

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

HENRIK RASMUSSEN

B. Ing

CARACTÉRISATION DES INTRUSIONS PORPHYRIQUES

DU SECTEUR DU LAC ACKERMAN,

CEINTURE DE ROCHES VERTES DE SWAYZE, ONTARIO

AOÛT 1999



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Le secteur du Lac Ackerman (5 km x 3 km) est situé dans la portion centrale de la ceinture de roches vertes de Swayze et comprend trois assemblages stratigraphiques : 1) un assemblage de roches sédimentaires riches en shales ; 2) un assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et 3) un assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Il présente aussi une série d'intrusions porphyriques encaissées principalement dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques qui est composé de tufs à cristaux turbiditiques qui se sont déposés dans un environnement marin profond. On y retrouve de plus, une minéralisation aurifère d'occurrence veine ainsi qu'une minéralisation aurifère d'occurrence disséminée dans les intrusions porphyriques.

Les intrusions présentent une texture principalement porphyrique avec une minéralogie composée majoritairement de phénocristaux de plagioclase, de phénocristaux de quartz, de reliques de phénocristaux de hornblende, d'une mésostase quartzo-feldspathique de même que des quantités moindres d'apatite et de zircon. Cinq familles d'intrusions porphyriques subdivisées en douze types ont été définis : 1) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ) ; 2) les intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz \pm plagioclase (PQF) ; 3) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) ; 4) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) et 5) les intrusions aphanitiques. Ces différents faciès possèdent des caractéristiques géochimiques relativement similaires. Ils forment une série magmatique de différenciation provenant d'une même source magmatique et les relations de recoupement observées sur le terrain indiquent que la mise en place des intrusions porphyriques s'est effectuée des intrusions les plus évoluées vers les intrusions les moins évoluées. Les spectres des éléments des terres rares (ETR) sont enrichis en ETR légères par rapport aux ETR lourdes ($(La/Yb)_N$: 8,86-46,90). Les diagrammes multi-éléments montrent des spectres à pente négative progressive et des anomalies prononcées en Ti-Nb-Ta. Les intrusions possèdent une affinité calco-alcaline et les différents diagrammes discriminants suggèrent un contexte tectonique d'arc magmatique évolué probablement d'origine continentale.

Les intrusions porphyriques sont allongées selon une orientation préférentielle et sont plus abondantes au sein d'une bande occupée par l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Ces observations laissent croire à un contrôle structural sur la mise en place des intrusions porphyriques. Le secteur du Lac Ackerman de même que les intrusions porphyriques sont affectés par deux déformations D1 (plissement associé à une schistosité S1) et D2 (zones de cisaillement en chevauchement) qui sont caractéristiques d'un épisode tectonique de raccourcissement. Les fractures qui ont pu contrôler la mise en

place des intrusions porphyriques n'ont cependant pas laissé de signature apparente.

REMERCIEMENTS

Je voudrais premièrement remercier mes deux directeurs de recherche, M. Réal Daigneault et M. Wulf Mueller, pour le soutien, l'encouragement, la grande patience, la disponibilité, les commentaires et les discussions intéressantes qui ont grandement contribué à l'achèvement de ce projet. Je voudrais également remercier Mme Sarah-Jane Barnes pour sa disponibilité et ses commentaires instructifs ainsi que M. Jacques Carignan pour la révision du document. Je dois également remercier la Corporation Minière Inmet pour le soutien financier et technique qui ont grandement été apprécié. Je voudrais plus particulièrement remercier M. Marco Gagnon qui a initié ce projet et m'a grandement aidé par ses idées, ses commentaires et lors des travaux de terrain.

Je remercie également Normand Tremblay, Frédéric Savoie, Alexandre Boucher et Joe Bucher qui m'ont assisté pour les travaux de terrain et qui ont fait un excellent travail. Il faut aussi mentionner le support de ma famille qui m'a accordé un appui et des encouragements tout au long de ce projet. J'aimerais aussi dire merci à tous ceux qui ont contribué à leur façon et de toutes les manières possibles à la réalisation de ce mémoire. J'aimerais enfin remercier infiniment, plus particulièrement, Karine Dallaire qui m'a accordé une patience et un support incroyable tout au long du développement de ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

	pages
RESUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iv
TABLE DES MATIÈRES.....	v
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES PLANCHES.....	x
LISTE DES ANNEXES.....	xii

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

1.1 - Problématique.....	1
1.2 - Objectifs.....	9
1.3 - Méthodologie.....	10
1.3.1 - Cartographies et échantillonnages.....	10
1.3.2 - Étude pétrographique.....	11
1.3.3 - Étude géochimique.....	12
1.3.4 - Analyse structurale.....	13
1.4 - Géologie régionale.....	14
1.4.1 - Unités lithologiques.....	14
1.4.2 - Géologie structurale.....	19
1.5 - État des connaissances sur les intrusions porphyriques associées spatialement aux zones de failles majeures	19
1.5.1 - Région de Kirkland Lake.....	20
1.5.2 - Région de Timmins.....	25
1.5.3 - Région de Val-d'Or.....	30
1.5.4 - Région de Duparquet.....	34

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1 - Géologie locale.....	38
2.2 - Unité lithologique.....	41
2.2.1 - Volcanoclastites felsiques.....	41
2.2.2 - Intrusions porphyriques.....	49
2.2.3 - Brèche volcanique.....	50
2.3 - Géologie structurale.....	60
2.4 - Minéralisation.....	64

CHAPITRE 3 : CARACTÉRISATION DES INTRUSIONS PORPHYRIQUES

3.1 - Description et caractérisation pétrographique.....	66
3.1.1 - Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase.....	67
et de quartz	
3.1.1.1 - PFQ1.....	72
3.1.1.2 - PFQ2.....	74
3.1.1.3 - PFQ3.....	75
3.1.1.4 - PFQ4.....	78
3.1.2 - Intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz ±	79
plagioclase	
3.1.3- Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase.....	80
3.1.3.1 - PF1.....	81
3.1.3.2 - PF2.....	83
3.1.3.3 - PF3.....	84
3.1.3.4 - PF4.....	85
3.1.3.5 - PF5.....	86
3.1.4 - Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase.....	89
et de hornblende	
3.1.5- Intrusions aphanitiques.....	90
3.2 - Chronologie de mise en place basée sur les relations de terrain.....	91

CHAPITRE 4 : CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

4.1 - Caractérisation des intrusions porphyriques.....	100
4.1.1 - Les diagrammes de Harker.....	100
4.1.2 - Les spectres des éléments des terres rares (ETR).....	105
4.1.3 - Les diagrammes multi-éléments (Spidergrammes).....	112
4.1.4 - Les diagrammes discriminants.....	116
4.1.5 - Évolution géochimique des intrusions porphyriques.....	121
4.2 - Caractérisation des fragments de la brèche volcanique.....	128
4.3 - Caractérisation des tufs turbiditiques.....	131

CHAPITRE 5 : SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ET DISCUSSION

5.1 - Synthèse des observations sur les intrusions porphyriques	135
5.1.1 - Formes, textures et minéralogie.....	135
5.1.2 - Relations entre l'environnement hôte et les intrusions.....	136
porphyriques	
5.1.3 - Relations entre les intrusions porphyriques et la.....	140
déformation	
5.1.4 - Relations entre les intrusions porphyriques et la.....	142
minéralisation	

5.2 - Discussion sur le contexte et le modèle de mise en place des intrusions porphyriques	
5.2.1 - Chronologie de mise en place des intrusions porphyriques.....	143
5.2.2 - Origine du magma composant les intrusions porphyriques.....	149
5.2.3 - Contexte de mise en place des intrusions porphyriques.....	152
5.3 - Comparaison entre les intrusions porphyriques du secteur du Lac.....	154
Ackerman et d'autres systèmes d'intrusions porphyriques de secteurs connus	
5.3.1 - Forme des intrusions.....	155
5.3.2 - Textures et minéralogie des intrusions.....	155
5.3.3 - Composition géochimique.....	156
5.3.4 - Relations avec la géologie locale.....	159
5.3.5 - Relations avec la géologie structurale.....	161
5.3.6 - Relations avec la minéralisation.....	162
5.3.7 - Synthèse des comparaisons entre les intrusions.....	163
CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS.....	165
LISTE DES RÉFÉRENCES.....	169
ANNEXES.....	183

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Mode de formation des zones de transtension et des zones de transpression provoquées par les irrégularités et le mouvement d'une faille en décrochement	5
Figure 2 : Carte géologique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi	7
Figure 3 : Carte géologique de la ceinture de roches vertes de Swayze	15
Figure 4 : Carte géologique de la région de Kirkland Lake	22
Figure 5 : Carte géologique de la région de Timmins	26
Figure 6 : Carte géologique de la région de Val-d'Or	32
Figure 7 : Carte géologique de la région de Duparquet	35
Figure 8 : Carte lithogéologique du secteur du Lac Ackerman	39
Figure 9 : Colonne stratigraphique représentative des séquences de tufs turbiditiques	43
Figure 10 : Cartographie d'un affleurement de la brèche volcanique	52
Figure 11 : Carte des mesures structurales du secteur du Lac Ackerman	61
Figure 12 : Stéréogrammes des mesures structurales du secteur du Lac Ackerman	62
Figure 13 : Carte des trajectoires structurales du secteur du Lac Ackerman	63
Figure 14 : Carte géologique du secteur du Lac Ackerman avec les différents types d'intrusions porphyriques	68
Figure 15 : Sommaire des contacts observés dans le secteur du Lac Ackerman	92
Figure 16 : Zone de contact entre une intrusion porphyrique et les volcanoclastites felsiques	93
Figure 17 : Zone de contact entre une intrusion porphyrique et les volcanoclastites felsiques	94
Figure 18 : Carte de localisation des échantillons étudiés pour la composition géochimique	99
Figure 19 : Diagrammes de Harker de certains éléments majeurs sur les différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	102
Figure 20 : Diagrammes de Harker de certains éléments mineurs sur les différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	103
Figure 21 : Diagrammes de Harker des éléments des terres rares sur les différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	104

Figure 22 : Spectres des éléments des terres rares des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	107
Figure 23 : Diagrammes multi-éléments des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	113
Figure 24 : A : Diagrammes d'Irvine et Baragar, 1971 ; B : Peccerillo et Taylor, 1976	117
Figure 25 : A : Diagrammes de Winchester et Floyd, 1977 ; B : Wood, 1980	118
Figure 26 : Diagrammes de Müller et al., 1992	119
Figure 27 : Diagramme de Pearce et al., 1984	120
Figure 28 : Diagrammes de l'évolution magmatique des intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	122
Figure 29 : Spectres des ETR et diagrammes multi-éléments pour les tufs turbiditiques du secteur du Lac Ackerman	132
Figure 30 : Colonne représentative de la séquence stratigraphique de mise en place des unités du secteur du Lac Ackerman	139
Figure 31 : Projection en coupe du secteur du Lac Ackerman avec les influences de la structure sur la disposition des unités	141
Figure 32 : Chronologie de mise en place des intrusions porphyriques basée sur les relations de recoupement observées sur le terrain et le degré d'évolution géochimique	145
Figure 33 : Chronologie hypothétique suggérée pour la mise en place des intrusions porphyriques en association avec leur composition minéralogique	148
Figure 34 : Diagrammes géochimiques comparatifs du TiO_2 et du P_2O_5 versus SiO_2 entre les intrusions du secteur du Lac Ackerman et les intrusions tardi-tectoniques des régions comparées	157
Figure 35 : Différents diagrammes de comparaison entre les intrusions du secteur Lac Ackerman et les intrusions tardi-tectoniques des régions comparées	158

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Tableau résumé montrant les caractéristiques des différents types de fragments à l'intérieur de la brèche volcanique	55
Tableau 2 : Tableau des caractéristiques des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	69
Tableau 3 : Rapports d'éléments traces pour les intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman	108

LISTE DES PLANCHES

Planche 1

44

Planche 1A : Tufs turbiditiques grossiers montrant une succession de divisions de Bouma de type T_a et T_b

Planche 1B : Tufs turbiditiques grossiers montrant une succession de divisions de Bouma de type T_b avec lamines parallèles surmontées par une division massive de type T_a

Planche 1C : Tufs turbiditiques grossiers montrant une succession de divisions de Bouma de type T_a - T_b - T_c - T_a

Planche 1D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant la composition des tufs grossiers

Planche 2

45

Planche 2A : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma de type T_d - T_e - T_a

Planche 2B : Détail de la flamme

Planche 2C : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de Bouma de type T_e - T_b - T_c - T_a

Planche 2D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant la composition des tufs grossiers

Planche 3

46

Planche 3A : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma de type T_e - T_a

Planche 3B : Détail des arrachés de matériaux fins dans les matériaux grossiers

Planche 3C : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma de type T_d

Planche 3D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant la composition des tufs grossiers

Planche 4

53

Planche 4A : Brèche volcanique dans la zone à petits fragments verdâtres

Planche 4B : Détail de la zone à petits fragments verdâtres

Planche 4C : Brèche volcanique dans la zone à gros fragments rougeâtres

Planche 4D : Détail de la zone à gros fragments rougeâtres

Planche 5

57

Planche 5A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 1 de la brèche volcanique

- Planche 5B** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 1 de la brèche volcanique
- Planche 5C** : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 2 de la brèche volcanique
- Planche 5D** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 2 de la brèche volcanique

Planche 6

58

- Planche 6A** : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 3 de la brèche volcanique
- Planche 6B** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 3 de la brèche volcanique
- Planche 6C** : Microphotographie, en lumière naturelle, de la matrice de la brèche volcanique
- Planche 6D** : Microphotographie, en lumière polarisée, de la matrice de la brèche volcanique

Planche 7

73

- Planche 7A** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ1
- Planche 7B** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ1
- Planche 7C** : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PFQ2
- Planche 7D** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ2

Planche 8

77

- Planche 8A** : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PFQ3
- Planche 8B** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ3
- Planche 8C** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PQF
- Planche 8D** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF5

Planche 9

82

- Planche 9A** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF1
- Planche 9B** : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF2

Planche 9C : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PF3

Planche 9D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF3

Planche 10

87

Planche 10A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PF4

Planche 10B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF4

Planche 10C : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFH

Planche 10D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFH

Planche 11

95

Planche 11A : Zone de contact entre une séquence de basalte coussiné et une intrusion porphyrique de type PF2

Planche 11B : Zone de contact entre les roches volcanoclastiques felsiques et une intrusion porphyrique de type PFQ2

Planche 11C : Zone de contact franche entre une intrusion porphyrique de type PFH et une intrusion porphyrique de type PFQ3

Planche 11D : Détail de la planche 11C

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Tableau résumé des caractéristiques des intrusions tardi-tectoniques des régions de Kirkland Lake, Timmins, Val-d'Or et Duparquet 183

Annexe 2 : Tableau des analyses géochimiques des intrusions de la région de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet 187

Annexe 3 201

Annexe 3A : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les intrusions porphyriques

Annexe 3B : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les tufs

Annexe 3C : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les fragments de la brèche volcanique

Annexe 3D : Diagramme ternaire de Schmid (1981) pour les tufs

<u>Annexe 4 :</u>	206
Annexe 4A : Analyse du standard SHR-43 pour la précision des éléments	
Annexe 4B : Tableau des résultats des analyses géochimiques	
Annexe 4C : Tableau des résultats des analyses géochimiques avec redistribution de la perte au feu	

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Les plutons et les intrusions présents à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi sont généralement très peu étudiés et leur classification est effectuée à partir de données géochimiques et tectoniques (Rive et al., 1990 ; Feng et Kerrich, 1992 ; Chown et al., 1992). Dans l'ensemble de ces roches intrusives, un petit groupe d'intrusions syn à tardi-tectoniques montre une association spatiale préférentielle avec des zones de failles crustales majeures (Hodgson, 1982, 1993 ; Colvine et al., 1988 ; Kerrich et Watson, 1984 ; Wyman et Kerrich, 1989 ; Burrows et Spooner, 1989 ; Colvine, 1983, 1989). Ces intrusions constituent environ 4% des roches à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et forment principalement des stocks, des dykes et moins fréquemment des petits plutons (Colvine et al., 1988). Ces intrusions se sont généralement mises en place entre 2690 et 2670 Ma et sont datées d'environ 10 à 30 Ma après la fin du volcanisme à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Marmont et Corfu, 1989 ; Colvine et al., 1988 ; Corfu et al., 1989).

Les récentes études basées sur la pétrologie et sur les isotopes montrent que ces petites intrusions, en majorité de composition intermédiaire à felsique, sont formées de deux principaux groupes de magmas : 1) le groupe des trondhjemites et 2) le groupe des gabbros alcalins (Kerrick et Watson, 1984 ; Colvine et al., 1988 ; Burrows et Spooner, 1989). Le groupe des trondhjemites montre des textures principalement porphyriques et parfois équigranulaires. Ces intrusions présentent un large champ de composition saturée en silice variant de trondhjemitique à granodioritique à monzodioritique à quartz (Colvine et al., 1988). La composition géochimique de ces intrusions est généralement sodique avec des spectres des éléments des terres rares modérément fractionnés (Kerrick, 1989). L'origine des intrusions du groupe des trondhjemites est généralement interprétée comme provenant de la fusion partielle de granulites mafiques ou de la fusion partielle d'une croûte tonalitique-trondhjemitique préexistante (Collerson et Fryer, 1978 ; Barker, 1979 ; Kerrich, 1989). Le groupe des gabbros alcalins montre des textures équigranulaires et porphyriques. Ces intrusions présentent un large champ de composition sous-saturée en silice formant des syénites, des monzonites et des lamprophyres (Kerrick et Watson, 1984 ; Burrows et Spooner, 1986 ; Wyman et Kerrich, 1993). La composition géochimique de ces intrusions est d'affinité alcaline avec des spectres des éléments des terres rares fortement fractionnés ainsi qu'une concentration élevée en Mg, Cr, Co et Ni en conjonction avec une abondance d'éléments lithophiles à large rayon ionique (LILE) (Cs, Rb, K, Th, U, et éléments des terres rares légères) (Kerrick et Watson, 1984). Un

consensus généralement accepté explique l'origine des roches alcalines de ce type par une faible quantité de fusion partielle du manteau appauvri qui a été préalablement enrichi en LILE par métasomatisme (Kerrick, 1989 ; Hodgson, 1993). Les intrusions du groupe des gabbros alcalins sont, dans plusieurs cas, plus jeunes de 10 à 15 Ma par rapport aux intrusions du groupe des trondhjemites (Marmont et Corfu, 1989).

La présence de ces magmas étroitement associés aux zones de failles crustales majeures, de même que la très grande extension latérale (>300 km) de ces failles, indiquent que ces zones de déformation s'étendent en profondeur jusqu'à la base de la croûte (Wyman et Kerrich, 1988 ; Hattori et Hart, 1990). Dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, la faille de Cadillac-Larder Lake et la faille de Destor-Porcupine sont des exemples typiques de zones de failles majeures. Le mouvement le long des failles majeures est principalement inverse-oblique et contemporain au développement de la fabrique pénétrative dominante de la ceinture (Dimroth et al., 1983 ; Robert, 1989, 1991 ; Mueller et al., 1996). Ce mouvement inverse-oblique est suivi par un mouvement en décrochement tardif (Dimroth et al., 1983 ; Robert, 1989, 1991 ; Mueller et al., 1996). La mise en place des intrusions, associées aux failles majeures, est contemporaine au mouvement en décrochement tardif.

La montée des magmas formant les intrusions implique une série de processus qui permet la création et le transport du magma à travers la lithosphère à partir de sa source. Un récent modèle de mise en place des intrusions, prenant de plus en plus d'importance, propose la montée du magma à partir de fractures crustales (Hutton, 1988 ; Clemens et Mawer, 1992 ; Rubin, 1993 ; Petford et al., 1994 ; Corriveau et Leblanc, 1995). Des études récentes ont montré que l'espace permettant l'accumulation de magma et la mise en place des intrusions est produit par la présence de failles majeures, principalement en décrochement (Hutton, 1982 ; Guineberteau et al., 1987 ; Hutton et al., 1990 ; McCaffrey, 1992 ; Tikoff et Teyssier, 1992).

Le mouvement et les irrégularités le long des grandes failles de décrochement produisent des zones de transtension et de transpression (Reading, 1980) (Fig. 1). Les zones de transtension vont former des zones de subsidence ponctuelles de la croûte le long de la faille créant ainsi des zones d'extension qui vont permettre une ascension des magmas et des fluides à travers la lithosphère. Si la subsidence est mineure, elle peut se manifester simplement par un système de fractures en extension. Cependant, si la subsidence devient plus importante, les zones de transtension vont évoluer le long des failles de décrochement en des bassins restrictifs, appelés bassins de transtension ou bassins de type « Pull-Apart » (Burchfiel et Stewart, 1966). Les zones de transtension peuvent favoriser par leur extension une montée du manteau créant ainsi la genèse de magmas et de

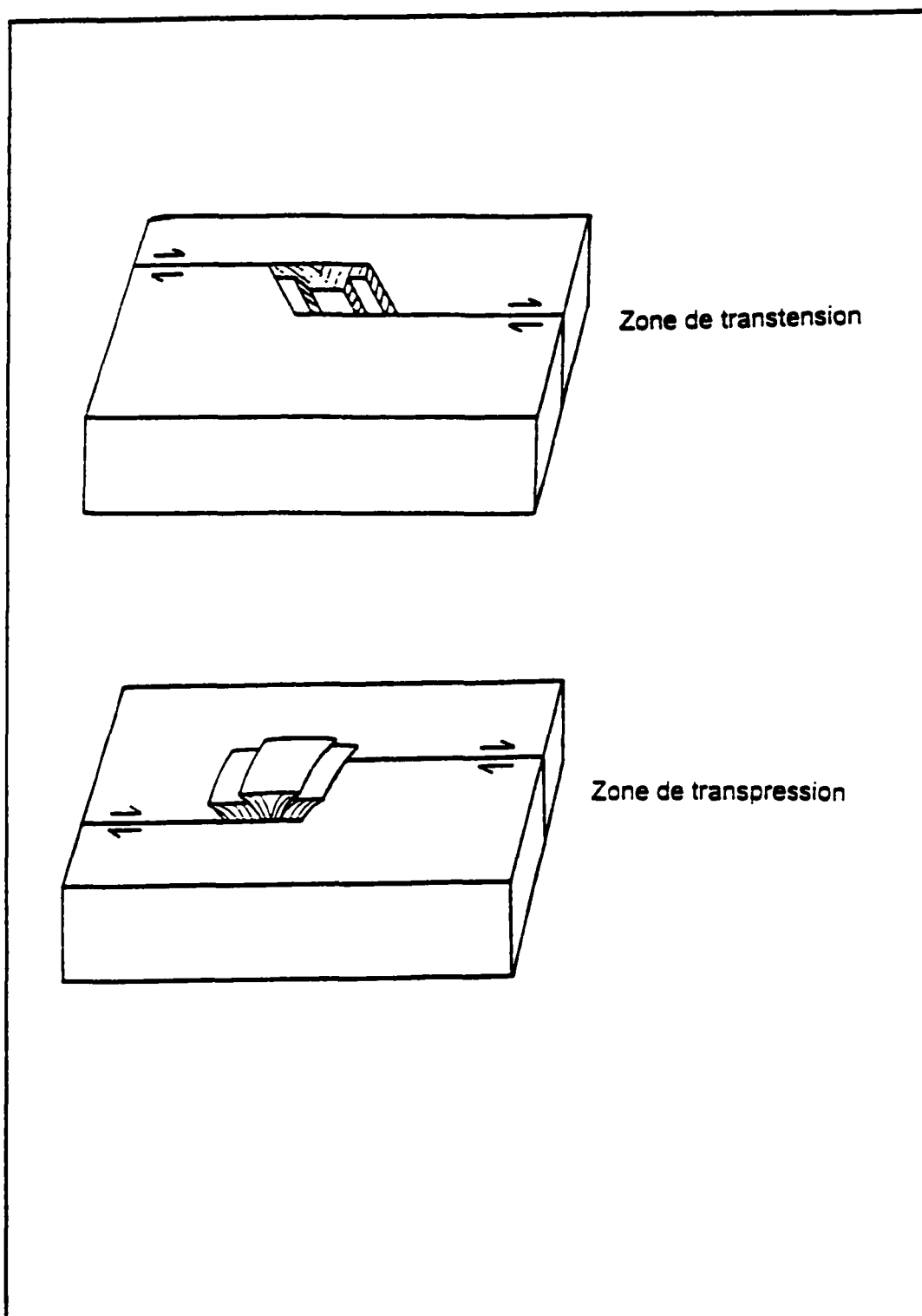


Figure 1 : Mode de formation des zones de transtension et des zones de transpression provoquées par les irrégularités et le mouvement d'une faille en décrochement (Modifiée de Aydin et Nur, 1985)

fluides. Les failles de décrochement peuvent ainsi former d'excellentes canalisations pour l'ascension, dans la croûte, des magmas et des autres fluides en provenance du manteau et de la croûte inférieure.

Une importante association spatiale est aussi remarquée entre les gisements aurifères de type orogénique (Groves et al., 1998), certaines intrusions felsiques post-tectoniques majoritairement porphyriques et les zones de failles crustales majeures (Colvine, 1983 ; Colvine et al., 1988 ; Hodgson, 1993). Selon des études menées par Hodgson (1982) sur une compilation de 725 gisements d'or dans la section ontarienne de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, 40% sont associés avec des suites de roches alcalines (i.e. syénite, syénite porphyrique ou des intrusions porphyriques à feldspath) et 14% avec des intrusions porphyriques à quartz. Les rôles que jouent les intrusions porphyriques dans la génération et la concentration de l'or demeurent encore un sujet hautement débattu (Hodgson, 1993).

Le secteur à l'étude, le secteur du Lac Ackerman, est situé dans la partie centrale de la ceinture de roches vertes de Swayze (Fig. 2). Le secteur du Lac Ackerman présente un vaste système intrusif principalement encaissé dans un assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Les intrusions porphyriques ne semblent pas avoir enregistré de déformation et sont généralement allongées selon une orientation préférentielle, ce qui laisse soupçonner un certain contrôle de leur

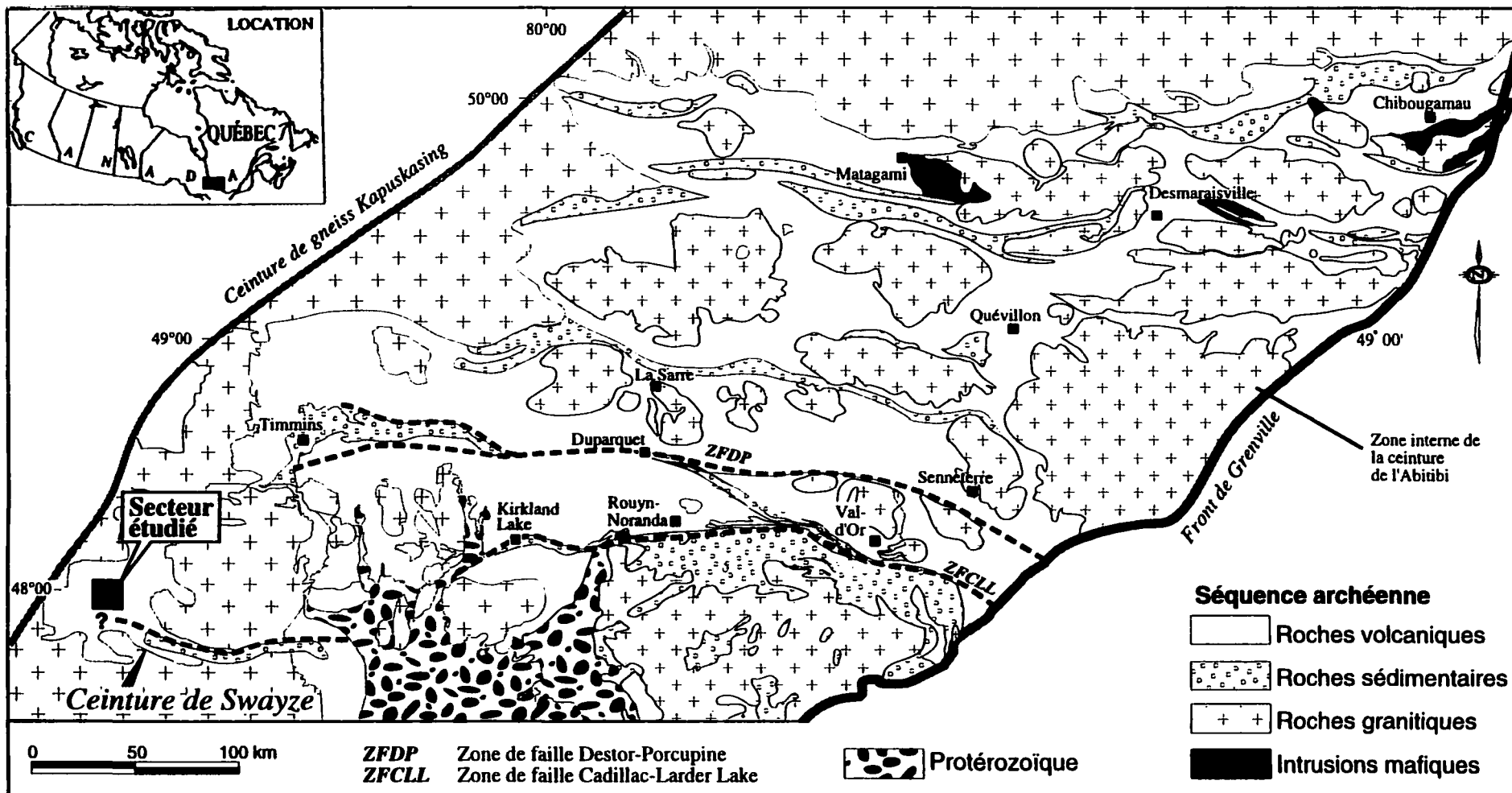


Figure 2 : Carte géologique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Localisation de la ceinture de roches vertes de Swayze et du secteur à l'étude. Localisation de la région de Kirkland Lake, de la région de Timmins, de la région de Val-d'Or et de la région de Duparquet (Modifiée de Mueller et Donaldson, 1992 ; MERQ-OGS, 1983).

mise en place par des failles. Le secteur possède donc une quantité impressionnante et anormale d'intrusions porphyriques de différentes compositions. De plus, le secteur du Lac Ackerman possède une minéralisation aurifère composée de veines de quartz-carbonates associées à de l'or visible et certaines intrusions semblent porteuses d'une concentration plus élevée en or que la normale. Bien que mineure, la minéralisation aurifère présente dans le secteur du Lac Ackerman indique une association spatiale avec des intrusions porphyriques.

À la lumière des caractéristiques présentes dans le secteur du Lac Ackerman, l'hypothèse formulée est que les intrusions porphyriques présentes dans le secteur sont des intrusions post-tectoniques reliées à une faille en décrochement.

1.2 Objectifs

L'objectif principal de ce projet de recherche est d'établir la nature des intrusions porphyriques. Les objectifs spécifiques suivants devront être atteints :

- 1- Caractériser les intrusions porphyriques et les différents faciès de mise en place.**
- 2- Définir les relations entre les intrusions porphyriques et leurs principaux encaissants.**
- 3- Établir les relations entre les intrusions porphyriques et la structure.**
- 4- Caractériser les principales unités lithologiques encaissantes.**
- 5- Proposer un contexte géologique pour les intrusions porphyriques.**

1.3 Méthodologie

Sur le plan de la méthodologie, la caractérisation des intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman et la caractérisation de leurs relations avec les encaissants et la structure sont basées sur : 1) des cartographies à grande et à petite échelles ainsi que des échantillonnages ; 2) une étude pétrographique ; 3) une étude géochimique et 4) une analyse structurale.

1.3.1 Cartographies et échantillonnages

La cartographie du secteur du Lac Ackerman à l'échelle 1 : 5000 a été effectuée avec la mise en évidence des intrusions porphyriques dans le but d'établir la distribution spatiale, à grande échelle, des différentes intrusions porphyriques du secteur. Lors de cette cartographie, des descriptions mégascopiques ainsi qu'une collecte systématique d'échantillons ont été effectuées sur les affleurements montrant des différences au point de vue du type d'intrusions porphyriques. La cartographie à grande échelle et la collecte d'échantillons ont été faites à partir des chemins d'accès du secteur ainsi que des lignes espacées au 250 mètres effectuées pour les relevés géophysiques.

Des cartographies détaillées ont aussi été exécutées à plusieurs niveaux soit : 1) au niveau des contacts entre les intrusions porphyriques et les volcanoclastites et 2) au niveau des volcanoclastites. Les cartographies détaillées des différents contacts entre les volcanoclastites et les intrusions porphyriques

avaient pour but de définir les relations entre les intrusions porphyriques et leurs encaissants ainsi que de déterminer si les sédiments étaient consolidés lors de la mise en place des intrusions porphyriques. La cartographie détaillée des séquences volcanoclastiques a été produite sous la forme d'une colonne stratigraphique représentative de ces séquences.

1.3.2 Étude pétrographique

L'étude pétrographique des différents échantillons collectés a permis une meilleure caractérisation des intrusions porphyriques et des unités lithologiques. Un total de 61 lames minces a été étudié et de ce nombre 39 ont servi à la caractérisation des intrusions porphyriques. L'étude pétrographique des intrusions porphyriques a permis une analyse détaillée de la composition et des textures qui sont utilisées pour différencier plus adéquatement les différents types d'intrusions porphyriques. L'analyse pétrographique a été complétée par un comptage de 400 points, selon la méthode Gazzi-Dickinson (Dickinson et Suczek, 1979) pour donner une meilleure analyse quantitative des phénocristaux de plagioclase, de quartz et de hornblende qui sont les principaux éléments permettant la distinction entre les types d'intrusions porphyriques.

L'étude pétrographique de 14 lames minces provenant des séquences volcanoclastiques et de 8 lames minces provenant de la brèche volcanique a permis une meilleure caractérisation de la composition et des textures de ces

séquences. L'analyse pétrographique a aussi été complétée par un comptage de 400 points, selon la méthode Gazzi-Dickinson (Dickinson et Suczek, 1979). Tous les échantillons ont été colorés par la méthode utilisant la cobaltinitrite de sodium afin d'identifier la présence de feldspath potassique.

1.3.3 Étude géochimique

L'étude géochimique a pour but de documenter la nature du magma, d'établir la suite magmatique et de comparer la composition géochimique des intrusions porphyriques, des unités volcanoclastiques et de la brèche volcanique. Un ensemble de 36 échantillons a été choisi pour l'analyse géochimique : 31 échantillons provenant des différents types d'intrusions porphyriques, 3 échantillons provenant des unités de roches volcanoclastiques et 2 échantillons provenant des fragments de la brèche volcanique. Les 31 échantillons sont considérés représentatifs du système intrusif. L'analyse des oxydes majeurs et de certains éléments traces (Ba, Cu, Ni, V, Zn) a été effectuée par fluorescence-X (XRF) sur des pastilles de verre au Geochemical Laboratories de l'Université McGill de Montréal. L'analyse de certains éléments traces (Ga, Nb, Pb, Rb, Sr, Y, Zr) a été effectuée par fluorescence-X (XRF) sur des pastilles de poudre au Geochemical Laboratories de l'Université McGill de Montréal. La précision est de 0,5% pour les analyses de SiO₂, de 1,0% pour les autres oxydes majeurs et de 5,0% pour les éléments traces. Les analyses des éléments des terres rares (ETR) et de tous les autres éléments ont été effectuées par activation neutronique (AN) au laboratoire

de l'Université du Québec à Chicoutimi, selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). La précision des analyses est de 5% pour le Sc, de 10% pour le As, Hf, La, Sb, Ta, Tb, Yb, de 15% pour le Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Nd et de 20% pour le Lu. Les analyses du standard pour la vérification des précisions sont présentées à l'annexe 4a.

Les analyses ont aussi servi à définir les affinités des différents types d'intrusions porphyriques, à évaluer si certains types sont plus évolués que d'autres et à interpréter l'origine du magma. Des diagrammes binaires de Harker, des spectres des éléments des terres rares, des diagrammes multi-éléments (spidergrammes) et des diagrammes discriminants ont été utilisés.

1.3.4 Analyse structurale

L'analyse structurale a permis une meilleure compréhension des relations entre les intrusions porphyriques et la déformation. L'analyse structurale a été effectuée par la prise systématique de mesures structurales sur les affleurements montrant des litages et des schistosités. Des cartes d'éléments structuraux et des stéréogrammes ont été produits.

1.4 Géologie régionale

La ceinture de roches vertes de Swayze est localisée à l'Ouest de la Sous-province de l'Abitibi dans la partie sud de la Province de Supérieur. Elle mesure environ 60 kilomètres de long par 90 kilomètres de large. La ceinture de roches vertes de Swayze est considérée comme la prolongation occidentale de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Fig. 2) ; (Heather, 1993). Il s'agit d'une ceinture d'âge archéen composée de roches volcaniques mafiques et felsiques ainsi que de granitoïdes s'étant développés entre 2,8 et 2,6 Ga (Jackson et Fyon, 1991).

1.4.1 Unités lithologiques

Selon les travaux effectués par Heather (1993) et Heather et al. (1995a et b), la ceinture de roches vertes de Swayze est subdivisée en plusieurs assemblages de roches supracrustales et intrusives (Fig. 3). Les roches volcaniques mafiques sont largement distribuées à travers la ceinture de Swayze. Elles incluent des basaltes tholéitiques et des basaltes calco-alcalins. Les roches mafiques sont composées de coulées massives à coussinées, de brèches de coussins, de coulées variolaires et amygdalaires, de dykes et de filons-couches. Les roches volcaniques felsiques forment plusieurs assemblages à l'intérieur de la ceinture de Swayze (Fig. 3). Dans la région à l'étude, l'assemblage Swayze-Dore est le principal assemblage de roches volcaniques felsiques (Fig. 3). L'assemblage Swayze-Dore est l'un des plus larges de la ceinture et il est composé de roches

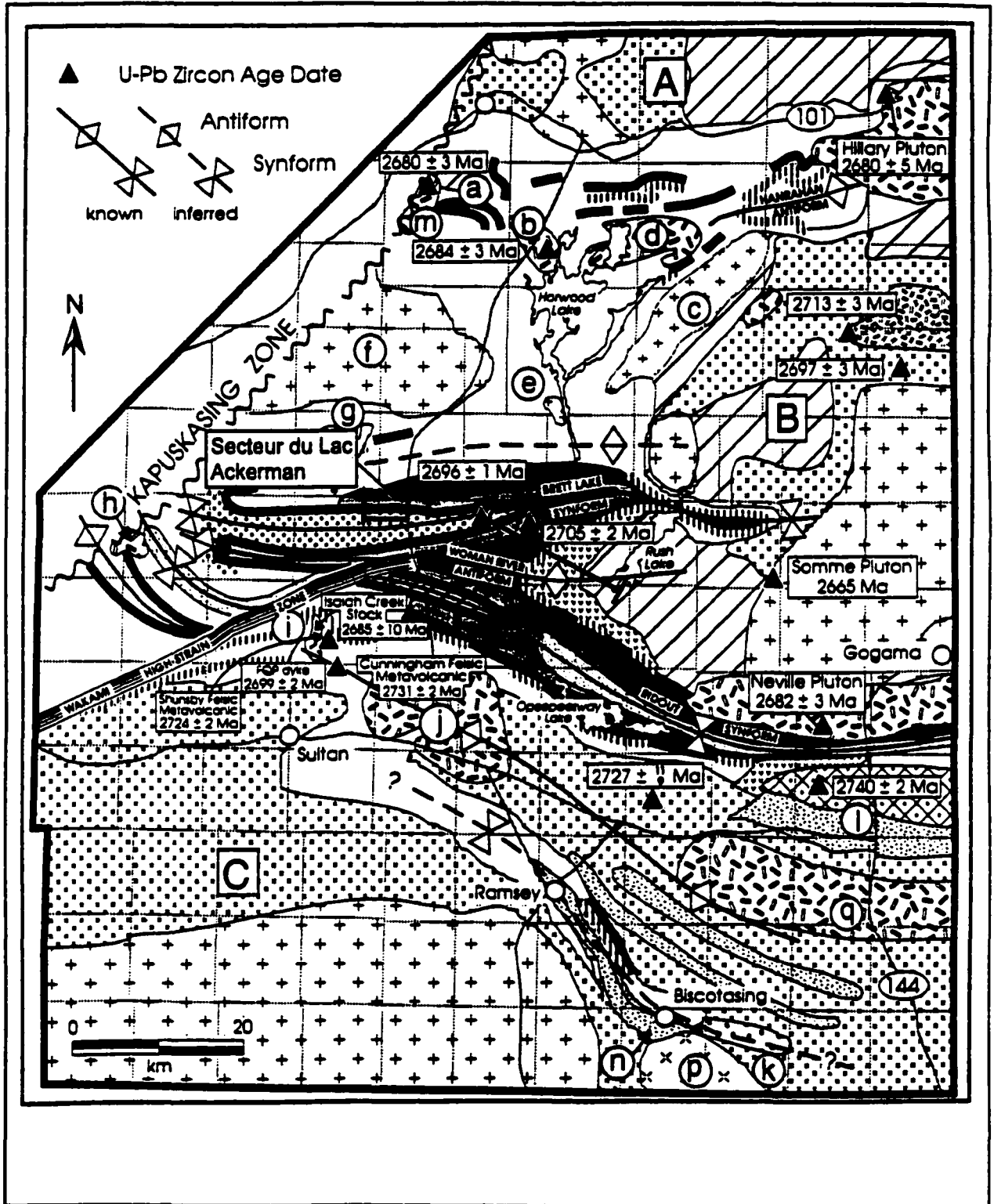


Figure 3 : Carte géologique de la ceinture de roches vertes de Swayze avec localisation du secteur du Lac Ackerman (Modifiée de Heather et al., 1995a)

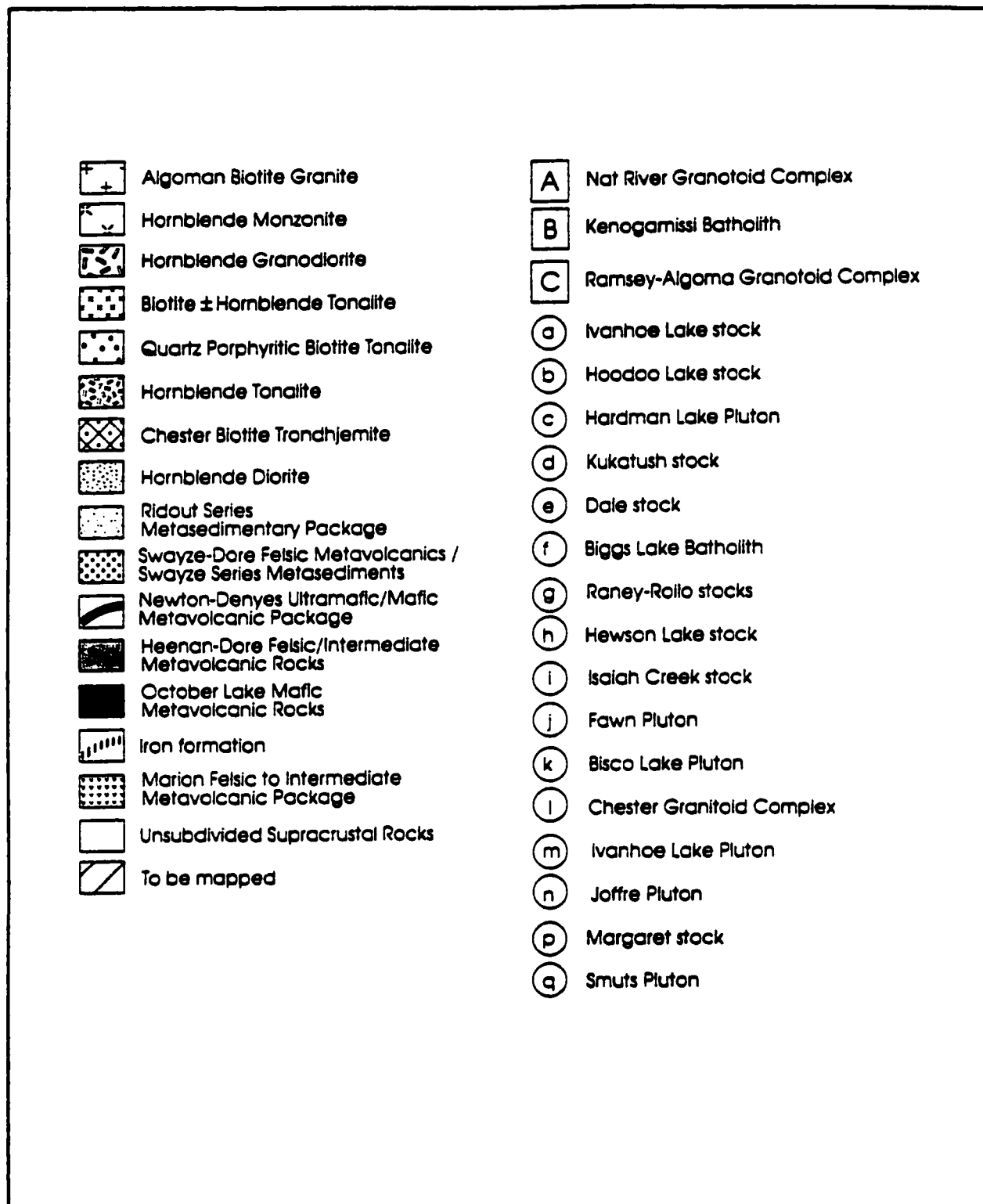


Figure 3 (suite) : Légende de la figure 3 (Modifiée de Heather et al., 1995a)

volcaniques felsiques à intermédiaires intercalées par les roches de l'assemblage sédimentaire de la série de Swayze (Fig. 3). Les roches de composition intermédiaire (i.e. andésite et dacite) sont communes et celles de composition rhyolitique sont moins abondantes. Les coulées porphyriques à phénocristaux de feldspath ± quartz et les roches intrusives sont communes ainsi que les tufs et les brèches volcaniques. Une unité felsique provenant de cet assemblage et interprétée par Cattell et al. (1984) comme étant un tuf à lapilli, a été datée à 2697 ± 3 Ma par U-Pb sur un zircon.

Les roches sédimentaires de la ceinture sont subdivisées en deux types majeurs : 1) des séquences plus vieilles associées et intercalées avec les roches volcaniques et 2) des séquences plus jeunes (i.e. la « série de Ridout ») qui recouvrent en discordance les roches volcaniques et sédimentaires plus vieilles (Fig. 3). Les séquences de roches sédimentaires plus vieilles sont distribuées à travers la ceinture de roches vertes et possèdent une relation spatio-temporelle avec les roches volcaniques. Plusieurs assemblages de roches sédimentaires sont documentés à travers la ceinture. Les principaux assemblages dans le secteur à l'étude sont : 1) la série de Swayze et 2) la série de Ridout (Fig. 3). La série de Swayze (Fig. 3) est intimement intercalée avec les roches volcaniques felsiques de l'assemblage Swayze-Dore. Les sédiments plus jeunes de la série de Ridout (Fig. 3) (Emmons et Thomson, 1929 ; Furse, 1932 ; Jackson et Fyon, 1991) sont interprétés comme étant des équivalents temporels et tectoniques du Groupe de

Timiskaming de la région de Kirkland Lake (Meen, 1944 ; Moorhouse, 1951 ; Jackson et Fyon, 1991 ; Mueller et al., 1994) et de la région de Duparquet (Graham, 1954 ; Mueller et al., 1991 ; Mueller et al., 1996). La série de Ridout est continue sur une distance excédant 150 km et est composée de conglomérats polymictes intercalés de grès, de siltstone et d'argilite provenant d'un milieu subaérien à marin peu profond. Dans le secteur du Lac Ackerman, les travaux antérieurs (Furse, 1932 ; Rickaby, 1935 ; Donovan, 1965 ; Heather, 1993 ; Heather et al., 1995a et b) considèrent les différents assemblages comme une succession de dépôts volcaniques et sédimentaires de composition mafique à felsique évoluant du nord vers le sud.

Les intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman ont été reconnues par Furse (1932) et Rickaby (1935), qui les ont considérées comme des intrusions porphyriques tardives qui recoupaient toutes les autres unités stratigraphiques ainsi que l'empreinte de la déformation. Plus tard, Donovan (1965) les a reconnues comme étant des laves rhyolitiques porphyriques mises en place lors de l'épisode de volcanisme felsique de la région. Heather (1993) et Heather et al. (1995a) ne semblent pas dissocier formellement ce système d'intrusions porphyriques du volcanisme felsique de la région.

1.4.2 Géologie structurale

La région est soumise à une déformation précoce D_1 (Heather et al., 1995a). Cependant, la carte de la ceinture de Swayze (Fig. 3) montre que la partie centrale de la ceinture de Swayze est dominée par de grands plissements synclinaux et anticlinaux F_2 associés à une foliation de plan axial S_2 (Heather et al., 1995a). Les grands plis régionaux comme le synforme de Brett Lake et l'antiforme de Woman River (Fig. 3) font partie intégrante de cette déformation. Ces grands plis ont aussi été reconnus par Furse (1932), Rickaby (1935), Donovan (1965) et Goodwin (1965). Ces grands plis sont d'orientation générale E-W et WSW.

Les grands plis régionaux synformes sont affectés par des zones de déformation intense orientées sud-est caractérisées par un aplatissement et une composante de mouvement dextre (Heather et al., 1995a). Ces zones de déformation majeure sont semblables aux zones de déformation documentées ailleurs à travers la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Heather et al., 1995a).

1.5 État des connaissances sur les intrusions porphyriques associées spatialement aux zones de failles majeures

À l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, les intrusions porphyriques associées aux zones de failles majeures et aux gisements aurifères de type orogénique (Groves et al., 1998) ont rarement fait l'objet d'études précises et détaillées. Ces intrusions sont communes le long des zones de failles majeures.

Cependant, ce sont les zones qui possèdent une forte minéralisation aurifère qui présentent le plus d'informations sur ce type d'intrusion. Les camps miniers aurifères avec une minéralisation de type orogénique comme celui de Timmins, de Kirkland Lake, de Val-d'Or et de Duparquet ont fait l'objet de plusieurs études, ce qui a permis d'élargir notre compréhension de la période archéenne. Ces zones fournissent les descriptions d'intrusions porphyriques les plus complètes et les plus précises. Les intrusions porphyriques provenant des régions de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet sont prises en considération dans ce mémoire car elles sont bien caractérisées. Ce travail présente donc un état des connaissances des intrusions de ces quatre régions avec une emphase sur : 1) leur forme ; 2) leur texture et leur minéralogie ; 3) leur composition géochimique ; 4) leur relation avec la géologie locale ; 5) leur relation avec la structure et 6) leur relation avec la minéralisation. Un sommaire des ces connaissances est présenté à l'annexe 1.

1.5.1 Les intrusions associées aux failles majeures dans la région de Kirkland Lake

Au sein de la région de Kirkland Lake (Figs. 2,4), les intrusions tardi-tectoniques forment deux séries magmatiques différentes (Lévesque, 1994), une série syénitique et une série granitique. À l'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake, les intrusions de la série syénitique et de la série granitique forment des intrusions hypabyssales minces et allongées parallèlement aux marges

du bassin avec des longueurs variant de métriques à kilométriques (5-12 km) (Fig. 4) (Lévesque, 1994). À l'extérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake, les intrusions de la série syénitique et de la série granitique forment de larges intrusions kilométriques arrondies et composites (Fig. 4) (Lévesque, 1994). Les deux séries magmatiques possèdent des textures et des minéralogies différentes. La série syénitique présente des textures variant d'équigranulaires à porphyriques avec une minéralogie composée de feldspaths potassiques dominant sur les plagioclases, et de clinopyroxènes qui sont les minéraux ferro-magnésiens dominants (Lévesque, 1994). La série syénitique ne présente pas de quartz. La série granitique présente des textures porphyriques avec une minéralogie composée de plagioclase dominant sur le feldspath potassique, d'amphibole représentant la phase ferro-magnésienne dominante, de quartz et de moins grandes quantités de biotite, d'apatite et de magnétite (Lévesque, 1994). La composition géochimique de ces intrusions est présentée à l'annexe 2 et est tirée de Kerrich et Watson (1984) et de Lévesque (1994).

Les intrusions de la région de Kirkland Lake sont centrées sur une zone appelée la zone de failles de Kirkland-Larder Lake qui mesure 50 kilomètres de long par 5 kilomètres de large et qui se trouve être une branche de la faille de Cadillac-Larder Lake (Fig. 4) (Cameron, 1993). L'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake est constitué des roches sédimentaires et volcaniques alcalines du Groupe de Timiskaming (Fig. 4). Le Groupe de Timiskaming est

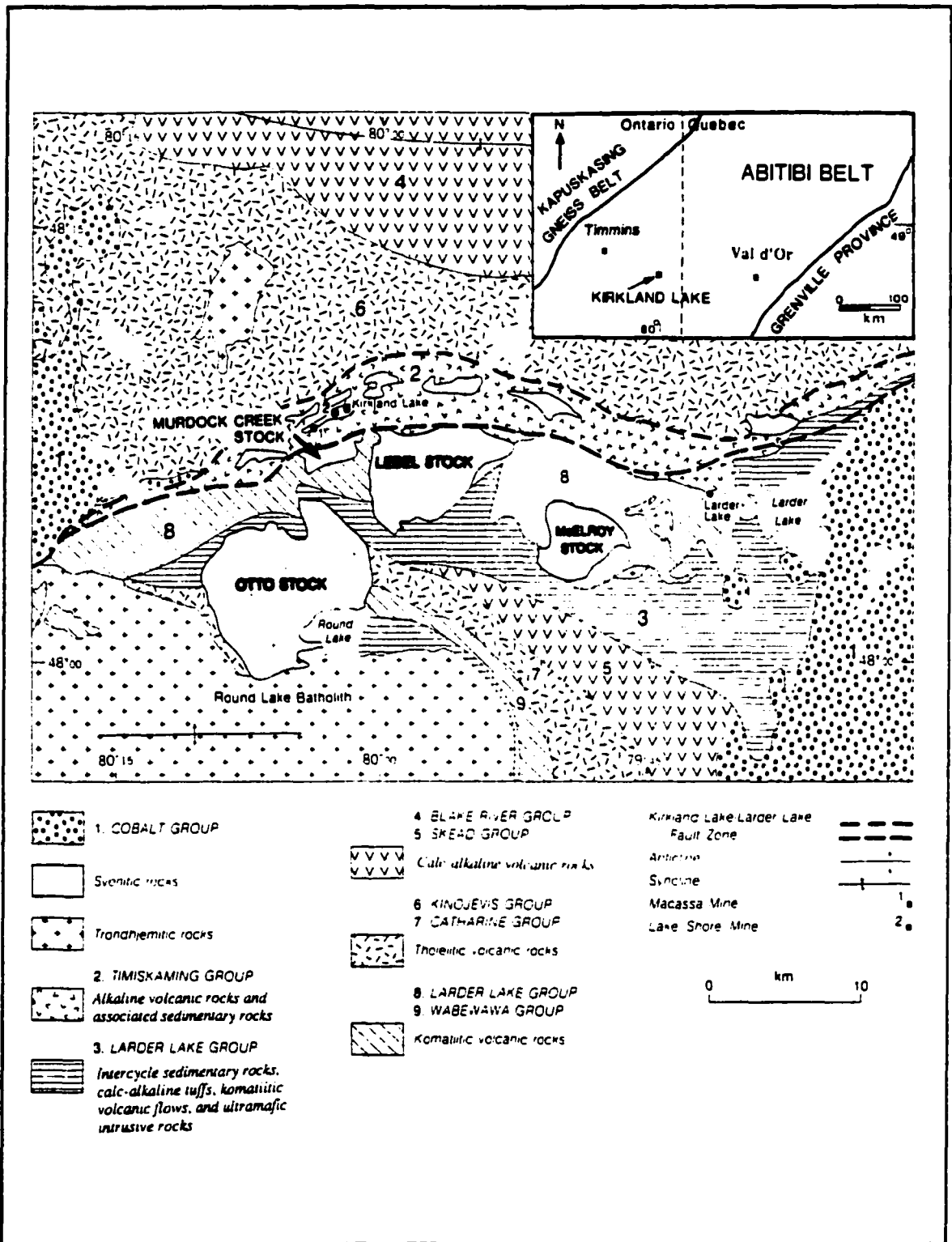


Figure 4 : Carte géologique de la région de Kirkland Lake (Modifiée de Rowins et al., 1993 ; Modifiée de Jensen, 1978)

composé de sédiments de nature fluviale à marin peu profond et localement de roches volcaniques alcalines associées à des petits bassins d'extension qui ont évolué à partir de 2686 Ma et qui ont été plus actifs entre 2680 et 2677 Ma (Mueller et Donaldson, 1992). Le Groupe de Timiskaming représente le cycle sédimentaire 4 de Mueller et Donaldson (1992). Au nord de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake se retrouve le Groupe de Kinojévis composé en majorité de basaltes tholéitiques et de diorites ainsi que le Groupe de Blake River composé en majorité de roches volcaniques calco-alcalines datées à 2701 ± 2 Ma (Fig. 4) (Rowins et al., 1993 ; Corfu et al., 1989). Au sud de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake se trouve le Groupe de Larder Lake composé de komatiites, de roches intrusives ultramafiques, de tufs calco-alcalins et de sédiments intercycles datés à 2705 ± 3 Ma (Fig. 4) (Rowins et al., 1993 ; Corfu et al., 1989).

La déformation régionale est datée dans cette région entre 2700 et 2685 Ma et elle affecte les roches vertes du Groupe de Larder Lake, du Groupe de Kinojévis et du Groupe de Blake River (Cameron, 1993). Après la déformation régionale, il se produit une phase tardive de déformation en cisaillement provoquée par le mouvement en décrochement de la faille majeure de Cadillac-Larder Lake. Cette déformation en décrochement se présente en deux phases de mouvement le long de la faille, une phase en transtension datée entre 2685 et 2674 Ma et une phase en transpression datée entre 2675 et 2599 Ma (Cameron, 1993). Lors de la déformation en transtension, il y a mise en place du Groupe de Timiskaming et des

intrusions tardi-tectoniques. Les intrusions de la série syénitique et de la série granitique n'ont pas subi la déformation régionale, mais ont subi la déformation produite par le décrochement.

La minéralisation aurifère se produit durant la phase en transpression et les intrusions syénitiques et granitiques sont généralement hôtes de la minéralisation aurifère. Les datations directes de la minéralisation aurifère obtenues sur des minéraux (muscovite, rutile, scheelite) provenant des veines aurifères indiquent un événement plus jeune d'au moins 50 Ma par rapport à la plus jeune intrusion (Bell et al., 1989). Il n'y a cependant pas de consensus sur le fait que ces dates représentent formellement le temps de l'introduction de l'or dans le système (Cameron, 1993). La minéralisation aurifère consiste en des veines de quartz-carbonates-sulfures qui se présentent sous la forme de veines uniques et continues, de stockwecks ou de veines bréchiques (Thompson et al., 1950). La minéralisation aurifère est distribuée le long de la faille majeure de Cadillac-Larder Lake et de ses failles associées sur une longueur de 5 km et une profondeur de 2 km. De grandes zones de forte altération en carbonates de fer à l'intérieur des roches syénitiques et sédimentaires sont associées aux dépôts même si elles ne sont pas nécessairement associées à la minéralisation (Thompson et al., 1950). Selon des études isotopiques de soufre, Cameron et Hattori (1987) proposent une origine magmatique-hydrothermale pour les fluides minéralisateurs et une relation génétique entre la minéralisation aurifère et le plutonisme syénitique. Au contraire,

selon des études isotopiques d'oxygène et la nature riche en CO₂ des fluides minéralisateurs, Kerrich et Watson (1984) suggèrent que les fluides minéralisateurs ont une origine métamorphique et sont formés durant une période tardive de déformation ductile qui se produit dans la région de Kirkland Lake.

1.5.2 Les intrusions associées aux failles majeures dans la région de Timmins

À l'intérieur de la région de Timmins (Figs. 2,5), les intrusions tardi-tectoniques principalement associées à une minéralisation aurifère sont les intrusions retrouvées dans le secteur des mines Hollinger-McIntyre et celles du secteur de la mine Dome (Fig. 5). Ces intrusions sont généralement des complexes intrusifs formés par des séries d'intrusions lenticulaires qui augmentent en volume et se rejoignent en profondeur (Burrows et Spooner, 1986 ; Burrows et al., 1993). Dans le secteur des mines Hollinger-McIntyre, l'intrusion la plus vaste est le Pearl Lake Porphyry qui mesure 1680 m de long par 460 m de large (Fig. 5) (Burrows et Spooner, 1986). Dans le secteur de la mine Dome, le Preston Porphyry mesure 770 m de long par 300 m de large et le Paymaster Porphyry mesure 850 m de long par 180 m de large (Fig. 5) (McAuley, 1983).

Les intrusions du secteur des mines Hollinger-McIntyre présentent une texture porphyrique (Crowded porphyry) et sont composées de phénocristaux de plagioclase, de phénocristaux de quartz, de reliques de hornblende, d'une

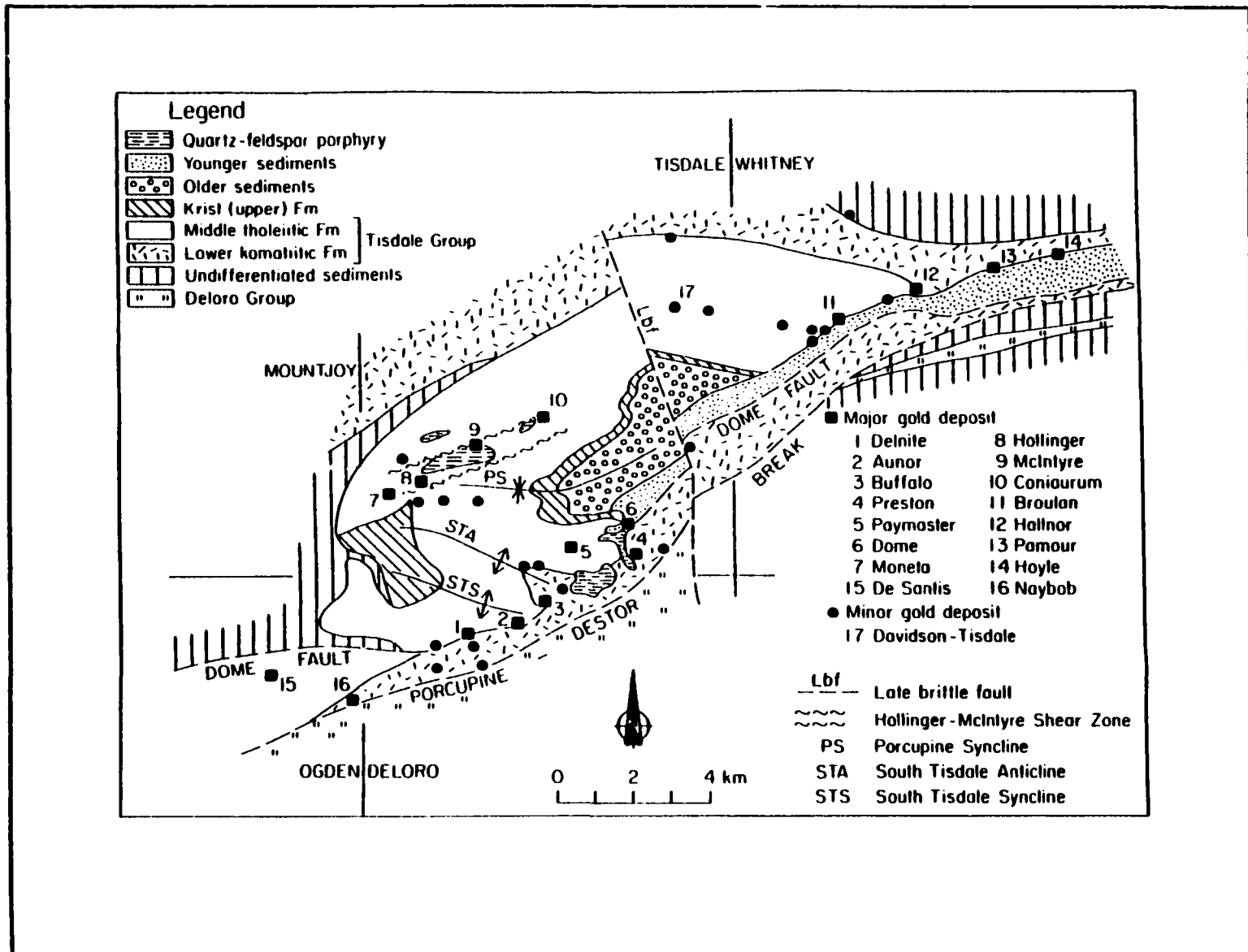


Figure 5 : Carte géologique de la région de Timmins (Modifiée de Burrows et al., 1993 ; Modifiée de Ferguson et al., 1968)

mésostase de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique avec de moins grandes quantités de biotite, d'apatite, de sphène et de rutile (Burrows et Spooner, 1986 ; Burrows et Spooner, 1989). La composition géochimique de ces intrusions est présentée à l'annexe 2 et est tirée de Burrows et Spooner (1986) et de Burrows et Spooner (1989).

Les intrusions du secteur de la mine Dome présentent une texture porphyrique et sont composées de phénocristaux de plagioclase, de phénocristaux de quartz, de reliques de hornblende ou de biotite, d'une mésostase quartzo-feldspathique avec de moins grandes quantités d'apatite, d'ilménite, de tourmaline et de rutile (McAuley, 1983 ; Moritz et Crocket, 1991 ; Kerrich et Fryer, 1979). La composition géochimique de ces intrusions est présentée à l'annexe 2 et est tirée de Fryer et al. (1979), de Kerrich et Fryer (1979) et de McAuley (1983).

Dans la région de Timmins, le Groupe de Deloro représente les plus vieilles unités du secteur et il est composé de roches volcaniques calco-alkalines et de formations de fer datées à 2725 ± 2 Ma (Fig. 5) (McAuley, 1983 ; Burrows et Spooner, 1986 ; Corfu et al., 1989). Le Groupe de Tisdale est le groupe principal de la région de Timmins et est composé de roches volcaniques ultramafiques à la base surmontées de basaltes tholéitiques datés à $2703 \pm 1,5$ Ma (Fig. 5) (McAuley, 1983 ; Burrows et Spooner, 1986 ; Corfu et al., 1989). La Formation de Kirst qui forme la partie sommitale du Groupe de Tisdale est composée de roches

volcanoclastiques dacitiques datées à 2698 ± 4 Ma et représente l'unité volcanique la plus jeune de la région (Fig. 5) (McAuley, 1983 ; Burrows et Spooner, 1986 ; Corfu et al., 1989). Le Groupe de Porcupine est composé de sédiments clastiques, de grauwackes et de conglomérats d'eau profonde représentés par des turbidites caractéristiques des dépôts de flysh (Fig. 5) (Mueller et Donaldson, 1992). Le Groupe de Porcupine représente le cycle sédimentaire 3 de Mueller et Donaldson (1992). Le cycle sédimentaire 3 a évolué entre 2700 Ma et 2687 Ma et possède des relations spatio-temporelles avec les roches volcaniques adjacentes de même qu'une proximité reconnue avec les failles majeures (Mueller et Donaldson, 1992). Le Groupe de Timiskaming est présent dans la région et est déposé en discordance sur les roches vertes (Fig.5).

La déformation régionale dans cette région est datée entre 2700 et 2690 Ma et elle affecte les roches vertes du Groupe de Deloro, du Groupe de Tisdale et du Groupe de Porcupine (Burrows et Spooner, 1989). Durant la déformation régionale, il y a formation du synclinal de Porcupine (Fig. 5). Une déformation tardive en cisaillement correspond au mouvement en décrochement de la faille majeure de Destor-Porcupine (Burrows et Spooner, 1986 ; Burrows et Spooner, 1989). La faille de Hollinger et la faille de Dome sont des failles secondaires associées à la faille de Destor-Porcupine qui ont aussi joué tardivement en décrochement. Les intrusions porphyriques de la région de Timmins sont datées entre 2690 ± 2 et 2688 ± 2 Ma (Corfu et al., 1989) et n'ont pas subi la déformation

régionale. Cependant, les intrusions porphyriques ont subi les derniers stades du cisaillement régional en décrochement où ils ont formé des zones de dilatation intense.

La minéralisation à la mine Dome est spatialement associée à une discordance angulaire à la base du Groupe de Timiskaming datée à $< 2679 \pm 2$ Ma (Corfu, 1993). Les intrusions porphyriques datées à 2690 ± 2 Ma sont tronquées par la discordance. Les veines minéralisées recoupent les dykes d'albitite datés à 2673 Ma (Marmont et Corfu, 1989). La minéralisation est donc plus jeune que 2673 Ma. La minéralisation de type veine est formée de veines laminées dont certaines sont des veines à ankérite concordantes le long des unités sédimentaires, des veines de quartz-tourmaline ou quartz-fuchsite discordantes, des veines d'extension ou des stockwerks. La minéralisation de type sulfures disséminés consiste en des zones avec 2-10% de pyrite ou pyrrhotite qui se présentent avec ou sans les veines d'extension ou les stockwerks (Rogers, 1982 ; Proudlove et al., 1989). Les veines laminées sont restreintes aux roches volcaniques tandis que les veines d'extension, les stockwerks et la minéralisation de sulfures disséminés se retrouvent dans tous les types de roches y compris les intrusions porphyriques et les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming (Robert et Poulsen, 1997). La minéralisation est entourée d'un halo d'altération en carbonates-séricite. À la mine Dome, la minéralisation aurifère est reconnue

comme s'étant mise en place durant et après le dépôt du Groupe de Timiskaming (Robert et Poulsen, 1997).

Aux mines Hollinger-McIntyre, la minéralisation est spatialement associée aux intrusions porphyriques. Une minéralisation primaire disséminée ou en stockwerk de Cu-Mo \pm Au de type porphyre est recoupée par des dykes d'albite datés à 2673 \pm 6/-2 Ma (Marmont et Corfu, 1989 ; Mason et Melnik, 1986). La minéralisation aurifère principale est composée de veines en extension de quartz-ankérite qui définissent une zone d'extension à l'ouest du Pearl Lake Porphyry (Mason et Melnik, 1986). La minéralisation aurifère est centralisée sur une zone régionale d'altération en carbonates. La minéralisation recoupe les dykes d'albite ce qui indique qu'elle est postérieure à 2673 Ma et significativement plus jeune que les intrusions porphyriques. Ceci montre que la minéralisation et les intrusions porphyriques ne sont pas génétiquement reliées. La minéralisation recoupe aussi les sédiments du Groupe de Timiskaming. La minéralisation s'est mise en place dans les derniers stades du développement des zones de cisaillement en décrochement (Wood et al., 1986).

1.5.3 Les intrusions associées aux failles majeures dans la région de Val-d'Or

La région de Val-d'Or (Figs. 2,6) possède deux types d'intrusions tardi-tectoniques. Le premier type comprend des dykes porphyriques d'une dizaine de

mètres d'épaisseur qui peuvent être continus sur 1000 à 1500 m (Fig. 6) (Daigneault et al., 1983). Le deuxième type, plus précoce, comprend plusieurs petites cheminées ou stocks arrondis, d'un diamètre moyen de 150 m, principalement reliés à la minéralisation aurifère à la mine Lamaque (Daigneault et al., 1983 ; Burrows et Spooner, 1989). Les dykes porphyriques à la mine Lamaque sont composés de phénocristaux de plagioclase (PF), de phénocristaux de quartz (PQF) et d'une mésostase quartzo-feldspathique (Daigneault et al., 1983 ; Burrows et Spooner, 1989). Les cheminées à la mine Lamaque présentent une texture grenue, équigranulaire ou porphyrique et sont composées de plagioclase, de biotite, de quartz, d'amphibole, d'orthopyroxène, d'apatite et de titanite (Daigneault et al., 1983 ; Burrows et Spooner, 1989). La composition géochimique de ces intrusions est présentée à l'annexe 2 et est tirée de Daigneault et al. (1983) et de Burrows et Spooner (1989).

Dans la région de Val-d'Or, le Groupe de Malartic Inférieur est composé de laves ultramafiques et mafiques (Fig. 6). Il est surmonté par le Groupe de Malartic Supérieur représentant le dernier événement volcanique de la région qui est composé de laves et de tufs composés de basalte d'affinité calco-alkaline, de dacite et de rhyodacite datés d'environ 2704 ± 1 Ma (Fig. 6) (Daigneault et al., 1983 ; Wong et al., 1991 ; Couture et al., 1994). Le pluton de Bourlamaque, qui est une diorite à quartz d'affinité calco-alkaline datée à 2700 Ma, est la plus grande intrusion syn-volcanique de la région (Fig. 6) (Wong et al., 1991). Le Groupe de

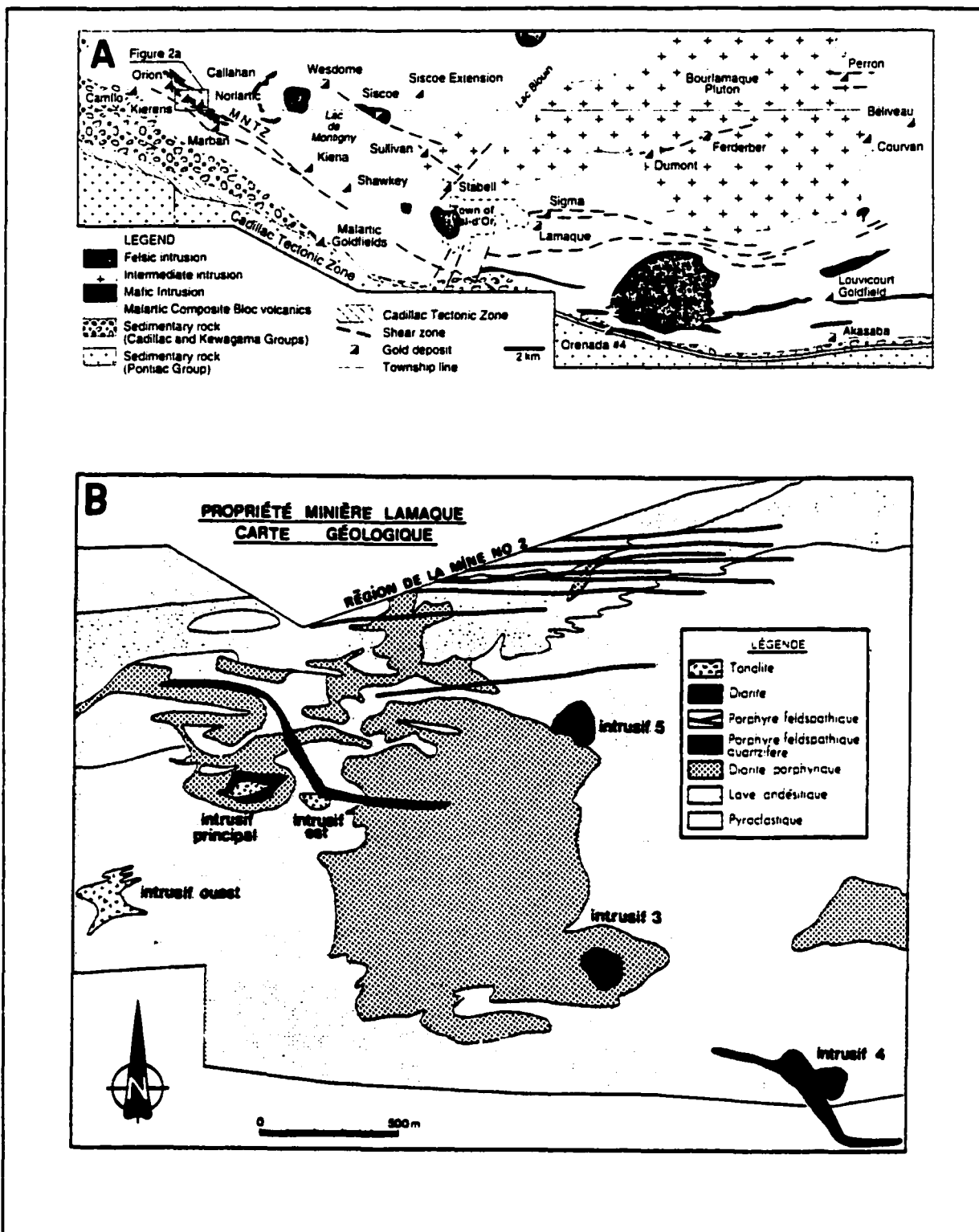


Figure 6 : Carte géologique de la région de Val-d'Or (A : Modifiée de Couture et al., 1994 ; B : Modifiée de Daigneault et al., 1983)

Cadillac est composé de grauwackes et de conglomérats d'eau profonde représentés par des turbidites (Mueller et Donaldson, 1992).

La déformation dans cette région montre une phase de déformation D_1 précoce relative à un plissement Nord-Ouest. Cette dernière est faiblement imprimée et est reprise par la déformation régionale principale D_2 datée entre 2700 et 2694 Ma (Couture et al., 1994). La déformation régionale principale affecte les roches vertes du Groupe de Malartic, du Groupe de Cadillac, le Pluton de Bourlamaque ainsi que la diorite porphyrique présente à la mine Lamaque et datée à 2704 ± 4 Ma (Fig. 6) (Wong et al., 1991). Une déformation tardive en cisaillement associée au mouvement en décrochement de la faille majeure de Cadillac-Larder Lake vient par la suite affecter les différentes lithologies (Couture et al., 1994 ; Robert et Poulsen, 1997). Les dykes porphyriques datés à 2694 ± 2 Ma (Wong et al., 1991) de même que les cheminées datées à 2685 ± 3 et 2682 ± 2 Ma (Jemielita et al., 1990) n'ont pas subi la déformation régionale mais ont subi la déformation en cisaillement. Les cheminées n'ont presque pas subi de déformation.

La minéralisation aux mines Lamaque-Sigma est formée de veines laminées situées à l'intérieur de zones de cisaillement qui sont localement accompagnées par des brèches « Jigsaw-puzzle » et des veines sub-horizontales en extension s'étendant latéralement loin des zones de cisaillement principalement à l'intérieur

des roches intrusives compétentes (Robert et Brown, 1986a). Les veines de quartz-tourmaline et leurs structures hôtes recourent tous les types d'intrusions présentes et l'altération associée, en bordure des veines, remplace les minéraux métamorphiques. Ces deux observations confirment une origine tardive et postérieure à la culmination du métamorphisme pour la mise en place de la minéralisation aurifère (Robert et Poulsen, 1997). La cohérence de la géométrie des veines et des structures avec le mouvement de zones de cisaillement indique qu'elles se sont mises en place tardivement dans les zones actives de cisaillement (Robert, 1990). La mise en place de ces veines est plus jeune que la mise en place des cheminées datées à 2685 ± 3 Ma (Jemielita et al., 1990).

1.5.4 Les intrusions associées aux failles majeures dans la région de Duparquet

À l'intérieur de la région de Duparquet (Figs. 2,7), les intrusions tardi-tectoniques sont des intrusions minces et allongées parallèlement aux marges du bassin avec des longueurs généralement kilométriques (2-5 km) pouvant aussi être de dimensions métriques (Fig. 7) (Graham, 1954 ; Mueller et al., 1996). Les intrusions porphyriques présentent une texture porphyrique et sont composées de phénocristaux de plagioclase, de phénocristaux de quartz, d'une mésostase quartzo-felspathique et de moins grandes quantités d'apatite, de hornblende, de perthite, de titanite et de zircon (Graham, 1954 ; Mueller et al., 1996). Certaines intrusions syénitiques possèdent des phénocristaux d'orthose. La composition

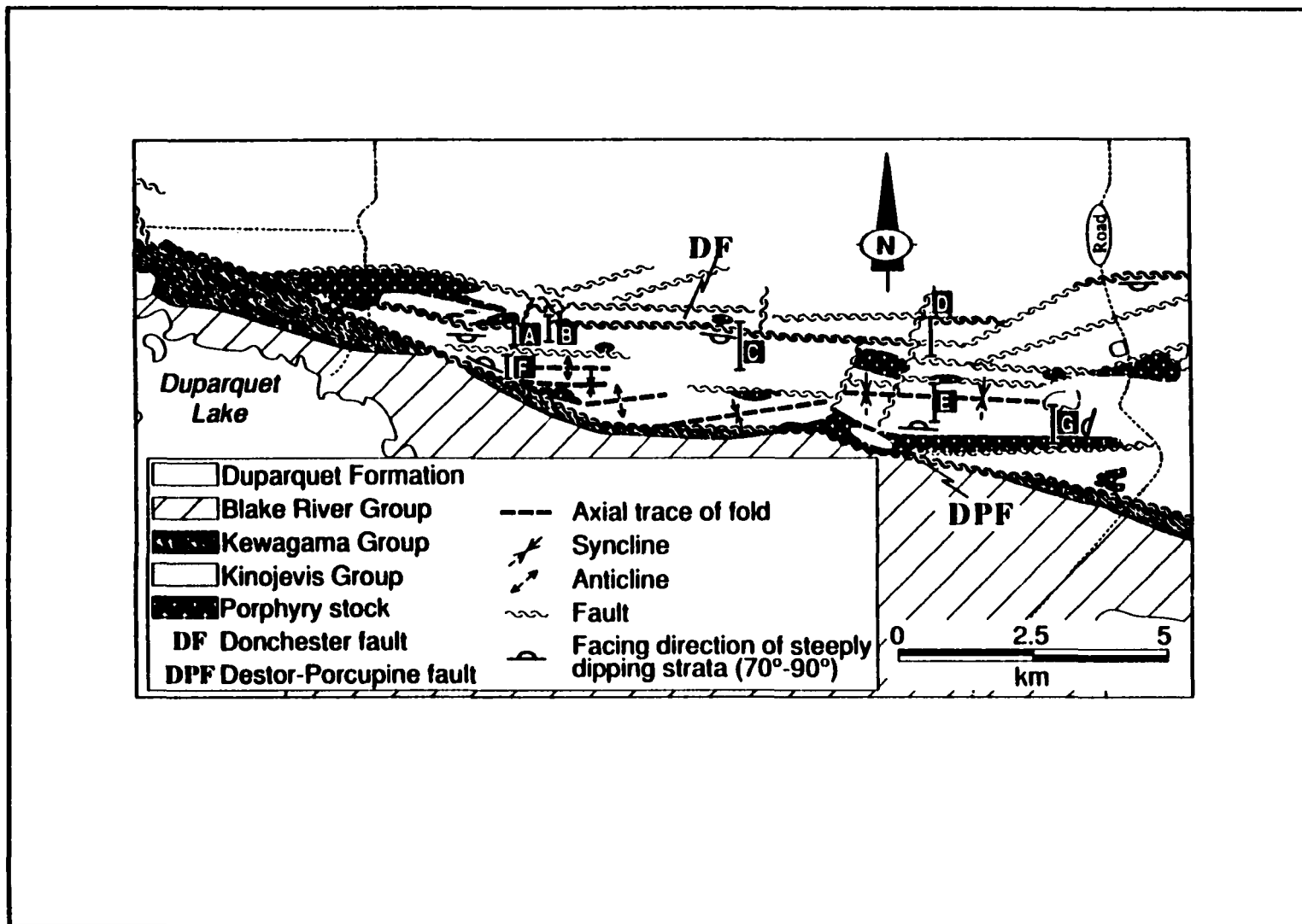


Figure 7 : Carte géologique de la région de Duparquet (Modifiée de Mueller et al., 1991)

géochimique de ces intrusions est présentée à l'annexe 2 et provient d'analyses effectuées sur la série syénitique par M. Jean Goutier du ministère des ressources naturelles du Québec (données non-publiées).

Dans la région de Duparquet, les intrusions sont centrées dans une zone appelée le bassin de Duparquet qui mesure 25 kilomètres de long par 4 kilomètres de large (Fig. 7). L'intérieur du bassin de Duparquet est constitué des roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming (Fig. 7) (Mueller et Donaldson, 1992). Le nord du bassin de Duparquet est formé par le Groupe de Kinojévis composé de basaltes tholéitiques datés à 2700 Ma (Fig. 7) (Mueller et al., 1991). Le sud du bassin de Duparquet est formé par le Groupe de Blake River composé de roches volcaniques calco-alkalines datées à 2701 ± 2 Ma (Corfu et al., 1989 ; Mueller et al., 1991) et le Groupe de Kewagama composé d'un assemblage sédimentaire de type flysch daté entre 2700 et 2687 Ma (Fig. 7) (cycle sédimentaire 3) (Mueller et Donaldson, 1992).

La déformation dans cette région présente une phase précoce D_1 . La déformation régionale principale D_2 est cependant plus forte et est mieux imprimée dans les roches. La déformation régionale est datée entre 2697 et 2690 Ma et affecte les roches vertes du Groupe de Kinojévis, du Groupe de Blake River et du Groupe de Kewagama (Mueller et al., 1996). Après la déformation régionale, une phase de déformation en cisaillement provoquée par le mouvement en

décrochement de la faille majeure de Destor-Porcupine se produit et est datée entre 2689 et 2680 Ma. Cette déformation produit un petit bassin de transtension (bassin de Duparquet) où sont déposés les sédiments du Groupe de Timiskaming (Mueller et al., 1991 ; Mueller et al., 1996). Cette déformation tardive en cisaillement affecte les roches vertes et le Groupe de Timiskaming. Les intrusions porphyriques datées entre $2689 \pm 3,2/-2,9$ et $2681,6 \pm 1$ Ma (Mueller et al., 1996) n'ont pas subi la déformation régionale mais ont subi la déformation associée au décrochement.

Dans la région de Duparquet, très peu de documentation récente est disponible en ce qui concerne la minéralisation aurifère. Il est cependant connu que la minéralisation aurifère est située le long de zones de cisaillement à l'intérieur des intrusions porphyriques ou à proximité (Graham, 1954). Ceci démontre que la minéralisation aurifère est postérieure à la mise en place des intrusions porphyriques datées à $2689 \pm 3,2/-2,9$ Ma et $2681,6 \pm 1,0$ Ma (Mueller et al., 1996). La minéralisation aurifère présente à l'intérieur et à proximité des intrusions porphyriques implique une relation spatiale entre les deux, mais pas nécessairement une relation génétique comme le mentionne Graham (1954).

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Ce chapitre présente la géologie locale du secteur du Lac Ackerman (SLA). Les unités lithologiques qui sont les principaux encaissants des intrusions porphyriques sont décrites et caractérisées. Les intrusions porphyriques sont abordées dans ce chapitre mais seront décrites et caractérisées plus spécifiquement au chapitre 3. Ce chapitre présente aussi la géologie structurale du SLA et la minéralisation.

2.1 Géologie Locale

Le SLA (Figs. 3,8) mesure environ 5 kilomètres de long sur 3 kilomètres de large. Il est situé à l'intérieur d'assemblages de roches volcano-sédimentaires de composition variant de mafique à felsique métamorphisées au faciès des schistes verts. Les contacts entre les unités mafiques et les unités felsiques n'ont pu être observés. La direction des couches est généralement orientée à WNW (280°). Les sommets sont dirigés vers le sud et sont interprétés à partir : 1) des granoclassements dans les lits grossiers des assemblages volcano-sédimentaires, 2) des flammes, 3) des laminations entrecroisées et 4) des contacts érosifs. Les

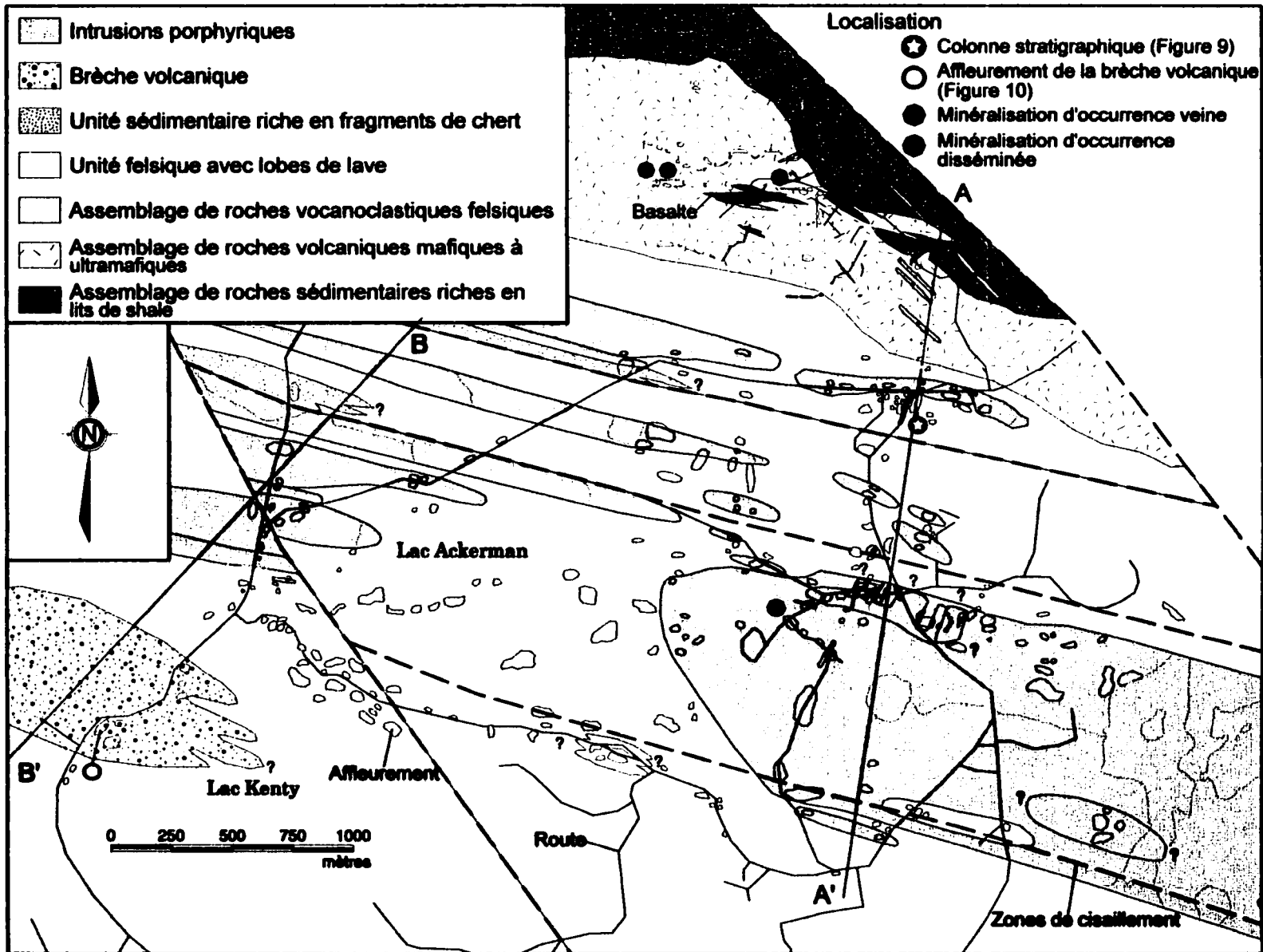


Figure 8 : Carte lithologique du secteur du Lac Ackerman

unités volcano-sédimentaires felsiques représentent les meilleures unités du secteur pour établir les sommets.

Le SLA peut être séparé en trois assemblages stratigraphiques (Fig. 8) : 1) un assemblage de roches sédimentaires riches en lits de shale ; 2) un assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et 3) un assemblage de roches volcano-sédimentaires volcanoclastiques felsiques. L'assemblage de roches sédimentaires riches en lits de shale est situé au nord du SLA et a été très peu étudié étant donné sa faible étendue, la faible quantité et la médiocrité des affleurements ainsi que son faible contenu en intrusions porphyriques (Fig. 8). L'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques est aussi situé dans la portion nord du SLA (Fig. 8). Cet assemblage est composé en majorité de gabbro fin (<2 mm) dans lequel des enclaves de basalte coussiné et des brèches de coussin sont présentes de même que des roches volcanoclastiques mafiques. L'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée.

L'étude des unités lithologiques porte en majorité sur : 1) l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques qui couvre environ 80% du secteur étudié (Fig. 8) et 2) les intrusions porphyriques.

2.2 Unités lithologiques

2.2.1 Volcanoclastites felsiques

L'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques est en majorité formé de tufs fins et grossiers, de tuf à lapilli et de tuf à blocs. La grande majorité des affleurements situés au sud de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques sont composés de tuf à lapilli et à blocs qui ne présentent aucune structure sauf, localement, quelques lobes de lave (Fig. 8). Les tufs à lapilli et à blocs massifs sont composés de fragments lithiques anguleux à sub-arrondis d'une granulométrie variant entre 2 et 30 centimètres. L'étude en lames minces montre que les tufs à lapilli et à blocs sont riches en fragments de cristaux de plagioclase et de quartz. Plusieurs fragments lithiques sont observés et sont exclusivement de source volcanique. Les fragments sont généralement aphanitiques à porphyriques et montrent une mésostase complètement dévitrifiée avec des textures micropoïkilitiques, sphérulitiques, et d'orbés. Les fragments porphyriques sont de deux types, soit qu'ils présentent des phénocristaux de plagioclase, soit qu'ils présentent des phénocristaux de plagioclase et de quartz. La matrice est largement composée de fragments de cristaux de plagioclase et de quartz.

Les tufs fins à grossiers présentent une panoplie de structures différentes. Les tufs fins à grossiers sont majoritairement lités et sont concentrés dans la partie nord de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Les lits, dans les tufs fins à grossiers, varient de quelques millimètres à quelques mètres. La colonne

stratigraphique (Fig. 9) est représentative des structures et des séquences présentes à l'intérieur de ces unités. Les structures importantes à noter sont les granoclassements normaux et localement inverses (Fig. 9), les lits massifs (Planche 1a,b), les lits à lamines parallèles (Planche 1a,b,c), les lits à lamines entrecroisées (Planches 1c,2c), les contacts francs (Planche 1a,b,c), les contacts érosifs (Planches 2c,3a), les lits massifs d'argile (Planche 3a) ou à lamines parallèles (Planche 3c), les flammes (Planche 2a,b) ainsi que les arrachés (Planche 3a,b).

La colonne stratigraphique (Fig. 9) montre des divisions communes aux divisions présentes à l'intérieur de la séquence de Bouma (Bouma, 1962) qui est typique des dépôts formés par des coulées turbiditiques. La succession des divisions de la séquence de Bouma (T_{a-e}) est une caractéristique classique des turbidites de basse densité. Les deux principaux mécanismes de dépôt à l'intérieur d'une coulée turbiditique sont la traction et la suspension (Lowe, 1982). La division T_a est formée par un mécanisme de dépôt en suspension produit par un régime de plus haute densité. Les turbidites de haute densité sont contrôlées par un mécanisme de sédimentation en suspension qui forme la division T_a de la séquence et qui est ensuite surmontée par les divisions T_{b-e} qui représentent les dépôts de la coulée turbiditique résiduelle de basse densité (Lowe, 1982). La division T_a devient donc la base des turbidites normales. Les divisions de type T_b et T_c sont typiques pour indiquer le début de la sédimentation par traction dans les

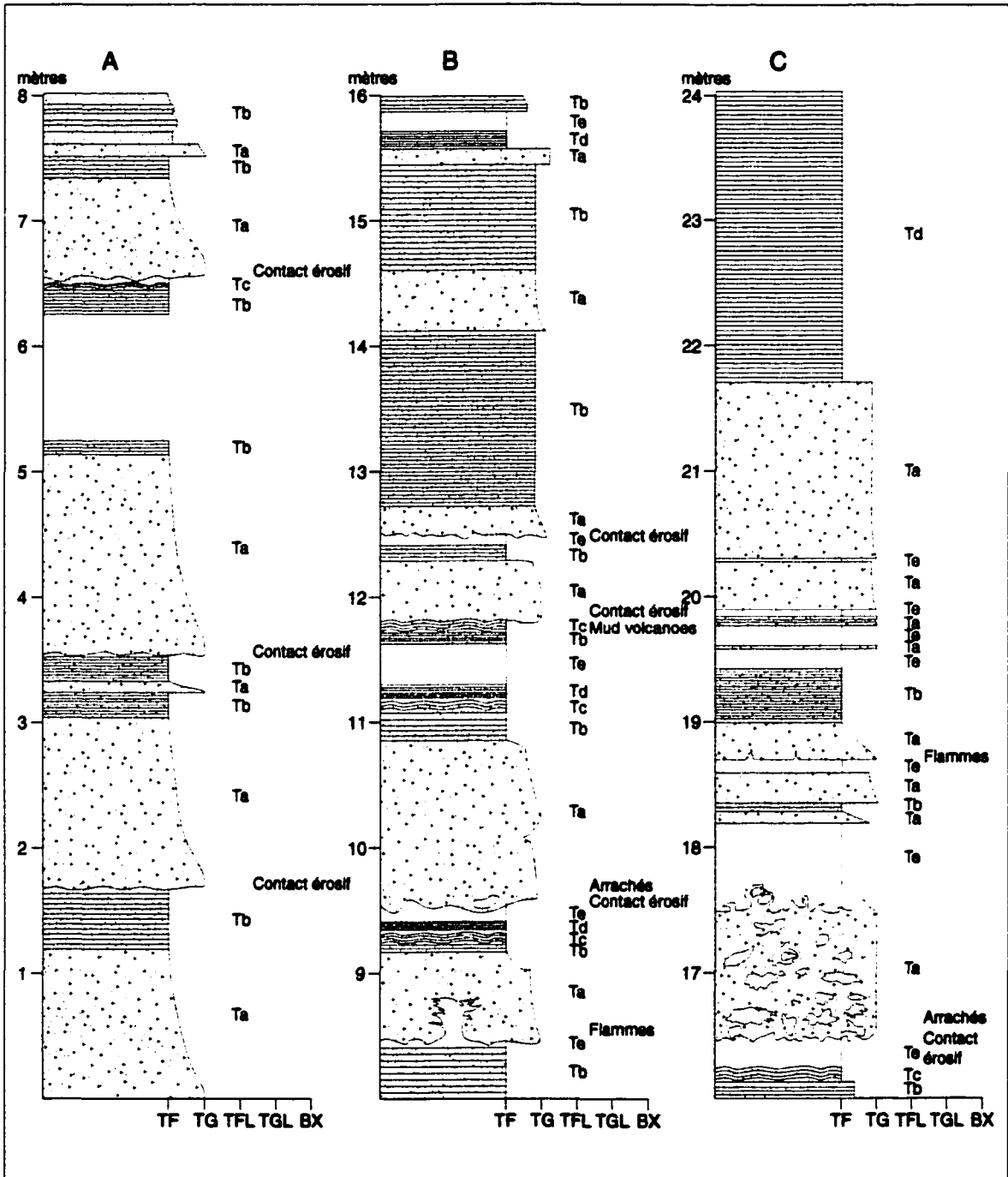


Figure 9 : Colonne stratigraphique représentative des séquences de tufs turbiditiques. Les colonnes A-B-C représentent une même colonne continue. Localisation à la Figure 8. TF(tuf fin), TG(tuf grossier), TFL(tuf fin et à lapilli), TGL(tuf grossier et à lapilli), BX(Tuf à blocs). Ta-e : divisions de la séquence de Bouma.

Caractéristiques de terrain et pétrographiques des tufs turbiditiques

Planche 1A : Tufs turbiditiques grossiers montrant une succession de divisions de Bouma de type T_a et T_b . Le crayon mesure 13 cm.

Planche 1B : Tufs turbiditiques grossiers montrant une division de type T_b avec lamines parallèles surmontée par une division massive de type T_a . Le crayon mesure 13 cm.

Planche 1C : Tufs turbiditiques grossiers montrant une succession de divisions de Bouma T_a - T_b - T_c - T_a . Le crayon mesure 13 cm.

Planche 1D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant la composition des tufs grossiers. À noter les fragments de cristaux de quartz (Q), les fragments de cristaux de plagioclase (P) et les fragments lithiques (L).

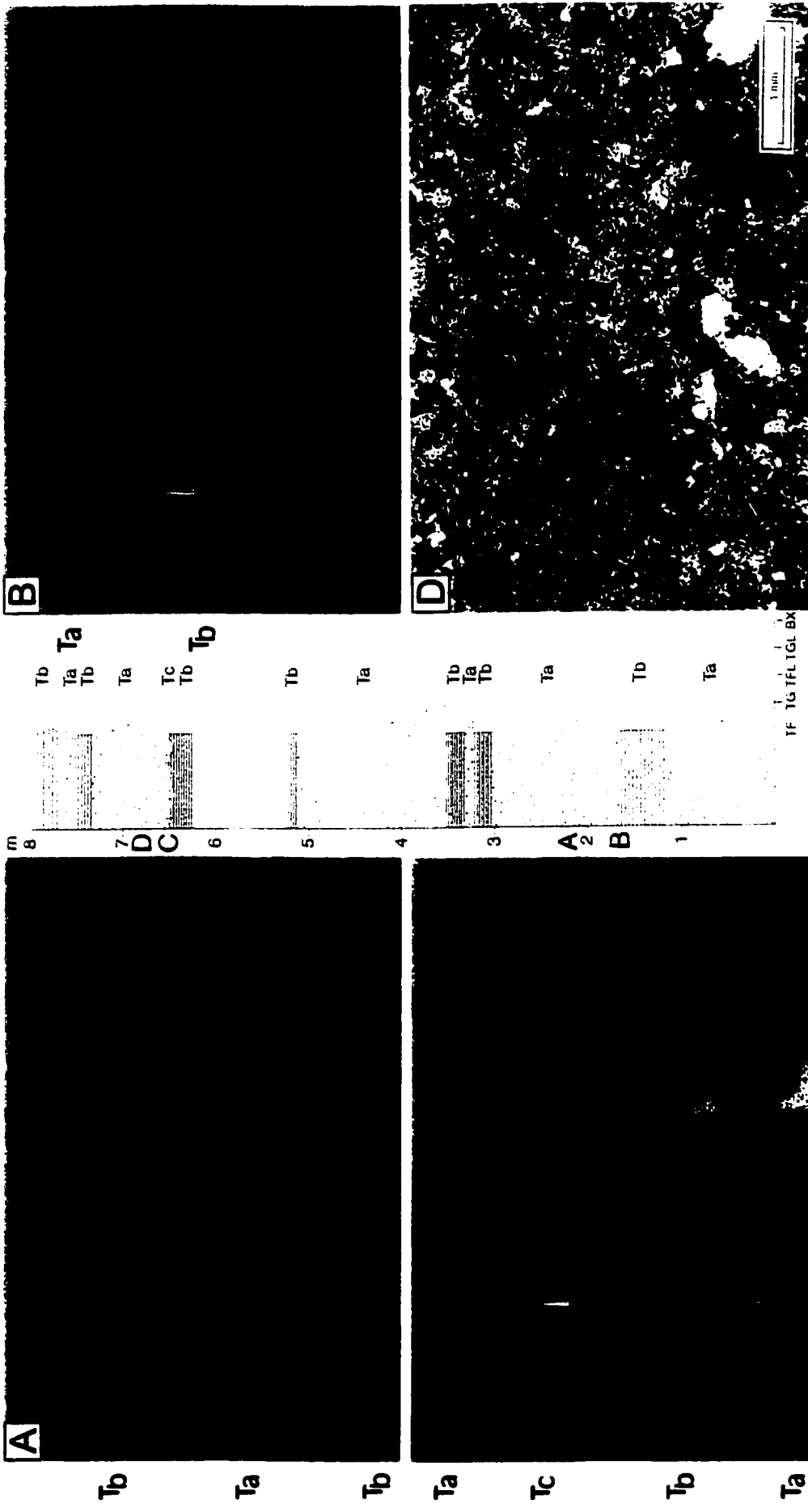


PLANCHE 1

Caractéristiques de terrain et pétrographiques des tufs turbiditiques

Planche 2A : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma de type $T_a - T_b - T_c$. Noter la flamme de matériaux fins (T_b) dans les matériaux grossiers (T_c).
Le crayon mesure 13 cm.

Planche 2B : Détail de la flamme. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 2C : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma $T_a - T_b - T_c - T_d$. À noter les flammes de matériaux fins dans les matériaux grossiers. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 2D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant des tufs grossiers. À noter les fragments de cristaux de quartz (Q) et les fragments de cristaux de plagioclase (P).

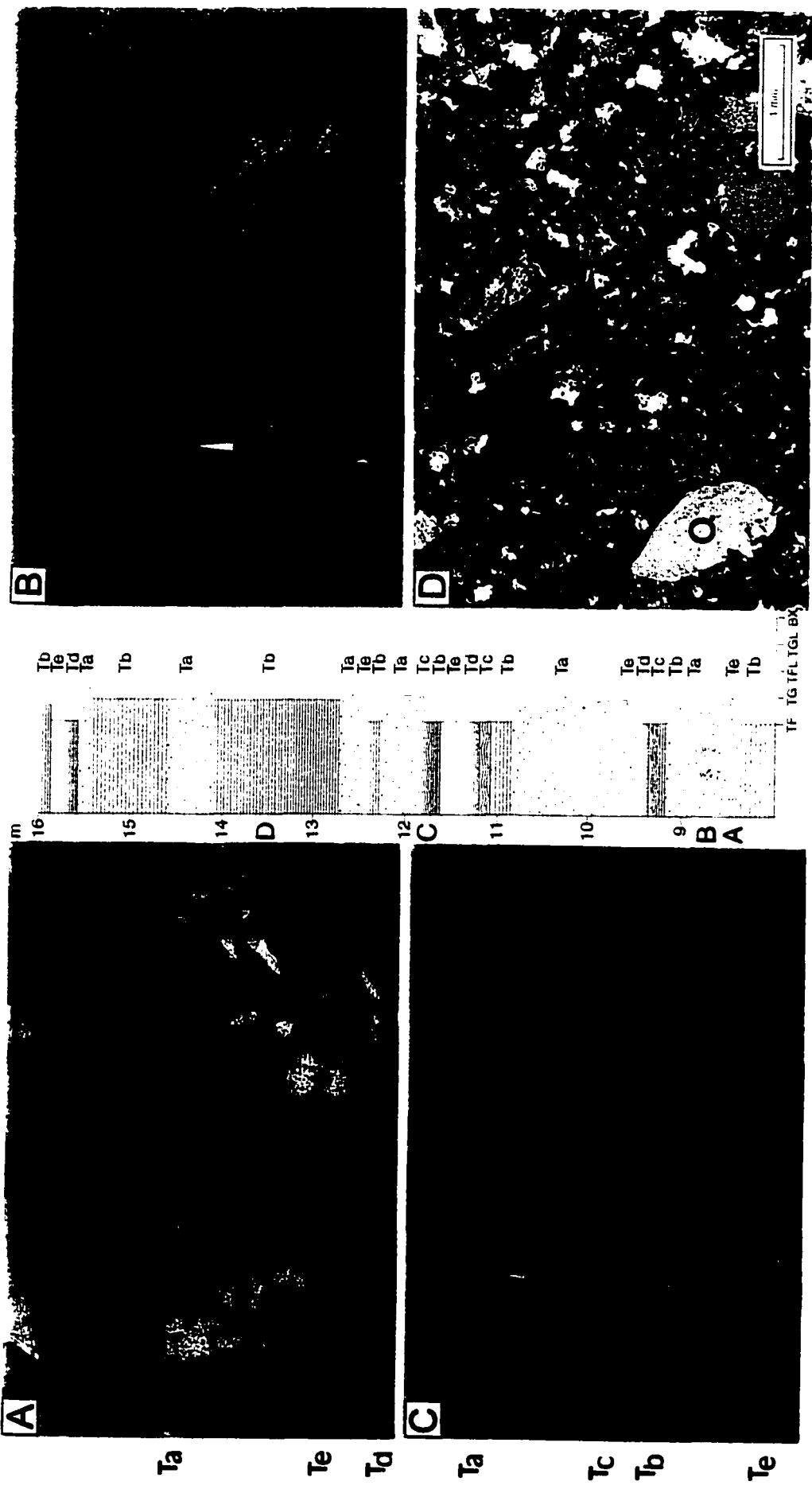


PLANCHE 2

Caractéristiques de terrain et pétrographiques des tufs turbiditiques

Planche 3A : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma de type $T_0 - T_6$. À noter les arrachés de matériaux fins (T_0) dans les matériaux grossiers (T_6).

Le crayon mesure 13 cm.

Planche 3B : Détails des arrachés de matériaux fins dans les matériaux grossiers. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 3C : Tufs turbiditiques fins montrant une succession de divisions de Bouma T_0 .

Le crayon mesure 13 cm.

Planche 3D : Microphotographie, en lumière polarisée, montrant des tufs grossiers. À noter les fragments de cristaux de quartz (Q), les fragments de cristaux de plagioclase (P) et les fragments de cristaux lithiques (L).

turbidites de basse densité. Elles sont suivies par la division T_d qui est caractéristique d'un dépôt dirigé par un mélange de sédimentation par traction et par suspension. La division T_e est finalement contrôlée par une sédimentation par suspension. Les turbidites de basse densité sont formées par une décélération de la coulée turbiditique avec le passage d'un mécanisme de sédimentation en suspension à un mécanisme de sédimentation en traction qui est marqué par la formation des divisions T_b et T_c (Lowe, 1982). Les turbidites de basse densité sont des moyens de transport importants pour les sédiments dans les environnements marins profonds et marins peu profonds (McPhie et al., 1993). La colonne stratigraphique (Fig. 9) montre plusieurs successions de divisions T_{a-e} complètes et incomplètes qui proviennent de plusieurs coulées turbiditiques successives.

L'étude en lames minces montre que les tufs fins à grossiers sont composés de 16 à 25 % de fragments anguleux à sub-arrondis de phénocristaux de quartz (Planches 1d,2d,3d), de 42 à 48 % de fragments anguleux à sub-arrondis de phénocristaux de plagioclase (Planches 1d,2d,3d), de 4 à 9 % de fragments lithiques et de 24 à 34 % de matrice (Planches 1d,2d,3d). Les résultats des comptages de points effectués sur les tufs fins à grossiers sont présentés à l'annexe 3b. Les fragments lithiques sont exclusivement de source volcanique. Les deux types de fragments lithiques majeurs sont : 1) les fragments aphanitiques composés d'une mésostase fine (< 0,01 mm) dévitrifiée à texture micropoïkilitique (Planche 1d) et 2) les fragments porphyriques composés de phénocristaux de

plagioclase et/ou de quartz avec une matrice fine dévitrifiée à texture micropoïkilitique (Planche 3d). La matrice est composée de petits fragments de plagioclase et de quartz ainsi que de matériaux fins et dévitrifiés. Aucune écharde de verre, ni ponce ne sont observées dans les lames minces à l'exception d'un lit qui montre un enrichissement en fragments vitreux.

Les tufs turbiditiques fins à grossiers sont des tufs à cristaux selon le diagramme de Schmid (1981) (Annexe 3d). La forte concentration de cristaux dans ces tufs turbiditiques ne peut pas seulement être expliquée par une éruption explosive (Cas, 1983). Plusieurs processus primaires et secondaires doivent interagir pour produire des tufs à cristaux (Cas, 1983). Ces processus sont : 1) l'éruption d'un magma fortement cristallisé (<65% de phénocristaux) ; 2) la concentration de cristaux dans la colonne d'éruption primaire ; 3) la concentration de cristaux dans toutes les coulées pyroclastiques résultantes avec une élutriation des fines poussières vitreuses qui sont amenées au loin avec les nuages de retombée et 4) la concentration des cristaux par l'élutriation des particules fines dans le nuage de sédiments fins qui accompagne les coulées de masse sous-marines résultant de l'effondrement des agrégats volcanoclastiques.

À la lumière des caractéristiques énoncées dans les dépôts de tufs turbiditiques, deux types de mécanismes de dépôt sont possibles : 1) des dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines avec élutriation des particules fines et 2)

des dépôts de resédimentation par coulée de masse de dépôts volcanoclastiques avec élutriation des particules fines.

2.2.2 Intrusions porphyriques

Les intrusions porphyriques à l'intérieur du SLA sont de trois formes différentes (Fig. 8) : 1) sills ; 2) dykes et 3) stocks. Les tufs turbiditiques felsiques présents au sud du secteur sont les principaux encaissants des intrusions porphyriques qui peuvent varier en épaisseur de moins de 1 mètre à plusieurs centaines de mètres (Fig. 8). Les roches volcaniques mafiques à ultramafiques du nord du SLA contiennent principalement quelques dykes ou sills encaissés dans les gabbros ou aux contacts entre les gabbros et les basaltes coussinés et leur épaisseur atteint rarement plus de quelques mètres.

Les différents types d'intrusions porphyriques sont difficiles à différencier sur le terrain et présentent généralement des patines d'altération semblables. Quatre différents groupes d'intrusions porphyriques sont distingués sur le terrain. Il s'agit : 1) des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz ; 2) des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase ; 3) des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende et 4) des intrusions aphanitiques. Les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz sont les intrusions les plus nombreuses et les plus volumineuses. Elles forment des dykes, des sills et des stocks qui peuvent atteindre plusieurs centaines

de mètres de largeur. Les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase forment des sills et des dykes d'une largeur de quelques mètres. Les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende sont des dykes de quelques mètres. Les intrusions aphanitiques forment des dykes d'environ 1 mètre et sont concentrées dans l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques. Les caractéristiques des différents types d'intrusions porphyriques présents dans le SLA sont discutées au chapitre 3.

2.2.3 Brèche volcanique

La brèche volcanique est observée sur quelques affleurements situés à l'extrémité SW du SLA et forme une unité fragmentaire différente des unités de tufs turbiditiques, de tuf à lapilli et de tuf à blocs décrits précédemment (Fig. 8). Cette brèche volcanique fait l'objet d'une étude détaillée, car elle est composée en majorité de fragments de roches porphyriques. L'intérêt de cette étude est de comparer les fragments porphyriques de la brèche volcanique avec les intrusions porphyriques du SLA afin d'évaluer si cette brèche est une expression effusive des intrusions porphyriques.

Les fragments de la brèche volcanique sont porphyriques et varient de quelques millimètres à environ deux mètres (Planche 4a,c). La figure 10 montre un schéma de l'affleurement qui illustre la forme et la répartition des fragments. Certains fragments sont très anguleux alors que d'autres du même type sont très

arrondis (Planche 4b,d). La partie NE est dominée par des fragments porphyriques centimétriques de couleur vert foncé (Planche 4a,b). La partie SW est dominée par la présence de fragments plus gros variant d'une dizaine de centimètres à quelques mètres (Planche 4c,d). Les fragments de la partie SW sont porphyriques et d'une couleur généralement rougeâtre (Planche 4c,d). Les fragments sont principalement porphyriques à phénocristaux de plagioclase et certains montrent la présence de phénocristaux de hornblende. Sur l'affleurement, les fragments montrent certaines différences au point de vue de la concentration des phénocristaux de plagioclase et de hornblende, de même que la couleur de leurs matrices qui change du vert foncé au rouge en passant par le brun et le noir (Planche 4b,d). Quelques rares fragments montrent des lamines interprétées comme provenant de structures d'écoulement laminaire (Planche 4d). Malgré ces différences, les fragments demeurent assez semblables. L'unité ne possède aucun fragment porphyrique à phénocristaux de quartz de même qu'aucun autre type de fragment d'origine intrusive, sédimentaire ou ignée. La matrice comprend des fragments de moins de deux centimètres et est formée par la désintégration des plus gros fragments. Certains fragments peuvent être réunis à la manière d'un casse-tête.

Une étude pétrographique a été effectuée sur certains fragments de la brèche volcanique avec une série de 6 lames minces ainsi que sur une lame mince

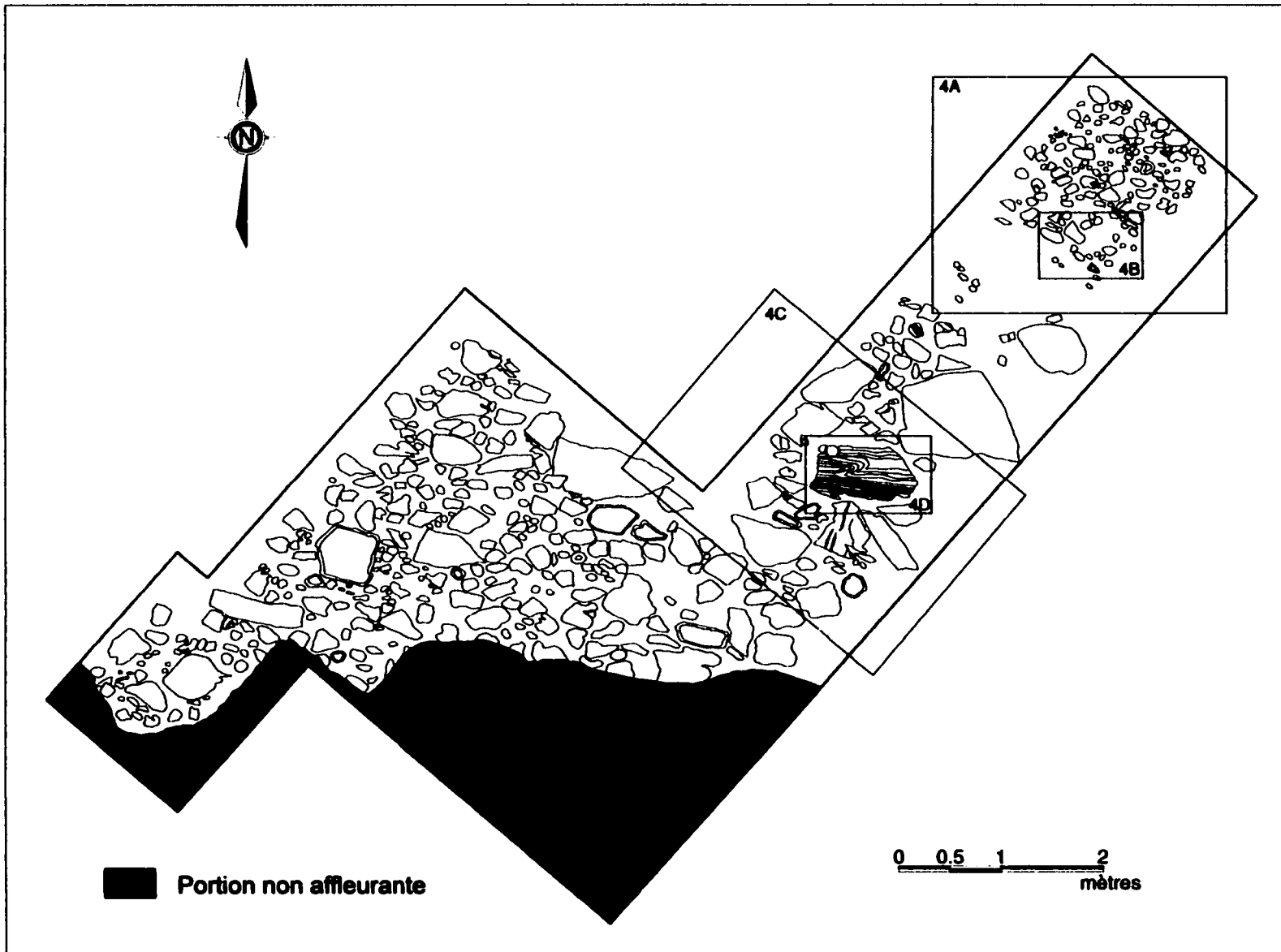


Figure 10 : Cartographie d'un affleurement de la brèche volcanique. A noter la forme, la taille et la distribution des fragments. Localisation à la Figure 8. Les cadres représentent la localisation des photos de la Planche 4.

Caractéristiques de terrain de la brèche volcanique

Planche 4A : Brèche volcanique dans la zone à petits fragments verdâtres. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 4B : Détail de la zone à petits fragments verdâtres. À noter les fragments verdâtres et les fragments rosés. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 4C : Brèche volcanique dans la zone à gros fragments rougeâtres. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 4D : Détail de la zone à gros fragments rougeâtres. À noter l'apparence bréchifiée de la matrice et le fragment rougeâtre anguleux présentant de l'écoulement laminaire. Le crayon mesure 13 cm.

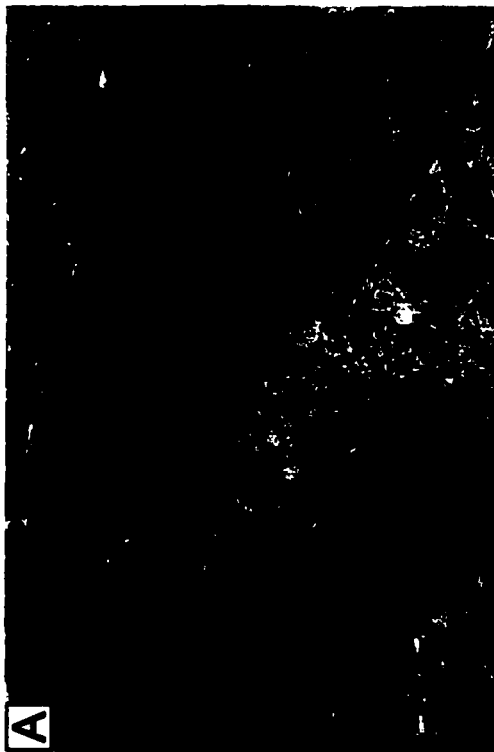
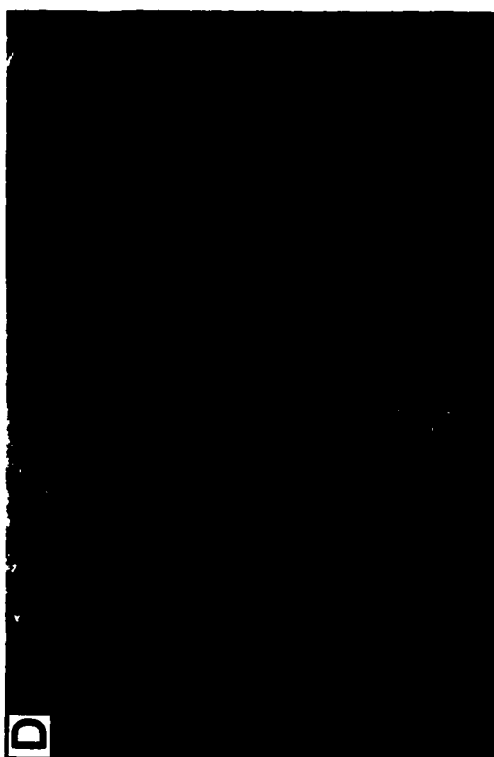


PLANCHE 4

provenant de la matrice. L'étude pétrographique est complétée par des comptages de points dont les résultats sont présentés à l'annexe 3c. L'étude pétrographique et les comptages de points permettent de grouper les fragments porphyriques en trois types distincts. Ces trois types de fragments composent la majorité des fragments de la brèche volcanique. Les trois types de fragments sont : 1) à phénocristaux de plagioclase et à mésostase de couleur vert foncé (Type 1) ; 2) à phénocristaux de plagioclase et à mésostase rougeâtre ou noirâtre (Type 2) ; 3) à phénocristaux de plagioclase et de hornblende et à mésostase de couleur rougeâtre (Type 3). Les caractéristiques de chacun des types de fragments sont résumées au tableau 1.

Les fragments de type 1 possèdent 55% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant entre 0,1 et 4 mm (Planche 5a,b). Les plagioclases sont idiomorphes et présentent une très forte bréchification *in situ* (Planche 5a). Les fragments ainsi produits sont très anguleux et forment une partie de la mésostase. Les plagioclases sont fortement altérés en séricite ± carbonates. Les reliques de phénocristaux de hornblende sont présentes en traces et sont idiomorphes avec un diamètre moyen de 2 mm. Ces phénocristaux sont complètement remplacés par un mélange de chlorite et de carbonates. Les minéraux opaques (<0,1 mm) sont concentrés entre les fragments de phénocristaux de plagioclase. La mésostase compose 44% du fragment et montre une mosaïque quartzo-feldspathique (<0,01mm) typique d'une dévitrification avec une texture micropoïkilitique (Planche

Type de fragments	Caractéristiques mégascopiques	Caractéristiques pétrographiques	Textures
Type 1 Fragments verts	Fragments porphyriques de couleur vert foncé à phénocristaux de plagioclase	Fragments porphyriques avec 55% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase (0,5-4 mm); 1% d'opaques < 0,1 mm ; traces de reliques de phénocristaux idiomorphes de hornblende (2 mm) ; 44% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,01 mm typique de dévitrification avec forte chloritisation	-Porphyrique -Bréchiue <u>Dévitrification</u> -Micropoikilitique
Type 2 Fragments rougeâtres à noirâtres	Fragments porphyriques de couleur rougeâtre à phénocristaux de plagioclase	Fragments porphyriques avec 42% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase (0,8-4 mm); 1% d'opaques < 0,1 mm ; 1% de reliques de phénocristaux idiomorphes de hornblende (1 mm) ; 58% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,01 mm typique de dévitrification	-Porphyrique <u>Dévitrification</u> -Micropoikilitique
Type 3 Fragments rougeâtres	Fragments porphyriques de couleur rougeâtre à phénocristaux de plagioclase et à phénocristaux de hornblende	Fragments porphyriques avec 36% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase (0,5 -4 mm) ; 12% de phénocristaux idiomorphes de hornblende (0,5 -3 mm) ; 3% d'opaques < 1 mm ; 49% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,01 mm typique de dévitrification	-Porphyrique <u>Dévitrification</u> -Micropoikilitique

Tableau 1 : Tableau résumé montrant les caractéristiques des différents types de fragments à l'intérieur de la brèche volcanique

5b). La grande majorité de la mésostase est très fortement chloritisée (Planche 5b).

Les fragments de type 2 possèdent 41% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant entre 0,8 à 4 mm (Planche 5c,d). Les plagioclases sont idiomorphes, maclés et faiblement fracturés *in situ*. Ils présentent une très forte altération en séricite. Les reliques de phénocristaux de hornblende (1 mm) constituent 1% du fragment, sont idiomorphes et complètement altérées en chlorite, carbonates et opaques (Planche 5c). La mésostase (55%) est composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (< 0,01 mm) avec une texture de dévitrification micropoïkilitique (Planche 5d). La mésostase possède une altération opaque microgrenue de couleur brune en lumière naturelle qui lui donne un aspect délavé (Planche 5c). Cette altération pourrait être une altération en hématite.

Les fragments de type 3 possèdent 36% de phénocristaux de plagioclase idiomorphes avec une dimension variant entre 0,5 et 4 mm (Planche 6b). Les plagioclases possèdent des macles généralement disloquées, sont fracturés *in situ* et présentent une altération en séricite et en carbonates (Planche 6b). Les phénocristaux de hornblende représentent 12% de la lame et ont une dimension variant entre 0,5 et 3 mm (Planche 6a,b). Les hornblendes sont idiomorphes, maclées et présentent une fracturation *in situ* (Planche 6a). Elles ne présentent aucune altération majeure (Planche 6a). Les opaques (3%) sont xénomorphes et

Caractéristiques pétrographiques de la brèche volcanique

Planche 5A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 1 de la brèche volcanique. À noter la texture bréchique et les phénocristaux de plagioclase fracturés *in situ*.

Planche 5B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 1 de la brèche volcanique. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase fracturés *in situ* (P) et la forte chloritisation de la mésostase vitreuse.

Planche 5C : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 2 de la brèche volcanique. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase, les reliques de phénocristaux de hornblende altérées en chlorite, opaques et carbonates (R) ainsi que l'altération opaque microgrenue de la mésostase.

Planche 5D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 2 de la brèche volcanique. À noter les phénocristaux de plagioclase (P), la texture porphyrique et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

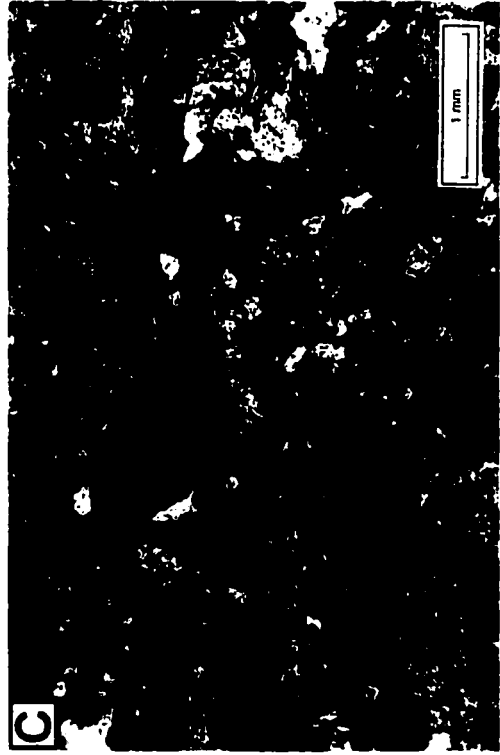
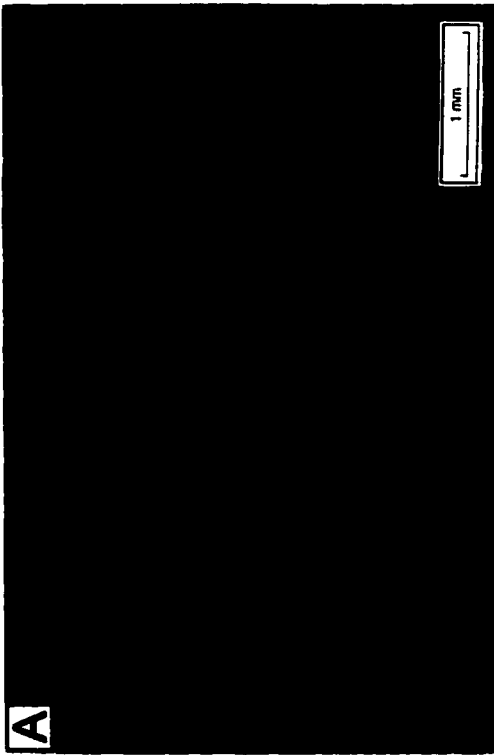


PLANCHE 5

Caractéristiques pétrographiques de la brèche volcanique

Planche 6A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'un fragment de type 3 de la brèche volcanique. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de hornblende et l'altération opaque microgrenue de la mésostase.

Planche 6B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'un fragment de type 3 de la brèche volcanique. À noter les phénocristaux de hornblende (H), les phénocristaux de plagioclase altérés en séricite et carbonates (P), la texture porphyrique et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 6C : Microphotographie, en lumière naturelle, de la matrice de la brèche volcanique. À noter l'autobréchification des fragments qui deviennent plus petits, les fragments de cristaux de hornblende (H) dans la mésostase et l'altération opaque microgrenue de la mésostase des fragments.

Planche 6D : Microphotographie, en lumière polarisée, de la matrice de la brèche volcanique. À noter la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique, les fragments de cristaux de plagioclase (P) et de hornblende dans la matrice.

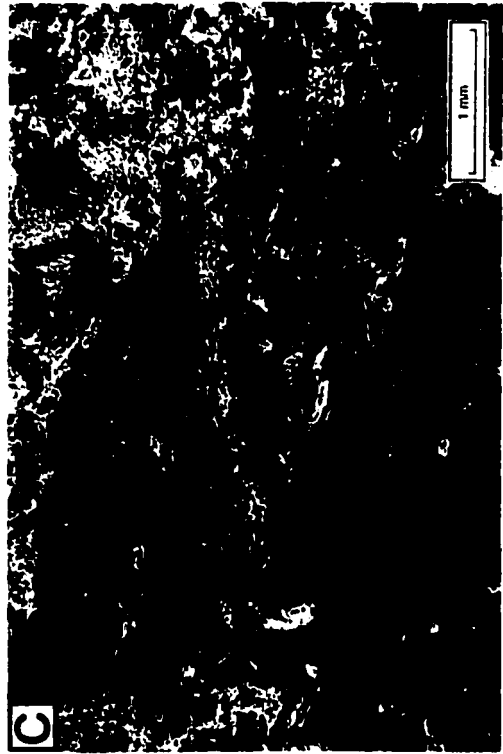
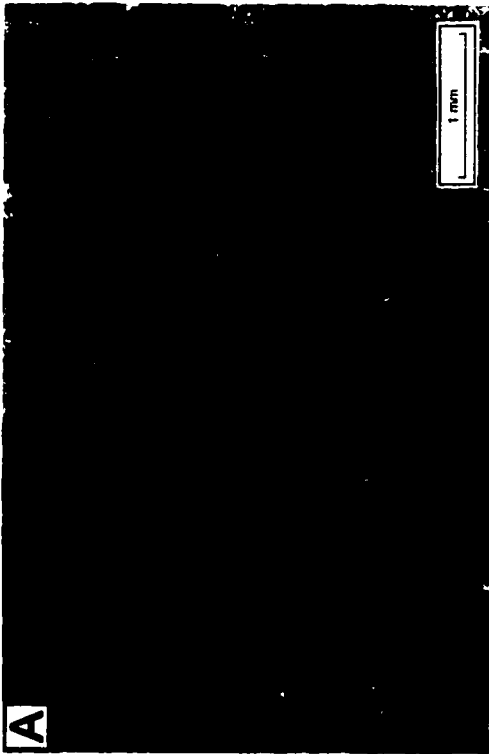
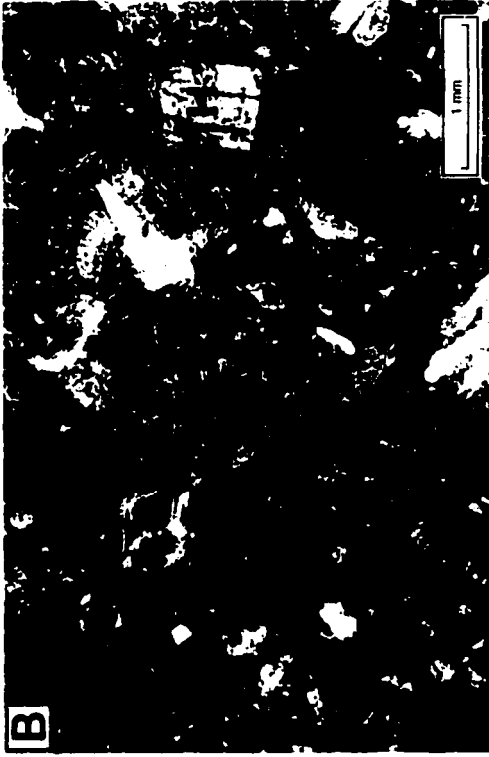


PLANCHE 6

< 1 mm. La mésostase représente 49% du fragment et se caractérise par une mosaïque quartzo-feldspathique (<0,01 mm) avec une texture de dévitrification micropoïkilitique (Planche 6b). La mésostase possède le même type d'altération que celle présente dans la mésostase des fragments de type 2 mais à un degré moindre (Planche 6a).

La matrice de la brèche volcanique est composée de fragments des différents types, de phénocristaux cassés et disloqués de plagioclase, de phénocristaux cassés et disloqués de hornblende ainsi que de verre dévitrifié avec des zones possédant une texture micropoïkilitique (Planche 6c,d): La désagrégation des fragments observée à l'échelle de l'affleurement est donc aussi observée en pétrographie. La matrice de la brèche est composée des mêmes composantes que les fragments et est ainsi constituée par la désagrégation de ceux-ci (Planche 6c,d).

L'hypothèse qui retient le plus l'attention est que l'affleurement de brèche soit formé par un dépôt de coulée autoclastique. Cette hypothèse est soutenue par la matrice vitreuse et fragmentée ainsi que la composition relativement monogénique des fragments. La présence de fragments d'écoulement laminaire tend à renforcer cette hypothèse. Le problème principal de cette hypothèse réside cependant dans les différentes altérations qui sont présentes dans les fragments et qui semblent avoir subi l'altération avant la bréchification. Comme la brèche de

coulée est la principale hypothèse, le nom de brèche volcanique à fragments de lave porphyrique est préconisé pour cette unité.

2.3 Géologie Structurale

L'analyse structurale des séquences stratigraphiques montre que le plan de stratification (S_0) possède une orientation moyenne de 283° et un pendage moyen de 77° avec des orientations pouvant aller jusqu'à 300° à l'est du secteur (Fig. 11 et Fig. 12). Les sommets des séquences sont généralement dirigés vers le sud. La séquence est donc déversée vers le sud. La schistosité principale (S_1) est d'orientation WSW avec un grand cercle moyen d'orientation de 263° et un pendage de 60° (Fig. 11 et Fig. 12). La relation angulaire entre la stratification (S_0) et la schistosité (S_1) combinée aux sommets indiquent que le SLA est situé sur le flanc nord d'un pli synclinal antiforme déversé vers le sud (Fig. 13). La trace du plan axial est parallèle au plan de schistosité et le synclinal est au sud du secteur à l'étude.

En plus de cette relation, le SLA présente de grandes zones de cisaillement d'une largeur pouvant varier de 5 à 150 mètres (Fig. 11). Ces grandes zones de cisaillement sont d'orientation WNW et leurs pendages varient entre 10° et 40° (Fig. 11). Ces zones recoupent la schistosité (S_1) (Fig. 13). Une schistosité nommée S_2 est présente à l'intérieur de ces zones de cisaillement avec une orientation moyenne de 278° et un pendage moyen de 35° (Fig. 12). Le très

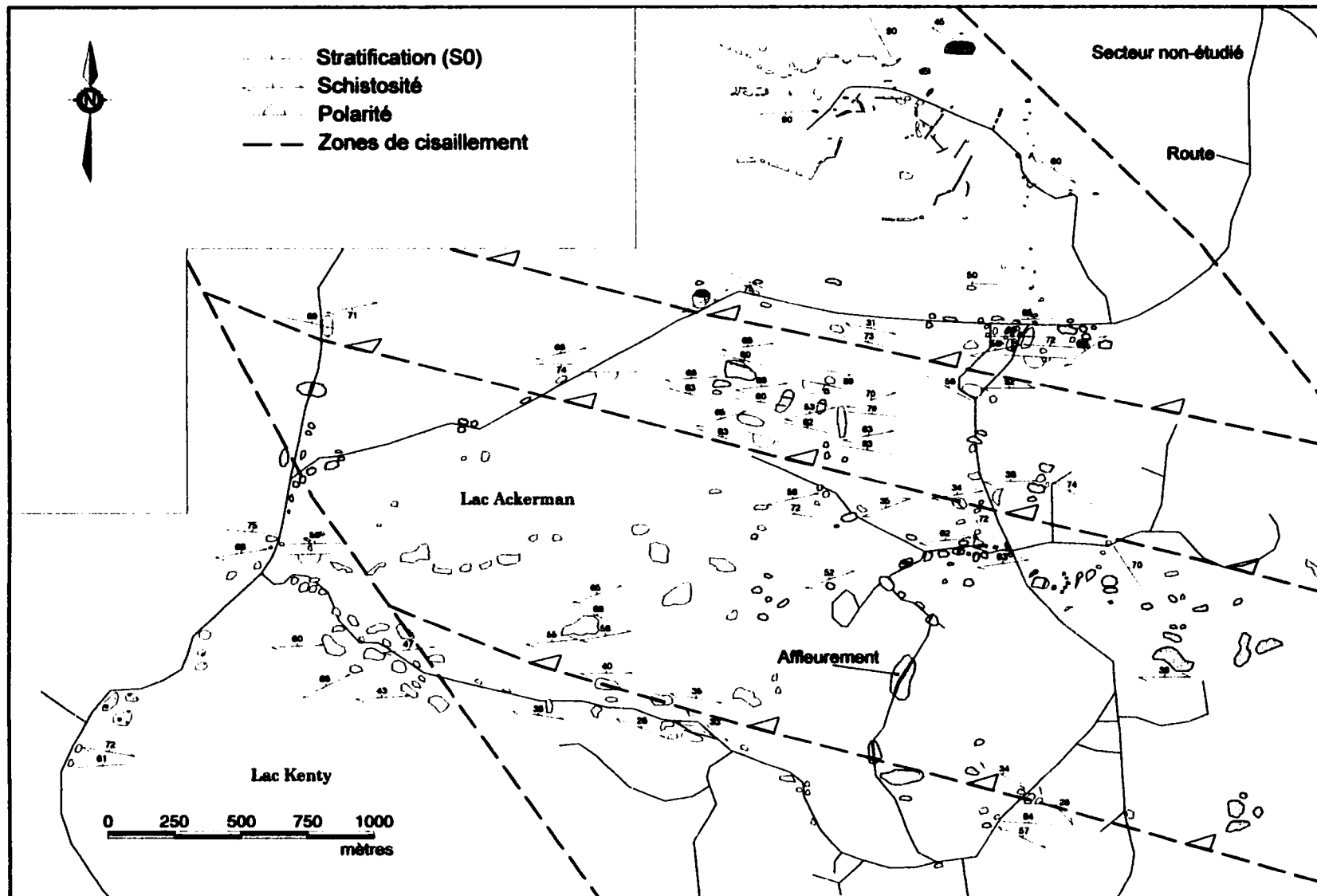


Figure 11 : Carte des mesures structurales du secteur du Lac Ackerman.

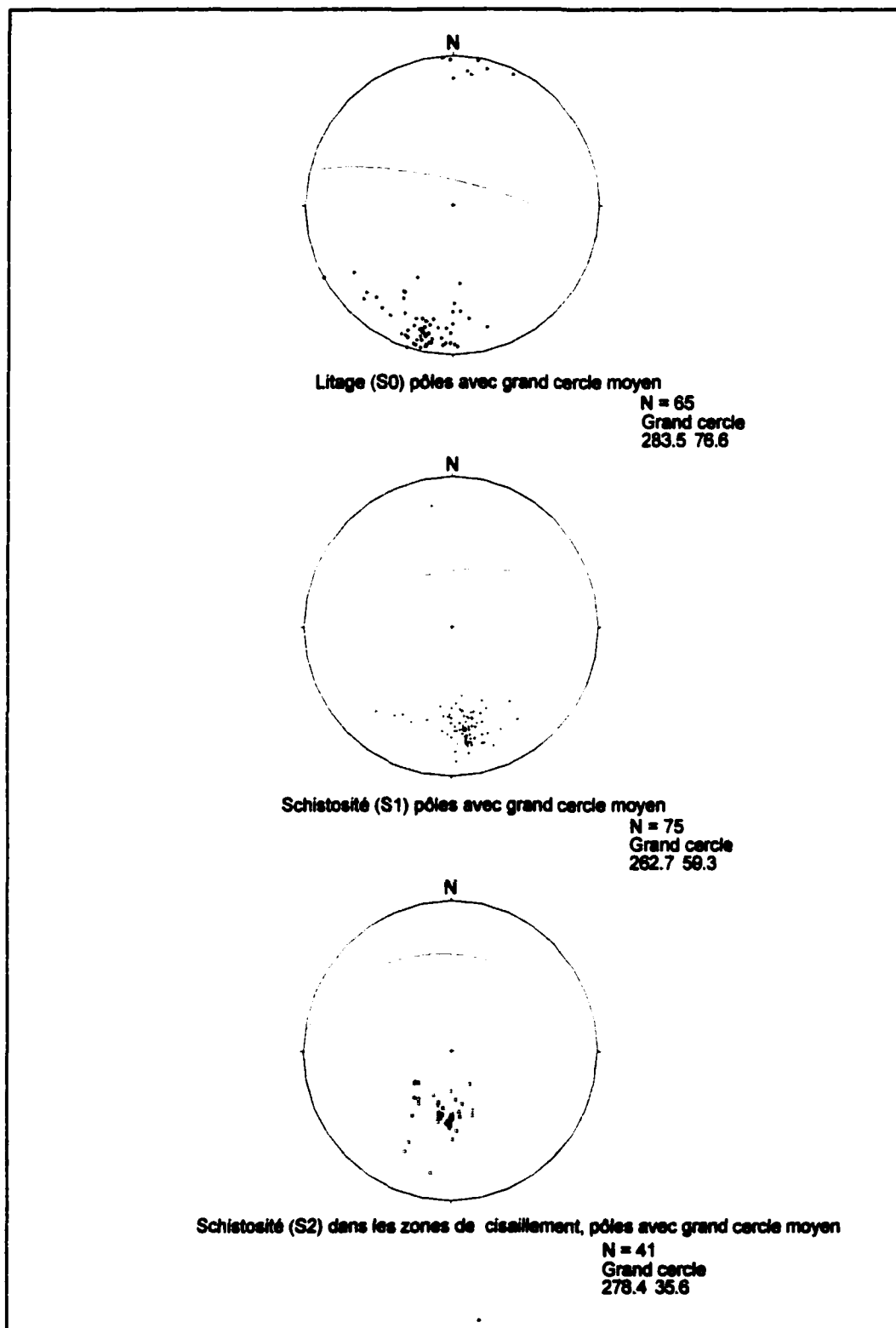


Figure 12 : Stréréogrammes des mesures structurales du secteur du Lac Ackerman

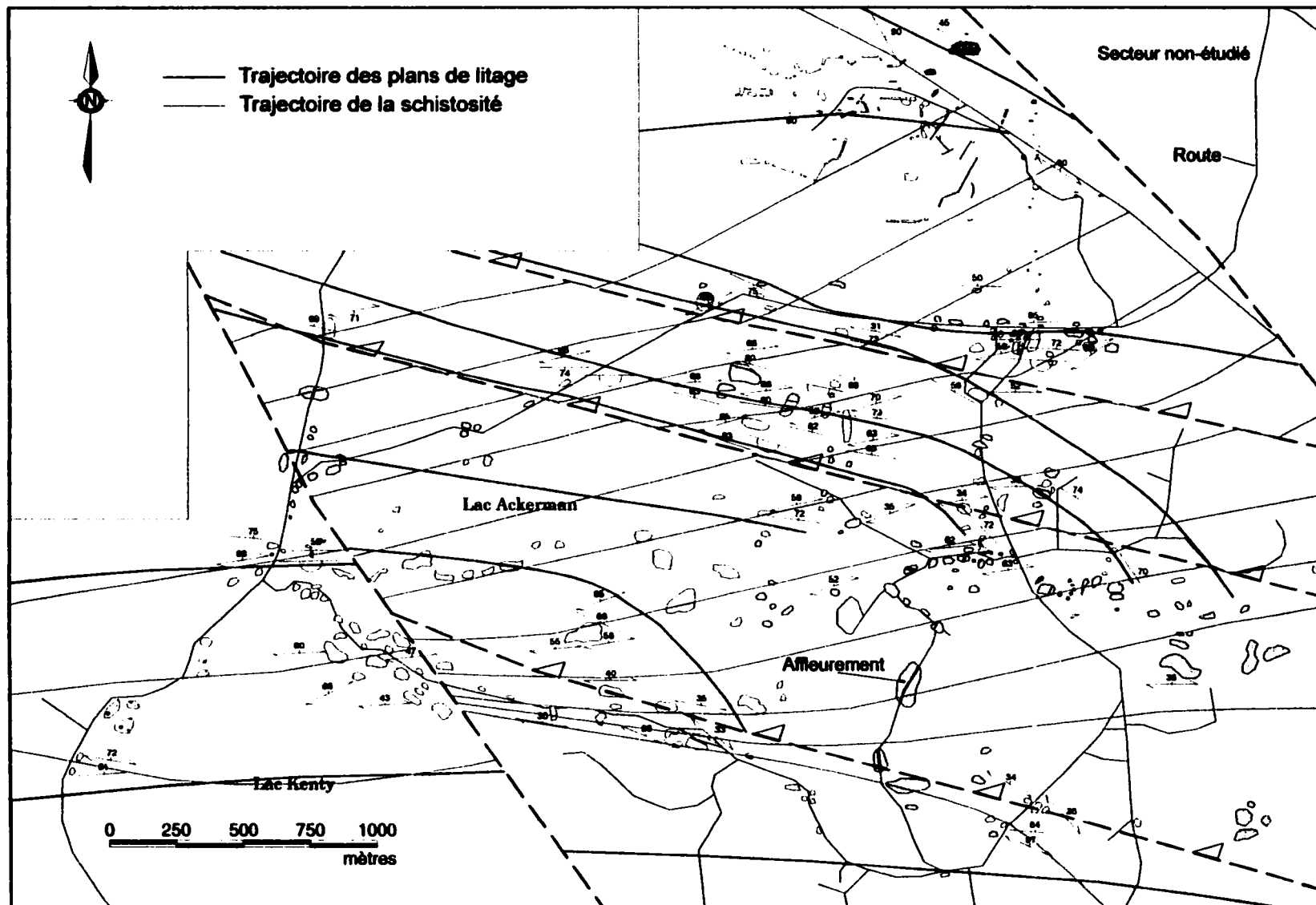


Figure 13 : Carte des trajectoires structurales du secteur du Lac Ackerman.

faible pendage de ces fabriques suggère qu'elles sont associées à des failles de chevauchement. Ces structures sont accompagnées par une très forte altération en ankérite et séricite. Du point de vue chronologique, les deux schistosités sont tardives à la mise en place des intrusions porphyriques.

2.4 Minéralisation

La minéralisation du SLA est une minéralisation principalement aurifère qui se présente selon deux occurrences distinctes (Fig. 8). L'occurrence principale est composée de veines en extension minéralisées en or visible. Les veines sont composées de quartz, très bien cristallisé perpendiculairement à la bordure des veines, de carbonates et de chlorite. Ces veines se retrouvent exclusivement à l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques. Les veines ont une orientation générale NNE et sont d'une largeur variant de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Les veines sont généralement retrouvées à l'intérieur de gabbro massif ou au contact entre un gabbro massif et une intrusion porphyrique. Les veines sont quelques fois accompagnées de fortes altérations en ankérite, carbonates et séricite.

La seconde occurrence se présente comme une minéralisation aurifère disséminée à l'intérieur de certaines intrusions porphyriques ou dans certaines zones d'une intrusion porphyrique. La minéralisation aurifère est généralement accompagnée par une pyrite fine et disséminée ainsi que par une forte altération en

carbonates et en séricite. Ces intrusions montrent un enrichissement en or par rapport aux roches encaissantes.

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION DES INTRUSIONS PORPHYRIQUES

Le chapitre 3 porte sur la description et la caractérisation des différents types d'intrusions porphyriques du SLA. La première partie du chapitre 3 présente une description détaillée des différents types d'intrusions avec une étude pétrographique et des comptages de points. La deuxième partie du chapitre 3 présente la nature des contacts entre les intrusions porphyriques et leurs encaissants de même que les relations de recoupement entre les différents types d'intrusions porphyriques avec l'élaboration d'une chronologie de mise en place basée sur les relations de terrain.

3.1 Description et caractérisation pétrographique

Sur le terrain, la reconnaissance des différents types d'intrusions porphyriques est limitée à la concentration et à la dimension des phénocristaux de quartz et de plagioclase. La meilleure méthode pour différencier et caractériser chacun des types d'intrusions demeure donc l'étude pétrographique. L'étude pétrographique a été effectuée sur 41 lames minces provenant de différentes intrusions porphyriques. Au total, douze types d'intrusions porphyriques ont été reconnus. Comme plusieurs de ces types possèdent des caractéristiques voisines,

ils ont été regroupés en cinq familles. Les cinq familles sont : 1) les intrusions à phénocristaux de plagioclase et de quartz ; 2) les intrusions à phénocristaux de quartz \pm plagioclase ; 3) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase ; 4) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende et 5) les intrusions aphanitiques. Les principaux éléments de différenciation des types sont la quantité et la taille des phénocristaux de plagioclase, la quantité et la taille des phénocristaux de quartz ainsi que la quantité et la taille des phénocristaux de hornblende. La quantification de ces phénocristaux est effectuée à partir de comptage de points dont les résultats sont présentés à l'annexe 3a. La figure 14 localise et montre la distribution des différents types d'intrusions porphyriques qui sont décrits subséquentement par famille. Le tableau 2 présente en résumé les différentes caractéristiques des différents types d'intrusions.

3.1.1 Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et à phénocristaux de quartz (PFQ)

La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz est une famille qui regroupe quatre types d'intrusions porphyriques. Les différents types d'intrusion porphyrique de cette famille sont différenciés à partir de la concentration des phénocristaux de quartz, leur grosseur ainsi que leur forme. La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz est nommée la famille des PFQ (Porphyre à feldspath et à quartz) suivi d'un chiffre

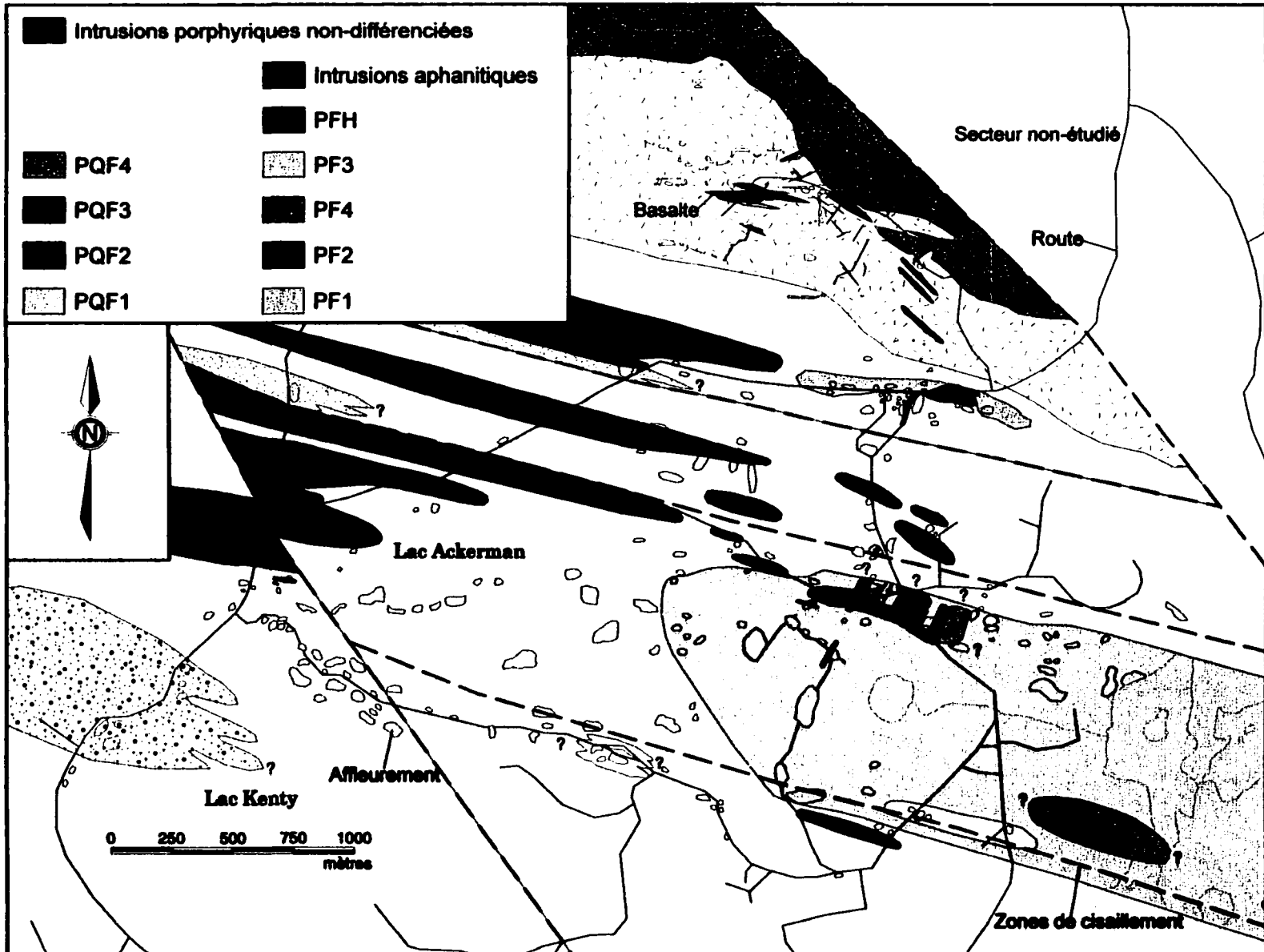


Figure 14 : Carte géologique du secteur du Lac Ackerman avec les différents types d'intrusions porphyriques. Pour la légende des assemblages et des unités se reporter à la Figure 8.

Famille d'intrusions porphyriques	Types d'intrusions porphyriques	Caractéristiques pétrographiques	Textures	Interprétations
Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et à phénocristaux de quartz	PFQ1	Intrusion porphyrique avec 10% de phénocristaux de quartz (0,7-1 mm) ; 26-32% de phénocristaux de plagioclase (1-2 mm) ; 3-7% de reliques de phénocristaux de hornblende (1-2 mm) ; 2% d'opales < 1 mm ; traces d'apatite ? ; traces de zircon ? ; 52-60% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axolite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PFQ2	Intrusion porphyrique avec 2,5-4% de phénocristaux de quartz (1-4 mm) ; 20-30% de phénocristaux de plagioclase (1-7 mm) ; 2-9% de reliques de phénocristaux de hornblende (0,5-3 mm) ; <2% d'opales < 1 mm ; traces d'apatite < 0,1 mm ; traces de zircon ? ; 58-70% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axolite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PFQ3	Intrusions porphyrique avec 4-8% de phénocristaux de quartz (1-4 mm) ; 20-28% de phénocristaux de plagioclase (1-7 mm) ; 4-10% de reliques de phénocristaux de hornblende (0,5-3 mm) ; <1% d'opales < 2 mm ; traces d'apatite < 0,1 mm ; traces de zircon < 0,1 mm ; 56-69% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axolite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PFQ4	Intrusion porphyrique avec 3% de phénocristaux de quartz (2-8 mm) ; 19% de phénocristaux de plagioclase (2-5 mm) ; 6% de reliques de phénocristaux de hornblende (1-4 mm) ; traces d'apatite < 0,1 mm ; 72% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axolite	Intrusion mise en place à faible profondeur
Intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz ± plagioclase	PQF	Intrusion porphyrique avec 6% de phénocristaux de quartz (0,7-2 mm) ; 8% de phénocristaux de plagioclase (1-5 mm) ; 1% de reliques de phénocristaux de minéraux mafiques < 0,5 mm ; <1% d'opales < 2 mm ; traces d'apatite < 0,1 mm ; 84% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axolite	Intrusion mise en place à faible profondeur

Tableau 2 : Tableau des caractéristiques des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman

Famille d'intrusions porphyriques	Types d'intrusions porphyriques	Caractéristiques pétrographiques	Textures	Interprétations
Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase	PF1	Intrusion porphyrique avec 8-14% de phénocristaux de plagioclase (1-4 mm) ; traces de reliques de phénocristaux de minéraux mafiques < 2 mm ; 1% d'opales < 2 mm ; traces d'apatite < 0,2 mm ; 85-92% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,1 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axioélite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PF2	Intrusion porphyrique avec 18-25% de phénocristaux de plagioclase (0,5-4 mm) ; 1-3 % de reliques de phénocristaux de hornblende (0,8-3 mm) ; traces d'opales < 1 mm ; traces d'apatite < 0,5 mm ; traces de zircon ? ; 75-80% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,1 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PF3	Intrusion porphyrique avec < 1% de phénocristaux de quartz (1-2 mm) ; 15-25 % de phénocristaux de plagioclase (globuleux) (1,5-6 mm) ; <3 % de reliques de phénocristaux de hornblende (0,5-1 mm) ; <1% d'opales < 1 mm ; traces d'apatite < 0,1 mm ; traces de zircon ? ; 70-85% de mésostase quartzo-feldspathique (0,1-0,5 mm)	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Texture d'orbes -Micropoikilitique -Axioélite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PF4	Intrusion porphyrique avec 1% de phénocristaux de quartz (0,5-1 mm) ; 8,5% de phénocristaux de plagioclase (1-7 mm) ; traces de reliques de phénocristaux de hornblende (0,5-2 mm) ; 1% d'opales < 0,5 mm ; traces d'apatite < 0,5 mm ; traces de zircon ? ; 90% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,2 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Texture d'orbes -Micropoikilitique -Axioélite	Intrusion mise en place à faible profondeur
	PF5	Intrusion porphyrique avec 1% de phénocristaux de quartz (0,5-2 mm) ; 30-34% de phénocristaux de plagioclase (0,5-3 mm) ; 2-3% de reliques de phénocristaux de hornblende < 2 mm ; 1% d'opales < 1 mm ; traces d'apatite < 0,8 mm ; traces de zircon ? ; 61-68% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitrication</u> -Micropoikilitique -Axioélite	Intrusion mise en place à faible profondeur

Tableau 2 (suite) : Tableau des caractéristiques des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman

Famille d'intrusions porphyriques	Types d'intrusions porphyriques	Caractéristiques pétrographiques	Textures	Interprétations
Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et à phénocristaux de hornblende	PFH	Intrusion porphyrique avec 10-20% de phénocristaux de plagioclase (1-5 mm) ; 15-25% de reliques de phénocristaux de hornblende (0,6-3 mm) ; 1% d'opales < 1 mm ; traces d'apatite < 0,07 mm ; traces de zircon ? ; 66-72 % de mésostase quartzo-feldspathique < 0,05 mm	-Porphyrique <u>Dévitification</u> -Texture d'orbe -Micropoikilitique	Intrusion mise en place à faible profondeur
Intrusions aphanitiques	Aphanitique	Intrusion porphyrique avec 3-5% de microlites de plagioclase (1-6 mm) ; 2% d'opales < 2 mm ; 1% d'apatite < 1 mm ; 91-94% de mésostase quartzo-feldspathique < 0,08 mm	-Porphyrique <u>Dévitification</u> -Micropoikilitique	Intrusion mise en place à faible profondeur

Tableau 2 (suite) : Tableau des caractéristiques des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman

indiquant le type. Pour alléger le texte, les différentes intrusions porphyriques de la famille des PFQ seront nommées PFQ1, PFQ2, PFQ3 et PFQ4.

3.1.1.1 PFQ1

Une seule occurrence de PFQ1 est reconnue. Elle est classée à part dans la famille des PFQ parce qu'elle possède une plus grande concentration de phénocristaux de quartz et de plagioclase et qu'ils sont d'une dimension plus petite que ceux des autres intrusions porphyriques de la famille des PFQ (Planche 7a,b). L'intrusion PFQ1 est un stock de plusieurs centaines de mètres de large par plusieurs centaines de mètres de long (Fig. 14). Le stock de PFQ1 représente ainsi la plus vaste intrusion du système porphyrique (Fig. 14). Il est encaissé dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Le PFQ1 présente une matrice aphanitique de couleur variant du noir pour les parties moins altérées au vert pomme pour les parties plus altérées. Les plagioclases possèdent une couleur blanchâtre.

En lames minces, le PFQ1 est composé de 26 à 32% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant entre 1 à 2 mm (Planche 7a,b). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes avec des macles désordonnées et leur granulométrie présente un bon tri. Ils sont altérés à différents degrés en séricite et en carbonates. Le PFQ1 présente aussi 10% de phénocristaux de quartz d'une granulométrie variant de 0,7 à 1 mm (Planche 7a,b).

Caractéristiques pétrographiques des intrusions porphyriques (PFQ1 ; PFQ2)

Planche 7A : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ1.

À noter la texture porphyrique, les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en séricite, en carbonates et en opaques (R), les phénocristaux de quartz résorbés (Q), les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique

Planche 7B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ1.

À noter la texture porphyrique, les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R), les phénocristaux de quartz résorbés (Q), les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 7C : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PFQ2.

À noter, la texture porphyrique, les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R) et les phénocristaux de quartz résorbés.

Planche 7D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ2.

À noter, la texture porphyrique, les phénocristaux de quartz résorbés (Q), les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

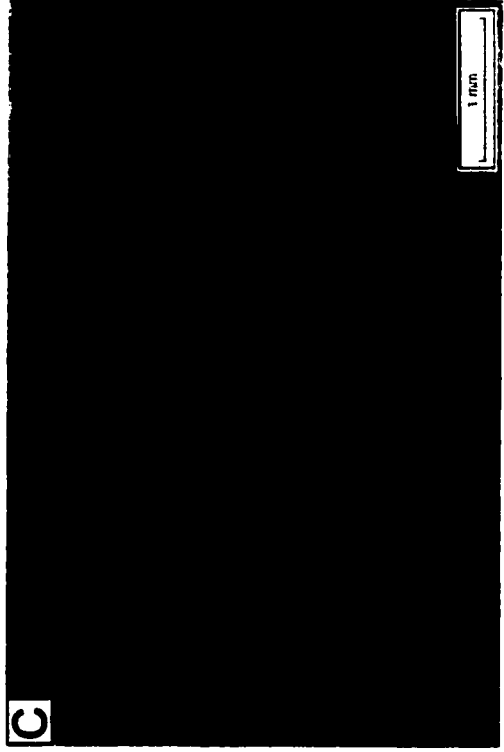


PLANCHE 7

Les quartz sont idiomorphes à xénomorphes et sont résorbés. Le PFQ1 possède aussi 3 à 7% de reliques de phénocristaux idiomorphes de hornblende d'une dimension variant entre 1 et 2 mm (Planche 7a,b). Les hornblendes sont complètement altérées en chlorite et en carbonates pour les échantillons les moins altérés et sont complètement altérées en séricite pour les échantillons les plus altérés. Le PFQ1 présente 2% d'opacités xénomorphes (< 1 mm), des traces d'apatite et de zircon. La mésostase constitue 52 à 60% de l'intrusion et présente une mosaïque quartzo-feldspathique, plus petite que 0,05 mm, de dévitrification avec une texture micropoïkilitique (Planche 7a,b). La mésostase est altérée en carbonates et en séricite.

3.1.1.2 PFQ2

Les intrusions porphyriques de type PFQ2 sont reconnues sur une série de dix-huit affleurements qui forment plusieurs intrusions à l'intérieur du SLA (Fig. 14). Elles sont présentes exclusivement à l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 14). Elles forment des dykes ainsi que des sills. Les intrusions de type PFQ2 font généralement plusieurs dizaines de mètres, voir de 100 à 200 mètres de largeur. Les PFQ2 possèdent une mésostase aphanitique de couleur variant du vert foncé au mauve rougeâtre. Les phénocristaux de plagioclase sont rosés ou vert pomme.

En lames minces, les PFQ2 sont composés de 20 à 30% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 1 à 7 mm (Planche 7c,d). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et possèdent des macles très désordonnées. Les plagioclases sont altérés en séricite et en carbonates. Les PFQ2 présentent 2,5 à 4% de phénocristaux de quartz d'une dimension variant de 1 à 4 mm (Planche 7c,d). Les quartz sont idiomorphes à hypidiomorphes et sont résorbés. La bordure des phénocristaux de quartz présente des couronnes de dévitrification. Les reliques de phénocristaux de hornblende composent 2 à 9% de l'intrusion et possèdent des dimensions variant de 0,5 à 3 mm (Planche 7c). Les hornblendes sont idiomorphes à xénomorphes et sont complètement altérées en chlorite, carbonates, séricite et opaques. Le PFQ2 présente 2% d'opaques xénomorphes (< 1 mm) ainsi que des traces d'apatite (< 0,1 mm) et de zircon. La mésostase constitue 58 à 70% des intrusions et est constituée d'une mosaïque quartzo-feldspathique plus petite que 0,05 mm de dévitrification avec une texture micropoïkilitique (Planche 7d). La mésostase est altérée en carbonates et en séricite.

3.1.1.3 PFQ3

Les intrusions porphyriques de type PFQ3 sont reconnues sur une série de dix-sept affleurements qui forment plusieurs intrusions à l'intérieur du SLA (Fig. 14). Elles diffèrent des intrusions de type PFQ2 par une plus grande concentration de phénocristaux de quartz. Elles sont présentes exclusivement à

l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 14). Elles forment généralement des dykes dont certains sont très bien délimités. Les intrusions de type PFQ3 font généralement plusieurs dizaines de mètres et peuvent atteindre 150 mètres de large. Les PFQ3 possèdent une mésostase aphanitique de couleur variant du vert foncé au mauve rougeâtre. Les phénocristaux de plagioclase sont rosés ou vert pomme.

En lames minces, les PFQ3 sont composés de 20 à 28% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 1 à 7 mm (Planche 8a,b). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et possèdent des macles très désordonnées. Les plagioclases sont altérés en séricite et en carbonates. Les PFQ3 présentent 4 à 8% de phénocristaux de quartz d'une dimension variant de 1 à 4 mm (Planche 8a,b). Les quartz sont idiomorphes à hypidiomorphes et sont résorbés. Les bordures des phénocristaux de quartz présentent des couronnes de dévitrification (Planche 8b). Les PFQ possèdent aussi 4 à 10% de reliques de phénocristaux de hornblende d'une dimension variant de 0,5 à 3 mm (Planche 8a). Les hornblendes sont idiomorphes à xénomorphes et sont complètement altérées en chlorite, carbonates, séricite et opaques. Le PFQ3 présente des traces d'opaques (xénomorphes < 2 mm), d'apatite (< 0,1 mm) et de zircon (< 0,1 mm). La mésostase constitue 55 à 69% des intrusions et présente une mosaïque quartzo-feldspathique, plus petite que 0,05 mm, de dévitrification avec une texture

Caractéristiques pétrographiques des intrusions porphyriques (PFQ3 ; PQF ; PF5)

Planche 8A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PFQ3. À noter la texture porphyrique, les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R) et les phénocristaux de quartz résorbés.

Planche 8B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFQ3. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de quartz résorbés (Q), les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 8C : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PQF. À noter la texture porphyrique, la forte concentration de phénocristaux de quartz résorbés (Q) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 8D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF5. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P), les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en séricite, en carbonates et en opaques (R) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

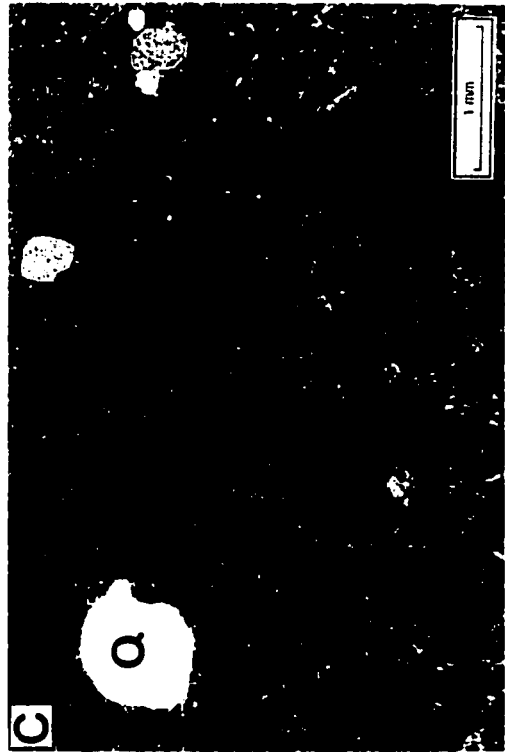
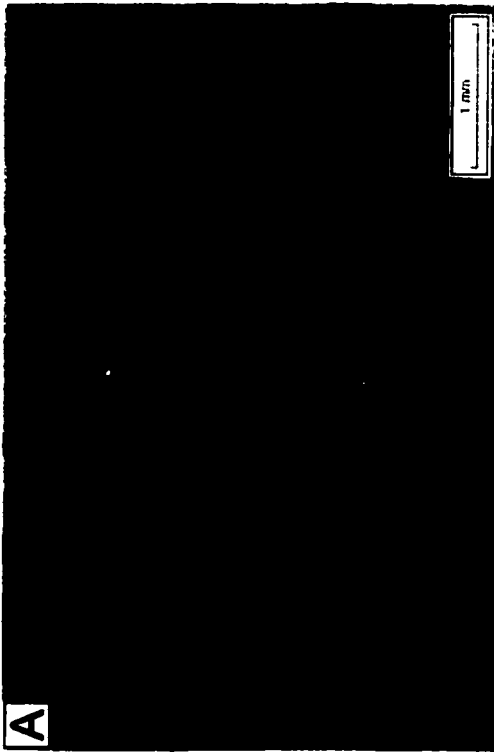
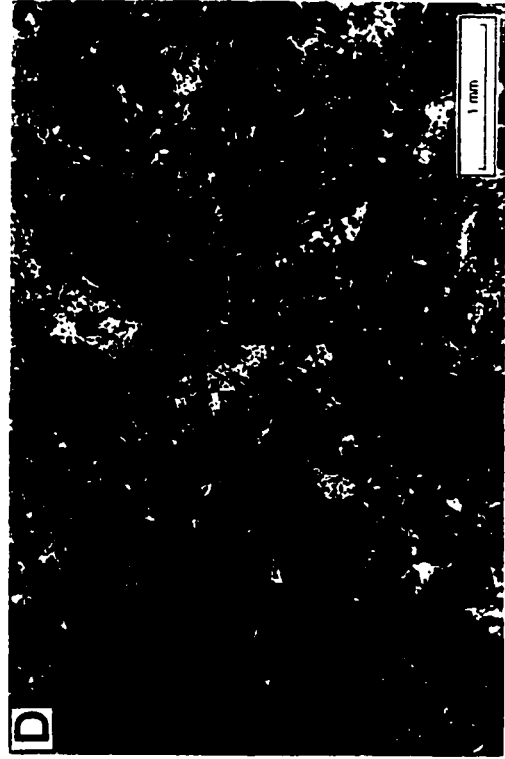
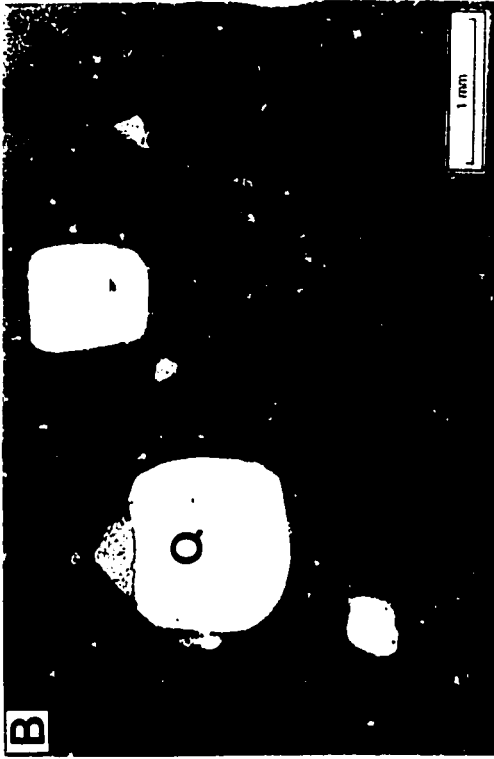


PLANCHE 8

micropoïkilitique (Planche 8b). La mésostase est altérée en carbonates et en séricite.

3.1.1.4 PFQ4

L'intrusion de type PFQ4 est reconnue sur une série de six affleurements et forme une intrusion unique à l'intérieur du SLA (Fig. 14). Elle diffère des intrusions de type PFQ2 et PFQ3 par des phénocristaux de quartz d'une dimension plus grande. Elle est présente exclusivement à l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Elle forme un dyke d'une orientation générale de 050 NNE. L'intrusion de type PFQ4 fait environ 75 mètres de largeur. Le PFQ4 possède une mésostase aphanitique de couleur vert foncé. Les phénocristaux de plagioclase sont de couleur blanchâtre.

En lames minces, le PFQ4 est composé de 19% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 2 à 5 mm. Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et possèdent des macles très désordonnées. Les plagioclases sont altérés en séricite et en carbonates. Le PFQ4 présente 3% de phénocristaux de quartz d'une dimension variant de 2 à 8 mm. Les quartz sont idiomorphes à hypidiomorphes et sont résorbés. Les bordures des phénocristaux de quartz présentent des couronnes de dévitrification. Les reliques de phénocristaux de hornblende composent 6% de l'intrusion avec des dimensions variant de 1 à 4 mm. Les hornblendes sont idiomorphes à xénomorphes et sont

complètement altérées en chlorite et en carbonates. Le PFQ4 présente des traces d'apatite (< 0,1 mm). La mésostase compose 72% de l'intrusion et est constituée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (<0,05 mm) de dévitrification avec une texture micropoïkilitique. La mésostase est altérée en carbonates et en séricite.

3.1.2 Intrusion porphyrique à phénocristaux de quartz ± plagioclase (PQF)

La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz ± plagioclase (PQF) est représentée par une intrusion qui possède autant de phénocristaux de quartz que de phénocristaux de plagioclase (Planche 8c). Cette intrusion est reconnue une fois en forage. Elle est présente à l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques et prend la forme d'un dyke dont la largeur atteint plusieurs dizaines de mètres. Le PQF présente une mésostase aphanitique de couleur vert foncé.

En lames minces, le PQF est composé de 8% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 1 à 5 mm. Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et possèdent des macles très désordonnées. Les plagioclases sont altérés en séricite et en carbonates. Le PQF présente 6% de phénocristaux de quartz de dimension variant de 0,7 à 2 mm (Planche 8c). Les quartz sont idiomorphes à hypidiomorphes et sont résorbés. La bordure des phénocristaux de quartz présente des couronnes de dévitrification. Les reliques de

phénocristaux de hornblende (<0,5 mm) composent 1% de l'intrusion. Les hornblendes sont idiomorphes à xénomorphes et sont complètement altérées en chlorite et carbonates. Le PQF présente 1% d'opakes (< 2 mm) et des traces d'apatite (< 0,1 mm). La mésostase compose 84% de l'intrusion et est constituée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (<0,05 mm) de dévitrification avec une texture micropoïkilitique (Planche 8c). La mésostase est altérée en carbonates et en séricite.

3.1.3 Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF)

La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase est la famille qui regroupe le plus grand nombre de types d'intrusions porphyriques. Cette famille correspond aux intrusions qui ont comme composante majeure les phénocristaux de plagioclase uniquement. Elle regroupe cinq types d'intrusions porphyriques différenciés à partir de la concentration des phénocristaux de plagioclase, leurs grosseurs ainsi que leurs formes. La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase est nommée la famille des PF (Porphyre à Feldspath) et le chiffre suivant indique le type. Pour alléger le texte, les différentes intrusions porphyriques de la famille des PF sont nommés PF1, PF2, PF3, PF4 et PF5.

3.1.3.1 PF1

Les intrusions de type PF1 sont reconnues sur quatre affleurements et sont par conséquent des intrusions peu abondantes (Fig. 14). Elles sont uniquement présentes à l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques (Fig. 14). Ces intrusions ne dépassent pas deux mètres de largeur et se présentent exclusivement sous forme de dykes à l'intérieur d'un gabbro ou au contact entre un gabbro et une enclave de basalte coussinée. Les PF1 sont caractérisés par leur faible concentration (<15%) en phénocristaux de plagioclase. Ils possèdent une mésostase aphanitique de couleur variant entre le vert pomme et le noir. Les plagioclases sont de couleur blanchâtre à verdâtre.

En lames minces, les PF1 sont composés de 8 à 14% de phénocristaux de plagioclase d'une grosseur variant de 1 à 4 mm (Planche 9a). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes, présentent des macles très désordonnées et sont fracturés *in situ* (Planche 9a). Les plagioclases sont fortement altérés en carbonates et séricite, ce qui leur donnent une apparence fantomatique dans la mésostase. Les PF1 présentent des reliques de phénocristaux de hornblende (< 2 mm) complètement altérés en chlorite, carbonates et séricite. Il y a 1% d'opaques xénomorphes (< 2 mm) et des traces d'apatite (< 2 mm). La mésostase (85-92%) est composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (< 1 mm) présentant une texture de dévitrification micropoïkilitique (Planche 9a). Elle est fortement altérée en carbonates et séricite.

Caractéristiques pétrographiques des intrusions porphyriques (PF1 ; PF2 ; PF3)

Planche 9A : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF1. À noter la texture porphyrique, la faible concentration de phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 9B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF2. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase avec des macles désordonnées (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoïkilitique.

Planche 9C : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PF3. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase et les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R).

Planche 9D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF3. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase globuleux altérés en séricite et carbonates (P) et la mésostase dévitrifiée avec une texture d'orbes.

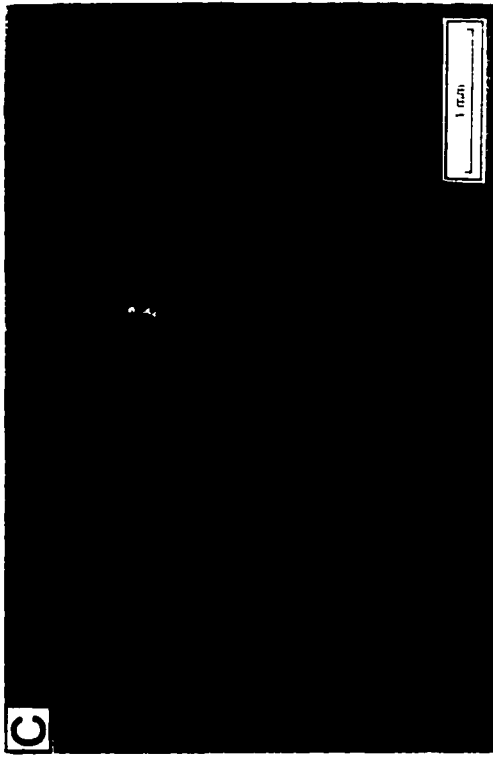


PLANCHE 9

3.1.3.2 PF2

Les intrusions de type PF2 sont reconnues sur seize affleurements et sont par conséquent des intrusions communes (Fig. 14). Elles sont présentes à l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques de même qu'à l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 14). Les PF2 sont les seules intrusions porphyriques à être observées dans deux assemblages. À l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques, les PF2 sont des dykes ne dépassant que localement les 3 mètres d'épaisseur (Fig. 14). Dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques, les PF2 sont des dykes dont la largeur peut varier entre 1 et 15 mètres (Fig. 14). Le manque de contrôle sur les contacts rend difficile à évaluer la largeur totale de ces dykes. Les PF2 présentent une mésostase aphanitique de couleur variant entre le vert pomme, le vert foncé et le noir. Les phénocristaux de plagioclase sont de couleur blanchâtre ou vert pomme. Bien que les PF2 semblent présenter des caractères mésoscopiques différents, ils montrent des caractéristiques pétrographiques très similaires.

En lames minces, les PF2 sont composés de 18 à 25% de phénocristaux de plagioclase d'une grandeur variant entre 0,5 et 4 mm (Planche 9b). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et présentent des macles désordonnées (Planche 9b). Les plagioclases sont altérés à différents

degrés en carbonates et en séricite. Les PF2 sont généralement composés de 1 à 3% de reliques de phénocristaux de hornblende idiomorphes de dimension variant entre 0,8 et 3 mm. Les phénocristaux de hornblende sont complètement altérés en chlorite, carbonates et séricite. Il y a également des traces d'opakes (xénomorphes < 1 mm), d'apatite (< 0,1 mm) et de zircon (< 0,1 mm). La mésostase forme de 75 à 80% des PF2 et est composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (< 0,1 mm) qui possède une texture de dévitrification micropoïkilitique (Planche 9b). La mésostase est altérée en carbonates et en séricite et le degré d'altération varie d'un échantillon à l'autre.

3.1.3.3 PF3

Le PF3 est reconnu sur une série de dix affleurements et forme une intrusion unique à l'intérieur du SLA (Fig. 14). Ce type d'intrusion est très similaire au type PF2, mais il est caractérisé par : 1) la forme globuleuse des plagioclases (Planche 9c,d) ; 2) un très faible contenu en phénocristaux de quartz et 3) une mésostase dévitrifiée à texture d'orbes (Planche 9d). Le PF3 est situé à l'intérieur de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 14). Il forme un dyke d'une largeur de quelques mètres. Le PF3 possède une mésostase aphanitique de couleur variant du noir au vert foncé. Les plagioclases sont de couleur variant de blanc à vert pomme.

En lames minces, le PF3 est composé de 15 à 25% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 1,5 et 6 mm (Planche 9c,d). Les plagioclases sont de forme globuleuse à idiomorphe et sont maclés dans quelques cas. Ils sont très fortement altérés en séricite, carbonates et à un moindre degré en chlorite. Le PF3 présente moins de 1% de phénocristaux de quartz dont la dimension est inférieure à 1 mm. Les quartz sont hypidiomorphes, arrondis et sont résorbés. Les phénocristaux de quartz montrent en bordure des couronnes de dévitrification axiolitique. Le PF3 est aussi composé de moins de 3% de reliques de phénocristaux de hornblende idiomorphes d'une dimension variant entre 0,5 et 1 mm (Planche 9c). Les hornblendes sont complètement altérées en chlorite, carbonates et séricite. Le PF3 possède également des traces d'opacques (xénomorphes < 1 mm), d'apatite (< 0,1 mm) et de zircon (< 0,1 mm). La mésostase forme 70 à 85% de l'intrusion et présente une dévitrification avec des textures d'orbes et micropoïkilitique (Planche 9d).

3.1.3.4 PF4

L'intrusion de type PF4 est reconnue sur une série de quatre affleurements et forme une intrusion unique à l'intérieur du SLA (Fig. 14). Ce type d'intrusion diffère des autres PF par la grosseur des phénocristaux de plagioclase qui peuvent atteindre un diamètre de 8 à 9 mm (Planche 10a,b). Le PF4 occupe une série de gros affleurements situés à l'extrémité SE du SLA au sein de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 14). Ces affleurements

ne présentent aucun contact, ce qui rend la forme de l'intrusion incertaine (dyke, sill ou stock). Le PF4 présente une mésostase violacée et des plagioclases de couleur blanchâtre.

En lames minces, le PF4 est composé de 8,5 % de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant de 1 à 9 mm (Planche 10a,b). Les plagioclases sont idiomorphes avec des macles très désordonnées. Ils sont altérés en carbonates et en séricite. Le PF4 possède aussi moins de 1% de phénocristaux de quartz d'une dimension variant entre 0,5 et 1mm. Les quartz sont hypidiomorphes arrondis, résorbés et présentent des couronnes de dévitrification axiolitiques. Le PF4 montre des traces de reliques de phénocristaux de hornblende idiomorphes d'une dimension variant de 1 à 3 mm complètement altérés en chlorite, carbonates, séricite et opaques (Planche 10a). Le PF4 présente également des traces d'opaques (xénomorphes < 0,5 mm), d'apatite (< 0,5 mm) et de zircon. La mésostase forme 90% de l'intrusion avec une mosaïque quartzo-feldspathique (< 0,2 mm) de dévitrification avec des textures d'orbes et micropoïkilitique (Planche 10b).

3.1.3.5 PF5

Les intrusions de type PF5 sont reconnues sur un affleurement et intersectées dans un forage et sont par conséquent des intrusions peu communes

Caractéristiques pétrographiques des intrusions porphyriques (PF4 ; PFH)

Planche 10A : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PF4. À noter la texture porphyrique et les reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R).

Planche 10B : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PF4. À noter la texture porphyrique, la grande dimension des phénocristaux de plagioclase (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoikilitique.

Planche 10C : Microphotographie, en lumière naturelle, d'une intrusion porphyrique de type PFH. À noter la texture porphyrique et la forte concentration de reliques de phénocristaux de hornblende complètement altérées en chlorite, en carbonates et en opaques (R).

Planche 10D : Microphotographie, en lumière polarisée, d'une intrusion porphyrique de type PFH. À noter la texture porphyrique, les phénocristaux de plagioclase altérés en séricite, carbonates et épidote (P) et la mésostase composée d'une mosaïque quartzo-feldspathique avec une texture de dévitrification micropoikilitique.

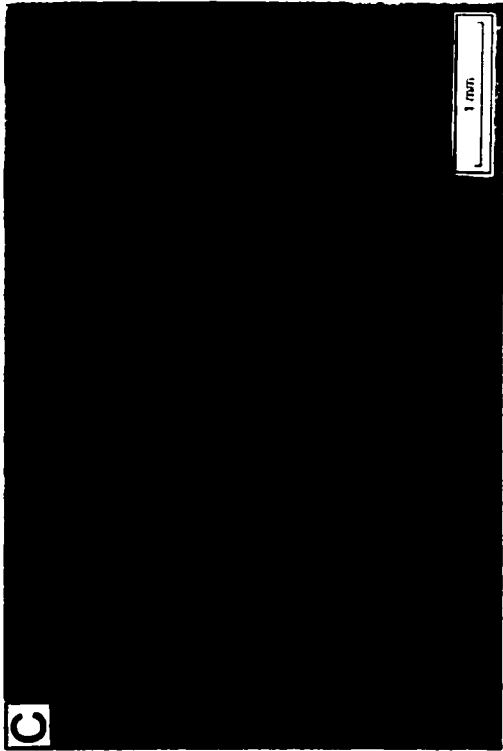
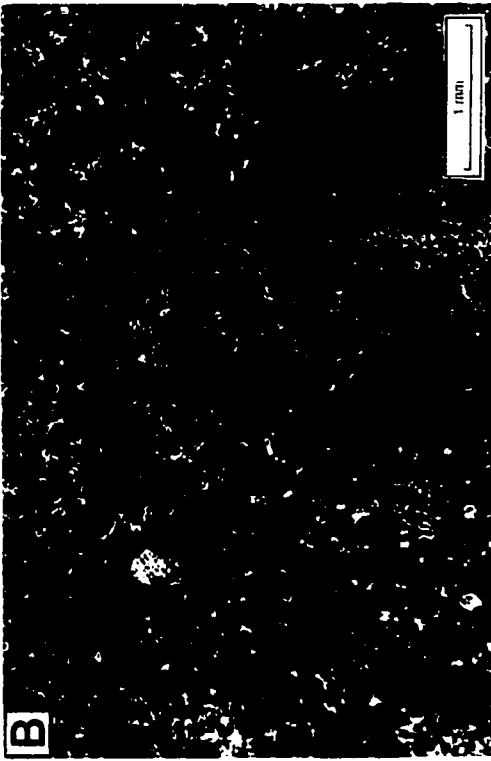


PLANCHE 10

(Fig. 14). Les PF5 tiennent une place à part dans la famille des PF avec leur concentration plus élevée de phénocristaux de plagioclase de taille plus petite. Ces intrusions se retrouvent uniquement dans l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques où elles forment des dykes dépassant occasionnellement quelques mètres. Les PF5 possèdent une mésostase aphanitique vert pomme montrant une forte altération en séricite et carbonates. Les plagioclases sont de couleur blanchâtre.

En lames minces, les PF5 sont composés de 30 à 34% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant entre 0,5 et 2mm (Planche 8d). Les plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes et présentent des macles très désordonnées. Les plagioclases sont aussi altérés en carbonates et en séricite. Les PF5 possèdent moins de 1% de phénocristaux de quartz d'une dimension variant entre 0,5 et 1 mm (Planche 8d). Les quartz sont xénomorphes, arrondis et très résorbés. Les PF5 sont aussi composés de 2 à 3% de reliques de phénocristaux idiomorphes de hornblende (< 2 mm) (Planche 8d). Les hornblendes sont majoritairement altérées en séricite ± carbonates. Les PF5 présentent 1% d'opacités xénomorphes (< 1 mm), des traces d'apatite (< 0,8 mm) et de zircon. La mésostase (61 à 68%) est constituée d'une mosaïque quartzo-feldspathique de dévitrification avec des textures micropoïkilitiques et des axiolites en bordure de certains phénocristaux (Planche 8d). La mésostase est altérée en séricite et en carbonates.

3.1.4 Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et à phénocristaux de hornblende (PFH)

La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) est une famille qui ne comporte qu'un seul type d'intrusion. Ces intrusions porphyriques sont reconnues sur neuf affleurements et sont par conséquent des intrusions communes (Fig. 14). Les PFH sont observés exclusivement dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Ils forment des dykes de moins de trois mètres dont certains montrent une orientation préférentielle de 050 NNE (Fig. 14). Les PFH recoupent toutes les autres unités. Ils présentent une mésostase aphanitique de couleur noirâtre ainsi que des plagioclases blanchâtres fantomatiques. Les hornblendes se confondent avec la matrice et sont peu visibles.

En lames minces, les PFH sont composés de 10 à 20% de phénocristaux de plagioclase d'une dimension variant entre 1 et 5 mm (Planche 10d). Les plagioclases sont idiomorphes avec des macles très désordonnées. La forte altération en séricite, carbonates et épidote microgrenue leur donne une apparence fantomatique. Les PFH possèdent aussi 15-25% de reliques de phénocristaux idiomorphes de hornblende d'une dimension variant entre 0,6 et 3 mm (Planche 10c,d). Les hornblendes sont complètement altérées en chlorite, en épidote microgrenue et en carbonates. Les PFH présentent 1% d'opiques

xénomorphes (< 1 mm), des traces d'apatite (< 0,07 mm) et des traces de zircon. La mésostase compose 66 à 72% des intrusions et est constituée d'une mosaïque quartzo-feldspathique de dévitrification avec une texture micropoïkilitique (Planche 10d). La mésostase est altérée en carbonates et séricite.

3.1.5 Intrusions Aphanitiques

Les intrusions aphanitiques sont reconnues sur deux affleurements et sont par conséquent des intrusions peu abondantes. Elles se sont mis en place uniquement à l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques (Fig. 14). Ces intrusions ne dépassent pas 2 mètres de largeur et se présentent exclusivement sous forme de dyke. La patine d'altération est de couleur brun rougeâtre. Ce type d'intrusion présente une mésostase aphanitique de couleur mauve rougeâtre avec des microlites de plagioclase complètement séricitisés.

En lames minces, les intrusions aphanitiques sont composées de 3-5% de microlites de plagioclase d'une grandeur variant entre 1 et 6 millimètres. Les microlites de plagioclase sont complètement altérés en carbonates, séricite et opaques. Les opaques (2%) sont xénomorphes et plus petits que 2 mm. La mésostase constitue 91-94% des intrusions aphanitiques et est formée d'une mosaïque quartzo-feldspathique (<0,08 mm) présentant une texture de dévitrification micropoïkilitique. La mésostase est fortement altérée en carbonates

et séricite. La couleur rougeâtre de la mésostase provient probablement de la présence de petits minéraux opaques qui forment une altération en hématite.

3.2 Chronologie de mise en place basée sur les relations de terrain

La chronologie de mise en place des intrusions porphyriques est basée principalement sur l'étude des contacts observés sur le terrain. Ces contacts sont de deux types : 1) les contacts entre les intrusions porphyriques et les roches encaissantes et 2) les contacts entre les différents types d'intrusions porphyriques. Les différents contacts observés à l'intérieur du SLA sont présentés à la figure 15.

Les principaux contacts entre les intrusions porphyriques et les unités encaissantes sont observés dans l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Dans l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques, les intrusions se sont mises en place à l'intérieur de gabbro ou au contact entre un gabbro et des coulées de basalte coussiné (Planche 11a). Dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques, les principaux contacts observés sont concordants ou discordants à la stratification. La figure 16 présente un contact entre une intrusion porphyrique et les séquences de tufs turbiditiques (Planche 11b). Le contact montre des fragments anguleux de tuf et une langue provenant de l'intrusion qui vient recouper les lits de tuf. La figure 17 présente un contact entre une intrusion porphyrique et des séquences de tufs turbiditiques qui est discordant à la

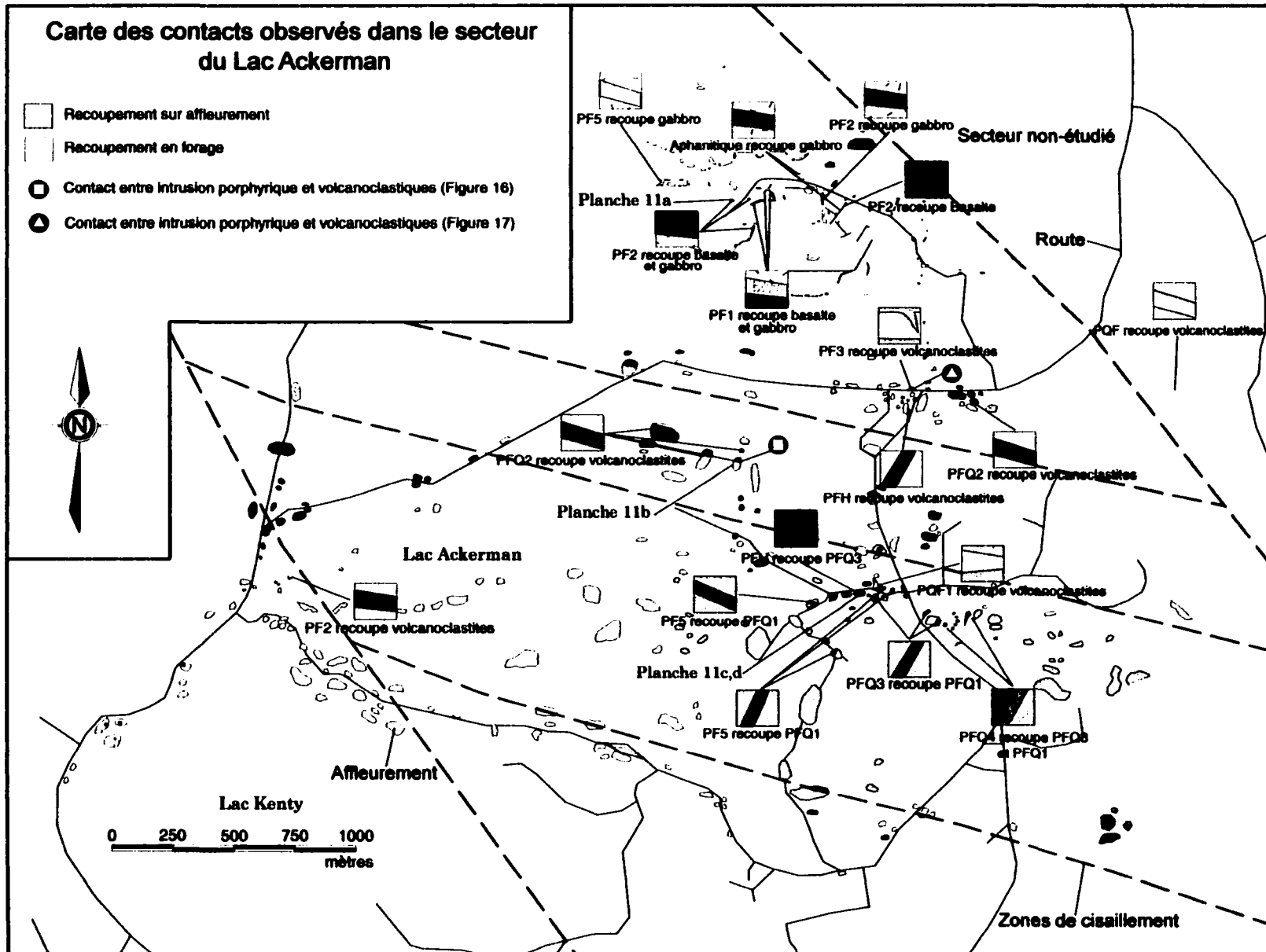


Figure 15 : Sommaire des contacts observés dans le secteur du Lac Ackerman

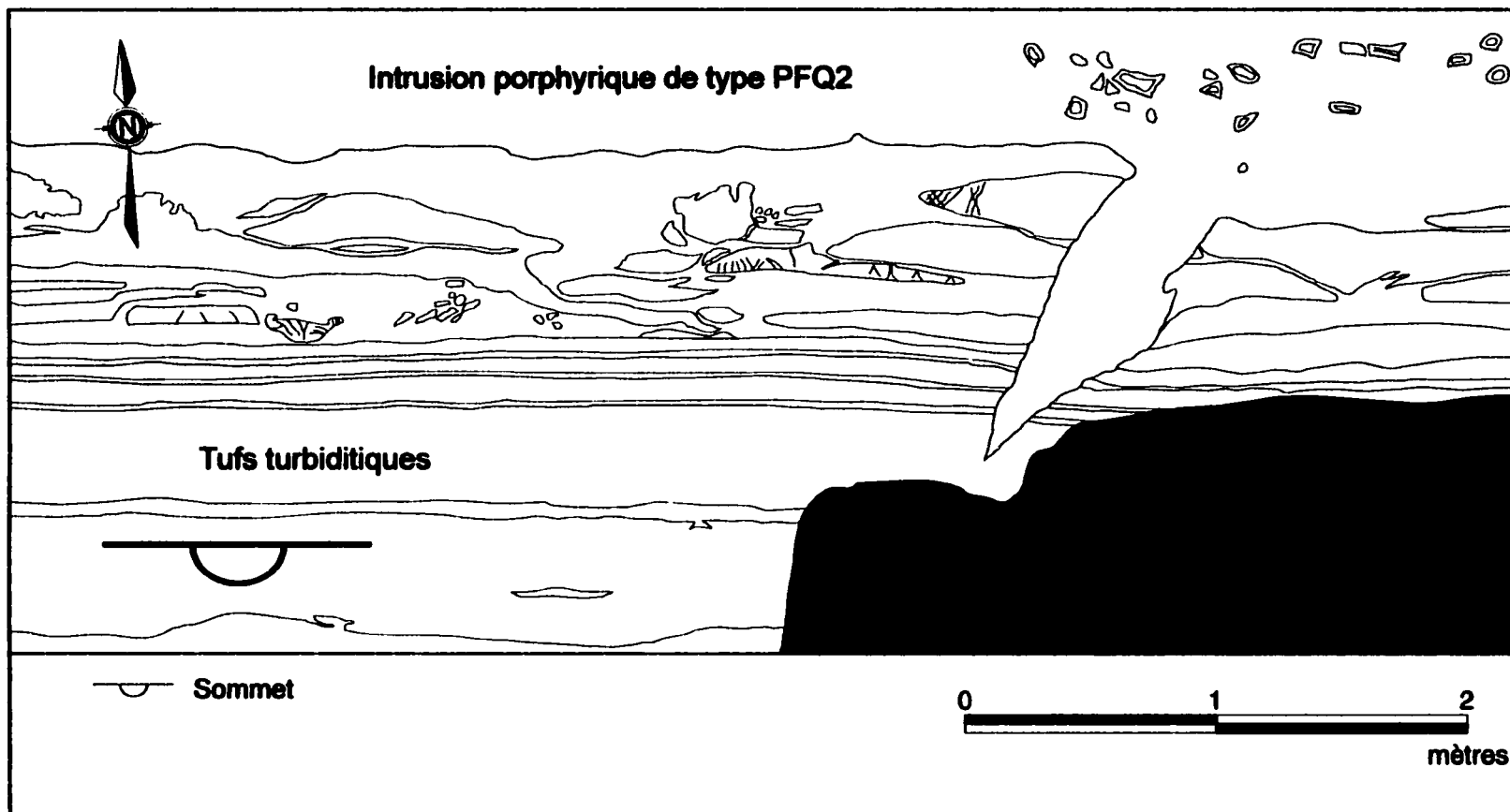


Figure 16 : Zone de contact entre une intrusion porphyrique et les volcanoclastites felsiques. À noter : 1) la présence de fragments anguleux de volcanoclastites et 2) la présence d'une langue provenant de l'intrusion qui vient recouper les lits de tufs.

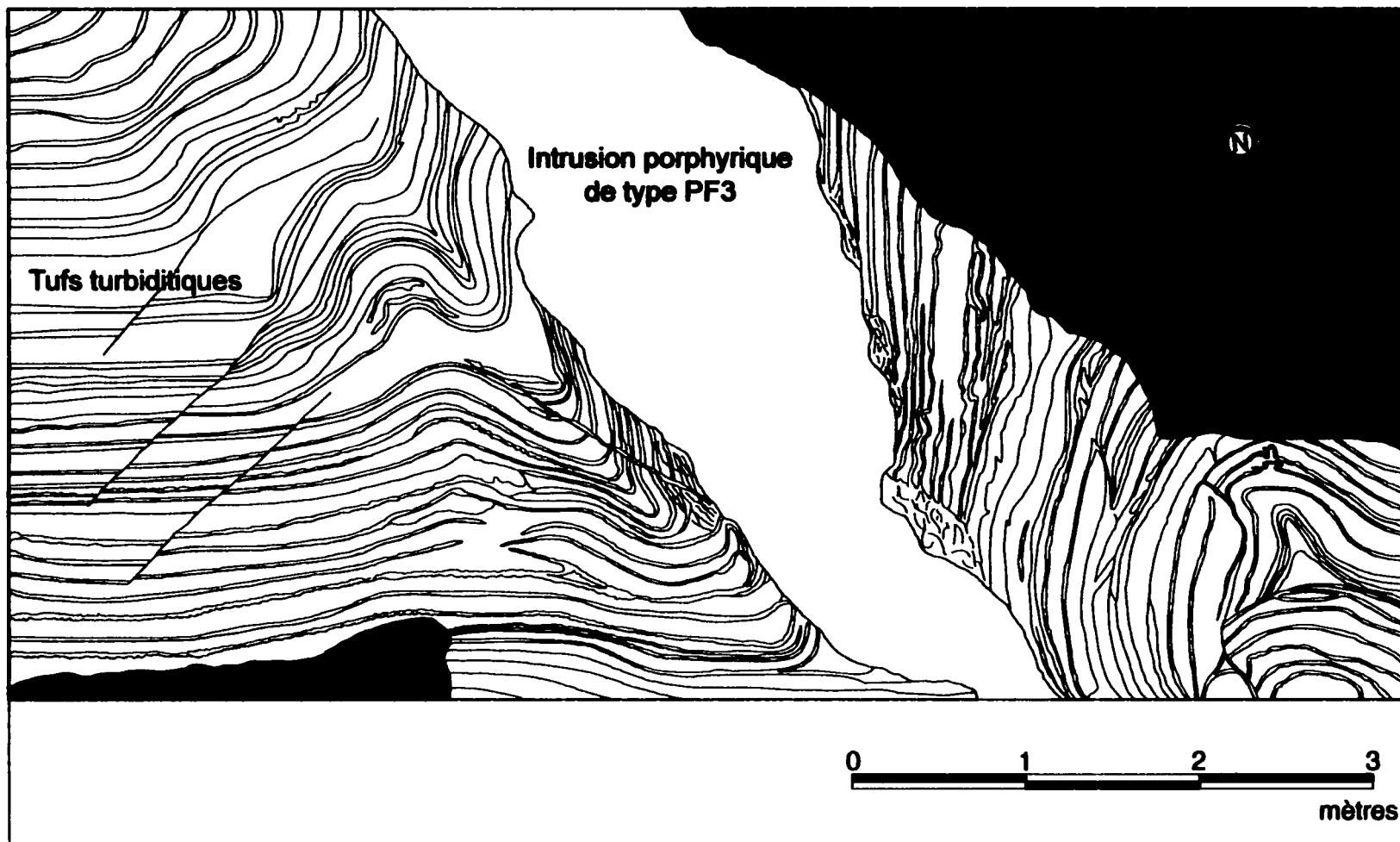


Figure17 : Zone de contact entre une intrusion porphyrique et les volcanoclastites felsiques. À noter : la relation entre l'intrusion porphyrique et des structures probablement syn-sédimentaires.

Caractéristiques des différents contacts observés dans le secteur du Lac Ackerman

Planche 11A : Zone de contact entre une séquence de basalte coussiné et une intrusion porphyrique de type PF2. La masse mesure 45 cm.

Planche 11B : Détail d'une zone de contact entre les roches volcanoclastiques felsiques et une intrusion porphyrique de type PFQ2. À noter l'absence de bordure de trempe et la mince zone présentant un faible écoulement laminaire. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 11C : Zone de contact franche entre une intrusion porphyrique de type PFH et une intrusion porphyrique de type PFQ3. Le crayon mesure 13 cm.

Planche 11D : Détail de la planche 11C. À noter l'absence de bordure de trempe, l'absence d'enclave et l'absence d'écoulement laminaire au contact. Le crayon mesure 13 cm.



PLANCHE 11

stratification. La relation spatiale entre le dyke et une zone de perturbation du litage, ne correspondant à aucun style de plissement reconnu dans la région, permet de suggérer une mise en place du dyke dans une zone de déformation syn-sédimentaire (slump). Il est à noter l'absence de bordure de trempe ainsi que de structure pépéritique (Planche 11b). La présence de fragments anguleux de tuf dans les intrusions porphyriques indique un certain niveau de consolidation des séquences de tufs turbiditiques lors de la mise en place des intrusions porphyriques.

Les contacts entre les différents types d'intrusions porphyriques sont difficiles à déterminer étant donné la très forte ressemblance entre les types (Planche 11c,d). Néanmoins, les contacts observés sont généralement francs, ne présentent aucune bordure de trempe, ne présentent aucun xénolite (Planche 11c,d) et ne présentent qu'occasionnellement des structures d'écoulement laminaire. Certains contacts entre les différentes phases à phénocristaux de plagioclase et de quartz sont graduels.

La chronologie de mise en place des intrusions porphyriques est basée fondamentalement sur les relations de recoupement entre les différents types d'intrusions. Certaines familles d'intrusions porphyriques ne présentent pas de relation entre elles. La famille des intrusions aphanitiques, la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) de même que la famille des

intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz plus ou moins plagioclase (PQF) ne présentent aucune relation de recoupement avec les autres familles d'intrusions porphyriques. La seule relation de recoupement qui peut être observée entre les différentes familles indique que la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) recoupe les intrusions de la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ) (Fig. 15). La mise en place des PFH est donc postérieure à la mise en place des PFQ. La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) ne présente pas de relation de recoupement entre les différents types d'intrusions qui la composent. Cependant, la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ) présente des relations de recoupement entre les différents types d'intrusions qui la composent. L'intrusion de type PFQ1 est recoupée par les intrusions de type PFQ2 et PFQ4 (Fig. 15). De même, les intrusions de type PFQ2 sont recoupées par les intrusions de type PFQ4 (Fig. 15).

La chronologie de mise en place présentée par les relations de recoupement observées sur le terrain indique que : 1) l'intrusion de type PFQ1 est antérieure aux intrusions de type PFQ2, PFQ4 et PFH ; 2) les intrusions de type PFQ2 sont antérieures aux intrusions de type PFQ4 et PFH et 3) les intrusions de la famille des PFH sont postérieures à celles de la famille des PFQ.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

Le chapitre 4 présente la caractérisation géochimique des différents types d'intrusions porphyriques dans le but de documenter la nature du magma. La composition géochimique de la brèche volcanique ainsi que celle des tufs turbiditiques est également documentée. Un ensemble de 36 échantillons a été choisi pour l'analyse géochimique : 31 représentant les différents types d'intrusions porphyriques, 2 provenant des fragments de la brèche volcanique et 3 représentant les tufs turbiditiques. Les échantillons analysés sont localisés à la figure 18. Les méthodes d'analyses des éléments et la précision de celles-ci sont définies dans la méthodologie (section 1.3). Les analyses du standard sont présentées à l'annexe 4a et les résultats des analyses géochimiques sont présentés à l'annexe 4b et 4c.

Les échantillons collectés pour effectuer les analyses géochimiques ont été choisis spécifiquement avec le moins d'altération possible afin de limiter les effets de celle-ci sur les résultats. De plus, sauf exception, les analyses présentant des valeurs de perte au feu supérieures à 7 % du poids total de la roche sont retirées des diagrammes géochimiques et toutes les analyses sont reportées à 100 % avec une redistribution de la perte au feu. Les effets de l'altération sur les compositions géochimiques obtenues sont donc considérés comme relativement minimes.

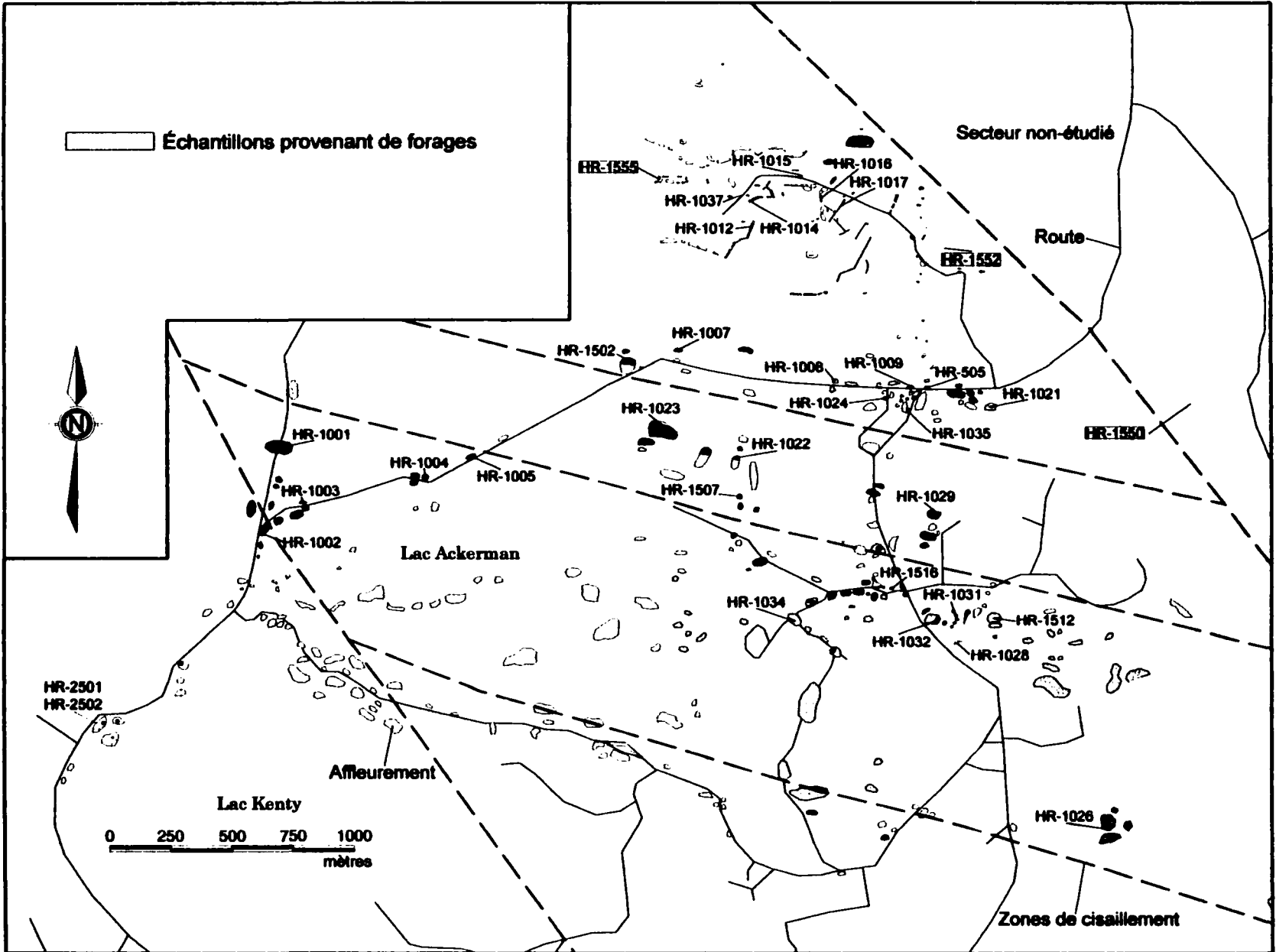


Figure 18 : Carte de localisation des échantillons étudiés pour la composition géochimique.

4.1 Caractérisation des intrusions porphyriques

La caractérisation des intrusions porphyriques est effectuée à partir de diagrammes de Harker, de spectres des éléments des terres rares, de diagrammes multi-éléments et de diagrammes discriminants. Les différents types d'intrusions porphyriques sont regroupés en famille pour la simplification des diagrammes géochimiques. Les données sur les diagrammes sont séparées par familles d'intrusions porphyriques : 1) les intrusions aphanitiques ; 2) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) ; 3) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) ; 4) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et quartz et 5) les intrusions porphyriques à quartz \pm plagioclase (PQF). Les intrusions de types PFQ1 et PF5 sont mises à part dans les diagrammes géochimiques étant donné leurs différences pétrographiques avec leurs familles respectives.

4.1.1 Les diagrammes de Harker

Les analyses géochimiques des intrusions porphyriques varient principalement entre 60 et 75 % de SiO₂, à ces valeurs élevées en SiO₂ les éléments généralement incompatibles deviennent compatibles avec la cristallisation des phases minérales accessoires (Rollinson, 1993). Ceci suggère que tous les éléments, compatibles et incompatibles, vont subir une diminution par rapport à l'abondance de SiO₂. L'utilisation des éléments incompatibles pour définir le degré d'évolution du magma devient ainsi plus laborieuse et sujette à erreur. Les

diagrammes de Harker montrant le comportement des différents éléments par rapport à l'abondance du SiO_2 deviennent ainsi un outil plus utile pour définir l'évolution du magma.

Les diagrammes de Harker présentent une courbe de différenciation magmatique linéaire (Figs. 19, 20, 21). Les éléments qui ont un coefficient de partage (D) supérieur et qui diminuent linéairement avec l'augmentation du SiO_2 sont : TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 , CaO , Y , Sc , Sm et les éléments des terres rares lourdes (Figs. 19, 20, 21). Ces éléments peuvent tous entrer dans le système cristallin de la hornblende (sauf P_2O_5) (Green et Pearson, 1985). La diminution des éléments des terres rares lourdes (Tb , Yb , Lu) et Y suggère le fractionnement de la hornblende (Arth et Barker, 1976) (Figs. 20, 21). Les teneurs élevées en P_2O_5 et faibles en SiO_2 de même que l'inclusion de cristaux d'apatite (P est un élément majeur dans la composition de l'apatite) dans tous les autres cristaux semblent indiquer que l'apatite cristallise tôt dans le magma. Tous les éléments des terres rares (ETR) se concentrent fortement dans l'apatite avec un D variant entre 10 et 60 (Fujimaki, 1986). La cristallisation fractionnée de l'apatite augmente ainsi l'effet de la hornblende sur les ETR moyennes et lourdes.

Les éléments qui semblent avoir une évolution différente des autres sont le Al_2O_3 , le Zr et les ETR légères (Figs. 19, 20, 21). Ces éléments montrent une légère diminution par rapport à l'augmentation du SiO_2 . Le Al_2O_3 est un élément

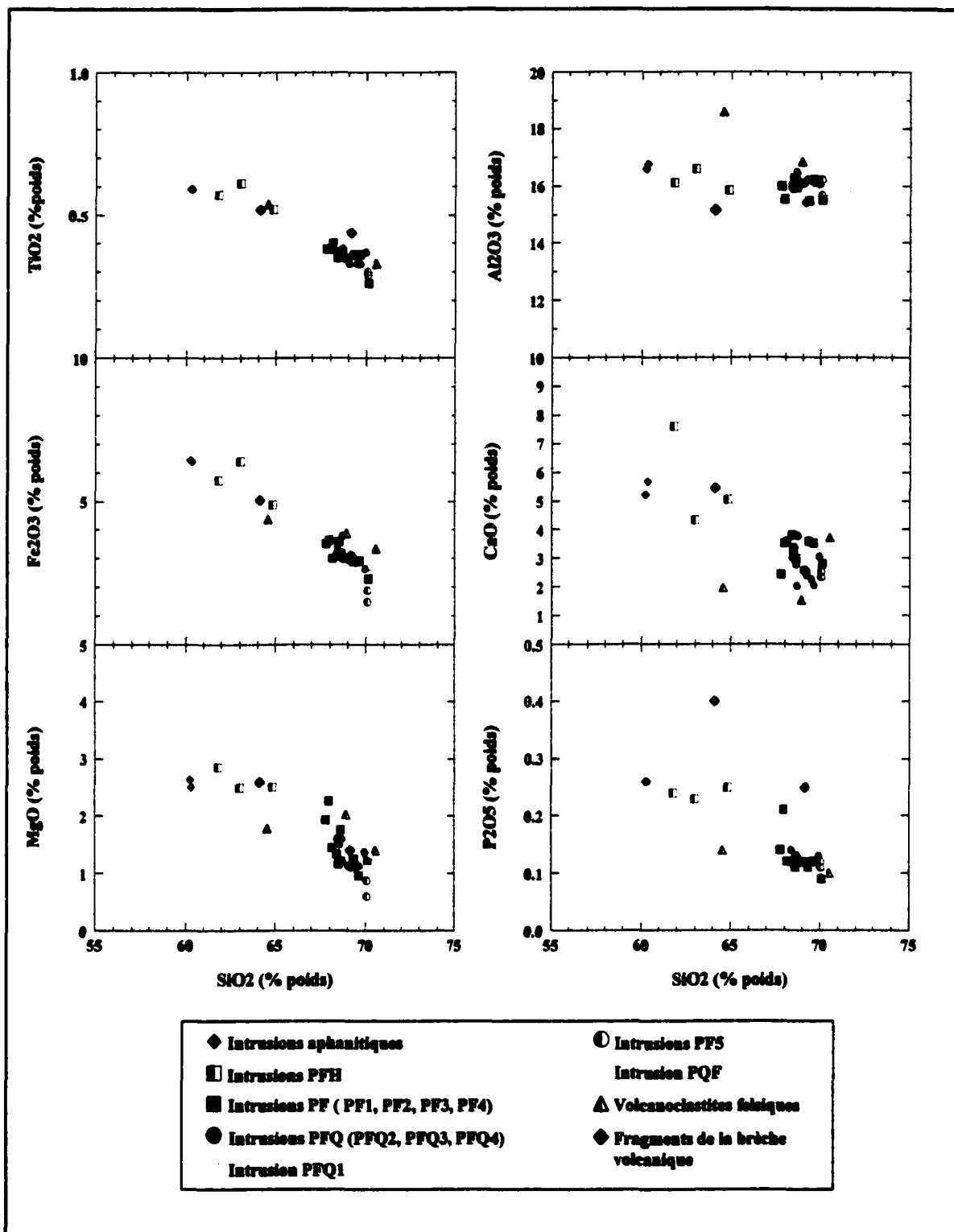


Figure 19 : Diagrammes de Harker de certains éléments majeurs des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

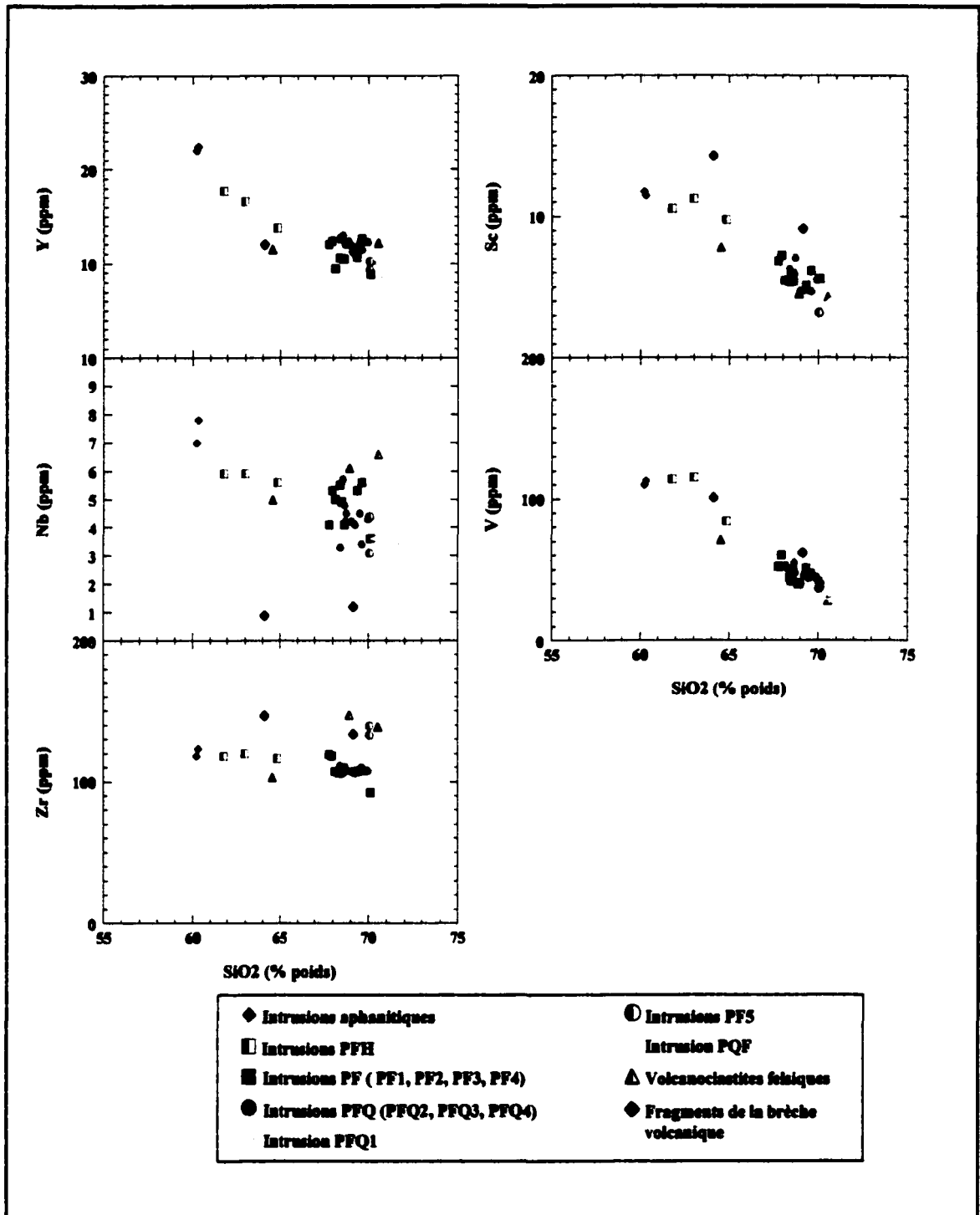


Figure 20 : Diagrammes de Harker de certains éléments mineurs des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

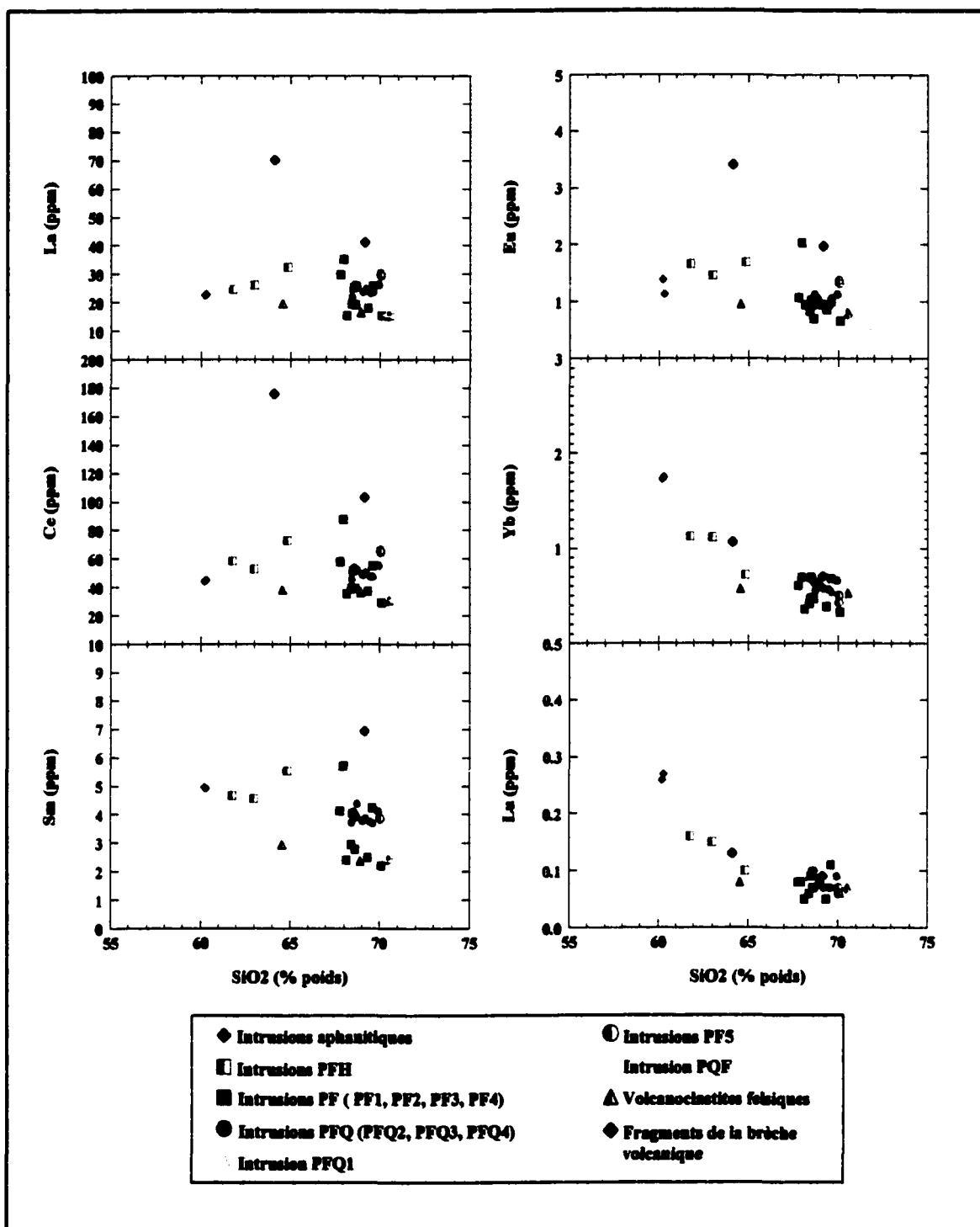


Figure 21 : Diagrammes de Harker des éléments des terres rares des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

qui entre dans le système cristallin de la hornblende et du plagioclase (Deer et al., 1966). La combinaison de la cristallisation fractionnée de la hornblende et du plagioclase peut produire une courbe de différenciation relativement plane (Fig. 19). La cristallisation de l'apatite qui concentre tous les ETR dans son système cristallin peut provoquer la diminution des ETR légères par rapport à l'augmentation du contenu en SiO_2 (Fujimaki, 1986) (Fig. 21). La concentration des ETR légères diminue cependant moins rapidement que celle des ETR lourdes qui, en plus, de cristalliser avec l'apatite, cristallisent avec la hornblende (Fig. 21). La cristallisation de petites quantités de zircon peut expliquer la légère diminution du Zr avec l'augmentation du contenu en SiO_2 (Fig. 20). En effet, des traces de zircon ont été observées en lames minces.

En résumé, la hornblende, le plagioclase et l'apatite sont les phases les plus importantes à être fractionnées dans le magma. Les diagrammes de Harker présentent une courbe de différenciation magmatique qui suggère que les intrusions porphyriques proviennent d'un même système magmatique et qu'elles sont génétiquement reliées.

4.1.2 Les spectres des éléments des terres rares (ETR)

Les ETR forment un groupe de 14 éléments qui présentent des caractéristiques géochimiques similaires d'où leur intérêt en pétrologie. Les

spectres des ETR des intrusions porphyriques du SLA sont normalisés aux chondrites selon les valeurs établies par Taylor et McLennan (1985).

Les spectres des ETR présentent tous un enrichissement considérable des ETR légères par rapport aux ETR lourdes et ne montrent aucune anomalie positive ou négative (Fig. 22). Le degré de fractionnement des spectres des ETR est indiqué par la variation des ETR légères par rapport aux ETR lourdes et est établi par le rapport $(La/Yb)_N$. Pour les intrusions porphyriques, le rapport $(La/Yb)_N$ varie entre 8,86 pour les intrusions aphanitiques et 46,90 pour les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase de type PF5 (Tableau 3). Le degré de fractionnement des ETR légères est établi à partir du rapport $(La/Sm)_N$. Les intrusions porphyriques montrent un rapport $(La/Sm)_N$ variant entre 2,89 pour les intrusions aphanitiques et 6,47 pour les intrusions porphyriques de type PQF (Tableau 3). Le degré de fractionnement des ETR lourdes est établi à partir du rapport $(Sm/Yb)_N$. Les intrusions porphyriques montrent un rapport $(Sm/Yb)_N$ variant entre 3,03 pour les intrusions aphanitiques et 9,79 pour les intrusions porphyriques de type PF5 (Tableau 3). La forme des spectres des ETR et leur fractionnement varient principalement en fonction de trois processus : 1) la concentration initiale des ETR à la source du magma ; 2) le degré de fusion partielle et 3) la cristallisation fractionnée (Wilson, 1989).

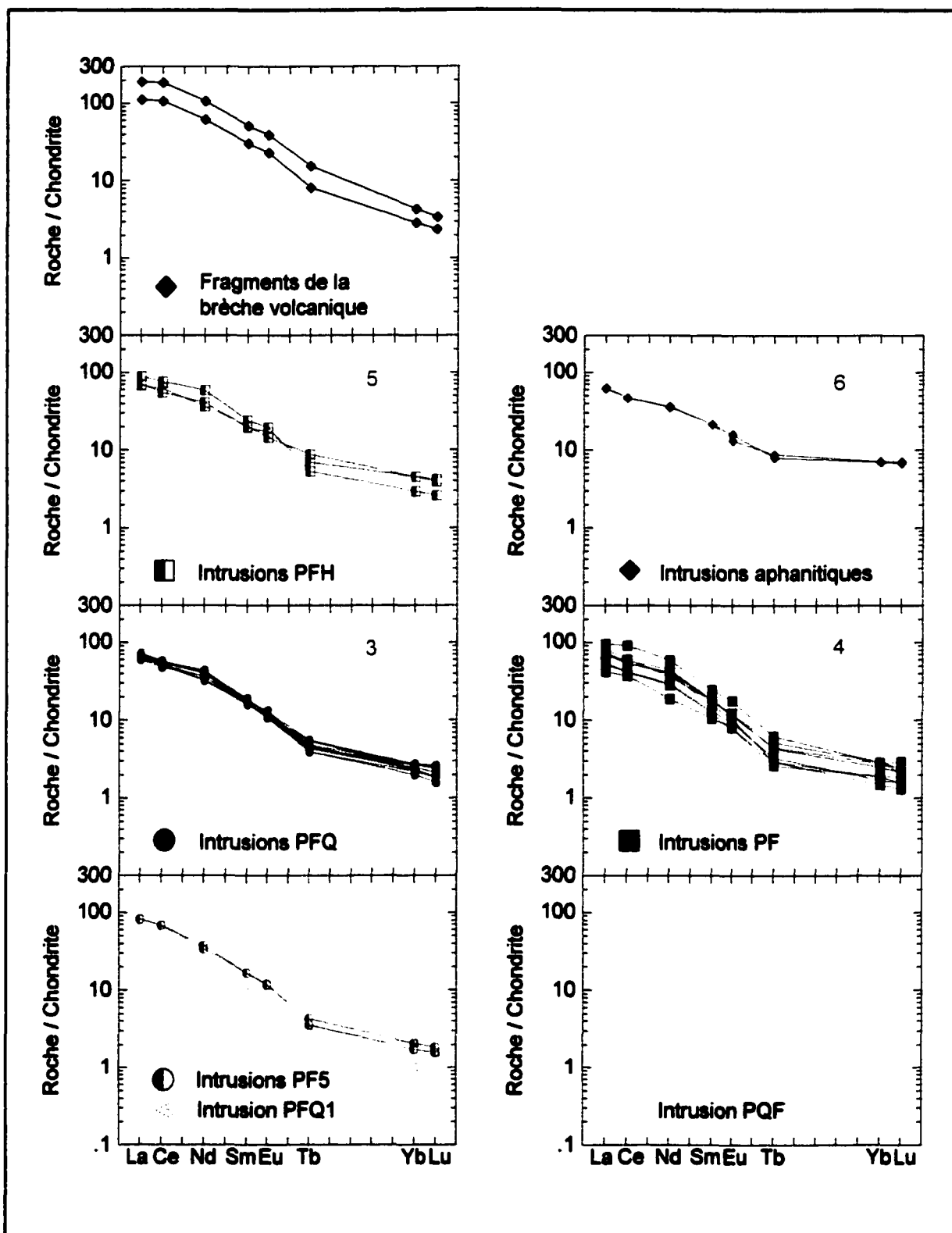


Figure 22 : Spectres des éléments des terres rares des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

Echantillons	HR1015	HR1017	HR1014	HR1552	HR1012	HR1016	HR1021	HR1037	HR1502
	A	A	PF1	PF1	PF2	PF2	PF2	PF2	PF2
La/Yb	13.13	13.12	46.22	49.79	47.52	60.46	41.07	46.38	42.41
(La/Yb) _N	8.87	8.86	31.23	33.64	32.11	40.86	27.75	31.34	28.66
La/Sm	4.60	4.65	6.64	10.07	7.09	7.74	6.99	7.28	6.38
(La/Sm) _N	2.89	2.93	4.18	6.34	4.46	4.87	4.40	4.58	4.02
Sm/Yb	2.86	2.82	6.96	4.95	6.70	7.81	5.88	6.37	6.65
(Sm/Yb) _N	3.07	3.03	7.47	5.31	7.19	8.39	6.31	6.84	7.13
Ba/La	36	41	18	19	27	5	33	35	42
Th/Yb	2.23	2.24	5.60	7.22	8.18	12.60	4.93	5.23	7.09
Nb/U	4.8	4.9	7.7	5.3	3.1	1.9	5.8	7.1	6.2
Ba/Nb	118	120	63	107	120	37	153	119	130
Hf/Yb	1.63	1.49	5.95	4.60	7.80	5.30	5.37	5.99	8.39
Zr/Hf	41.9	47.4	42.0	33.4	36.1	52.8	43.3	45.9	35.1
Nb/Ta	20.7	17.8	20.6	25.4	45.6	13.4	31.4		39.5
Y/Nb	3.1	2.9	1.9	2.2	2.5	2.8	2.6	2.0	1.9
Zr/Y	5.4	5.5	10.1	8.2	10.4	11.9	10.4	10.0	11.3
Sc/Y	0.5	0.5	0.5	0.2	0.6	0.3	0.5	0.5	0.6

Echantillons	HR1507	HR1008	HR1009	HR1026	HR1501	HR1555	HR1029	HR1035	HR1516
	PF2	PF3	PF3	PF4	PF5	PF5	PFH	PFH	PFH
La/Yb	50.18	35.83	38.14	48.56	69.40	59.92	45.25	23.35	21.78
(La/Yb) _N	33.91	24.21	25.78	32.82	46.90	40.49	30.58	15.78	14.72
La/Sm	6.18	6.20	6.09	7.22	7.61	7.89	5.88	5.73	5.26
(La/Sm) _N	3.89	3.91	3.83	4.54	4.79	4.96	3.70	3.61	3.31
Sm/Yb	8.12	5.77	6.26	6.73	9.12	7.60	7.70	4.08	4.14
(Sm/Yb) _N	8.72	6.20	6.72	7.22	9.79	8.16	8.26	4.38	4.45
Ba/La	14	27	36	32	37	14	18	32	23
Th/Yb	5.43	4.82	5.23	7.24	16.44	13.92	3.64	3.58	3.94
Nb/U	6.0	4.2	5.4	2.3	1.4	2.0	9.2	4.6	4.1
Ba/Nb	94	141	168	237	349	94	101	142	95
Hf/Yb	4.50	4.22	4.59	4.13	8.03	8.19	3.78	2.53	2.96
Zr/Hf	37.4	36.5	34.6	47.0	38.8	33.4	42.9	42.3	35.4
Nb/Ta	35.6	42.4	38.1	18.8	17.0	19.1	50.6	28.7	24.8
Y/Nb	2.3	2.6	2.2	2.9	3.0	2.3	2.5	2.8	3.0
Zr/Y	9.5	8.6	8.5	9.9	14.1	13.7	8.4	7.2	6.7
Sc/Y	0.6	0.5	0.5	0.6	0.3	0.3	0.7	0.7	0.6

Tableau 3 : Rapports d'éléments traces pour les intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

Echantillons	HR1034	HR1512	HR1001	HR1004	HR1007	HR1032	HR1002	HR1003	HR1005
	PFQ1	PFQ1	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ3	PFQ3	PFQ3
La/Yb	41.14	49.94	43.32	45.46	39.24	40.52	44.19	39.49	46.84
(La/Yb) _N	27.80	33.75	29.27	30.72	26.52	27.38	29.86	26.68	31.65
La/Sm	6.67	6.03	6.45	5.94	6.47	6.54	6.47	6.30	5.98
(La/Sm) _N	4.20	3.79	4.06	3.74	4.07	4.12	4.07	3.97	3.76
Sm/Yb	6.17	8.29	6.71	7.65	6.07	6.20	6.83	6.26	7.84
(Sm/Yb) _N	6.62	8.90	7.21	8.22	6.51	6.65	7.34	6.72	8.41
Ba/La	45	45	37	18	31	18	19	25	42
Th/Yb	6.86	9.58	6.00	4.85	5.22	5.21	6.18	5.46	4.82
Nb/U	5.6	3.5	4.2	5.4	5.9	4.1	3.3	4.0	6.3
Ba/Nb	155	213	225	118	145	109	134	140	243
Hf/Yb	10.23	13.65	4.40	5.52	4.16	4.09	4.76	4.33	5.59
Zr/Hf	35.2	32.1	42.0	41.4	38.5	40.9	42.5	41.0	34.6
Nb/Ta	57.1	22.0	17.2		20.5	27.2	18.4	14.8	
Y/Nb	2.6	3.1	2.9	3.2	2.3	2.9	3.4	2.8	2.7
Zr/Y	11.8	13.2	9.0	10.6	8.3	8.9	9.6	9.0	8.8
Sc/Y	0.3	0.4	0.4	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6

Echantillons	HR1022	HR1023	HR1031	HR1550	HR1024	HR1028	HR505	HR2501	HR2502
	PFQ3	PFQ3	PFQ4	PQF1	Tuf	Tuf	Brèche Tuf Volcanique		
La/Yb	37.39	41.47	39.74	55.13	28.99	33.91	26.29	58.62	65.31
(La/Yb) _N	25.27	28.02	26.85	37.25	19.59	22.91	17.77	39.61	44.14
La/Sm	6.51	6.25	6.42	10.28	6.35	6.73	6.97	5.97	5.92
(La/Sm) _N	4.09	3.94	4.04	6.47	3.99	4.24	4.39	3.76	3.73
Sm/Yb	5.75	6.63	6.19	5.36	4.57	5.04	3.77	9.82	11.03
(Sm/Yb) _N	6.17	7.12	6.65	5.76	4.91	5.41	4.05	10.54	11.84
Ba/La	24	25	29	18	42	17	28	15	11
Th/Yb	4.87	5.81	5.41	8.52	3.86	2.90	3.53	6.85	6.78
Nb/U	4.8	4.3	3.3	4.7	10.3	13.7	9.8	1.2	0.6
Ba/Nb	128	129	180	118	99	66	77	511	879
Hf/Yb	4.17	4.24	4.20	4.06	6.31	3.96	6.46	5.22	3.43
Zr/Hf	37.7	44.6	38.6	33.8	41.4	44.5	35.9	36.3	39.8
Nb/Ta	17.8	18.5	43.5	18.4	16.3		13.9	7.1	7.7
Y/Nb	2.6	2.7	2.9	1.8	1.8	2.3	2.0	9.3	13.1
Zr/Y	8.6	8.9	8.8	9.0	11.4	9.0	11.9	11.8	12.2
Sc/Y	0.4	0.4	0.4	0.2	0.4	0.7	0.4	0.8	1.2

Tableau 3 (suite) : Rapports d'éléments traces pour les intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman.

Les spectres des ETR qui présentent un enrichissement en ETR légères par rapport aux ETR lourdes impliquent que la source du magma n'est pas le manteau appauvri en ETR légères. Ce type de spectres implique donc principalement une source de magma qui n'est pas appauvrie en ETR légères (manteau normal) ou une source de magma ayant subi une contamination provenant d'une croûte continentale et/ou d'une plaque en subduction dans la lithosphère (Wilson, 1989). Les rapports $(La/Yb)_N$ élevés indiquent un fractionnement considérable entre les ETR légères et les ETR lourdes et peuvent être expliqués par la présence de grenats résiduels à la source du magma (Wilson, 1989). Le grenat possède un coefficient de partage (D) faible pour les ETR légères et fort pour les ETR lourdes. Ceci implique que la présence de grenats résiduels à la source conduit à un appauvrissement du magma en ETR lourdes (Fujikami et al., 1984). Le degré de fusion partielle à la source est aussi un phénomène important pour le fractionnement du spectre des ETR étant donné la plus grande compatibilité des ETR lourdes avec la minéralogie du manteau. Un faible degré de fusion partielle favorise la concentration des ETR légères dans le magma. Ceci provoque une augmentation de la concentration des ETR légères par rapport aux ETR lourdes qui sont préférentiellement retenus dans les minéraux de la source (Wilson, 1989). La cristallisation fractionnée influence aussi le fractionnement du spectre des ETR. Outre le grenat, certains autres minéraux peuvent influencer la forme du spectre des ETR et favoriser un fractionnement élevé des ETR légères par rapport aux

ETR lourdes. Le coefficient de partage de la hornblende varie avec la composition du magma et peut, ainsi, dans les magmas riches en silice, faire contribuer la hornblende à la concentration des ETR lourdes (Pearce et Norry, 1979 ; Watson et Harrison, 1983). La cristallisation fractionnée de la hornblende dans un magma conduit donc à un appauvrissement de celui-ci en ETR moyennes et lourdes par rapport aux ETR légères (Wilson, 1989). Dans les magmas riches en SiO_2 , le zircon, l'apatite et la titanite (sphène) peuvent aussi fortement fractionner les ETR (Le Marchand et al., 1987).

Les spectres des ETR des intrusions porphyriques du SLA montrent que les phases plus riches en SiO_2 sont plus appauvries en ETR que les phases moins riches en SiO_2 (Fig. 22). Ce phénomène est plus marqué pour les ETR lourdes, ce qui suggère un effet de la cristallisation fractionnée de l'apatite et de la hornblende dans le magma. L'apatite, qui semble avoir débuté sa cristallisation très tôt dans le système, contrôle fortement les quantités de ETR présentes. Les phases moins différenciées et plus riches en cristaux d'apatite montrent un spectre des ETR légèrement enrichi alors que les phases moins riches en apatite sont légèrement appauvries en ETR. À la cristallisation de l'apatite s'ajoute la cristallisation de la hornblende à qui sont associés les ETR lourdes (Pearce et Norry, 1979 ; Watson et Harrison, 1983). Ainsi, les phases plus riches en SiO_2 et moins riches en hornblende vont aussi voir leurs spectres des ETR légèrement diminués. Le phénomène est ainsi plus marqué pour les ETR lourdes qui sont influencés par la

cristallisation de l'apatite et de la hornblende que pour les ETR légères qui sont influencés seulement par la cristallisation de l'apatite. Lorsque, l'étude géochimique est combinée à l'étude pétrographique, il en ressort que la présence plus ou moins grande de cristaux d'apatite influence plus fortement les spectres des ETR que la présence de la hornblende.

4.1.3 Les diagrammes multi-éléments (Spidergrammes)

Les diagrammes multi-éléments sont basés sur le regroupement d'éléments incompatibles en relation avec la minéralogie typique du manteau. Ces diagrammes sont une extension des spectres des ETR et sont basés sur les principes de compatibilité des éléments. Les diagrammes multi-éléments sont normalisés selon les valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) (Fig. 23). Les valeurs de Sun et McDonough (1989) sont placées dans un ordre de compatibilité des éléments. Les éléments traces incompatibles sont principalement de deux types : 1) les éléments lithophiles à large rayon ionique (LILE) soit Cs, Rb, K, Ba, qui possèdent un champ de force faible (potentiel ionique $< 2,0$) et 2) les éléments à champ de force élevé (potentiel ionique $> 2,0$) (HFSE) soit Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, ETR. Les éléments LILE sont situés à l'extrême gauche et les éléments HFSE sont situés à droite des diagrammes multi-éléments (Fig. 23).

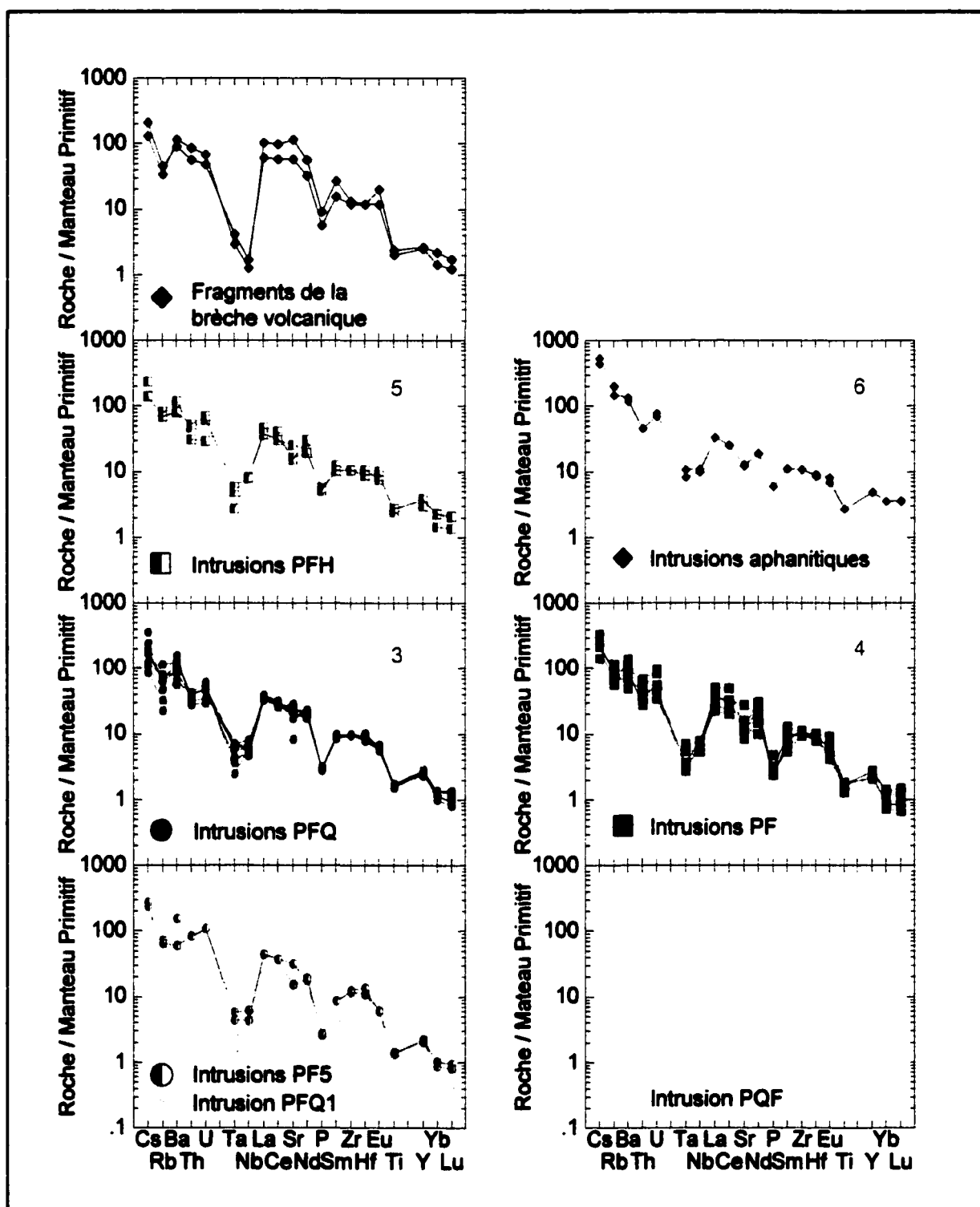


Figure 23 : Diagrammes multi-éléments des différents types d'intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman. À noter : 1) un spectre à pente négative progressive ; 2) une forte anomalie négative en Nb (Ta) ; 3) une anomalie négative prononcée en Ti et P.

Les diagrammes multi-éléments des différents types d'intrusions porphyriques montrent tous des spectres à pente négative. Les rapports Th/Yb et Hf/Yb présentent le degré de fractionnement. Pour les intrusions porphyriques du SLA, le rapport Th/Yb varie de 2,24 pour les intrusions aphanitiques à 16,44 pour les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase de type PF5 (Tableau 3). Le rapport Hf/Yb varie de 1,49 pour les intrusions aphanitiques à 13,65 pour l'intrusion porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de quartz de type PFQ1 (Tableau 3).

Les diagrammes multi-éléments des intrusions porphyriques présentent un enrichissement distinct en éléments à large rayon ionique LILE par rapport aux éléments à champs de force élevé (HFSE) (Fig. 23). Dans les séries magmatiques calco-alcalines des zones de subduction, les éléments à potentiel ionique faible (Sr, K, Rb, Ba \pm Th) sont enrichis par rapport aux éléments à potentiel ionique fort (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc et Cr) (Pearce, 1982). Les éléments à faible potentiel ionique sont plus facilement mobilisés par les phases fluides et leur enrichissement dans les magmas provenant des zones de subduction est attribué au métasomatisme de la région source dans le manteau provoqué par les fluides dérivés de la croûte océanique subductée (Pearce, 1982). L'abondance moindre des éléments à fort potentiel ionique est attribuable à un degré de fusion partielle élevé à la source mantellique, à la stabilité de phases résiduelles mineures (rutile,

zircon, sphène) à la source qui peuvent concentrer préférentiellement certains éléments ainsi qu'à la refusion d'une source mantellique déjà appauvrie (Pearce, 1982).

Les diagrammes multi-éléments des intrusions porphyriques présentent aussi des anomalies négatives prononcées en Ti-Nb-Ta (Fig. 23). Un modèle explique les anomalies négatives en Ti-Nb-Ta par la rétention de ces éléments dans des minéraux réfractaires contenant du titane (rutile, sphène, perovskite) lors de la fusion partielle à la source du magma (Saunders et al., 1980 ; Briquet et al., 1984 ; Arculus et Powell, 1986 ; Foley et Wheller, 1990). Bien que les processus de l'appauvrissement en Ti-Nb-Ta soient sujet à débat, il existe des évidences empiriques claires que cette signature géochimique est restreinte aux environnements tectoniques de zones de subduction (Feng et Kerrich, 1992). Les anomalies en P qui sont observées peuvent être expliquées par la cristallisation fractionnée de l'apatite. La faible anomalie en Th peut être expliquée par la cristallisation de petites quantités d'allanite qui concentre préférentiellement le Th et les ETR légères (Brook et al., 1981 ; Mahood et Hildreth, 1983).

Les caractéristiques de la suite magmatique intrusive du SLA sont donc similaires aux caractéristiques d'un magmatisme calco-alcalin de zones de subduction (Fig. 23).

4.1.4 Les diagrammes discriminants

Les roches intrusives porphyriques du SLA se situent dans le domaine subalcalin, selon le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Irvine et Baragar, 1971) (Fig. 24A). Le diagramme K_2O vs SiO_2 (Peccerillo et Taylor, 1976) indique que les roches intrusives porphyriques se situent dans le domaine normal en potassium (Fig. 24B). Le diagramme discriminant Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester et Floyd, 1977) est cependant beaucoup plus fiable dans cette étude car il est élaboré à partir d'éléments plus immobiles lors du métamorphisme et de l'altération. Ce diagramme suggère que l'affinité des intrusions porphyriques est calco-alcaline (Fig. 25A). Le diagramme $\text{Hf}/3\text{-Th-Ta}$ de Wood (1980) est aussi élaboré à partir d'éléments incompatibles. Dans ce diagramme, les intrusions porphyriques tombent dans le champ d'un magmatisme relatif aux marges destructives des plaques en subduction (Fig. 25B). Dans les diagrammes $\text{Ti}/100\text{-La-Hf}^*10$ et $\text{Zr}^*3\text{-Nb}^*50\text{-Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ de Müller et al. (1992), les intrusions porphyriques tombent dans le champ d'un magmatisme d'arc continental (Fig. 26). Les intrusions porphyriques tombent dans le champ d'un magmatisme d'arc dans le diagramme Rb versus $(\text{Y}+\text{Nb})$ de Pearce et al. (1984) (Fig. 27).

En résumé, les diagrammes discriminants suggèrent que les intrusions porphyriques ont une origine compatible avec un magmatisme calco-alcalin normal en potassium provenant d'un arc magmatique probablement continental.

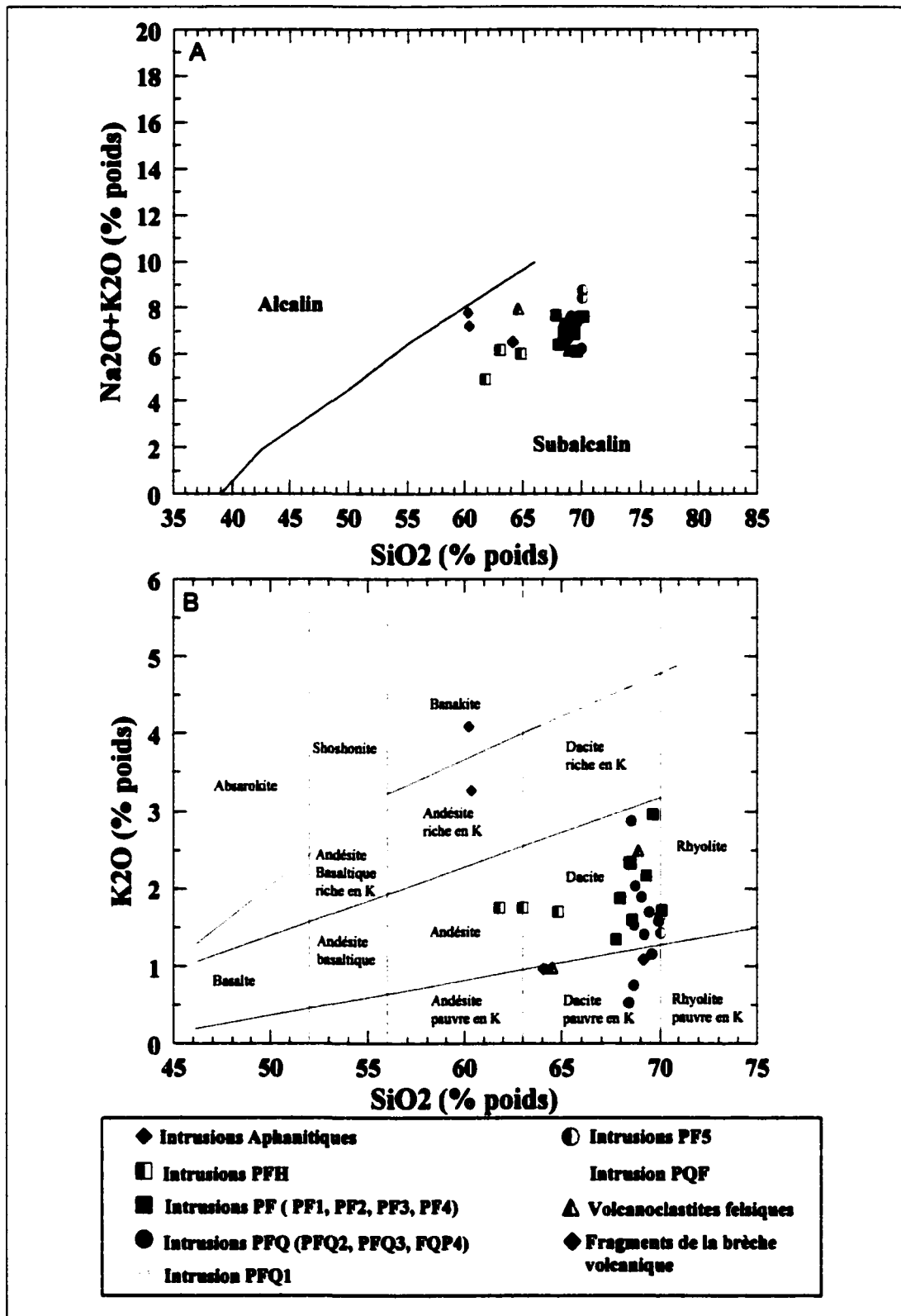


Figure 24 A : Diagramme alcalis vs SiO₂ (Irvine et Baragar, 1971). À noter que les échantillons tombent dans le domaine subalcalin. B : Diagramme K₂O vs SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976). À noter que la majorité des échantillons tombe dans le domaine normal en potassium K.

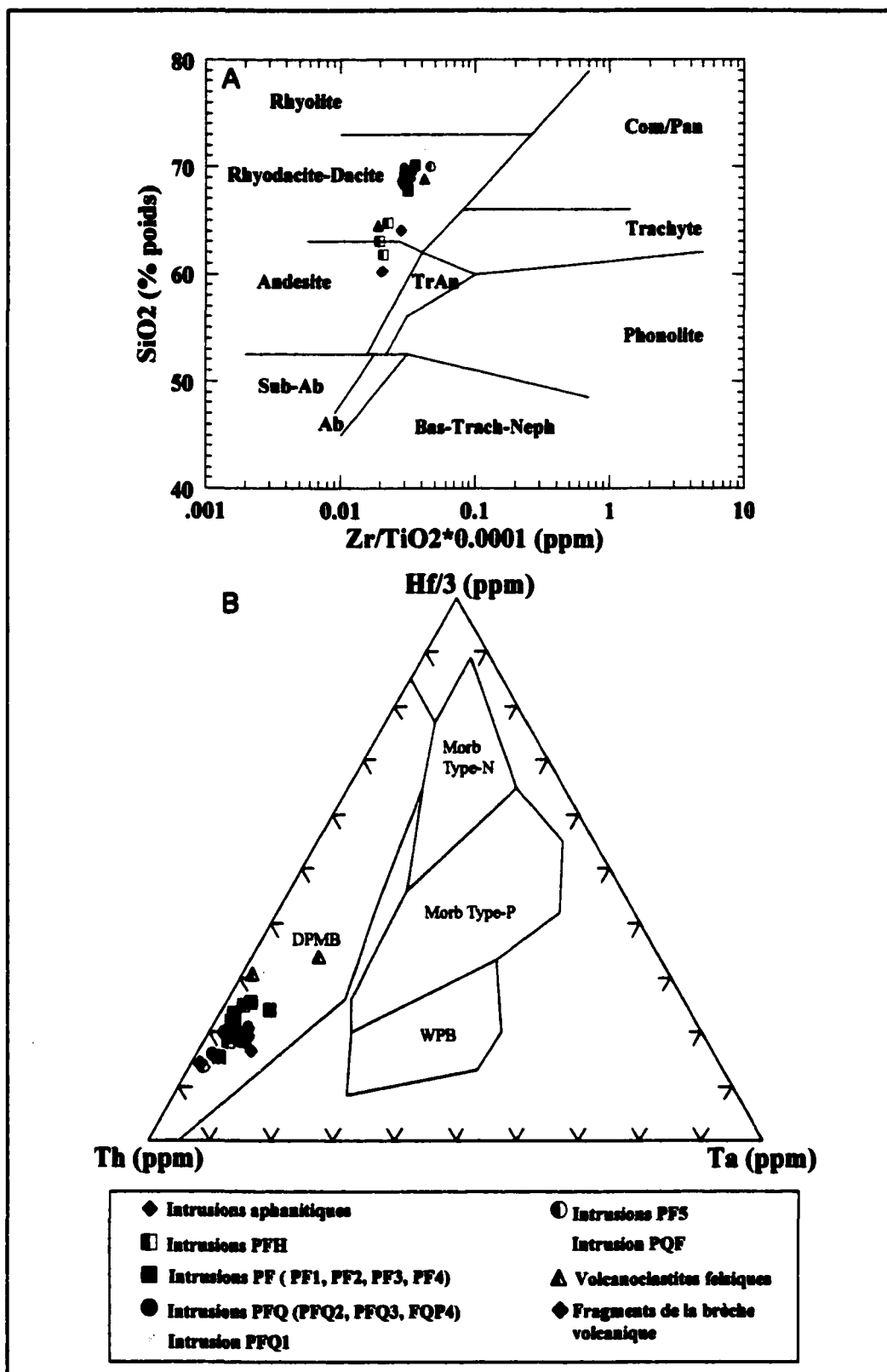


Figure 25A : Diagramme de Winchester et Floyd (1977). À noter la suite calco-alkaline.
 B: Diagramme de Wood (1980). WPB : Basaltes intra-plaques, DPMB : Basaltes aux marges des plaques en subduction. À noter que les intrusions porphyriques indiquent le champ DPMB.

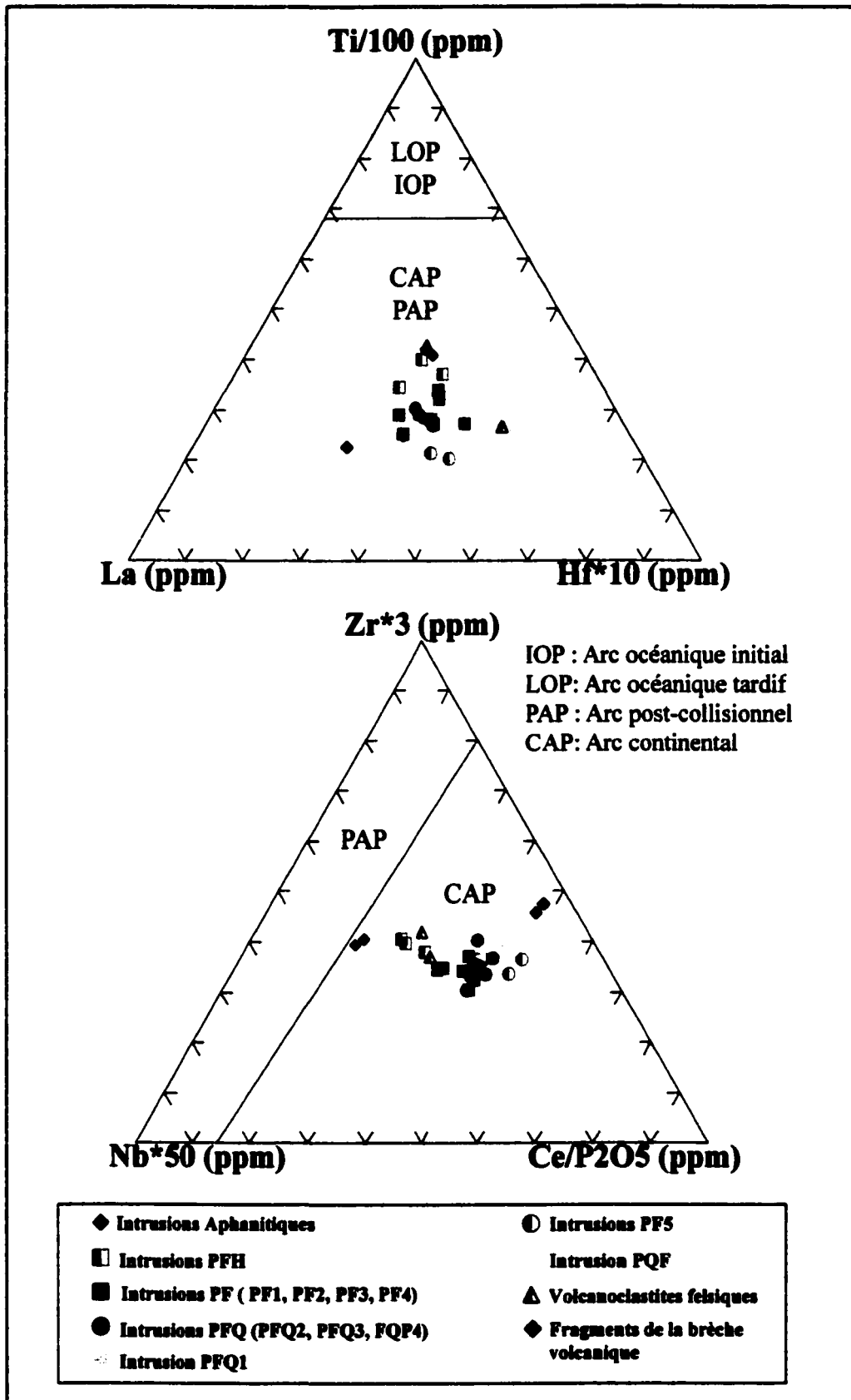


Figure 26 : Diagrammes discriminants de Müller et al. (1992). À noter les intrusions porphyriques tombent dans le domaine des arcs continentaux.

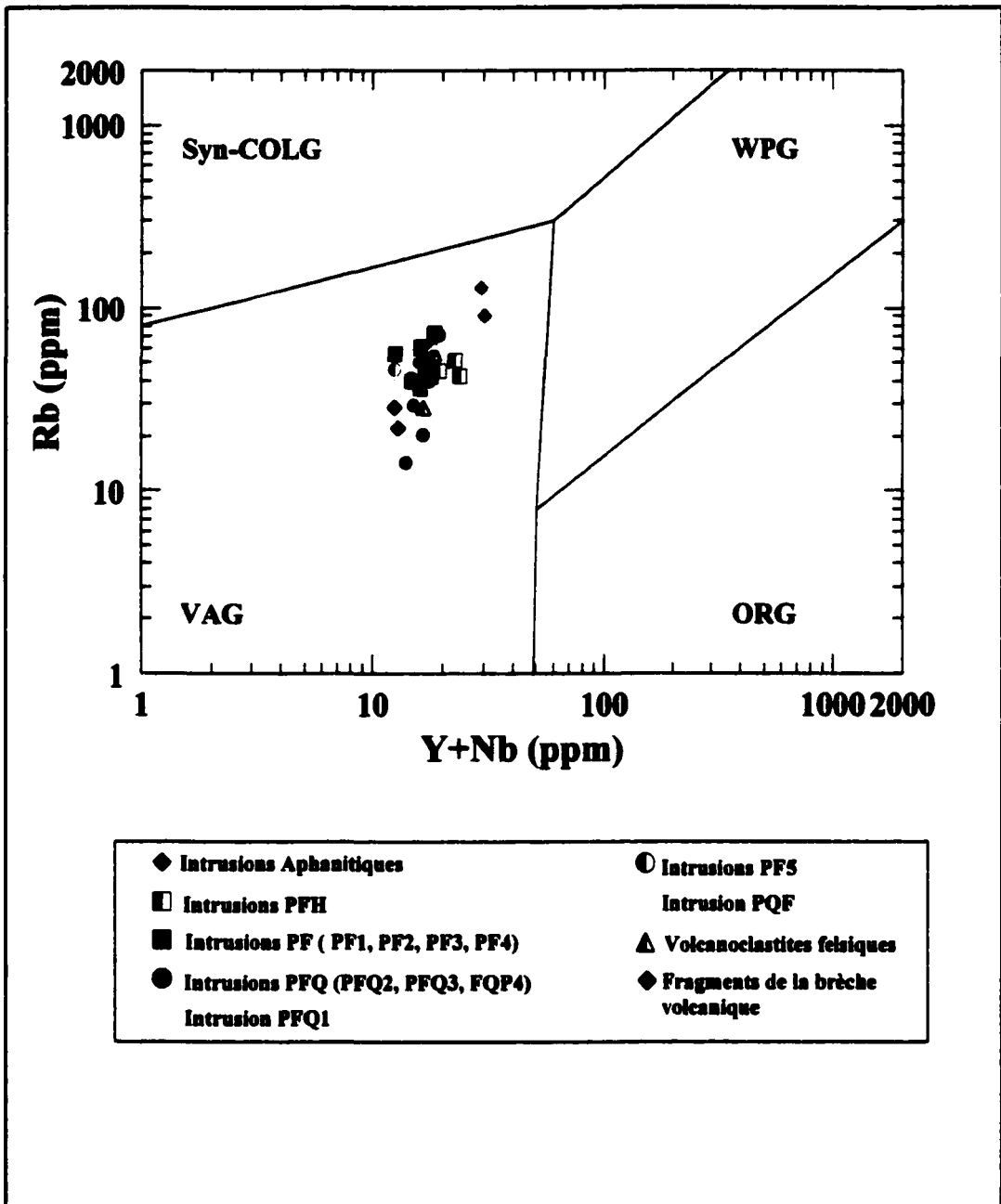


Figure 27 : Diagramme discriminant de Pearce et al. (1984). Syn-COLG : Granite syn-collisionnel, WPG : Granite intra-plaque, VAG : Granite des arcs volcaniques, ORG : Granite des dorsales océaniques. À noter les intrusions porphyriques tombent dans le domaine des granites des arcs volcaniques.

4.1.5 Évolution géochimique des intrusions porphyriques

L'étude de l'évolution géochimique des intrusions porphyriques permet de mettre en relation les différents types d'intrusions porphyriques en mettant l'accent sur leur degré d'évolution magmatique les unes par rapport aux autres. L'étude sur l'évolution géochimique a pour but d'indiquer les différents degrés d'évolution magmatique des différents types d'intrusions et d'établir une chronologie relative d'évolution de la série magmatique. L'évolution géochimique est élaborée à partir des diagrammes de Harker (Figs. 19, 20, 21), de la comparaison des spectres des ETR (Fig. 22), des diagrammes multi-éléments (Fig. 23) et des rapports d'éléments (Tableau 3). La comparaison des spectres des ETR et des diagrammes multi-éléments est présentée à la figure 28. L'échantillon le plus représentatif et le moins altéré est choisi pour représenter chaque type d'intrusions porphyriques. La composition en relation avec la pétrographie permet d'expliquer les diagrammes de Harker, les spectres des ETR et les diagrammes multi-éléments et de montrer l'évolution du magma. Les principaux minéraux présents dans la séquence magmatique et susceptibles d'influencer l'évolution des éléments dans la chambre magmatique sont le plagioclase, la hornblende, l'apatite, le zircon et l'allanite.

L'évolution magmatique présentée dans les diagrammes de Harker permet de séparer, par le contenu en SiO_2 , trois grands groupes de familles d'intrusions porphyriques. La famille d'intrusions porphyriques qui présente le contenu en SiO_2

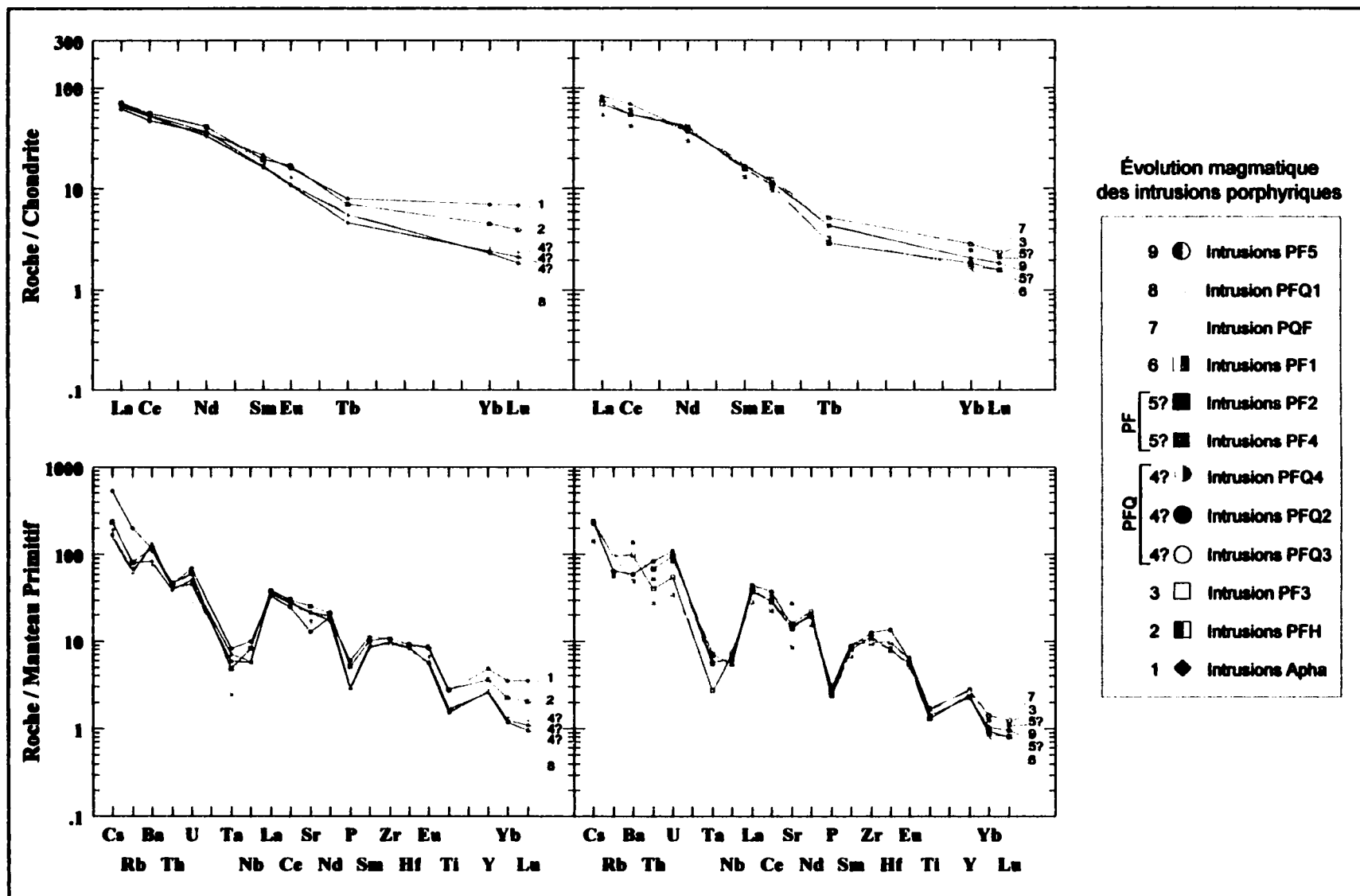


Figure 28 : Diagrammes de l'évolution magmatique des intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman présentant une comparaison entre les spectres des ETR et les diagrammes multi-éléments de chaque type d'intrusions porphyriques.

le moins élevé est la famille des intrusions aphanitiques. Les intrusions aphanitiques possèdent aussi un rapport $(La/Yb)_N$ de 8,86, un rapport $(La/Sm)_N$ de 2,89, un rapport Th/Yb de 2,23 et un rapport Zr/Y de 5,4. Ces données indiquent que les intrusions aphanitiques sont les intrusions les moins fractionnées et les moins évoluées. Elles ont cependant des concentrations plus élevées en LILE qui peuvent être expliquées par un phénomène de dilution provoqué par la présence de phénocristaux dans les autres types d'intrusions. La fine granulométrie des intrusions aphanitiques rend difficile l'identification des minéraux. La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) peut aussi être séparée par les diagrammes de Harker. Les PFH présentent un contenu en SiO_2 variant entre 61,77 et 64,78, un rapport $(La/Yb)_N$ variant de 14,72 à 15,78, un rapport $(La/Sm)_N$ variant de 3,31 à 3,70, un rapport Th/Yb variant de 3,58 à 3,94 et un rapport Zr/Y variant de 6,7 à 8,4. Ils présentent ainsi un magma plus évolué que les intrusions aphanitiques mais sont moins évolués que les autres types d'intrusions. Par rapport aux spectres des ETR à l'exception des intrusions aphanitiques, le PFH montre un enrichissement des ETR lourdes par rapport aux ETR légères. Ceci peut s'expliquer par la plus grande concentration de hornblende qui concentre préférentiellement les ETR lourdes dans ce type d'intrusion (Fig. 28).

Les autres familles d'intrusions porphyriques forment le troisième groupe de familles. Il devient alors difficile d'évaluer le degré d'évolution du magma par les diagrammes de Harker avec des contenus en SiO_2 similaires entre les familles

variant entre 67,76 et 73,64. Les rapports, les spectres des ETR et les diagrammes multi-éléments sont plus utiles pour évaluer le degré d'évolution du magma des différentes familles d'intrusions porphyriques. La famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) et la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ) présentent un contenu en SiO₂ similaire (Figs. 19, 20, 21). La famille des PF présente un rapport (La/Yb)_N variant de 27,75 à 33,91, un rapport (La/Sm)_N variant de 3,83 à 6,34, un rapport Th/Yb variant de 4,82 à 12,60 et un rapport Zr/Y variant de 8,2 à 11,9. La famille des PFQ présente un rapport (La/Yb)_N variant de 26,52 à 31,65, un rapport (La/Sm)_N variant de 3,94 à 4,12, un rapport Th/Yb variant de 4,82 à 9,58 et un rapport Zr/Y variant de 8,3 à 10,6. Le tableau 3 montre que les PF ont tendance à avoir des rapports généralement plus élevés que ceux des PFQ. La famille des PF présente un magma relativement similaire mais qui semble un peu plus évolué que le magma des PFQ.

Les différents types de la famille des PFQ présentent aussi différents degrés d'évolution. Le magma de l'intrusion de type PFQ1 est le plus riche en SiO₂ de la famille des PFQ (Figs. 19, 20, 21) et présente des rapports (La/Yb)_N, (La/Sm)_N, Th/Yb et Zr/Y (Tableau 3) généralement plus élevés que les autres. Les intrusions de type PFQ2, PFQ3 et PFQ4 présentent des compositions très similaires et sont majoritairement moins riches en SiO₂ que le PFQ1 (Figs. 19, 20, 21). Les spectres des ETR et les diagrammes multi-éléments comparatifs de la figure 28 montrent

des spectres de mêmes formes pour les intrusions PFQ1, PFQ2, PFQ3 et PFQ4. Les spectres des intrusions PFQ2, PFQ3 et PFQ4 montrent cependant des concentrations plus élevées. Ceci peut s'expliquer par une plus forte abondance d'apatite qui concentrent les ETR. La quantité de hornblende demeure stable dans ces types d'intrusions. Par rapport aux PFH, les intrusions PFQ présentent des spectres des ETR avec des concentrations en ETR légères semblables et des concentrations en ETR lourdes plus petites. Ceci peut s'expliquer par une minéralogie plus riche en hornblende qui concentre seulement les ETR lourdes. Le PFQ1 est aussi appauvri en apatite par rapport au PFH.

Les différents types de la famille des PF présentent aussi différents degrés d'évolution magmatique. Les intrusions de type PF1, PF2, PF3 et PF4 possèdent des compositions relativement similaires. Le magma des intrusions de type PF1 est moins riche en SiO_2 que les intrusions de la famille des PFQ, mais représente le type le plus riche de la famille des PF (Figs. 19, 20, 21) et présente des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$, $(\text{La}/\text{Sm})_N$, Th/Yb et Zr/Y (Tableau 3) généralement plus élevés que les autres. Son spectre des ETR correspondant à des concentrations un peu moins élevées suggère une plus faible concentration d'apatite. Sa pente entre les ETR légères et les ETR lourdes légèrement plus forte semble provenir d'une plus petite concentration de hornblende (Fig. 28). Le PF1 présente les caractéristiques de l'intrusion de la famille de PF qui semble la plus évoluée. Les intrusions de types PF2 et PF3 possèdent des contenus en SiO_2 moins élevés que le PF1 et sont très

similaires géochimiquement. L'intrusion de type PF3 présente typiquement les rapports $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, Th/Yb et Zr/Y (Tableau 3) les plus bas de la famille des PF et même plus bas que tous les rapports de la famille des PFQ. Le PF3 semble donc être le type d'intrusions le moins évolué des PF. Le spectre des ETR du PF3 est semblable à ceux de la famille des PFQ. La pente, entre les ETR légères et les ETR lourdes, plus prononcée pour les intrusions de types PF2 est probablement causée par une moindre concentration de hornblende. Le PF4 est le dernier de la famille des PF avec son contenu moindre en SiO_2 et montre un spectre des ETR et un diagramme multi-éléments similaire aux autres. Les rapports $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, Th/Yb et Zr/Y (Tableau 3) sont similaires à celles des PF2. Il est à noter que les spectres des ETR et les diagrammes multi-éléments sont très semblables pour la famille des PFQ et la famille des PF (Fig. 28).

Les intrusions de type PF5 sont présentées à part dans la famille des PF car ils montrent une composition quelques peu différente. Les PF5 possèdent des contenus en SiO_2 similaires aux PFQ2, PFQ3 et PFQ4 bien qu'ils contiennent peu de phénocristaux de quartz (Figs. 19, 20, 21). Les PF5 montrent des spectres des ETR et des diagrammes multi-éléments semblables aux intrusions PFQ2, PFQ3 et PFQ4 (Fig. 28). Les PF5 possèdent des concentrations plus élevées en Zr et Hf (Fig. 28), qui laisse supposer la présence de plus de zircon dans ce type d'intrusion. Les PF5 présentent aussi un rapport $(La/Yb)_N$ variant de 40,49 à 46,90, un rapport $(La/Sm)_N$ variant de 7,61 à 7,89, un rapport Th/Yb variant de 13,92 à

16,44 et un rapport Zr/Y variant de 13,7 à 14,1 (Tableau 3). Les PF5 montrent ainsi les rapports les plus élevées de toutes les intrusions porphyriques et semblent ainsi être le type d'intrusion porphyrique possédant le magma le plus évolué.

L'intrusion de la famille des PQF possèdent un magma présentant des caractéristiques d'un degré d'évolution magmatique parmi les plus élevés du SLA. Le PQF montre le plus fort contenu en SiO₂ (73,64 %) (Figs. 19, 20, 21). Le PQF semble être le type d'intrusion porphyrique le plus évolué et se situe principalement à la fin de la courbe de la série magmatique sur les diagrammes de Harker (Figs. 19, 20, 21). Le PQF présente cependant des rapports d'éléments incompatibles et d'indice de degré de fractionnement généralement comparables à l'intrusion de type PFQ1 qui sont plus élevés que le PF1 et moins élevés que le PF5 (Tableau 3). Les PQF présentent ainsi un rapport (La/Yb)_N de 37,5, un rapport (La/Sm)_N de 10,28, un rapport Th/Yb de 8,52 et un rapport Zr/Y de 9,0 (Tableau 3). Le PQF présente un spectre des ETR et un diagramme multi-éléments qui suivent les autres mais qui présentent de fortes anomalies positives en Th, U, et en ETR légères. Ce phénomène peut être expliqué par une cristallisation d'allanite qui concentre le Th, l'U et les ETR surtout légères (Mahood et Hildreth, 1983).

En résumé, l'ordre croissant de l'évolution magmatique des intrusions porphyriques est dans l'ordre : 1) la famille des intrusions aphanitiques ; 2) la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de

hornblende (PFH); 3) l'intrusion de type PF3; 4) la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ2, PFQ3, PFQ4); 5) la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF2, PF4); 6) les intrusions de type PF1; 7) la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz \pm plagioclase (PQF); 8) l'intrusion de type PFQ1 et 9) les intrusions de type PF5 (Fig. 28).

4.2 Caractérisation des fragments de la brèche volcanique

La composition géochimique des fragments de la brèche volcanique est déterminée à des fins comparatives avec les intrusions porphyriques. Le but est de déterminer si la brèche volcanique représente une expression effusive des intrusions porphyriques. Les deux échantillons analysés sont localisés à la figure 18 et présentés à l'annexe 4b et 4c. L'échantillon HR-2501 représente un fragment porphyrique de type 2 et l'échantillon HR-2502 représente un fragment porphyrique de type 3.

La composition des fragments de brèche volcanique placée dans les mêmes diagrammes de Harker que les différents types d'intrusions porphyriques montre une tendance générale à suivre la courbe de différenciation des intrusions porphyriques (Figs. 19, 20, 21). Il est cependant à noter que certains éléments importants ne suivent pas cette courbe. Les fragments de la brèche volcanique montrent des concentrations de P_2O_5 plus importantes pour des concentrations de

SiO₂ équivalentes à la suite magmatique (Fig. 19). Les analyses montrent aussi un enrichissement en Zr, Sc, Th et surtout en ETR légères par rapport aux intrusions porphyriques de même qu'un appauvrissement en Nb (Figs. 20 et 21).

Les spectres des ETR sont semblables à ceux des intrusions porphyriques avec un enrichissement en ETR légères par rapport aux ETR lourdes (Fig. 22). Cet enrichissement est marqué par une pente plus forte du spectre. Le degré de fractionnement des spectres des ETR indiqué par le rapport $(La/Yb)_N$ varie de 39,61 à 44,14 et le degré de fractionnement des ETR légères indiqué par le rapport $(La/Sm)_N$ varie de 3,73 à 3,76 (Tableau 3). Le degré de fractionnement des ETR est plus élevé pour les fragments de la brèche volcanique que pour la majorité des intrusions porphyriques. Les intrusions porphyriques de type PF5 sont les seules intrusions à présenter un degré de fractionnement aussi élevé. Le degré de fractionnement des ETR légères est semblable à ceux des intrusions porphyriques. Les spectres des ETR des fragments de la brèche volcanique sont semblables à ceux des intrusions porphyriques mais ils montrent un fractionnement plus élevé.

Les diagrammes multi-éléments des fragments de la brèche volcanique (Fig. 23) sont semblables à ceux des intrusions porphyriques et montrent : 1) un spectre à pente négative progressive ; 2) une forte anomalie négative en Nb (Ta) et 3) une anomalie négative prononcée en Ti et P. Les rapports Th/Yb et Hf/Yb qui présentent le degré fractionnement des diagrammes multi-éléments varient entre

6,78 et 6,85 pour le rapport Th/Yb et entre 3,43 et 5,22 pour le rapport Hf/Yb (Tableau 3). Ces rapports sont semblables à ceux obtenus pour les intrusions porphyriques. Les diagrammes multi-éléments des fragments suggèrent donc une suite d'affinité calco-alkaline provenant d'une zone de subduction qui montre une très forte augmentation des concentrations en Th, en U, en Zr et en ETR légères par rapport aux intrusions porphyriques. Le rapport Zr/Y varie entre 11,8 et 12,2 et est plus élevé que celui des intrusions porphyriques (Tableau 3). La composition des fragments de la brèche montre un fort enrichissement en ETR légères, en Zr, en Th, en U et en Sc qui semble indiquer un plus grand degré d'évolution du magma. Elle présente aussi un enrichissement des éléments LILE par rapport aux éléments HFSE associé avec des anomalies négatives prononcées en Nb, Ta et Ti qui sont des caractéristiques typiques de l'influence d'une zone de subduction (Wilson, 1989).

Les analyses des fragments de la brèche volcanique sont placées dans les mêmes diagrammes discriminants que les intrusions porphyriques du SLA. Les fragments sont sub-alkalins d'après le diagramme de Irvine et Baragar (1971) (Fig. 24A) et sont pauvres à normaux en potassium selon le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) (Fig. 24B). La composition des fragments suit relativement bien la série magmatique calco-alkaline indiquée par le diagramme SiO_2 versus Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 25A) et tombe dans le champ des magmas des marges de plaques en subduction selon le diagramme Hf/3-Th-Ta de Wood (1980)

(Fig. 25B) et dans le champ des arcs continentaux selon les diagrammes de Müller et al. (1992) (Fig. 26).

Le magma de cette brèche semble donc plus évolué et présente une composition similaire à celle des intrusions porphyriques. Il n'est donc pas exclu que la brèche volcanique représente une expression effusive d'un type d'intrusion porphyrique qui n'a pas été repéré sur le terrain mais qui est associé au même événement magmatique.

4.3 Caractérisation des tufs turbiditiques

Les tufs turbiditiques sont analysés pour établir une caractérisation géochimique de ces unités. Les tufs turbiditiques sont des tufs à cristaux et sont produits par un magma préalablement porphyrique riche en cristaux (Section 2.2.1). La caractérisation géochimique des tufs turbiditiques comparée à celle des intrusions porphyriques peut permettre de voir s'ils présentent des caractéristiques géochimiques communes. La composition des tufs turbiditiques est effectuée sur trois échantillons localisés à la figure 18 qui proviennent des séquences à granulométrie fine afin d'assurer une certaine homogénéité.

Les diagrammes de Harker montrent que les tufs turbiditiques suivent relativement bien la courbe produite par la série magmatique des intrusions

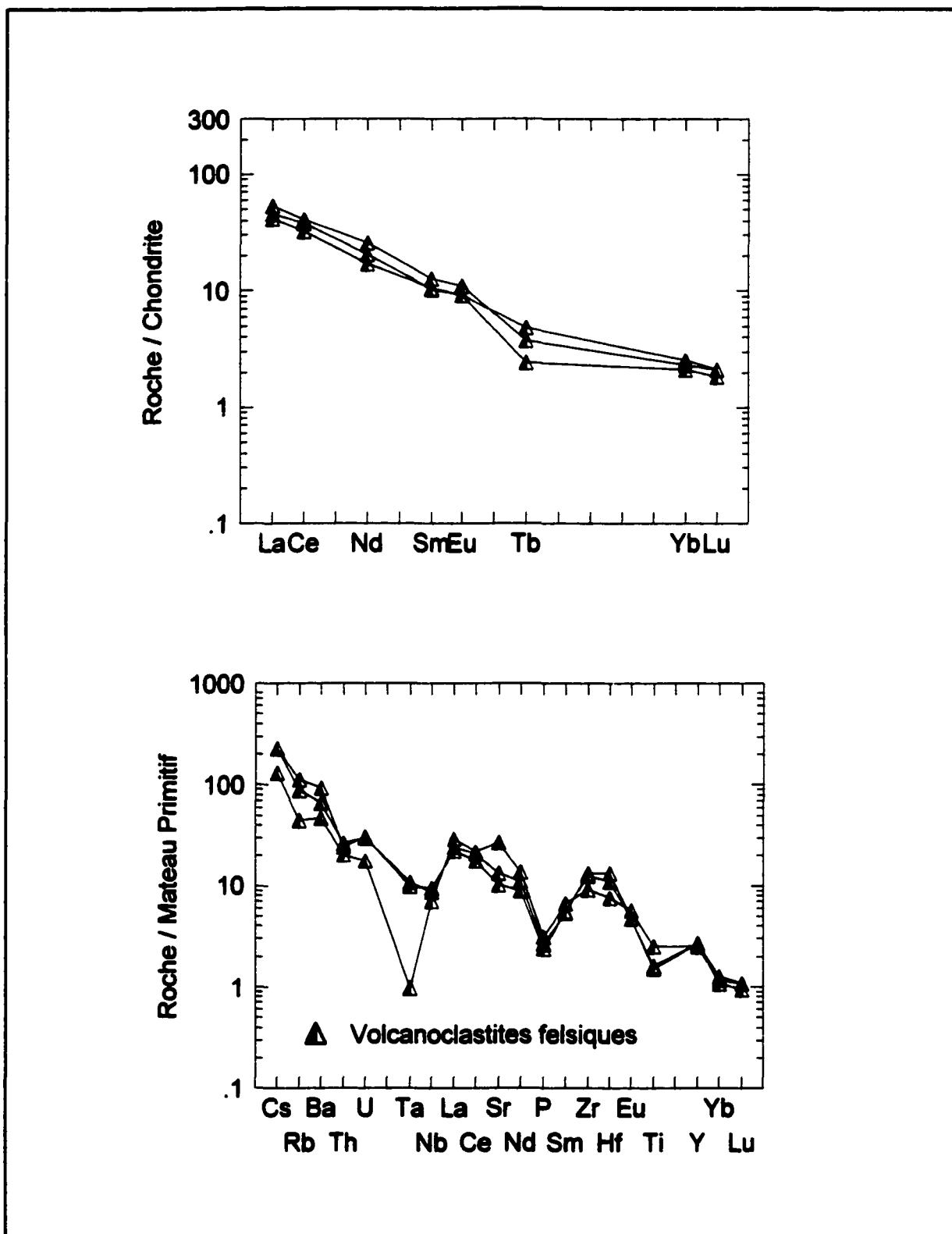


Figure 29 : Spectres des ETR et diagrammes multi-éléments pour les tufs turbiditiques du secteur du Lac Ackerman.

porphyriques (Figs. 19, 20, 21). Les spectres des ETR sont semblables à ceux des intrusions porphyriques avec un enrichissement en ETR légères par rapport aux ETR lourdes (Fig. 29). Le degré de fractionnement des spectres des ETR est indiqué par le rapport $(La/Yb)_N$ qui varie entre 17,77 et 22,91 et le degré de fractionnement des ETR légères est indiqué par le rapport $(La/Sm)_N$ qui varie de 3,99 à 4,39 (Tableau 3). Le degré de fractionnement des ETR est moins élevé pour les tufs turbiditiques que pour la majorité des intrusions porphyriques. Les intrusions aphanitiques et les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) sont les seules intrusions à présenter un degré de fractionnement moindre. Le degré de fractionnement des ETR légères est semblable à celui des intrusions porphyriques.

Les diagrammes multi-éléments des tufs turbiditiques (Fig. 29) sont semblables à ceux des intrusions porphyriques et montrent : 1) un spectre à pente négative progressive ; 2) une forte anomalie négative en Nb (Ta) et 3) une anomalie négative prononcée en Ti et P. Les diagrammes multi-éléments sont aussi typiques des suites d'affinité calco-alcaline provenant d'une zone de subduction (Wilson, 1989). Les rapports Th/Yb et Hf/Yb varient entre 2,90 et 3,86 pour le rapport Th/Yb et entre 3,96 et 6,46 pour le rapport Hf/Yb (Tableau 3). Ces rapports sont semblables à ceux obtenus pour les intrusions porphyriques. Les diagrammes multi-éléments des tufs turbiditiques sont donc relativement semblables à ceux des intrusions porphyriques (Fig. 29).

Les analyses des tufs turbiditiques placées dans les mêmes diagrammes discriminants que les intrusions porphyriques présentent les mêmes caractéristiques que celles-ci. Les tufs turbiditiques sont sub-alkalins (Fig. 24A) et sont normaux en potassium (Fig. 24B). Ils suivent aussi la même courbe, dans le diagramme SiO_2 versus Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977), que la série magmatique calco-alkaline des intrusions porphyriques (Fig. 25A). Les tufs turbiditiques tombent à l'intérieur du domaine des magmas formés aux marges des plaques en subduction dans le diagramme Hf/3-Th-Ta de Wood (1980) (Fig. 25B) et à l'intérieur du domaine des magmas formés dans les arcs continentaux dans les diagrammes de Müller et al. (1992) (Fig. 26).

Les tufs turbiditiques du SLA présentent donc des caractéristiques géochimiques similaires à celles des intrusions porphyriques. Les magmas qui composent ces unités présentent des caractéristiques communes. La relation qui existe entre les deux demeure cependant difficile à définir.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ET DISCUSSION

La première partie du chapitre 5 présente une synthèse des observations et une discussion portant sur le contexte de mise en place des intrusions porphyriques avec leur chronologie de mise en place, l'origine du magma et un modèle de mise en place. La deuxième partie du chapitre 5 présente une comparaison entre les intrusions porphyriques du SLA et les intrusions porphyriques des régions de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet.

5.1 Synthèse des observations sur les intrusions porphyriques

5.1.1 Formes, textures et minéralogie

Le SLA présente un système d'intrusions prenant généralement la forme de dykes de dimensions métriques à kilométriques. Les dykes plus petits font moins de 1 mètre de large et les dykes les plus gros mesurent une centaine de mètres de large (200 m) sur plus de 2 km de long. Les dykes forment ainsi des intrusions allongées selon une orientation préférentielle E-W. Un seul type d'intrusion est présent sous forme d'un stock lenticulaire mesurant plus de 2550 mètres de long

par 1000 mètres de large. Les intrusions sont à texture majoritairement porphyrique composées principalement de phénocristaux de plagioclase et de quartz, de reliques de phénocristaux de hornblende, d'une mésostase quartzo-feldspathique de même que des quantités moins importantes d'apatite et de zircon. L'analyse pétrographique indique que les intrusions porphyriques sont de plusieurs types qui sont présentés au chapitre 3 et l'analyse géochimique indique que tous ces types sont co-magmatiques et proviennent d'une source commune.

5.1.2 Relations entre l'environnement hôte et les intrusions porphyriques

Il est important de tenir compte que le secteur étudié représente une petite fenêtre de 5 km par 3 km, ce qui limite les informations sur les unités présentes dans le secteur. Les intrusions porphyriques du SLA sont majoritairement encaissées dans un assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. L'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (section 2.2.1) est composé de tufs fins à grossiers, de tuf à lapilli et de tuf à blocs. Les tufs fins à grossiers sont des tufs turbiditiques à cristaux d'affinité calco-alkaline. Des horizons de tuf à lapilli, présentant une description similaire, sont situés à proximité du SLA et sont datés à 2697 ± 3 Ma (Cattell et al., 1984). Ces tufs possèdent donc un âge similaire aux unités du Groupe de Blake River (2701 ± 2 Ma ; Corfu et al., 1989), de la Formation de Kirst (2698 ± 4 Ma ; Corfu et al., 1989) et des sédiments du cycle sédimentaire 3 (2700 à 2687 Ma ; Mueller et Donaldson, 1992). Ces tufs

présentent aussi des évidences de dépôts formés par des coulées turbiditiques en milieux sous-marins qui sont caractéristiques des dépôts de flysch (Mueller et Donaldson, 1992). Les dépôts de flysch sont principalement composés de sédiments clastiques, de grauwackes, de conglomérats d'eau profonde ainsi que de séquences pyroclastiques remaniées. Ces types de dépôt sont présents à l'intérieur de la ceinture de l'Abitibi près des grandes failles majeures où ils possèdent des relations spatio-temporelles avec les roches volcaniques adjacentes qui sont principalement d'affinité calco-alkaline (Mueller et Donaldson, 1992). Le cycle sédimentaire 3 de Mueller et Donaldson (1992) représente un type de sédiments qui s'est mis en place entre 2700 Ma et 2687 Ma et qui est généralement attribué à un épisode de collision arc-arc au sein de la ceinture de l'Abitibi (Mueller et al., 1996). Les tufs turbiditiques du SLA présentent des caractéristiques communes aux sédiments du cycle sédimentaire 3.

L'analyse pétrographique et géochimique effectuée sur la brèche volcanique suggère que celle-ci possède une composition relativement similaire à celle des intrusions porphyriques. L'analyse pétrographique montre que les fragments de la brèche sont des fragments de lave porphyrique avec des contenus semblables en phénocristaux de plagioclase et de hornblende à ceux des intrusions porphyriques. L'analyse géochimique montre également des affinités entre le magma des fragments de la brèche volcanique et celui des intrusions porphyriques, ce qui

laisse croire que les deux sont co-magmatiques. La composition des fragments de la brèche volcanique suggère cependant un caractère plus évolué.

La cartographie du SLA a permis de démontrer une séquence à sommet vers le sud. L'ordre de mise en place des assemblages en commençant par le plus vieux est : 1) l'assemblage de roches sédimentaires riches en shale ; 2) l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et 3) l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 30). Il est à noter qu'aucun contact entre les différents assemblages n'a été observé. Les différents contacts observés entre les assemblages lithologiques et les intrusions porphyriques indiquent que la mise en place des intrusions porphyriques est postérieure aux dépôts des différents assemblages (Fig. 30). La brèche volcanique ne présente aucun contact et aucune relation avec les autres unités. Cependant, la similitude géochimique avec les intrusions porphyriques laisse supposer que ces unités sont co-magmatiques et que la brèche volcanique est une expression effusive d'un type d'intrusion porphyrique. La mise en place de la brèche volcanique devrait donc normalement être dans un intervalle d'âge similaire à la mise en place des intrusions porphyriques et doit donc ainsi être postérieure à la mise en place des différents assemblages (Fig. 30). L'unité sédimentaire riche en fragments de chert n'a pas été décrite ni caractérisée dans le cadre de cette étude. Aucun contact entre cette unité et les assemblages lithologiques n'a été observé. Cette unité est encaissée dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques et son âge de mise en

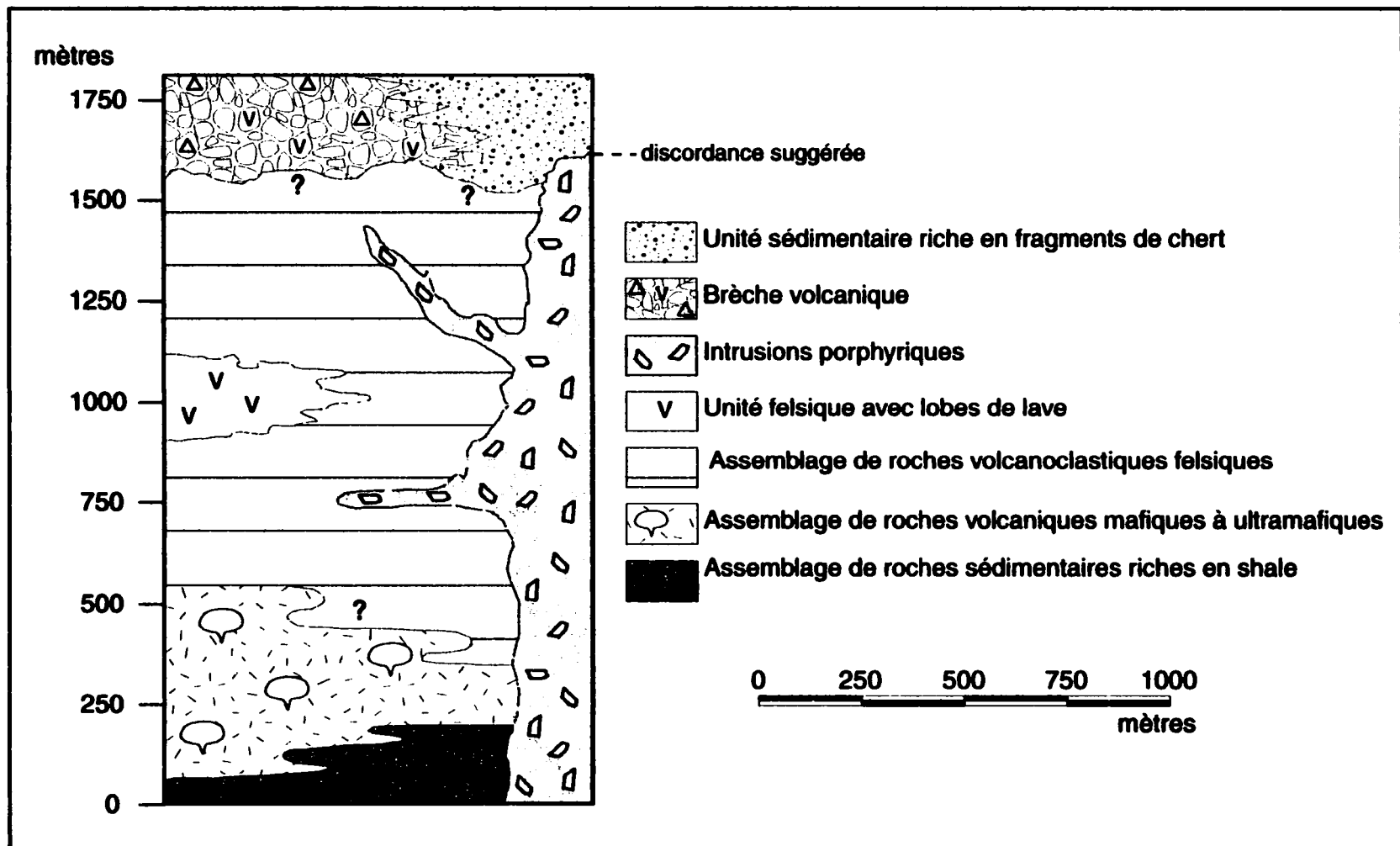


Figure 30 : Colonne représentative de la séquence stratigraphique de mise en place des unités du secteur du Lac Ackerman.

place semble être postérieure à celui-ci (Fig. 30). L'âge de mise en place de cette unité de même que son positionnement stratigraphique demeurent cependant incertains. La figure 30 présente une colonne représentative résumée de l'évolution lithostratigraphique de la mise en place des unités du SLA.

5.1.3 Relations entre les intrusions porphyriques et la déformation

Les principales observations en rapport avec la déformation à l'intérieur du SLA sont présentées à la section 2.3. Le secteur est affecté par un événement de déformation D_1 associé à une schistosité principale (S_1) d'orientation moyenne WSW ($263^\circ 60^\circ$) qui montre une relation angulaire avec la stratification (S_0) indiquant que le SLA est situé sur le flanc nord d'un pli synclinal antiforme déversé vers le sud. Le SLA présente aussi un événement de déformation D_2 représenté par des zones de cisaillement d'une largeur pouvant varier de 5 à 150 mètres, d'orientation WNW et de pendage variant entre 10 et 40° . Ces zones recoupent la schistosité (S_1) et le très faible pendage de ces fabriques suggère qu'elles sont associées à des failles de chevauchement. Une schistosité nommée S_2 est présente à l'intérieur de ces zones de cisaillement avec une orientation moyenne de 278° et un pendage moyen de 35° . Les deux événements de déformation D_1 et D_2 indiquent que le SLA présente une signature structurale dominée par le raccourcissement. Les deux événements de déformation affectent toutes les roches du secteur de même que tous les types d'intrusions porphyriques. D'un point de vue chronologique, les deux événements de déformation sont tardifs à la

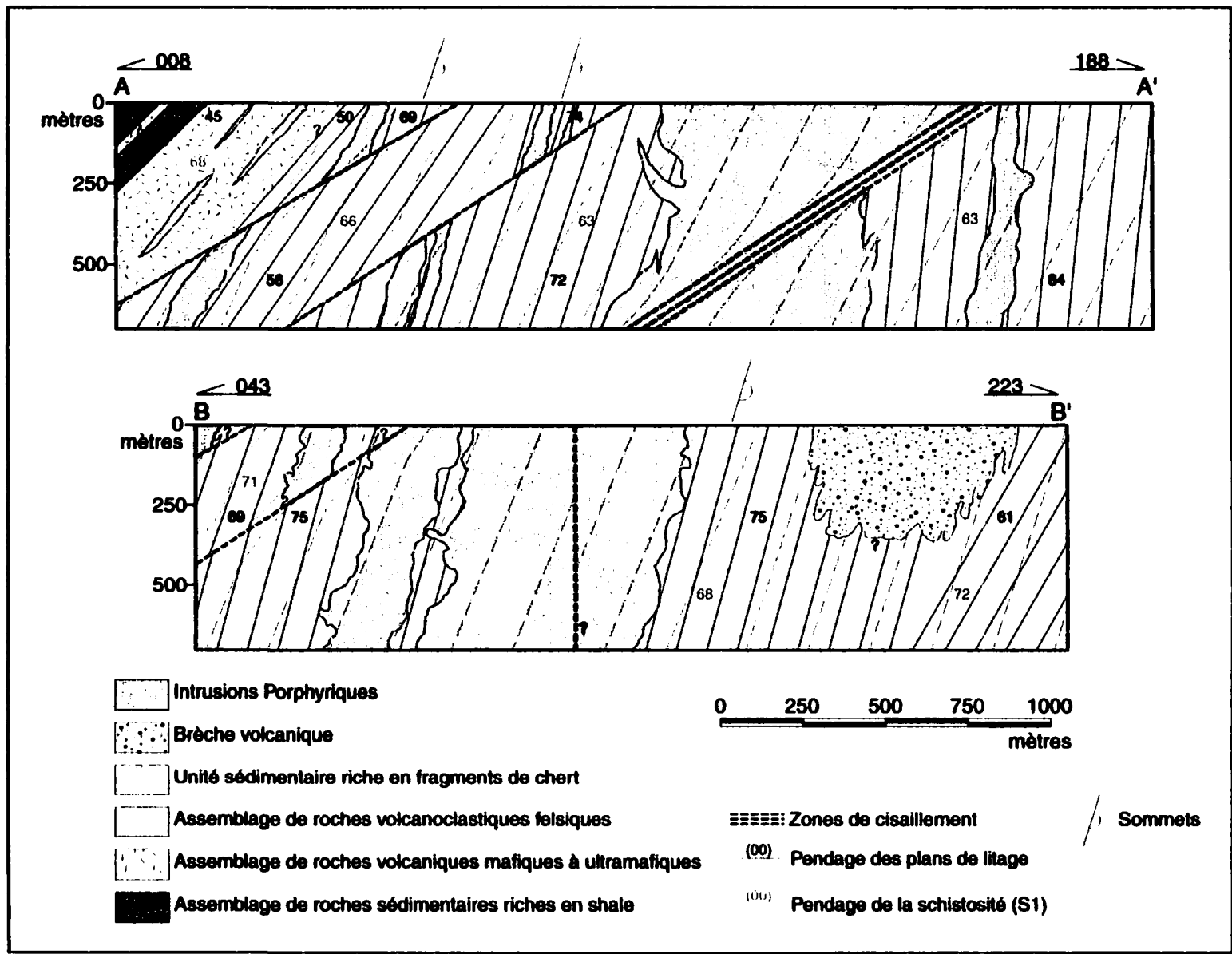


Figure 31 : Projection en coupe du secteur du Lac Ackerman avec les influences de la structure sur la disposition des unités. Localisation des coupes à la Figure 8.

mise en place des intrusions porphyriques. Les coupes A-A' et B-B' résument l'influence des déformations sur les lithologies du SLA (Fig. 31).

5.1.4 Relations entre les intrusions porphyriques et la minéralisation

Les relations entre la minéralisation et les intrusions porphyriques sont mal définies dans le SLA et une étude plus approfondie pourrait certainement être bénéfique. La minéralisation est principalement aurifère et se présente sous deux occurrences principales. La première occurrence présente des veines d'extension de quartz-carbonate-chlorite contenant principalement de l'or visible. Ces veines se retrouvent exclusivement à l'intérieur de l'assemblage de roches volcaniques mafiques et ultramafiques dans une zone restreinte (Fig. 8). Les veines ont une orientation générale NNE et sont d'une épaisseur de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. La plupart de ces veines se retrouvent à l'intérieur de gabbro massif et plus rarement aux contacts entre une intrusion porphyrique et un gabbro. Ceci suggère que certaines veines suivent les mêmes canalisations que les intrusions porphyriques ou que les veines se mettent en place dans les faiblesses laissées par les contacts. Aucune de ces veines n'a été observée à l'intérieur d'une intrusion porphyrique. De même, aucune veine ne se retrouve dans des zones de cisaillement ou à proximité. Il faut toutefois préciser la quantité limitée d'observation sur le sujet. Une altération en ankérite est occasionnellement retrouvée avec les plus grandes de ces veines. L'autre occurrence de minéralisation est une minéralisation aurifère associée à une pyrite

fine et disséminée. Ces occurrences se retrouvent à la fois dans l'assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et dans l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques (Fig. 8). Les premières observations sur cette minéralisation laissent supposer que certains types d'intrusions porphyriques sont enrichis en or. La première est cependant une intrusion de type PFQ1 et l'autre est de type PF5. Ces deux intrusions minéralisées présentent une forte altération en séricite et sont les seules à posséder des reliques de phénocristaux de minéraux mafiques remplacées par de la séricite (Planches 7A et 8D). Il est aussi à noter que d'autres intrusions ont subi une séricitisation et ne présentent pas de minéralisation. Ces intrusions sont séricitisées mais les reliques de phénocristaux de minéraux mafiques ne sont pas remplacées par la séricite.

Une étude plus approfondie permettrait de mettre en lumière plusieurs caractéristiques des relations entre la minéralisation aurifère et les intrusions porphyriques.

5.2 Discussion sur le contexte et le modèle de mise en place des intrusions porphyriques

5.2.1 Chronologie de mise en place des intrusions porphyriques

Les relations chronologiques sont fondamentalement établies à partir des relations de recoupement observées sur le terrain (section 3.2) et sont par la suite

extrapolées avec le degré d'évolution magmatique de chacun des types d'intrusions porphyriques (section 4.1.5).

Il est important de noter que plusieurs contacts entre certaines phases n'ont pas été observés sur le terrain. Ainsi, les intrusions de la famille des intrusions aphanitiques, de la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase (PF) et de la famille des intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz \pm plagioclase (PQF) ne présentent aucune relation de recoupement entre elles ni avec d'autres types d'intrusions. Leur chronologie de mise en place demeure donc hypothétique. En se basant sur les relations de recoupement observées sur le terrain et décrites à la section 3.2, la chronologie de mise en place des intrusions porphyriques du SLA est représentée à la figure 32 et donne en ordre du plus vieux au plus jeune : 1) le PFQ1 ; 2) les PFQ2 ; 3) le PFQ4 et 4) les PFH. Les PFQ3 sont positionnés avec le PFQ2 car ils présentent des compositions minéralogique et géochimique très similaires (Fig. 32).

La mise en place des intrusions porphyriques peut se faire selon deux scénarios : 1) la mise en place des intrusions les moins évoluées jusqu'aux intrusions les plus évoluées et 2) la mise en place des intrusions les plus évoluées jusqu'aux intrusions les moins évoluées. L'évolution géochimique des types d'intrusions porphyriques qui possèdent des relations de recoupement de terrain est présentée à la section 4.1.5 et montre que les intrusions plus évoluées comme

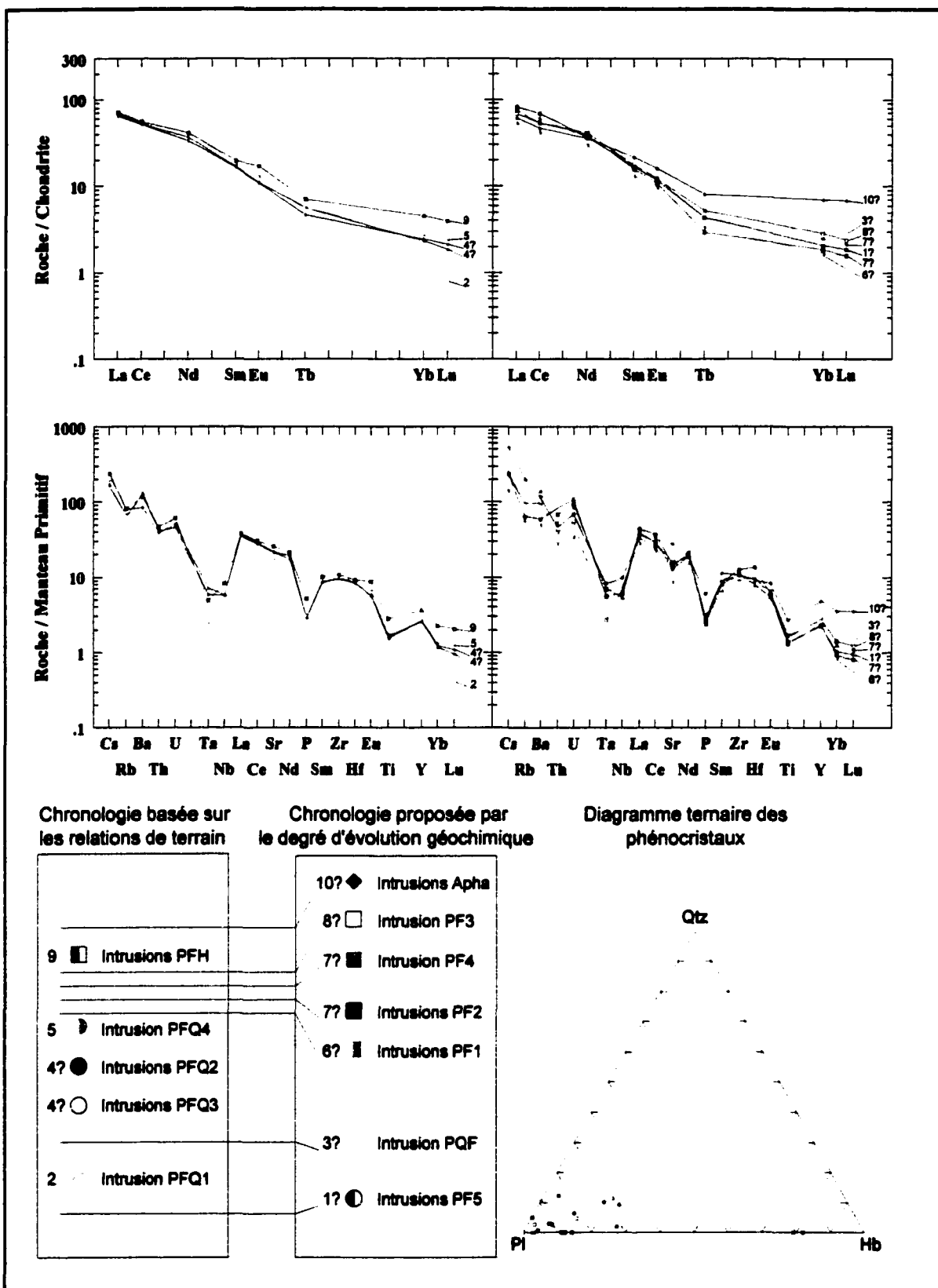


Figure 32 : Chronologie de mise en place des intrusions porphyriques basée sur les relations de de recoupement observées sur le terrain et le degré d'évolution géochimique.

le PFQ1 sont recoupées par les types d'intrusions moins évolués comme les PFH (Fig. 15). Le phénomène s'observe aussi à l'intérieur des types plus évolués où le PFQ1 est recoupé par les PFQ2 et le PFQ4 (Fig. 15). Selon les observations de terrain, la mise en place des intrusions porphyriques du SLA semble donc s'être effectuée à partir des intrusions les plus évoluées jusqu'à la mise en place des intrusions les moins évoluées. Il est cependant à noter que le manque d'information sur les relations de recoupement entre les différents types d'intrusions porphyriques établit une incertitude dans la chronologie de mise en place.

La chronologie de mise en place serait donc inverse, dans le sens où les intrusions plus évoluées se mettent en place avant les moins évoluées. Cette inversion pourrait être expliquée à prime à bord par trois hypothèses. La première serait que les intrusions ne sont pas reliées entre elles. Les relations continues dans les diagrammes de Harker et les diagrammes discriminants ainsi que la signature géochimique très similaire des spectres des ETR et des diagrammes multi-éléments indiquent clairement qu'il s'agit d'un système intrusif co-magmatique. La deuxième hypothèse serait le remplissage à plusieurs reprises de la chambre magmatique à l'origine du système intrusif. L'apport de nouvelles injections de magma dans la chambre magmatique ferait en sorte que le magma plus différencié de la chambre se mélangerait au nouveau magma et ainsi redeviendrait moins évolué. Cette hypothèse implique que le système intrusif du SLA ne serait pas nécessairement une suite magmatique parfaite de différenciation

à partir d'un système magmatique fermé. La très bonne linéarité qui existe dans les diagrammes de Harker et les diagrammes discriminants montrent bien qu'il s'agit d'une suite de différenciation magmatique. Cette hypothèse semble donc peu plausible. La troisième hypothèse serait qu'une vaste chambre magmatique permettrait de mettre en place des magmas se situant à différentes étapes de différenciation. La chambre magmatique peut ainsi par son sommet injecter du magma très différencié pour plus tardivement injecter un magma moins différencié provenant des flancs. Cette hypothèse, proposée par Hildreth (1981) sur des cas similaires de séquence inversée de mise en place semble la meilleure pour expliquer la séquence inverse observée dans le SLA. Évidemment, ce modèle de mise en place des intrusions implique que des intrusions présentant différents degrés d'évolution peuvent se recouper causant ainsi le recoupement des phases les moins évoluées par les phases les plus évoluées qui peuvent être à leur tour recoupées par des phases moins évoluées. La chronologie de mise en place devient donc difficile à évaluer avec la parcimonie des relations de recoupement observées dans le SLA. La figure 33 propose donc une hypothèse de chronologie de mise en place des intrusions porphyriques parmi les plus probables d'après les données de terrains obtenues et le degré d'évolution géochimique de chaque type d'intrusions.

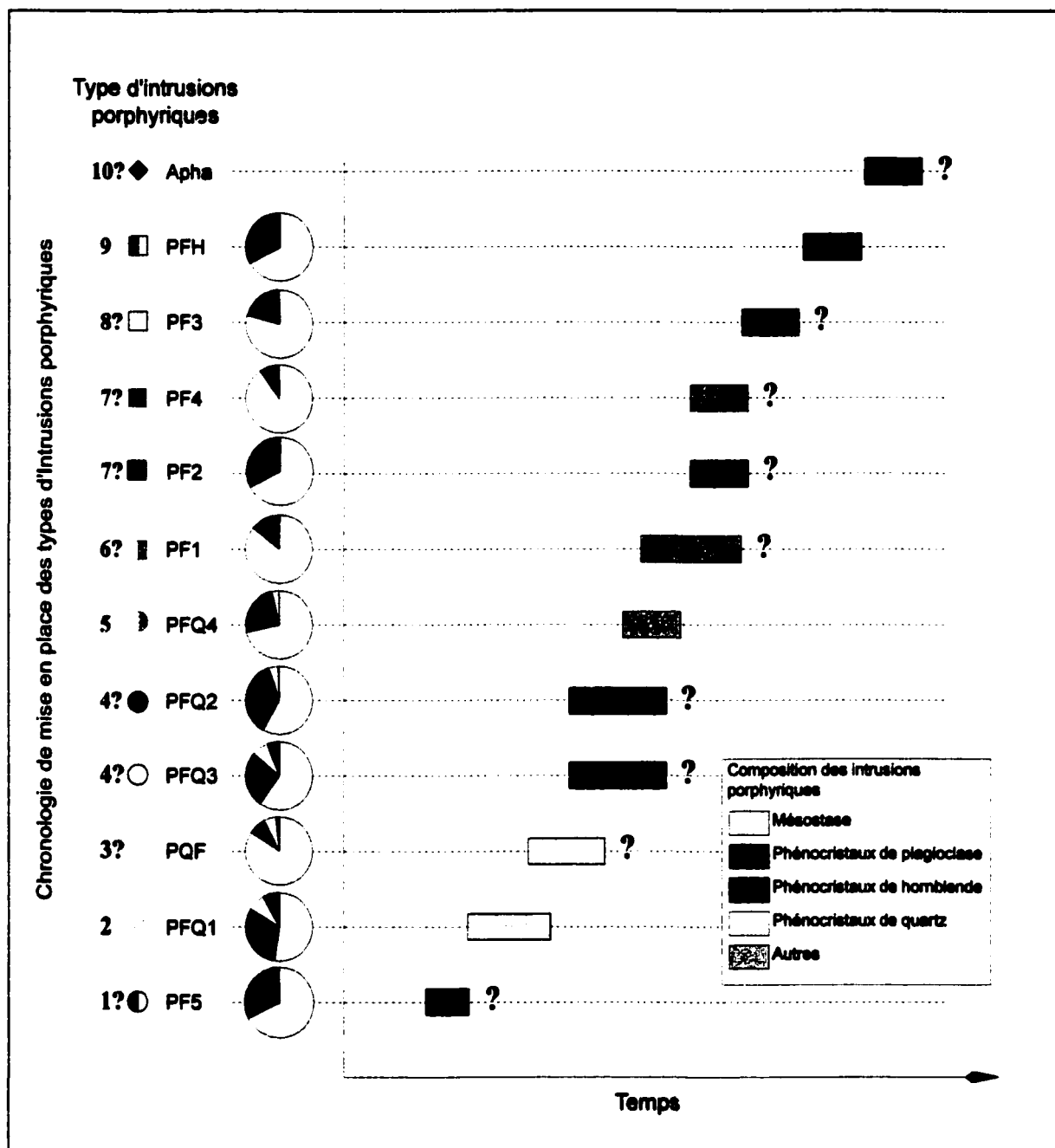


Figure 33 : Chronologie hypothétique suggérée pour la mise en place des intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman en association avec leur composition minéralogique.

5.2.2 Origine du magma composant les intrusions porphyriques

Les diagrammes discriminants sont utiles pour suggérer des environnements tectoniques de mise en place des magmas. À la section 4.1.4, plusieurs diagrammes discriminants utilisant les éléments majeurs et les éléments traces sont présentés afin de suggérer une affinité et un environnement tectonique de mise en place des magmas. Certains diagrammes discriminants indiquent que les intrusions porphyriques du SLA possèdent un magma subalcalin à affinité calco-alcaline avec des concentrations en K_2O normales par rapport au SiO_2 . Les autres diagrammes discriminants sont établis dans le but de suggérer un environnement tectonique de formation et de mise en place du magma. Les diagrammes choisis sont élaborés à partir d'éléments incompatibles qui sont moins susceptibles d'être affectés lors du métamorphisme au faciès des schistes verts et de l'altération. Tous les diagrammes discriminants indiquent que le magma des intrusions porphyriques du SLA est semblable à ceux provenant d'un système d'arc relatif à un système de plaques en subduction. Les diagrammes $Ti/100-La-Hf^{*10}$ et $Zr^{*3}-Nb^{*50}-Ce/P_2O_5$ de Müller et al. (1992) (Fig. 26) indiquent plus particulièrement des affinités avec un magmatisme d'arc continental. Le rapport Y/Nb est aussi un indicateur pétrogénétique important (Eby, 1990). Les rapports Y/Nb des intrusions porphyriques du SLA sont plus grands que 1,2 (Tableau 3), ce qui est une caractéristique des magmas dérivés d'une source chimiquement similaire aux magmas des îles en arc et des arcs continentaux.

Les spectres des ETR présentent un enrichissement marqué des ETR légères par rapport aux ETR lourdes. Les diagrammes multi-éléments montrent un fractionnement élevé des éléments lithophiles à large rayon ionique (LILE) (Cs, Rb, K, Ba) à champ de force faible (potentiel ionique faible $< 2,0$) par rapport aux éléments à champ de force élevé (potentiel ionique fort $> 2,0$) (HFSE) (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, ETR) avec des anomalies négatives prononcées en Ti-Nb-Ta. Les intrusions porphyriques partagent ainsi plusieurs caractéristiques communes avec les magmas calco-alcalins formés dans un environnement tectonique d'arc relatif à une zone de subduction, notamment un fractionnement des ETR légères, un spectre enrichi en ETR dépourvu d'anomalie en Eu, un enrichissement des éléments LILE par rapport aux éléments HFSE de même que des anomalies marquées en Ti-Nb-Ta (Feng et Kerrich, 1992). Ces observations suggèrent aussi que le magma parental des intrusions porphyriques est le résultat de l'interaction entre les fluides ou les magmas dérivés de la déshydratation de la plaque tectonique en subduction et la portion du manteau au-dessus de celle-ci (Wyllie, 1984 ; Beard et Barker, 1989 ; Foley et Wheller, 1990).

Les spectres des ETR fortement fractionnés avec un appauvrissement en ETR lourdes indiquent que du grenat et/ou de la hornblende peuvent être résiduels à la source et ainsi le rapport Sc/Y est indicateur des proportions grenat versus hornblende à la source (Feng et Kerrich, 1992). Les coefficients de partage (D) de

Y dans la hornblende, le grenat et les clinopyroxènes sont respectivement de 3,2 ; 12,5 et 2,0 et les coefficients de partage (D) de Sc sont respectivement de 2,7 ; 8,5 et 44 (Nash et Crecraft, 1985 ; Ujike, 1985 ; Anderson et Cullers, 1987 ; Martin, 1987). Les rapports Sc/Y relativement faibles variant entre 0,3 et 0,7 des intrusions porphyriques (Tableau 3) suggèrent que la hornblende est plus abondante dans la phase résiduelle à la région source du magma (Feng et Kerrich, 1992).

Le modèle de formation des magmas dans les zones de subduction peut donc expliquer la composition géochimique des intrusions porphyriques. La formation des magmas enrichis en éléments LILE et en ETR légères dans les environnements tectoniques de subduction peut être reliée à un degré de fusion partielle peu abondant à la source ou à un enrichissement de la source par un métasomatisme occasionné par la subduction (Dickinson, 1975 ; Wyllie, 1984 ; Kushiro, 1987 ; Beard et Barker, 1989 ; Foley et Wheller, 1990). L'avancement de la plaque tectonique en subduction de plus en plus profondément dans le manteau, génère le métamorphisme de cette plaque (Wilson, 1989). Lors du métamorphisme prograde, la plaque passe du faciès amphibolite aux faciès éclogite avec l'augmentation de la pression et de la chaleur et se déshydrate en laissant échapper l'eau contenue dans les amphiboles (Drummond et Defant, 1990). Des fluides ou des magmas riches en LILE et en ETR légères sont ainsi libérés de la plaque en subduction et migrent vers le manteau qui est alors

métasomatisé et enrichis en LILE et en ETR légères (Willie, 1984 ; Foley et Wheller, 1990 ; Stern et Hanson, 1991). Les fluides provenant de la déshydratation de la plaque sont enrichis en éléments incompatibles LILE et ETR légères car ces éléments sont plus faciles à mobiliser dans les fluides de part leur coefficient de partage moins élevé et une moins grande compatibilité avec la minéralogie en présence (amphibole, pyroxène, grenat) (Pearce, 1982). Les amphibolites à grenat et les éclogites forment généralement les restites de la plaque qui vont ainsi conserver préférentiellement des éléments comme les HFSE et les ETR lourdes (Day et Weiblen, 1986 ; Drummond et Defant, 1990 ; Sutcliffe et al., 1990). Les magmas des zones de subduction peuvent donc être générés par trois sources possibles : 1) la croûte océanique subductée et/ou subaccrétée ; 2) le manteau au-dessus de la plaque subductée ; 3) la croûte inférieure de l'arc magmatique évolué, de même que par une combinaison de ces trois sources (Wyllie, 1984 ; Martin, 1986).

5.2.3 Contexte de mise en place des intrusions porphyriques

Un des principaux points à évaluer est la chronologie dans laquelle les intrusions se sont mises en place. Les relations de terrain indiquent que les intrusions porphyriques se sont mises en place après la formation des assemblages volcaniques. Les intrusions sont, avec la brèche volcanique, les plus jeunes unités étudiées dans le SLA. Cependant, les intrusions ont subi les deux événements de déformation D_1 et D_2 comme toutes les autres unités du secteur.

Les événements de déformation D_1 et D_2 indiquent que la région a été dominée par un épisode de raccourcissement.

La distribution spatiale des intrusions porphyriques se doit également d'être discutée. Les intrusions porphyriques montrent une augmentation marquée de leur nombre et de leur dimension dans une bande restreinte au sein de l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Le volume plus grand des intrusions porphyriques dans cette bande laisse supposer un contrôle sur la mise en place des intrusions porphyriques. La grande majorité des contacts observés entre les intrusions porphyriques et les roches volcanoclastiques felsiques montrent que les intrusions porphyriques possèdent des formes allongées dans une direction préférentielle WNW. Cet allongement préférentiel combiné au volume plus important dans une bande restreinte suggèrent une mise en place contrôlée par des fractures. Une autre orientation de contact NNE de certaines intrusions porphyriques est aussi reconnue. Cette deuxième orientation est moins commune mais non aléatoire et presque orthogonale avec la direction principale. La présence répétitive de ces deux orientations orthogonales conforte l'hypothèse que la mise en place des intrusions porphyriques est contrôlée par des fractures.

La distribution et la forme des intrusions suggèrent une mise en place des intrusions porphyriques contrôlée par des fractures. Cependant, les seules fabriques et structures qui montrent des évidences dans le SLA sont associées à

un épisode tectonique de raccourcissement. Les failles crustales majeures en décrochement sont communément utilisées pour permettre la migration des magmas et des fluides vers la surface et la mise en place d'intrusions porphyriques à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Burrows et Spooner, 1989 ; Cameron, 1993 ; Lévesque, 1994 ; Mueller et al., 1996). Cependant, aucun mouvement en décrochement n'est apparent dans le SLA et il n'y a pas d'évidence de la présence d'une faille crustale majeure.

5.3 Comparaison entre les intrusions porphyriques du secteur du Lac Ackerman et d'autres systèmes d'intrusions porphyriques de secteurs connus

À l'intérieur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, les intrusions porphyriques situées à l'intérieur des régions de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet, décrites à la section 1.5, sont des intrusions qui sont potentiellement semblables aux intrusions porphyriques du SLA. La comparaison met en évidence les caractéristiques communes aux intrusions tardi-tectoniques associées à des failles de décrochement ainsi qu'à la minéralisation aurifère (section 1.5). La comparaison des intrusions est effectuée selon : 1) la forme des intrusions ; 2) les textures et la minéralogie ; 3) la composition géochimique ; 4) les relations avec la géologie locale ; 5) les relations avec la géologie structurale et 6) les relations avec la minéralisation.

5.3.1 Forme des intrusions porphyriques

Les intrusions porphyriques du SLA sont similaires aux intrusions porphyriques de la région de Timmins, de la région de Duparquet, à certaines intrusions de la région de Kirkland Lake situées à l'intérieur de la zone de faille de Kirkland-Larder Lake et aux dykes porphyriques de la région de Val-d'Or en présentant des formes allongées dans une orientation préférentielle. Les intrusions porphyriques du SLA sont différentes des intrusions de la région de Kirkland Lake situées à l'extérieur de la zone de faille de Kirkland-Larder Lake et aux cheminées de la région de Val-d'Or qui présentent des formes arrondies.

5.3.2 Textures et minéralogie des intrusions

Les intrusions du SLA sont porphyriques et possèdent une minéralogie composée principalement de phénocristaux de plagioclase, de quartz et de hornblende ainsi que d'apatite et de zircon comme les intrusions de la série granitique de la région de Kirkland Lake, les intrusions de la région de Timmins, les dykes porphyriques de la région de Val-d'Or et certaines intrusions de la région de Duparquet. Les intrusions du SLA sont différentes de la série syénitique de la région de Kirkland Lake et des cheminées de la mine Lamaque de la région de Val-d'Or qui présentent des textures en majorité grenues et équigranulaires. Les intrusions de la série syénitique de la région de Kirkland Lake de même que la plupart des intrusions de la région de Duparquet sont aussi différentes car elles

présentent des phénocristaux de feldspath potassique. Les cheminées de la région de Val-d'Or ne sont pas semblables aux intrusions du SLA car elles présentent beaucoup de biotite et des orthopyroxènes.

5.3.3 Composition géochimique

Les analyses utilisées à des fins comparatives proviennent de différents articles et mémoires. Pour les intrusions de la région de Kirkland Lake, les analyses proviennent de Kerrich et Watson (1984) et de Lévesque (1994). Les analyses des intrusions du secteur de la mine Dome dans la région de Timmins proviennent de Fryer et al. (1979), de Kerrich et Fryer (1979) et de McAuley (1983). Les analyses des intrusions du secteur des mines Hollinger-McIntyre dans la région de Timmins proviennent de Burrows et Spooner (1986) et de Burrows et Spooner (1989). Les analyses des dykes porphyriques et des cheminées de la région de Val-d'Or proviennent de Daigneault et al. (1983) et de Burrows et Spooner (1989). Les analyses des intrusions de la région de Duparquet proviennent d'analyses effectuées par M. Jean Goutier du ministère des ressources naturelles du Québec (données non-publiées). Les analyses utilisées pour la comparaison sont présentées à l'annexe 2 et sont reportées à 100 % avec une redistribution de la perte au feu.

À la lumière des analyses géochimiques et des différents diagrammes comparés, il apparaît que les intrusions porphyriques du SLA possèdent une

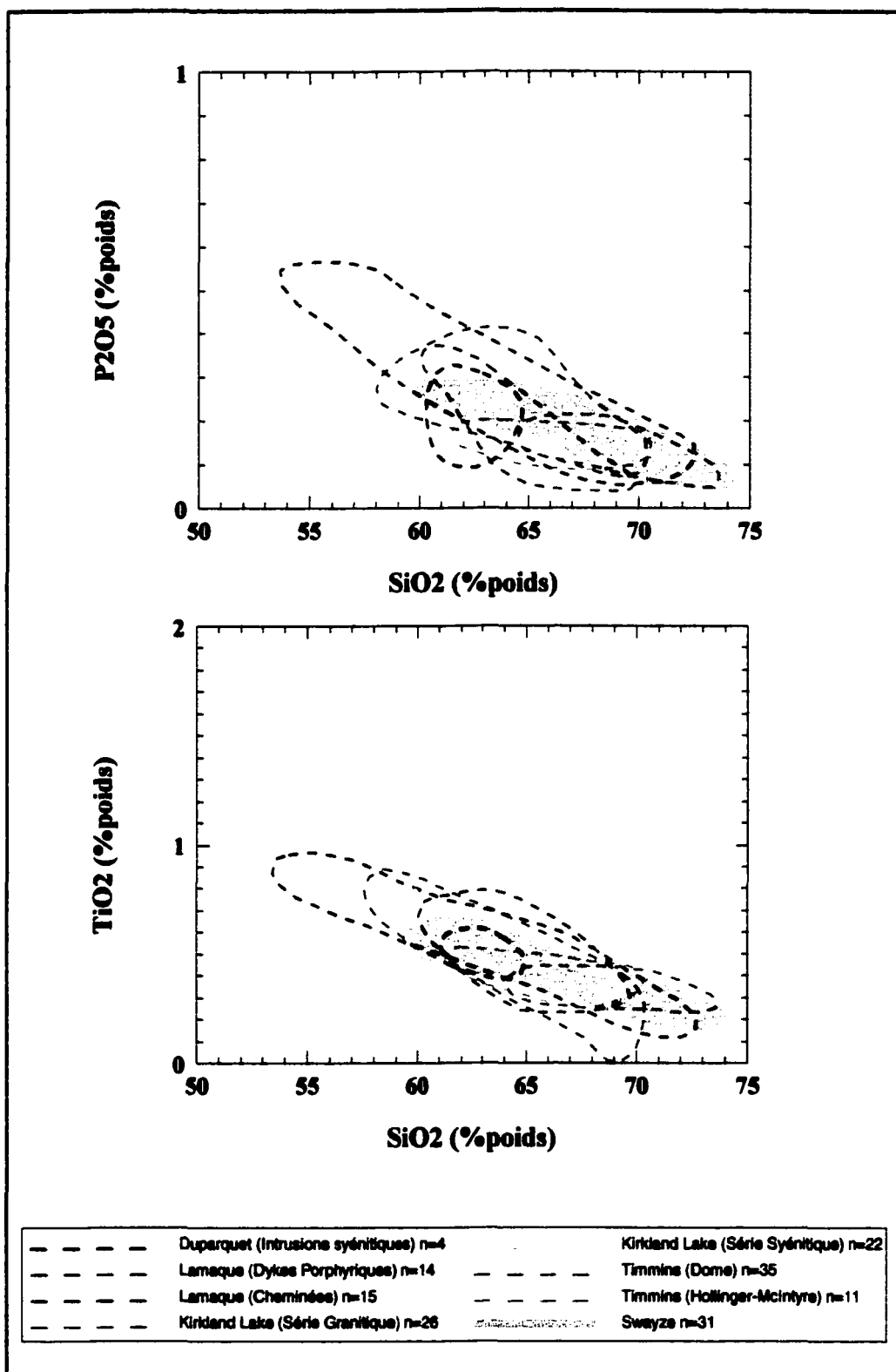


Figure 34 : Diagrammes géochimiques comparatifs du TiO₂ et du P₂O₅ versus SiO₂ entre les intrusions du SLA et les intrusions porphyriques tardi-tectoniques des régions comparées. Voir annexe 2 pour les analyses et les références.

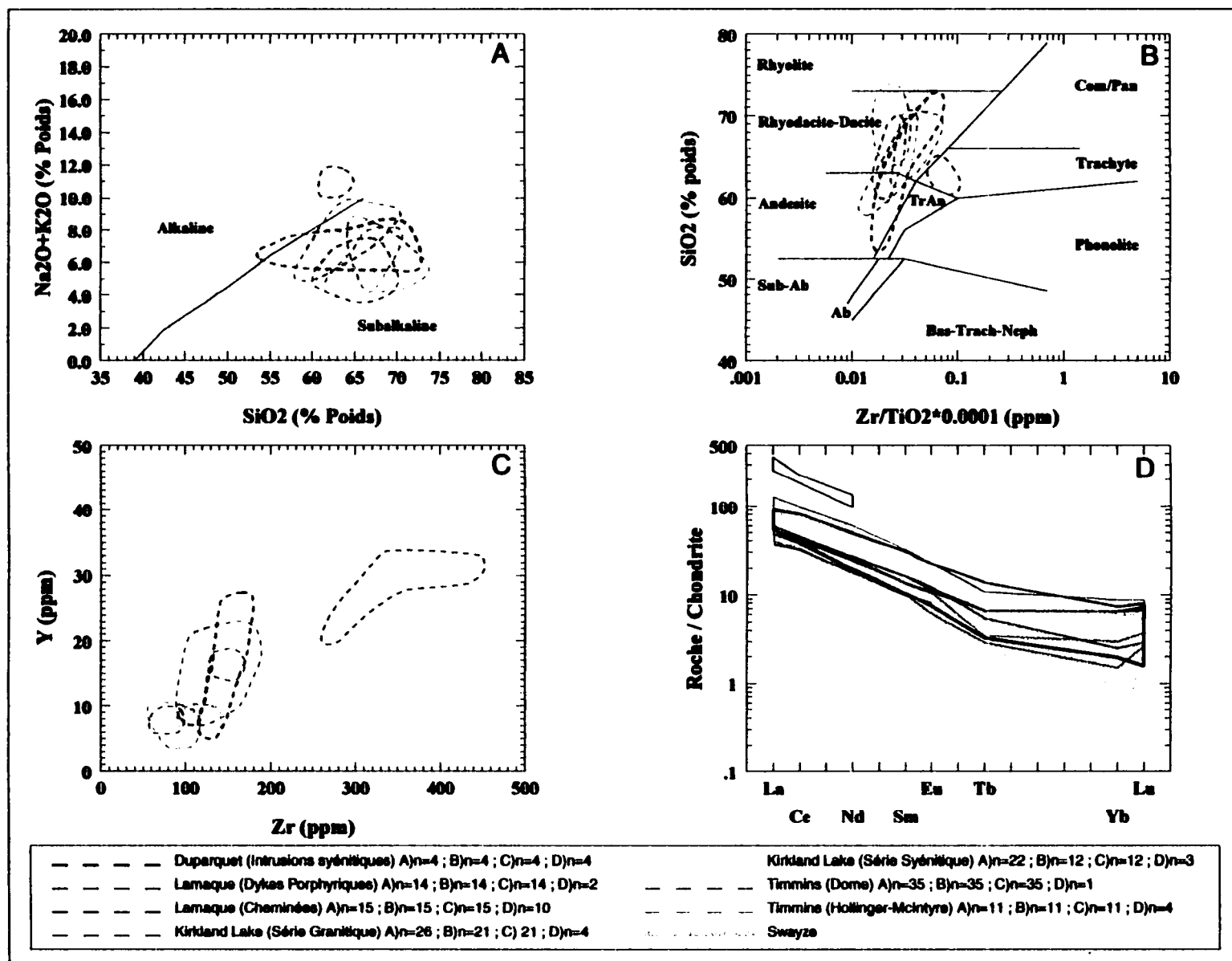


Figure 35 : Diagrammes comparatifs de la composition géochimique des intrusions du SLA et des intrusions porphyriques tardi-tectoniques des régions comparées. A : Irvine et Baragar, 1971 ; B : Winchester et Floyd, 1977 ; C : Diagramme Y versus Zr ; D : Spectre des ETR. Voir annexe 2 pour les analyses et les références.

composition géochimique relativement semblable aux intrusions de la série granitique de la région de Kirkland Lake, aux intrusions de la région de Timmins de même qu'aux dykes porphyriques et aux cheminées de la région de Val-d'Or. Ces intrusions présentent toutes : 1) des concentrations de TiO_2 et de P_2O_5 similaires par rapport à la concentration de SiO_2 (Fig. 34) ; 2) une affinité sub-alkaline (Fig. 35a) ; 3) une suite calco-alkaline (Fig. 35b) ; 4) des concentrations de Zr et Y semblables (Fig. 35c) et 5) des spectres des ETR avec des concentrations et des caractéristiques similaires (Fig. 35d). Les intrusions qui présentent une composition différente des intrusions porphyriques du SLA sont les intrusions syénitiques de la région de Kirkland Lake et de la région de Duparquet. Les intrusions syénitiques de la région de Kirkland Lake possèdent : 1) un contenu en SiO_2 moindre ; 2) un contenu en TiO_2 et en P_2O_5 plus élevé (Fig. 34) ; 3) une affinité alcaline (Fig. 35a,b) ; 4) des concentrations de Zr plus élevées (Fig. 35c) et 5) des spectres des ETR généralement plus élevés (Fig. 35b). Les intrusions syénitiques de la région de Duparquet sont d'affinité alcaline (Fig. 35a,b) et présentent des concentrations en Zr, Y et ETR légères beaucoup plus élevées que les intrusions du SLA.

5.3.4 Relations avec la géologie locale

Les quatre secteurs comparés possèdent des contextes lithologiques qui montrent des caractéristiques similaires (Section 1.5). Les secteurs présentent tous des séquences sédimentaires qui sont spatialement reliées aux zones de

failles crustales majeures. Ces séquences sédimentaires sont des dépôts marins de type flysch du cycle sédimentaire 3 ou des dépôts fluviaux à marins peu profonds du cycle sédimentaire 4 (Mueller et Donaldson, 1992). Les sédiments du cycle sédimentaire 3 sont plus précoces (2700 à 2687 Ma) et sont reliés à la collision des arcs le long des zones de failles crustales majeures. Les sédiments du cycle sédimentaire 4 sont associés à des petits bassins d'extension qui ont évolué à partir de 2686 Ma et qui ont été plus actifs entre 2680 et 2677 Ma. Les régions ont aussi en commun, sauf pour le bassin de Duparquet, des séquences de laves ultramafiques et des séquences de volcanismes calco-alcalins datées entre 2698 ± 4 et 2704 ± 1 Ma comme le Groupe de Blake River, la Formation de Kirst et le Groupe de Malartic Supérieur.

Le SLA présente une séquence de roches volcano-sédimentaires composée de volcanoclastites felsiques. Des horizons de tuf à lapilli avec une description similaire situés non loin du SLA sont datés à 2697 ± 3 Ma (Cattell et al., 1984). Ces tufs d'affinité calco-alcaline sont d'âge similaire au Groupe de Blake River, à la Formation de Kirst et au Groupe de Malartic Supérieur. De plus, les tufs turbiditiques montrent des évidences de mise en place en milieu marin et il est facile de les rapprocher des séquences sédimentaires de type flysch du cycle sédimentaire 3 qui possèdent des relations spatio-temporelles avec les roches volcaniques adjacentes. La brèche volcanique montre par sa composition géochimique une composition semblable à celle des intrusions porphyriques. Cette

composition plus évoluée pourrait suggérer la présence de volcanisme similaire au Groupe de Timiskaming dans le SLA. Les petits affleurements de la brèche volcanique sont les seuls à montrer une composition qui pourrait se rapprocher du magmatisme typiquement reconnu dans le Groupe de Timiskaming.

5.3.5 Relations avec la géologie structurale

Les intrusions porphyriques ne sont généralement jamais affectées par la déformation régionale principale. Elles sont toutes situées dans des régions qui sont à proximité d'une faille régionale majeure, telle que la faille de Cadillac-Larder Lake ou la faille de Destor-Porcupine. De plus, toutes ces régions ont subi une phase de déformation tardive en cisaillement provoquée par le mouvement en décrochement le long d'une faille majeure. Les intrusions de ces régions se sont, dans les quatre cas, mises en place durant la période de déformation tardive en cisaillement.

Le SLA présente un épisode de déformation régionale D_1 qui affecte en raccourcissement les roches volcanoclastiques felsiques de même que toutes les intrusions porphyriques. Les intrusions porphyriques sont donc affectées par la déformation régionale. Le fait que la déformation régionale affecte les intrusions porphyriques montre une différence importante avec les intrusions présentes dans les quatre régions comparées. Cependant, selon Heather et al (1995a), la déformation régionale aurait affecté le secteur entre 2690 Ma et 2665 Ma. La

déformation est ainsi plus jeune dans la portion centrale de la ceinture de roches vertes de Swayze que dans les autres régions où la déformation principale qui affecte les roches vertes est datée entre 2700 et 2690 Ma (Mueller et al., 1996). La déformation principale de la portion centrale de la ceinture de Swayze va ainsi affecter des roches plus jeunes que celle des régions comparées. Ceci suggère que, si les intrusions porphyriques du SLA sont de même type et du même âge que les intrusions présentes dans les régions comparées, elles ont quand même pu subir cette déformation régionale plus jeune. De plus, aucune évidence de mouvement en décrochement n'a été observée sur les zones de cisaillement du SLA, ce qui diffère des intrusions des autres régions comparées. Les zones de cisaillement présentes dans le secteur montrent une schistosité nommée S_2 d'une orientation moyenne de 278° et d'un pendage moyen de 35° . Elles sont donc interprétées de par leur faible pendage comme des failles de chevauchement. Il est aussi important de noter qu'il n'y a aucune faille majeure reconnue dans le secteur.

5.3.6 Relations avec la minéralisation

La minéralisation, dans les quatre cas, montre une mise en place postérieure à celle des intrusions porphyriques. La différence temporelle entre la mise en place des intrusions porphyriques et la minéralisation peut varier de quelques millions d'années à plusieurs dizaines de millions d'années. Cette

différence temporelle incite plusieurs auteurs à réfuter l'hypothèse d'une relation génétique entre les intrusions porphyriques et la minéralisation aurifère.

Les failles profondes qui servent de conduits à la montée des magmas formant les intrusions porphyriques sont les mêmes failles qui servent de conduits majeurs à la circulation des fluides minéralisateurs. Parmi les régions comparées, trois montrent des évidences d'extension durant le décrochement tardif et cette extension facilite ainsi la remontée des magmas et des fluides. De plus, la différence de compétence entre les intrusions et les roches encaissantes provoque des zones de dilatation intense qui peuvent faciliter la circulation des fluides aurifères à l'intérieur et à proximité des intrusions. La relation entre les intrusions porphyriques et la minéralisation aurifère peut ne pas être génétique mais une relation spatiale existe toutefois.

Les lacunes d'information sur la minéralisation à l'intérieur du SLA ne permettent pas de faire une comparaison efficace. Il est cependant évident que la minéralisation aurifère est spatialement associée à un système d'intrusions porphyriques.

5.3.7 Synthèse des comparaisons entre les intrusions

De manière comparative, les intrusions du SLA possèdent plusieurs caractéristiques communes avec certaines intrusions porphyriques tardi-

tectoniques présentes à l'intérieur des régions de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet (section 5.3). Ces régions sont choisies car elles possèdent des intrusions porphyriques tardi-tectoniques en relation spatiale avec de vastes camps miniers aurifères et celles-ci sont donc mieux documentées. Ce grand nombre de caractéristiques communes permet de faire un rapprochement entre les intrusions porphyriques du SLA et les intrusions de ces régions. De manière générale, les intrusions qui présentent le plus de caractéristiques communes aux intrusions porphyriques du SLA sont les intrusions porphyriques de la région de Timmins et les intrusions de la série granitique de la région de Kirkland Lake. Certaines intrusions de la région de Duparquet semblent aussi montrer plusieurs caractéristiques communes. Ce qui est certain, c'est que le SLA présente des intrusions porphyriques de plusieurs types qui possèdent des caractéristiques communes avec les intrusions des régions de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet, qu'elles sont potentiellement similaires et qu'elles peuvent avoir un mode de mise en place commun.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

Le SLA possède une série d'intrusions porphyriques encaissées dans deux assemblages stratigraphiques principaux : 1) un assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques et 2) un assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Le principal encaissant des intrusions porphyriques est l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques qui est composé de tuf turbiditique à cristaux qui se sont déposés dans un environnement marin profond.

Les intrusions présentent une texture majoritairement porphyrique avec une minéralogie composée principalement de phénocristaux de plagioclase, de phénocristaux de quartz, de reliques de phénocristaux de hornblende, d'une mésostase quartzo-feldspathique de même que des quantités moindres d'apatite et de zircon. L'étude pétrographique indique que les intrusions porphyriques présentent plusieurs faciès de mise en place qui peuvent être différenciés à partir de la concentration et de la dimension des phénocristaux de plagioclase, de quartz et de hornblende. Douze types d'intrusions porphyriques regroupées en cinq familles ont été définis : 1) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (PFQ) ; 2) les intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz \pm plagioclase (PQF) ; 3) les intrusions porphyriques à phénocristaux de

plagioclase (PF) ; 4) les intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (PFH) et 5) les intrusions aphanitiques. Ces différents faciès possèdent des caractéristiques géochimiques relativement similaires. Ils forment ainsi une série magmatique de différenciation provenant d'une même source magmatique et les relations de recoupement observées sur le terrain indiquent que la mise en place des intrusions porphyriques s'est effectuée des intrusions les plus évoluées vers les intrusions les moins évoluées. Les intrusions porphyriques possèdent un magma d'affinité calco-alkaline comparable à un magma provenant d'un arc magmatique évolué probablement d'origine continentale. Le magma à l'origine des intrusions porphyriques montre des affinités avec des magmas provenant soit : 1) de la croûte océanique subductée et/ou subaccrétée ; 2) du manteau au-dessus de la plaque subductée ou 3) de la croûte inférieure de l'arc magmatique évolué. La combinaison de ces trois sources magmatiques ou de deux d'entre elles peut aussi être prise en considération.

La présence d'une brèche volcanique qui possède des fragments porphyriques avec des caractéristiques pétrographiques et géochimiques similaires aux intrusions porphyriques indique que certains types d'intrusions porphyriques ont atteint la surface et ont formé des coulées de magma qui se sont déposées en discordance sur l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. Les fragments de la brèche volcanique semblent, cependant, posséder une

composition plus évoluée qui pourrait peut-être correspondre à un type de volcanisme semblable à celui du Groupe de Timiskaming.

Les intrusions porphyriques prennent généralement la forme de dykes de dimensions métriques à kilométriques qui sont allongés selon une orientation préférentielle et sont plus abondantes au sein d'une bande occupée par l'assemblage de roches volcanoclastiques felsiques. L'allongement préférentiel et l'abondance au sein d'une bande étroite particulière laissent croire à un contrôle structural sur la mise en place des intrusions porphyriques. Le SLA de même que les intrusions porphyriques sont affectés par deux déformations, 1) D_1 (plissement associé à une schistosité S_1) et, 2) D_2 (zones de cisaillement en chevauchement), qui sont caractéristiques d'un épisode tectonique de raccourcissement. Si une faille de décrochement a contrôlé la mise en place des intrusions porphyriques, la signature de cette faille n'est pas apparente dans la région étudiée.

La comparaison des intrusions porphyriques du SLA avec d'autres secteurs fait ressortir des caractéristiques minéralogiques, pétrographiques, géochimiques et géologiques similaires. Les intrusions qui montrent la plus grande similitude avec les intrusions du SLA sont celles de la série granitique de la région de Kirkland Lake et les intrusions porphyriques de la région de Timmins. Cet élément renforce l'hypothèse qu'elles se sont mises en place d'une manière semblable et qu'elles proviennent d'un même contexte tectonique.

La minéralisation a été très peu étudiée dans ce travail de recherche mais semble présenter une association spatiale avec les intrusions porphyriques comme pour les régions de Kirkland Lake, Timmins, Val-d'Or et Duparquet. Une étude plus détaillée sur la relation entre la minéralisation aurifère et les intrusions porphyriques pourrait être effectuée pour mieux documenter les relations existantes.

RÉFÉRENCES

- ANDERSON, J.L. et CULLERS, R.L. 1987. Crustal-enriched, mantle-derived tonalites in the early Proterozoic Penokean orogen of Wisconsin. *Journal of Geology*, 95 : 135-154.**
- ARCULUS, R.J. et POWELL, R. 1986. Source component mixing in the region of arc magma generation. *Journal of geophysical research*, 91B : 5913-5926.**
- ARTH, J.G. et BARKER, F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, 4 : 534-536.**
- AYDIN, A. et NUR, A. 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. Dans : *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Édité par : K.T. Biddle et N. Christie-Blick. *Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication*, 37 : 35-44.**
- BARKER, F. 1979. Trondhjemite : definition, environment and hypotheses of origin. Dans : *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Édité par : F. Barker. Elsevier, Amsterdam : 1-12.**
- BEARD, J.S. et BARKER, F. 1989. Petrology and tectonic significance of gabbros, tonalites, shoshonites and anorthosites in a late Paleozoic arc-root complex in the Wrangellia terrane, southern Alaska. *Journal of Geology*, 97 : 667-683.**
- BÉDARD, L.P. et BARNES, S.J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum : results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, 14 : 479-484.**
- BELL, K., ANGLIN, C.D. et FRANKLIN, J.M. 1989. Sm-Nd and Rb-Sr isotopes systematics of scheelites : possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. *Geology*, 17 : 500-504.**
- BOUMA, A.H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pages.**
- BRIQUEU, L., BOUGAULT, H. et JORON, J.L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68 : 297-308.**

- BROOKS, C.K., HENDERSON, P. et RONSBO, J.G. 1981. Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineralogical Magazine*, 44 : 157-160.**
- BURCHFIEL, B.C. et STEWART, J.H. 1966. « Pull-apart » origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77 : 439-442.**
- BURROWS, D.R., SPOONER, E.T.C., WOOD, P.C. et JEMIELITA, R.A. 1993. Structural Controls on Formation of the Hollinger-McIntyre Au-Quartz Vein System in the Hollinger Shear Zone, Timmins, Southern Abitibi Greenstone Belt, Ontario. *Economic Geology*, 88 : 1643-1663.**
- BURROWS, D.R. et SPOONER, E.T.C. 1989. Relationships between Archean Gold Quartz Vein-Shear Zone Mineralization and Igneous Intrusions in the Val d'Or and Timmins Areas, Abitibi Subprovince, Canada. Dans : *The geology of gold deposits : The perspective in 1988*. Édité par : R.R. Keays, W.H.R. Ramsay et D.I. Groves. *Economic Geology, Monograph 6* : 424-444.**
- BURROWS, D.R. et SPOONER, E.T.C. 1986. The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada. Dans : *Proceeding of Gold '86, an international symposium on the geology of gold deposits*. Édité par : A.J. Macdonald : 23-39.**
- CAMERON, E.M. 1993. Precambrian Gold : Perspectives from the top and the bottom of shear zones. *Canadian Mineralogist*, 31 : 917-944.**
- CAMERON, E.M. et HATTORI, K. 1987. Archean Gold Mineralization and Oxidized Hydrothermal Fluids. *Economic Geology*, 82 : 1177-1191.**
- CAS, R.A.F. 1983. Submarine crystal tuffs : their origin using a Lower Devonian example from southeastern Australia. *Geological Magazine*, 120 : 471-486.**
- CATTELL, A., KROGH, T.E. et ARNDT, N.T. 1984. Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi Belt, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters*, 70 : 280-290.**
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W. et MORTENSEN, J.K. 1992. Tectonic evolution of Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 29 : 2211-2225.**
- CLEMENS, J.D. et MAWER, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204 : 339-360.**

- COLLERSON, K.D. et FRYER, B.J. 1978. The role of fluids in the formation and subsequent development of continental crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67 : 151-167.**
- COLVINE, A.C. 1989. An Empirical Model for the formation of Archean Gold Deposits : Products of Final Cratonization of the Superior Province, Canada. Dans : The geology of gold deposits : The perspective in 1988. Édité par : R.R. Keays, W.H.R. Ramsay et D.I. Groves. Economic Geology, Monograph 6 : 37-53.**
- COLVINE, A.C., FYON, J.A., HEATHER, K.B., MARMONT, S., SMITH, P.M., TROOP, D.G. 1988. Archean Lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139 : 136 pages**
- COLVINE, A.C. 1983. Introduction to the Geology of Gold in Ontario. Dans : The Geology of Gold in Ontario. Édité par : A.C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, 110.**
- CORFU, F. 1993. The evolution of the southern Abitibi Greenstone Belt in light of precise U-Pb geochronology. Economic Geology, 88 : 1323-1340.**
- CORFU, F., KROGH, T.E., KWOK, Y.Y. et JENSEN, L.S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, 26 : 1747-1763.**
- CORRIVEAU, L. et LEBLANC, D. 1995. Sequential nesting of magmas in marble, southwestern Grenville Province, Québec : from fracture propagation to diapirisme. Tectonophysics, 246 : 183-200.**
- COUTURE, J-F., PILOTE, P. et MACHADO, N. 1994. Timing of Gold Mineralization in the Val-d'Or District, Southern Abitibi Belt : Evidence for Two Distinct Mineralizing Events. Economic Geology, 89 : 1542-1551.**
- DAIGNEAULT, R., PERRAULT, G. et BÉDARD, P. 1983. Géologie et géochimie de la mine Lamaque, Val-d'Or, Québec. CIM Bulletin, 76 : 111-127.**
- DAY, W.C. et WEIBLEN, P.M. 1986. Origin of late Archean granite : geochemical evidence from the Vermilion granitic complex of northern Minnesota. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93 : 283-296.**

- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. Édité par : Longman : 528 pages.
- DICKINSON, W.R. et SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, **63** : 2164-2182.
- DICKINSON, W.R. 1975. Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs. Geology, **3** : 53-56.
- DIMROTH, E., IMRETH, L., GOULET, N. et ROCHELEAU, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II : Tectonic evolution and geomechanical model. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, **20** : 1355-1373.
- DONOVAN, J.F. 1965. Geology of Swayze and Dore Townships. Ontario Department of Mines, Geological Report, **33** : 25 pages.
- DRUMMOND, M.S. et DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. Journal of geophysical research, **95B** : 21503-21521.
- EMMONS, R.C. et THOMSON, E. 1929. Preliminary report on Woman River and Ridout map areas, Sudbury District, Ontario. Geological Survey of Canada, Memoir **157**.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granitoids : a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis. Dans : Alkaline igneous rocks and carbonatites. Édité par : A.R. Woolley et M. Ross. Lithos, **26** : 115-145.
- FENG, R. et KERRICH, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Subprovince. Superior Province, Canada : Implications for tectonic history and source regions. Chemical Geology, **98** : 23-70.
- FERGUSON, S.A., and associated geologists. 1968. Geology and ore deposits of Tisdale township, Ontario. Ontario Department of mines, Geological Report **58** : 177 pages.
- FOLEY, S.F. et WHELLER, G.E. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks : the role of residual titanates. Chemical geology, **85** : 1-18.

- FRYER, B.J., KERRICH, R., HUTCHINSON, R.W., PEIRCE, M.G. et ROGERS, D.S. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems. Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. I. Patterns of alteration and metal distribution. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, 16 : 421-439.**
- FUJIMAKI, H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94 : 42-45.**
- FUJIKAMI, H., TATSUMOTO, M. et AOKI K. 1984. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference, Part 2. Journal of Geophysical Research, 89 : B662-B672.**
- FURSE, G.D. 1932. Geology of the Swayze area. Ontario Department of Mines, Annual Report 1932, 41 : 35-53.**
- GOODWIN, A. M. 1965. Geology of Heenan, Marion, and the Northern Part of Genoa Townships. Ontario Department of Mines, Geological Report, 38 : 60 pages.**
- GRAHAM, R.B. 1954. Parties des Cantons d'Hébécourt, de Duparquet et de Destor, comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des mines, Rapport Géologique, 61 : 73 pages.**
- GREEN, T.H. et PEARSON, N.J. 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressure. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49 : 1465-1468.**
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G. et ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits : A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews, 13 : 7-27.**
- GUINEBERTEAU, B., BOUCHEZ, J-L. et VIGNERESSE, J-L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone : Structural and gravimetric arguments and regional implication. Geological Society of America Bulletin, 99 : 763-770.**

- HATTORI, K. et HART, S.R. 1990. Late Archean alkaline magmatism in the Kirkland Lake gold camp : Isotopic and geochemical constraints. Dans : Greenstone Gold and Crustal Evolution. Édité par : F. Robert, P. Sheahan et S.B. Green. Geological Association of Canada, Nuna Conference Volume : 44.
- HEATHER, K.B., PERCIVAL, J.A., MOSER, D. et BLEEKER, W. 1995a. Tectonics and metallogeny of Archean crust in the Abitibi-Kapuskaing-Wawa region. Geological Survey of Canada, Open File 3141 :148 pages.
- HEATHER, K. B., SHORE, G. T. et VAN BREEMEN, O. 1995b. The convoluted "layer-cake" : an old recipe with new ingredients for the Swayze greenstone belt, southern Superior Province, Ontario. Dans : Current Research, Geological Survey of Canada, 1995-C : 1-10.
- HEATHER, K. B. 1993. Regional geology, structure, and mineral deposits of the Archean Swayze greenstone belt, southern Superior Province, Ontario. Dans : Current Research, Geological Survey of Canada, 93-1C : 295-305.
- HILDRETH, W. 1981. Gradients in Silicic Magma Chambers : Implications for lithospheric Magmatism. Journal of Geophysical Research, 86 : 10153-10192.
- HODGSON, C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. Dans : Mineral Deposit Modeling : Geochemical Association of Canada. Édité par : R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke. Geological Association of Canada, Special Paper, 40 : 635-678.
- HODGSON, C.J. 1982. Gold Deposits of the Abitibi Belt, Ontario. Dans : Summary of Field Work, 1982, by the Ontario Geological Survey. Édité par : J. Wood, O.L. White, R.B. Barlow et A.C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, 106 : 235 pages.
- HUTTON, D.H.W., DEMPSTER, T.J., BROWN, P.E. et BECKER, S.M. 1990. A new mechanism of granite emplacement : intrusion in active extensional shear zones. Nature, 343 : 452-455.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : Inferences from deformation studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 79 : 245-255.

- HUTTON, D.H.W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, **139** : 615-631.
- IRVINE, T.N. et BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*, **8** : 523-548.
- JACKSON, S.L. et FYON, A.J. 1991. The western Abitibi Subprovince in Ontario. Dans *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part 1 : 405-482.
- JEMIELITA, R.A, DAVIS, D.W. et KROGH, T.E. 1990. U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, **346** : 831-834.
- JENSEN, L.S. 1978. Archean komatiitic, tholeiitic, calc-alkaline and alkalic volcanic sequences in the Kirkland Lake area. Dans : Toronto '78 Field trips Guidebook. Édité par : A.L. Currie et W.O. Mackasey, Geological Association of Canada : 327-359.
- KERRICH, R. 1989. Geodynamic setting and hydraulic regimes of shear zone-hosted mesothermal gold deposits. Dans : Mineralization and shear zones. Édité par : J.T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Notes, **6** : 89-128.
- KERRICH, R. et WATSON, G.P. 1984. The Macassa Mine Archean Lode Gold Deposit, Kirkland Lake, Ontario : Geology, Patterns of alteration, and Hydrothermal Regimes. *Economic Geology*, **79** : 1104-1130.
- KERRICH, R. et FRYER, B.J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygene isotope relations. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **16** : 440-458.
- KUSHIRO, I. 1987. A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs. Dans : *Magmatic Processes : Physico-chemical Principles*. Édité par : B.O. Mysen. Geochemical society, Special Publication, **1** : 165-182.
- LE MARCHAND, F., VILLEMANT, B. et CALAS, G. 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51** : 1071-1081.

- LEVESQUE, G.S. 1994. Duality of magmatism at Kirkland Lake, Ontario, Canada. M. Sc, thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 226 pages.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** : 279-297.
- MAHOOD, G. et HILDRETH, W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47** : 11-30.
- MARMONT, S. et CORFU, F. 1989. Timing of gold introduction in the late Archean tectonic framework of the Canadian Shield : Evidence from U-Pb zircon geochronology of the Abitibi Subprovince. Dans : *The geology of gold deposits : The perspective in 1988*. Édité par : R.R. Keays, W.H.R. Ramsay et D.I. Groves. *Economic Geology, Monograph 6* : 101-111.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland. *Journal of Petrology*, **28** : 921-953.
- MARTIN, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14** : 753-756.
- MASON, R. et MELNIK, N. 1986. The Anatomy of an Archean Gold System- The McIntyre-Hollinger Complex at Timmins, Ontario, Canada. Dans : *Proceeding of Gold '86, an international symposium on the geology of gold deposits*. Édité par : A.J. Macdonald : 40-55.
- McAULEY, J.B. 1983. A Petrographic and geochemical Study of the Preston, Preston West and Paymaster Porphyries, Timmins, Ontario. M. Sc, thesis, Université Laurentian, Sudbury, Ontario, 118 pages.
- McCAFFREY, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone : Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society of London*, **149** : 221-235.
- McPHIE, J., DOWLE, M. et ALLEN, R. 1993. *Volcanic texture a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Édité par : The Tasmanian Government Printing Office : 198 pages.
- MEEN, V.B. 1944. Geology of the Cunningham-Garnet area, District of Sudbury. Ontario Department of Mines, Annual Report 1942, **51** : 1-26.

- MERQ-OGS. 1983. Lithostratigraphic map of the Abitibi Sub-province. Ontario Geological Survey-Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Map 2484, DV 83-16, échelle 1 : 50 000.**
- MORITZ, R.P. et CROCKET, J.H. 1991. Hydrothermal Wall-Rock Alteration and Formation of the Gold-Bearing Quartz-Fuchsite Vein at the Dome Mine, Timmins Area, Ontario, Canada. Economic Geology, 86 : 620-643.**
- MOORHOUSE, W.W. 1951. Geology of Osway township, District of Sudbury, Ontario. Department of Mines, Annual Report 1949, 5 : 1-27.**
- MUELLER, W.U., DAIGNEAULT, R., MORTENSEN, J. K. et CHOWN, E. H. 1996. Archean terrane docking : upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Tectonophysics, 265 : 127-150.**
- MUELLER, W., DONALDSON, J. A. et DOUCET, P. 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archaean Kirkland Basin, Abitibi greenstone belt, Canada. Precambrian Research, 68 : 201-230.**
- MUELLER, W. et DONALDSON, J. A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada : an overview. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, 29 : 2249-2265.**
- MUELLER, W., DONALDSON, J. A., DUFRESNE, D. et ROCHELEAU, M. 1991. The Duparquet Formation : sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, 28 : 1394-1406.**
- MÜLLER, D., ROCK, N.M.S. et GROVES, D.I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings : a pilot study. Mineralogy and Petrology, 46 : 259-289.**
- NASH, W.P. et CRECRAFT, H.R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49 : 2309-2322.**
- PEARCE, J.A., Harris, N.B.W. et TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25 : 956-983.**
- PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Dans : Andesites : orogenic andesites and related rocks. Édité par : R. Thorpe, Wiley , Chichester : 525-548.**

- PEARCE, J.A. et NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69** : 33-47.
- PECCERILLO, A. et TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58** : 63-81.
- PETFORD, N., LISTER, J.R. et KERR, R.C. 1994. The ascent of felsic magma dykes. *Lithos*, **32** : 161-168.
- PROUDLOVE, D.C., HUTCHINSON, R.W. et ROGERS, D.S. 1989. Multiphase mineralization in concordant and discordant gold veins, Dome mine, South Porcupine, Ontario, Canada. Dans : *The geology of gold deposits : The perspective in 1988*. Édité par : R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves. *Economic geology, Monograph 6* : 112-123.
- READING, H.G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems : Dans : *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*. Édité par : F. Ballance et H. G. Reading, *International association of sedimentologists, Special Publication*, **4** : 236 pages.
- RICKABY, H.C. 1935. Geology of the Swayze Gold Area, Ontario Department of mines. *Annual report 1934*, **43** : 1-36.
- RIVE, M., PINTSON, H. et LUDDEN, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. Dans : *The Northeast Quebec Polymetallic Belt*. Édité par : M. Rive, P. Verpaelst, G. Riverin, A. Simard, J. M. Lu et Y. Gagnon. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume*, **34** : 65-76.
- ROBERT, F. et POULSEN, K.H. 1997. World-class Archean gold deposits in Canada : an overview. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44** : 329-351.
- ROBERT, F. 1991. Gold metallogeny of greenstone belts : Considerations from the eastern Abitibi Subprovince, Canada. Dans : *Brazil Gold'91*. Édité par : E.A. Ladiera. Balkema, Rotterdam, The Netherlands : 31-47.

- ROBERT, F. 1990. Structural setting and control of gold-quartz veins the Val d'Or area southeastern Abitibi Subprovince. Dans : Gold and Base metal mineralisation in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment. Édité par : S.E. Ho, F. Robert et D.I. Groves. Geology Department and University Extension, University of Western Australia, Publication, 24 : 164-209.**
- ROBERT, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, 26 : 2661-2675.**
- ROBERT, F. et BROWN, A.C. 1986a. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec : Part I. Geologic Relations and Formation of the Vein System. Economic Geology, 81 : 578-592.**
- ROGERS, D.S. 1982. The geology and ore deposits of the No. 8 shaft area, Dome mine. Dans : Geology of Canadian Gold Deposit. Édité par : R.W. Hodder et W. Petruk. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume, 24 : 161-168.**
- ROLLINSON, H. 1993. Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. Édité par : Longman Group UK Limited : 352 pages.**
- ROWINS, S.M., CAMERON, E.M., LALONDE, A.E. et ERNST, R.E. 1993. Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock Creek Pluton, Kirkland Lake, Ontario : Evidence for an extensional tectonic setting. Canadian Mineralogist, 31 : 219-244.**
- RUBIN, A.M. 1993. Tensile fracture of rock at high confining pressure : implications for dike propagation. Journal of Geophysical Research, 98 : 15 919-15 935.**
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J. et WEAVER, S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula : implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters, 46 : 344-360.**
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, 9 : 41-43.**

- STERN, R.A. et HANSON, G.N. 1991. Archean high-Mg granodiorite : a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of petrology*, **32** : 201-238.
- SUN, S.S. et MACDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. Dans : *Magmatism in the ocean basins*. Édité par : A.D. Saunders et M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication, **42** : 313-345.
- SUTCLIFFE, R.H., SMITH, A.R., DOHERTY, W. et BARNETT, R.L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks : evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105** : 255-274.
- TAYLOR, S.R. et McLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust : its composition and evolution*. Oxford : Blackwell Scientific : 312 pages.
- TIKOFF, B. et TEYSSIER, C. 1992. Crustal-scale, en echelon " P-shear " tensional bridges : A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20** : 927-930.
- THOMPSON, J.E., CHARLEWOOD, G.H. GRIFFIN, K., HAWLEY, J.E. HOPKINS, H., MACINTOSH, C.G., OGRIZLO, S.P., PERRY, O.S. et WARD, W. 1950. *Geology of the main ore zone at Kirkland Lake and Larder Lake gold camps*. Ontario Department of mines, Annual Report 1948, **57** : 54-188.
- UJIKE, O. 1985. *Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Crystal Lake area, east of Kirkland Lake, Ontario, Canada*. *Earth and Planetary Science Letters*, **73** : 333-344.
- WATSON, E.B. et HARRISON, M.T. 1983. Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64** : 295-304.
- WILLIE, P.J. 1984. Experimental and thermal constraints on the deep-seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. Dans : *Migmatites, melting and metamorphism*. Édité par : M.P. Atherton et C.D. Gribble. Shiva, Nantwich : 37-53.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis : A global tectonic approach*. Édité par : Chapman et Hall, London : 466 pages.

- WYMAN, D.A. et KERRICH, R. 1993. Archean Shoshonitic Lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada : Petrogenesis, Age, and Tectonic Setting. *Journal of Petrology*, **34** : 1067-1109.
- WYMAN, D.A. et KERRICH, R. 1988. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: Implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, **83** : 454-461.
- WINCHESTER, J.A. et FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20** : 325-343.
- WONG, L., DAVIS, D.W., KROGH, T.E. et Robert, F. 1991. U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, **104** : 325-336.
- WOOD, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50** : 11-30.
- WOOD, P.C., BURROWS, D.R., THOMAS, A.V. et SPOONER, E.T.C. 1986. The Hollinger-McIntyre Au-Quartz system, Timmins, Ontario, Canada ; Geologic Characteristics, Fluid Properties and Light Stable Isotope Geochemistry. Dans : *Proceeding of Gold '86, an international symposium on the geology of gold deposits*. Édité par : A.J. Macdonald : 57-80.

ANNEXES

	Région de Kirkland Lake		Région de Timmins Secteur des mines Hollinger-McIntyre	Région de Timmins Secteur de la mine Dome	Région de Val-d'Or Secteur de la mine Lamaque	Région de Duparquet	Secteur du Lac Ackerman Ce mémoire
	Série Syénitique	Série Granitique					
Noms et types d'intrusions	<ul style="list-style-type: none"> - Mésyérite à feldspath alcalin - Syénite à feldspath alcalin - Métamonzonite - Oslo Stock Syénite à feldspath alcalin Syénite porphyrique Syénite à quartz (granite) Hornblende Mésyérite à feldspath alcalin - Murdock Creek Clinopyroxénite à biotite Mésodiorite Hornblende Métamonzonite Mésyérite Syénite à feldspath alcalin 	<ul style="list-style-type: none"> - Monzodiorite à quartz - Granodiorite - McVine Stock Granodiorite porphyrique - Monocle Lake Intrusion porphyrique - Beaverhouse Lake Monzodiorite porphyrique - Kinabik Creek Granodiorite - Dionte de Gauthier - McEroy Stock Monzonite à quartz Dionte 	<ul style="list-style-type: none"> - Intrusions porphyriques à plagioclase et à quartz - Peart Lake Porphyry - Acme Porphyry - Miler Lake Porphyry - Milerton Porphyry - Crown Porphyry - Gilles / Northern Porphyry Monzodiorite à quartz Granodiorite 	<ul style="list-style-type: none"> - Intrusions porphyriques à plagioclase et à quartz - Preston Porphyry - Paymaster Porphyry - Preston West Porphyry 	<ul style="list-style-type: none"> - Dionte Porphyrique - Dykes porphyriques à feldspath - Dykes porphyriques à feldspath et à quartz Six intrusifs dioritiques à tonalitiques - Cheminée Principale - Cheminée Ouest - Cheminée Est - Cheminée No3 - Cheminée No5 	<ul style="list-style-type: none"> - Intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspath (PFO) (Série granitique) - Intrusions porphyriques syénitiques (Série syénitique) - Intrusions porphyriques à prismaux (plum porphyry) (Série granitique) - Intrusions porphyriques à phénocristaux de feldspath (lath porphyry) (PF) (Série syénitique) 	<ul style="list-style-type: none"> - Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase - Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz - Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de hornblende
Formes des intrusions	<p>À l'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake Intrusions hypabyssales minces et parallèlement allongées aux marges du bassin</p> <p>À l'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake Large intrusions arrondies et composites (phases syénitiques et granitiques) ou intrusions hypabyssales allongées</p>	<p>À l'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake Intrusions hypabyssales minces et parallèlement allongées aux marges du bassin</p> <p>À l'intérieur de la zone de failles de Kirkland-Larder Lake Large intrusions arrondies et composites (phases syénitiques et granitiques) ou intrusions hypabyssales allongées</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Formes lenticulaires élargissant en profondeur - Une seule grande intrusion irrégulière en profondeur 	<p>Preston Porphyry Intrusion allongée d'une orientation générale nord-sud plongeant vers le NE et pingant en profondeur</p> <p>Paymaster Porphyry Intrusion allongée d'orientation E-W augmentant de volume en profondeur</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Dykes - Cheminées ou stocks arrondis 	<p>À l'intérieur du Bassin de Duparquet Intrusions minces et parallèlement allongées aux marges du bassin</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Dykes - Stock
Volumes des intrusions	Intrusions kilométriques (10-12 km) à métriques sur une zone de 50 km	Intrusions kilométriques (5-7 km) à métriques sur une zone de 50 km	Peart Lake Porphyry Plus vaste intrusion (1680 m par 460 mètres)	Preston Porphyry mesure 770 m de long par 300 m Paymaster Porphyry mesure 850 m de long par 180 mètres	<ul style="list-style-type: none"> - Dionte Porphyrique 1000 m de diamètre moyen - Dykes 10 m d'épaisseur sur 1000 à 1500 m de long - Cheminées ou stocks 150 m de diamètre moyen 	Intrusions kilométriques (2-5 km) à métriques sur une zone de 15 km	<ul style="list-style-type: none"> - Dykes métriques à kilométriques (> 2000 m de long par 200 m de large) - Stock (> 2550 m de long par 1000 m de large)

Annexe 1 : Tableau résumé des caractéristiques des intrusions tardi-tectoniques des régions de Kirkland-Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet.

	Région de Kirkland Lake (Suite)		Région de Timmins Secteur des mines Hollinger-McIntyre (Suite)	Région de Timmins Secteur de la mine Dome (Suite)	Région de Val-d'Or (Suite)	Région de Duparquet (Suite)	Secteur du Lac Ackerman Ce mémoire (Suite)
	Série Syénitique	Série Granitique					
Textures des intrusions	- Équigrulaire à porphyrique	- Porphyrique	- Porphyrique (Crowded porphyry)	- Porphyrique	- Dites Porphyrique - Cheminées ou stocks Gros, équigrulaire, porphyrique	- Porphyrique	- Porphyrique
Minéralogie des intrusions	- Pas de quartz - Feldspathes potassiques dominent les plagioclases - Clinopyroxènes (minéraux ferro-magnésiens dominants)	- Quartz - Plagioclases dominent les feldspathes potassiques - Amphiboles (minéraux ferro-magnésiens dominants) ± Biotite, Apatite, Magnésite	Northern Miller Lake, Pearl Lake et Acorn Porphyry - Phénocristaux de plagioclase zonés 1-8 mm - Phénocristaux de quartz réorbés 1-3 mm - Matrice fine et grise avec quartz, plagioclase, feldspath potassique, reliques de hornblende ± biotite, apatite, sphère et rutile	- Phénocristaux de plagioclase - Phénocristaux de quartz - Matrice quartzo-feldspathique - Reliques d'amphibole ou de biotite ± apatite, ilménite, tourmaline, rutile	Dites POF - Phénocristaux de plagioclase 2-5 mm - Matrice microcristalline de quartz PF - Phénocristaux de plagioclase 5-10mm Cheminées ou stocks Souvent zonés - Dorite en bordure 40% plagioclase zoné 40% biotite Phénocristaux d'amphibole Orinopyroxène Quartz interstitiel, Apatite - Dorite quartzifère 55-70% plagioclase et quartz Biotite - Tonalite au centre 65% Plagioclase 10% Quartz 5% biotite ± ilménite	PEQ - 40% phénocristaux de plagioclase 0,5-4 mm - 1% phénocristaux de quartz 4,5 mm - mésoctase quartz-feldspath ± apatite, zircon EP - 20% phénocristaux de plagioclase 0,75 mm - mésoctase quartz-feldspath ± apatite, zircon Intrusions porphyriques intrusives - phénocristaux de plagioclase 10 mm ± phénocristaux d'orose ± apatite, hornblende, perthite, titanite, ilménite	- Phénocristaux de plagioclase ± Phénocristaux de quartz ± Phénocristaux de hornblende - mésoctase quartzo-feldspathique fine ± apatite, zircon
Contacts	- Graduels à francs	- Graduels à francs	- Contacts francs - Xenolithes maliques près des contacts - Certains contacts possèdent fines bordures de trapp	- Graduels à francs - Pas d'évidence de bordures de trapp	Cheminées ou stocks - Francs (contacts intrusifs) - Rarement graduels	- Francs à Graduels	- Francs rarement graduels

Annexe 1 (suite) : Tableau résumé des caractéristiques des intrusions tardi-tectoniques des régions de Kirkland-Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet.

	Région de Kirkland Lake		Région de Timmins Secteur des mines Hollinger-McIntyre	Région de Timmins Secteur de la mine Dome	Région de Val-d'Or	Région de Duparquet	Secteur du Lac Ackerman Ce mémoire		
	Série Syénitique	Série Granitique							
Géologie Locale	<p>zone de failles de Kirkland-Larder Lake - branche de la faille Cadillac-Larder Lake (50 km de long sur 5 km de large)</p> <p>- intrusions syénitiques et granitiques encaissées dans roches sédimentaires et volcaniques alcalines du Groupe de Timiskaming (2686 Ma et plus actifs entre 2680 et 2677 Ma) (cycle sédimentaire 4 ; Mueller et Donaldson, 1992)</p> <p>Au nord de la zone de failles de de Kirkland-Larder Lake - Groupe de Kinjovis : basaltes toléitiques et diorites</p> <p>- Groupe de Blake River : roches volcaniques calco-alcalines (2701 ± 2 Ma) (Corfu et al., 1989)</p> <p>Au sud de la zone de failles de de Kirkland-Larder Lake - Groupe de Larder Lake : komatiites, roches intrusives ultramafiques, tufs calco-alcalins et sédiments intercycles (2705 ± 3 Ma) (Corfu et al., 1989)</p>		<p>- Groupe de DeLoro : roches calco-alcalines et formations de fer (2725 ± 2 Ma) (Corfu et al., 1989)</p> <p>- Groupe de Tiedale : roches volcaniques ultramafiques et basaltes tholéitiques (2703 ± 1,5 Ma) (Corfu et al., 1989)</p> <p>- Formation de Kirat : sommet Groupe de Tiedale, volcanoclastites dacitiques (2698 ± 4 Ma) (Corfu et al., 1989)</p> <p>- Groupe de Porcupine : sédiments clastiques, grauwaeks et conglomérats (entre 2700 et 2687 Ma) (cycle sédimentaire 3 ; Mueller et Donaldson, 1992)</p>		<p>- Groupe de Matartic Inférieur : laves ultramafiques et mafiques</p> <p>- Groupe de Matartic Supérieur : laves et tufs de basalte calco-alcalin, de dacite et de rhyodacite (2704 ± 1 Ma) (dernier événement volcanique) (Wong et al., 1991)</p> <p>- Pluton Bourtemaque : diorite à quartz syn-volcanique, calco-alcaline (2700 Ma) (Wong et al., 1991)</p> <p>- Groupe de Cadillac : conglomérats et grauwaeks (entre 2700 et 2687 Ma) (cycle sédimentaire 3 ; Mueller et Donaldson, 1992)</p>		<p>À l'intérieur du Bassin de Duparquet -25 km de long sur 4 km de large</p> <p>-Groupe de Timiskaming : conglomérats, grès et argilles en discordance sur roches vertes (entre 2685 et 2675 Ma) (cycle sédimentaire 4 ; Mueller et Donaldson, 1992)</p> <p>Au nord du Bassin de Duparquet -Groupe de Kinjovis : basaltes toléitiques (2700 Ma) (Mueller et al., 1991)</p> <p>Au sud du Bassin de Duparquet -Groupe de Blake River : roches volcaniques calco-alcalines (2701 ± 2 Ma) (Corfu et al., 1989)</p> <p>-Groupe de Kawagama : assemblage sédimentaire de type Flysch (entre 2700 et 2687 Ma) (cycle sédimentaire 4 ; Mueller et Donaldson, 1992)</p>		<p>- Assemblage de roches sédimentaires riches en Mn de shale</p> <p>- Assemblage de roches volcaniques mafiques à ultramafiques</p> <p>- Assemblage de roches volcanoclastites felsiques (unité semblable selon description datée à 2697 ± 3 Ma) (Cattell et al., 1984)</p>
Géologie Structurale	<p>- Déformation régionale (2700 et 2685 Ma) (Cameron, 1993)</p> <p>- Déformation en décrochement relative à la faille de Cadillac-Larder Lake : 1- déformation en tensionnement (entre 2685 et 2674 Ma) (Cameron, 1993)</p> <p>2- déformation en compression (entre 2675 et 2599 Ma) (Cameron, 1993)</p> <p>- Faille majeure de Cadillac-Larder Lake</p>		<p>- Déformation régionale (entre 2700 et 2690 Ma)</p> <p>- Déformation tardive en décrochement (cisaillement)</p> <p>- Intrusions porphyriques formant des zones d'intense distension durant les derniers stades du cisaillement régional</p> <p>- Faille majeure de Deator-Porcupine</p>		<p>- Déformation D1 précoce</p> <p>- Déformation régionale principale D2 (entre 2700 et 2694 Ma)</p> <p>- Déformation tardive en décrochement (cisaillement)</p> <p>- Faille majeure de Cadillac-Larder Lake</p>		<p>- Déformation D1 précoce</p> <p>- Déformation régionale principale D2 (entre 2700 et 2689 Ma)</p> <p>- Déformation tardive en décrochement (cisaillement)</p> <p>- Faille majeure de Deator-Porcupine</p>		<p>- Déformation régionale principale en raccourcissement</p> <p>- Déformation tardive en chevauchement</p>

Annexe 1 (suite) : Tableau résumé des caractéristiques des intrusions tardi-tectoniques des régions de Kirkland-Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet.

	Région de Kirkland Lake		Région de Timmins Secteur des mines Hollinger-McIntyre	Région de Timmins Secteur de la mine Dome	Région de Val-d'Or	Région de Duparquet	Secteur du Lac Ackerman Ce mémoire
	Série Syénitique	Série Granitique					
Âge des intrusions	Post-tectonique Entre 2665 et 2673 Ma (Corfu et al., 1991)	Post-tectonique Entre 2685 et 2673 Ma (Corfu et al., 1991)	Post-tectonique Entre 2690 ± 2 et 2688 ± 2 Ma (Corfu et al., 1991) - Pearl Lake Porphyry 2689 ± 1 Ma - Millerton Porphyry 2691 ± 3 Ma - Crown Porphyry 2688 ± 2 Ma (Corfu et al., 1999)	Post-tectonique - Panometer Porphyry 2690 ± 2 Ma (Corfu et al., 1999)	- Diorite Porphyrique 2704 ± 4 Ma (Wong et al., 1991) Post-tectonique - Deux concentrations à Isidore 2694 ± 2 Ma (Wong et al., 1991) - Cheminée Principale 2685 ± 3 ; 2682 ± 2 Ma (Jemielita et al., 1990)	Post-tectonique - PQE (Série granitique) 2689,4 ± 3,2 / 2,9 Ma (Mueller et al., 1998) - PF (Série porphyre) (Série syénitique) 2681,6 ± 1,0 Ma (Mueller et al., 1998)	
Affinité	- Alcaline à Calco-alcaline	- Calco-alcaline	- Calco-alcaline	- Calco-alcaline	- Calco-alcaline - Sauf Cheminée No4 Cheminée No5 tholéitiques	- Alcaline à Calco-alcaline	- Calco-alcaline
Minéralisation	- Intrusions syénitiques et granitiques hôtes de la minéralisation aurifère. - Introduction des fluides minéralisateurs durant la phase en transpression - Dépôts aurifères le long de failles de décrochement profondes parallèles à l'orientation du bassin	Stages précoces - minéralisation Cu-Au-Ag-Mo antérieure à la déformation régionale et aux intrusions porphyriques Stages tardifs - veines d'extension de quartz-ankérite associées à une silicification et une séricitisation	1a) veines ankérite dans métavolcanites 1b) veines de qtz en échelon dans zones fortement altérées 2a) veines de qtz en échelon dans métavolcanites 2b) stockwork dans porphyres et roches fortement altérées 2c) veines de qtz-fusite dans roches carbonatées	- veines laminaires dans zones de cisaillement - veines d'extension sub-horizontales dans roches intrusives compétentes	- minéralisation aurifère le long des cisaillements dans les intrusions porphyriques - relation étroite entre for et les phases tardives de la mise en place des intrusions porphyriques	- Veines aurifères de quartz et de carbonates associée à des zones altérées ou non-altérées - Minéralisation aurifère disséminée dans les intrusions porphyriques altérées en carbonates / séricite	
Références	Lévesque, 1994 Mueller et al., 1994 Cameron, 1993 Rowins et al., 1993 Kerrich et Watson, 1994 Corfu et al., 1999	Burrows et al., 1993 Mueller et Donaldson, 1992 Burrows et Spooner, 1999 Corfu et al., 1999 Burrows et Spooner, 1995 Mason et Melnik, 1995 Wood et al., 1995	Moritz et Crocket, 1991 Burrows et Spooner, 1999 Corfu et al., 1999 MacAulley, 1993 Fryer et al., 1979 Kerrich et Fryer, 1978	Deignault et al., 1983 Burrows et Spooner, 1999 Couture et al., 1994 Jemielita et al., 1990 Mueller et Donaldson, 1992 Robert et Poulsen, 1997 Wong et al., 1991	Mueller et al., 1998 Mueller et al., 1991 Mueller et al., 1992 Graham, 1954		

Annexe 1 (suite) : Tableau résumé des caractéristiques des intrusions tardi-tectoniques des régions de Kirkland-Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet.

Annexe 2 : Tableau des analyses géochimiques des intrusions de la région de Kirkland Lake, de Timmins, de Val-d'Or et de Duparquet

Références pour l'annexe 2

[1] = Tirées de Lévesque, 1994

[2] = Tirées de Kerrich et Watson, 1984

[3] = Tirées de McAuley, 1983

[4] = Tirées de Fryer et al., 1979

[5] = Tirées de Burrows et Spooner, 1989

[6] = Tirées de Burrows et Spooner, 1986

[7] = Tirées de Daigneault et al., 1983

[8] = Jean Goutier, Ministère des Ressources Naturelles du Québec (Communication personnelle)

Toutes les analyses géochimiques sont reportées à 100% après redistribution de la perte au feu et celles présentant des pertes au feu supérieures à 7% du poids total de la roche n'ont pas été prises en considération dans l'annexe 2. Les numéros des analyses correspondent aux numéros originaux qui sont employés dans les différents articles.

Région de Kirkland Lake										
Série syénitique										
[1]										
	LC-1	LC-9	LC-10	GL90032	GL90058	GL90163	Thomson,80	CAM&CAR87	Cam Car87	LC-05
SiO2 %	52.4	51.7	53.0	52.4	51.8	52.7	53.2	55.2	53.5	
TiO2	0.85	0.87	0.86	1.05	0.85	0.88	0.98	0.97	0.90	
Al2O3	13.20	12.70	13.60	12.40	12.90	14.80	17.38	16.30	15.40	
Fe2O3	9.30	3.70	3.20	2.10	3.80	3.30	2.93	3.70	4.70	
FeO	3.30	5.60	5.30	7.10	5.10	4.50	4.74	5.00	4.70	
MgO	7.84	8.38	7.30	9.22	7.80	5.55	4.00	4.34	6.09	
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.17	0.15	0.09	
CaO	7.87	8.01	7.08	7.53	7.77	6.86	6.18	5.48	4.48	
Na2O	3.00	2.70	3.20	4.50	3.10	3.30	3.75	4.02	3.71	
K2O	5.20	5.11	5.33	2.47	4.83	6.82	6.18	4.03	4.88	
P2O5	0.58	0.62	0.59	0.48	0.60	0.58	0.54	0.58	0.68	
Total	100.18	100.14	10.20	100.17	100.80	100.03	100.53	100.37	99.65	
Rb ppm	190	190	170	110	160	230				
Ba	2200	2200	2200	860	1900	1900				
Nb										
Sr	1400	1300	1300	540	1200	1200				
Zr	150	130	140	140	140	130				
Y	20	20	19	21	21	19				
Ni	84	86	75	93	81	58				
Co	38	37.8	35	34	34	35				
Cr	270	270	250	380	250	210				
La		42								42.6
Ce		89								102
Nd		45								49
Sm		9.10								10.20
Eu		2.51								2.52
Tb		0.86								1.04
Yb		1.84								2.02
Lu		0.29								0.31
Sc	21	24	19	24	22	17				27.9
V	160	170	150	160	160	140				
Hf		3.2								3.5
Th		6.5								6.8
U		1.74								1.69

Annexe 2 : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	LC-6	Thompson,50	GL8857	[2]	73	1216	PL-189	PL-192	PL-193	PL-194	PL-198	6
SiO2 %		59.4	55.7		51.7	52.1	53.9	55.8	55.6	55.8	53.4	51.3
TiO2		2.00	0.68		0.90	0.85	1.30	1.19	1.23	1.20	1.40	0.94
Al2O3		19.10	16.90		13.10	13.60	14.20	15.90	16.10	15.70	12.70	16.70
Fe2O3		1.02	2.60		9.90	10.30	3.80	2.80	3.50	3.00	4.20	2.90
FeO		2.78	3.00				4.70	4.20	3.80	4.20	5.20	4.60
MgO		1.08	3.43		8.40	7.20	5.90	4.30	4.50	3.90	7.70	3.90
MnO		0.18	0.10		0.15	0.14	0.13	0.10	0.11	0.11	0.12	0.16
CaO		2.07	5.60		6.80	5.60	6.60	4.90	5.50	6.20	6.70	5.90
Na2O		4.43	4.90		3.70	2.70	3.30	3.10	3.30	3.40	2.60	3.50
K2O		7.72	6.10		4.80	6.80	5.10	6.50	5.80	5.10	4.70	5.90
P2O5		0.24	0.37		0.57	0.63	0.53	0.44	0.46	0.44	0.55	0.52
Total		100.03	99.92		100.20	99.92	99.43	99.23	99.90	99.05	99.27	99.80
Rb ppm			140		209	312						
Ba			1200		1166	2183	2200	1660	1980	1680	1750	
Nb					6	20						
Sr			840		629	1622						
Zr			190		145	170						
Y			18		22	23						
Ni			27		118	121	57	41	39	42	104	
Co			18		53	52	26	21	21	20	33	
Cr			100		366	332	247	171	170	175	380	
La	30.7											
Ce	75											
Nd	35											
Sm	6.90											
Eu	1.74											
Tb	0.69											
Yb	1.45											
Lu	0.24											
Sc	18		10		4.6	23						
V			81		350	390						
Hf	2.6											
Th	5.3				11	31					7.6	
U	1.29				2.2						3	

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	Région de Kirkland Lake Série granitique [1]										
	70	86	88A	GL90186	GL89036	GL89037	GL89037d	GL89038	GL89047	GL90068	GL90116
SiO2 %	58.9	59.7	59.9	69.4	62.1	59.2	58.6	64.3	66.8	64.4	63.0
TiO2	0.69	0.58	0.66	0.32	0.52	0.80	0.80	0.53	0.43	0.35	0.59
Al2O3	19.70	20.20	19.80	15.40	14.40	15.30	15.20	15.80	15.60	14.90	13.50
Fe2O3	4.60	4.30	3.90	1.10	2.30	2.40	2.60	4.80	1.90	4.10	5.40
FeO				2.00	2.90	4.90	4.80		1.60		
MgO	1.00	0.80	0.90	1.34	3.99	4.78	4.75	3.74	1.82	3.30	4.96
MnO	0.07	0.08	0.08	0.02	0.10	0.13	0.13	0.05	0.06	0.08	0.08
CaO	2.20	1.50	2.10	0.35	4.04	6.72	6.73	3.28	2.52	4.24	4.74
Na2O	4.30	4.50	5.00	5.50	5.00	4.00	4.00	5.10	5.30	4.60	4.40
K2O	8.20	8.00	7.40	3.62	3.48	1.24	1.25	2.49	3.33	3.72	2.91
P2O5	0.25	0.22	0.22	0.16	0.37	0.27	0.28	0.20	0.22	0.24	0.30
Total	99.31	99.86	99.31	99.60	99.50	100.24	99.30	100.29	99.78	99.93	99.86
Rb ppm	190	230	200	86	93	28	30	48	150	110	63
Ba	976	732	745	1800	1800	760	820	830	2200	2200	1700
Nb	8	28	12								
Sr	720	430	540	570	1000	640	630	500	870	1600	1000
Zr	240	320	238	140	140	110	110	120	140	100	120
Y	22	23	18	11	18	20	19	8	14	9	16
Ni	18	21	20	12	26	38	34	62	7	17	110
Co	10	29	33	15	24	28.8	28	22	13	20	28
Cr	71	87	83	54	120	120	110	140	50	110	210
La						18					
Ce						36					
Nd						20					
Sm						4.50					
Eu						1.39					
Tb						0.62					
Yb						2.14					
Lu						0.33					
Sc	8			4	13	18	17	9	7	9	13
V	77	100	97	30	85	120	120	67	37	50	83
Hf						3.2					
Th	28	6.4	12.5			2.4					
U	4	2	3.7			0.76					

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	Thompson,80	W&K,12-14	Cam&Car,87	Cam&Car,87	GL90192	GL90035	GL90035d	GL90185	GL90185d	GL90187
SiO2 %	64.6	66.3	65.4	67.0	64.4	65.7	65.3	69.0	69.1	68.7
TiO2	0.46	0.46	0.40	0.40	0.42	0.42	0.41	0.02	0.20	0.26
Al2O3	15.43	14.84	14.90	15.30	14.90	15.10	15.00	15.70	16.00	15.60
Fe2O3	3.78	4.24	4.11	3.78	4.10	4.00	1.70	0.70	0.70	2.20
FeO							2.20	1.10	1.10	
MgO	2.42	2.40	2.84	1.79	3.12	2.70	2.68	1.15	1.16	1.40
MnO	0.14	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.03	0.03	0.03
CaO	4.03	3.60	3.72	2.81	3.34	2.20	2.18	1.75	1.79	1.93
Na2O	5.11	5.50	5.23	5.00	5.40	5.50	5.30	6.10	6.10	5.90
K2O	3.91	3.40	2.46	3.40	3.73	3.79	3.75	2.97	3.00	3.04
P2O5	0.38	0.24	0.30	0.22	0.30	0.28	0.27	0.11	0.11	0.13
Total	100.28	101.05	99.43	99.76	99.78	99.78	99.20	99.30	99.80	99.19
Rb ppm		89			71	78	83	78	80	72
Ba		2176			2400	2400	2400	2200	2600	2600
Nb		6								
Sr		1629			1300	940	980	2500	2500	4900
Zr		175			180	160	160	120	120	
Y		19			17	17	17	8	8	9
Ni		47			43	36	28	2	5	6
Co		43			19	21	20	17	16.9	20
Cr		197			130	91	85	37	37	46
La					47				24	
Ce					93				42	
Nd					42				19	
Sm					7.30				3.70	
Eu					1.94				1.11	
Tb					0.63				0.32	
Yb					1.51				0.77	
Lu					0.23				0.11	
Sc		14			8	8	8	3	3	4
V		111			45	44	42	13	13	18
Hf					4.5				3.5	
Th					8.3				4.9	
U					3.21				2.92	

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

Vindicator	[2]							
	71	72	74	143	2473	2475	2476	PL-190
SiO2 %	65.8	65.9	63.3	64.6	67.0	67.8	66.9	67.1
TiO2	0.41	0.40	0.52	0.42	0.41	0.34	0.36	1.03
Al2O3	15.80	15.80	14.50	15.30	15.30	15.70	15.50	16.10
Fe2O3	3.90	3.80	4.80	4.20	3.70	2.90	3.10	1.40
FeO								2.00
MgO	1.80	1.70	3.80	2.20	2.00	1.50	1.50	2.12
MnO	0.06	0.07	0.09	0.08	0.05	0.05	0.08	0.05
CaO	3.00	3.10	4.40	3.50	2.50	3.30	2.60	2.92
Na2O	5.80	5.70	4.80	5.30	4.40	5.70	5.20	4.60
K2O	3.30	3.40	3.30	4.20	3.60	3.50	3.80	2.90
P2O5	0.19	0.19	0.03	0.21	0.17	0.16	0.17	0.16
Total	100.06	100.06	99.80	100.01	99.34	100.95	99.21	99.24
Rb ppm	78	84	106	144	98	72	101	
Ba	2376	1987	2164	2360	2500	1565	1656	2760
Nb	2	10	5	1	2	1	16	
Sr	1815	1263	1809	1400	2030	968	1262	
Zr	175	171	180	171	158	155	166	
Y	18	19	21	15	18	10	22	
Ni	29	29	82	46	43	31	35	21
Co	35	29	54	33	36	38	30	7
Cr	165	147	279	185	228	173	169	51
La	24							
Ce	50							
Nd	22							
Sm	4.20							
Eu	1.06							
Tb	0.41							
Yb	0.62							
Lu	0.11							
Sc	3	14						
V	95	102	137	125	112	66	75	
Hf	3.6							
Th	5.1	7.6	13					
U	2.97	3.7	3.7					

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

Région de Timmins											
Secteur de la mine Dome											
[3]											
	144	145	147	152	155	156	157	159	160	101	102
SiO2 %	67.8	68.7	69.8	68.2	73.0	69.9	68.8	70.3	66.8	66.6	67.0
TiO2	0.36	0.36	0.35	0.35	0.29	0.33	0.33	0.34	0.34	0.36	0.36
Al2O3	16.13	16.44	16.57	16.53	15.60	15.90	15.91	16.28	17.49	16.78	17.26
Fe2O3	5.45	4.57	4.69	3.90	2.40	2.83	3.10	2.67	4.50	3.75	3.71
FeO											
MgO	2.20	1.86	1.52	1.62	1.08	1.38	1.79	0.93	2.50	1.69	1.61
MnO	0.12	0.11	0.11	0.13	0.05	0.14	0.12	0.07	0.16	0.08	0.05
CaO	3.15	2.92	2.19	3.53	2.01	4.11	4.52	4.01	3.35	3.85	2.74
Na2O	0.23	1.36	0.38	2.33	2.54	2.02	2.75	2.01	1.37	5.66	5.84
K2O	4.46	3.60	4.31	3.25	2.99	3.31	2.60	3.37	3.35	1.09	0.87
P2O5	0.12	0.13	0.12	0.13	0.07	0.09	0.14	0.09	0.14	0.18	0.18
Total	100.00	100.00	100.03	99.99	99.99	100.01	100.03	100.02	99.96	99.99	99.66
Rb ppm	103	92	109	76	63	69	55	72	70	26	23
Ba											
Nb											
Sr	59	70	54	119	77	87	130	107	78	492	640
Zr	83	86	84	80	70	64	80	72	73	90	104
Y	9	8	8	5	8	9	8	9	8	8	8
Ni											
Co											
Cr											
La											
Ce											
Nd											
Sm											
Eu											
Tb											
Yb											
Lu											
Sc											
V											
Hf											
Th											
U											

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	103	104	105	106	107	109	111	112	113	114	115
SiO2 %	67.9	66.6	66.6	67.6	65.9	66.1	66.3	65.9	66.1	65.2	65.6
TiO2	0.36	0.36	0.36	0.35	0.37	0.35	0.35	0.34	0.37	0.36	0.37
Al2O3	17.24	16.57	16.89	16.10	16.84	17.22	16.67	16.42	17.02	17.47	17.07
Fe2O3	3.22	3.55	3.77	3.53	3.65	3.49	3.60	3.27	3.69	3.80	3.90
FeO											
MgO	1.44	1.81	1.83	1.88	2.09	1.67	1.61	1.80	1.63	1.69	1.93
MnO	0.04	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
CaO	3.02	4.33	3.57	4.09	4.17	4.87	4.54	4.88	4.33	4.04	3.79
Na2O	5.00	4.88	5.42	5.07	5.20	3.25	3.87	5.04	3.47	4.71	5.14
K2O	1.57	1.64	1.28	1.17	1.48	2.77	2.81	2.10	3.11	2.45	1.98
P2O5	0.19	0.17	0.18	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.18
Total	99.99	100.03	99.98	99.97	99.85	100.56	99.96	99.94	99.97	99.99	100.03
Rb ppm	39	41	32	28	32	62	54	38	61	43	37
Ba											
Nb											
Sr	361	451	432	368	468	345	249	267	233	310	453
Zr	103	94	95	91	92	92	92	96	99	97	93
Y	5	6	6	7	7	7	8	6	6	8	8
Ni											
Co											
Cr											
La											
Ce											
Nd											
Sm											
Eu											
Tb											
Yb											
Lu											
Sc											
V											
Hf											
Th											
U											

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	116	117	118	119	121	141	8	1	2	3a	3b
SiO2 %	66.1	65.3	65.8	66.8	65.9	65.0	68.3	71.1	70.6	70.4	70.4
TiO2	0.36	0.36	0.37	0.36	0.36	0.36	0.40	0.35	0.36	0.35	0.37
Al2O3	16.71	16.52	17.19	17.08	17.13	15.65	17.50	17.00	17.23	16.44	16.98
Fe2O3	3.57	3.62	3.76	3.09	4.14	3.84	3.48	2.86	2.56	2.26	2.81
FeO											
MgO	1.90	2.02	2.05	1.61	1.58	2.06	1.58	1.04	0.92	0.92	0.91
MnO	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02
CaO	4.32	4.51	3.43	3.42	3.76	5.04	2.90	0.75	1.17	4.27	2.18
Na2O	4.28	6.22	5.78	5.64	3.86	6.62	3.53	5.43	6.20	4.97	5.68
K2O	2.48	1.20	1.45	1.82	3.04	0.85	2.13	1.35	0.84	0.27	0.52
P2O5	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.16	0.13	0.14	0.15	0.13
Total	99.97	99.97	99.98	100.00	99.98	99.67	100.00	100.00	100.01	100.00	99.97
Rb ppm	46	24	28	38	51	17	60	44	27	7	16
Ba											
Nb											
Sr	374	442	518	440	175	197	281	316	404	429	477
Zr	93	94	89	98	99	84	92	98	95	86	94
Y	8	8	7	8	8	7	7	7	7	8	6
Ni											
Co											
Cr											
La											
Ce											
Nd											
Sm											
Eu											
Tb											
Yb											
Lu											
Sc											
V											
Hf											
Th											
U											

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	Région de Timmins Secteur des mines Hollinger-McIntyre										
	[4]		[5]				[6]				
	9	21H	12-162	23-271	12-136	17-102	162	271	231	109	312
SiO2 %	69.4	65.0	62.6	67.5	66.8	69.8	62.2	67.4	64.9	67.5	66.9
TiO2	0.33	0.36	0.47	0.36	0.39	0.38	0.47	0.36	0.40	0.29	0.36
Al2O3	16.97	17.00	19.50	16.50	16.50	17.60	19.40	16.50	16.80	15.40	15.90
Fe2O3	4.26	3.48	6.64	3.66	3.23	2.39	6.60	3.65	5.63	4.41	3.96
FeO											
MgO	1.06	1.95	2.37	1.46	1.63	0.90	2.36	1.46	2.13	2.06	2.61
MnO	0.05	0.05	0.10	0.13	0.08	0.02	0.10	0.13	0.13	0.19	0.12
CaO	1.60	3.84	3.64	4.84	3.66	0.94	3.62	4.84	3.61	4.70	4.97
Na2O	4.64	7.12	0.88	2.69	5.81	5.45	0.88	2.68	3.26	2.58	1.76
K2O	1.49	1.38	3.67	2.74	1.70	2.27	3.65	2.74	2.25	3.29	2.96
P2O5	0.12	0.08	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17	0.11	0.16
Total	99.96	100.26	100.03	100.04	99.97	99.91	99.44	99.92	99.30	100.53	99.90
Rb ppm	34	34	71	60	31	44	71	60	47	59	71
Ba		333	713	500	319	433					
Nb			4	5	4	4	4	5	5	3	4
Sr	184	461	150	145	258	168	150	145	142	128	91
Zr	87	96	128	116	131	132	128	116	120	98	109
Y	7	6	9	8	9	7	9	8	9	8	9
Ni		18	23	24	16	14	23	24	20		59
Co			9.7	7.7	6.7	5.2					
Cr		23	77	62	49	63	77	62	61		51
La		13	20	15	16	14					
Ce		31	40	31	36	33					
Nd		13	17	13	16	16					
Sm		2.29	3.11	2.35	2.83	2.38					
Eu		0.71	0.93	0.68	0.72	0.54					
Tb			0.18	0.17	0.20	0.20					
Yb			0.74	0.45	0.62	0.37					
Lu			0.14	0.10	0.13	0.10					
Sc			8	4	5	4					
V			90	64	69	75	90	64	71		59
Hf			2.9	2.6	2.8	2.8					
Th			3.1	2.6	2.9	2.8					
U			0.52	0.52	0.54	0.52					

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	Région de Val-d'Or cheminées										
	143	136	[7] R113	R115	U327	R114	U329	R117	U167	U330	U-67
SiO2 %	67.5	66.7	57.1	57.9	55.7	58.9	59.3	66.3	67.4	67.2	66.9
TiO2	0.35	0.39	0.82	0.77	0.90	0.73	0.76	0.40	0.40	0.39	0.52
Al2O3	16.10	16.50	16.31	16.24	16.43	16.30	16.28	16.13	16.08	15.90	16.93
Fe2O3	3.07	3.23	4.19	3.98	3.13	3.51	2.31	2.24	1.85	2.08	1.23
FeO			3.17	3.15	4.71	2.87	4.16	1.28	1.62	1.59	1.73
MgO	1.75	1.63	4.86	4.65	4.96	3.99	3.84	2.30	2.14	2.17	2.28
MnO	0.09	0.08									
CaO	3.34	3.66	6.81	6.48	6.89	5.99	5.92	3.87	4.15	3.34	4.80
Na2O	5.36	5.81	3.47	4.01	3.61	4.51	4.48	5.99	5.22	5.84	5.25
K2O	1.95	1.69	2.73	2.38	3.12	2.75	2.57	1.21	0.99	1.28	1.72
P2O5	0.16	0.17	0.51	0.50	0.49	0.45	0.41	0.16	0.16	0.19	0.24
Total	99.67	99.86	99.97	100.00	99.97	100.01	100.00	100.01	100.01	99.94	101.58
Rb ppm	40	31	88	75	123	81	90	44	35	43	50
Ba											
Nb	4	4	10	10	10	7	8	8	8	8	6
Sr	198	258	902	885	823	882	888	438	670	490	670
Zr	120	131	147	144	170	143	145	136	131	131	131
Y	9	9	25	22	26	21	20	12	11	10	10
Ni		16									
Co											
Cr		49			44		42			29	28
La					30		29			20	25
Ce					68		62			36	53
Nd					35		32			16	25
Sm					6.94		6.13			2.75	4.74
Eu					1.96		1.79			0.72	1.03
Tb					0.67		0.55			0.28	
Yb					1.79		1.38			0.80	0.49
Lu					0.25		0.19			0.13	0.06
Sc					19		15			8	6
V		69									
Hf					4.1		3.62			2.87	3.28
Th					5.06		4.57			3.7	3.69
U					1.34		0.97			1.25	1.19

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	[5]						Région de Val-d'Or Dykes porphyriques [7]				
	U249	4-146	28-99A	7-158	12-164	12-164	R101	R-111	R-112	R-155	D-107
SiO2 %	71.9	54.5	58.2	65.5	69.8	62.3	65.8	63.3	60.6	63.4	63.9
TiO2	0.19	0.68	0.70	0.40	0.23	0.53	0.60	0.68	0.68	0.66	0.63
Al2O3	15.71	16.30	16.60	16.66	16.60	17.70	16.30	16.98	18.11	16.59	17.48
Fe2O3	1.00	9.00	7.00	3.58	2.00	3.59	2.20	3.44	3.20	3.40	2.11
FeO	0.73						2.23	2.22	2.88	2.27	3.10
MgO	0.88	4.95	3.69	1.96	0.69	2.22	2.10	2.61	3.38	2.61	2.50
MnO		0.15	0.15	0.07	0.03	0.05					
CaO	2.55	7.25	6.12	4.07	2.36	5.27	4.71	4.70	5.81	6.12	3.62
Na2O	5.83	3.79	4.24	5.09	7.15	4.95	5.18	4.84	4.38	4.57	5.40
K2O	0.35	2.68	2.90	2.50	1.02	1.47	0.57	0.88	0.66	0.11	0.65
P2O5	0.13	0.52	0.40	0.17	0.09	0.24	0.18	0.28	0.34	0.27	0.26
Total	99.30	99.97	100.00	100.00	99.97	98.80	99.91	99.68	100.02	100.01	99.62
Rb ppm	7	102	12	84	41	47	17	20	19	4	21
Ba		720	814	1099	1014	949					
Nb	8	6	5	6	4	3	10	14	13	15	11
Sr	961	881	948	650	739	941	233	367	272	322	287
Zr	123	159	165	142	133	142	161	144	137	139	135
Y	7	23	20	11	7	9	16	16	17	16	16
Ni		27	28	26	10	40					
Co		28	20	12	3	11					
Cr	8	49	52	36	11	29					
La	20	30	34	24	25	32					
Ce	38	70	76	50	45	67					
Nd	14	34	35	19	18	29					
Sm	2.38	7.00	6.74	3.49	2.54	5.22					
Eu	0.65	1.91	1.73	0.96	0.75	1.31					
Tb	0.25	0.80	0.69	0.37	0.19	0.37					
Yb	0.62	1.82	1.70	0.97	0.62	0.79					
Lu	0.08	0.29	0.30	0.18	0.14	0.11					
Sc	3	22	15	10	3	7					
V		166	122	57	22	56					
Hf	2.82	4	4.1	3.8	3.3	3.6					
Th	6.9	4.8	5.8	5.3	6.5	4.9					
U	1.8	0.72	1.31	1.22	1.61	1.21					

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	U677	U-61	U212	U232	U436	R-100	R130	R-131	[5] 18-1162
SiO2 %	64.0	66.4	64.4	69.1	64.7	67.2	64.9	64.9	62.2
TiO2	0.72	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33	0.34	0.35	0.67
Al2O3	17.07	16.42	16.29	16.12	16.40	16.45	16.91	17.05	17.10
Fe2O3	1.72	1.84	0.63	0.01	1.31	1.61	1.57	1.43	5.97
FeO	3.75	1.79	2.83	2.71	2.20	1.42	1.95	2.25	
MgO	2.75	3.00	2.85	1.88	3.30	2.35	3.02	3.02	2.45
MnO									0.13
CaO	4.26	6.20	6.40	5.00	5.50	3.62	5.29	4.09	4.67
Na2O	4.80	3.54	4.72	4.47	4.95	6.33	5.42	5.89	5.41
K2O	0.67	0.44	0.45	0.33	1.18	0.64	0.57	0.94	1.10
P2O5	0.26	0.14	0.10	0.07	0.09	0.09	0.08	0.12	0.28
Total	100.02	99.85	99.99	100.03	99.98	100.06	100.01	99.99	99.98
Rb ppm	22	12	12	8	30	17	15	23	29
Ba									277
Nb	12	5	3	2	2	2	3	2	13
Sr	261	545	405	519	202	449	735	269	277
Zr	155	73	76	89	63	89	64	67	155
Y	18	9	8	7	8	9	8	8	15
Ni									16
Co									13
Cr	19								11
La	20								22
Ce	38								43
Nd	18								18
Sm	3.09								3.72
Eu	0.94								1.02
Tb									0.39
Yb	1.63								1.63
Lu	0.26								0.28
Sc	11								11
V									90
Hf	3.3								3.8
Th	2.51								3.4
U	1.04								0.56

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

	Région de Duparquet syénite [8]			
	90-34316	90-34317	90-34318	90-34319
SiO2 %	61.5	61.9	63.3	64.1
TiO2	0.54	0.50	0.56	0.44
Al2O3	17.05	17.57	17.04	16.11
Fe2O3	5.21	3.99	3.62	4.32
FeO				
MgO	1.57	1.22	1.25	1.47
MnO	0.11	0.11	0.11	0.04
CaO	3.14	3.13	3.40	2.17
Na2O	5.50	4.57	4.81	5.87
K2O	5.04	6.87	5.81	5.20
P2O5	0.30	0.12	0.17	0.23
Total	99.98	99.96	100.02	99.98
Rb ppm	100	150	120	55
Ba	3300	1800	1800	3500
Nb	3	8	7	6
Sr	3200	880	500	800
Zr	430	440	330	270
Y	31	32	32	21
Ni	11	10	7	33
Co	10	7	7	10
Cr				
La	134	126	126	94
Ce	220	204	196	175
Nd	74	75	94	70
Sm				
Eu				
Tb				
Yb				
Lu				
Sc	7	4	5	5
V	115	87	90	43
Hf				
Th	7	14		
U				

Annexe 2 (suite) : Analyses géochimiques des intrusions des régions comparées

Annexe 3A : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les intrusions porphyriques

Lame Mince	Types d'intrusions	Phénocristaux de plagioclase	Phénocristaux de quartz	Phénocristaux de hornblende	Autres	Mésostase	Total des points
HR-1015	Aphanitique	19	0	0	16	365	400
HR-1017	Aphanitique	14	0	0	9	377	400
HR-1013	PF1	31	0	1	1	367	400
HR-1014	PF1	56	0	0	2	342	400
HR-1019	PF1	26	0	0	5	362	400
HR-1552	PF1	27	0	1	1	371	400
HR-1012	PF2	93	3	0	1	303	400
HR-1016	PF2	99	0	20	5	276	400
HR-1018	PF2	100	1	4	1	294	400
HR-1021	PF2	116	0	2	0	282	400
HR-1033	PF2	120	0	15	0	205	400
HR-1037	PF2	78	0	13	0	309	400
HR-1008	PF3	68	4	11	1	316	400
HR-1009	PF3	98	3	2	4	293	400
HR-1026	PF4	74	4	0	1	322	400
HR-1501	PF5	137	5	11	3	244	400
HR-1555	PF5	118	4	8	0	270	400
HR-1035	PFH	27	0	100	1	272	400
HR-1515	PFH	21	0	93	1	285	400
HR-1516	PFH	21	0	93	1	285	400
HR-1034	PFQ1	127	33	28	4	208	400
HR-1512	PFQ1	103	36	12	3	246	400
HR-1001	PFQ2	118	17	31	3	231	400

Annexe 3A (suite) : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les intrusions porphyriques

Lame Mince	Types d'intrusions	Phénocristaux de plagioclase	Phénocristaux de quartz	Phénocristaux de hornblende	Autres	Mésostase	Total des points
HR-1004	PFQ2	127	10	18	7	238	400
HR-1006	PFQ2	96	14	5	5	280	400
HR-1007	PFQ2	80	11	4	3	302	400
HR-1030	PFQ2	86	12	30	6	266	400
HR-1032	PFQ2	95	3	35	4	263	400
HR-1002	PFQ3	112	23	38	2	225	400
HR-1003	PFQ3	107	32	21	3	237	400
HR-1005	PFQ3	113	16	17	3	251	400
HR-1022	PFQ3	82	17	22	6	273	400
HR-1023	PFQ3	98	25	37	2	238	400
HR-1031	PFQ4	77	13	28	4	278	400
HR-1550	PQF	34	23	4	4	235	400

Annexe 3B : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les tufs

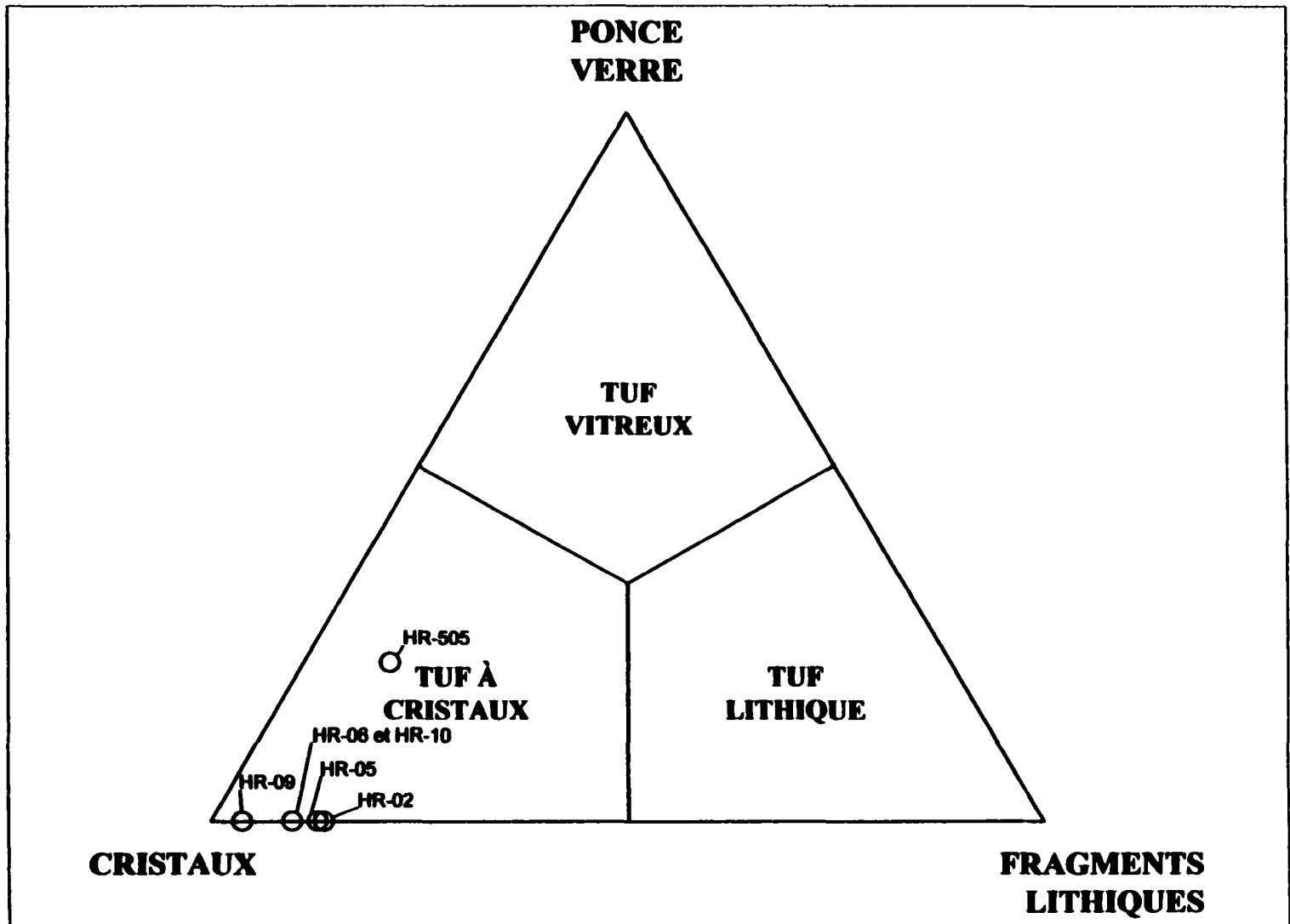
Lame Mince	Cristaux de plagioclase	Cristaux de quartz	Ponce, verre	Fragments lithiques porphyriques	Fragments lithiques aphanitiques	Autres	Mésostase	Total des points
HR-02	166	66	0	16	20	2	130	400
HR-05	190	66	0	11	26	4	103	400
HR-06	166	65	0	11	14	6	138	400
HR-09	181	102	0	2	9	0	106	400
HR-10	187	84	0	25	4	2	98	400
HR-505	105	85	63	12	17	3	115	400

Annexe 3C : Tableau des données pétrographiques des comptages de points sur les fragments de la brèche volcanique

Lame Mince	Type de Fragment	Phénocristaux de plagioclase	Phénocristaux de quartz	Phénocristaux de hornblende	Autres	Mésostase	Total des points
HR-2001	Type 1	221	0	0	3	176	400
HR-2002	Type 2	166	0	4	1	229	400
HR-2003	Type 3	143	0	49	11	197	400
HR-2004	Type 3	135	0	19	0	246	400
HR-2006	Type 2	166	0	8	4	222	400

Annexe 3D : Tableau des données pétrographiques en % pour le diagramme ternaire de Schmid (1981)

Lame mince	Cristaux	Fragments lithiques	Ponce, verre	Total en %	Terminologie
HR-02	86,5	13,5	0,0	100	TUF À CRISTAUX
HR-05	87,3	12,7	0,0	100	TUF À CRISTAUX
HR-06	90,3	9,7	0,0	100	TUF À CRISTAUX
HR-09	96,3	3,7	0,0	100	TUF À CRISTAUX
HR-10	90,3	9,7	0,0	100	TUF À CRISTAUX
HR-505	67,4	10,3	22,3	100	TUF À CRISTAUX



Annexe 3D : Répartition des tufs turbiditiques du secteur du Lac Ackerman sur le diagramme de SCHMID (1981)

Echantillons		Ce mémoire SHR-43	Analyses Moyennes pour l'échantillon SHR-43
SiO2	%	57.03	57.72
TiO2		0.93	0.92
Al2O3		13.26	13.06
Fe2O3		3.74	3.67
MgO		2.67	2.73
MnO		0.04	0.04
CaO		1.65	1.66
Na2O		0.87	0.92
K2O		6.30	6.46
P2O5		0.08	0.08
LOI		12.99	13.28
Total		99.69	100.54
Rb	ppm	129	134
Ba		856	851
Nb		14	14
Sr		55	57
Zr		167	162
Y		33	35
Cu		29	17
Ni		62	65
Pb		12.8	18.7
Zn		72	20
Co		30.28	28.55
Cr		119.27	116.69
La		34.1	31.3
Ce		67.6	62.2
Nd		28.4	28.4
Sm		6.15	5.55
Eu		1.27	1.17
Tb		0.77	0.83
Ho			
Yb		3.13	2.84
Lu		0.41	0.52
Ga		15.9	
Sb		1.46	1.41
Sc		20.22	19.38
Se		3.94	4.12
Hf		2.75	3.68
Ta		1.4	1.39
Th		9.77	8.98
U		5.42	4.87
V		296	
W		103.75	147.33
Cs		2.9	3.28
Au		0.01	0.01
As		22.35	23.17

Annexe 4A : Analyses du standard SHR-43 pour la précision des éléments

Échantillons		HR1015	HR1017	HR1014	HR1552	HR1012	HR1016	HR1021	HR1037	HR1502
		A	A	PF1	PF1	PF2	PF2	PF2	PF2	PF2
SiO2	%	55.83	55.40	64.82	69.07	67.11	67.69	65.09	65.48	64.06
TiO2		0.55	0.54	0.34	0.20	0.25	0.28	0.34	0.34	0.38
Al2O3		15.40	15.41	15.15	13.41	14.85	14.96	15.13	14.63	15.28
Fe2O3		5.98	5.86	2.93	2.25	2.21	1.93	2.99	2.73	2.82
MgO		2.44	2.31	1.27	1.16	1.18	0.68	1.68	1.18	1.36
MnO		0.13	0.13	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04
CaO		4.85	5.22	3.61	3.06	2.69	3.28	2.84	3.38	3.38
Na2O		3.45	3.67	4.21	3.62	5.63	7.70	5.09	4.47	4.46
K2O		3.79	3.00	2.22	2.33	1.65	0.25	1.52	2.05	2.11
P2O5		0.25	0.24	0.11	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.11
LOI		7.94	8.52	5.52	5.05	4.41	2.90	4.88	5.38	5.78
Total		100.70	100.41	100.28	100.35	100.16	99.82	99.79	99.87	99.85
Rb	ppm	119	84	57	51	54	7	37	58	52
Ba		767	861	330	548	407	136	598	594	609
Nb		7	7	5	5	3	4	4	5	5
Sr		249	239	168	187	356	283	285	168	256
Zr		110	113	101	91	89	124	104	101	101
Y		20	21	10	11	9	10	10	10	9
Cu		55	40	38	5	23	19	26	18	59
Ni		15	13	33	6	17	9	30	27	20
Pb		3.9	3.8	1.9	4.4	3.8	2.3	5.0	2.3	2.2
Zn		97	86	74	41	67	82	91	65	61
Co		10.6	13.6	9.0	2.6	8.1	5.6	9.5	9.0	7.5
Cr		35	33	39	8	43	10	39	35	30
La		21	21	19	29	15	27	18	17	15
Ce		41	42	37	64	28	49	37	35	34
Nd		24	24	20	27	14	27	19	25	13
Sm		4.59	4.52	2.80	2.92	2.11	3.45	2.63	2.35	2.27
Eu		1.29	1.05	0.78	0.93	0.63	0.91	0.66	0.82	0.89
Tb		0.43	0.47	0.18	0.20	0.24	0.17	0.15	0.14	0.16
Ho		0.75	0.41	0.23	0.13	0.21	0.33	0.12	0.08	0.11
Yb		1.61	1.61	0.40	0.59	0.31	0.44	0.45	0.37	0.34
Lu		0.25	0.25	0.06	0.07	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05
Ga		17	19	19	16	19	17	19	18	20
Sb		0.51	0.72	0.38	0.44	0.30	0.27	0.63	0.34	0.22
Sc		10.9	10.6	5.0	1.9	5.3	2.7	5.1	4.8	5.1
Se		1.2	2.4	1.1	4.4	1.4	4.6	0.5	1.1	2.2
Hf		2.62	2.39	2.39	2.72	2.46	2.34	2.40	2.21	2.87
Ta		0.31	0.40	0.25	0.20	0.07	0.28	0.12	0.00	0.12
Th		3.59	3.59	2.25	4.27	2.57	5.56	2.21	1.93	2.42
U		1.36	1.48	0.67	0.96	1.08	1.92	0.68	0.71	0.75
V		102	104	42	17	37	17	47	48	49
W		1.1	1.6	1.8	1.8	2.0	23.5	0.7	3.0	0.3
Cs		3.9	3.2	1.6	1.6	1.3	0.2	1.6	1.6	1.7
Au		<0.002	0.0028	<0.002	<0.002	0.0026	0.0045	0.0069	0.0521	<0.002
As		2.5	1.4	1.0	0.9	1.1	1.0	10.5	3.5	8.2

Annexe 4B : Tableau des résultats des analyses géochimiques

Echantillons		HR1507	HR1008	HR1009	HR1026	HR1501	HR1555	HR1029	HR1035	HR1516
		PF2	PF3	PF3	PF4	PF5	FPF5	PFH	PFH	PFH
SiO2	%	65.04	64.74	66.78	65.09	67.68	68.23	61.00	59.18	57.55
TiO2		0.36	0.34	0.34	0.36	0.28	0.30	0.49	0.57	0.53
Al2O3		14.85	15.39	15.56	15.37	15.15	15.82	14.93	15.60	15.01
Fe2O3		3.49	3.38	2.80	3.38	1.84	1.46	4.59	6.00	5.33
MgO		2.16	1.10	0.92	1.86	0.84	0.58	2.36	2.34	2.66
MnO		0.04	0.07	0.06	0.05	0.03	0.03	0.06	0.08	0.11
CaO		3.37	3.09	3.38	2.35	2.45	2.30	4.76	4.07	7.07
Na2O		4.34	4.05	3.04	6.07	6.54	7.18	4.05	4.15	2.98
K2O		1.80	2.19	2.84	1.29	1.59	1.39	1.60	1.64	1.63
P2O5		0.20	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.24	0.21	0.22
LOI		4.55	5.21	4.45	4.30	3.60	2.75	6.00	5.78	7.49
Total		100.26	99.76	100.39	100.36	100.23	100.20	100.17	99.73	100.66
Rb	ppm	40	57	71	35	44	40	43	48	40
BaO		480	647	907	923	1047	405	537	780	521
Nb		5	5	5	4	3	4	5	6	6
Sr		263	314	211	553	643	307	303	506	325
Zr		113	102	103	114	129	136	110	113	110
Y		12	12	12	12	9	10	13	16	17
Cu		33	44	16	21	38	35	48	68	93
Ni		33	16	12	38	9	6	47	18	16
Pb		3.9	3.0	4.3	9.0	12.8	3.5	3.1	12.0	3.7
Zn		54	85	119	82	50	26	128	115	66
Co		10.3	8.4	8.1	10.3	3.5	3.0	15.1	17.0	13.2
Cr		51	18	19	40	13	15	76	44	41
La		34	24	25	29	29	30	31	25	23
Ce		84	49	53	56	63	65	69	50	54
Nd		40	28	30	25	23	25	39	27	24
Sm		5.46	3.83	4.08	3.96	3.76	3.77	5.20	4.29	4.36
Eu		1.95	0.98	0.97	1.04	1.33	1.29	1.59	1.38	1.56
Tb		0.34	0.28	0.25	0.24	0.21	0.24	0.29	0.38	0.47
Ho		0.16	0.34	0.23	0.22	0.23	0.13	0.31	0.53	0.24
Yb		0.67	0.66	0.65	0.59	0.41	0.50	0.68	1.05	1.05
Lu		0.07	0.09	0.11	0.08	0.06	0.07	0.09	0.14	0.15
Ga		18	19	19	20	20	20	18	20	20
Sb		0.45	0.26	0.83	0.72	0.43	0.38	0.35	0.57	0.87
Sc		6.9	5.5	5.9	6.6	3.1	3.1	9.2	10.6	9.8
Se		4.2	1.8	1.9	0.5	5.2	5.1	0.3	0.5	1.8
Hf		3.02	2.80	2.99	2.43	3.31	4.06	2.56	2.67	3.11
Ta		0.14	0.11	0.14	0.21	0.18	0.23	0.10	0.19	0.22
Th		3.65	3.20	3.41	4.26	6.78	6.90	2.46	3.77	4.14
U		0.85	1.09	1.00	1.70	2.13	2.20	0.58	1.19	1.36
V		57	40	45	50	36	41	79	108	106
W		0.5	0.3	0.3	1.0	5.4	8.5	1.6	1.3	0.4
Cs		1.6	1.8	2.5	1.1	2.1	1.8	1.0	1.7	1.0
Au		<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.0958	0.0059	<0.002	0.0051	<0.002
As		0.7	14.3	15.4	2.4	1.0	1.0	2.0	19.2	35.8

Annexe 4B (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques

Echantillons		HR1034	HR1512	HR1001	HR1004	HR1007	HR1032	HR1002	HR1003	HR1005
		PFQ1	PFQ1	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ3	PFQ3	PFQ3
SiO2	%	68.08	69.32	67.14	65.84	64.77	66.94	68.02	66.81	65.84
TiO2		0.23	0.25	0.35	0.36	0.35	0.37	0.33	0.32	0.34
Al2O3		14.29	15.35	15.74	15.30	15.23	15.83	15.77	15.58	15.35
Fe2O3		2.40	1.85	3.02	3.20	3.00	3.70	2.83	2.87	2.86
MgO		0.85	0.84	1.08	1.54	1.43	1.57	1.11	1.10	1.17
MnO		0.06	0.02	0.04	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04
CaO		2.84	2.23	2.35	2.93	3.21	1.99	2.01	2.50	3.62
Na2O		4.48	5.68	5.74	6.39	3.58	6.19	6.34	5.57	4.45
K2O		1.62	1.39	1.38	0.52	2.72	0.74	1.13	1.83	1.95
P2O5		0.06	0.08	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13
LOI		4.42	2.87	2.69	3.47	5.64	2.72	2.45	2.98	4.08
Total		99.40	99.93	99.75	99.78	100.20	100.26	100.20	99.80	99.95
Rb	ppm	38	28	39	14	70	20	29	49	45
BaO		495	511	900	378	783	446	442	572	1045
Nb		3	2	4	3	5	4	3	4	4
Sr		312	451	442	548	166	476	590	436	449
Zr		96	99	103	107	102	105	107	104	104
Y		8	8	11	10	12	12	11	12	12
Cu		55	30	30	17	37	28	39	36	20
Ni		3	6	9	36	18	17	35	56	31
Pb		3.4	1.7	6.5	18.6	3.2	2.8	5.2	5.8	6.9
Zn		63	25	87	124	82	61	88	85	74
Co		4.7	2.6	7.0	9.3	8.0	5.8	6.8	6.7	10.5
Cr		7	7	14	42	23	20	14	14	47
La		11	11	24	21	25	25	23	23	25
Ce		23	27	49	44	51	52	46	47	50
Nd		11	11	25	25	29	30	23	23	28
Sm		1.64	1.87	3.75	3.58	3.87	3.88	3.62	3.66	4.21
Eu		0.50	0.67	0.93	0.90	0.99	1.11	1.03	0.91	1.02
Tb		0.12	0.11	0.31	0.22	0.27	0.25	0.23	0.26	0.25
Ho		0.06	0.08	0.20	0.20	0.29	0.31	0.26	0.22	0.22
Yb		0.27	0.23	0.56	0.47	0.64	0.63	0.53	0.58	0.54
Lu		0.03	0.03	0.07	0.06	0.10	0.09	0.07	0.08	0.07
Ga		19	20	19	18	19	20	19	19	19
Sb		0.58	0.98	0.40	0.55	0.36	0.24	0.17	0.24	0.64
Sc		2.7	2.9	4.6	6.0	5.7	5.8	4.6	4.6	6.8
Se		0.3	0.8	5.3	3.0	2.7	0.1	4.0	3.5	3.4
Hf		2.72	3.08	2.46	2.58	2.65	2.56	2.52	2.53	3.00
Ta		0.06	0.11	0.23	0.01	0.26	0.15	0.18	0.28	0.01
Th		1.82	2.16	3.35	2.27	3.32	3.26	3.28	3.19	2.59
U		0.57	0.69	0.94	0.59	0.91	0.99	1.00	1.04	0.69
V		23	33	45	46	45	54	44	40	46
W		0.4	0.2	0.9	0.4	0.9	0.6	0.9	0.3	0.5
Cs		1.1	1.1	1.3	0.8	2.6	0.7	0.8	1.8	1.0
Au		<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.0058	<0.002	<0.002	<0.002
As		7.3	3.9	1.1	1.8	0.4	2.7	1.1	0.7	2.2

Annexe 4B (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques

Échantillons		HR1022	HR1023	HR1031	HR1550	HR1024	HR1028	HR505	HR2501	HR2502
		PFQ3	PFQ3	PFQ4	PQF	Tuf	Tuf	Brèche Tuf Volcanique		
SiO ₂	%	66.32	67.39	67.25	71.12	66.15	62.90	67.02	67.82	62.95
TiO ₂		0.35	0.32	0.36	0.19	0.31	0.53	0.34	0.43	0.51
Al ₂ O ₃		15.94	15.75	15.46	14.16	14.46	18.13	16.39	15.13	14.88
Fe ₂ O ₃		3.09	2.84	2.53	1.60	3.15	4.28	3.78	3.03	4.96
MgO		1.17	1.11	1.33	0.73	1.32	1.74	1.98	1.37	2.55
MnO		0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.09
CaO		2.68	2.19	2.96	1.89	3.49	1.93	1.50	2.50	5.34
Na ₂ O		5.59	5.54	4.50	4.45	1.55	6.79	3.62	6.41	5.50
K ₂ O		1.49	1.66	1.53	2.23	3.17	0.96	2.43	1.06	0.94
P ₂ O ₅		0.12	0.12	0.13	0.07	0.10	0.13	0.11	0.24	0.39
LOI		3.14	2.74	4.09	3.38	6.50	2.32	3.06	1.70	2.30
Total		99.81	99.77	100.30	99.95	100.31	99.80	100.32	99.81	100.52
Rb	ppm	39	45	41	56	67	28	54	28	22
BaO		587	567	736	731	611	321	453	613	791
Nb		5	4	4	6	6	5	6	1	1
Sr		354	412	348	244	199	553	268	1195	2351
Zr		103	104	104	103	130	101	143	131	144
Y		12	12	12	11	11	11	12	11	12
Cu		12	5	207	16	15	134	28	71	51
Ni		13	7	12	4	3	34	5	29	37
Pb		8.7	4.0	3.1	3.8		2.1	2.6	10.5	17.3
Zn		93	83	107	29	75	92	54	51	67
Co		7.9	6.5	8.0	1.8	1.9	12.3	5.8	7.2	15.2
Cr		18	14	18	6	9	21	10	62	80
La		24	23	25	41	14	19	16	41	69
Ce		51	46	53	89	29	38	36	101	173
Nd		27	23	28	36	11	18	14	43	75
Sm		3.76	3.66	3.96	4.01	2.28	2.87	2.32	6.80	11.64
Eu		0.90	0.92	1.09	1.31	0.75	0.94	1.01	2.55	4.41
Tb		0.30	0.24	0.31	0.20	0.14	0.21	0.27	0.47	0.89
Ho		0.51	0.07	0.50	0.19	0.15	0.21	0.14	0.21	
Yb		0.65	0.55	0.64	0.75	0.50	0.57	0.62	0.69	1.05
Lu		0.09	0.07	0.09	0.10	0.07	0.08	0.08	0.09	0.13
Ga		20	20	18	17	18	20	21	18	18
Sb		0.25	0.17	0.38	0.36	0.26	0.48	0.42	0.12	0.26
Sc		5.4	4.6	5.3	2.1	4.0	7.6	4.4	8.9	14.0
Se		2.2	1.4	0.5	6.2	0.5	1.7	2.1	6.3	9.9
Hf		2.73	2.34	2.69	3.04	3.14	2.26	3.98	3.62	3.62
Ta		0.26	0.24	0.09	0.34	0.38	0.03	0.42	0.17	0.12
Th		3.19	3.20	3.46	6.38	1.92	1.65	2.17	4.75	7.15
U		0.96	1.03	1.24	1.33	0.60	0.36	0.60	0.98	1.41
V		43	43	43	22	26	69	39	61	99
W		0.2	0.5	1.2	0.6	0.7	1.1	0.9	0.7	1.1
Cs		1.3	1.5	1.4	1.3	1.7	1.0	1.7	1.6	1.0
Au		0.0044	<0.002	0.0221	<0.002	<0.002	0.0123	0.0030	<0.002	<0.002
As		0.6	0.5	5.9	1.6	10.2	4.4	8.4	4.7	7.2

Annexe 4B (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques

Echantillons		HR1015	HR1017	HR1014	HR1552	HR1012	HR1016	HR1021	HR1037	HR1502
		A	A	PF1	PF1	PF2	PF2	PF2	PF2	PF2
SiO2	%	60.19	60.29	68.40	72.48	70.09	69.84	68.58	69.30	68.10
TiO2		0.59	0.59	0.35	0.21	0.26	0.28	0.36	0.36	0.40
Al2O3		16.60	16.77	15.99	14.07	15.51	15.44	15.94	15.48	16.24
Fe2O3		6.45	6.38	3.09	2.36	2.31	1.99	3.15	2.89	3.00
MgO		2.63	2.51	1.34	1.22	1.23	0.70	1.77	1.25	1.45
MnO		0.14	0.14	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04
CaO		5.23	5.68	3.81	3.21	2.81	3.38	2.99	3.58	3.59
Na2O		3.72	3.99	4.44	3.80	5.88	7.94	5.36	4.73	4.74
K2O		4.09	3.26	2.34	2.44	1.72	0.26	1.60	2.17	2.24
P2O5		0.26	0.26	0.12	0.08	0.09	0.10	0.11	0.11	0.12
Total		99.90	99.89	99.95	99.93	99.94	99.98	99.91	99.92	99.91
Rb	ppm	128	92	60	54	56	7	39	61	55
Ba		827	937	348	575	425	140	630	629	647
Nb		7	8	5	5	4	4	4	5	5
Sr		269	260	178	196	371	292	300	177	272
Zr		118	123	106	95	93	127	110	107	107
Y		22	22	11	12	9	11	11	11	9
Cu		55	40	38	5	23	19	26	18	59
Ni		15	13	33	6	17	9	30	27	20
Pb		3.9	3.8	1.9	4.4	3.8	2.3	5.0	2.3	2.2
Zn		97	86	74	41	67	82	91	65	61
Co		10.6	13.6	9.0	2.6	8.1	5.6	9.5	9.0	7.5
Cr		35	33	39	8	43	10	39	35	30
La		23	23	20	31	16	28	19	18	15
Ce		44	45	40	67	30	51	39	37	36
Nd		25	26	21	28	15	28	20	26	13
Sm		4.95	4.92	2.96	3.06	2.20	3.56	2.77	2.49	2.42
Eu		1.39	1.14	0.83	0.97	0.66	0.93	0.70	0.86	0.95
Tb		0.46	0.51	0.19	0.21	0.26	0.17	0.15	0.15	0.17
Ho		0.81	0.44	0.24	0.14	0.22	0.34	0.13	0.08	0.12
Yb		1.73	1.75	0.42	0.62	0.33	0.46	0.47	0.39	0.36
Lu		0.26	0.27	0.06	0.08	0.06	0.04	0.07	0.05	0.05
Ga		19	20	20	17	19	18	20	19	21
Sb		0.55	0.79	0.40	0.47	0.31	0.27	0.66	0.36	0.24
Sc		11.7	11.5	5.3	2.0	5.5	2.8	5.4	5.1	5.5
Se		1.3	2.6	1.1	4.7	1.5	4.8	0.5	1.1	2.3
Hf		2.82	2.80	2.53	2.85	2.56	2.41	2.53	2.34	3.05
Ta		0.34	0.44	0.27	0.21	0.08	0.29	0.13	0.00	0.13
Th		3.87	3.90	2.38	4.48	2.69	5.74	2.33	2.04	2.58
U		1.47	1.61	0.71	1.01	1.13	1.98	0.71	0.75	0.80
V		110	113	44	18	39	18	50	51	52
W		1.22	1.78	1.85	1.89	2.09	24.23	0.73	3.21	0.28
Cs		4.2	3.5	1.7	1.7	1.4	0.2	1.7	1.7	1.8
Au		<0.002	0.0028	<0.002	<0.002	0.0026	0.0045	0.0069	0.0521	<0.002
As		2.5	1.4	1.0	0.9	1.1	1.0	11	3.5	8.2

Annexe 4C : Tableau des résultats des analyses géochimiques avec redistribution de la perte au feu.

Echantillons		HR1507	HR1008	HR1009	HR1026	HR1501	HR1555	HR1029	HR1035	HR1516
		PF2	PF3	PF3	PF4	PF5	PF5	PFH	PFH	PFH
SiO2	%	67.95	68.47	69.60	67.76	70.04	70.02	64.78	62.99	61.77
TiO2		0.38	0.36	0.36	0.38	0.29	0.30	0.52	0.61	0.57
Al2O3		15.52	16.28	16.22	16.00	15.68	16.23	15.85	16.60	16.11
Fe2O3		3.65	3.57	2.92	3.52	1.90	1.50	4.87	6.39	5.72
MgO		2.26	1.16	0.96	1.94	0.87	0.80	2.51	2.49	2.85
MnO		0.04	0.07	0.06	0.05	0.03	0.03	0.07	0.08	0.11
CaO		3.52	3.27	3.52	2.45	2.54	2.36	5.05	4.33	7.59
Na2O		4.53	4.28	3.17	6.32	6.77	7.37	4.30	4.42	3.20
K2O		1.88	2.32	2.96	1.34	1.65	1.43	1.70	1.75	1.75
P2O5		0.21	0.12	0.12	0.14	0.12	0.11	0.25	0.23	0.24
Total		99.93	99.90	99.89	99.88	99.88	99.95	99.91	99.88	99.91
Rb	ppm	42	60	73	36	46	41	45	51	43
Ba		502	684	945	961	1084	416	570	830	559
Nb		5	5	6	4	3	4	6	6	6
Sr		274	333	220	576	665	315	322	538	349
Zr		118	108	108	119	133	139	116	120	118
Y		12	13	13	12	9	10	14	17	18
Cu		33	44	16	21	38	35	48	68	93
Ni		33	16	12	38	9	6	47	18	16
Pb		3.9	3.0	4.3	9.0	12.8	3.5	3.1	12.0	3.7
Zn		54	85	119	82	50	26	128	115	66
Co		10.3	8.4	8.1	10.3	3.5	3.0	15.1	17.0	13.2
Cr		51	18	19	40	13	15	76	44	41
La		35	25	26	30	30	30	32	26	25
Ce		88	52	55	58	65	66	73	53	58
Nd		42	30	32	26	24	26	42	29	26
Sm		5.70	4.05	4.25	4.13	3.89	3.86	5.52	4.56	4.68
Eu		2.04	1.04	1.01	1.08	1.37	1.32	1.69	1.47	1.67
Tb		0.36	0.30	0.26	0.25	0.21	0.25	0.31	0.40	0.51
Ho		0.17	0.35	0.24	0.22	0.24	0.13	0.33	0.56	0.28
Yb		0.70	0.70	0.68	0.81	0.43	0.51	0.72	1.12	1.13
Lu		0.08	0.09	0.11	0.08	0.06	0.07	0.10	0.15	0.16
Ga		19	21	20	21	21	21	19	21	21
Sb		0.47	0.28	0.87	0.75	0.45	0.39	0.38	0.61	0.94
Sc		7.2	5.8	6.2	6.8	3.2	3.2	9.8	11.3	10.5
Se		4.3	1.9	1.9	0.5	5.4	5.2	0.3	0.5	2.0
Hf		3.16	2.96	3.11	2.53	3.43	4.16	2.71	2.84	3.34
Ta		0.15	0.11	0.15	0.22	0.18	0.23	0.11	0.20	0.24
Th		3.81	3.39	3.55	4.44	7.01	7.08	2.61	4.01	4.45
U		0.88	1.15	1.05	1.77	2.21	2.26	0.61	1.27	1.48
V		60	42	47	52	37	42	84	115	114
W		0.53	0.32	0.29	1.06	5.59	8.77	1.66	1.43	0.41
Cs		1.7	1.9	2.6	1.1	2.2	1.9	1.1	1.8	1.1
Au		<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.0958	0.0059	<0.002	0.0051	<0.002
As		0.7	14.3	15.4	2.4	1.0	1.0	2.0	19.2	35.8

Annexe 4C (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques avec redistribution de la perte au feu.

Echantillons		HR1034	HR1512	HR1001	HR1004	HR1007	HR1032	HR1002	HR1003	HR1005
		PFQ1	PFQ1	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ2	PFQ3	PFQ3	PFQ3
SiO2	%	71.68	71.42	69.17	68.36	68.49	68.63	69.58	69.00	68.68
TiO2		0.25	0.26	0.36	0.37	0.37	0.38	0.33	0.33	0.36
Al2O3		15.05	15.82	16.22	15.89	16.11	16.23	16.13	16.09	16.01
Fe2O3		2.53	1.91	3.11	3.32	3.17	3.79	2.90	2.96	2.98
MgO		0.89	0.87	1.11	1.60	1.51	1.61	1.14	1.14	1.22
MnO		0.07	0.02	0.04	0.05	0.06	0.02	0.03	0.04	0.04
CaO		2.99	2.30	2.42	3.04	3.39	2.04	2.06	2.58	3.78
Na2O		4.72	5.85	5.91	6.63	3.79	6.35	6.49	5.75	4.64
K2O		1.71	1.43	1.42	0.54	2.88	0.76	1.16	1.89	2.03
P2O5		0.07	0.08	0.12	0.14	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13
Total		99.94	99.94	99.89	99.94	99.90	99.93	99.93	99.92	99.88
Rb	ppm	40	28	40	14	74	20	29	51	47
Ba		521	526	927	392	828	457	452	591	1090
Nb		3	2	4	3	6	4	3	4	4
Sr		328	465	455	569	175	488	603	451	469
Zr		101	102	106	111	108	107	110	107	108
Y		9	8	12	10	13	12	11	12	12
Cu		55	30	30	17	37	28	39	36	20
Ni		3	6	9	36	18	17	35	56	31
Pb		3.4	1.7	6.5	18.6	3.2	2.8	5.2	5.8	6.9
Zn		63	25	87	124	82	61	88	85	74
Co		4.7	2.6	7.0	9.3	8.0	5.8	6.8	6.7	10.5
Cr		7	7	14	42	23	20	14	14	47
La		12	12	25	22	26	26	24	24	26
Ce		24	28	50	46	54	53	47	49	52
Nd		12	11	26	26	31	31	23	23	29
Sm		1.72	1.93	3.86	3.72	4.09	3.98	3.70	3.78	4.39
Eu		0.53	0.69	0.96	0.94	1.05	1.14	1.06	0.94	1.06
Tb		0.12	0.11	0.32	0.23	0.28	0.26	0.23	0.27	0.26
Ho		0.07	0.08	0.21	0.21	0.31	0.32	0.27	0.23	0.23
Yb		0.28	0.23	0.58	0.49	0.67	0.64	0.54	0.60	0.56
Lu		0.03	0.03	0.07	0.06	0.10	0.10	0.07	0.08	0.07
Ga		20	21	20	19	20	20	20	20	19
Sb		0.61	1.01	0.42	0.57	0.38	0.25	0.17	0.25	0.67
Sc		2.9	3.0	4.8	6.2	6.0	5.9	4.7	4.8	7.1
Se		0.3	0.8	5.5	3.2	2.8	0.1	4.1	3.6	3.6
Hf		2.86	3.17	2.53	2.68	2.81	2.82	2.58	2.61	3.13
Ta		0.06	0.11	0.24	0.01	0.28	0.15	0.18	0.29	0.01
Th		1.92	2.23	3.45	2.35	3.51	3.35	3.35	3.30	2.70
U		0.60	0.71	0.97	0.81	0.96	1.01	1.02	1.07	0.72
V		24	34	46	48	48	55	45	41	48
W		0.42	0.24	0.92	0.45	0.92	0.81	0.96	0.26	0.56
Cs		1.2	1.2	1.3	0.9	2.8	0.7	0.9	1.9	1.0
Au		<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.0058	<0.002	<0.002	<0.002
As		7.3	3.9	1.1	1.8	0.4	2.7	1.1	0.7	2.2

Annexe 4C (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques avec redistribution de la perte au feu.

Echantillons		HR1022	HR1023	HR1031	HR1550	HR1024	HR1028	HR505	HR2501	HR2502
		PFQ3	PFQ3	PFQ4	PQF1	Tuf	Tuf	Brèche Tuf Volcanique		
SiO2	%	68.60	69.45	69.90	73.64	70.52	64.53	68.91	69.13	64.09
TiO2		0.36	0.33	0.37	0.20	0.33	0.54	0.35	0.44	0.52
Al2O3		16.49	16.23	16.07	14.66	15.41	18.60	16.85	15.42	15.15
Fe2O3		3.20	2.93	2.63	1.66	3.36	4.39	3.89	3.09	5.05
MgO		1.21	1.14	1.38	0.76	1.41	1.79	2.04	1.40	2.60
MnO		0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.09
CaO		2.77	2.26	3.08	1.96	3.72	1.98	1.54	2.55	5.44
Na2O		5.78	5.71	4.68	4.61	1.85	6.97	3.72	6.53	5.60
K2O		1.54	1.71	1.59	2.31	3.38	0.98	2.50	1.08	0.96
P2O5		0.13	0.12	0.13	0.08	0.10	0.14	0.12	0.25	0.40
Total		100.13	99.93	99.88	99.91	99.93	99.94	99.95	99.92	99.89
Rb	ppm	41	46	43	58	72	29	56	29	22
Ba		607	584	765	757	651	329	466	625	805
Nb		5	5	4	6	7	5	6	1	1
Sr		366	425	361	253	212	568	276	1218	2394
Zr		107	107	108	107	139	103	147	134	147
Y		12	12	12	12	12	11	12	11	12
Cu		12	5	207	16	15	134	28	71	51
Ni		13	7	12	4	3	34	5	29	37
Pb		8.7	4.0	3.1	3.8		2.1	2.6	10.5	17.3
Zn		93	83	107	29	75	92	54	51	67
Co		7.9	6.5	8.0	1.8	1.9	12.3	5.8	7.2	15.2
Cr		18	14	18	6	9	21	10	62	80
La		25	24	26	43	15	20	17	41	70
Ce		53	48	55	92	31	39	37	103	176
Nd		28	23	29	37	12	18	15	44	76
Sm		3.89	3.77	4.12	4.16	2.43	2.95	2.39	6.94	11.85
Eu		0.93	0.94	1.13	1.35	0.80	0.96	1.04	2.60	4.49
Tb		0.31	0.25	0.32	0.21	0.14	0.22	0.28	0.47	0.90
Ho		0.53	0.07	0.52	0.19	0.16	0.21	0.14	0.21	0.00
Yb		0.68	0.57	0.66	0.78	0.53	0.58	0.63	0.71	1.07
Lu		0.09	0.07	0.09	0.11	0.07	0.08	0.08	0.09	0.13
Ga		21	20	19	18	19	20	21	18	18
Sb		0.26	0.17	0.40	0.38	0.28	0.49	0.43	0.12	0.27
Sc		5.6	4.8	5.5	2.2	4.3	7.8	4.6	9.1	14.3
Se		2.2	1.4	0.5	6.4	0.5	1.8	2.2	6.4	10.0
Hf		2.83	2.41	2.79	3.15	3.35	2.32	4.09	3.69	3.69
Ta		0.27	0.25	0.10	0.35	0.41	0.04	0.44	0.17	0.12
Th		3.30	3.30	3.59	6.60	2.05	1.69	2.23	4.84	7.28
U		1.00	1.06	1.29	1.37	0.64	0.37	0.62	1.00	1.44
V		44	44	45	23	28	71	40	62	101
W		0.19	0.49	1.24	0.63	0.70	1.11	0.90	0.71	1.12
Cs		1.4	1.6	1.5	1.3	1.8	1.0	1.8	1.7	1.0
Au		0.0044	<0.002	0.0221	<0.002	<0.002	0.0123	0.0030	<0.002	<0.002
As		0.6	0.5	5.9	1.6	10.2	4.4	6.4	4.7	7.2

Annexe 4C (suite) : Tableau des résultats des analyses géochimiques avec redistribution de la perte au feu.