BAC) et les tufs intermédiaires à felsiques (TUF) de l'unité *Arb3* du segment d'Evans-Ouagama.

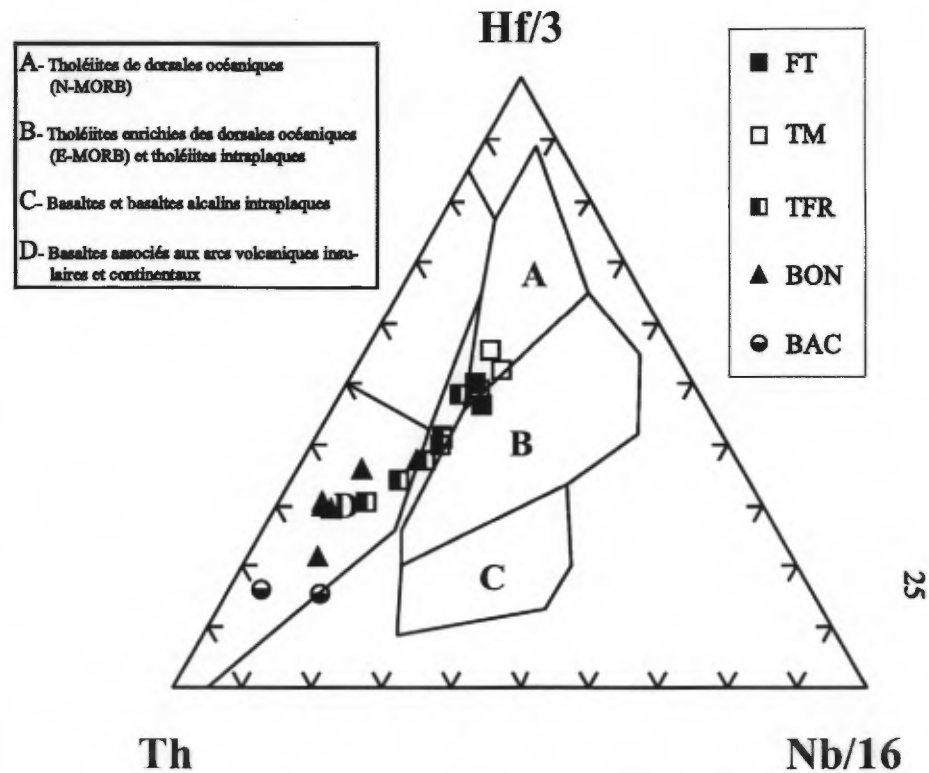


Figure 18. Diagramme triangulaire discriminant ( $Hf/3-Nb/16-Th$ ) montrant le milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques d'affinité boninitique (BON), des tholéiites magnésiennes (TM), des ferrotholéiites (FT), des tholéiites fractionnées (TFR) et des basaltes calco-alcalins (BAC) appartenant aux unités *Arb1* (Formation de Rabbit) et *Aaz1* (Groupe d'assinica).



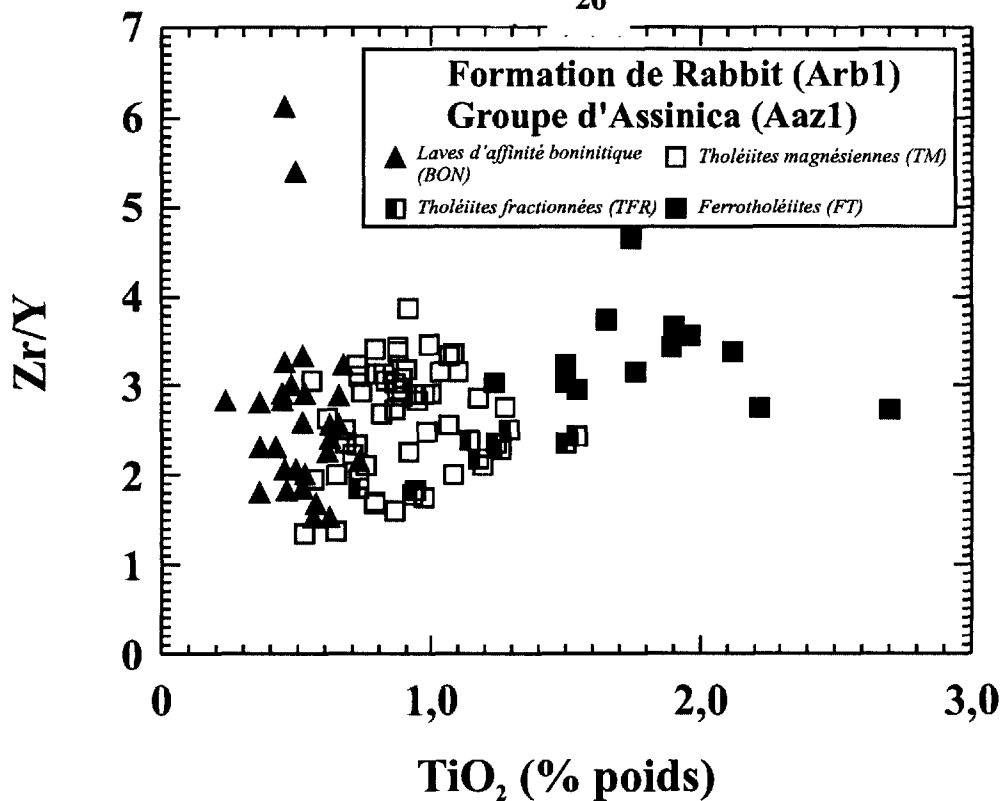


Figure 19. Diagramme Zr/Y vs.  $\text{TiO}_2$  (% poids) illustrant les variations exprimées par les tholéïtes magnésiennes (TM), les ferrotholéïtes (FT), les tholéïtes fractionnées (TFR) et les volcanites d'affinité bonitique (BON) appartenant aux unités *Arb1* (Formation de Rabbit) et *Aaz1* (Groupe d'Assinica)

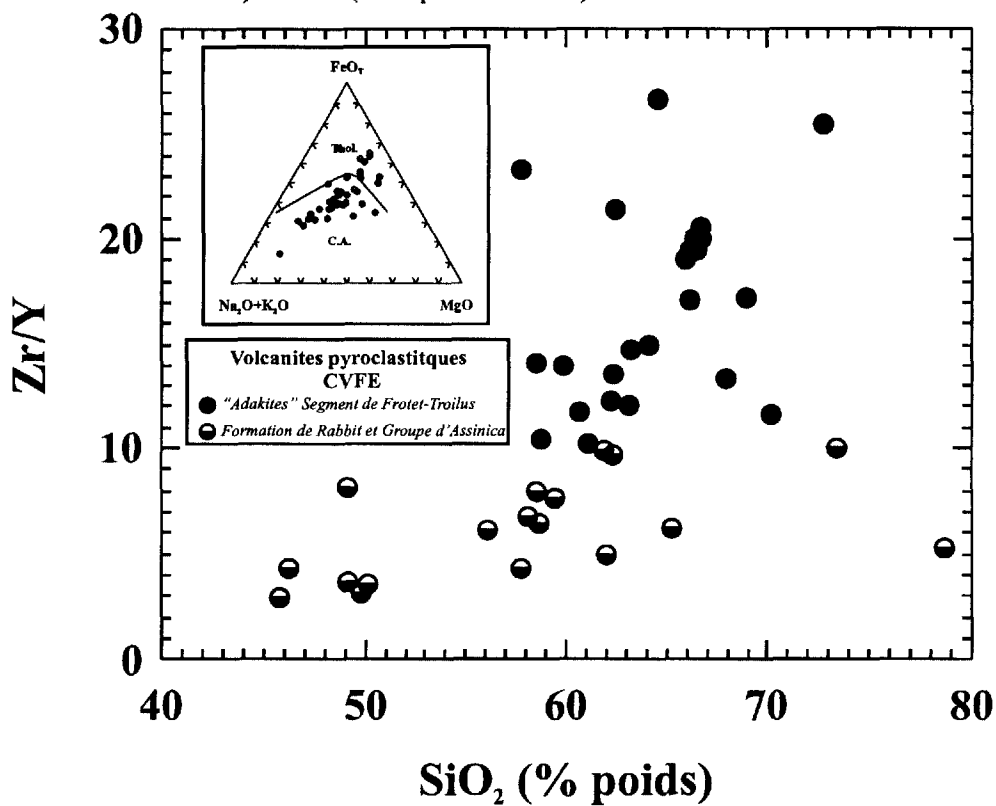


Figure 20. Diagramme Zr/Y vs.  $\text{SiO}_2$  (% poids) et diagramme AFM (en mortaise) illustrant les variations exprimées par les volcanites pyroclastiques de la CVFE.

Les pyroclastites du Segment de Frotet-Troilus diffèrent de ceux des segments central et occidental par leur nature calco-alkaline, une composition moyenne approchant les dacites (i.e.  $\text{SiO}_2=63,1\%$  poids), des concentrations élevées en HFSE, Sr (150-900 ppm) et TRLé et un appauvrissement prononcé en Y et TRLo qui se reflètent par les rapports  $\text{Zr/Y} > 5$  (5-27; moy= 13),  $\text{Sr/Y} > 5$  (5-130; moy= 36) et  $(\text{La/Yb})_N > 18$  (18-32, moy= 24) (figure 20). Boily (1999) a émis l'hypothèse que ces pyroclastites pourraient être considérées comme faisant partie d'une suite "adakitique".

#### **4.0 - LABANDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DE LA MOYENNE-EASTMAIN: LA RÉGION DU LAC NATEL (SNRC 33B/04)**

##### *4.1- Localisation*

La région du Lac Natel se situe dans le Territoire de la Baie-James, le long de la rivière Eastmain à environ 40 km au nord de Némiscau (figure 1). On accède au terrain par la route du Nord qui relie Chibougamau au village de Némiscau à partir duquel on emprunte un chemin longeant une ligne de transport d'électricité jusqu'à la rivière Eastmain.

##### *4.2- Contexte géologique, stratigraphique et structural*

La région du lac Natel a récemment été cartographiée par Labbé et Grant (1998) qui ont assigné les roches volcano-sédimentaires au Groupe d'Eastmain (figure 21). Ce dernier regroupe deux formations volcano-sédimentaires; les formations d'Anaconda (*Ana*) et de Natel (*Ant*) et une formation sédimentaire; la Formation de Clarkie (Ack). Un seul âge U-Pb (zircon) de  $2739 \pm 5$  Ma, (D. Davis, Royal Ontario Museum et A. Moukhsil, Géologie Québec; communication personnelle) obtenu sur une rhyolite provenant de la Formation de Natel, contraste avec les âges plus jeunes déterminés sur les volcanites felsiques situées plus à l'est dans la bande de la Basse Eastmain (i.e. 2701-2706 Ma; Goutier et Larocque).

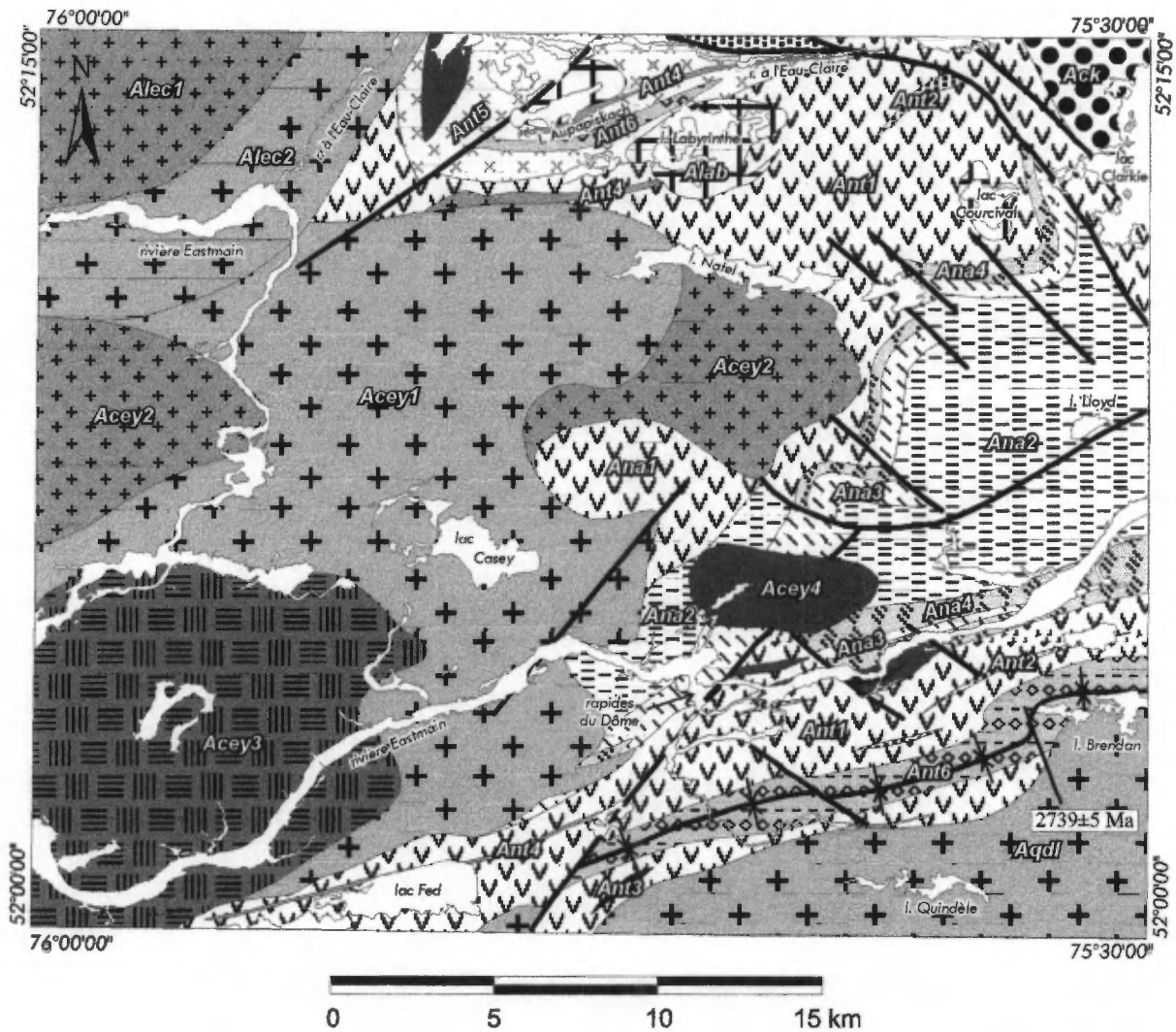
##### *4.2.1- La Formation d'Anaconda (Ana)*

Labbé et Grant (1998) assignent cette formation à la base du Groupe d'Eastmain. Toutefois, les

travaux de cartographie de Moukhsil et Doucet (1999) effectués plus à l'est (feuille 33B/03), suggèrent plutôt un position stratigraphique au sommet. La Formation d'Anaconda comprend, à sa base, un assemblage de laves basaltiques amphibolitisées (*Ana1*) communément transpercées d'injections granodioritiques, dioritiques et gabbroïques et montrant des reliques de structures coussinées. La principale unité (*Ana2*) est formée de volcanites felsiques accompagnées d'interlits d'argilites, de wackes et de conglomérats. Les volcanites sont des tufs à cristaux de quartz et de plagioclase, des tufs à lapilli et des tufs à blocs. Les argilites et les wackes forment des lits métriques tandis que les conglomérats sont polygéniques (fragments de tufs intermédiaires à felsiques, tufs à cristaux, de grès et d'argilites). L'unité *Ana2* est recouverte par un assemblage de laves et de tufs andésitiques (*Ana3*). Les andésites sont massives à coussinées, aphanitiques avec quelques horizons porphyriques. Les tufs à lapilli intermédiaires sont biens lités ou massifs. L'unité supérieure de la Formation d'Anaconda comprend principalement des wackes interlités à des argilites noires (unité *Ana4*). Localement, on retrouve des lits de conglomérats à blocs, de tufs intermédiaires à felsiques et de niveaux lenticulaires d'andésites.

##### *4.2.2- La Formation de Natel (Ant)*

Malgré l'absence de contact observé avec la Formation d'Anaconda (*Ana*), la Formation de Natel (*Ant*) reposerait en concordance sur la première (Labbé et Grant, 1998). À la base, l'unité *Ant1* comprend des coulées massives à coussinées de basaltes accompagnées de filons-couches gabbroïques. Les basaltes présentent des niveaux lenticulaires d'argilites et de wackes dont certains occupent un volume suffisamment important pour former l'unité *Ant2*. L'unité *Ant1* est très semblable à l'unité *Ana1*. Étant donné que cette dernière pourrait présenter un contact faillé avec l'unité *Ana2*, il est possible qu'elle ne représente qu'un lambeau de l'unité *Ant1*. Des coulées komatiitiques présentant des textures de spinifex et des horizons bréchiques forment l'unité *Ant3*. Trois minces horizons de tufs felsiques à grains fins, finement laminés et contenant des cristaux de quartz sont regroupés dans l'unité *Ant4*. Dans l'unité *Ant5*, on retrouve des laves basaltiques et andésitiques tholéiitiques et des tufs de composition felsique à intermédiaire. Enfin, l'unité *Ant6* se compose de deux bandes de rhyolites et de tufs intermédiaires à felsiques. Au nord de la carte, il s'agit de tufs felsiques à cendres et à lapilli tandis que dans le quadrant SE, on note au coeur d'une structure synclinale, outre des tufs, la présence d'une rhyolite



### GRUPE D'EASTMAIN

#### Formation de Clarkie

- assemblage d'arénites et de conglomérats (Ack)

#### Formation de Natel

- assemblage de volcanites felsiques (Ant6)
- assemblage de basaltes et d'andésites (Ant5)
- tufs felsiques à cendres ou à cristaux (Ant4)
- komatiite (Ant3)
- argilite et wacke (Ant2)
- assemblage de basaltes (Ant1)

#### Formation d'Anaconda

- assemblage de roches sédimentaires (Ana4)
- assemblage d'andésites et de tufs (Ana3)
- assemblage de tufs felsiques (Ana2)
- assemblage de basaltes (Ana1)

#### Batholite de Le Caron

- diorite (Alec1)
- assemblage de tonalite et de granite (Alec2)

#### Batholite de Casey

- assemblage de granodiorite et de tonalite (Acey1)
- assemblage de diorite (Acey2)
- granite (Acey3)
- gabbro et diorite (Acey4)

#### Pluton de Quindèle

- assemblage de granodiorite, de diorite et de gabbro (Aqdl)

#### Pluton de Labyrinthe

- tonalite (Alab)

faille synclinal

Figure 21. Carte géologique de la région du lac Natel (feuillelet SNRC 33B/04). D'après Labbé et Grant (1998)

massive et très siliceuse (figure 21).

#### 4.2.3- La Formation de Clarkie (Ack)

Affleurant uniquement dans l'extrême NW de la région, cette formation se compose de niveaux massifs d'arénites lithiques et de conglomérats polygéniques à blocs à matrice gréseuse (figure 21). Les blocs consistent en des fragments arrondis de granitoïdes, de volcanites intermédiaires à felsiques, d'amphibolites, de diorites et de grès. La Formation de Clarkie présente une relation ambiguë avec la Formation de Natel. Il est possible que le contact soit faillé ou que la Formation de Clarkie repose en discordance sur celle-ci suggérant son érosion locale.

#### 4.2.4- Les roches intrusives

Le Batholithe de Casey (*Acey*) occupe la demie ouest de la région. Il est constitué de plusieurs phases, dont des granodiorites et des tonalites injectées de diorites et de gabbros (unité *Acey1*); des diorites et diorites quartzifères (unité *Acey2*); une phase granitique (unité *Acey3*) et des gabbros et diorites (unité *Acey4*) (figure 21). Le Batholite de Le Caron (unité *Alec*) exhibe en bordure un assemblage de tonalites et de granites (unité *Alec2*) et un cœur dioritique (unité *Alec1*) contenant des enclaves de metabasaltes et de paragneiss. Un assemblage de granodiorites et de tonalites recoupées par des injections de diorites et de gabbros est assigné au Pluton de Quindèle (unité *Aqdl*). On reconnaît le pluton de Labyrinthe (unité *Alab*) formé de tonalite à biotite et à hornblende et qui envahit les basaltes de la Formation de Natel. Plusieurs affleurements de gabbros massifs et grenus à l'intérieur de la Formation de Natel représentent probablement des filons-couches.

#### 4.2.5- Métamorphisme et structure

Le métamorphisme, dont l'intensité semble s'accroître vers l'est, varie du faciès des schistes verts supérieurs à celui des amphibolites. L'intensité de la déformation des roches volcano-sédimentaires est très variable, mais en général, les roches sont moyennement déformées. Les plutons recoupant les volcanites sont quant à eux peu affectés par la déformation régionale. Labbé et Grant (1998) ont reconnu trois grands domaines structuraux, dont le trait le plus important est certes le synclinal du lac Brendan, une structure antiforme localisée au SE de la carte (figure 21). Deux couloirs de déformation intense ont été

cartographiés dans la partie nord de la carte. Le couloir Eau-Claire, comportant une composante de chevauchement du nord vers le sud, est caractérisé par une forte schistosité de direction E-W à NW-SE faiblement pentée vers le nord. Un second couloir, celui d'Aupapiskach, est interprété comme une zone de cisaillement à mouvement subhorizontal dextre. Il se manifeste par une schistosité subverticale orientée NE-SW qui coupe et entraîne localement la fabrique régionale E-W. Plusieurs failles ont été interprétées à partir de discontinuités lithologiques ou aéromagnétiques, soit simplement à partir de dépressions topographiques. Notons les failles de Kasikanipiskachk, de Lloyd et de Dôme.

#### 4.3- Géochimie des volcanites de la région du lac Natel

Une banque de données comprenant 74 analyses de roche nous a été fournie par M. Jean-Yves Labbé (Géologie Québec). Utilisant les filtres géochimiques appropriés (voir section 2.1), nous avons choisi 20 échantillons représentatifs des types de roches constituant les formations de Natel et d'Anaconda. Les données géochimiques permettent de reconnaître une suite de coulées de komatiites et de basaltes-andésites d'affinité tholéiitique qui appartiennent exclusivement à la Formation de Natel (unités *Ant1*, *Ant3* et *Ant5*) et à l'unité *Anal* de la Formation d'Anaconda. Les volcanites se subdivisent en: a) les komatiites (KM), b) les tholéiites magnésiennes (TM) et c) les ferrotholéiites (FT). Interstratifiés aux volcanites tholéiitiques, on retrouve des tufs felsiques et des rhyolites d'affinité calco-alkaline (TUF) (unités *Ant4* et *Ant6*). La Formation d'Anaconda comprend un assemblage de tufs et de coulées andésitiques à rhyodacitiques (BAC et TUF; unités *Ana2* et *Ana3*) d'affinité calco-alkaline.

##### 4.3.1- La Formation de Natel (*Ant*)

##### 4.3.1.2- Les tholéiites magnésiennes (TM), les ferrotholéiites (FT) et les komatiites (KM): unités *Ant1* et *Anal*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons appartenant aux unités *Ant1* et *Ant2* sont présentées au tableau 3. Les tholéiites magnésiennes (TM) et les ferrotholéiites (FT) définissent une suite continue de laves et tufs basaltiques à basaltiques andésitiques (46,0-55,5 % poids). Les teneurs en TiO<sub>2</sub> (0,61-1,73 % poids) sont corrélées positivement avec les concentrations en HFSE (Zr=41-129 ppm et

Nb=1,4-4,9 ppm),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (8,7-17,4 % poids), TR (par ex: La=2,1-6,0 ppm), mais négativement avec celles en Ni (45-224 ppm) et MgO (3,7-10,7 % poids) (figure 22). Les TM et FT présentent des profils de TR peu fractionnés ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=0,8-1,1$  et  $[\text{La}/\text{Yb}]_N=0,9-1,3$ ), évoluant de 9 à 25 X les valeurs chondritiques et manifestant de faibles anomalies négatives en Eu dans les termes les plus différenciés (figure 23a). Les rapports Zr/Y (2,1-3,3), Zr/Nb (12-19), Th/Ta (1,2-1,8) et Ti/Zr (62-131) se rapprochent de ceux attribués aux tholéiites issues des dorsales océaniques à proximité des points chauds (E-MORB), sans toutefois présenter l'appauvrissement en TRLé et Th typiques des N-MORB ( $[\text{Th}/\text{La}]_N=0,2-1,0$  vs. 0,4). Cette affinité est confirmée par leur position dans le diagramme discriminant Hf/3-Nb/16-Th (figure 24). D'autre part, le diagramme multi-élément révèle des variations régulières des éléments les plus incompatibles (Th à Pr), ce qui contraste avec l'appauvrissement en Nb, Ta, Ti et l'enrichissement en TRLé et Th typique des tholéiites d'arcs insulaires (figure 23b).

Notons que les laves komatiitiques (unité *Ant3*) sont très altérées (i.e. PAF=5,1-16,3 % poids). La komatiite la moins altérée ( $\text{SiO}_2=43,3$  % et  $\text{MgO}=27,8$  % poids) est appauvrie en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,63 % poids) et CaO (5,76 % poids). Les faibles teneurs en HFSE (Zr=16 ppm) et les rapports Zr/Y (2-5) et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (21-30) les situent dans le champ des komatiites caractéristiques de la sous-province d'Abitibi (Xie et Kerrich, 1994) et de celui des komatiites exposées dans la Bande Volcano-sédimentaire de la Rivière Eastmain Supérieure (BVRES) (Boily, 1999).

#### 4.3.1.3- Les tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins (TUF): les unités *Ant4* et *Ant6*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons appartenant aux unités *Ant4* et *Ant6* sont présentées au tableau 3. Il s'agit de volcanites de composition andésitique à rhyolitique ( $\text{SiO}_2=57,0-72,2$  % poids) dont les principales caractéristiques sont a) un enrichissement substantiel en TRLé relativement aux TRLo ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N=16,7-28,1$ ) accompagnant des rapports Zr/Y élevés (8-45); b) une absence d'anomalie négative en Eu; c) un caractère alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_3=14,7-16,6$  % poids) et d) un enrichissement modéré en Sr (91-615) conduisant à des rapports Sr/Y > 10 (10-217) (figures 25 et 27). Ces

volcanites se retrouvent en faible volume à l'intérieur de certains assemblages des sous-provinces d'Abitibi et de Wabigoon où elles constituent un faible volume (par ex: groupes de Bowman et de Skead, sous-province de l'Abitibi et les ceintures de Sturgeon lake et Lake of the Woods; Lisher *et al.* [1986] et Tucker-Barrie *et al.* [1993]).

### 4.3.2- La Formation d'Anaconda

#### 4.3.2.1- Les tufs dacitiques calco-alcalins (TUF): l'unité *Ana2*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons appartenant à l'unité *Ana2* sont présentées au tableau 3. Seuls deux échantillons proviennent de cette vaste unité qui affleure cependant très mal. Ces tufs à cristaux dacitiques ( $\text{SiO}_2=64,2-65,6$  % poids) présentent des caractéristiques très similaires aux volcanites des unités *Ant4* et *Ant6*. Alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_3=16,4$  % poids) et sodiques ( $\text{Na}_2\text{O}=4,27-6,12$  % poids), manifestant une absence d'anomalie en Eu, ils présentent un enrichissement prononcé en Sr (498-615 ppm) et un appauvrissement en TRLo et Y (5 ppm) qui conduisent à des rapports très élevés en  $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  (28-58), Zr/Y (2-28) et Sr/Y (106-134) (figures 26 et 27).

#### 4.3.2.2- Les tufs et laves basaltiques à rhyodacitiques calco-alcalins (BAC): l'unité *Ana3*

La moyenne et l'écart-type des concentrations des éléments majeurs et en traces provenant des échantillons appartenant à l'unité *Ana3* sont présentées au tableau 3. L'unité *Ana3* comprend une suite de laves et tufs de composition basaltique-andésitique à rhyodacitique ( $\text{SiO}_2=53,2-68,0$  % poids) et d'affinité calco-alcaline. Elle montre une évolution classique des suites calco-alcalines; soit une diminution des concentrations en MgO (2,7-5,7 % poids),  $\text{TiO}_2$  (0,53-1,49 % poids), Ni (224-15 ppm) et du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}/\text{MgO}$  et un accroissement des rapports Zr/Y (3,8-10,3) et  $[\text{La}/\text{Sm}]_N$  (1,7-11,0) avec la silice (figure 27). Si elles possèdent les rapports TRLé/HFSE typiques des suites de supra-subduction (ex: Th/Hf=0,5-2,4), elles diffèrent des volcanites intermédiaires à felsiques des unités *Ant4* et *Ant6* par un enrichissement modéré en Sr (82-327 ppm) et des rapports  $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  (1,9-11,0) et Zr/Y plus faibles (figure 26a), ce qui leur confère une affinité plus compatible avec les suites calco-alcalines d'arc insulaire. Ceci contraste avec les données géochimiques se rapportant

**Formation de Natel**

**Formation d'Anaconda**

	Tholéïtes magnésiennes-ferrotholéïtes		Tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins		Tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques calco-alcalins		Tufs dacitiques calco-alcalins	
	(unité ant1)		(unités Ant4 et ant6)		(unité Ana3)		(unité Ana2)	
	n=44	+/-	n=4	+/-	n=7		n=2	+/-
SiO <sub>2</sub> (% poids)	49,77	1,48	65,97	6,66	59,23	6,37	64,90	0,99
TiO <sub>2</sub>	1,09	0,27	0,43	0,23	0,87	0,31	0,40	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	0,82	15,60	0,80	14,77	1,29	16,40	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	13,34	1,64	3,93	2,68	7,83	1,72	2,87	0,41
MgO	6,54	1,40	2,47	2,49	4,21	1,67	1,39	0,03
CaO	10,82	1,22	3,89	2,32	6,30	2,52	3,83	1,71
Na <sub>2</sub> O	2,09	0,54	3,98	2,12	3,40	1,21	5,20	1,31
K <sub>2</sub> O	0,22	0,10	1,63	0,93	0,92	1,06	1,48	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,03	0,13	0,08	0,14	0,06	0,13	0,02
MnO	0,24	0,05	0,06	0,04	0,13	0,05	0,04	0,01
P.A.F.	1,45	1,05			1,85	0,84	3,17	0,81
Zr (ppm)	63	16	110	20	124	68	121	22
Y	24	5	9	5	18	4	5	0
Sr	113	44	359	185	289	232	585	87
	n=8		n=4		n=3		n=2	
Nb	3,36	0,99	3,70	1,92	6,53	3,81	3,20	0,30
Hf	1,49	0,28	2,83	0,41	3,60	1,85	2,80	0,30
Ta	0,24	0,06	0,28	0,14	0,50	0,25	0,21	0,01
Tb	0,36	0,11	3,38	1,52	4,97	3,59	3,00	0,60
U	0,09	0,02	0,95	0,33	1,43	1,17	0,76	0,14
Ni	85,63	18,96	22,25	22,65	84,00	73,54	16,50	6,50
Sc	44,75	1,39	9,18	7,23	25,00	15,64	4,30	0,10
V	316,38	34,80	76,00	52,70	129,67	91,23	43,50	7,50
Cr	187,75	61,91	84,25	106,24	291,33	295,25	36,50	8,50
La	3,98	1,03	20,88	9,83	17,83	10,27	20,50	4,50
Ce	10,79	2,59	46,50	23,44	36,73	20,76	42,50	8,50
Pr	1,70	0,38	5,30	2,51	4,37	2,40	5,00	0,90
Nd	8,30	1,81	19,98	9,86	16,30	8,70	18,00	3,00
Sm	2,66	0,60	3,24	1,50	3,10	1,43	2,75	0,35
Eu	0,94	0,17	0,83	0,37	0,89	0,32	0,73	0,06
Gd	3,69	0,70	2,32	1,03	2,97	1,21	1,75	0,25
Tb	0,68	0,13	0,30	0,13	0,48	0,17	0,20	0,02
Dy	4,23	0,76	1,54	0,75	2,80	0,85	0,91	0,02
Ho	0,92	0,14	0,28	0,14	0,59	0,16	0,16	0,01
Er	2,60	0,42	0,73	0,38	1,67	0,45	0,39	0,03
Tm	0,42	0,07	0,12	0,06	0,27	0,07	0,06	0,01
Yb	2,65	0,41	0,73	0,39	1,70	0,43	0,36	0,05
Lu	0,39	0,06	0,12	0,06	0,26	0,06	0,06	0,01

Tableau 3. Sommaire des analyses chimiques des volcanites provenant des formations de Natel et d'Anaconda (Groupe d'Eastmain), n=nombre d'analyses

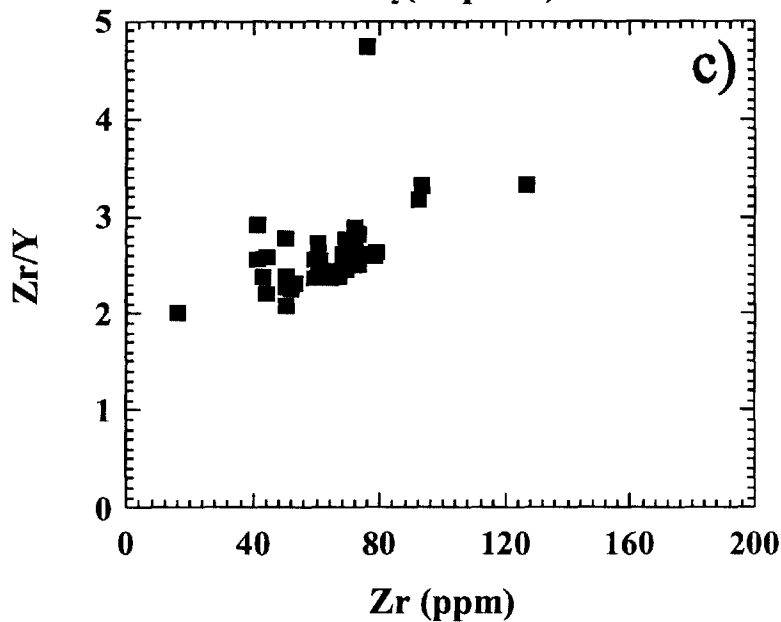
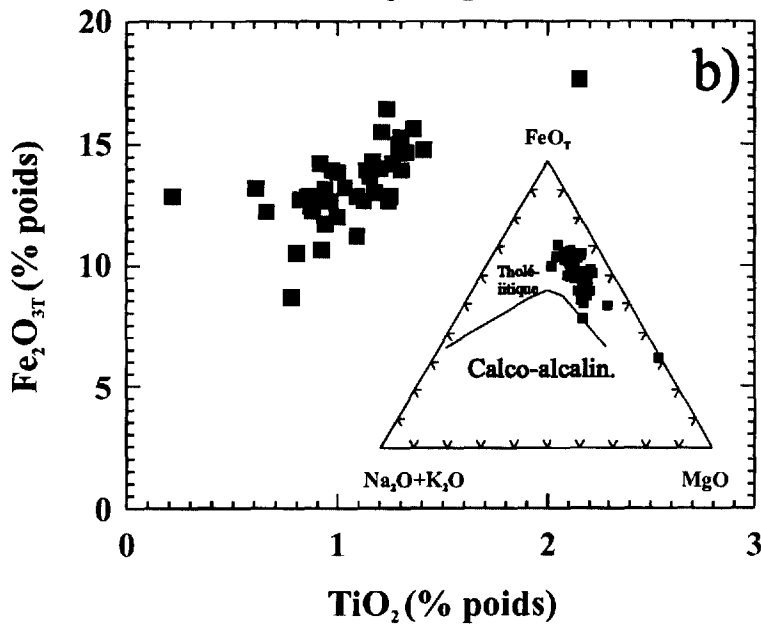
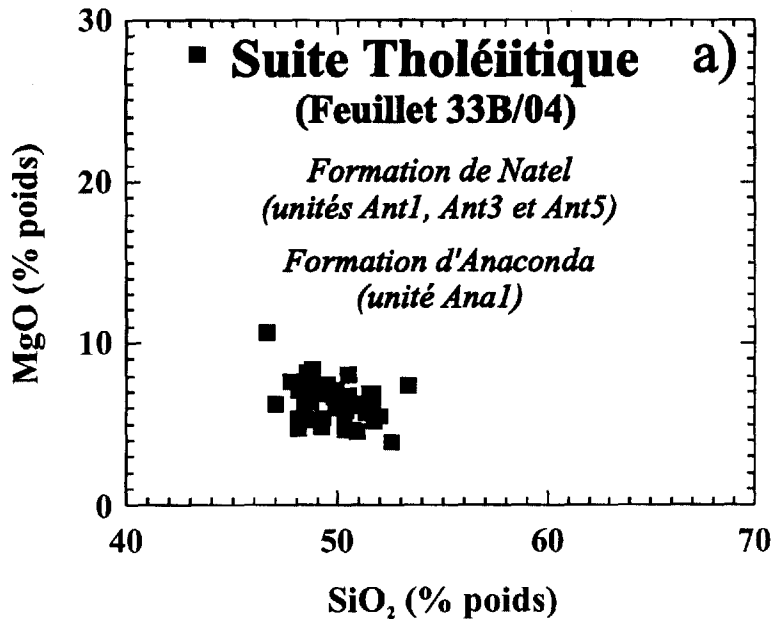


Figure 22. Diagrammes a) MgO (% poids) vs. SiO<sub>2</sub> (% poids); b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> vs. TiO<sub>2</sub> (% poids) (AFM en mortaise) et c) Zr/Y vs. Zr (ppm) illustrant les variations exprimés par les ferrotholéiites (FT) et les tholéiites magnésiennes (TM) appartenant aux formations de Natel (unités *Ant1*, *Ant3* et *Ant5*) et Anaconda (unité *Ana1*).

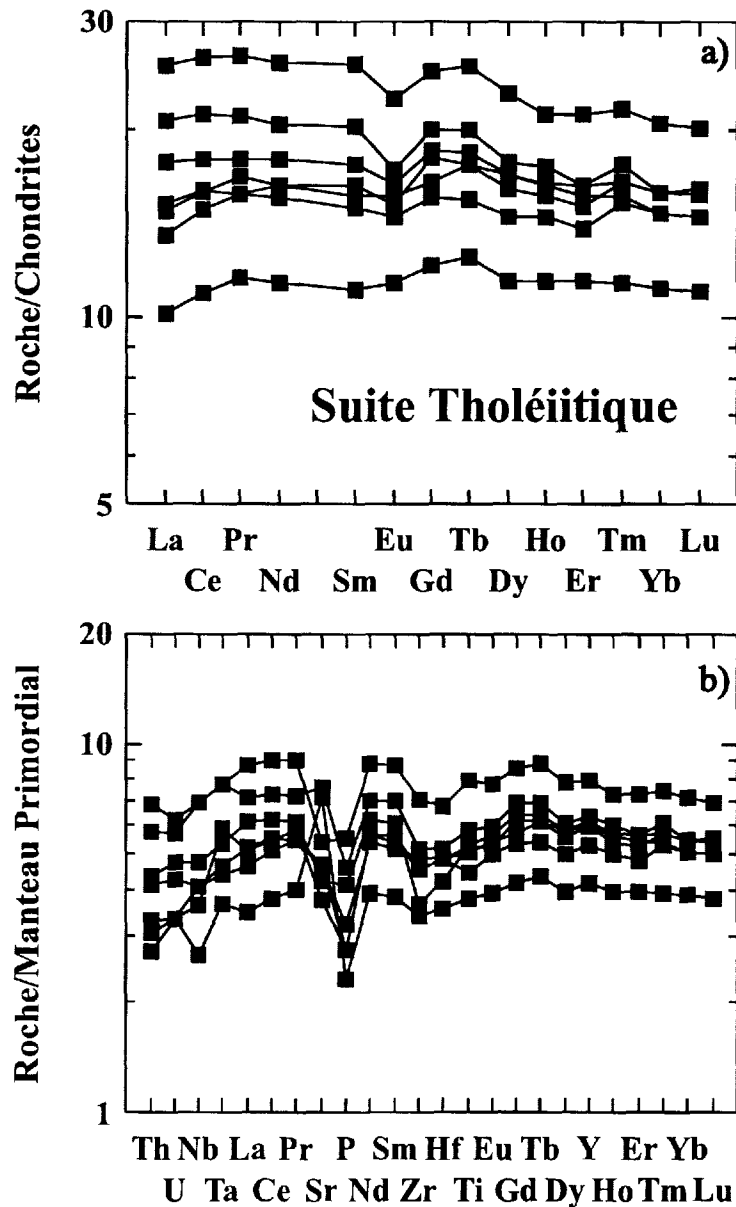


Figure 23. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les tholéiites magnésiennes (TM) et ferrotholéiites (FT) appartenant aux formations de Natel (unités *Ant1*, *Ant3* et *Ant5*) et d'Anaconda (unité *Ana1*).

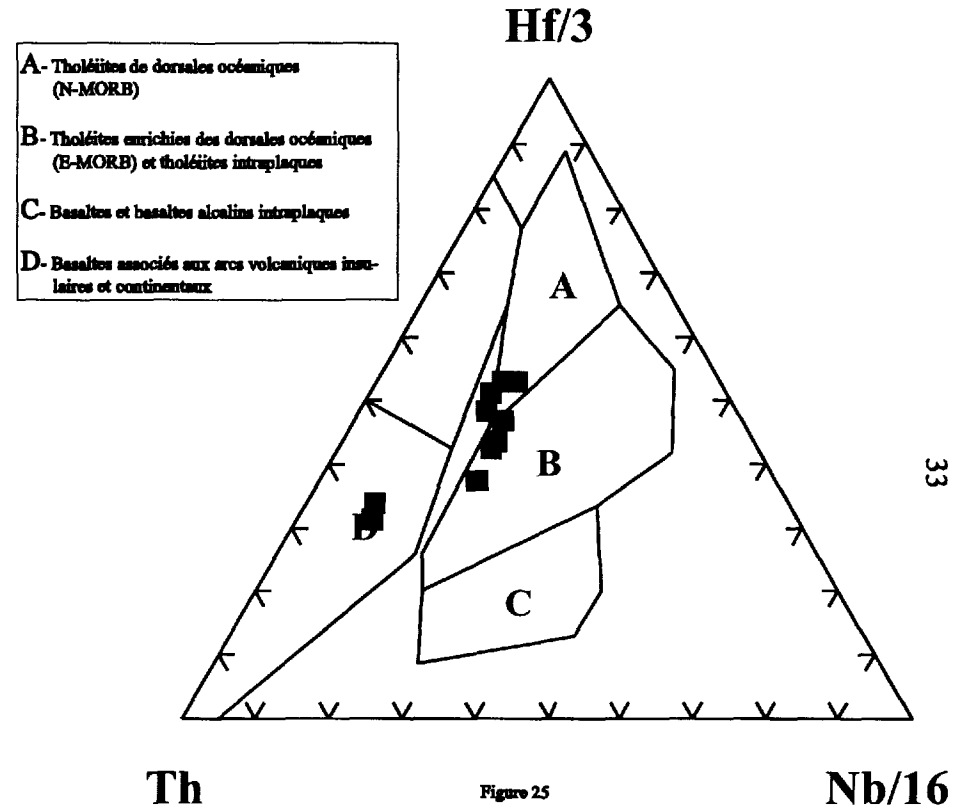


Figure 24. Diagramme triangulaire (Hf/3-Nb/16-Th) discriminant le milieu tectonique d'épanchement des roches basaltiques appartenant aux formations de Natel et d'Anaconda



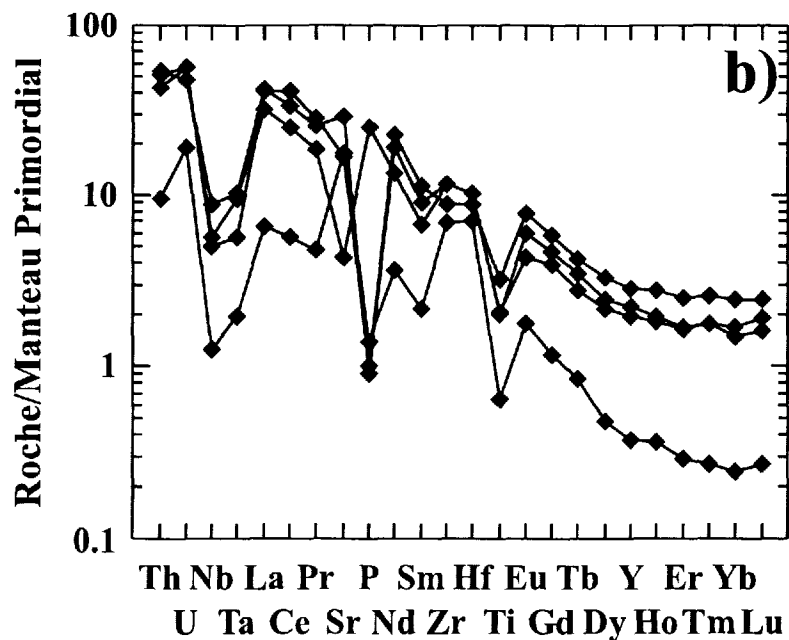
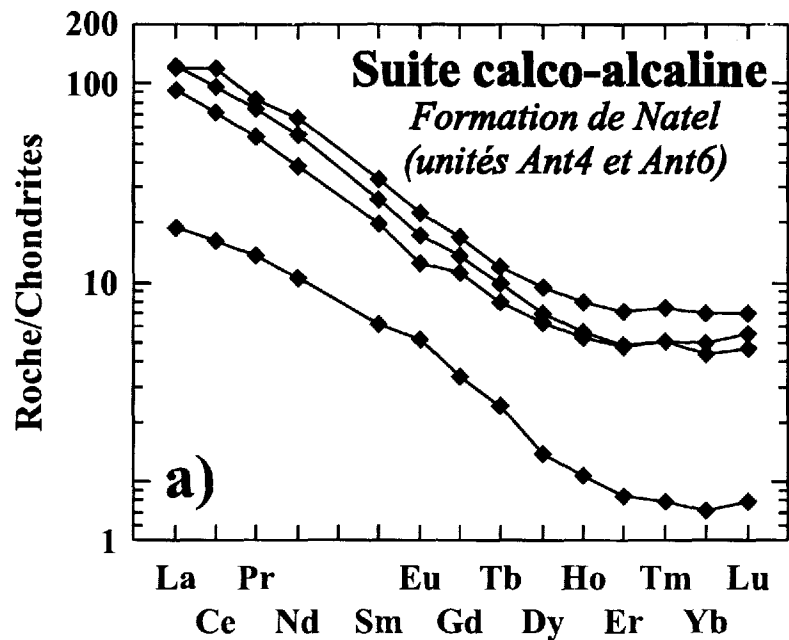


Figure 25. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les volcanites calco-alkalines appartenant aux unités Ant4 et Ant6 (Formation de Natel).

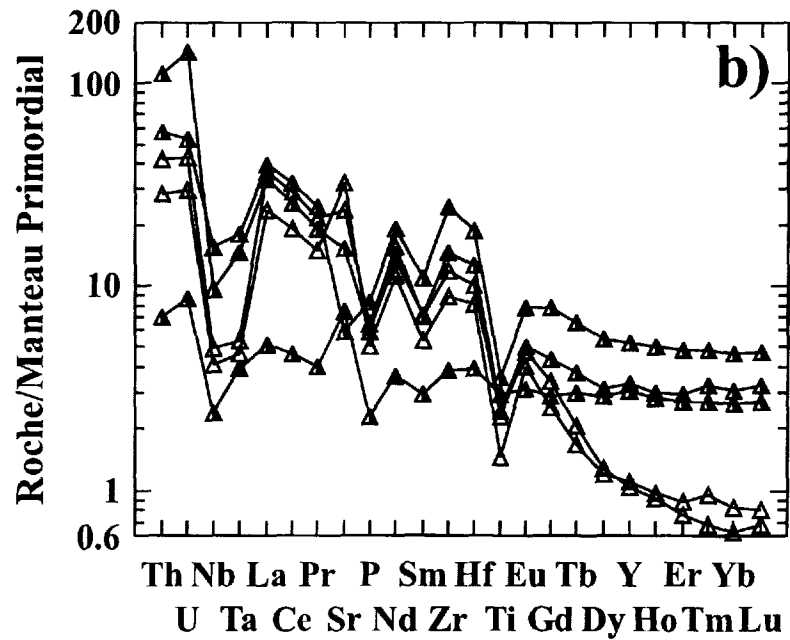
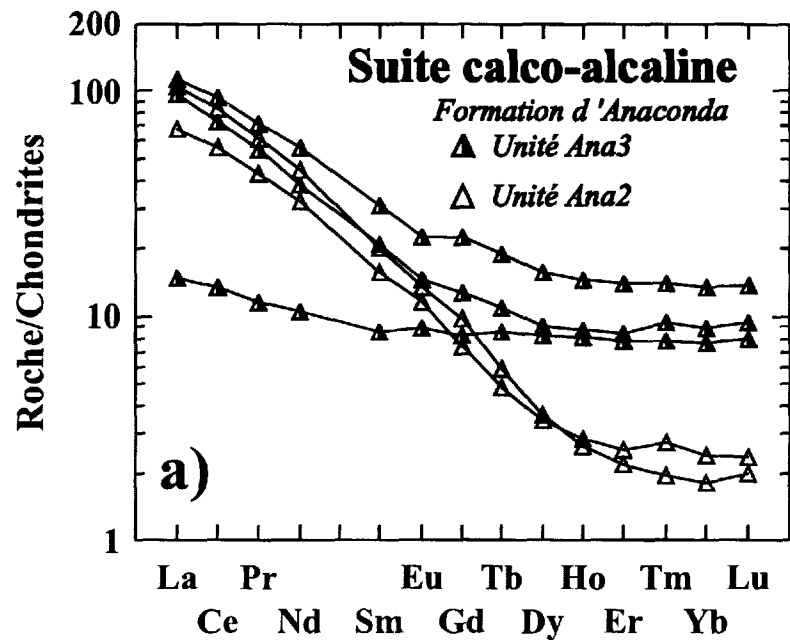


Figure 26. Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites a) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primordial illustrant les variations exprimées par les volcanites calco-alkalines appartenant aux unités Ana2 et Ana3 (Formation d'Anaconda)

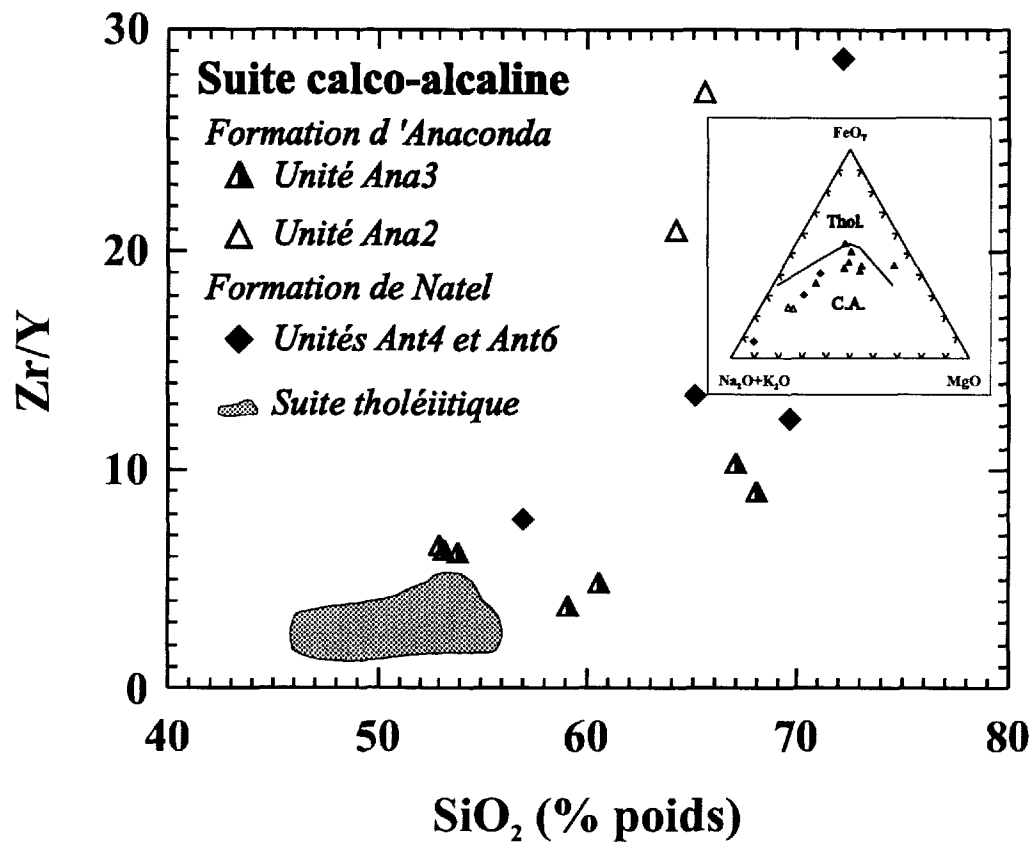


Diagramme 27. Diagramme Zr/Y vs. SiO<sub>2</sub> (% poids) illustrant les variations exprimées par les volcanites d'affinité calco-alcaline appartenant aux formations de Natel et d'Anaconda.

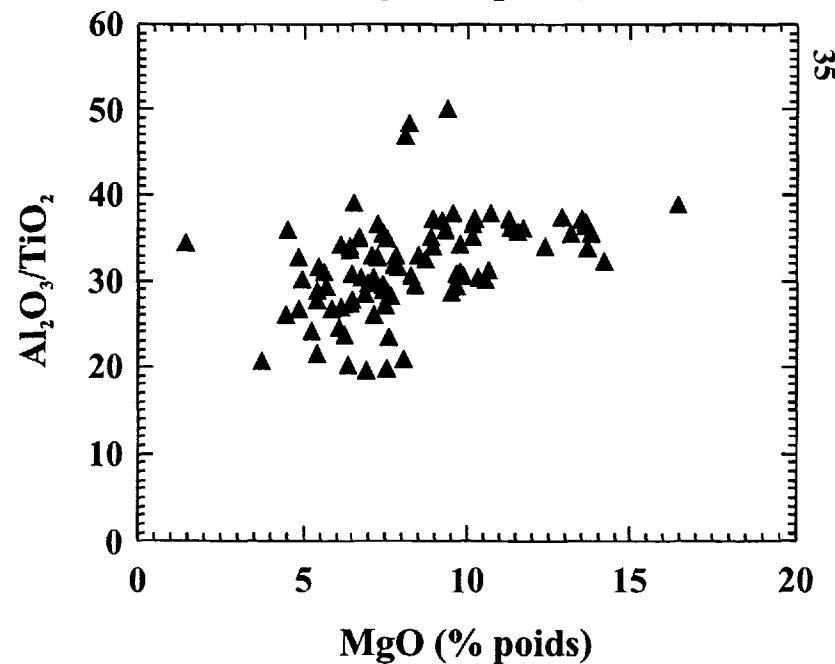
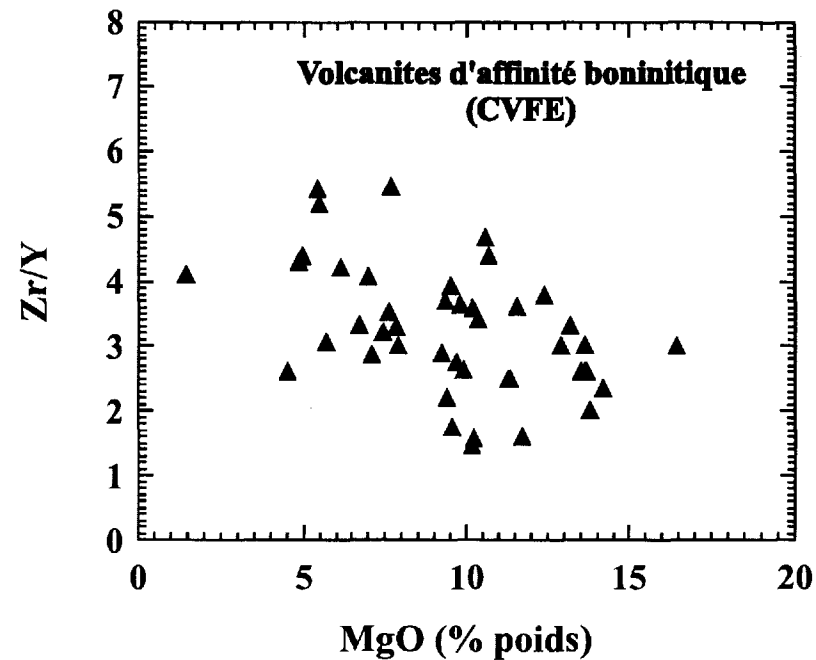


Diagramme 28. Diagramme a) Zr/Y vs. MgO (% poids) et b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> vs. MgO (% poids) illustrant les variations exprimées par les volcanites d'affinité boninitique appartenant à la CVFE.

aux tufs et laves intermédiaires à felsiques des unités *Ant4*, *Ant6* et *Ana2* qui sembleraient indiquer plutôt une affinité avec des volcanites de composition "adakitique"; un élément déjà souligné par Boily (1999) pour les formations et unités de tufs intermédiaires calco-alcalins du Segment de Frotet-Troilus (CVFE).

## **5.0- RAFFINEMENT DE LA STRATIGRAPHIE, CORRÉLATIONS INTER-SEGMENTS ET SPÉCULATIONS MÉTALLOGÉNIQUES.**

### *5.1- La CVFE*

#### *5.1.1- Stratigraphie et corrélations inter-segments*

Les compositions chimiques et les variations élémentaires exprimées par les volcanites de la CVFE nous poussent à émettre quelques hypothèses concernant la position stratigraphique occupée par certaines unités et formations des segments étudiés.

Les travaux de Brisson *et al.* (1998a, b, c et 1997a, b) et ceux Morin (1998 a, b et c) ne permettent pas d'établir la succession stratigraphique des laves et tufs basaltiques à l'intérieur des unités *Aaz1* (Groupe d'Assinica) et *Arb1* (Formation de Rabbit). Toutefois, notre étude révèle que la Formation de Rabbit (Segment de Storm-Evans), le Groupe d'Assinica (Segment d'Assinica) et le Groupe de Troilus (Segment de Frotet-Troilus) sont probablement équivalents. Cette assertion est basée sur une association exclusive de volcanites issues d'un milieu de supra-subduction, soit: 1) des laves d'affinité boninitique (BON), 2) des tholéiites fractionnées (TFR); 3) des tholéiites magnésiennes (TM), et 4) des basaltes et andésites calco-alcalins (CAB). Cette association se retrouve bien définie à l'intérieur des phases 2, 3 et 4 du volcanisme du Segment de Frotet-Troilus (excluant la Formation de Parker) qui comprend les formations de Châtillon, de Domergue sud et nord et de Mésière (Boily, 1999 et Gosselin, 1996). Cependant, les andésites porphyriques calco-alcalines de l'unité *Abr3* qui définissent un petit centre volcanique à l'intérieur du Segment d'Evans-Ouagama constituent une exception. Nous préconisons de les corrélérer soit avec les andésites de la Formation de Le Gardeur (unité *Alg1*) ou celles de l'unité *Asm3* de la Formation de Storm.

Peut-être s'agit-il de fragments de ces formations disloqués dans le couloir de déformation de Nottaway (figure 7; Boily, 1998).

Les données géochimiques semblent indiquer que les roches pyroclastiques "adakitiques" du Segment de Frotet-Troilus (par ex: les formations de Frotet, de Crabe et le Membre de l'Habitation) n'ont pas leur équivalent à l'intérieur du Groupe d'Assinica et de la Formation de Rabbit. D'ailleurs, contrairement au Segment de Frotet-Troilus, les roches pyroclastiques calco-alcalines (TUF) des segments central et occidental ne forment pas des séquences épaisses et continues et montrent couramment un contact transitionnel avec les laves (Brisson *et al.*, 1997a)

La géochimie révèle également que les formations de Le Gardeur et de Storm (Groupe d'Evans) n'ont pas d'équivalent stratigraphique à l'intérieur des segments d'Assinica et de Frotet-Troilus. Par contre, les séquences de plateaux océaniques composées de tholéiites magnésiennes et de ferrotholéiites très enrichies en TiO<sub>2</sub> que l'on retrouve dans le Segment de Frotet-Troilus (par ex: les formations de La Fourche, de Dompierre, de De Maurès et de Parker) n'apparaissent pas dans les segments parcourus par cette étude.

#### *5.1.2- Spéculations métallogéniques*

Dans le Segment de Frotet-Troilus, Gosselin (1996) a observé une restriction des minéralisations volcanogènes intéressantes à un intervalle stratigraphique compris entre les formations de Frotet (pyroclastiques "adakitiques") et de Mésière ou d'Oudiette (tholéiites magnésiennes). Cet auteur précise que cet intervalle comprend des "laves d'affinité transitionnelle" et des laves magnésiennes primitives qui constituent l'ensemble de la phase 2 du volcanisme. Or, si on excepte les volcanites basaltiques de la Formation de Parker qui s'avèrent être des ferrotholéiites (Boily, 1999), les principaux indices de SMV se retrouvent plutôt associés à une succession de laves d'affinité boninitique (BON), de tholéiites fractionnées (TFR) et de basaltes/andésites calco-alcalins (CAB), correspondant à celle qui se poursuit plus à l'ouest dans les unités *Aaz1* (Groupe d'Assinica) et *Arb1* (Formation de Rabbit). Les travaux de Brisson *et al.* (1998a, b, c) accomplis dans les segments d'Assinica et de Storm-Evans ont mené à la reconnaissance de plusieurs indices et gîtes de Zn-Cu-Au-Pb à l'intérieur de l'unité *Aaz1* et de la Formation de Rabbit. Les minéralisations sont associées à: a) des formations de fer sulfurées; b) des mudrocks ferrugineux et c) des séquences de laves mafiques. Le

prospect le plus important (Noramco) se situe dans les mudrocks graphitiques à l'intérieur d'une séquence de basaltes coussinés (Formation de Rabbit) au contact de tufs rhyolitiques (Formation de Storm). Selon Brisson *et al.* (1998a), ce prospect rappelle celui de Tortigny, localisé dans l'intervalle stratigraphique "fertile" du Segment de Frotet-Troilus. Sans prétendre que plus de 200 km de l'unité *Aaz1* et de la Formation de Rabbit constituent un horizon fertile à la minéralisation en SMV, il faudrait certainement porter plus d'attention aux sections où les BON affleurent particulièrement en association avec les TFR et les BAC.

### 5.2- La ceinture de la Moyenne Eastmain: feuillet SNRC 33B/04

L'incapacité de distinguer chimiquement les tholéïtes magnésiennes/ferrotholéïtes appartenant aux unités *Ana1* (Formation d'Anaconda) et *Ant1* (Formation de Natel), nous force à soutenir l'hypothèse élaborée par Labbé et Grant (1998) qui suggérerait que le contact entre les unités *Ana1* et *Ant2* soit faillé. L'unité *Ana1* constituerait alors un lambeau de basalte appartenant à la Formation de Natel; probablement à l'unité *Ant1* (figure 21). Cette nouvelle hypothèse permet de reconstituer la stratigraphie en reconnaissant une formation d'affinité tholéïtique (Natel) et une formation d'affinité calco-alcaline (Anaconda).

Ainsi, la Formation de Natel comprendrait des horizons de laves komatiitiques interstratifiés à des assemblages de laves et tufs basaltiques à andésitiques (tholéïtes magnésiennes et ferrotholéïtes). Des tufs et laves andésitiques à rhyolitiques calco-alcalines (unités *Ant4* et *Ant6*), certaines s'approchant de la composition des tufs "adakitiques" de la CVFE, forment une faible proportion des empilements, mais représentent une suite distincte sans lien génétique avec les volcanites tholéïtiques. Par contre, la Formation d'Anaconda ainsi redéfinie serait résolument calco-alcaline. Elle contient une proportion significative de sédiments détritiques (unité *Ana4*) interstratifiés à des laves et tufs andésitiques à rhyodacitiques dont les compositions géochimiques sont comparables à celles des volcanites d'arcs océaniques matures (unité *Ana3*) ou celles des "adakites" (unité *Ana2*).

Enfin, en se basant sur l'existence d'un contact présumé concordant entre les formations de Natel et d'Anaconda malgré qu'il n'ait pas été observé,

Labbé et Grant (1998) situent la Formation d'Anaconda (calco-alcaline) sous la Formation de Natel (tholéïtique). Toutefois, un ordre stratigraphique inverse est généralement observé dans les ceintures volcano-sédimentaires archéennes (Corfu et Davis, 1991 et Ludden *et al.* 1986 et 1984). Nous proposons donc l'hypothèse que la Formation de Natel forme la base du Groupe d'Eastmain et la Formation d'Anaconda, son sommet. Les travaux de Moukhsil et Doucet (1999) menés plus à l'est dans le feuillet SNRC 33B/03 tendraient à corroborer cette hypothèse, puisqu'ils indiquent que la Formation d'Anaconda, principalement composée de sédiments détritiques, équivaldrait stratigraphiquement à la Formation d'Auclair. Cette dernière fait partie du bassin de Laguiche (sous-Province d'Opinaca) dont les sédiments recouvriraient en concordance les volcanites des ceintures de la Moyenne Eastmain.

## 6.0- PÉTROGÉNÈSE DES VOLCANITES DES SEGMENTS D'ASSINICA, DE STORM-EVANS ET D'EVANS-OUAGAMA

### 6.1- Introduction

La pétrogénèse des différents types de roches volcaniques répertoriés dans la CVFE et classifiés grâce à leurs signatures géochimiques a été abordée par Boily (1999 et 1998). Il ne s'agit pas ici de reprendre l'ensemble des arguments et modèles pétrotectoniques proposés, mais de les clarifier ou de les corriger à la lumière des nouvelles données géochimiques accompagnant ce rapport.

### 6.2- Le volcanisme calco-alcalin du Groupe d'Evans (formations de Le Gardeur [Alg] et de Storm [Asm])

Les volcanites intermédiaires à felsiques de la Formation de Storm sont essentiellement de nature pyroclastique, tandis que celles de la Formation de Le Gardeur sont effusives. Toutefois, les deux formations n'expriment que des différences géochimiques mineures, la première étant légèrement plus felsique (moy  $\text{SiO}_2=60,1$  vs.  $57,1$  % poids) et fractionnée ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=2,2-3,5$  vs.  $3,4-5,9$ ). Les volcanites des deux formations décrivent, dans les différents diagrammes géochimiques, une évolution parallèle à partir des termes basaltiques jusqu'aux dacites.

La genèse des roches basaltiques les plus magnésiennes ne laisse place à aucun ambiguïté. Leur affinité calco-alcaline, leur profil d'enrichissement en TRLé, Th et d'appauvrissement en HFSE et la

position à l'intérieur du champs des volcaniques d'arc insulaires dans les diagrammes discriminants les confinent à une source mantellique (Iherzolite) au-dessus d'une plaque océanique en subduction avec laquelle elle interagit. Cette source produit des magmas parents basaltiques (15-20% de fusion) qui évolueraient, comme le suggérait Boily (1998), vers les termes andésitiques et dacitiques par cristallisation fractionnée d'un assemblage minéralogique composé de diverses proportions de Plagioclase+Othopyroxène/Olivine+Augite+Magnétite (le modèle POAM de Gill [1981]). Ce modèle suffit à créer l'appauvrissement en MgO, Ni, V, Cr,  $Fe_2O_{3T}$ , CaO et l'enrichissement en alcalis ( $Na_2O+K_2O$ ) accompagnant l'accroissement en  $SiO_2$ . Cependant, la cristallisation POAM ne peut seule expliquer les importantes variations exprimées par les rapports  $(La/Sm)_N$ ,  $(La/Yb)_N$  (4,9-15,7),  $Zr/Y$  (2-9) et  $Zr/Nb$  (11-25).

Boily (1998) proposa donc un modèle qualitatif invoquant l'assimilation d'une croûte sialique par des magmas basaltiques magnésiens qui cristallisent et se différencient à la base de la croûte, pendant l'ascension et lors du séjour dans les chambres magmatiques (modèle AFC; DePaolo [1981]). Pour satisfaire le modèle, la croûte assimilée devait être de composition tonalitique, présenter des teneurs élevées en  $SiO_2$  (68-75% poids) et arborer un fractionnement prononcé des TRLe ( $[La/Yb]_N=20-100$ ). Cette composition crustale est généralement attribuée aux termes felsiques des suites plutoniques-orthogneissiques de type TTG (Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites) qui constituent des cratons anciens ou, du moins, une croûte sialique épaisse pouvant représenter une marge continentale. Le modèle AFC impliquerait donc la présence d'une croûte sialique d'âge pré-Opatica (< 2,8 Ga) dont l'existence demeure toujours sujet à controverse (Boily, 1998).

Un modèle alternatif fait appel à des magmas basaltiques parents incorporent, lors de la différenciation, des fondant felsiques très fractionnés (i.e.  $[La/Yb]_N > 20$ ;  $Zr/Y > 10$ ) générés par la fusion de la base d'une croûte volcano-plutonique mafique-intermédiaire. Cette croûte, construite par magmatisme de subduction, possède dans les arcs océaniques matures une épaisseur pouvant varier de 15 à 30 km (Gill, 1981). Dans des conditions de flux de chaleur élevé prévalant dans un milieu de subduction archéen, l'anatexie crustale à une profondeur de moins de 30 km est probable (Martin, 1999; Johnson *et al.*, 1997 et Helz, 1976). Un simple modèle propose 20-30 %

de fusion d'une croûte mafique (amphibolite grenatifère) à des pressions crustales de 10 kb permettant la génération de magmas de composition dacitique-rhyolitique fractionnés (Leshner *et al.*, 1986). Le mélange de magmas basaltiques-andésitiques et de fondants felsiques expliquerait en partie l'accroissement plus important des rapports  $Zr/Y$  et  $(La/Yb)_N$  que celui modélisé par un simple modèle de cristallisation fractionnée. Ce modèle prédit également qu'une faible proportion de magmas felsiques anatectiques atteignent rapidement la surface et s'intercalent aux empilements basaltiques-dacitiques.

### 6.3- La Formation de Rabbit (Arb) et le Groupe d'Assinica (Aaz): un volcanisme dans un environnement de supra-subduction associé à l'ouverture d'un bassin marginal ou à la séparation d'un avant-arc ?

#### 6.3.1- Introduction

La compréhension de l'évolution tectono-magmatique de la CVFE passe inévitablement par l'interprétation correcte de la pétrogénèse des volcanites appartenant au Groupe d'Assinica, à la Formation de Rabbit et, par le fait même, au Groupe de Troilus (Segment de Frotet-Troilus).

Ces groupes et formations, qui sembleraient au départ ne comprendre qu'une suite de laves tholéitiques relativement homogènes, révèlent une complexité de types géochimiques. Boily (1999) a interprété toute la séquence volcanique du Groupe de Troilus comme le produit du magmatisme en milieu de supra-subduction associé à la construction et la séparation d'un arc océanique suivie de l'ouverture d'un bassin océanique d'arrière-arc. Cette interprétation globale s'appliquerait également aux volcanites de la Formation de Rabbit et à l'unité *Aaz1* du Groupe d'Assinica, mais nous désirons apporter quelques modifications et des précisions à ce modèle.

#### 6.3.2- Les volcanites d'affinité boninitique (BON)

Bien que les laves d'affinité boninitique affichent les profils de terres rares concaves caractéristiques des boninites cénozoïques (Crawford *et al.*, 1989), leurs compositions apparaissent moins "réfractaires"; manifestant des concentrations en MgO,  $SiO_2$  et des valeurs  $Al_2O_3/TiO_2$  inférieures mais des concentrations en TR, HFSE,  $Fe_2O_{3T}$  et CaO supérieures (section 2.3.2.4).

Les laves d'affinité boninitique de la CVFE possèdent des Mg# trop faibles ( $< 0,7$ ) pour représenter des liquides en équilibre avec un résidu harzburgitique/lherzolitique. Ainsi, l'ensemble de la suite boninitique, incluant celle du Groupe de Troilus, exprime une augmentation des rapports Zr/Y (2-5),  $Al_2O_3/TiO_2$  (26-39), et des teneurs en  $TiO_2$  et TRLé accompagnant une diminution des concentrations en MgO (14-5 % poids) (figure 28). Ces variations sont attribuées en partie au fractionnement de l'olivine (une phase squelettique reconnue par Simard [1987] dans les laves du Membre de Crochet et des formations de Domergue sud et nord) accompagné du clinopyroxène ± plagioclase. Seuls les termes plus magnésiens (par ex: MgO=10,7-13,6 % poids) exhibent des caractéristiques suffisamment "réfractaires" (par ex: Zr=21-33 ppm;  $TiO_2=0,36-0,39$  % poids;  $Al_2O_3/TiO_2=36-38$  et  $CaO/Al_2O_3=0,43-0,77$ ) pour possiblement représenter des liquides primaires.

Les études pétrochimiques et expérimentales effectuées sur les boninites cénozoïques indiquent que ces liquides basaltiques à andésitiques magnésiens sont extraits d'un manteau harzburgitique aqueux à des profondeurs inférieures à 50 km et à des températures de l'ordre de 1100°-1300°C (Crawford *et al.*, 1989). L'appauvrissement extrême en HFSE,  $TiO_2$  accompagnant des rapports  $Al_2O_3/TiO_2 > 25$  et  $CaO/Al_2O_3 < 0,7$  sont attribuables à la fusion d'une source harzburgitique réfractaire constituant le résidu mantellique de l'extraction de liquides basaltiques de type MORB. Par contre, le profil des TR en U accompagnant l'enrichissement en LILE et Th résulte du métasomatisme ou de l'envahissement de la source harzburgitique par des fluides aqueux /fondants provenant de la déshydratation ou de la fusion du sommet de la croûte océanique en subduction.

### 6.3.3- Les tholéiites fractionnées (TFR)

Dans la CVFE, ces tholéiites sont spatialement associées aux volcanites d'affinité boninitique à l'intérieur de la phase 3 du volcanisme du Segment de Frotet-Troilus (Boily, 1999 et Gosselin, 1996). Nous croyons qu'elles sont équivalentes aux TFR des segments central et occidental. Boily (1999) avait interprété ces tholéiites comme les premières manifestations magmatiques associées à l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc. Toutefois, comme le souligne Bédard (1999), les boninites cénozoïques semblent plutôt se restreindre aux

assemblages volcaniques *d'avant-arc* (forearc). Il est possible que les TFR, comme celles des empilements volcaniques de l'ophiolite de Betts-Cove (Terre-Neuve), recouvrent les BON et se mettent en place lors de l'ouverture de l'avant-arc. D'autre part, il est également possible que les TFR appartiennent à une séquence d'arc océanique primitif comme on en retrouve dans le Pacifique ouest (par ex: îles Mariannes, îles Fidji; arc occidental des Aléoutiennes; Gribble *et al.*, 1998) et dans l'Atlantique sud (par ex: les îles Sandwich; Tarney *et al.*, 1978). La difficulté de distinguer clairement le milieu d'appartenance des TFR réside dans le spectre de compositions couvert par les tholéiites des bassins marginaux océaniques. Par exemple, certaines tholéiites du bassin d'arrière-arc des Mariannes (Pacifique ouest) montrent des compositions enrichies en LILE et appauvries en HFSE comparables aux tholéiites de l'arc principal; tandis que d'autres approchent les compositions des N-MORB (Gribble *et al.*, 1998). Parce qu'elles sont associées à des laves d'affinité boninitique (BON) nous préférons situer les TFR dans un contexte d'ouverture d'avant-arc.

Les magmas parents des TFR sont probablement issus d'une source mantellique moins réfractaire que celle des BON, probablement de composition lherzolitique. L'enrichissement en LILE, TRLé et Th par des fluides /fondants provient de la fusion/déshydratation de la plaque océanique en subduction qui influence toujours le magmatisme basaltique au début de la séparation de l'arc insulaire. Les corrélations positives mais limitées entre  $(La/Sm)_N-La_N$ ,  $Fe_2O_{3T}$ ,  $TiO_2$ , Zr/Y et Zr et négatives avec MgO sont attribuées au fractionnement gabbroïque (i.e. la cristallisation de l'assemblage olivine + plagioclase + magnétite / Ti-magnétite ± clinopyroxène; Sulski *et al.*, 1988).

### 6.3.4- Les tholéiites magnésiennes (TM) et les ferrotholéiites (FT)

Ce sont les types de roche dont le milieu tectonique d'épanchement est le plus difficile à cerner puisqu'ils sont associés à plusieurs environnements tels les plateaux océaniques (par ex: Plateau de Kerguelen, Floyd, 1989), les suites générées par magmatisme de point chaud (par ex: îles Galapagos, Islande; White *et al.*, 1993), au volcanisme de dorsales océaniques à expansion rapide (par ex: East Pacific Rise; Thompson *et al.*, 1976) ou à proximité d'un point chaud (Schilling *et al.*, 1982) et les suites basaltiques des bassins océaniques d'avant ou d'arrière-arc (Gribble *et al.*, 1998 et Weaver *et al.*, 1979). Les ferrotholéiites générées par magmatisme de point chaud exhibent fréquemment une différenciation extrême (i.e.  $TiO_2$

>2,5% poids et  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  >18% poids) accompagnée d'un enrichissement en LILE, TRLé et HFSE culminant par des anomalies positives en Nb et Ta dans les diagrammes multi-éléments (Halliday *et al.*, 1995). Aucune ferrotholéiite de la CVFE ne possède ces caractères (Boily, 1999 et cette étude). L'association des TM-FT à l'intérieur des formations de La Fourche, de De Maurès et de Dompierre (Segment de Frotet-Troilus) a été interprétée par Boily (1999) comme une séquence de basaltes de plateaux ou de tholéiites épanchées de dorsales océaniques où l'apport magmatique d'une plume est modéré.

À l'intérieur des unités *Aaz1* (Groupe d'Assinica) et *Arb1* (Formation de Rabbit), les TM et FT sont spatialement associées aux laves d'affinité boninitique (BON) et aux tholéiites fractionnées (TFR) et leur milieu tectonique d'épanchement est interprété différemment. Contrairement aux formations du Segment de Frotet-Troilus, les ferrotholéiites des segments central et occidental sont peu volumineuses et manifestent rarement des teneurs en  $\text{TiO}_2$  > 1,4% poids,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  > 15% poids et La > 7 ppm. De plus, seulement 2 échantillons de ferrotholéiites analysés pour les TR présentent un profil normalisé peu fractionné ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N=0.95-1.15$ ) comparable à celui caractérisant les ferrotholéiites affleurant dans le Segment de Frotet-Troilus. Les autres tholéiites riches en fer et titane présentées dans cette étude s'avèrent des tholéiites fractionnées (TFR; cf. 6.3.3). Il est donc probable que plusieurs échantillons classés initialement comme des FT à cause de leurs teneurs élevées en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  soient en fait des TFR. Néanmoins, les TM et FT des segments central et occidental adoptent des profils multiéléments sans les anomalies négatives en HFSE caractéristiques du magmatisme de subduction. Donc, au lieu d'exprimer une suite tholéiitique de plateau océanique comme la phase 1 du volcanisme du Segment de Frotet-Troilus, l'association TM-FT des segments central et occidental ressemblerait plutôt à celle de la phase 4 (formations de Mésière et d'Oudiette) que Boily (1999) interprète comme un magmatisme basaltique tholéiitique associé à l'expansion d'un bassin marginal (d'arrière ou d'avant-arc).

Le magmatisme des TM et FT ressemble à celui des MORB et ne subit que peu d'influence des processus de déshydratation/fusion d'une plaque océanique en subduction à cause de l'isolement de la source mantellique suite à l'expansion d'un plancher océanique. La source des TM, telle qu'illustrée par les rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (0,8-1,0),

Zr/Y (1,4-3,9) et Th/Hf (0,16-0,20) est transitionnelle au N et E-MORB et consiste probablement en une lherzolite. Les TM montrent des variations élémentaires (accroissement du  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{TiO}_2$ , TRLé et HFSE et décroissance du CaO et MgO) attribuées au fractionnement gabbroïque. La séparation du clinopyroxène contrôle l'augmentation du rapport Zr/Y, tandis que la cristallisation de la titanomagnétite dicte le degré d'enrichissement en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ . Quant au FT, elles semblent représenter les termes les plus différenciés des TM. Montrant un enrichissement plus prononcé en TR,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  et HFSE, de composition moins magnésienne, elles manifestent des anomalies négatives en Eu ainsi que des rapports Th/Hf et  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  similaires. Ceci résulte d'un fractionnement gabbroïque plus prononcé avec une participation plus importante du plagioclase et du clinopyroxène. Toutefois, il faut être prudent avant d'appliquer ce modèle, étant donné que certaines FT identifiées à l'aide des éléments majeurs pourraient constituer en fait des tholéiites fractionnées (TFR).

## 7.0- PÉTROGÉNÈSE DES VOLCANITES DE LA RÉGION DU LAC NATEL (FEUILLET SNRC 33B/04)

### 7.1- Le volcanisme tholéiitique: les tholéiites magnésiennes (TM) et les ferrotholéiites (FT)

L'ensemble des volcanites d'affinité tholéiitique est regroupé à l'intérieur de la Formation de Natel. Dans tous les diagrammes géochimiques, ceux-ci décrivent des variations continues (enrichissement en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{TiO}_2$ , TRLé, Zr/Y suivant une décroissance en MgO, Ni, Cr et CaO) des termes les plus magnésiens (TM) jusqu'aux termes les plus évoluées (FT) que nous attribuons au fractionnement gabbroïque. Nous présumons que les tholéiites magnésiennes les plus primitives (MgO >10% poids) sont dérivées par la cristallisation de l'olivine±orthopyroxène à partir de parents de composition komatiitique ou basalté-komatiitique à des conditions P-T subcrustales ( $\approx 10$  kb et  $1300^\circ\text{C}$ ) (St-Seymour et Francis, 1988). La rareté d'affleurements de komatiites empêche d'évaluer pleinement ce modèle; toutefois l'association KM-TM-FT est bien exprimée plus au NE, dans un contexte géologique similaire, à l'intérieur de la Bande de la Rivière Eastmain Supérieure (BVRES; Boily, 1999 et Couture, 1987).

Les diagrammes discriminants du milieu tectonique et les comparaisons établies avec les suites basaltiques océaniques modernes indiquent que les volcanites tholéiitiques de ce secteur possèdent des

caractéristiques intermédiaires aux N et E-MORB. Interprétées par Boily (1999) comme des assemblages de plateaux océaniques ou de dorsales océaniques à expansion rapide, l'assemblage KM-TM-FT est probablement généré par magmatisme de plume (Xie et Kerrich, 1994; Storey *et al.*, 1991 et Campbell *et al.*, 1989). La source mantellique serait un diapir lherzolitique fusionné à des taux ( $> 30\%$ ), températures ( $> 1400^\circ\text{C}$ ) et profondeurs ( $< 300\text{ km}$ ) susceptibles de former des parents komatiitiques non-appauvris en TRLO (Xie et Kerrich, 1994).

### 7.2- Les tufs et laves andésitiques à rhyolitiques associés aux volcanites tholéiitiques (unités Ant4 et Ant6): anatexie de la croûte basaltique?

La restriction des unités Ant4 et Ant6 au sommet de la Formation de Natel et leurs caractères géochimiques ( $\text{Zr/Y} > 8$ ,  $\text{La/Yb}_N > 17$ ,  $\text{Sr/Y} > 10$  et absence d'anomalie en Eu) suggèrent un mécanisme de formation par anatexie crustale. Un simple modèle propose de 20-30% de fusion d'une croûte mafique (amphibolite grenatifère) à des pressions crustales de 10 kb pour générer un magma de composition dacitique-rhyolitique fractionné (Martin, 1987 et Leshner *et al.*, 1986).

La stratigraphie de la Formation de Natel présente des similarités avec celle du terrain de Kontokky qui appartient à la ceinture volcano-sédimentaire de Gimola-Kostomuksha (Finlande), une des nombreuses ceintures formant les terrain archéens du Bouclier de la Baltique (Puchtel *et al.*, 1998). Le terrain de Kontokky est constitué d'une succession de laves komatiitiques-basaltiques tholéiitiques intercalées à des filons-couches gabbroïques à péridotitiques et recouvertes par un faible volume de volcanites pyroclastites dacitiques à rhyolitiques. Puchtel *et al.* (1998) proposent que le terrain de Kontokky représente un fragment de la portion supérieure d'un plateau océanique archéen obducté/imbriqué sur une croûte continentale (schistes, conglomérats et gneiss tonalitiques du terrain de Gimola) constituant une portion de la ceinture de Gimola-Kostomuksha. Les roches felsiques incarneraient la fusion de la croûte continentale lors de l'accrétion et de l'obduction. Toutefois, il n'y a aucune évidence de fragment de croûte continentale felsique ancienne (i.e.  $> 2,75\text{ Ga}$ ) à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires de la Basse et Moyenne Eastmain ou dans les orthogneiss encaissants. Les travaux géochronologiques

préliminaires (Abdelali Moukhsil, communication personnelle) indiquent la présence de zircons hérités ( $2720 \pm 2\text{ Ma}$ ) dans une tonalite syn-tectonique (Pluton du Village;  $2697 \pm 1\text{ Ma}$ ) dont l'âge reflète celui des ceintures volcano-sédimentaires ( $2739\text{-}2701\text{ Ma}$ ; Goutier et Larocque, 1998) Il est donc possible que l'imbrication tectonique de séquences de plateaux océaniques puisse conduire à un épaissement suffisant pour générer l'anatexie à la base de la croûte et ainsi former des tufs felsiques et des rhyolites fractionnés. Les données structurales de Labbé et Grant (1998) ne permettent pas toutefois d'infirmier ou de confirmer l'existence des processus d'imbrications ou de charriages impliquant la Formation de Natel.

### 7.3- Le volcanisme calco-alcalin de la Formation d'Anaconda (Ana)

Les tufs et laves basaltiques à rhyodacitiques de l'unité Ana3 forment une séquence typique d'arcs océaniques matures et ressemblent par leurs propriétés chimiques aux volcanites de la Formation de Le Gardeur (Segment de Storm-Evans). Leur mode de formation est plus difficile à cerner étant donné le nombre restreint d'analyses. Il est possible que les basaltes andésitiques ( $53,0\text{-}53,8\%$  poids  $\text{SiO}_2$ ) soient reliés aux andésites ( $59,1\text{-}60,5\%$  poids  $\text{SiO}_2$ ) par un processus de fractionnement POAM (Gill, 1981), quoiqu'il manque les termes intermédiaires et que les rapports  $\text{Zr/Y}$  des andésites ( $3,8\text{-}4,9$ ) diffèrent de ceux des basaltes andésitiques ( $6,3\text{-}6,8$ ). Parce que les termes les plus felsiques ( $67,0\text{-}68,0\%$  poids  $\text{SiO}_2$ ) montrent des rapports  $\text{Sr/Y}$  ( $5\text{-}21$ ),  $\text{Zr/Y}$  ( $11$ ) et  $(\text{La/Yb})_N$  ( $8,4\text{-}11,0$ ) modérés relativement aux volcanites "adakitiques" ou aux volcanites felsiques générées directement par anatexie crustale, nous suggérons qu'elles soient dérivées par cristallisation fractionnée, dominée par le plagioclase, à partir de termes andésitiques-dacitiques.

Par contre, les roches pyroclastiques dacitiques calco-alcalines de l'unité Ana2 possèdent certaines des caractéristiques des termes évolués des suites "adakitiques" (Drummond et Defant, 1990). Ainsi, il est proposé que les magmas parents originent directement d'une jeune plaque océanique en subduction. Celle-ci, maintenue à haute température, fusionne par déshydratation de la portion basaltique à une profondeur correspondant à la transition amphibolite-éclogite. La rétention du grenat±amphibole et l'élimination du plagioclase de la source expliqueraient les faibles teneurs en Y et TRLO et les valeurs relativement élevées en Sr,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  des volcanites (Defant et Drummond, 1990). Cependant, il faut être prudent avec cette interprétation puisque seulement deux échantillons proviennent de



cette formation qui occupe une large surface de la région étudiée.

## 8.0- ÉVOLUTION TECTONO-MAGMATIQUE DE LA CVFE

### 8.1 -Introduction

Ce chapitre tente essentiellement de discriminer et/ou de raffiner les modèles tectono-magmatiques proposés par Boily (1998) pour les segments central et occidental de la CVFE. Il cherche également à structurer un modèle global pour l'ensemble de la ceinture en se basant sur celui proposé par Boily (1999) pour le Segment de Frotet-Troilus.

### 8.2- Les prémisses

Une des difficultés rencontrées dans l'élaboration d'un modèle cohérent réside dans la rareté des données géochronologiques provenant des unités volcaniques. Pilote *et al.*, (1997) ont fourni une date U-Pb (zircon) de  $2782 \pm 6$  Ma provenant de dykes sub-volcaniques felsiques de la Formation de Parker (Segment de Frotet-Troilus) et affleurant à proximité du gisement de Troilus. Boily (1999) préconise que les assemblages volcaniques de la Formation de Parker représentent les roches les plus anciennes de la CVFE. Une datation U-Pb (zircon) de  $2755,5 \pm 0,9$  Ma récemment obtenu sur une lave rhyodacitique appartenant à la Formation de Storm (Groupe d'Evans; Segment de Storm-Evans) constitue probablement l'âge de culmination du volcanisme de la CVFE ce qui cerne le volcanisme de l'ensemble de la ceinture entre 2782 et 2755 Ma.

Notre étude géochimique permet également de raffiner la stratigraphie de la CVFE en corrélant en partie les groupes de Troilus, d'Assinica et la Formation de Rabbit. Néanmoins, tout modèle tectono-magmatique doit également tenir compte des différences chemostratigraphiques entre les Segments. Ainsi, seul le Segment de Frotet-Troilus présente un volcanisme de type "adakitique" et des assemblages de ferrotholéiites/tholéiites magnésiennes constituant probablement des fragments de plateaux océaniques. D'autre part, d'importantes séquences de laves et tufs basaltiques à rhyodacitiques calco-alcalins représentant des suites d'arcs insulaires matures affleurent dans le segment de Storm-Evans et d'Evans-Ouagama, mais sont peu présentes à l'intérieur des Segments de Frotet-Troilus et d'Assinica. Enfin, les

sédiments détritiques du Groupe de Broaback sont restreints aux segments central et occidental.

## 8.3- Évolution tectono-magmatique des segments central et occidental de la CVFE

### 8.3.1- Le Segment de Storm-Evans

#### 8.3.1.1- Modèles précédents

En l'absence de données géochimiques comprenant les éléments traces immobiles, Boily (1998) avait suggéré trois modèles susceptibles d'expliquer l'évolution tectono-magmatique du Segment de Storm-Evans.

Le premier respectait la stratigraphie établie par Brisson *et al.* (1998a). Le volcanisme débutait par l'émission de laves et tufs basaltiques à dacitiques calco-alcalins (Formation de Le Gardeur) en marge d'une croûte continentale, suivie de l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc dans lequel se seraient épanchées les volcanites de la Formation de Rabbit. La Formation de Storm représenterait la résurgence du volcanisme calco-alcalin, en partie émergent, sur la marge continentale. Un deuxième modèle suggérait que la Formation de Rabbit constituait un assemblage tholéitique de bassin marginal ou de rift continental sur lequel les formations de Le Gardeur et de Storm reposent. Ces dernières représenteraient les éjectas d'arcs volcaniques continentaux construits en marge du bassin sur une croûte sialique. Un troisième modèle proposait que les trois formations (Le Gardeur, Rabbit et Storm) évoquent des domaines lithotectoniques distincts réunis et déformés lors de l'accrétion. Le Segment de Storm-Evans serait en fait un bloc composite représentant un collage d'assemblages de type océanique (Rabbit) et d'arcs océaniques/continentaux (Storm et Le Gardeur) dont l'âge et la provenance diffèrent. Dans les trois modèles, les séquences basales détritiques du Groupe de Broadback résulteraient en partie de l'érosion des volcanites de la Formation de Storm sous-jacente.

Il est difficile d'infirmer ou de confirmer les deuxième et troisième modèles uniquement sur la base des données géochimiques et en l'absence de données géochronologiques. Même s'il est possible que les formations du Groupe d'Evans montrent des relations structurales plutôt que stratigraphiques ou même un ordre stratigraphique différent (Charles Gosselin, Géologie Québec, communication personnelle), ceux proposées par Brisson *et al.* (1998a) demeurent l'option la plus plausible en l'absence de nouvelles données. Pour cette raison, une version modifiée du premier modèle est élaborée et illustrée à la figure 29.

### 8.3.1.2- Nouveau modèle

Les modèles pétrogénétiques présentés dans notre étude et celui évoqué par Boily (1999) ne nécessitent pas la participation d'une croûte sialique ancienne. Cette assertion est appuyée par les datations U-Pb effectuées sur les suites plutoniques et orthogneissiques de l'Opatica qui confinent l'âge maximal d'une croûte sialique ancienne à 2,82 Ga; ce qui précéderait le volcanisme de la CVFE de moins de 40 Ma (Davis *et al.*, 1995). D'autre part, des études structurales (Sawyer et Benn, 1993) et sismiques (Calvert *et al.*, 1995) soulignent la nature allochtone de la CVFE vis-à-vis les orthogneiss de l'Opatica. Les données géochimiques révèlent plutôt que le volcanisme de la CVFE s'est effectué en milieu océanique là où la croûte dépasse rarement 30 km en épaisseur et manifeste une composition mafique-intermédiaire (Gill, 1981).

Les volcanites de la Formation de Le Gardeur représentent un arc océanique peu ou pas émergent, d'extension et d'épaisseur modestes, reposant sur une lithosphère océanique dont la composition ressemblerait aux N-MORB (figure 29a). Lors de l'extension de l'avant-arc, les premières manifestations volcaniques de la Formation de Rabbit sont d'affinité boninitique (BON). La zone de fusion réside dans la portion supérieure appauvrie du manteau (harzburgite/lherzolite) modifiée par l'introduction d'H<sub>2</sub>O, LILE et TRLé provenant de la déshydratation/fusion de la plaque océanique en subduction (figure 29b). La différenciation gabbroïque en milieu sub-crustal explique les variations chimiques exprimées par la suite BON. Nous proposons que les tholéiites fractionnées (TFR) recouvrent les BON, mais sont issues d'une source mantellique plus profonde et moins appauvrie en HFSE que celle des BON tout en étant influencée par la présence de la plaque océanique en fusion/déshydratation (figure 29c). L'extension océanique se poursuit et les volcanites basaltiques se forment à partir d'un manteau lherzolitique dont la composition est intermédiaire à celle qui donne naissance aux N et E-MORB due probablement à l'influx et renouvellement des composantes mantelliques ou à la montée d'une plume asténosphérique. L'éloignement de la plaque océanique en subduction restreint son influence dans la genèse des suites de tholéiites magnésiennes (TM) et une proportion des ferrotholéiites (FT) dont le fractionnement

gabbroïque contrôle l'évolution géochimique (figure 29d). Le volcanisme d'extension d'avant-arc s'accompagne de l'intrusion de nombreux filons-couches et dykes de gabbros-péridotites à l'intérieur des formations de Le Gardeur et de Rabbit.

Le recul du foyer de la subduction ("back-stepping") initie le renouvellement du volcanisme calco-alcalin de la Formation de Storm. En partie émergent et à prédominance pyroclastique, elle comprend les suites basaltiques à rhyodactiques qui recouvrent la Formation de Rabbit et possiblement celle de Le Gardeur. La Formation de Storm montre une composition moyenne plus siliceuse et un enrichissement en TRLé légèrement plus prononcé que celui manifesté par leurs équivalents de la Formation de Le Gardeur. Il est possible que l'arc océanique de la Formation de Storm constitue une séquence volcanique plus volumineuse et/ou qu'elle s'établisse sur une croûte mafique-intermédiaire plus épaisse. L'anatexie à la base de la croûte mène à la formation de magmas felsiques fractionnés (SiO<sub>2</sub> > 65 % poids et Zr/Y > 10) dont une très faible proportion fait éruption. Le mélange de magmas basaltiques-andésitiques et de fondants felsiques contribuerait en partie à l'accroissement plus important des rapports Zr/Y et (La/Yb)<sub>N</sub> que celui prédit par un simple modèle de cristallisation fractionnée (figure 29e).

Les sédiments détritiques du Groupe de Broadback sont en partie interdigués aux roches de la Formation de Storm et les unités conglomératiques comprennent principalement des fragments de volcanites intermédiaires à felsiques. L'absence de fragment de croûte gneissique et la rareté de clastes plutoniques indiquent nettement une érosion locale d'édifices volcaniques émergents et la déposition de sédiments détritiques dans les bassins syn-volcaniques périphériques (figure 29f).

### 8.3.2- Le Segment d'Assinica

Le Segment d'Assinica représente selon nous l'extension des séquences volcaniques affleurant dans le Segment de Storm-Evans, à l'exception des séquences d'arcs insulaires matures des formations de Storm et de Le Gardeur. L'unité *Aaz1* du Groupe d'Assinica est considérée équivalente à la Formation de Rabbit et constitue donc une séquence volcanique associée à l'ouverture et l'extension d'un bassin d'avant-arc. Cependant, dans l'unité grésoconglomératique du Groupe sédimentaire de Broadback (unité *Abk4*), qui recouvre celui d'Assinica, les fragments de volcanites intermédiaires à felsiques et de porphyres feldspathiques et quartzique

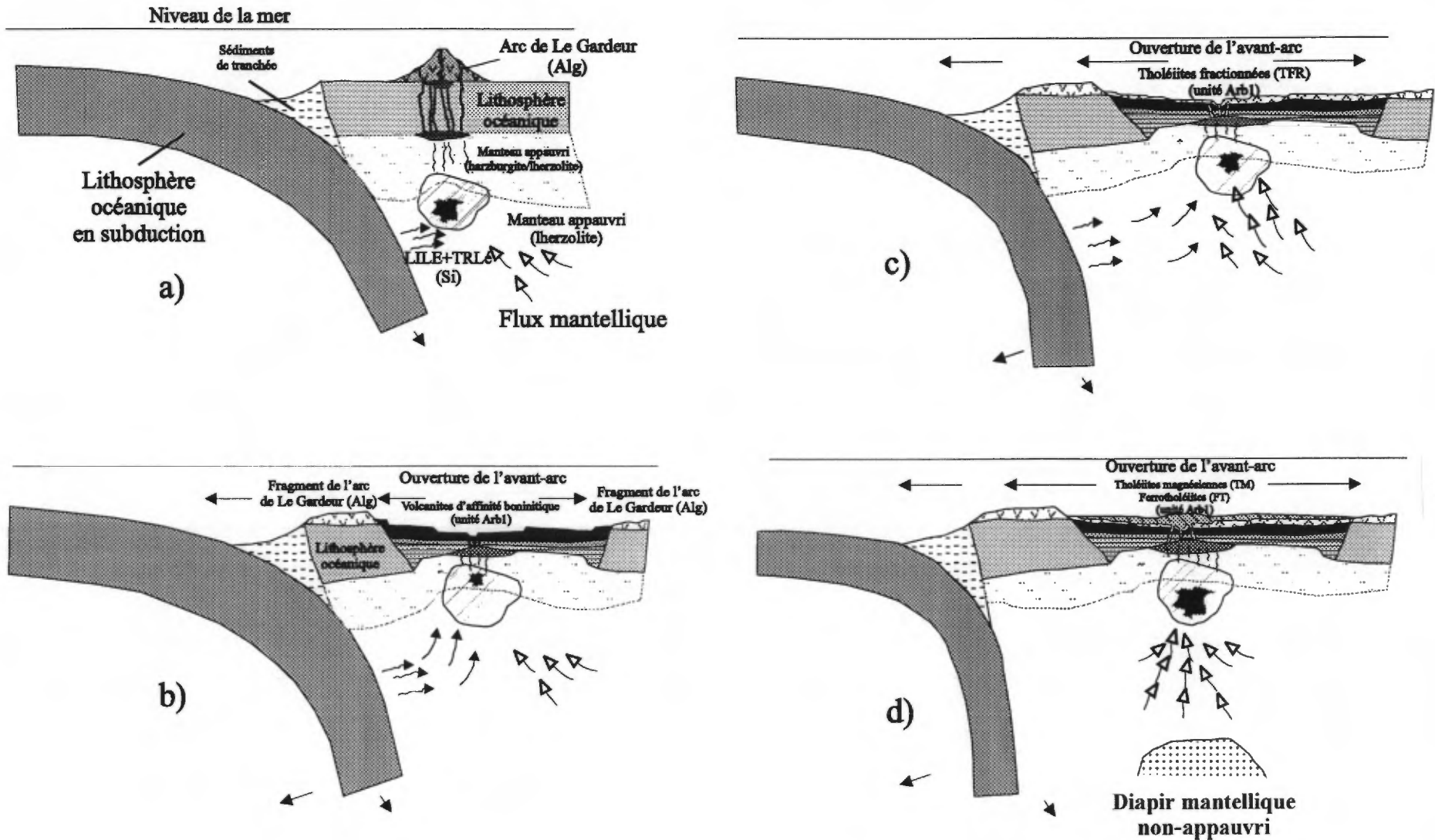


Figure 29. Modèle d'évolution tectonomagmatique des roches volcano-sédimentaires des segments d'Assinica, Storm-Evans et Evans-Ouagama illustrant la construction d'arcs océaniques et l'ouverture d'un bassin d'avant-arc.

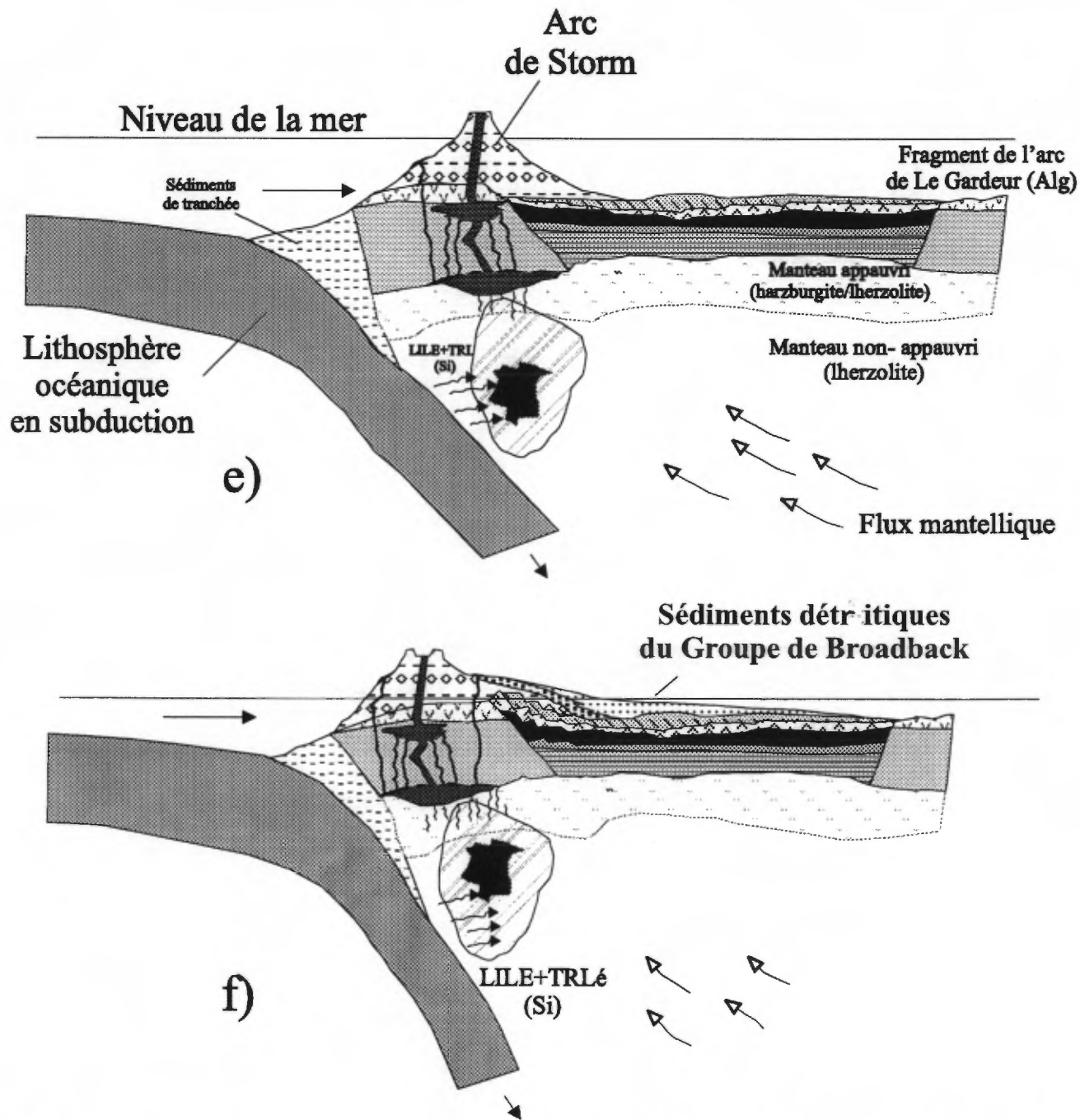


Figure 29. Modèle d'évolution tectonomagmatique des roches volcano-sédimentaires des segments d'Assinica, Storm-Evans et Evans-Ouagama illustrant la construction d'arcs océaniques et l'ouverture d'un bassin d'avant-arc.

prédominant. Ceci témoigne de l'érosion d'édifices volcaniques émergents dont les équivalents se retrouvent plus à l'ouest dans les formations de Storm et de Le Gardeur et non, comme le suggèrent Brisson *et al.* (1997a), de l'érosion des unités volcaniques mafiques sous-jacentes du Groupe d'Assinica. D'ailleurs, le contact entre les groupes de Broadback et d'Assinica est net et pourrait être discordant ou même faillé (Harold Brisson, communication personnelle). Cette interprétation expliquerait la juxtaposition de sédiments de type alluvial de plate-forme (?) (Groupe de Broadback) à des séquences volcaniques de milieu marin profond (unité *Aaz1*).

À l'intérieur du Segment d'Assinica, les sédiments détritiques du Groupe de Broadback formeraient un faciès distal de leurs équivalents du Segment de Storm-Evans. D'ailleurs, les deux segments sont disloqués par une faille de cisaillement ductile dextre (faille de Lucky Strike) pour laquelle Benn *et al.* (1992) ont estimé un déplacement de 10 à 15 km. Une simple reconstruction de la CVFE permettrait de rejoindre les deux portions du Groupe de Broadback et de prolonger la Formation de Rabbit en direction est.

#### 8.4- Les segments central et occidental vs. le Segment de Frotet-Troilus

Nous croyons qu'en fonction des nouvelles données et interprétations présentées dans cette étude, le modèle d'évolution tectonomagmatique du Segment de Frotet-Troilus proposé par Boily (1999) est toujours viable dans son ensemble. Celui-ci envisageait un processus d'accrétion de trois domaines volcaniques-structuraux d'origine et d'âge divers. Les domaines de De-Maurès-La Fourche (séquences de plateaux océaniques), de Troilus (volcanisme de subduction et ouverture de bassin marginal) et de Parker (séquence de plateaux océaniques/volcanisme adakitique) sont délimités par des failles de décrochement ou de chevauchement. À l'intérieur du Segment de Troilus, les séquences de BON, TFR et TM sont maintenant interprétées comme le produit du magmatisme de séparation, d'ouverture et d'expansion d'un bassin d'avant-arc. L'arc océanique mature est constitué de pyroclastites intermédiaires "adakitiques" et de basaltes-andésites calco-alcalins (BAC). Cependant, toutes ces séquences sont épanchées en milieu marin profond (Simard, 1987) et sont caractérisées par l'absence de sédiments détritiques résultant de l'érosion d'édifices volcaniques émergents à

proximité. Le domaine de Troilus formerait-il alors la portion du bassin d'avant-arc la plus éloignée (océanique) de l'arc insulaire de Storm? Cette hypothèse expliquerait en partie pourquoi les volcanites adakitiques sont restreintes au Segment de Frotet-Troilus. Les adakites proviendraient d'un arc insulaire non-émergent situé du côté "océanique" de l'arc de Storm et qui émettrait à l'origine des roches pyroclastiques uniquement dans la portion orientale du bassin d'avant-arc (figure 30). Cette hypothèse est également compatible avec la présence de portions de plateaux océaniques (domaines de De Maurès-La Fourche et de Parker) affleurant uniquement à l'intérieur du Segment de Frotet-Troilus.

#### 9.0- ÉPILOGUE: TRAVAUX FUTURS

Bien que nos travaux effectués à l'intérieur de la CVFE portaient essentiellement sur la géochimie et l'évolution tectonomagmatique des assemblages volcaniques (Boily, 1999, 1998; cette étude), ils arboraient indirectement d'autres aspects étudiés de façon exhaustive par plusieurs auteurs notamment la géochronologie, les relations stratigraphiques des différentes unités et formations et la métallogénèse (Brisson *et al.*, 1998a, b, c; Gosselin, 1996 et Simard, 1987). Notre vision globale de la ceinture nous amène donc à proposer plusieurs nouvelles pistes d'études qui pourraient être accomplies au cours des prochaines années.

Il est impératif de concentrer les futures études pétrogénétiques dans la bande volcanique située au nord-est du segment de Frotet-Troilus. Cette bande comprend une alternance d'empilements de laves basaltiques à andésitiques (ferrotholéiites-tholéiites magnésiennes) et de volcanoclastites intermédiaires à felsiques appartenant à la Formation de Parker et recoupés par plusieurs dykes et dômes synvolcaniques (?) de porphyres feldspathiques et quartzofeldspathiques (Gosselin, 1993 et Simard, 1987). Cette bande recèle de nombreux prospectes et indices de minéralisations de types volcanogène associés à des horizons de volcanoclastites felsiques (par ex: le prospect Hameçon) ainsi que de nombreux prospectes et indices de minéralisation aurifère-cuprifère associés à des sulfures (par ex: prospect Muscocho nord). Dans cette dernière catégorie, Gosselin (1993) inclut le gîte de Au-Cu porphyrique de Troilus. Ce gisement fut initialement interprété comme une minéralisation disséminée ou en veinule de chalcopryrite, pyrite et pyrrhotine associée à des coulées andésitiques bréchiques et des dykes felsiques porphyriques quartzofeldspathiques affectés par une intense altération hydrothermale (Fraser, 1993). Toutefois,

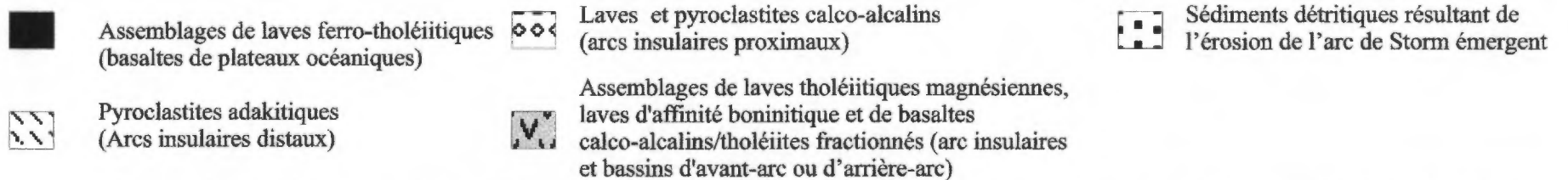
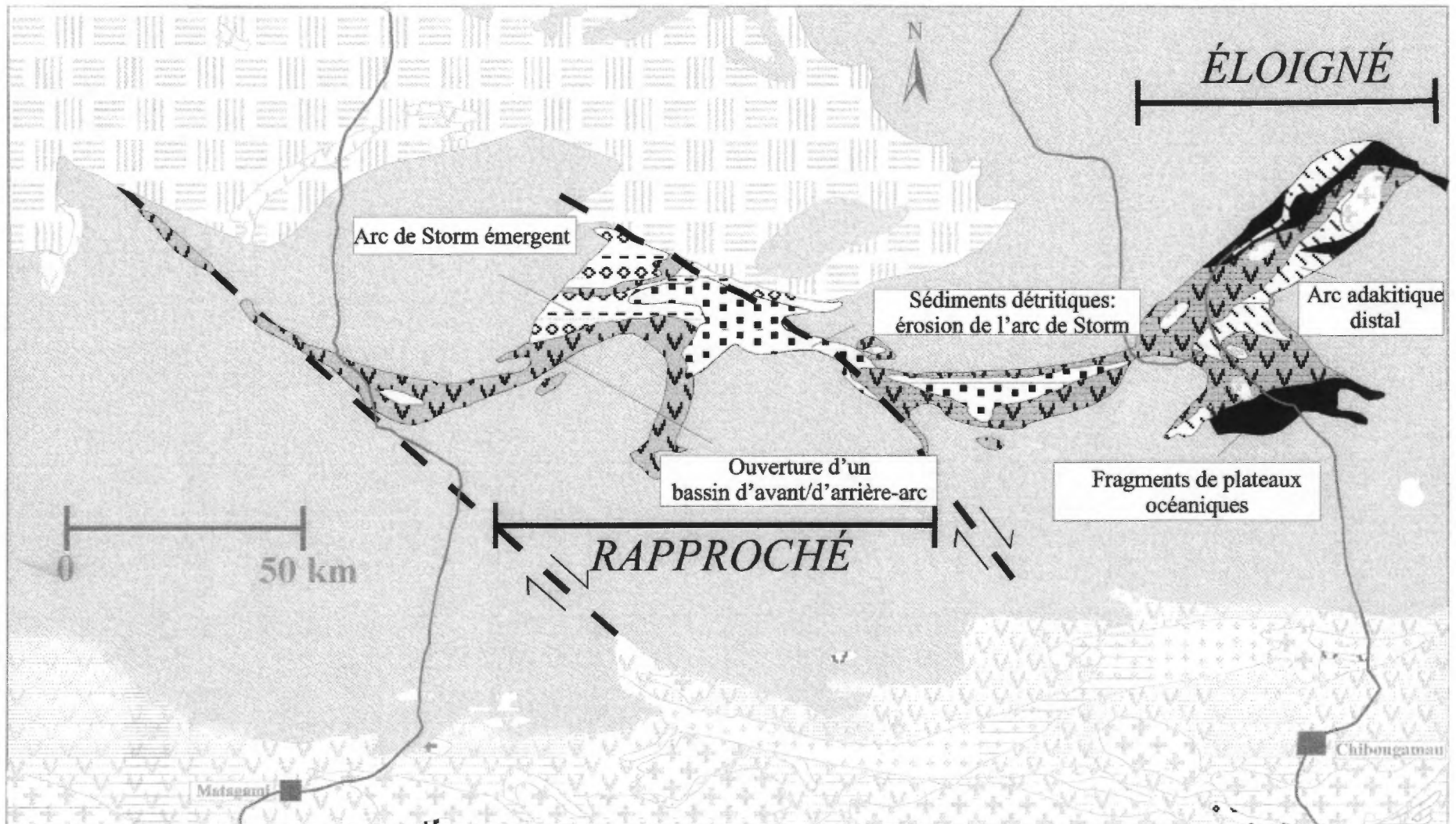


Figure 30. Carte géologique de la CVFE résumant la nouvelle chemostratigraphie et le modèle d'évolution tectono-magmatique. Les séquences de volcanites calco-alcals et de sédiments détritiques (Groupe de Broadback) formeraient le milieu "rapproché" du volcanisme d'arc insulaire. Le milieu "éloigné" du volcanisme d'arc insulaire consiste en séquences de pyroclastiques "adakitiques" et de panneaux de basaltes associés à des plateaux océaniques.

une étude récente menée par Carles *et al.* (1999) indiquent que les roches andésitiques calco-alcalines massives et bréchiques appartiennent fort probablement à un intrusif dioritique qui seraient génétiquement reliés aux dykes felsiques.

Bien que les études sur la lithogéochimie des différentes phases d'altération hydrothermale et sur l'association entre l'altération et la minéralisation du gisement de Troilus soient toujours en cours, nous suggérons d'initier des études plus régionales sur la portion NE du segment de Frotet-Troilus. L'association entre la minéralisation en Cu-Au et un intrusif dioritique calco-acalin, plutôt que des laves andésitiques, appuie l'hypothèse d'un gisement de type porphyrique remobilisé. Il faudrait donc porter plus d'attention aux intrusifs intermédiaires à felsiques syn-volcaniques et à tardi-tectonique qui recoupent les laves tholéitiques et les pyroclastites calco-alcalins de la Formation de Parker. Il est donc suggéré, après une revue des travaux accomplis par Carles *et al.* (1999), Gosselin (1996, 1993) et Simard (1987) de cibler certains intrusifs et/ou régions propices à ce type de minéralisation et de retourner sur le terrain pour effectuer une cartographie et un échantillonnage plus détaillées. Plusieurs questions importantes sont à considérer. Le contexte géologique et structural et le type d'altération que l'on retrouve au gisement de Troilus est-il unique ou peut-il s'étendre au corridor orienté NE-SW défini par Gosselin (1996)? Retrouve-t-on des intrusifs dont la composition chimique et la minéralogie sont similaires à celles de la diorite dioritique du gisement de Troilus? Y-a-t'il des liens génétiques entre ces intrusifs, les volcanites et les dykes syn-volcaniques? Étant donné que l'on retrouve également de nombreux prospectes et indices de SMV à l'intérieur de ce corridor, existe-t-il des relations entre ce type de minéralisation et la minéralisation aurifère porphyrique ?

D'autre part, la chemostratigraphie de la Formation de Parker devrait être réévaluée à l'aide d'un échantillonnage plus serré le long de traverses ciblées. Boily (1999) a démontré que les empilements volcaniques des membres supérieurs ( $Apr_s$ ) et inférieurs ( $Apr_i$ ) sont majoritairement constitués de laves basaltiques et andésitiques d'affinité tholéitique (ferrotholéiites, icelandites et tholéiites magnésiennes). Les unités de roches pyroclastiques interstratifiées aux laves tholéitiques ou constituant le membre médiant ( $Apr_m$ ) sont, par contre, de composition andésitique à dacitique et présentent des caractéristiques géochimiques

attribuées aux suites volcaniques adakitiques, quoique que l'on possède qu'un échantillonnage restreint. Bien qu'il n'y existe aucun lien génétique entre les laves tholéitiques et les pyroclastites adakitiques, il est possible que ces dernières possèdent des liens génétiques avec les dômes et dykes felsiques ainsi qu'aux intrusifs dioritiques calco-alcalins. D'autre part, il ne serait pas surprenant que le membre médian de la Formation de Parker ( $Apr_m$ ) à l'intérieur duquel se situe le gisement de Troilus présente une stratigraphie volcanique plus complexe incluant des rhyolites calco-alcalines et des laves basaltiques tholéitiques (B. Boily, Compagnie Minière Inmet, communication personnelle).

Nous suggérons également de porter plus d'attention aux roches plutoniques syn à tardi-tectoniques situées hors de la Formation de Parker. Les roches plutoniques de la CVFE exhibent une variété de compositions (dioritique, granodioritique, tonalitique, monzogranite, pegmatites granitiques) et sont associés à divers indices et prospectes de Mo disséminée (Leduc, 1984), de Au-Cu, Cu-Au-Ag de type filonien (Simard, 1987) et de pegmatites lithinifères (Brisson *et al.*, 1997a). Toutefois, aucune étude systématique des roches plutoniques n'a encore été effectuée. Comme cible privilégiée, nous préconisons une cartographie détaillée des plutons tonalitiques de Testard, Troilus-nord et Troilus-sud (segment de Frotet-Troilus) et des dykes felsiques associés ainsi que des roches volcaniques encaissantes. Certains indices de Cu-Au filoniens se retrouvent à l'intérieur de ces plutons dans les fractures ou les roches volcaniques encaissantes qui dans certain cas montrent des halos d'altération pyriteux entourant la tonalite (i.e. la tonalite de Troilus-sud; B. Boily, communication personnelle). De plus, nous ne possédons qu'une datation U-Pb fiable pour les roches plutoniques de la CVFE, soit celle de  $2698 \pm 2$  Ma (titanite) attribuée au pluton monzogranitique-granodioritique tardi-tectonique de Parker (segment de Frotet-Troilus; C. Dion, Géologie Québec, communication personnelle). D'ailleurs, à notre avis, seul Simard (1987) a produit des données pétrographiques et géochimiques significatives portant sur une suite de pluton à l'intérieur du Segment de Frotet-Troilus. Les autres études (par ex: Brisson *et al.*, 1998a,b,c et Gosselin, 1993) ne permettent que de classer sommairement les plutons d'après des critères mégascopiques de terrain ou produisent des données géochimiques sans interprétation. Il faudrait donc effectuer des études pétrogénétiques plus poussées qui conduiront, au moins, à une classification des roches plutoniques de l'ensemble de la ceinture avant de cibler des plutons pour fin de datation.

Enfin, il faut établir une base géochronologique plus

solide pour l'ensemble de la CVFE. Il faudrait dater, par méthode U-Pb, la base et le sommet du Groupe de Troilus (Segment de Frotet-Troilus) et, par le fait même son extension occidentale soit le Groupe d'Assinica et la Formation de Rabbit. Cette bande de roche volcanique, qui s'étend sur plus de 200 km en direction E-W, constitue le coeur de la CVFE en plus de comprendre les laves d'affinité bonnitique (BON) et de nombreux prospectes et indices de SMV (Cu-Zn) et de Zn-Cu-Au-Pb. Les assemblages de tholéiites magnésiennes-ferrotholéiites composant les formations de De Maurès et de La Fourche (Segment de Frotet-Troilus) interprétées par Boily (1999) comme des panneaux imbriqués de séquences de plateaux océaniques, doivent être également datées. Ceci permettrait d'établir si ces formations sont équivalentes à celle de Parker située en bordure nord du segment de Frotet-Troilus et pour laquelle Pilote *et al.* (1997) ont établi un âge de  $2782 \pm 6$  Ma. Une rhyodacite appartenant à la Formation de Storm (Groupe d'Evans; Segment de Storm-Evans) a récemment été datée à  $2755,5 \pm 0,9$  Ma, ce qui selon nous pourrait constituer l'âge de cristallisation des plus jeunes volcanites de la CVFE. La Formation de Le Gardeur, qui forme la base du Groupe d'Evans et que nous suspectons contenir les volcanites les plus anciennes de la CVFE hormis la Formation de Parker, devrait également être datée.



## RÉFÉRENCES

- BARRIE, C.T., LUDDEN, J.N. et GREEN, T.H. 1993. Geochemistry of Volcanic Rocks Associated with Cu-Zn and Ni-Cu Deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, 88: 1341-1358.
- BÉDARD, J.H. 1999. Petrogenesis of Boninites from the Bettes Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of Subducted Source Components. *Journal of Petrology*, 40: 1853-1889.
- BENN, K., SAWYER, E.W. et BOUCHEZ, J.L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1521-1535.
- BOILY, M. 1999. Géochimie et tectonique des volcanites du Segment de Frotet-Troilus et de la bande de la rivière Eastmain. Ministère des Ressources Naturelles, MB 99-11: 71 pp.
- BOILY, M. 1998. Géochimie des assemblages volcaniques de la portion occidentale de la ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE). Ministère des Ressources naturelles. MB 98-08: 47 pp.
- BRISSON, H., GOSELIN, C., BAUMIER M., DION, D.J., GAULIN, R. et LEFEBVRE, D.L. 1997a. Géologie de la région du lac Assinica (SNRC 32J/11). Ministère des Ressources naturelles, RG 96-11: 28p.
- BRISSON, H., GOSELIN, C., BAUMIER M., DION, D.J., GAULIN, R. et LEFEBVRE, D.L. 1997b. Géologie de la région du ruisseau Lucky Strike (SNRC 32J/12). Ministère des Ressources naturelles, RG 96-10: 21p.
- BRISSON, H., GOSELIN, C., FALLARA, F., GAULIN, R et DION, D.J. 1998a. Géologie de la région du lac Théodat (SNRC 32K/16). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 98-07: 24 pp.
- BRISSON, H., GOSELIN, C., FALLARA, F., GAULIN, R et DION, D.J. 1998b. Géologie de la région du lac Evans (SNRC 32K/15). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 98-06: 23 pp.
- BRISSON, H., GOSELIN, C., FALLARA, F., GAULIN, R et DION, D.J. 1998c. Géologie de la région du lac Rocher (SNRC 32K/09). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 98-05: 22 pp.
- BRYAN, W.B., THOMPSON, G. et LUDDEN, J.N. 1981. Compositional Variation in Normal MORB From 22°-25° N: Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 86: 11815-11836.
- CALVERT, A.J., SAWYER E.W., DAVIS, W.J. et LUDDEN, J.N. 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375: 670-674.

- CAMPBELL, I.H., GRIFFITHS, R.W., et HILL, R.I. 1989. Melting in an Archean mantle plume: Heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, 339: 697-699.
- CARLES, P., GOODMAN, S., WILLIAMS-JONES, A.E., DION, C. et BOILY, B. 1999. Les phases d'altération et de minéralisation du gisement Au-Cu de Troilus, province du Supérieur, Québec; un système porphyrique archéen. Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés; DV 99-xx: xx.
- CORFU, F. et DAVIS, D.W. 1991. A U-Pb geochronological framework for the Western Superior Subprovince, Ontario. *In* *Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 2: 1335-1348.
- COUTURE, J.F. 1987. Géologie de la partie occidentale de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure, rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB-87-51: 110 pp.
- CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. et GREEN, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *In* *Boninites and related rocks*. Édité par A.J. Crawford, Unwin Hyman: 1-49.
- DAVIS, W.J., MACHADO, N., GARIÉPY, C. et SAWYER, E.W. 1995. U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 32: 113-127.
- DEFANT, M.J. ET DRUMMOND, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 663-665.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- DRUMMOND, M.S. et DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- FLOYD, P.A. 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. *In* *Magmatism in the Ocean Basins*. Édité par A.D. Saunders et M.J. Norry; Geological Society Special Publications no. 42: 215-230.
- FRANCONI, A. 1977. Secteur de la rivière Broadback entre la Baie du Corbeau (Lac Evans) et le lac Storm, Territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, DPV-542: 26p.
- FRANCONI, A. 1976. Rapport géologique intérimaire sur la région au confluent des rivières Broadback et Assinica (territoires d'Abitibi et de Mistassini). Ministère des Richesses naturelles, DP-362: 98 p.
- FRANCONI, A. 1974. Géologie de la moitié ouest de la bande volcanosédimentaire de Frotet-Evans, Ministère des Richesses naturelles, DP-265: 108 pp.

- FRASER, R.J. 1993. The lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, 88: 1685-1699.
- GILL, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag: Berlin, 390p.
- GOSSELIN, C. 1996. Synthèse géologique de la région de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, ET-96-02: 21p.
- GRIBBLE, R.F., STERN, R.J., NEWMAN, S., SHERMAN, H.B. et O'HEARN. 1998. Chemical and Isotopic Composition of Lavas from the Northern Mariana Trough: Implications for Magmatogenesis in Back-Arc Basins. *Journal of Petrology*, 39: 125-154.
- HALLIDAY, A.N., LEE, D.-C., TOMMASINI, S., DAVIES, G.R., PASLICK, C.R., FITTON, J.G., JAMES, D.E. 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 133: 379-395.
- HELZ, R.T. 1976. Phases relations of basalts in their melting ranges at  $P_{H_2O} = 5$  kb. Part II. Melt compositions. *Journal of Petrology*, 17: 139-193.
- JOHNSON, K., BARNES, C.G. et MILLER, C.A. 1997. Petrology, Geochemistry, and Genesis of High-Al Tonalite and Trondjhemites of the Cornucopia Stock, Blue Mountains, Northeast Oregon. *Journal of Petrology*, 38: 1585-1611.
- LABBÉ, J.Y. et GRANT, M. 1998. Géologie de la région du lac Natel (SNRC 33B/04). Ministère des Ressources naturelles, RG 98-14: 28 pp.
- LESHER, C.M., GOODWIN, A.M., CAMPBELL, I.H. et GORTON, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 23: 222-237.
- LUDDEN, J., HUBERT, C. et GARIEPY, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt in Canada. *Geological Magazine*, 123: 153-166.
- LUDDEN, J., FRANCIS, D. et ALLARD, G. 1984. The geochemistry and evolution of volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *In* Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special Volume 34: 20-34.
- MARTIN, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- MARTIN, H. 1987. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust-Comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.
- MORIN, R., 1998a. Géologie de la région du lac Salamandre. Ministère des Richesses naturelles, RG 97-14: 16 p.
- MORIN, R., 1998b. Géologie de la région du lac Ouagama. Ministère des Richesses naturelles,

RG 97-15: 18 p.

MORIN, R., 1998c. Géologie de la région de Chutes aux Iroquois. Ministère des Richesses naturelles, RG 97-16: 15 p.

MOUKHSIL, A. et DOUCET, P. 1999. Géologie de la région des lacs Villages (SNRC 33B/03). Ministère des Richesses Naturelles, RG 99-04, 29 pp.

PILOTE, P., DION, C., JOANISSE A., DAVID, J., MACHADO, N., KIRKHAM, R., ROBERT, F. 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs de Chibougamau et de Troilus-Frotet: Implications géotectoniques. In "Vers de nouvelles découvertes". Séminaire d'information sur la recherche géologique, Ministère des Ressources naturelles, Programme et résumés: 47.

PUCHTEL, I.S., HOFFMAN, M., W., MEZGER, K., JOCHUM, K.P., SHCHIPANSKY, A.A. et SAMSONOV, A.V. 1998. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, N W Baltic Shield. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 155: 57-74

SAWYER, E.W. et BENN., K. 1993. Structure of high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15: 1443-1458.

SCHILLING, J.G., KINGSLEY, R.H. et DEVINE, J.D. 1982. Galapagos Hot Spot-Spreading Center System . 1. Spatial Petrological and Geochemical Variations (83°W-101°W). *Journal of Geophysical Research*, 87: 5593-5610.

SIMARD, A. 1987. Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcanosédimentaire archéenne de Frotet-Evans. Ministère de l'Énergie et des Richesses naturelles, MB-87-17: 300 pp.

SKULSKI, T., HYNES, A. et FRANCIS, D. 1988. Basic lavas of the Archean La Grande greenstone belt: products of polybaric fractionation and crustal contamination. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 100: 236-245.

STOREY, M., MAHONEY, J.J., KROENKE, L.W. et SAUNDERS, A.D. 1991. Are oceanic plateaux sites of komatiite formation? *Geology*, 19: 376-379.

ST-SEYMOUR, K. et FRANCIS, D. 1988. Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 25: 691-700.

TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. et WEAVER, S.D. 1978. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, édité par M. Talwani and W. C. Pitmann III: 367-377.

THOMPSON, G., BRYAN, W.B., FREY, F.A., DICKEY, J.S., et SUEN, C.J. 1976. *Petrology*

and geochemistry of basalts from DSDP Leg 34, Nazca plate. In. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, V. XXXIV, édité par Yeats, R.S. et Hart, S.R.: 215-226.

WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D., PANKHURST, R.J. et TARNEY, J. 1979. A Geochemical Study of magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading. The Quaternary Volcanics of Bransfield Strait, From South Shetland Islands. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68: 151-169.

WHITE, W.M., MCBIRNEY, A.R. et DUNCAN, R.A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galapagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research*, 98: 19533-19563.

WYMAN, D.A. 1999. A 2,7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research*, 97: 27-42.

XIE, Q. et KERRICH, R. 1994. Silicate-perovskite and majorite signature komatiites from the Archean Abitibi Greenstone Belt: Implications for early mantle differentiation and stratification. *Journal of Geophysical Research*, 99: 15799-15812

**Annexe 1**  
Analyses géochimiques des volcanites des segment central et occidental de la CVFE

#ECH BAROQ	#ECH	Feuillet SNRC	SiO <sub>2</sub> (% poids)	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	P.A.F.	Rb (ppm)	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Hf	Ta	Th
<b>Formation de Rabbit (unité Arb1)</b>																						
<b>Groupe d'Assinica (unité Aaz1)</b>																						
<b>Ferrotholéïtes (FT)</b>																						
95B07346	1057A	32J/12	43,90	2,57	14,90	20,00	4,86	10,20	1,19	2,03	0,21	0,36	0,83	68,0	217,0	59,0	125,0	6,9	1,3	3,4	0,5	0,9
95B07374	2013	32J/12	49,50	1,54	14,20	14,80	4,28	11,20	0,21	2,32	0,13	0,33	2,46	16,0	140,0	37,0	85,0	4,7	1,0	2,4	0,3	0,5
<b>Tholéïtes magnésiennes (TM)</b>																						
96B11302	1008A	32K/15	50,30	0,73	13,40	10,90	8,15	10,20	0,03	2,16	0,05	0,23	3,82	0,5	99,0	16,0	32,0	1,9	0,1	0,9	0,2	0,2
96B11311	4006A	32K/15	58,60	0,60	15,60	5,03	4,44	9,53	0,08	2,30	0,04	0,12	3,60	0,5	68,0	10,0	20,0	1,0	0,2	0,6	0,1	0,1
97B14466		32K/10	52,00	1,08	13,90	11,50	6,59	11,40	0,21	1,89	0,09	0,22	1,12	4,4	100,0	24,0	64,0	3,6	0,2	1,7	0,2	0,4
95B07341	1047	32J/12	56,20	1,15	16,70	8,98	3,24	8,27	0,22	3,39	0,12	0,18	1,50	15,0	107,0	22,0	48,0	2,7	0,8	1,4	0,2	0,3
95B07372	066-1A	32J/12	49,80	0,82	14,50	12,00	5,43	13,00	1,09	2,04	0,06	0,26	1,32	140,0	212,0	21,0	39,0	2,1	3,5	1,2	0,1	0,2
<b>Tholéïtes fractionnées (TFR)</b>																						
96B11299	1006A	32K/15	48,60	1,17	15,50	13,30	5,76	9,99	0,21	3,10	0,08	0,22	1,47	0,7	112,0	27,0	61,0	4,1	0,1	1,7	0,3	0,6
96B11305	1045A	32K/15	47,50	1,24	15,70	14,40	5,11	13,00	0,28	1,45	0,10	0,18	0,88	3,1	75,0	26,0	61,0	3,9	0,1	1,7	0,3	0,6
96B11463	1053A	32K/15	48,30	1,26	16,90	12,40	5,74	11,60	0,17	2,47	0,08	0,20	0,68	1,6	153,0	23,0	48,0	3,5	0,2	1,4	0,2	0,6
96B12019	3236A	32K/16	51,10	1,11	16,70	11,50	5,41	10,70	0,25	2,19	0,09	0,20	0,81	3,7	122,0	25,0	76,0	4,8	0,3	2,0	0,3	1,0
96B12033	1128A	32K/09	46,20	1,54	16,60	14,90	9,34	8,44	0,40	1,31	0,10	0,17	0,86	14,0	138,0	27,0	69,0	4,7	1,2	1,9	0,3	0,7
97B14448		32K/10	52,90	1,19	13,10	14,30	5,28	9,90	0,18	2,19	0,09	0,20	0,62	1,2	121,0	26,0	80,0	4,8	0,1	2,1	0,3	1,3
95B07349	1064	32J/11	50,70	1,50	14,70	13,60	6,98	8,01	0,10	3,52	0,11	0,21	1,51	49,0	151,0	25,0	66,0	3,0	1,8	1,8	0,2	0,4
96B11314	1028A	32K/16	51,00	1,13	14,00	14,00	5,98	10,20	0,34	1,81	0,11	0,20	1,37	7,5	119,0	25,0	97,0	6,9	0,2	2,4	0,4	1,3
<b>Laves d'affinité boninitique (BON)</b>																						
96B11324	3191A	32K/16	53,10	0,44	15,30	9,29	7,51	11,40	0,13	1,39	0,04	0,22	1,05	4,4	68,0	15,0	38,0	1,3	1,4	1,1	0,1	0,8
97B14463		32K/10	51,80	0,53	15,30	9,31	7,42	8,45	1,80	2,75	0,03	0,19	1,96	110,0	193,0	12,0	29,0	2,0	2,2	0,9	0,1	0,4
97B14480		32K/11	52,80	0,42	14,70	9,90	8,90	10,30	0,10	1,60	0,03	0,17	0,83	1,7	59,0	13,0	38,0	1,2	0,1	1,1	0,1	0,6
95B07304	3005	32J/11	51,40	0,36	13,60	10,70	10,70	10,50	0,11	1,65	0,03	0,18	1,31	11,0	73,0	13,0	24,0	0,9	5,2	0,7	0,1	0,3
95B07366	022-1A	32J/11	54,40	0,73	13,40	12,20	5,68	13,10	0,01	0,58	0,08	0,28	0,65	7,9	132,0	22,0	66,0	2,5	24,0	1,7	0,2	1,2
<b>Basaltes-andésites calco-alkalins (BAC)</b>																						
95B07301	3000	32J/11	54,60	0,96	16,70	7,87	3,11	11,50	0,46	2,49	0,19	0,17	1,72	39,0	259,0	22,0	36,0	5,3	1,7	1,1	0,3	1,7
95B07329	3051	32J/12	60,60	0,89	13,90	7,11	4,03	6,98	0,39	4,01	0,22	0,14	0,74	17,0	263,0	24,0	206,0	8,6	2,6	4,7	0,6	3,3
95B07331	3060	32J/12	50,80	0,87	17,90	9,87	4,47	6,40	0,92	4,35	0,39	0,21	2,48	32,0	362,0	19,0	134,0	5,1	4,5	3,2	0,3	5,2
<b>Formation de Rabbit</b>																						
<b>Groupe d'Assinica</b>																						
<b>Tufs intermédiaires à feisiques calco-alkalins (TUF)</b>																						
<b>(unité Aaz2 et Abr3)</b>																						
97B14467		32K/10	65,30	0,86	14,00	6,27	2,92	6,02	0,48	3,06	0,15	0,11	0,78	14,0	158,0	21,0	138,0	6,5	0,7	3,1	0,5	1,4
95B07340	1044B	32J/11	58,60	0,81	16,70	8,71	3,29	10,60	0,28	0,64	0,07	0,22	1,19	23,0	169,0	12,0	33,0	1,8	13,0	1,0	0,1	0,2
95B07367	029-3	32J/11	68,80	0,70	22,40	1,93	1,59	3,05	0,01	0,12	0,15	0,03	1,02	7,2	765,0	15,0	186,0	9,6	1,2	4,1	0,6	7,4
<b>Andésite calco-alkaline (BAC)</b>																						
<b>(unité Abr3, segment Evans-Ouagana)</b>																						
97B14494		32K/11	61,80	0,89	14,30	6,73	3,78	4,41	1,74	3,88	0,12	0,11	2,10	50,0	305,0	17,0	142,0	6,0	3,6	3,3	0,5	3,7
<b>Groupe d'Evans</b>																						
<b>Formation de Le Gardeur (unité Alg1)</b>																						
96B11464	1084A	32K/15	51,70	0,93	17,20	10,20	6,95	6,98	0,16	4,03	0,20	0,16	1,20	3,4	232,0	20,0	118,0	7,6	0,1	2,8	0,5	3,3
96B11472	2241A	32K/15	54,10	0,88	15,00	9,95	6,96	7,55	0,43	2,70	0,20	0,16	1,76	12,0	201,0	20,0	112,0	7,7	0,3	2,5	0,5	2,2
96B12011	5074A	32K/15	54,30	0,93	17,00	9,28	5,28	7,83	0,54	3,61	0,28	0,13	0,83	14,0	313,0	23,0	174,0	12,0	0,9	4,0	0,7	2,9
96B12073	5204B	32K/15	54,00	0,70	14,20	8,45	4,50	12,80	0,09	2,37	0,19	0,15	2,31	0,4	164,0	19,0	105,0	7,1	0,0	2,4	0,5	3,3



**Annexe 1**  
**Analyses géochimiques des volcanites des segment central et occidental de la CVFE**

#ECH BAROQ	U	Co	Ni	Sc	V	Zn	Ga	Cr	Cu	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu	Pr	Gd	Dy	Er
<b>Formation de Rabbit (unité Arb1)</b>																							
<b>Groupe d'Assinica (unité Aaz1)</b>																							
<b>Ferrotholéites (FT)</b>																							
95B07346	0,2	46,0	63,0	56,0	604,0	141,0	21,0	63,0	23,0	10,0	26,0	18,0	6,1	1,9	1,4	2,0	0,9	5,9	0,9	3,9	8,1	9,0	5,5
95B07374	0,2	42,0	65,0	43,0	367,0	116,0	21,0	90,0	88,0	5,8	15,0	11,0	3,8	1,3	0,9	1,2	0,6	3,7	0,6	2,2	5,2	5,7	3,5
<b>Tholéites magnésiennes (TM)</b>																							
96B11302	0,1	41,0	107,0	39,0	224,0	76,0	14,0	375,0	37,0	1,9	5,5	4,5	1,6	0,8	0,4	0,8	0,3	1,6	0,2	0,9	2,3	2,5	1,5
96B11311	0,1	53,0	175,0	47,0	281,0	88,0	14,0	437,0	88,0	1,1	3,1	2,4	0,9	0,3	0,3	0,4	0,2	1,0	0,1	0,5	1,4	1,7	1,0
97B14466	0,1	42,0	57,0	47,0	313,0	87,0	17,0	148,0	132,0	4,1	11,0	8,5	2,7	0,9	0,6	0,6	0,4	2,4	0,4	1,7	3,5	3,7	2,3
95B07341	0,1	44,0	98,0	37,0	302,0	103,0	19,0	219,0	78,0	2,7	7,4	5,7	2,0	0,9	0,5	0,7	0,4	2,2	0,3	1,2	2,7	3,2	2,1
95B07372	0,1	48,0	133,0	43,0	264,0	85,0	16,0	262,0	124,0	2,3	6,4	5,1	1,8	0,7	0,5	0,7	0,3	2,1	0,3	1,0	2,8	3,1	1,9
<b>Tholéites fractionnées (TFR)</b>																							
96B11299	0,1	47,0	123,0	41,0	322,0	100,0	17,0	224,0	96,0	5,1	13,0	9,0	2,8	0,9	0,7	0,9	0,4	2,6	0,4	1,9	3,8	4,2	2,5
96B11305	0,1	44,0	117,0	40,0	308,0	107,0	19,0	224,0	63,0	5,8	14,0	9,0	2,8	0,9	0,6	0,9	0,4	2,7	0,4	1,9	3,6	4,0	2,5
96B11463	0,1	46,0	142,0	36,0	352,0	117,0	18,0	278,0	18,0	5,5	13,0	8,8	2,5	1,1	0,6	0,8	0,3	2,3	0,4	1,9	3,3	3,5	2,2
96B12019	0,3	57,0	84,0	33,0	270,0	77,0	18,0	293,0	131,0	7,9	19,0	12,0	3,3	1,1	0,7	0,9	0,4	2,4	0,4	2,7	4,0	4,2	2,4
96B12033	0,2	42,0	131,0	37,0	384,0	182,0	19,0	260,0	46,0	7,0	17,0	11,0	3,1	1,2	0,7	0,9	0,4	2,6	0,4	2,4	4,0	4,2	2,5
97B14448	0,3	43,0	56,0	40,0	337,0	104,0	19,0	45,0	24,0	5,9	14,0	8,8	2,7	1,0	0,7	0,9	0,4	2,7	0,4	1,9	3,8	4,1	2,5
95B07349	0,2	50,0	135,0	32,0	253,0	129,0	16,0	210,0	39,0	4,7	13,0	9,5	3,1	1,1	0,7	0,9	0,4	2,5	0,4	2,0	3,9	4,1	2,3
96B11314	0,3	41,0	38,0	34,0	275,0	124,0	18,0	28,0	70,0	11,0	26,0	13,0	3,4	1,1	0,7	0,9	0,4	2,6	0,4	3,3	3,9	4,1	2,4
<b>Laves d'affinité boninitique (BON)</b>																							
96B11324	0,2	47,0	104,0	45,0	230,0	67,0	13,0	256,0	41,0	3,1	6,7	3,6	1,1	0,4	0,3	0,5	0,2	1,6	0,3	0,9	1,6	2,1	1,5
97B14463	0,1	44,0	191,0	28,0	194,0	59,0	12,0	307,0	77,0	2,8	6,7	4,3	1,2	0,5	0,3	0,4	0,2	1,3	0,2	1,0	1,7	1,9	1,2
97B14480	0,2	44,0	103,0	43,0	218,0	61,0	13,0	348,0	94,0	3,2	7,0	3,8	1,0	0,4	0,3	0,5	0,2	1,5	0,2	0,9	1,5	1,9	1,3
95B07304	0,1	49,0	251,0	44,0	219,0	65,0	12,0	1000,0	117,0	1,9	4,2	2,5	0,8	0,3	0,3	0,4	0,2	1,4	0,2	0,8	1,2	1,7	1,2
95B07366	0,3	24,0	52,0	57,0	292,0	67,0	16,0	34,0	14,0	5,4	12,0	6,7	2,0	0,8	0,5	0,7	0,4	2,4	0,4	1,6	2,7	3,1	2,1
<b>Basaltes-andésites calco-alkalins (BAC)</b>																							
95B07301	0,5	41,0	79,0	29,0	193,0	142,0	16,0	154,0	137,0	16,0	37,0	20,0	4,2	1,3	0,6	0,7	0,3	2,1	0,3	4,8	3,9	3,5	2,0
95B07329	0,7	11,0	0,0	16,0	98,0	42,0	16,0	43,0	0,0	8,2	19,0	12,0	3,8	1,3	0,7	0,8	0,4	2,3	0,4	2,8	4,2	3,7	2,1
95B07331	1,3	25,0	25,0	20,0	184,0	118,0	21,0	80,0	21,0	41,0	91,0	42,0	7,5	1,9	0,7	0,6	0,3	1,7	0,3	11,0	5,6	3,4	1,6
<b>Formation de Rabbit</b>																							
<b>Groupe d'Assinica</b>																							
<b>Tufs intermédiaires à felsiques calco-alkalins (TUF)</b>																							
<b>(unité Aaz2 et Abr3)</b>																							
97B14467	0,4	14,0	36,0	17,0	117,0	68,0	15,0	104,0	28,0	7,9	18,0	9,5	2,4	0,7	0,5	0,7	0,3	2,0	0,3	2,3	2,8	3,0	1,9
95B07340	0,1	50,0	149,0	36,0	209,0	212,0	15,0	437,0	93,0	1,8	4,8	4,1	1,6	0,8	0,4	0,5	0,2	1,3	0,2	0,8	2,0	2,1	1,2
95B07367	1,8	0,0	11,0	11,0	99,0	75,0	25,0	65,0	0,0	51,0	110,0	43,0	6,3	1,7	0,5	0,5	0,2	1,2	0,2	13,0	4,3	2,7	1,2
<b>Andésite calco-alkaline (BAC)</b>																							
<b>(unité Abr3; segment Evans-Ouagana)</b>																							
97B14494	0,9	20,0	44,0	15,0	119,0	63,0	17,0	62,0	0,0	25,0	47,0	21,0	3,6	1,0	0,5	0,6	0,2	1,6	0,2	5,7	3,2	2,8	1,5
<b>Groupe d'Evans</b>																							
<b>Formation de Le Gardeur (unité Alg1)</b>																							
96B11464	0,7	39,0	158,0	24,0	187,0	99,0	18,0	254,0	119,0	13,0	27,0	14,0	3,2	1,1	0,6	0,7	0,3	1,9	0,3	3,7	3,5	3,3	1,9
96B11472	0,5	37,0	141,0	25,0	178,0	96,0	16,0	269,0	43,0	20,0	43,0	23,0	4,5	1,3	0,6	0,7	0,3	1,9	0,3	5,8	3,9	3,4	1,8
96B12011	0,7	31,0	120,0	22,0	151,0	87,0	18,0	130,0	24,0	16,0	40,0	20,0	4,6	1,4	0,7	0,8	0,4	2,3	0,3	5,1	4,5	3,9	2,1
96B12073	0,8	27,0	129,0	21,0	143,0	69,0	18,0	163,0	12,0	20,0	42,0	19,0	3,9	1,2	0,6	0,6	0,3	1,7	0,3	5,1	3,6	3,0	1,7



**Annexe 1**  
**Analyses géochimiques des volcanites des segment central et occidental de la CVFE**

#ECH BAROQ	U	Co	Ni	Sc	V	Zn	Ga	Cr	Cu	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu	Pr	Gd	Dy	Er
96B11470	1,3	19,0	32,0	17,0	119,0	103,0	17,0	45,0	44,0	36,0	83,0	40,0	7,0	1,7	0,8	0,8	0,4	2,3	0,3	11,0	5,8	4,3	2,2
96B11498	1,0	14,0	-10,0	15,0	24,0	117,0	20,0	15,0	11,0	30,0	66,0	32,0	6,9	1,9	1,1	1,3	0,6	3,8	0,6	8,2	7,0	6,3	3,6
96B12003	0,8	23,0	84,0	17,0	125,0	77,0	17,0	202,0	58,0	22,0	47,0	23,0	4,5	1,2	0,7	0,8	0,3	2,1	0,3	5,8	4,4	3,6	2,1
96B12006	0,9	24,0	37,0	22,0	154,0	109,0	19,0	16,0	52,0	19,0	45,0	23,0	4,6	1,3	0,7	0,9	0,4	2,4	0,4	5,6	4,6	4,3	2,3
96B12007	0,8	39,0	195,0	25,0	161,0	94,0	13,0	521,0	29,0	20,0	45,0	21,0	4,1	1,1	0,6	0,7	0,3	1,9	0,3	5,5	4,0	3,3	1,9
96B12008	0,8	27,0	113,0	21,0	140,0	67,0	19,0	197,0	57,0	17,0	39,0	19,0	4,0	1,1	0,6	0,7	0,3	2,0	0,3	4,8	4,0	3,5	1,9
96B12009	1,1	21,0	58,0	16,0	106,0	71,0	13,0	72,0	0,0	21,0	47,0	22,0	4,1	0,9	0,6	0,7	0,3	2,0	0,3	5,7	3,8	3,3	1,9
96B12071	1,0	19,0	20,0	20,0	169,0	57,0	23,0	21,0	0,0	24,0	52,0	23,0	4,4	1,2	0,7	0,8	0,4	2,4	0,4	6,2	4,3	4,0	2,3
Formation de Storm (unité Asm1 et Asm2)																							
96B11471	1,0	23,0	66,0	20,0	135,0	74,0	16,0	101,0	23,0	24,0	44,0	24,0	4,6	1,3	0,7	0,8	0,3	2,1	0,3	6,4	4,4	3,8	2,1
96B11473	3,2	-5,0	-10,0	7,0	21,0	44,0	18,0	15,0	0,0	82,0	160,0	64,0	8,8	1,8	0,8	0,8	0,4	2,4	0,4	19,0	5,9	4,2	2,2
96B11482	1,1	10,0	31,0	11,0	95,0	79,0	21,0	116,0	68,0	27,0	54,0	22,0	4,1	1,0	0,6	0,6	0,3	1,6	0,2	6,0	3,7	3,0	1,6
96B12002	0,8	34,0	71,0	23,0	174,0	100,0	16,0	102,0	17,0	31,0	61,0	33,0	5,9	1,3	0,8	0,8	0,4	2,3	0,4	8,5	5,1	4,0	2,2
96B12067	0,8	36,0	92,0	28,0	195,0	79,0	16,0	356,0	76,0	28,0	63,0	31,0	5,2	1,5	0,5	0,5	0,2	1,3	0,2	8,1	3,9	2,8	1,3
96B12068	1,6	5,0	20,0	5,6	47,0	38,0	20,0	45,0	0,0	12,0	29,0	12,0	2,1	0,6	0,2	0,2	0,1	0,6	0,1	3,3	1,4	1,0	0,5
Formation de Storm (unité Asm3)																							
96B11477	1,2	13,0	-10,0	14,0	99,0	89,0	17,0	14,0	11,0	28,0	64,0	29,0	5,1	1,3	0,7	0,7	0,3	2,1	0,3	7,7	4,3	3,8	2,0
96B11478	0,9	21,0	34,0	17,0	132,0	117,0	16,0	79,0	42,0	40,0	90,0	41,0	7,5	2,0	1,1	1,2	0,6	3,4	0,5	11,0	7,0	6,2	3,4
96B11479	0,9	17,0	27,0	12,0	99,0	64,0	19,0	63,0	0,0	28,0	55,0	24,0	4,1	1,2	0,6	0,6	0,3	1,6	0,3	6,3	3,7	3,3	1,7
96B11480	0,7	10,0	40,0	10,0	63,0	49,0	20,0	36,0	0,0	21,0	41,0	16,0	2,9	0,8	0,4	0,5	0,2	1,3	0,2	4,4	2,6	2,3	1,3
Formation de Storm (unité Asm4)																							
96B12026	0,3	66,0	941,0	27,0	196,0	76,0	8,9	2990,0	-10,0	3,1	9,3	6,4	1,7	0,8	0,4	0,5	0,3	1,7	0,3	1,4	2,2	2,4	1,5
96B12027	0,0	73,0	907,0	25,0	131,0	256,0	7,4	2700,0	19,0	0,6	1,9	1,7	0,7	0,2	0,2	0,3	0,1	0,9	0,1	0,3	1,0	1,2	0,8
96B12028	0,3	94,0	1250,0	25,0	138,0	106,0	7,9	2890,0	15,0	3,2	5,5	2,5	0,6	0,2	0,2	0,2	0,1	0,7	0,1	0,7	0,8	1,0	0,6

## Annexe 2

### Analyses géochimiques des volcanites de la ceinture de la Moyenne-Eastmain (région du lac Natel, feuillet SNRC 33B/04)

#ECH BAROQ	# ECH	Feuillet SNRC	SiO <sub>2</sub> (% poids)	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	P.A.F.	Rb (ppm)	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Hf	Ta	Th
<b>Formation de Natel</b>																						
<b>Tholéites magnésiennes TM et ferrotholéites (FT)</b> (unités Ant1, Ant3, Ant5 et Ana1)																						
97B16303	36	33B/04	51,30	1,15	13,60	13,80	5,74	10,80	0,37	2,11	0,09	0,26	0,56	10,0	89,0	28,0	41,0	3,4	0,3	1,3	0,2	0,4
97B16332	2026	33B/04	49,50	0,97	14,20	13,90	7,46	10,90	0,22	1,80	0,07	0,20	0,87	2,4	97,0	24,0	55,0	2,9	0,1	1,5	0,2	0,4
97B16334	2074	33B/04	49,50	1,13	14,70	13,90	6,86	10,50	0,25	2,09	0,06	0,21	0,73	3,2	99,0	27,0	51,0	2,9	0,1	1,5	0,2	0,3
97B16344	2148	33B/04	48,70	1,28	14,10	14,20	6,38	10,70	0,19	2,41	0,10	0,26	1,57	1,2	160,0	29,0	58,0	4,9	0,1	1,6	0,3	0,6
97B16357	3065	33B/04	55,00	1,36	13,00	12,90	4,44	9,71	0,17	2,06	0,11	0,21	1,06	0,6	131,0	28,0	44,0	3,4	0,1	1,3	0,3	0,4
97B16392	2225	33B/04	49,90	0,82	14,40	12,70	7,12	11,90	0,15	1,67	0,05	0,19	0,92	0,4	151,0	19,0	38,0	1,9	0,1	1,1	0,2	0,2
97B16432	2014	33B/04	54,40	1,73	16,50	9,77	3,70	8,81	0,21	3,09	0,12	0,27	1,59	8,2	114,0	36,0	79,0	4,9	0,2	2,1	0,3	0,5
97B16433	2063	33B/04	48,90	1,10	15,60	13,80	7,29	9,70	1,02	1,53	0,06	0,23	1,11	36,0	79,0	27,0	51,0	2,6	0,5	1,5	0,2	0,3
<b>Tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins (TUF)</b> (unités Ant4 et Ant6)																						
97B15822	224	33B/04	72,20	0,14	15,30	0,78	0,52	1,99	1,83	5,75	0,03	0,01	1,70	31,0	370,0	1,7	77,0	0,9	1,2	2,2	0,1	0,8
97B16394	3149	33B/04	57,00	0,89	14,70	7,34	6,12	6,99	0,43	4,80	0,22	0,12	1,58	15,0	358,0	13,0	100,0	3,6	0,9	2,7	0,2	4,4
97B16408	3028	33B/04	69,60	0,45	15,80	3,88	1,49	2,24	2,68	0,91	0,12	0,06	2,34	51,0	91,0	8,9	131,0	4,0	2,1	3,2	0,4	3,7
97B16416	161	33B/04	65,10	0,44	16,60	3,71	1,73	4,33	1,58	4,44	0,14	0,06	1,82	47,0	615,0	10,0	130,0	6,3	2,0	3,2	0,4	4,6
<b>Formation d'Anaconda</b>																						
<b>Tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques calco-alcalins (BAC)</b> (unité Ana3)																						
97B16305	56	33B/04	68,00	0,53	14,30	5,15	2,29	2,14	2,69	3,24	0,13	0,06	1,51	89,0	317,0	15,0	164,0	6,9	5,9	3,9	0,6	9,4
97B16307	70	33B/04	59,10	0,63	14,70	6,13	3,36	8,74	0,19	3,67	0,05	0,21	3,20	8,2	159,0	14,0	43,0	1,7	0,7	1,2	0,2	0,6
97B16385	136	33B/04	67,00	0,77	12,70	7,36	2,47	3,74	1,99	0,92	0,18	0,10	2,76	55,0	124,0	24,0	272,0	11,0	1,4	5,7	0,7	4,9
<b>Tufs dacitiques calco-alcalins (TUF)</b> (unité Ana2)																						
97B16398	50	33B/04	65,60	0,49	16,40	3,16	1,37	2,82	1,22	6,12	0,14	0,04	2,59	29,0	498,0	4,7	132,0	3,5	1,9	3,1	0,2	3,6
97B16407	1280	33B/04	64,20	0,31	16,40	2,58	1,41	5,04	1,73	4,27	0,11	0,03	3,74	34,0	671,0	5,0	99,0	2,9	2,7	2,5	0,2	2,4
<b>Volcanites d'assignation indéterminée</b>																						
97B16424	1300	33B/04	49,50	0,56	13,70	11,30	10,50	11,20	0,13	1,88	0,03	0,20	1,04	0,6	84,0	14,0	28,0	1,5	0,3	0,8	0,1	0,5
97B16439	3102	33B/04	54,00	0,58	14,30	9,68	7,44	11,30	0,34	1,40	0,05	0,27	0,67	7,8	107,0	14,0	37,0	1,6	0,4	1,1	0,1	0,6

## Annexe 2

### Analyses géochimiques des volcanites de la ceinture de la Moyenne-Eastmain (région du lac Natel, feuillet SNRC 33B/04)

#ECH BAROQ	U	Ni	Sc	V	Zn	Ga	Cr	Cu	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu	Pr	Gd	Dy	Er
<b>Formation de Natel</b>																						
<b>Tholéïtes magnésiennes TM et ferrotholéïtes (FT)</b> (unités Ant1, Ant3, Ant5 et Ana1)																						
97B16303	0,1	63,0	45,0	318,0	392,9	18,0	118,0	46,0	4,2	11,0	8,4	2,7	1,0	0,7	0,9	0,4	2,7	0,4	1,7	3,8	4,3	2,7
97B16332	0,1	105,0	45,0	297,0	305,6	16,0	231,0	130,0	3,6	9,8	7,3	2,3	0,8	0,6	0,8	0,4	2,5	0,4	1,5	3,2	3,7	2,3
97B16334	0,1	87,0	44,0	306,0	282,0	17,0	167,0	121,0	3,2	9,1	7,8	2,5	0,9	0,7	0,9	0,4	2,7	0,4	1,5	3,7	4,1	2,5
97B16344	0,1	59,0	46,0	334,0	436,8	19,0	77,0	81,0	4,9	13,0	9,5	3,1	1,0	0,8	1,0	0,5	2,7	0,4	2,0	4,1	4,5	2,7
97B16357	0,1	72,0	45,0	306,0	480,3	15,0	205,0	0,0	4,0	11,0	8,7	2,7	0,9	0,7	0,9	0,4	2,7	0,4	1,7	3,7	4,2	2,8
97B16392	0,1	98,0	42,0	261,0	218,3	14,0	237,0	132,0	2,4	6,7	5,3	1,7	0,7	0,5	0,7	0,3	1,9	0,3	1,1	2,5	2,9	1,9
97B16432	0,1	88,0	47,0	392,0	523,9	20,0	187,0	88,0	6,0	16,0	12,0	3,9	1,3	1,0	1,2	0,6	3,5	0,5	2,5	5,1	5,8	3,5
97B16433	0,1	117,0	44,0	317,0	282,0	16,0	280,0	125,0	3,5	9,7	7,8	2,4	0,9	0,7	0,9	0,4	2,5	0,4	1,6	3,4	4,3	2,8
<b>Tufs et laves dacitiques à rhyolitiques calco-alcalins (TUF)</b> (unités Ant4 et Ant6)																						
97B15822	0,4	0,0	1,8	13,0	131,0	19,0	15,0	0,0	4,5	10,0	4,9	1,0	0,3	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	1,3	0,7	0,4	0,1
97B16394	1,2	60,0	21,0	159,0	95,0	18,0	268,0	33,0	26,0	73,0	31,0	5,0	1,3	0,5	0,5	0,2	1,2	0,2	7,8	3,5	2,4	1,2
97B16408	1,2	17,0	8,5	71,0	2370,0	18,0	31,0	88,0	22,0	44,0	18,0	3,0	0,7	0,3	0,3	0,1	0,8	0,1	5,1	2,3	1,6	0,8
97B16416	1,0	12,0	5,4	61,0	86,0	20,0	23,0	0,0	29,0	59,0	26,0	4,0	1,0	0,4	0,3	0,1	0,7	0,1	7,0	2,8	1,8	0,8
<b>Formation d'Anaconda</b>																						
<b>Tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques calco-alcalins (BAC)</b> (unité Ana3)																						
97B16305	3,0	55,0	12,0	84,0	567,6	16,0	146,0	32,0	23,0	45,0	18,0	3,2	0,8	0,4	0,5	0,2	1,5	0,2	5,2	2,6	2,3	1,4
97B16307	0,2	185,0	47,0	257,0	218,3	13,0	703,0	47,0	3,5	8,2	4,9	1,3	0,5	0,3	0,5	0,2	1,3	0,2	1,1	1,7	2,1	1,3
97B16385	1,1	12,0	16,0	48,0	785,9	17,0	25,0	0,0	27,0	57,0	26,0	4,8	1,3	0,7	0,8	0,4	2,3	0,4	6,8	4,6	4,0	2,3
<b>Tufs dacitiques calco-alcalins (TUF)</b> (unité Ana2)																						
97B16398	0,9	10,0	4,2	51,0	611,2	20,0	28,0	10,0	25,0	51,0	21,0	3,1	0,8	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	5,9	2,0	0,9	0,4
97B16407	0,6	23,0	4,4	36,0	480,3	18,0	45,0	0,0	16,0	34,0	15,0	2,4	0,7	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1	4,1	1,5	0,9	0,4
<b>Volcanites d'assignation indéterminée</b>																						
97B16424	0,1	183,0	45,0	252,0	131,0	12,0	656,0	73,0	2,1	5,4	3,6	1,2	0,5	0,3	0,5	0,2	1,6	0,2	0,8	1,8	2,2	1,4
97B16439	0,2	79,0	45,0	249,0	72,0	11,0	359,0	-10,0	3,7	8,7	5,0	1,4	0,6	0,4	0,5	0,2	1,6	0,2	1,2	1,9	2,3	1,5