

UNIVERSITE DU QUEBEC

MEMOIRE

PRESENTE A

L'UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

ROBIN POTVIN

B. SC.

ETUDE VOLCANOLOGIQUE DU CENTRE VOLCANIQUE FELSIQUE
DU LAC DES VENTS, REGION DE CHIBOUGAMAU

JUIN 1991



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.

TITRE DU DOCUMENT: ETUDE VOLCANOLOGIQUE DU CENTRE VOLCANIQUE
FELSIQUE DU LAC DES VENTS, REGION DE CHIBOUGAMAU.

PAR: ROBIN POTVIN B.SC.

RESUME

Ce travail consiste en une étude volcanologique du centre felsique du lac des Vents situé à environ 120km au sud-ouest de Chibougamau. Ce centre felsique rhyodacitique d'affinité calco-alkaline d'une épaisseur de 2-2.5km s'interstratifie avec les laves basaltiques d'affinité tholéitiques de la Formation d'Obatogamau.

Le centre felsique étudié est divisé en cinq unités felsiques distinctes séparées entre elles par des coulées de laves basaltiques souvent coussinées. Seules les deux unités felsiques à la base du centre ainsi qu'une section de la troisième sont décrites et interprétées dans ce mémoire.

La partie est de la première unité (F-1-Est) est formée de la base au sommet de laves felsiques massives en partie bréchifiées, surmontées de turbidites pyroclastiques et d'une coulée de débris pyroclastiques. Son équivalent à l'ouest (F-1-Ouest) est constitué de coulées de ponces contenant des fragments lithiques à bordures figées. La deuxième unité felsique (F-2) contient principalement des coulées de laves bréchifiées et trois coulées de débris pyroclastiques. Ces coulées de débris sont constituées de fragments de rhyodacites, de basaltes, d'argilites noires et de rares ponces. De la base au sommet l'unité F-3 est caractérisée par la présence de brèches de coulée felsique, de coulées pyroclastiques à fragments anguleux et de laves felsiques à phénocristaux de plagioclases (massives et bréchiques).

Les faciès rencontrés dans les unités felsiques F-1, F-2 et F-3 sont interprétés comme des produits d'éruptions magmatiques et/ou phréatomagmatiques en milieu sous-marin profond. Plusieurs des faciès rencontrés sont typiques d'un environnement proximal à la cheminée volcanique. Mais la faible portion du centre couvert par cette étude ne permet pas de trouver la ou les sources du matériel felsique.

Un modèle particulier est proposé par la mise en place du centre et la formation des différents faciès rencontrés. Il s'agit de l'extrusion d'un ou de plusieurs dômes rhyodacitiques au sommet d'un empilement de laves basaltiques surmontées de sédiments. Lors du contact de la lave chaude avec les sédiments saturés en eau ou avec l'eau de mer, il y a des éruptions magmatiques et/ou phréatomagmatiques. La présence de ponces dans certaines coulées pyroclastiques suggèrent en fait une éruption magmatique. Ce modèle s'intègre à un modèle développé antérieurement pour expliquer la formation du centre felsique et son évolution.

REMERCIEMENTS

L'auteur désire exprimer sa reconnaissance à son directeur de mémoire, le docteur E.H. Chown ainsi qu'aux deux lecteurs supplémentaires, le docteur Wulf Mueller et le docteur Pierre Cousineau qui par leurs visites sur le terrain et leurs discussions ont su l'orienter.

Je tiens également à remercier le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec ainsi que le Centre d'Etudes sur les Ressources Minérales pour leur support logistique sur le terrain et pour les analyses.

Je tiens à remercier les agences de bourses suivantes: FCAR, PAIR et Actions Structurantes pour leur aide financière.

Je tiens particulièrement à remercier ma femme, Sylvie Routhier, pour son aide précieuse lors de la mise au propre des figures et de la dactylographie du mémoire.

TABLE DES MATIERES

RESUME.....	11
REMERCIEMENTS.....	111
TABLE DES MATIERES.....	1v
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES APPENDICES.....	x
 I- INTRODUCTION.....	 1
1.1 LOCALISATION.....	2
1.2 TRAVAUX ANTERIEURS.....	2
1.3 BUT DU TRAVAIL.....	4
1.4 METHODE DE TRAVAIL.....	4
1.5 GEOLOGIE REGIONALE.....	5
 II- CADRE GEOLOGIQUE.....	 13
2.1 INTRODUCTION.....	14
2.2 STRATIGRAPHIE DU CENTRE FELSIQUE.....	15
2.3 CONSIDERATIONS PETROGRAPHIQUES GENERALES.....	18
2.4 GEOLOGIE STRUCTURALE.....	24
2.5 GEOCHIMIE.....	25
 III-PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-1	 33
3.1 INTRODUCTION.....	34
3.2 F-1-EST: DESCRIPTION.....	34
3.3 F-1-EST: INTERPRETATION.....	42
3.4 F-1-OUEST: DESCRIPTION.....	44
3.5 F-1-OUEST: INTERPRETATION.....	47
 IV- PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-2	 50
4.1 INTRODUCTION.....	51
4.2 F-2-EST: DESCRIPTION.....	51
4.3 F-2-EST: INTERPRETATION.....	57
4.4 F-2-OUEST: DESCRIPTION.....	58
4.5 F-2-OUEST: INTERPRETATION.....	68
 V- PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-3	 71
5.1 INTRODUCTION.....	72
5.2 F-3: DESCRIPTION.....	72
5.3 F-3: INTERPRETATION.....	83
 VI- DISCUSSION ET CONCLUSION.....	 86
6.1 SYNTHESE DES OBSERVATIONS.....	87
6.2 ENVIRONNEMENT DU DEPOT.....	91

6.3 EVOLUTION DE LA PARTIE BASALE DE CENTRE FELSIQUE.	93
6.4 CONCLUSION GENERALE.....	96
REFERENCES.....	98
APPENDICE I: ANALYSES GEOCHIMIQUES.....	105

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Géologie de la Bande Caopatina-Desmaraisville (dans l'encadré). La région d'étude est indiquée par une étoile (Tiré de Chown et Mueller, sous presse). 3
- Figure 2. Limites des zones interne et externe de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Tiré de Chown et Mueller, sous presse). 6
- Figure 3. Relations stratigraphiques, Région de Chibougamau-Caopatina (Tiré de Mueller et al., 1989). 8
- Figure 4. A) Colonne stratigraphique du Segment sud de Caopatina. B) Stratigraphie et lithologies du secteur du Lac des Vents (Tiré de Mueller et al., sous presse). 16
- Figure 5. Géologie de la partie centrale du centre felsique du Lac des Vents. 17
- Figure 6. Photomicrographie d'une rhyodacite aphanitique composée de microcristaux de plagioclases dans une mésostase de quartz, de chlorite, d'épidote et de séricite. 21
- Figure 7. Photomicrographie d'une rhyodacite à phénocristaux de plagioclases. La mésostase est composée de microcristaux de plagioclases, de quartz cryptocristallin, de chlorite, d'épidote et de séricite. 21
- Figure 8. Photomicrographie d'une argilite noire montrant l'alternance de fins lits pâles et foncés. 23
- Figure 9. Photomicrographie d'une ponce composée à plus de 90% d'amygdales remplies de quartz. 23
- Figure 10. Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 pour les échantillons du centre felsique (d'après Irvine et Baragar, 1970 et Gélinas et al., 1977). Les croix indiquent les roches felsiques et les cercles indiquent les laves basaltiques. 28
- Figure 11. Diagramme AFM pour les roches du centre felsique. Même légende qu'à la figure 10. 29

Figure 12.	Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction de la silice. Même légende qu'à la figure 10.	31
Figure 13.	Localisation de l'unité felsique F-1.	35
Figure 14.	Colonne stratigraphique de F-1-Est.	36
Figure 15.	Transition rhyodacite massive (Mas) et bréchique (Br). Pour toutes les figures, la flèche indique le sommet et le crayon aimant a 15 cm de long.	38
Figure 16.	Conduit de dégazage (Cond) dans la rhyodacite bréchique.	38
Figure 17.	Turbidite pyroclastique granoclassée.	40
Figure 18.	Coulée de débris dans les turbidites pyroclastiques.	40
Figure 19.	Colonne stratigraphique de F-1-Ouest.	45
Figure 20.	Photomicrographie de fragments vésiculaires (ponces) dans une matrice de carbonate, chlorite et opaque.	46
Figure 21.	Lit à forte concentration de fragments lithiques ayant des bordures de refroidissement.	48
Figure 22.	Lit à faible concentration de fragments lithiques.	48
Figure 23.	Localisation de l'unité felsique F-2.	52
Figure 24.	Colonne stratigraphique de F-2-Est.	53
Figure 25.	Coulée pyroclastique. Noter le fragment d'argilite noire de plusieurs mètres à la base.	55
Figure 26.	Coulée de basalte coussiné reposant sur le tuf lité fin (un coussin est encerclé en pointillé).	55
Figure 27.	Colonne stratigraphique F-2-Ouest.	59
Figure 28.	Dyke de gabbro à phénocristaux de plagioclases.	60
Figure 29.	Basalte vésiculaire présentant la texture à blocs.	60

Figure 30.	Tuf fin, à noter le tuf remplissant les fractures de la brèche basaltique (Bas).	63
Figure 31.	Coulée pyroclastique hétérolithique 1 contenant des fragments basaltiques (en brun sur la photo)...	63
Figure 32.	Coulée pyroclastique hétérolithique 2 (à fragments rhyodacitiques)...	66
Figure 33.	Coulée pyroclastique hétérolithique 3 (à fragments d'argilite noire)...	66
Figure 34.	Photomicrographie d'un fragment de ponce dans la coulée pyroclastique hétérolithique 3. Les amygdales de quartz sont très aplaties.	67
Figure 35.	Rhyodacite bréchique à fragments arrondis dont la matrice a subi une chloritisation moyenne...	67
Figure 36.	Localisation de l'unité felsique F-3.	73
Figure 37.	Colonne stratigraphique de F-3. La section A est agrandie à la figure 40.	74
Figure 38.	Séquence quasi complète montrant un lit grossier massif (Gr Mas), un lit grossier granoclassé (GR Gr) et un lit fin granoclassé et stratifié (Fin)...	77
Figure 39.	Chenal d'érosion dans une coulée pyroclastique. Les lits sont indiqués à l'aide d'un pointillé.	77
Figure 40.	Colonnes stratigraphiques détaillées F-3.	78
Figure 41.	Lapillis sphériques dans la deuxième coulée pyroclastique litée et granoclassée.	79
Figure 42.	Blocs à bordures figées en forme de poire dans la première coulée pyroclastique litée et granoclassée.	79
Figure 43.	Coulées pyroclastiques à fragments anguleux.	81
Figure 44.	Transition: coulée de rhyodacite massive (Mas)/brèche de coulée (Br)...	81
Figure 45.	Reconstruction paléogéographique du segment sud Caopatina, secteur du lac des Vents (tirée de Mueller et al., 1989)...	94

Figure 46. Reconstruction de la mise en place des unités à la base du centre felsique du lac des Vents: a. Intrusion de lave felsique dans les sédiments non consolidés. b. Eruptions dues à l'interaction lave/eau de mer avec incorporation de fragments de sédiments dans certaines coulées pyroclastiques (modifié d'après Cas et al., 1990). 95

LISTE DES APPENDICES

Appendice 1. Analyses géochimiques.	105
---	-----

CHAPITRE I

INTRODUCTION

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 LOCALISATION

La région d'étude se trouve à l'ouest du lac des Vents dans les cantons de Lescure et Druillettes à environ 120 km au sud-ouest de la ville de Chibougamau. L'étude porte sur les trois premières unités du centre felsique du Lac des Vents. Lequel fait partie de la Formation d'Obatogamau (figure 1).

Le chemin forestier 209 sud, intersectant la route provinciale 113 entre Chibougamau et Chapais permet d'accéder facilement à la totalité du terrain.

1.2 TRAVAUX ANTERIEURS

Une première cartographie à l'échelle régionale fût effectuée par Lyall (1953) et par Deland (1953). L'échelle de la cartographie ne permis pas de définir les différentes unités du centre mais permis d'en délimiter l'étendue.

Une cartographie géologique au 1:20 000 des cantons de

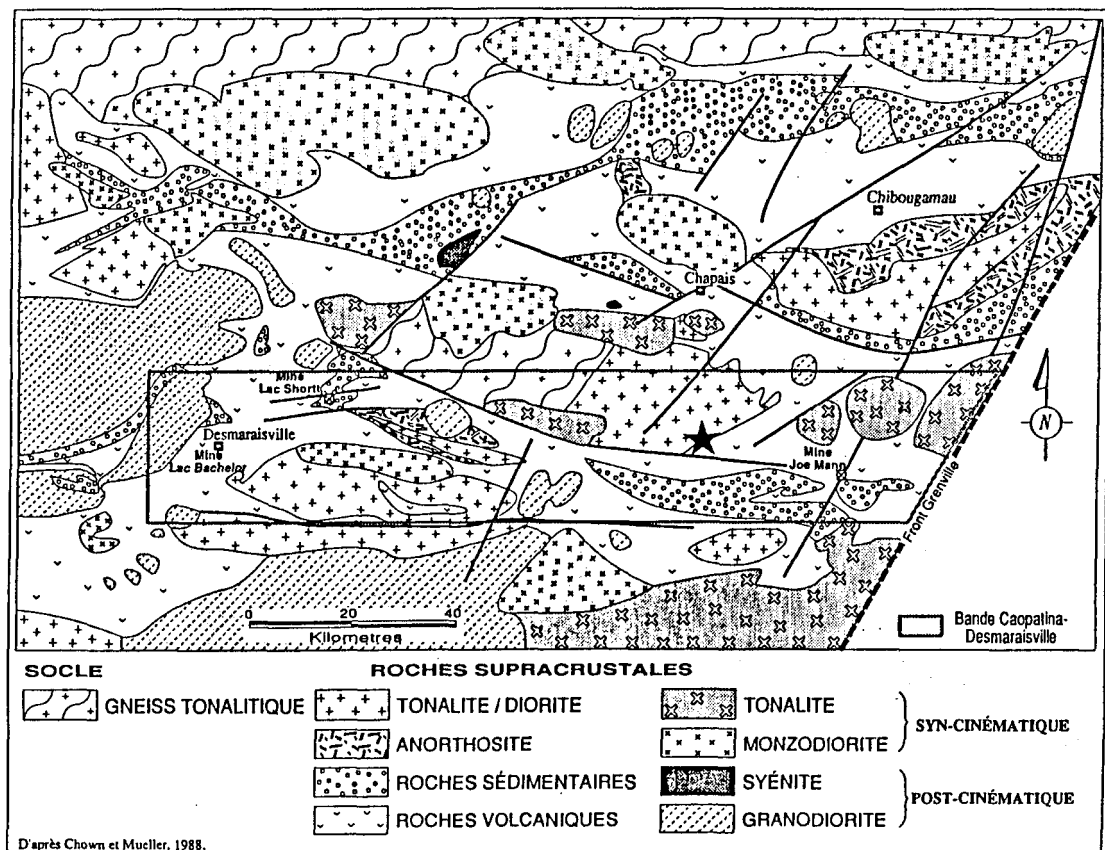


Figure 1. Géologie de la Bande Caopatina-Desmaraisville (dans l'encadré). La région d'étude est indiquée par une étoile (Tiré de Chown et Mueller, sous presse).

Rasles et des demies est des cantons de Lescure et Brochant (Tait et al., 1987) fut entreprise en 1985. La partie du centre felsique située dans le canton de Lescure fût donc cartographiée par l'auteur lors de ce levé. La partie sud de la région étant cartographiée depuis (Lauzière et al., 1989).

1.3 BUT DU TRAVAIL

Ce travail consiste en une étude volcanologique d'un centre felsique inclus dans la Formation d'Obatogamau. Une description des faciès volcaniques et leur interprétation ainsi qu'une caractérisation de la géochimie des laves ont donc été effectuées.

1.4 METHODE DE TRAVAIL

Le centre felsique du lac des Vents constitue l'objet de ce travail. Durant l'été 1985 la cartographie à 1:5 000 et un échantillonnage préliminaire ont été réalisés pour la partie du centre felsique du Lac des Vents située dans le canton de Lescure. Des lames minces et des analyses chimiques ont permis de caractériser pétrographiquement et chimiquement les coulées felsiques par rapport aux laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau. Au cours de l'été

1986, un échantillonnage détaillé a été fait ainsi que la cartographie au 1:5 000 de la partie située dans le canton de Druillettes. Une cartographie au 1:50 de certaines zones d'affleurements particulièrement intéressantes fut aussi effectuée. Une étude détaillée de la pétrographie des coulées a permis d'en améliorer la compréhension.

1.5 GEOLOGIE REGIONALE

Les roches de la région de Chibougamau-Caopatina se trouvent à l'extrémité est de la zone interne de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Dimroth et al., 1982). La ceinture de roches vertes de l'Abitibi fait partie de la Province du Supérieur et elle représente la plus grande ceinture de roches vertes continue du Bouclier Canadien (Goodwin, 1977). Elle est limitée à l'ouest par la ceinture de gneiss de Kapuskasing et à l'est par le front du Grenville, deux terrains granitiques et gneissiques peu connus (figure 2).

1.5.1 Stratigraphie

La séquence volcano-sédimentaire de Chibougamau-Caopatina est composée de deux cycles mafiques à felsiques (Allard et al., 1985) et de deux successions épicrostiques

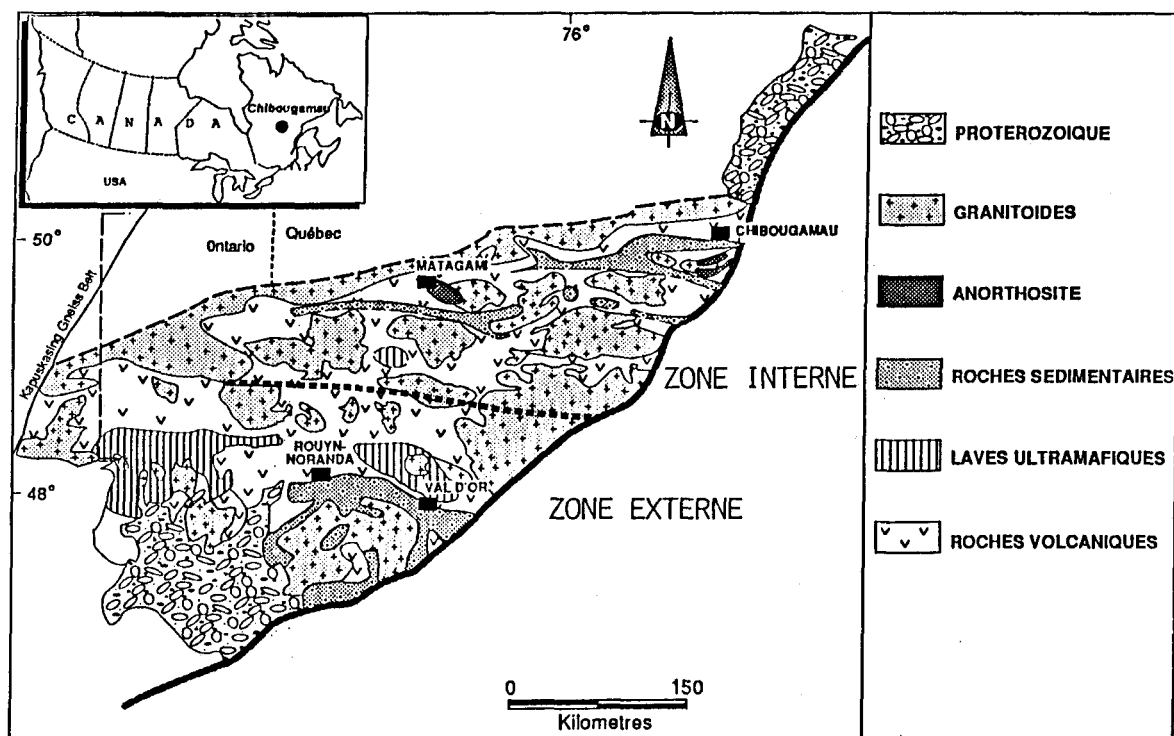


Figure 2. Limites des zones interne et externe de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Tiré de Chown et Mueller, sous presse).

épaisses (Sharma et al., 1987). Etant donné que seul le cycle 1 volcanique et des roches sédimentaires affleurent au sud et que le cycle 2 volcanique domine au nord, la séquence a été subdivisée en deux segments: le segment sud de Caopatina et le segment nord de Chibougamau (Mueller et al., 1989). La région de l'étude est comprise dans le segment sud de Caopatina (figures 1 et 3).

Dans le segment nord, les deux cycles volcaniques de composition variant de mafique à felsique constituent le Groupe de Roy.

Dans la structure synclinale de Chibougamau, la Formation d'Obatogamau constitue la partie mafique du premier cycle tandis que la Formation de Waconichi en représente la partie felsique. Le second cycle mafique-felsique est constitué respectivement par les Formations de Gilman et de Blondeau. Dans la structure synclinale de Waconichi, la Formation de Bordeleau appartient aussi au Groupe de Roy (Allard et Gobeil, 1984), la Formation de Daubrée est l'équivalent dans le synclinal de Chapais.

Le Groupe d'Opémisca qui est limité au segment nord de Chibougamau se compose de sédiments, d'un faible pourcentage d'andésites potassiques et de pyroclastites. Son contact

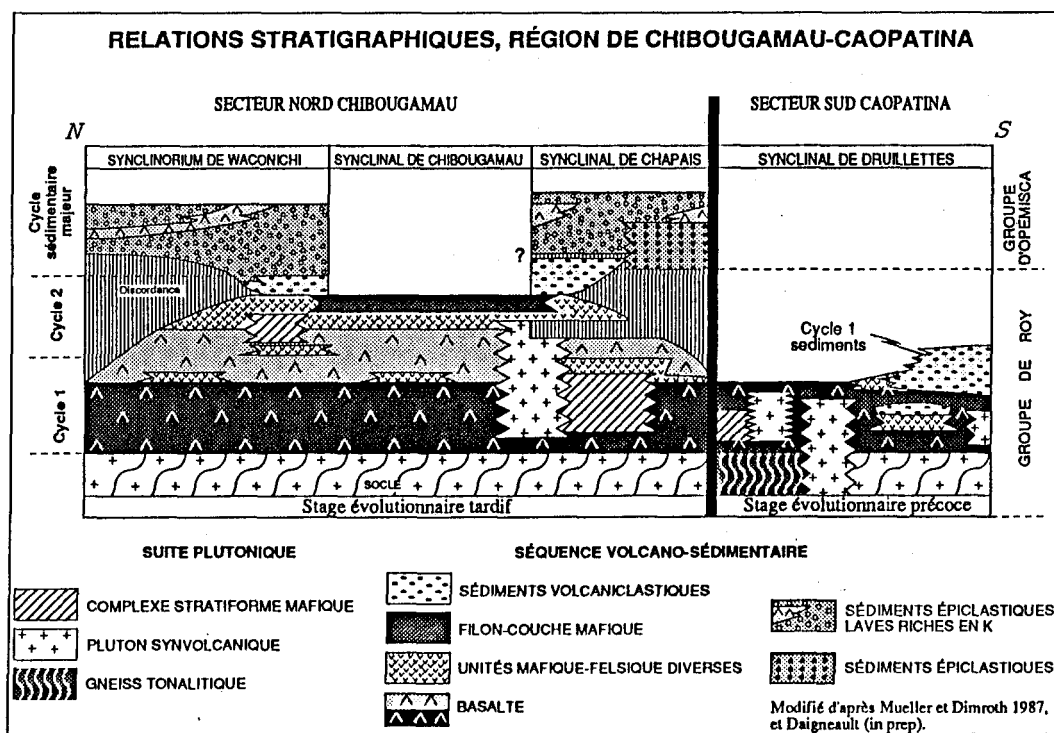


Figure 3. Relations stratigraphiques, Région de Chibougamau-Caopatina (Tiré de Mueller et al., 1989).

avec le Groupe de Roy varie de discordant à transitionnel.

Dans le segment sud seul le cycle 1 et des roches sédimentaires affleurent. La stratigraphie se résume à la présence des laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau et des roches sédimentaires de la Formation de Caopatina.

La Formation d'Obatogamau est l'unité la plus vieille du premier cycle. Elle est principalement constituée de basaltes coussinés ou massifs et de nombreux filons-couches de gabbro. La principale caractéristique de cette formation est la présence de phénocristaux de plagioclases pouvant atteindre 5 cm et composant plus de 10% de la roche par endroit. La Formation d'Obatogamau possède une épaisseur approximative de 3000 mètres et s'étend latéralement du front Grenville à plus de 200 km à l'ouest de ce dernier (Allard et Gobeil, 1984). La stratigraphie du centre felsique du Lac des Vents qui constitue une faible partie de cette formation sera détaillée plus loin.

La séquence sédimentaire à dominance épicastique de la Formation de Caopatina interdigite et recouvre le cycle 1 (Mueller et al., 1989). Elle est constituée de grès, argilites, conglomérats et grès conglomératiques. Les sédiments épicastiques ont été transportés par des courants

de turbidité. Cette bande de roches d'une longueur d'environ 50 km est plus large (environ 10 km) dans la région du lac Caopatina (Sharma et al., 1987).

Les roches sédimentaires se retrouvent à l'intérieur de structures synclinales orientées E-O. Il y a interdigitation entre les roches sédimentaires et volcaniques mafiques près des contacts nord et sud de la Formation de Caopatina. Vers l'intérieur du bassin, l'évidence d'activité volcanique est suggérée par la présence de lits entièrement composés de scories.

1.5.2 Roches intrusives

Comme les autres ceintures de roches vertes, la zone interne contient un grand nombre d'intrusions de granitoïdes, la plus connue étant le Pluton de Chibougamau. La principale différence entre la zone interne et la zone externe de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est la présence de grands complexes mafiques différenciés à l'intérieur de la ceinture Matagami-Chibougamau (Allard et Gobeil, 1984). Les intrusions mafiques les plus connues sont: le Complexe du Lac Doré, le Complexe de Cummings, le Complexe d'Opawica, le Complexe de la Rivière Bell et le Complexe du lac Chaleur.

Les roches volcaniques du segment sud sont envahies par un important complexe intrusif précinématique, le Complexe d'Eau Jaune. La composition du complexe varie de dioritique à tonalitique. La diorite représente la phase initiale suivie par la diorite à quartz et la tonalite. La tonalite est la phase la plus importante du complexe. Des enclaves de diorite et de tonalite et diorite à quartz plus mafique sont observées dans les dernières phases des tonalites. Ce qui indique un niveau d'emplacement peu profond (Tait et al., 1987).

1.5.3 Structure et métamorphisme

Deux phases de déformations importantes ont affecté les roches de la région de Chibougamau. La première (D1) a produit des plis à charnières horizontales d'orientation nord-sud. La seconde phase de déformation (D2) a généré des plis isoclinaux d'orientation est-ouest auxquels la schistosité de la région est associée. La superposition de ces deux phases de déformation a produit un patron d'interférence en dômes et bassins. L'action des deux phases a pu se faire plus ou moins contemporainement (Daigneault et Allard, 1984). Les principales structures synclinales de deuxième phase de la région sont celles de Chapais au sud, de Chibougamau au centre, de Waconichi au nord et de Druillettes

dans le secteur sud Caopatina. L'anticlinal de Chibougamau se trouve au centre des synclinaux de Chapais et de Chibougamau (Allard et Gobeil, 1984).

Plusieurs réseaux majeurs de failles se retrouvent dans la région de Chibougamau, les directions sont: nord-est, nord-nord-est, ouest-nord-ouest et nord-sud. Certains de ces réseaux tel les nord-est et nord-nord-est ont une grande importance métallogénique (Daigneault et Allard, 1984).

Les roches de la région de Chibougamau ont subi un métamorphisme schistes verts. Ce faciès métamorphique s'élève parfois au grade amphibolite à l'approche du front Grenville et en bordures de certains intrusifs.

CHAPITRE II
CADRE GEOLOGIQUE

C H A P I T R E I I

CADRE GEOLOGIQUE

2.1 INTRODUCTION

Les diverses roches rencontrées dans la région du Lac des Vents sont des roches volcaniques mafiques et felsiques, des intrusifs tonalitiques et gabbroïques et des roches sédimentaires. Toutes ces unités sont d'âge archéen et typiques de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami.

Les roches volcaniques appartiennent à la Formation d'Obatogamau. Les volcanites basaltiques sont généralement coussinées et présentent le faciès massif dans moins de 30% des cas. Ces laves mafiques sont caractérisées par la présence de phénocristaux de plagioclases. Ces phénocristaux atteignent 8 cm et peuvent constituer jusqu'à 50% des coulées massives (Tait et al, 1987). Les roches volcaniques felsiques comprennent des laves massives, des brèches de coulées, des coulées pyroclastiques et des sédiments volcanogènes dérivés de l'érosion des volcanites felsiques et mafiques. La polarité des laves varie de sud à sud-est dans

le secteur étudié. Les roches sédimentaires appartiennent à la Formation de Caopatina.

2.2 STRATIGRAPHIE DU CENTRE FELSIQUE

Le centre felsique du lac des Vents peut être divisé en cinq unités felsiques distinctes lesquelles s'interstratifient avec les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau (figures 4 et 5). A la base l'unité F-1 affleure à deux endroits.

La partie est (F-1-Est) est caractérisée par la présence de laves felsiques massives et de brèches. Son équivalent à l'ouest (F-1-Ouest) se compose de roches pyroclastiques. L'unité F-2 contient des coulées de débris pyroclastiques avec des fragments felsiques, basaltiques et d'argilite. La présence de fragments d'argilite noir et la continuité latérale de cette unité en font un excellent repère stratigraphique à l'intérieur du centre. De la base au sommet l'unité F-3 est caractérisée par la présence de coulées pyroclastiques contenant parfois des fragments felsiques montrant des bordures figées et des "queue de fouet", quelques niveaux de turbidites et des coulées de laves massives à brèches sommitales. L'unité F-4 est de nature différente. Il s'y trouve: des brèches de coulées et

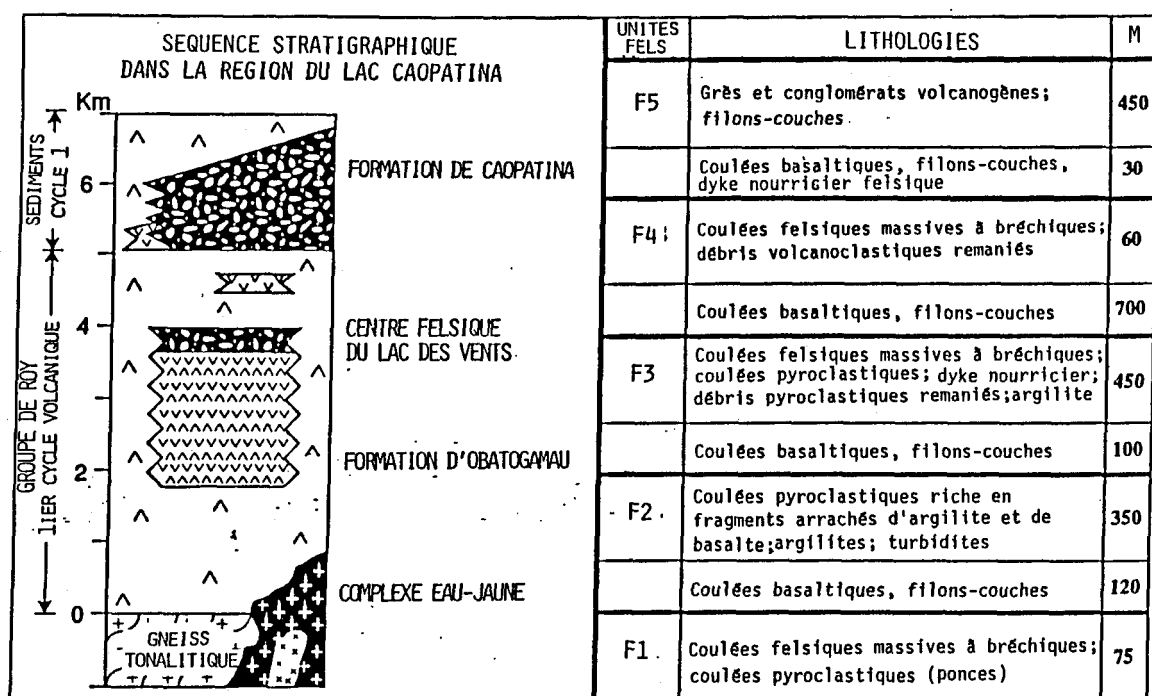


Figure 4. A) Colonne stratigraphique du Segment sud de Caopatina.
B) Stratigraphie et lithologies du secteur du Lac des Vents (Tiré de Mueller et al., sous presse).

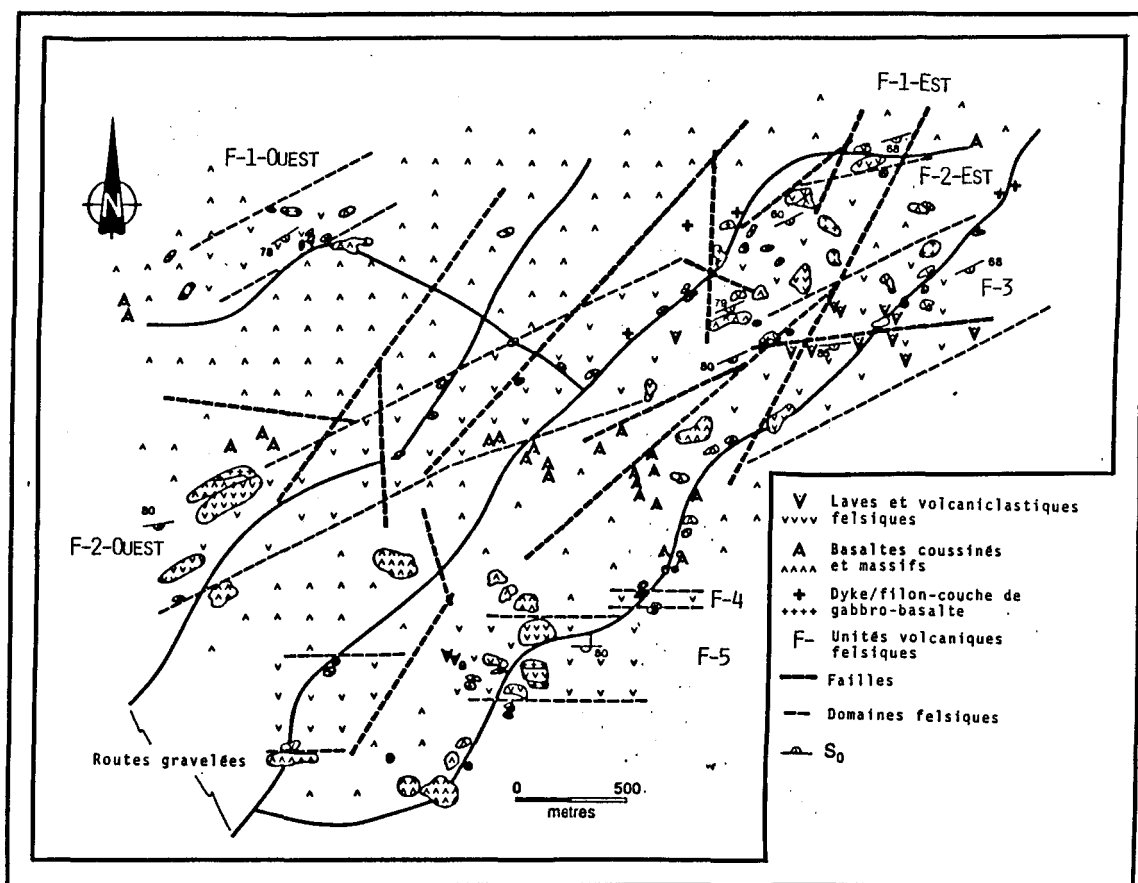


Figure 5. Géologie de la partie centrale du centre felsique du Lac des Vents.

des dépôts pyroclastiques remaniés. Les deux contiennent des fragments felsiques et basaltiques en proportion variable. La partie inférieure de F-5 est de nature similaire mais la majorité de cette unité est composée de grès et de grès conglomératiques surtout dérivés de volcanites felsiques. Ces roches montrent des laminations parallèles et occasionnellement des stratifications entrecroisées (Sharma et al., 1987). Les coulées basaltiques interstratifiées avec les unités felsiques sont généralement très vésiculaires (jusqu'à 30% de vésicules dans le basalte massif à la base de l'unité F-2).

Seules les deux premières unités felsiques (F-1 et F-2) et une section dans la troisième (F-3) font l'objet de ce travail. Les deux autres unités (F-4 et F-5) et une partie de (F-3) ont été cartographiées par Mueller et feront l'objet de publications futures.

2.3 CONSIDERATIONS PETROGRAPHIQUES GENERALES

2.3.1 Méthodologie

Pour éviter les dédoublements, la nomenclature génétique utilisée dans la partie description sera expliquée plus loin dans la partie se rapportant à l'interprétation. On peut

donc se référer en tout temps aux colonnes stratigraphiques pour lesquelles la nomenclature génétique est utilisée. Cette nomenclature est tirée de plusieurs références qui seront citées lorsqu'il y aura lieu. La nomenclature granulométrique de Fisher (1966) est également utilisée.

Les pourcentages de fragments de différents types de même que de matrices ont été déterminés par comptage de points. Une grille de 1 mètre par 1 mètre avec des noeuds à tous les décimètres a servi aux comptages. Un minimum de 100 fragments étaient comptés par coulée.

Les mesures des granoclasses des coulées pyroclastiques ont été effectuées en mesurant les cinq plus gros fragments à tous les 20 centimètres à l'intérieur d'une même coulée.

Des échantillons ont été prélevés pour chacune des coulées dans le but d'en faire une étude microscopique. Etant donné la forte altération des unités pyroclastiques, la nature des matrices n'a pu être déterminée de façon précise que dans quelques cas. Cette altération pénétrative a eu localement un effet dévastateur sur certains fragments fragiles comme les ponces et les échardes de verre.

2.3.2 Description générale des unités étudiées

Le centre felsique du Lac des Vents est formé d'une alternance d'unités felsiques et mafiques. Les trois premières unités felsiques se composent de volcanoclastites, de rhyodacites massives et bréchiques et d'argilites. Les unités mafiques sont formées de basaltes coussinés, massifs et plus rarement bréchiques qui sont traversés par de nombreux dykes et filons-couches gabbroïques.

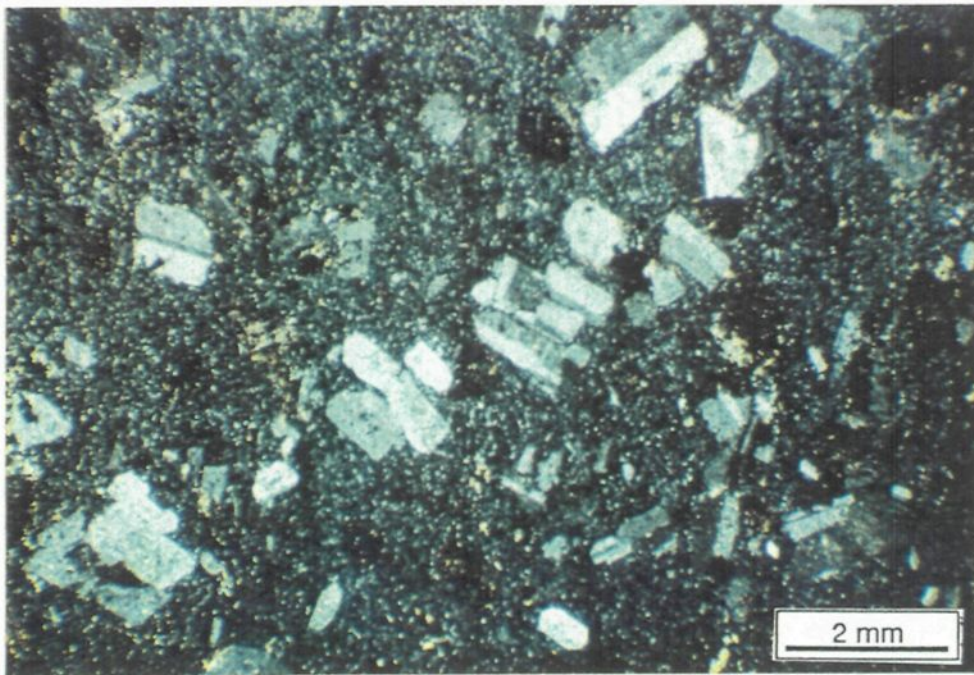
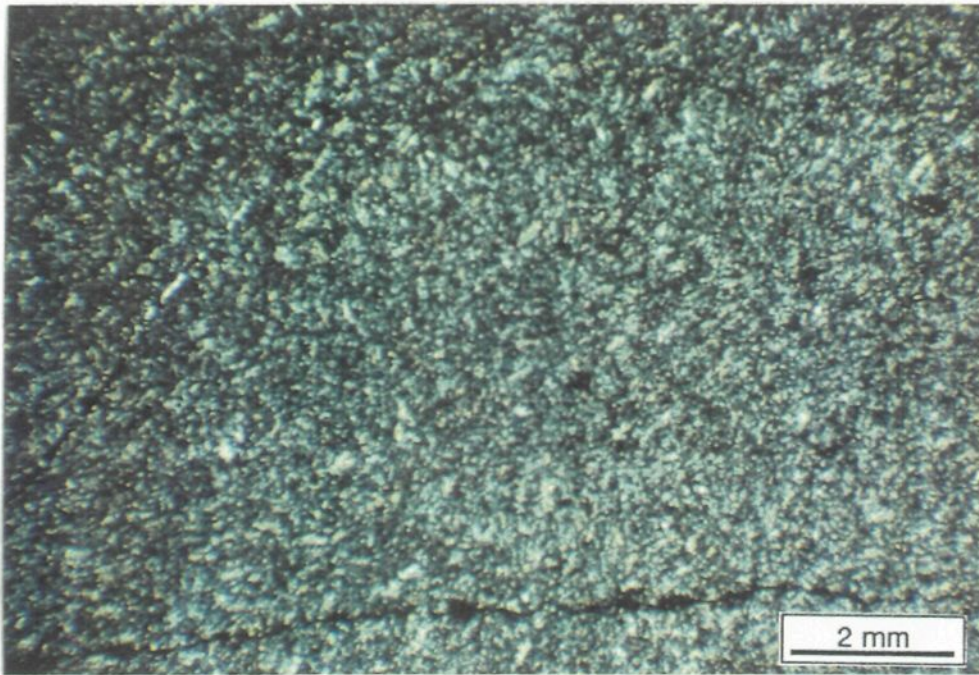
2.3.2.1 Pétrographie sommaire des unités felsiques

La rhyodacite massive se trouve en coulées de 1 à 30 m d'épaisseur et sous forme de fragments dans les volcanoclastites de même elle forme des dykes et filons-couches. A l'échelle mégascopique elle est aphanitique, amygdalaire et/ou elle contient des phénocristaux. En surface altérée, sa couleur varie de beige pâle à gris verdâtre moyen alors qu'en cassure fraîche sa couleur est gris pâle. Elle présente une texture grenue très fine.

La rhyodacite aphanitique est composée de microcristaux de plagioclases dans une mésostase de quartz cryptocristallin, de chlorite, d'épidote et de séricite (figure 6). Cette rhyodacite aphanitique représente un très

Figure 6. Photomicrographie d'une rhyodacite aphanitique composée de microcristaux de plagioclases dans une mésostase de quartz, de chlorite, d'épidote et de séricite.

Figure 7. Photomicrographie d'une rhyodacite à phénocristaux de plagioclases. La mésostase est composée de microcristaux de plagioclases, de quartz cryptocristallin, de chlorite, d'épidote et de séricite.



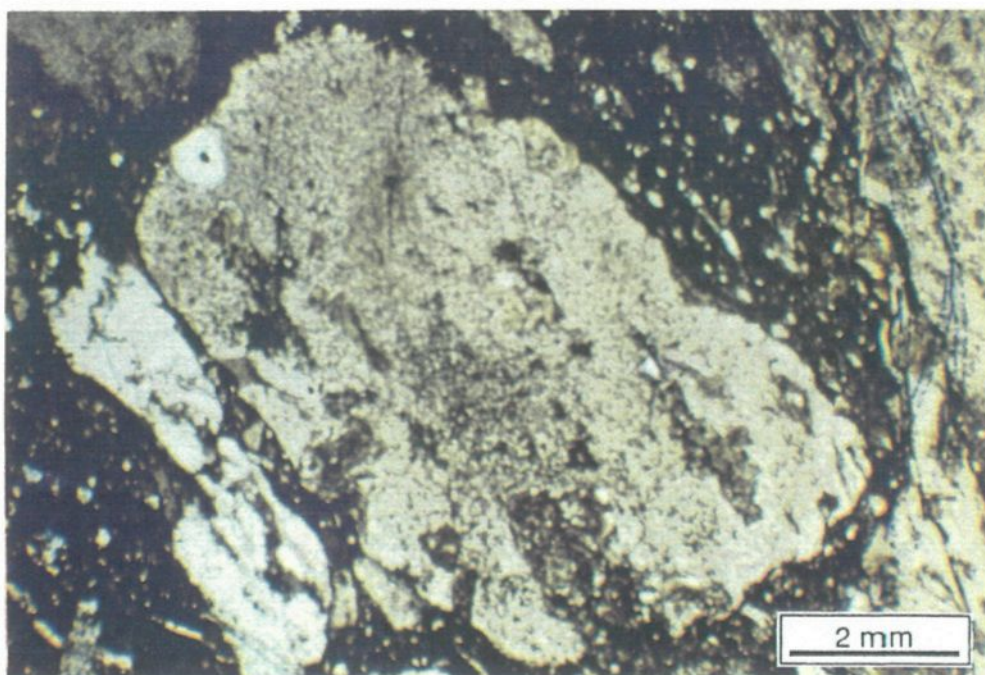
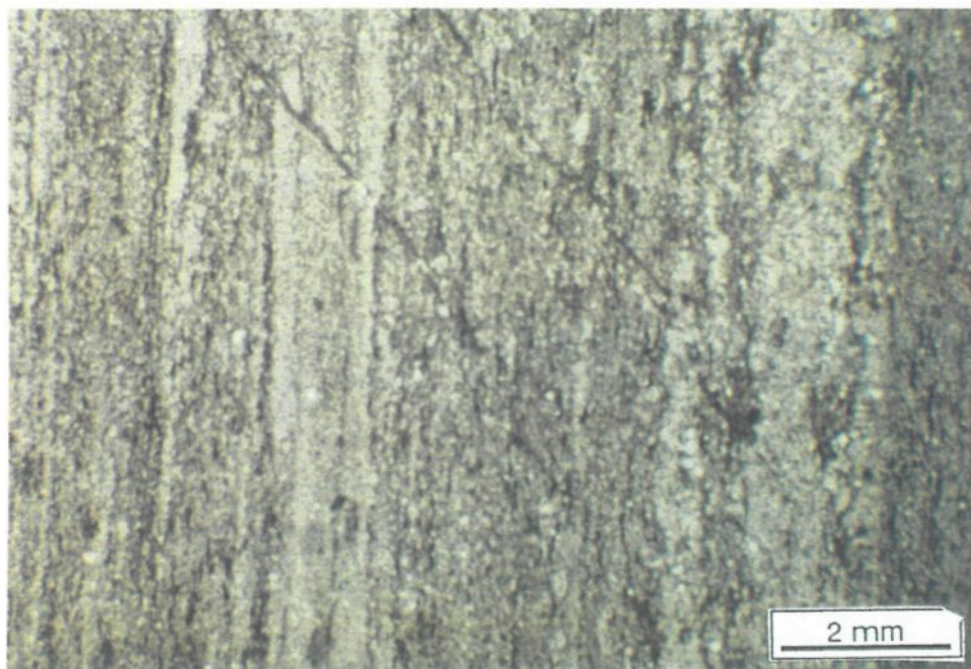
faible pourcentage des rhyodacites massives car elles contiennent très souvent 1 à 15% de phénocristaux de plagioclases et plus rarement de quartz difficilement visibles (figure 7).

Les volcanoclastites sont composées de plusieurs types de fragments. En plus des fragments de rhyodacites massives, il n'y a des fragments de laves mafiques, d'argilite noire et de ponces. Les fragments mafiques sont vert brunâtre moyen et à grain fin. Au microscope cette roche contient des microlites de plagioclases dans une mésostase de chlorite et d'épidote. Il s'agit de fragments basaltiques de la Formation d'Obatogamau.

Les fragments d'argilite noire sont formés d'une alternance de lits noirs et de lits blancs d'épaisseur millimétrique. Au microscope, les lits blancs sont formés de quartz avec moins de 1% de séricite. Les lits noirs sont formés de quartz et de matière organique (5 à 25%) (figure 8). Les ponces sont constituées de plus de 90% d'amygdales remplies de divers minéraux (très variable d'une unité à l'autre), et de 10% d'une pâte de chlorite, plagioclase, épidote et quartz très difficilement discernables (figure 9).

Figure 8. Photomicrographie d'une argilite noire montrant l'alternance de fins lits pâles et foncés.

Figure 9. Photomicrographie d'une ponce composée à plus de 90% d'amygdales remplies de quartz.



2.3.2.2 Pétrographie sommaire des unités mafiques

L'abondance de coussins dans les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau indique une mise en place en milieu sub-aquatique. Outre les coussins il y a un peu de brèches de coulées ainsi que des coulées de laves massives. Elles sont traversées par des filons-couches et dykes de gabbro. Les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau sont caractérisées par la présence de phénocristaux de plagioclases dans certaines coulées.

2.4 GEOLOGIE STRUCTURALE

Dans la région du Lac des Vents trois éléments structuraux principaux sont rencontrés: le litage observé (S_0), la schistosité régionale S_2 et une zone de failles traversant de part en part la région étudiée.

Le litage (S_0) a une direction généralement ouest-sud-ouest et son pendage varie de modérément incliné vers le sud-est dans la partie ouest du complexe du Lac des Vents à fortement incliné vers le nord-ouest à l'extrémité est du centre felsique. La polarité du litage est toujours vers le sud-est.

La schistosité régionale est de direction nord-est à est-nord-est et son pendage est généralement abrupt vers le sud-est. La schistosité S_2 est affectée par la présence du Pluton d'Eau Jaune tonalitique au nord-ouest du centre felsique du Lac des Vents (Tait et al., 1987).

La zone de faille Winchester-des Vents traverse le centre-nord de la région étudiée. Sa direction est Est-Ouest et le pendage est de 78 vers le nord. Cette faille se traduit sur le terrain par une zone de cisaillement de 2 km de large donnant un aspect extrêmement schisteux à la roche.

2.5 GEOCHIMIE

La rhyodacite se retrouvant à l'intérieur du Membre des Vents représente moins de 1% du volume de la Formation d'Obatogamau. La genèse de ces roches felsiques et leurs relations avec les volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau posent des problèmes. L'analyse détaillée des éléments majeurs et mineurs des rhyodacites du Membre des Vents permettra d'en déterminer l'affinité et d'en comparer la chimie avec celle des laves mafiques de la Formation d'Obatogamau.

2.5.1 Echantillonnage et méthodes d'analyse

Un total de vingt-huit échantillons ont été recueillis pour des fins d'analyses chimiques. L'échantillonnage s'est effectué sur des affleurements où l'altération était réduite au minimum. Les roches pyroclastiques sont sous représentées dans cet échantillonnage. Leur porosité primaire permettant la circulation de fluides. Ces roches sont trop facilement altérables. Elles sont donc généralement exclues de l'étude géochimique. Quelques échantillons de fragments felsiques ont tout de même été analysés afin de compléter l'étude géochimique (voir annexe 1).

De tous les échantillons prélevés, seulement vingt-deux ont été retenus pour une étude de leur géochimie. Les critères d'exclusion étant ceux de Gélinas et al., 1977; 1982; 1984:

- 1-1'excès d'alumine par rapport aux oxydes CaO , Na_2O et K_2O qui se manifeste par la présence de corindon virtuel dans le calcul de la norme C.I.P.W.
- 2-1'excès d'alcalis qui se traduit par la néphéline virtuelle dans la norme C.I.P.W.
- 3-L'excès de volatils ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 > 3.8\%$).

Des plaquettes de roches de 1 cm d'épaisseur débarassées de leur croûte d'altération et des veinules ont été fournies au laboratoire pour analyse.

2.5.2 Interprétation

Les roches felsiques et mafiques du lac des Vents appartiennent au domaine des roches sub-alkalines (figure 10). La teneur en silice de ces roches permet de les différencier des basaltes de la Formation d'Obatogamau. Les roches volcaniques felsiques varient de dacites à rhyodacites alors que les volcaniques mafiques sont de composition basaltique. Ce qui donne une distribution bimodale des compositions.

Les roches du complexe sont comprises dans le champ calco-alkalin, tel que défini par Irvine et Baragar (1971) (figure 11). Les roches mafiques sont d'affinité tholéiitique, de plus la distribution bimodale des compositions des roches est encore mise en évidence dans le diagramme AFM. Quelques échantillons se retrouvent entre les deux groupes calco-alkalin et tholéiitique.

Pour les diagrammes de Harker la silice a été choisie comme indice de différenciation. Le K_2O et le P_2O_5

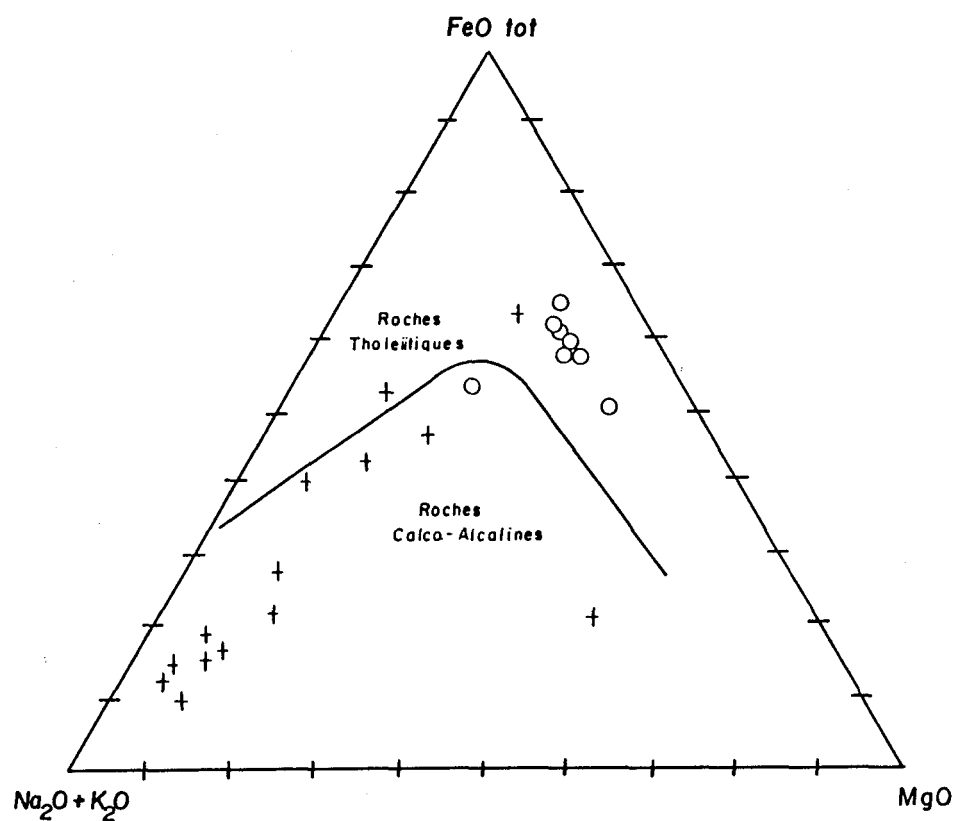


Figure 11. Diagramme AFM pour les roches du centre felsique. Même légende qu'à la figure 10.

présentent une dispersion importante des teneurs (figures 12A et 12H). Le diagramme Al_2O_3 versus SiO_2 donne deux nuages de points de teneur moyenne en alumine identique (figure 12E). Les autres oxydes présentent toutefois des tendances nettes. Le Na_2O croît avec l'augmentation de la teneur en silice pour la rhyodacite (figure 12A). Le CaO , le MgO , le FeO et le TiO_2 évoluent de façon similaire avec la différenciation (figures 12C, 12D, 12F et 12G). Ils diminuent lorsque la teneur en silice augmente.

Il est à noter que les basaltes de la Formation d'Obatogamau et les rhyodacites du centre felsique ont des patrons géochimiques différents. Ils se comportent comme deux populations distinctes.

Etant donné la faible quantité d'échantillons il est impossible de faire une pétrogénèse pour les rhyodacites du Lac des Vents. Mais certaines observations suggèrent une chimie différente pour les volcanites felsiques et les laves mafiques.

La composition des roches volcaniques felsiques du Lac des Vents varie entre des dacites et des rhyodacites et elles sont d'affinité calco-alcaline alors que les laves de l'Obatogamau sont des basaltes d'affinité tholéitique. De

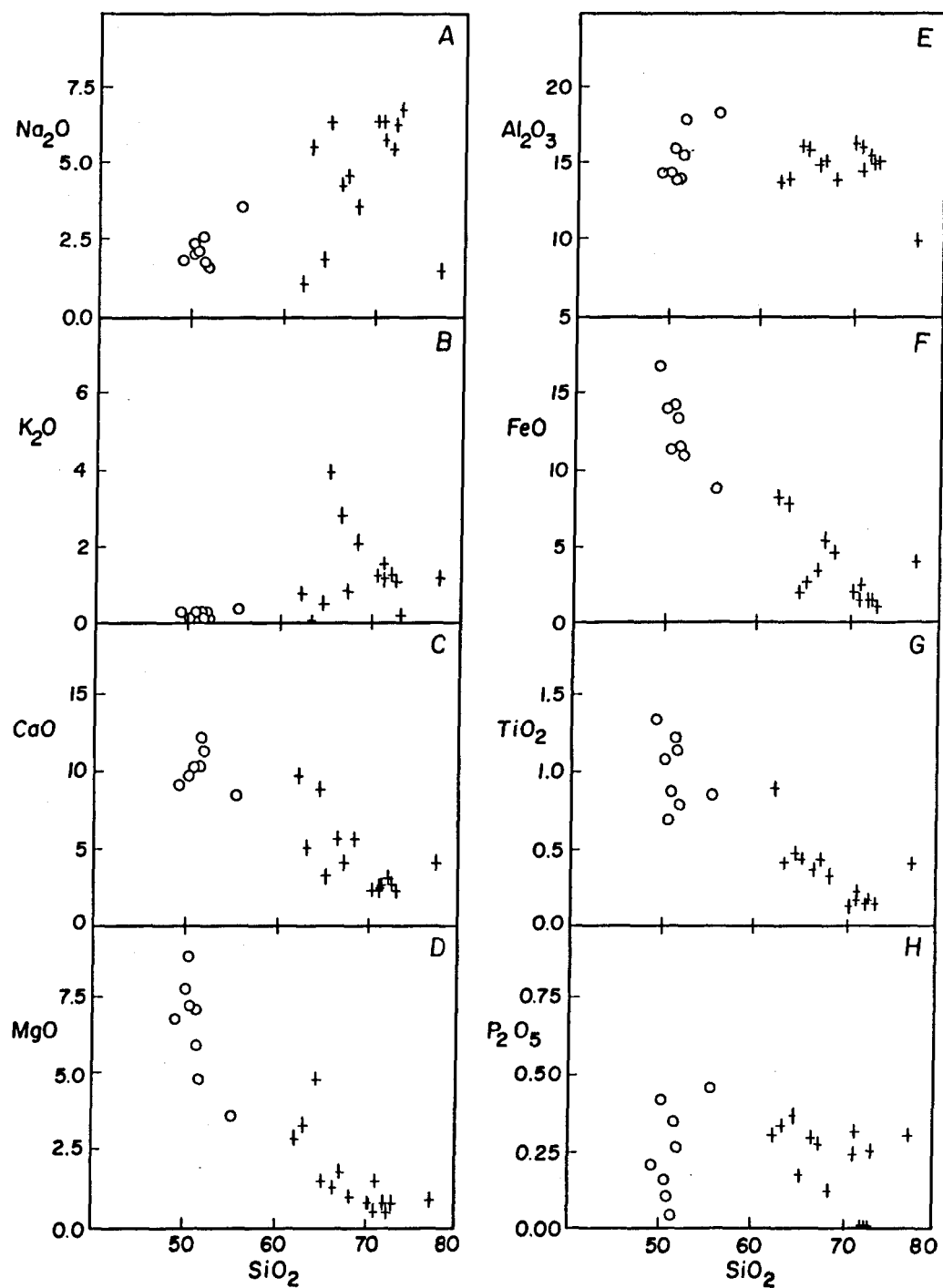


Figure 12. Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction de la silice. Même légende qu'à la figure 10.

plus les patrons d'oxydes versus SiO_2 sont différents pour les deux groupes. Il est à noter que les rhyodacites du Lac des Vents sont alumineuses. En fait, leur contenu en Al_2O_3 est similaire aux basaltes de l'Obatogamau.

Quels processus ont permis la formation des rhyodacites? Des études plus approfondies sont nécessaires pour répondre à cette question.

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-1

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-1

3.1 INTRODUCTION

L'unité felsique F-1 affleure en deux endroits à l'ouest du Lac des Vents (figure 13). En ces deux endroits, les faciès volcanoclastites rencontrés sont très différents.

3.2 F-1-EST: PETROGRAPHIE ET DESCRIPTIONS

Dans la zone affleurante la plus près du Lac des Vents se retrouve de la base au sommet: des coulées de laves felsiques massives à bréchiques, des turbidites pyroclastiques et une coulée de débris pyroclastiques. Un affleurement de basalte coussiné est présent 12 mètres sous cette coupe et également au-dessus de la coupe (figure 14).

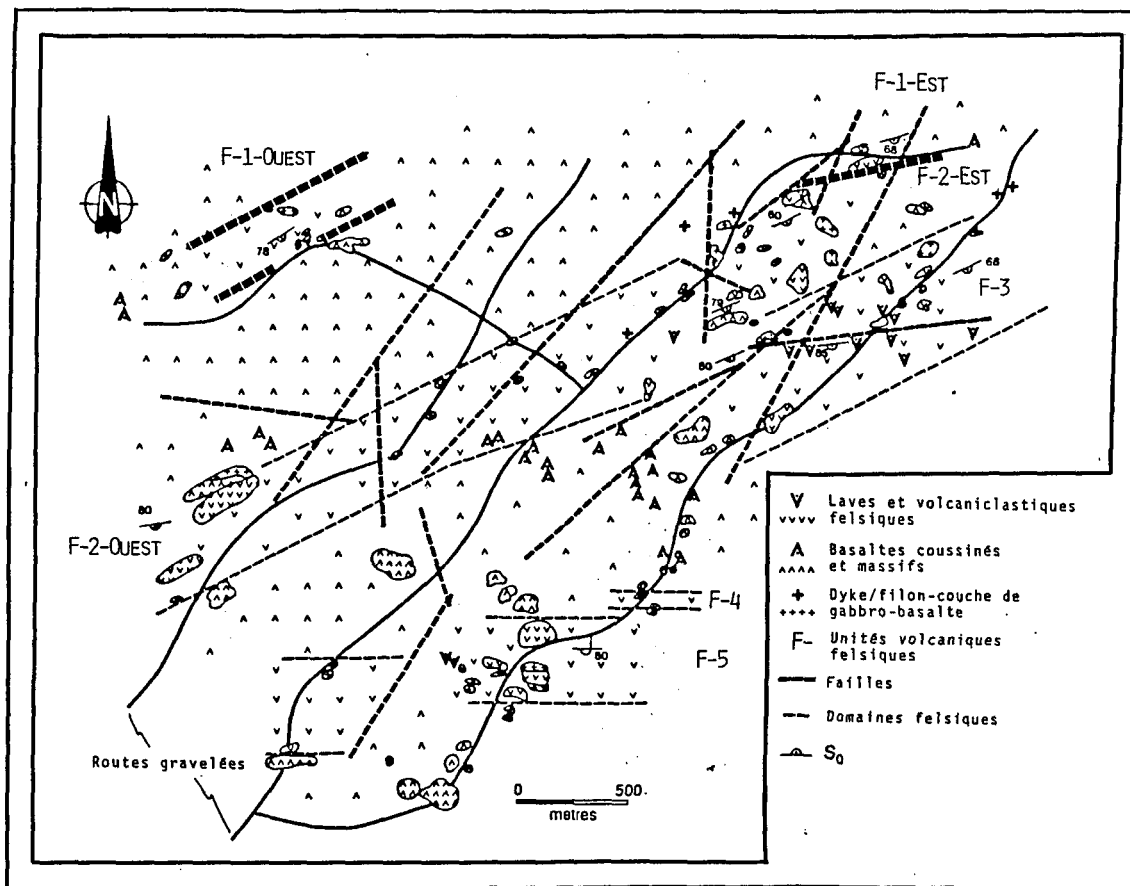


Figure 13. Localisation de l'unité felsique F-1.

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE L'UNITE F-1

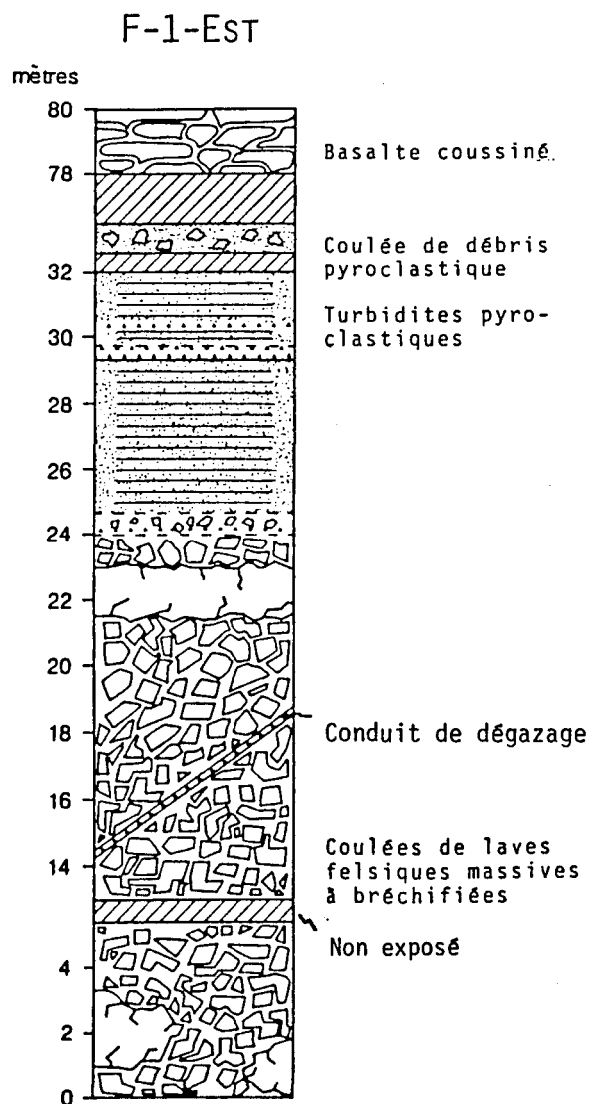


Figure 14. Colonne stratigraphique de F-1-Est.

3.2.1 Rhyodacite massive et bréchique

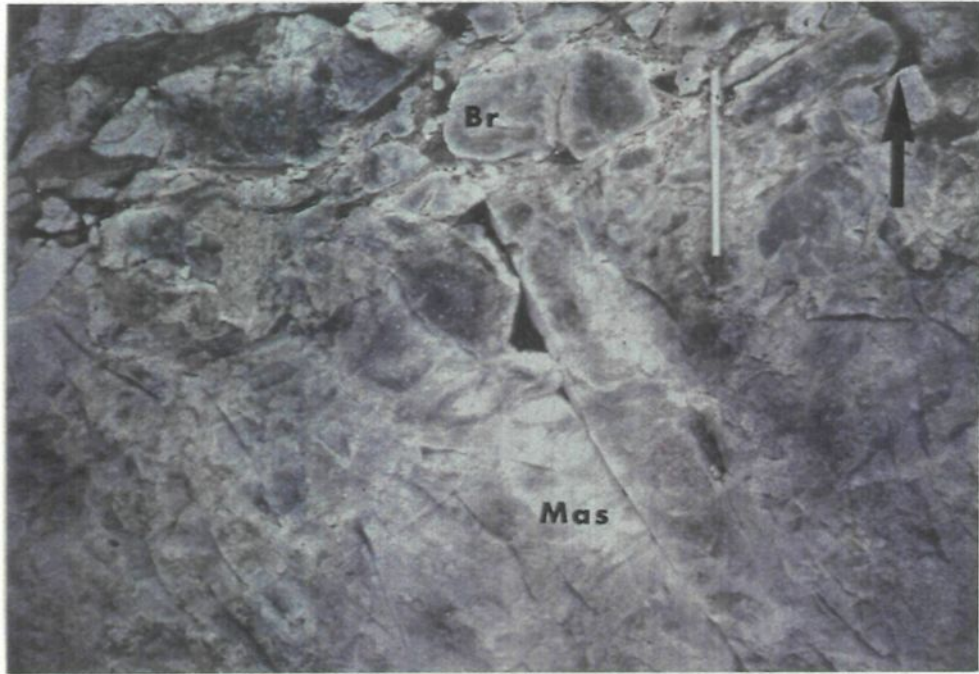
La base de l'unité F-1-Est est occupée par des laves felsiques massives et bréchiques de couleur crème rosée. La lave massive aphyrique a deux mètres d'épaisseur et compte pour moins de 10% de la surface d'affleurement. Elle a subi une fragmentation progressive et les fragments dont les surfaces pourraient s'emboîter donnent un aspect de cassette défectueuse (figure 15).

Cette brèche ne contient qu'un type de fragment felsique et aphyrique de couleur crème. Les fragments sont très anguleux, de formes diverses, et leur taille varie entre 2 par 3 cm et 30 par 40 cm. Cette brèche n'est pas granoclassée ni stratifiée. Le pourcentage de fragments est compris entre 72 et 83%. La matrice se compose de fragments lithiques millimétriques de même composition, de fragments de cristaux de plagioclases ainsi que de matériel chloriteux. Le pourcentage de matrice se situe entre 17 et 28%. De plus, des amas de magnétite de 5 à 12 cm (<1%) sont présents à l'intérieur de cette brèche.

Un conduit de dégazage de 5.5 cm de largeur traverse la roche fragmentaire à angle avec la stratigraphie (figure 16). Le remplissage de ce conduit se compose à 70% de fragments

Figure 15. Transition rhyodacite massive (Mas) et bréchique (Br). Pour toutes les figures, la flèche indique le sommet et le crayon aimant a 15 cm de long.

Figure 16. Conduit de dégazage (Cond) dans la rhyodacite bréchique.



felsiques aphyriques et anguleux de 0.5 à 3.5 cm et 30% de matrice composée de fragments lithiques millimétriques, de fragments de cristaux de plagioclases et de matériel chloriteux.

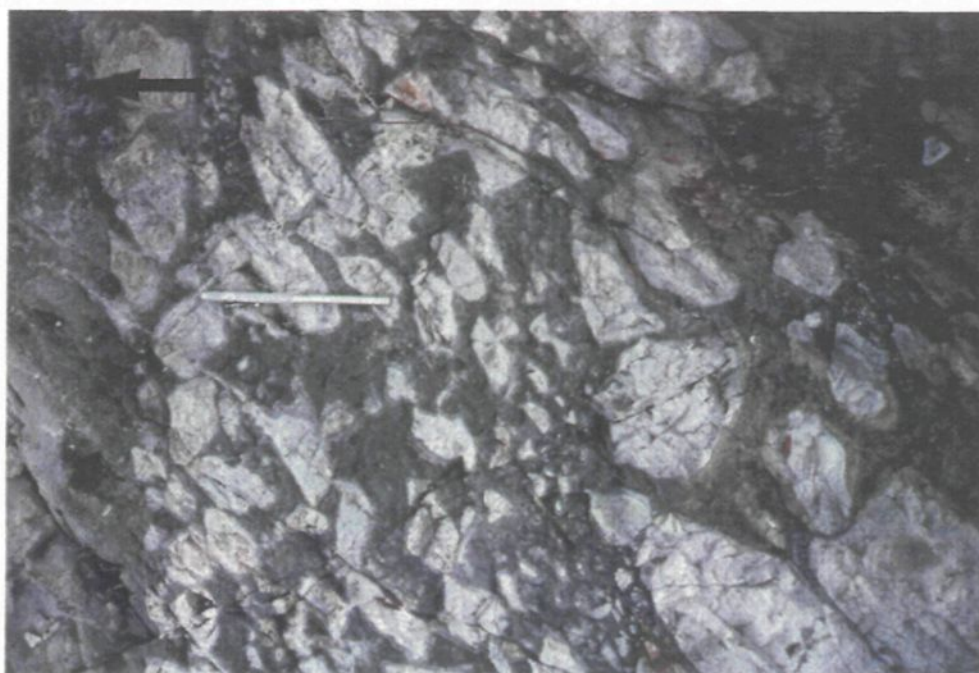
3.2.2 Turbidites pyroclastiques

Un contact érosif rectiligne sépare les turbidites pyroclastiques de la rhyodacite fragmentaire. Ces turbidites pyroclastiques sont formées de lits granoclassés de 9 à 17 cm d'épaisseur. Les bandes typiques présentent une partie massive granoclassée pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur dont la granulométrie est de 2-3 mm à la base et inférieure à 1 mm au sommet. Reposant sur chacune de ces bandes massives se trouvent des lits fins de 0.5 cm d'épaisseur (figure 17).

Une coulée de débris à granoclassement inverse de 20 cm d'épaisseur est présent entre 29.5 et 29.7 mètres dans la section stratigraphique. Il contient deux types de fragments; fragments rhyodacitiques aphyriques anguleux de 3 cm et des fragments rhyodacitiques porphyriques (4% de phénocristaux de quartz de 2-3 mm) anguleux de 15 cm et moins. A la base les petits fragments aphyriques dominent alors que le sommet est dominé par les fragments porphyriques. Le granoclassement inverse s'accompagne donc d'une ségrégation des deux types de

Figure 17. Turbidite pyroclastique granoclassée.

Figure 18. Coulée de débris dans les turbidites pyroclastiques.



fragments qui constitue ce lit (figure 18).

3.2.3 Coulée de débris pyroclastiques

Au sommet de la section il y a une volcanoclastite. L'absence d'affleurement n'a pas permis d'identifier la nature du contact inférieur. Cette lithologie se caractérise par la présence de 10% de fragments rhyodacitiques sub-arrondis de forme ovoïde de 2 à 3 cm. Ce lit est massif et non granoclassé sur l'ensemble de son épaisseur. Les fragments contiennent de 3 à 4% de phénocristaux de quartz de 3-4mm. S'y retrouve également 90% de matrice fine (2 mm et moins) dont la nature primaire est oblitérée par une chloritisation intense.

3.2.4 Basalte coussiné

Au sommet se trouve une coulée de basalte coussiné de la Formation d'Obatogamau. Les coussins sont de taille variable; 10 X 10 cm à 200 X 80 cm (moyenne de 80 x 50 cm). Les bordures comptent pour 10% et contiennent du matériel hyaloclastique principalement concentré dans les jonctions triples. Ces coussins donnent un sommet vers le sud.

3.3 F-1-EST: INTERPRETATION

La base de la coupe stratigraphique F-1-Est est occupée par des coulées de laves felsiques massives à bréchifiées. L'angularité des fragments felsiques, l'homogénéité des fragments, la faible quantité de matrice, l'absence de tri, l'absence de laminations internes et l'aspect de casse-tête défait suggèrent une bréchification in-situ sans mouvement important. Les descriptions de De Rosen-Spence (1976) de certaines roches autoclastiques de la région de Rouyn-Noranda semblent correspondre à ce type de bréchification sans mouvement mais à une échelle plus petite et avec des relations plus complexes avec d'autres faciès. Il s'agit dans le cas de De Rosen-Spence (1976) d'une bréchification par broyage d'une roche à comportement fragile lors du mouvement de la coulée. Pour F-1-Est il peut donc s'agir d'une bréchification autoclastique due au mouvement de la lave. L'aspect de casse-tête indiquerait alors une bréchification in-situ.

Les turbidites pyroclastiques qui reposent sur les coulées de laves felsiques sont caractérisées par le litage bien développé, le granoclasement et par l'alternance de lits grenus décimétriques et de lamines fines millimétriques. Ce type de dépôt correspond à ce qui est décrit par Tassé et

al. (1978) pour les pyroclastites de Reneault et de D'Alembert dans la région de Rouyn-Noranda. Les séquences de structures observées dans les lits de ces pyroclastites sont semblables à celles observées dans les turbidites. Tassé et al. (1978) suggère donc une suspension turbulente de faible densité pour ce type de dépôt. On retrouve également dans ce dépôt un lit granoclassé inverse. Ce dernier lit est difficilement explicable par un transport en suspension turbulente de faible densité. Il peut s'agir plutôt d'une coulée de débris ce qui expliquerait le granoclassement inverse des gros fragments. Fisher (1984) suggère par ce type de coulée pyroclastique un transport par coulée de masse laminaire.

Pour la coulée de débris pyroclastiques au sommet de la coupe, il n'y a pas de litage, ni de granoclassement et elle est composée de matériel fin contenant 10% de fragments sub-arrondis de 3 cm et moins. Toutes ces caractéristiques suggèrent un transport par coulée de masse laminaire comme décrit par Fisher (1984).

Tous ces dépôts ont été faits en milieu sous-marins car ils sont entourés par des laves basaltiques coussinées de la Formation d'Obatogamau.

3.4 F-1-OUEST: PETROGRAPHIE ET DESCRIPTIONS

F-1-Ouest est situé à moins d'un kilomètre au sud du lac Rane. Cette zone d'affleurement est composée de deux variantes d'un même type de volcanoclastite: des coulées pyroclastiques à fragments de ponces et des coulées pyroclastiques à fragments de ponces contenant des clastes lithiques (figure 19). F-1-Ouest semble stratigraphiquement situé au même niveau que F-1-Est.

Les laves basaltiques coussinées de la Formation d'Obatogamau sont présentes à la base et au sommet de la colonne mais les contacts avec l'unité felsique n'affleurent pas.

3.4.1 Coulées stratifiées de ponces

Lithologie de couleur crème rosée contenant 5 à 25% de fragments lithiques felsiques non vésiculaires de forme ovale et 50 à 75% de fragments ovales à amiboïdes très vésiculaires (fragments de ponces) dans une matrice verdâtre chloritisée et carbonatisée.

Les fragments lithiques felsiques ont de 2 à 25 cm (moyenne de 8 cm). Ils présentent une bordure figée de 1 cm

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE L'UNITE F-1

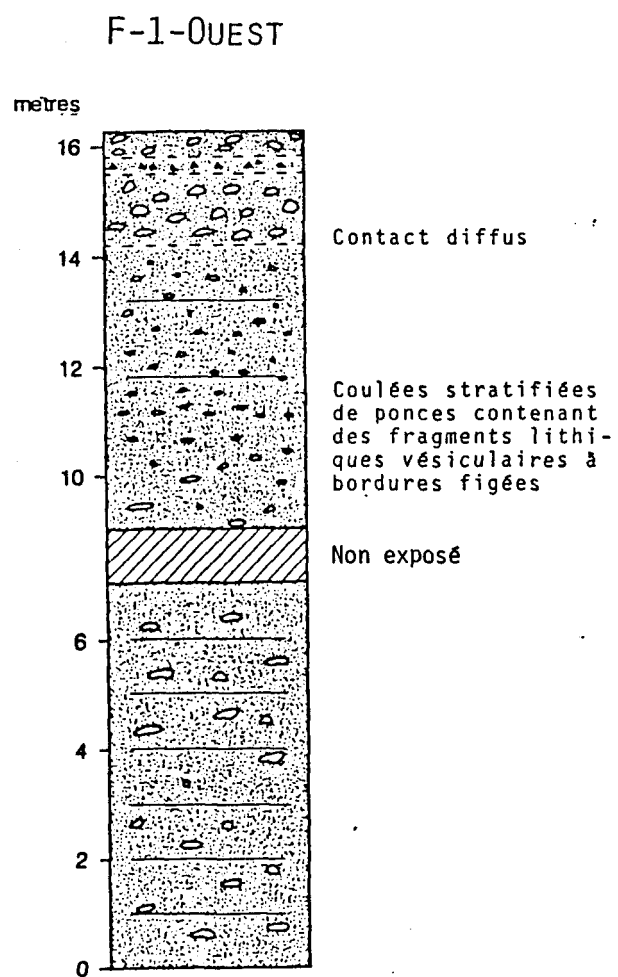
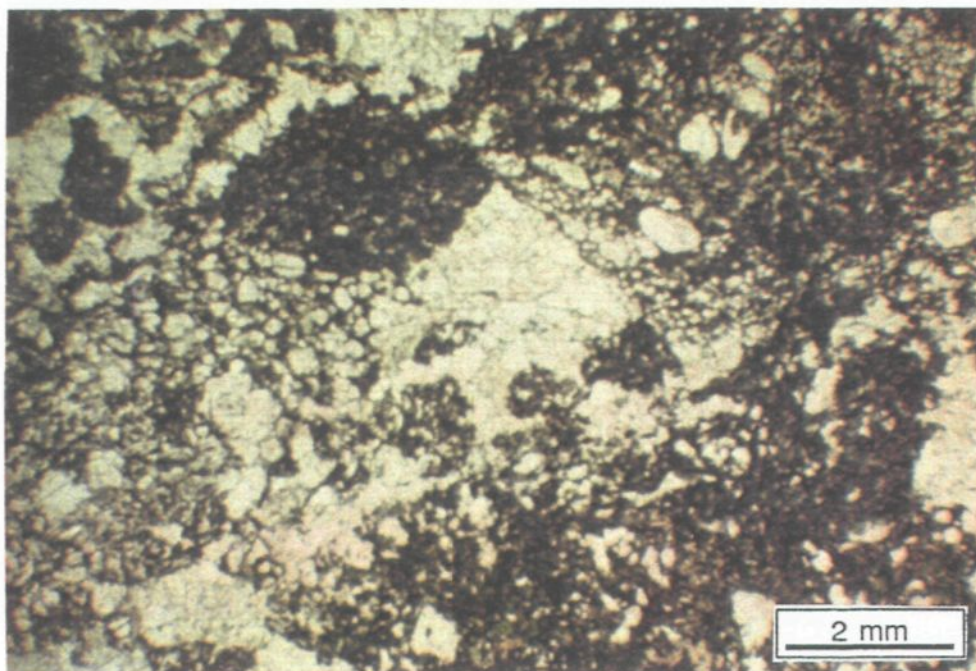


Figure 19. Colonne stratigraphique de F-1-Ouest.

Figure 20. Photomicrographie de fragments vésiculaires
(ponces) dans une matrice de carbonate, chlorite et
opaque.



à granulométrie fine. Les fragments de ponces qui ont de 2 mm à 10 cm (moyenne de 3 cm) se composent presque essentiellement de vésicules (figure 20). Ils sont aplatis parallèlement à la stratification. La matrice se compose de carbonates, chlorites et d'opakes. La stratification est bien développée mais les contacts entre les lits sont diffus.

Les lits à grande concentration de fragments lithiques se composent de 25% de fragments lithiques à bordures figées de forme ovale, anguleux à sub-arrondis, de taille assez homogène (15 à 25 cm) et de 50% de fragments vésiculaires amiboïdales de 2 mm à 10 cm aplatis parallèlement à la stratification et de 25% de matrice (figure 21).

Les lits contenant peu de fragments lithiques se composent de 5% de ces fragments à bordures figées de dimension variant entre 2 et 15 cm (moyenne 8 cm), de 75% de fragments vésiculaires de 2 à 10 cm (moyenne 3 cm) et de 20% de matrice (figure 22). Il existe des cas intermédiaires entre ces deux extrêmes.

3.5 F-1-OUEST: INTERPRETATION

Ces coulées stratifiées de ponces sont caractérisées par leur composition, la forme ovoïdale et amiboïdale des

Figure 21. Lit à forte concentration de fragments lithiques
ayant des bordures de refroidissement.

Figure 22. Lit à faible concentration de fragments lithiques.



fragments, la présence de bordures figées, la stratification bien développée et l'absence de granoclassement. Elles sont donc composées de fragments essentiels, c'est-à-dire de fragments directement liés à l'explosion. Ceux-ci sont des preuves d'une explosion pyroclastique (phréato-magmatique ou magmatique). Mais il n'existe pas de certitude quant à la mise en place à chaud, l'altération intense ne permet pas de voir s'il y a soudure ou non.

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-2

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-2

4.1 INTRODUCTION

L'unité felsique F-2, qui se trouve au-dessus de F-1, est caractérisée par la présence de coulées pyroclastiques à fragments d'argilite noire. Elle affleure en trois endroits mais seulement les deux zones affleurantes de meilleure qualité ont été étudiées en détail (figure 23).

4.2 F-2-EST: DESCRIPTION

La coupe F-2-Est comprend de la base au sommet, un basalte massif silicifié, une coulée pyroclastique à fragments d'argilite, des tufs et un basalte coussiné (figure 24).

4.2.1 Basalte

La base de la coupe stratigraphique est occupée par des laves basaltiques massives dont la texture primaire est oblitérée par la silicification intense.

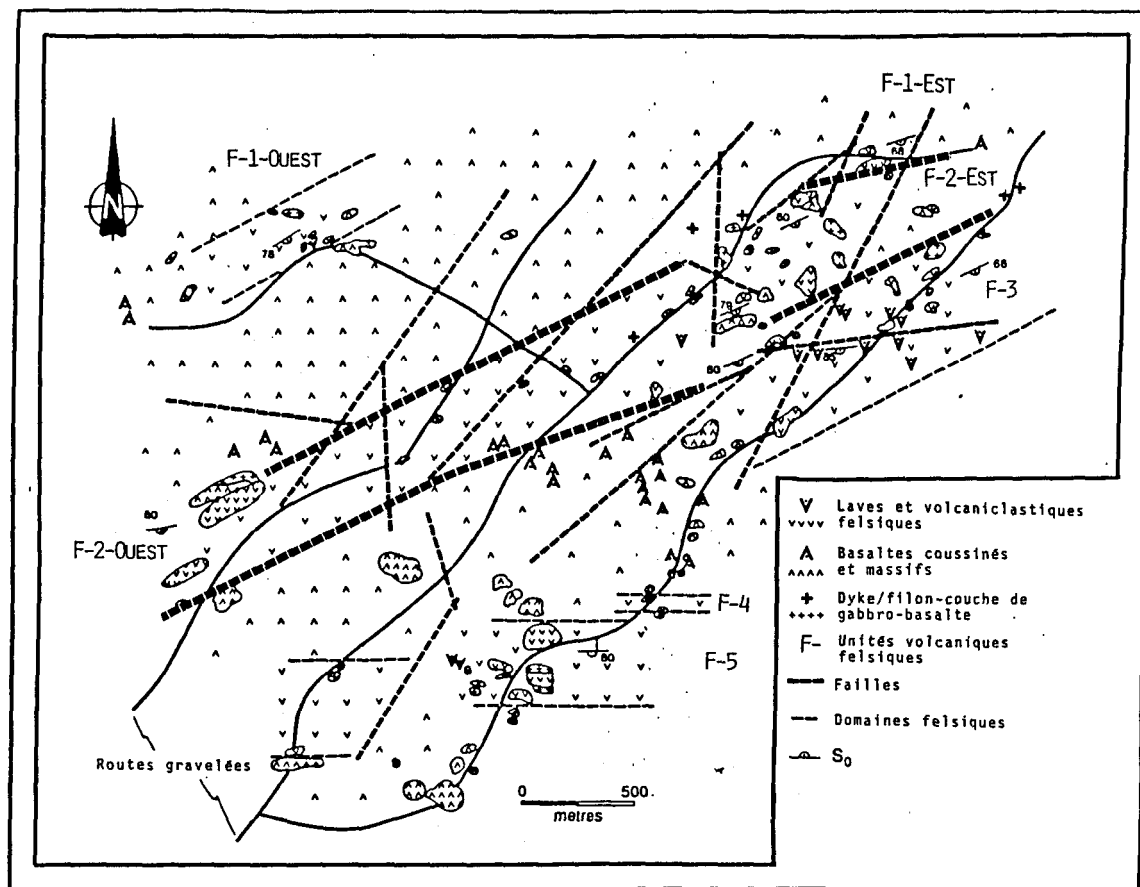


Figure 23. Localisation de l'unité felsique F-2.

UNITE F-2-EST : COLONNE STRATIGRAPHIQUE

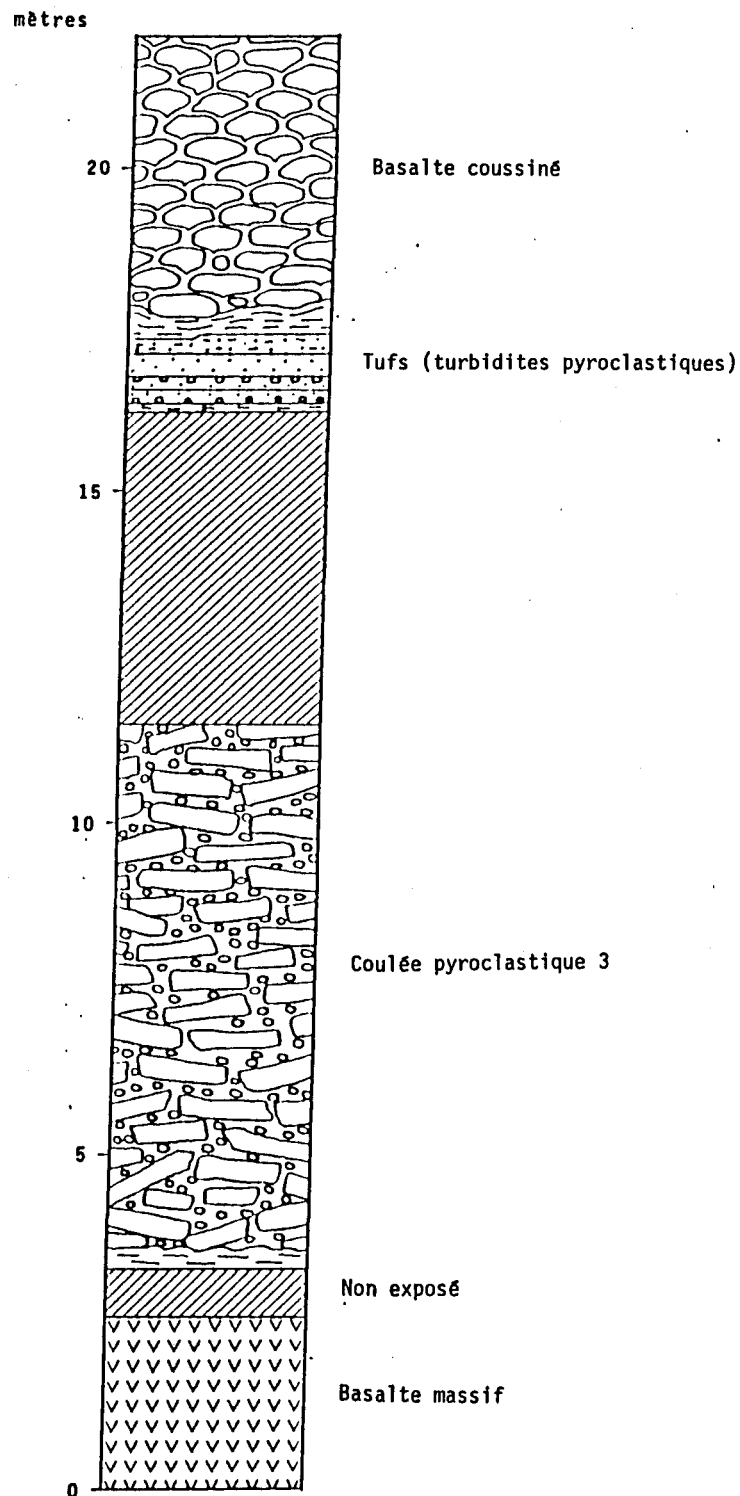


Figure 24. Colonne stratigraphique de F-2-Est.

4.2.2 Coulée pyroclastique

Le contact entre le basalte et la coulée pyroclastique n'affleure pas. La coulée pyroclastique se compose de 54 à 78% de fragments d'argilite noire allongés et anguleux de 10 cm x 3 cm à 3 m x 1 m (moyenne de 80 cm x 20 cm). L'argilite est constituée d'une alternance de bandes pâles et foncées de 1 mm à 1.5 cm d'épaisseur. Ces fragments d'argilite ont tous leur axe long orienté parallèlement à la stratigraphie.

Cette unité contient également de 7 à 27% de fragments arrondis et parfois aplatis de rhyodacite vésiculaire de 2 mm par 2 mm à 8 cm par 4 cm (moyenne de 3 x 2 cm). Ces fragments felsiques sont constitués à plus de 30% de vésicules de 1 à 3 millimètres remplies par du quartz secondaire (figure 25).

Les deux types de fragments baignent dans 15 à 19% de matrice à grain fin composée de matériel chloriteux, de fragments lithiques millimétriques et de rares cristaux de plagioclases brisés. De rares fragments de ponces aplatis sont également présent dans la matrice.

Figure 25. Coulée pyroclastique. Noter le fragment d'argilite noire de plusieurs mètres à la base.

Figure 26. Coulée de basalte coussiné reposant sur le tuf lité fin (un coussin est encerclé en pointillé).



4.2.3 Tufs (turbidites pyroclastiques)

Le contact entre ces deux unités n'affleure pas. L'unité de tufs contient six lits de tufs différents ayant des contacts nets et non-érosifs entre eux. A la base se retrouve un tuf gris lité fin où alternent des lamines pâles et foncées de 1 à 2 mm d'épaisseur. Le deuxième tuf est à granoclassement normal. A sa base se trouve un lit massif à particules de 3 mm et moins et des lits fins dont la granulométrie passe de 2 mm à moins de 1 mm le recouvre. Le troisième tuf (tuf à lapillis) est à granoclassement inverse et la taille des fragments de rhyodacite massive de 2 mm à 30 cm augmente vers le sommet. Le quatrième tuf est massif à grain grossier (1 à 5 mm) et contient quelques rares fragments anguleux rhyodacitiques aphyriques de 2 à 4 cm. Le cinquième tuf est laminé et à grain fin. L'épaisseur des lamines varie entre 1 à 7 mm. Le sixième tuf est laminé à grain fin avec une alternance de lamines pâles et foncées de 1 à 2 mm d'épaisseur. Ces tufs ont tous subi une chloritisation parfois importante. La nature des fragments qui les composent reste donc inconnue sauf pour les lapillis et les blocs.

4.2.4 Basalte coussiné

Le sommet de la coupe est occupé par un basalte coussiné. Les coussins ont de 20 x 15 cm à 2 m x 30 cm (moyenne de 60 x 30 cm). Ils reposent en concordance sur le sixième tuf lité fin qui semble écrasé par les coussins (figure 26).

4.3 F-2-EST: INTERPRETATION

Les processus de mise en place de la coulée pyroclastique seront discutés dans la partie F-2-Ouest interprétation car des coulées similaires y sont présentes.

Les tufs, même si on n'y reconnaît pas de fragments de ponces ni d'échardes de verre, sont peut-être d'origine pyroclastique mais le processus de mise en place reste obscur car les données sont trop peu nombreuses étant donné la mauvaise préservation des textures.

Le basalte coussiné repose en concordance sur les lits de tufs. De plus, le sixième niveau de tuf est écrasé par les coussins. Ces deux observations suggèrent que le volcanisme basaltique a suivi de peu (en temps géologique) la mise en place des tufs felsiques et que l'alternance des

volcanismes felsiques et mafiques a pu se faire en continu.

4.4 F-2-OUEST: DESCRIPTION

La série d'affleurement F-2-Ouest est la plus vaste de tout le centre felsique du Lac des Vents. De la base au sommet la coupe est occupée par des basaltes massifs et coussinés, une coulée pyroclastique, du basalte massif, trois coulées pyroclastiques et une rhyodacite bréchique et massive. Ces diverses unités sont traversées par des dykes et filons-couches mafiques et par de rares dykes rhyodacitiques (figure 27).

4.4.1 Gabbro

La base de la coupe est occupée par un gabbro recoupant la stratigraphie. Ces intrusions gabbroïques se retrouvent en plusieurs endroits dans la section F-2-Ouest. Elles ont une texture sub-ophitique et sont à grain moyen (2 à 5 mm) et contiennent des phénocristaux de plagioclases de 3 mm à 3 cm dans des proportions variant entre 1 et 35%. Ces intrusions de gabbro sont soit des filons-couches parallèles à la stratigraphie ou des dykes la recoupant (figure 28).

UNITE F-2 : COLONNES STRATIGRAPHIQUES

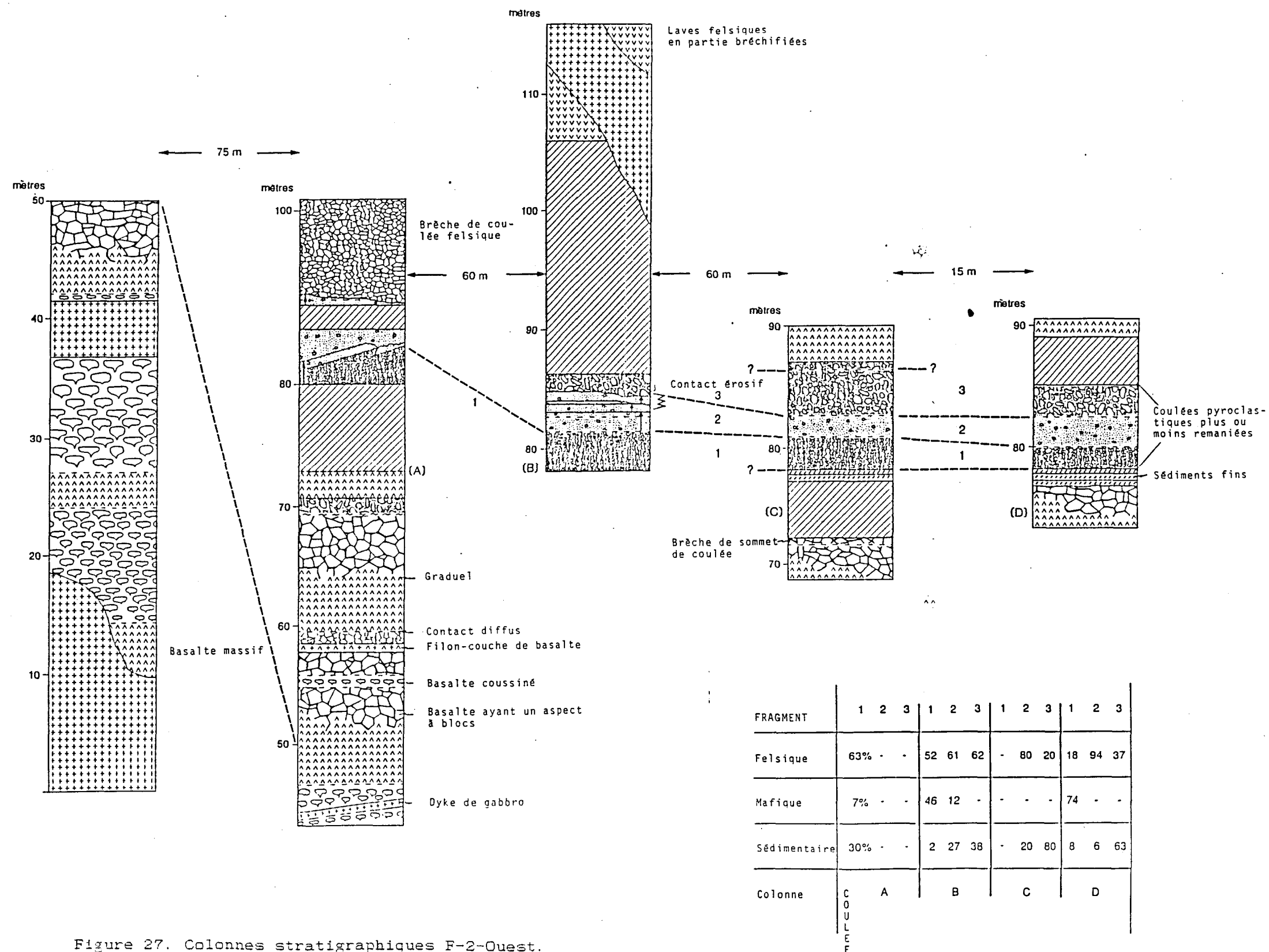


Figure 27. Colonnes stratigraphiques F-2-Ouest.

Figure 28. Dyke de gabbro à phénocristaux de plagioclases.

Figure 29. Basalte vésiculaire présentant la texture à blocs.



4.4.2 Alternance basalte massif et coussiné

La première moitié de la coupe stratigraphique est dominée par les laves basaltiques massives et coussinées. Les laves coussinées qui ont de minces bordures de 2 cm et moins, sont porphyriques (1 à 3% de phénocristaux de plagioclases de 3 mm à 1.5 cm) et leur partie sommitale est vésiculaire (2-5% de vésicules de 1 cm et moins remplies de quartz et/ou carbonate). La taille des coussins varie entre 50 x 20 cm à 1 m x 80 cm et ont des pédoncules mal développés. Des brèches de coussinets de 15 cm et moins d'épaisseur avec des fragments de coussins et de bordures de 10 cm et du matériel hyaloclastique sont présents mais rares (figure 29).

Les laves basaltiques massives sont généralement porphyriques (1 à 4% de plagioclases de 5 mm à 2 cm) et amygdalaires (2 à 5% d'amygdales de quartz et/ou de carbonates de 1 cm et moins). La granulométrie se situe entre 1 et 4 mm. On rencontre également une bréchification progressive de ces laves massives. La brèche résulte d'une fracturation pénétrante qui donne un aspect bréchique à la lave. Les contacts entre les laves massives et bréchiques sont graduels.

4.4.3 Coulée pyroclastique hétérolithique

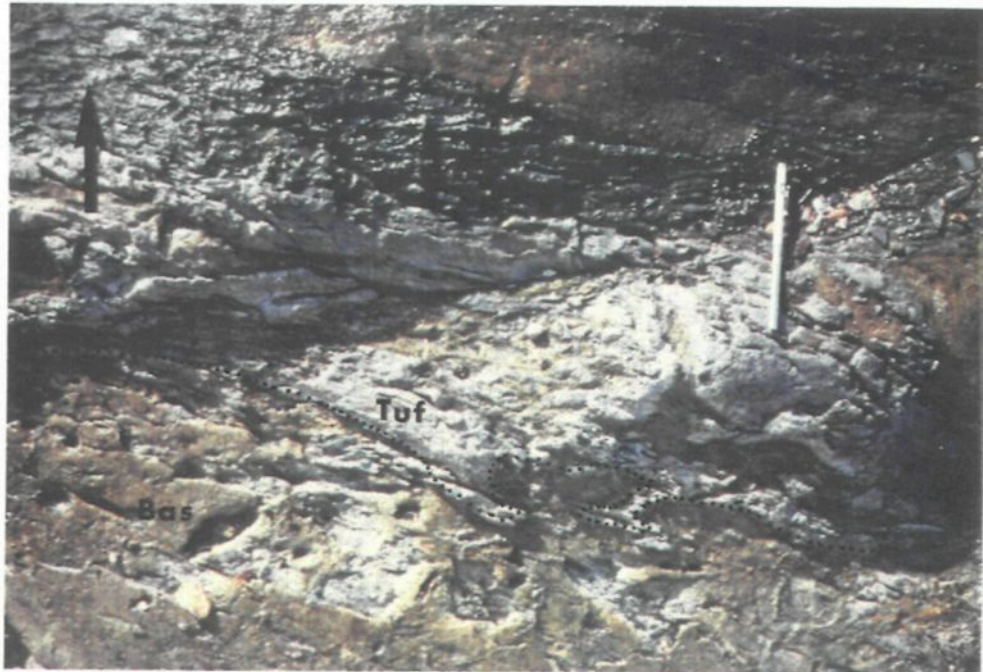
La coulée pyroclastique hétérolithique est caractérisée par son contact inférieur faillé parallèlement à la stratigraphie. Elle est composée à 25% de fragments basaltiques de 5 x 3 cm à 14 x 10 cm (moyenne de 10 x 6 cm) bien arrondis et de forme ovale, 15% de fragments felsiques vésiculaires (10% de vésicules de 2-3 mm) de 0,5 à 20 cm arrondis et sphériques, 50% de fragments d'argilite noire anguleux de 4 x 1 cm à 25 x 6 cm. Ces derniers fragments sont orientés parallèlement à la stratigraphie. Ces lapillis et blocs reposent dans une matrice composée de fragments de basaltes, de rhyodacites, de cristaux de plagioclases et de ponces de 0,5 cm et moins. L'allongement des fragments est toujours parallèle au cisaillement. Le tri est nul dans cette coulée.

4.4.4 Sédiments fins

Ces sédiments fins sont de granulométrie inférieure à 1 mm. Ils sont constitués de plusieurs lamines de 1-2 mm et d'un lit massif de 5 cm au sommet. Ils reposent en concordance sur la brèche du basalte massif et ils emplissent certaines des fractures de la brèche (figure 30).

Figure 30. Tuf fin, à noter le tuf remplissant les fractures de la brèche basaltique (Bas).

Figure 31. Coulée pyroclastique hétérolithique 1 contenant des fragments basaltiques (en brun sur la photo).



4.4.5 Coulées pyroclastiques polygéniques 1, 2 et 3

Ces trois coulées pyroclastiques ont de proportions différentes des mêmes fragments. Les contacts entre ces coulées sont graduels ou plus rarement nets et érosifs. Le contact des coulées pyroclastiques hétérolithiques avec le sédiment sous-jacent est concordant et non érosif.

La première coulée pyroclastique hétérolithique se caractérise par la présence de fragments basaltiques de 3 x 2 cm à 40 x 10 cm (moyenne de 20 x 10 cm). S'y trouve également des fragments felsiques, à phénocristaux de quartz, de 1 x 0,5 cm à 40 x 20 cm (moyenne de 7 x 4 cm), des fragments d'argilite noire de 2 x 1 cm à 18 x 3 cm (moyenne de 5 x 2 cm). La matrice se compose de particules de même composition que les fragments mais avec une granulométrie inférieur à 0,5 cm; il y a aussi de rares fragments de ponces aplatis de 1 cm et moins. L'arrondi est excellent sauf pour l'argilite dont les fragments sont très anguleux (figure 31).

La seconde coulée pyroclastique hétérolithique est caractérisée par la plus petite taille des fragments. Elle se compose de 61 à 94% de fragments felsiques vésiculaires de 1 x 1.5 cm à 10 x 6 cm (moyenne de 5 x 3 cm), de 6 à 27% de fragments d'argilite noire finement litée de 1 x 1 cm à 35 x

8 cm (moyenne de 15 x 3 cm), 0-12% de fragments basaltiques de 2 x 1 cm à 15 x 10 cm (moyenne de 12 x 8 cm). Ces fragments sont bien arrondis à l'exception des fragments d'argilite qui sont anguleux. Ils reposent dans une matrice constituée de particules millimétriques des trois types de fragments avec en plus de rares ponces aplatis de 1 cm et moins (figure 32).

La troisième coulée pyroclastique hétérolithique est surtout constituée de 38 à 80% de fragments d'argilite noire, de 1 cm x 1 cm à 2 m x 45 cm (moyenne de 80 x 10 cm) et de 20 à 62% de fragments felsiques amygdalaires de 0,5 à 0,5 cm à 8 x 8 cm (moyenne de 2,5 x 2 cm). Ces derniers fragments sont très bien arrondis alors que les fragments d'argilite sont très anguleux (figure 33). La matrice qui peut composer jusqu'à 15% de la roche est constituée des mêmes matériaux mais de taille inférieure à 0,5 cm avec de rares ponces aplatis de 1 cm et moins (figure 34).

4.4.6 Brèche de coulée rhyodacitique

La brèche de coulée rhyodacitique se compose de 80 à 95% de fragments felsiques aphyriques de 2 x 5 cm à 20 x 12 cm (moyenne de 12 x 5 cm) dans une matrice formée de fragments millimétriques de même composition. Les fragments sont sub-

Figure 32. Coulée pyroclastique hétérolithique 2 (à fragments rhyodacitiques).

Figure 33. Coulée pyroclastique hétérolithique 3 (à fragments d'argilite noire).

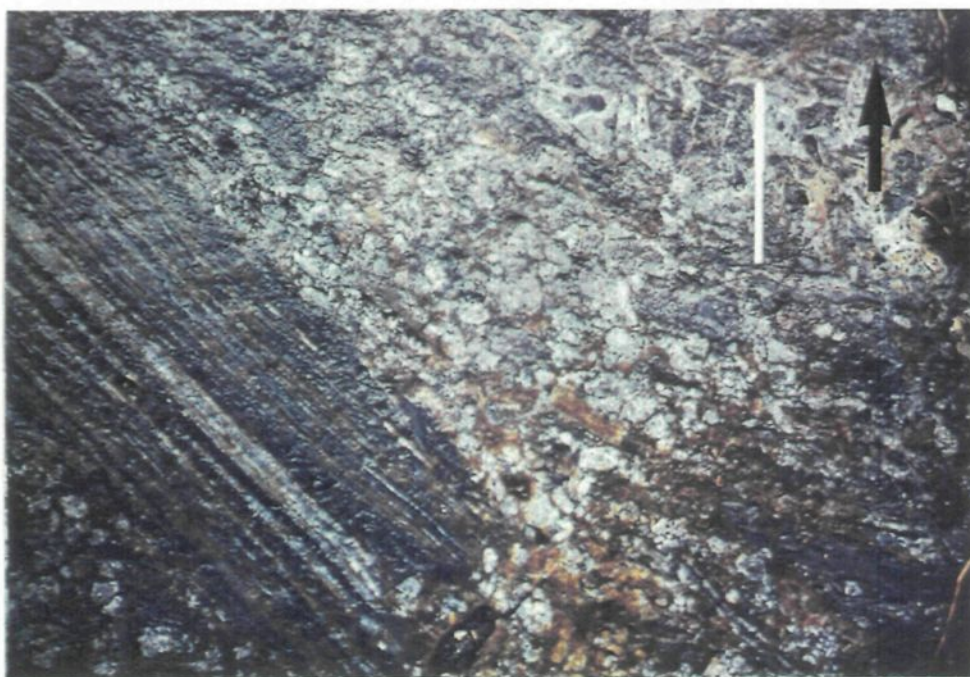
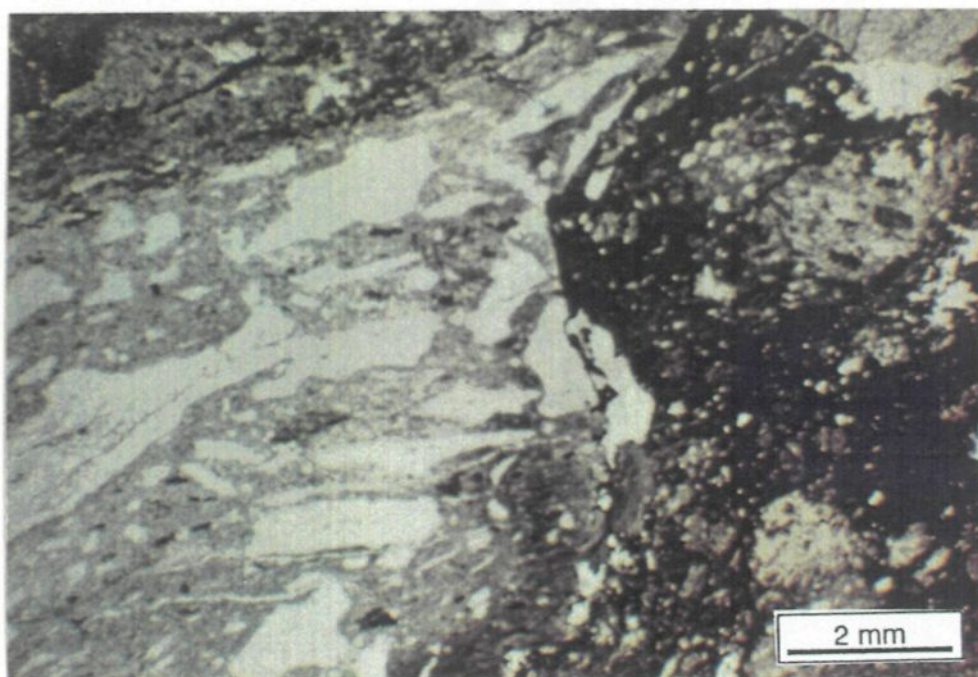


Figure 34. Photomicrographie d'un fragment de ponce dans la
coulée pyroclastique hétérolithique 3. Les
amygdales de quartz sont très aplaties.

Figure 35. Rhyodacite bréchique à fragments arrondis dont la
matrice a subi une chloritisation moyenne.



arrondis mais certains d'entre eux sont plus anguleux et semblent s'emboîter. La stratification et le tri ne sont pas développés. La matrice est de composition identique aux fragments mais elle a subi une chloritisation moyenne (figure 35).

4.4.7 Laves felsiques en partie bréchifiée

Ces coulées de lave felsique à phénocristaux de quartz (10% de 1 à 2 mm) présentent une bréchification progressive. La brèche est constituée de 70 à 90% de fragments de 10 x 3 cm en moyenne dans une matrice de même composition. En plusieurs endroits les fragments semblent s'emboîter pour reformer le casse-tête initial.

4.5 F-2-OUEST: INTERPRETATION

Les alternances de laves basaltiques coussinées et massives à phénocristaux de plagioclases recoupées par des dykes et filons-couches gabbroïques sont typiques de la Formation d'Obatogamau. Comme ces laves mafiques se retrouvent à la base comme au sommet de la coupe, il est évident que le milieu de mise en place pour les roches felsiques est également sub-aquatique. Les laves basaltiques massives subissent une fragmentation progressive qui se

traduit sur le terrain par une fracturation pénétrative à environ tous les décimètres. Ce phénomène se produit au sommet des coulées. La suite massif/zone fragmentaire dans une même coulée est continue et progressive. Ce ne sont pas des brèches de coulées basaltiques car il n'y a aucun matériel fin ou hyaloclastique. Cette bréchification peut être produite lors du refroidissement de la coulée alors que le centre était encore chaud.

La coulée pyroclastique la plus basse dans la stratigraphie (à 70 mètres sur la coupe) est difficilement interprétable due à l'intensité de la schistosité. Mais tout porte à penser que sa nature et son mode de mise en place sont similaires à ceux des trois autres coulées pyroclastiques.

Le tuf fin stratifié observé à la base des coulées pyroclastiques repose en concordance sur une brèche de coulée basaltique.

La première des trois coulées pyroclastiques hétérolithiques repose en concordance sur le tuf stratifié fin. Les trois coulées sont formées des mêmes types de fragments et de la même matrice. Elles sont hétérolithiques, les fragments lithiques sont anguleux à sub-arrondis et elles

contiennent des ponces. Ces coulées n'ont pas de stratification interne, elles ne sont pas granoclassées et les ponces ne sont pas soudées.

Les fragments sont de trois types. Les fragments de rhyodacites et de ponces sont des fragments essentiels, les fragments de basaltes sont de type accessoire et les fragments d'argilite noire sont des fragments accidentels. Ces trois coulées présentent toutes les caractéristiques des coulées de débris pyroclastiques. Ce type de dépôt a les caractéristiques énumérées précédemment. De plus, les fragments y sont allongés parallèlement à la stratigraphie et les contacts à la base sont non-érosifs, ainsi une coulée de débris très grossière peut reposer sur un tuf fin et le contact sera net (Fisher, 1984). Les brèches de coulée de F-2 sont identiques à celles observées au sommet de F-3 et seront expliquées plus en détail dans cette partie.

CHAPITRE V

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-3

CHAPITRE V

PETROGRAPHIE ET INTERPRETATION DE L'UNITE FELSIQUE F-3

5.1 INTRODUCTION

L'unité felsique F-3 située immédiatement à l'ouest du lac des Vents est caractérisée par la présence d'épaisses séquences de coulées rhyodacitiques massives et bréchiques (figure 36). Une section, recoupant la stratigraphie, a fait l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de ce mémoire.

5.2 F-3: DESCRIPTION

Les faciès rencontrés dans cette coupe sont de la base au sommet: une brèche de coulée felsique aphanitique, des coulées pyroclastiques litées et granoclassées, des coulées pyroclastiques à fragments anguleux et des laves felsiques à phénocristaux de feldspaths (massives et bréchiques) (figure 37).

5.2.1 Brèche de coulée felsique aphanitique

La brèche de coulée à la base de la coupe

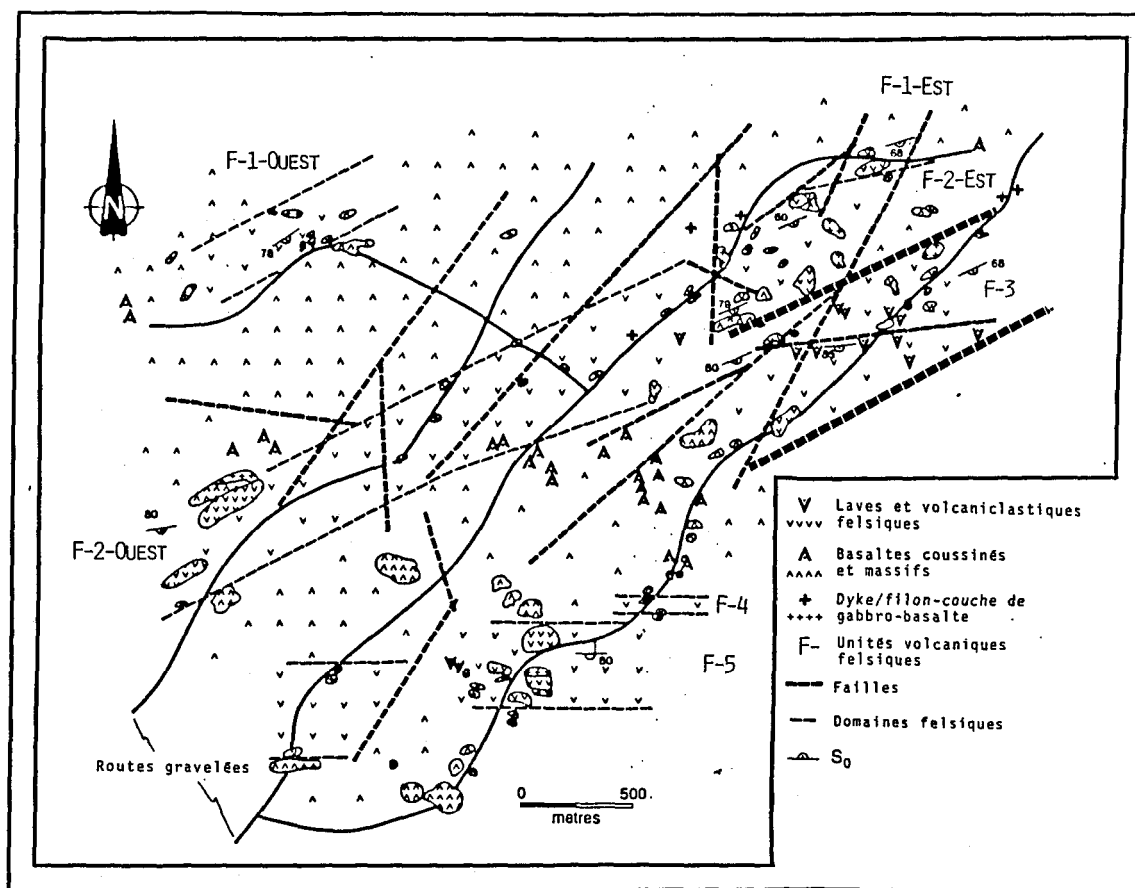


Figure 36. Localisation de l'unité felsique F-3.

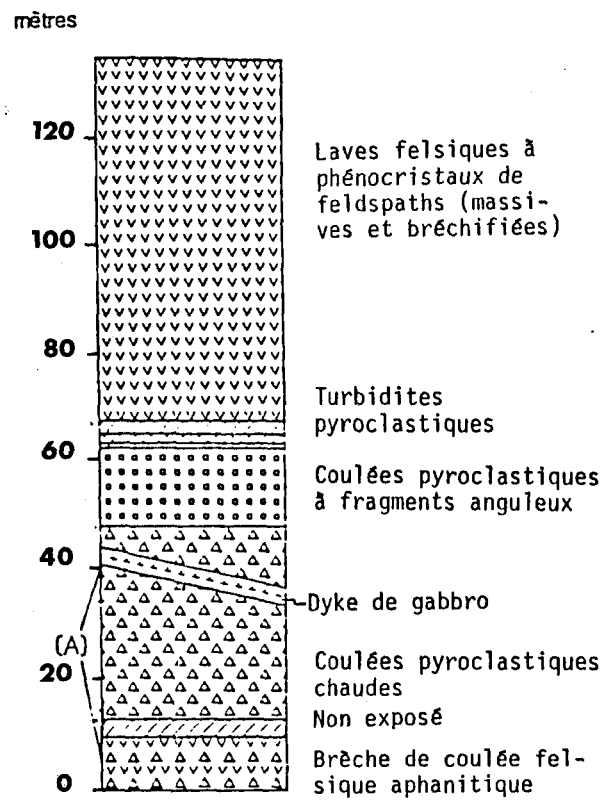


Figure 37. Colonne stratigraphique de F-3. La section A est agrandie à la figure 40.

stratigraphique est composée de 81% de fragments anguleux de 2 mm x 2 mm à 40 par 30 cm (moyenne de 10 x 7 cm). Ces fragments de rhyodacites sont à phénocristaux de feldspath (2% de plagioclases de 1 à 2 mm); la matrice est chloritisée et formée de fragments lithiques et de cristaux millimétriques.

Dans certains cas les fragments anguleux semblent s'emboîter parfaitement les uns et les autres. De plus certains des plus gros blocs ont subi une intense fragmentation car ils ont de nombreuses fractures en tout sens.

5.2.2 Coulées pyroclastiques litées et granoclassées

Du point de vue de la granulométrie et du type de contact, ces coulées pyroclastiques peuvent être divisées en deux (figure 40). De 11 à 16 mètres, les contacts entre les coulées sont érosifs à diffus et les fragments petits alors que la deuxième partie (16 à 35 mètres) est caractérisée par la présence de fragments décimétriques à bordures figées.

Dans la première partie, les lits individuels ont jusqu'à 2 mètres d'épaisseur et il y a alternance de séquences complètes et de séquences incomplètes à contacts

supérieurs érosifs. La séquence complète typique est formée de la base au sommet d'un lit grossier massif avec des fragments pouvant atteindre 4 x 3 cm, un lit granoclassé contenant des fragments variant de 3 cm à la base à 2 mm au sommet, un lit granoclassé et lité contenant des fragments de 0,2 à 1 cm et au sommet de la séquence des lits millimétriques riches en matériel fin (figure 38).

Cette séquence typique est rarement complète. Les contacts sont érosifs à diffus et en deux endroits des chenaux d'érosion sont observés (figure 39).

Dans la deuxième partie, un seul type de lit est présent. Il s'agit de lits granoclassés (figure 40). Mégascopiquement, les fragments dans ces lits sont de deux types. Le premier type est constitué de fragments de 0,5 à 3,5 cm (moyenne de 2 cm) parfaitement ronds et homogènes (figure 41). Ces fragments sont amygdalaires (2-4% d'amygdales de quartz de 1 mm et moins). Le deuxième type comporte des fragments de forme ovoïdale de 5 par 3 cm à 20 x 10 cm (moyenne de 10 x 6 cm) ayant des bordures finement grenues et ayant un relief positif. Ces fragments sont amygdalaires au centre et ont parfois une forme de poire étirée (figure 42). Au microscope, ces deux types de fragments se confondent et les bordures des gros fragments

Figure 38. Séquence quasi complète montrant un lit grossier massif (Gr Mas), un lit grossier granoclassé (GR Gr) et un lit fin granoclassé et stratifié (Fin).

Figure 39. Chenal d'érosion dans une coulée pyroclastique. Les lits sont indiqués à l'aide d'un pointillé.

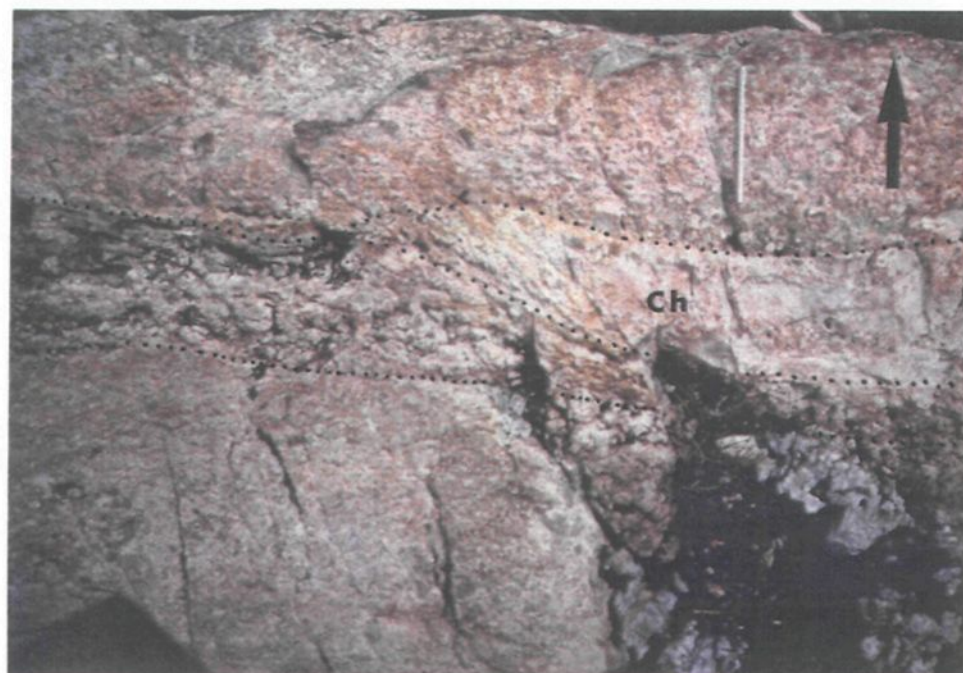
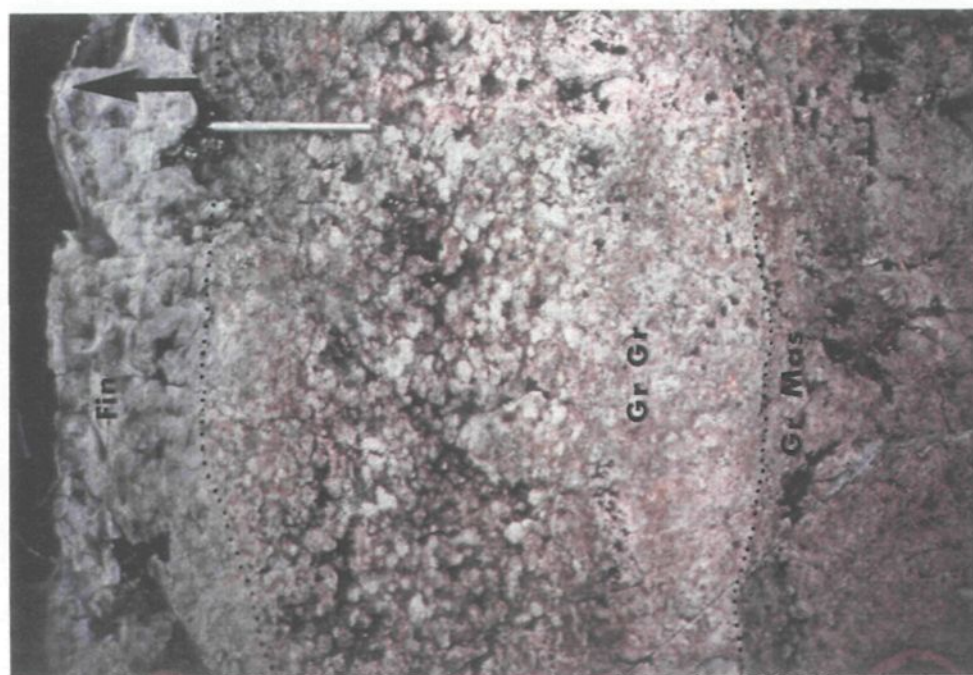


Figure 40. Colonnes stratigraphiques détaillées F-3.

UNITE F-3 : COLONNES STRATIGRAPHIQUES DETAILLEES DES COULEES PYROCLASTIQUES FELSIQUES

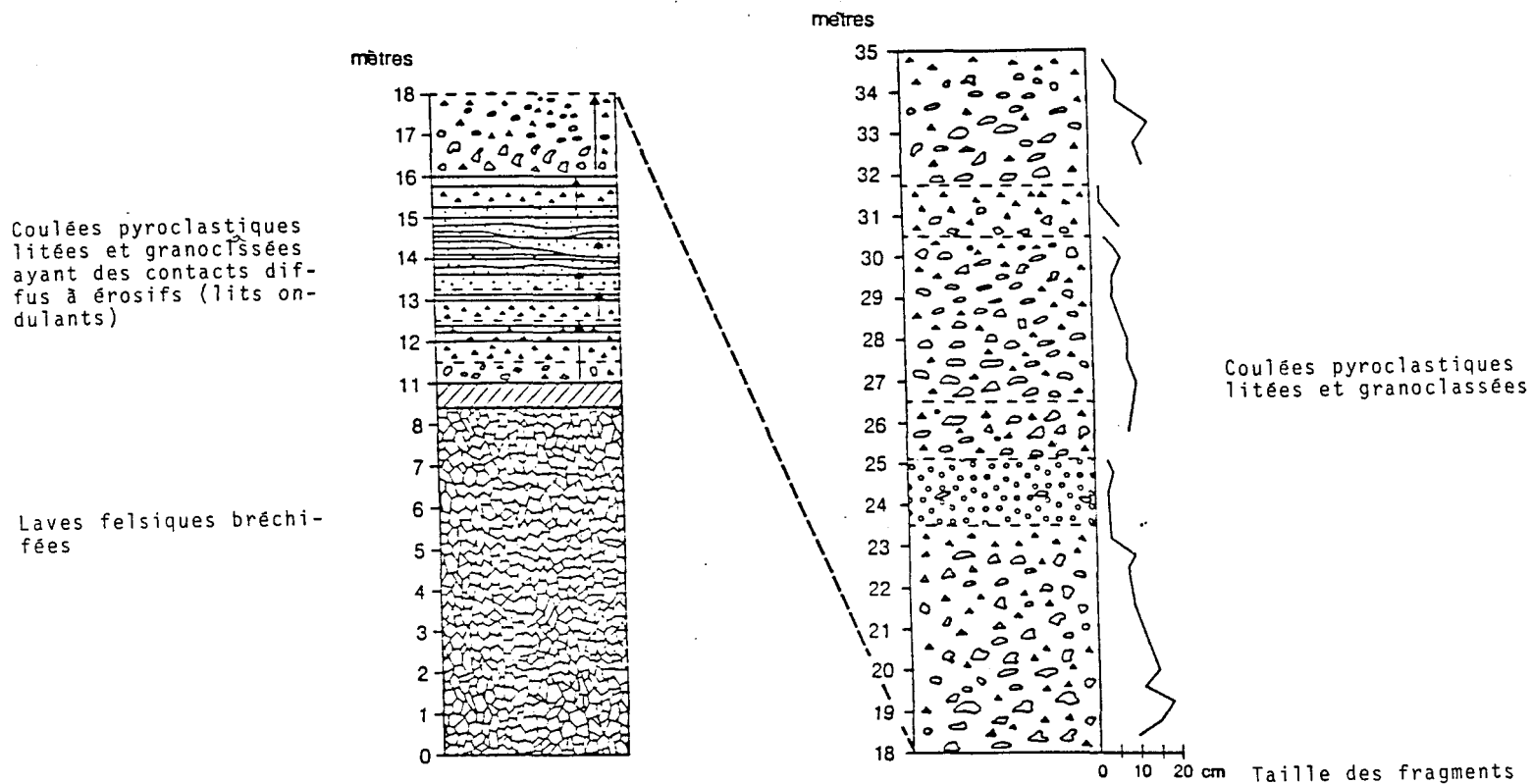


Figure 41. Lapillis sphériques dans la deuxième coulée
pyroclastique litée et granoclassée.

Figure 42. Blocs à bordures figées en forme de poire dans la
première coulée pyroclastique litée et
granoclassée.



sont très difficilement reconnaissables.

Six de ces lits grossiers granoclassés sont présents et le pourcentage de fragments avec des bordures de refroidissement varie de 5 à 30% alors que celui de petits fragments se situe entre 60 et 85%. Le pourcentage de matrice qui est formée de fragments inférieurs à 5 mm se situe toujours près de 10%. Le pourcentage de fragments à bordures est plus élevé à la base des coulées et la quantité de fragments ronds varie en sens inverse.

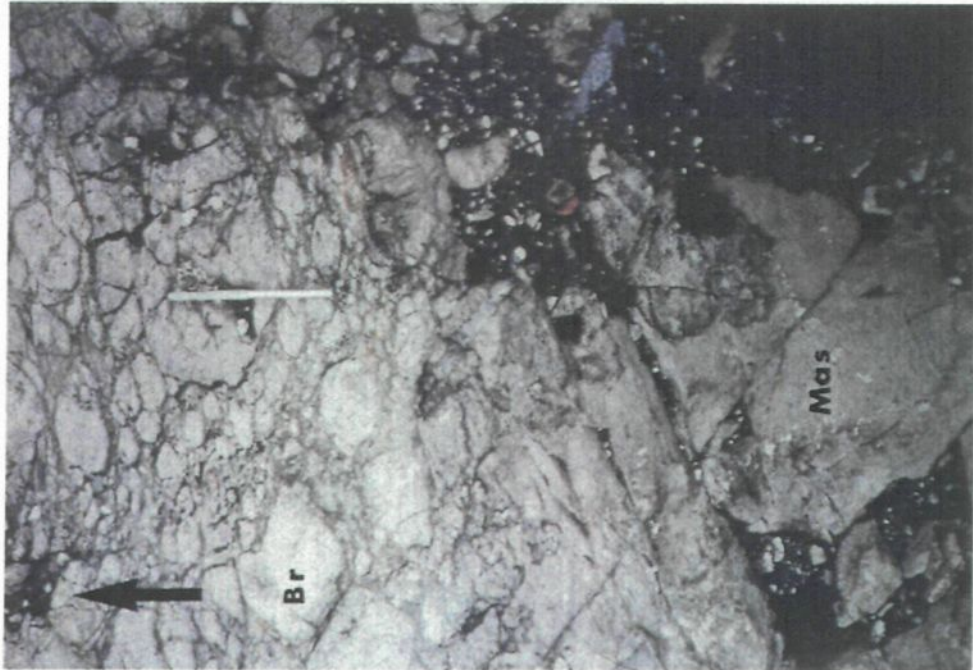
5.2.3 Coulées pyroclastiques à fragments anguleux

Ces coulées, qui affleurent de façon discontinue dans la partie étudiée de F-3, sont massives à granoclassées. Elles se composent de fragments rhyodacitiques aphyriques sub-anguleux à anguleux de 0,2 cm à 1,5 mètres (figure 43). Deux populations granulométriques sont présentes. La première population varie entre 0,2 et 1,5 cm et les fragments sont sub-anguleux alors que la taille des fragments anguleux de la deuxième population se situe entre 2 cm et 1,5 mètres. La première population agit comme matrice dans ces coulées.

L'épaisseur des lits varie de 2 cm à 3 mètres. Certains lits sont finement stratifiés et la stratification contourne

Figure 43. Coulées pyroclastiques à fragments anguleux.

Figure 44. Transition: coulée de rhyodacite massive
(Mas)/brèche de coulée (Br).



les gros fragments mais la presque totalité des lits sont massifs. Un granoclassement est observable dans la majorité de ces lits mais n'a pu être étudié en détail étant donné le manque de continuité de la zone affleurante.

5.2.4 Rhyodacites massives et bréchiques

Plusieurs coulées sont de ce type et elles renferment des faciès monotones: il y a alternance de rhyolite massive et bréchique. La rhyolite massive est porphyrique et elle renferme des phénocristaux de feldspaths. La brèche rencontrée est monolithique et de même composition. Les fragments vont d'anguleux à arrondis. Une séquence de bréchification typique peut être observée à partir de la coulée massive vers l'intérieur de la brèche. Au contact, les fragments sont anguleux et en s'éloignant de la coulée les fragments deviennent plus arrondis et le pourcentage de matrice augmente (figure 44).

La matrice est formée de fragments lithiques et de cristaux millimétriques. Son pourcentage varie de 2% entre les fragments anguleux à 22% dans les brèches à fragments arrondis. Le contact supérieur de la section F-3 n'affleure pas mais la distance entre les affleurements de rhyodacites et de basalte n'est que de 10 mètres.

5.3 F-3: INTERPRETATION

La nature monogénique, l'absence de granoclassement et l'aspect de casse-tête défait de la brèche de coulée suggèrent une bréchification autoclastique et ce même si la fragmentation d'une coulée massive n'est pas visible. Cette brèche est identique à celle retrouvée à la base de F-1-Est.

Les coulées pyroclastiques à contacts érosifs sont comparables aux dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines observés par Yamada (1984). Car à l'exception de la nature différente des fragments la séquence de faciès observés est comparable. Yamada (1984) observe de la base au sommet de ces dépôts: (a) un tuf grossier massif granoclassé; (b) un tuf grossier à laminations parallèles; (c) un tuf moyen à laminations parallèles; (d) un tuf fin à laminations parallèles et (e) un tuf massif très fin. Le tuf massif très fin au sommet peut être absent s'il a été arraché par un courant turbiditique subséquent.

La séquence observée sur F-3 est légèrement différente car la brèche pyroclastique à la base ne semble pas granoclassée. Il n'y a qu'un seul et épais lit grossier granoclassé et le tuf fin massif est absent. Par contre dans

la partie contenant des fragments à bordures figées un seul type de lit est présent. Il est composé de matériel grossier granoclassé à contacts diffus et correspond au tuf grossier massif et granoclassé de Yamada (1984).

Les lits granoclassés contenant des fragments à bordures figées tout comme la présence de basalte coussiné au sommet de F-3 suggèrent un environnement sous-marin.

Les coulées pyroclastiques à fragments anguleux sont monogéniques et stratifiées. Ce type de coulée pyroclastique pourrait être l'équivalent sous-marin des coulées de blocs et de cendres produites lors de l'effondrement d'un dôme. Les coulées pyroclastiques sont produites lors de l'effondrement explosif d'un dôme ou d'une coulée de lave en croissance (Wright et al., 1980). Ces dépôts de faible volume sont caractérisés par la présence de fragments anguleux souvent de grandes dimensions pouvant dépasser 5 mètres, par l'absence de vésicules et par le tri nul. Mais les brèches phréatiques peuvent présenter les mêmes caractéristiques (Easton et Johns, 1986). C'est donc l'un ou l'autre.

Au sommet de la colonne les alternances de rhyodacites massives et bréchiques sont typiques des brèches de friction formées par le mouvement de la coulée massive. De plus, il y

a une suite continue de la lave massive à la brèche à fragments sphériques. A noter l'absence de matériels hyaloclastiques comme observés dans les dômes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda (De Rosen-Spence, 1976).

CHAPITRE VI
DISCUSSION ET CONCLUSIONS

CHAPITRE VI

DISCUSSION ET CONCLUSION

6.1 Synthèse des observations

Les roches du centre felsique du lac des Vents sont de composition rhyodacitique et d'affinité calco-alkaline alors que les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau qui l'interstratifient sont tholéitiques. Le centre felsique peut être divisé en cinq unités felsiques distinctes. Seules les deux premières unités à la base du centre et une section dans la troisième font partie de cette étude.

La première unité (F-1) affleure à deux endroits. La partie est (F-1-Est) est caractérisée par, la présence de la base au sommet des coulées de laves felsiques massives avec une bréchification progressive où les fragments anguleux ont parfois un aspect de casse-tête défectueux. En concordance, se retrouvent sur ces laves des turbidites pyroclastiques au litage bien développé, granoclassés et où il y a une alternance de lits grenus décimétriques et de lamines fines millimétriques. Ce type de dépôt turbiditique est créé durant

une suspension turbulente de faible densité (Tassé et al. 1978). Et finalement, au sommet de la coupe il y a une coulée de débris pyroclastique non litée, non granoclassée et composée de matériel fin contenant 10% de fragments sub-arrondis de 3 cm et moins. Ce qui suggère un transport par coulée de masse laminaire (Fisher, 1984). De plus, les laves felsiques massives et bréchiques de la base sont traversées par un conduit de dégazage.

La zone d'affleurement de F-1-Ouest est composée de deux variantes d'un même type, soit: des coulées pyroclastiques à fragments de ponces et des coulées de même nature mais contenant des fragments lithiques. Les lits à grande concentration de fragments lithiques se composent de 25% de fragments lithiques à bordures figées de forme ovale, anguleux à sub-arrondis et de taille assez homogène (15 à 25cm), de 50% de ponces de forme amiboidale de 2mm à 10cm aplatis parallèlement à la stratification et de 25% de matrice de chlorite et carbonate. Les lits à faible concentration de fragments lithiques ne contiennent que 5% de ces fragments à bordure figée. Ces volcanoclastites sont composés de fragments directement liés à une éruption pyroclastique (phréato-magmatique ou magmatique).

L'unité F-2 affleure en deux endroits mais seule F-2-

Ouest offre une vaste zone d'affleurement. De la base au sommet la coupe F-2-Ouest est occupée par des basaltes massifs et coussinés, une coulée pyroclastique, du basalte massif, trois coulées pyroclastiques et une rhyodacite bréchique et massive. Ces diverses unités sont traversées par des dykes et filons-couches mafiques et par de rares dykes rhyodacitiques. La première coulée pyroclastique est traversée par une zone de cisaillement qui oblitère les structures primaires. Les alternances basalte massif, bréchique et coussiné sont typiques de la Formation d'Obatogamau. Les trois coulées pyroclastiques hétérolithiques reposent en concordance sur des sédiments fins qui eux-mêmes sont concordants avec la brèche de coulée basaltique sous-jacente. Les trois coulées pyroclastiques sont formées des mêmes types de fragments (fragments essentiels de ponces et rhyodacites, fragments accessoires de basaltes et fragments accidentels d'argilite noire) dans des proportions différentes. Elles sont donc hétérolithiques, les fragments lithiques sont anguleux à sub-arrondis et elles contiennent des ponces. Ces coulées n'ont pas de stratification interne et les contacts entre elles sont transitionnels. Ces trois coulées présentent toutes les caractéristiques des coulées de débris pyroclastiques. De plus, les fragments y sont allongés parallèlement à la stratigraphie et les contacts à la base sont non-érosifs. Ainsi, une coulée de débris très grossière

peut reposer sur un tuf fin et le contact sera net (Fisher, 1984). Une brèche de coulée rhyodacitique est observée au sommet de ces coulées pyroclastiques.

De la base au sommet l'unité F-3 est caractérisée par la présence de brèche de coulée felsique, de coulées pyroclastiques litées et granoclassées, des coulées pyroclastiques à fragments anguleux et des laves felsiques à phénocristaux de feldspaths (massives et bréchiques). La brèche de coulée felsique observée à la base de la coupe est identique à celle retrouvée dans l'unité F-1-Est. Les coulées pyroclastiques litées et granoclassées sont comparables aux dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines (Yamada, 1984). La séquence complète typique est formée de la base au sommet d'un lit grossier massif avec des fragments pouvant atteindre 4x3cm, un lit granoclassé contenant des fragments variant de 3cm à la base à 2mm au sommet, un lit granoclassé et lité contenant des fragments de 0.2 à 1cm et au sommet de la séquence des lits millimétriques riches en matériel fin. Les contacts sont érosifs à diffus et des chenaux d'érosion sont observés. Les coulées pyroclastiques à fragments anguleux sont monogéniques, stratifiées et contiennent des fragments anguleux de plusieurs décimètres. Ce type de coulée pyroclastique pourrait être l'équivalent sous-marin des coulées de blocs et de cendres produites lors de

l'effondrement d'un dôme (Wright et al., 1980). Au sommet de la coupe les alternances de rhyodacites massives et bréchiques sont typiques des brèches autoclastiques formées par le mouvement de la coulée massive.

6.2 Environnement du dépôt

La géochimie des rhyodacites est très différente de celle des laves basaltiques. Les rhyodacites sont d'affinité calco-alcaline alors que le basalte est tholéïitique. Ce qui suggère des évolutions différentes pour les deux séquences de roches. Mais une étude plus approfondie serait nécessaire pour identifier la source de ces magmas et caractériser leur évolution.

La présence de coulées de basaltes coussinés entre les unités felsiques suggère une mise en place en milieu sous-marin. Ce qui est confirmé par la présence de turbidites. De plus, la présence de sédiments pélagiques (argilites) ainsi que l'absence de structures générées par les vagues suggèrent une mise en place à grande profondeur (supérieure à 200 mètres). Les faciès rencontrés dans les unités felsiques F-1, F-2 et F-3 peuvent donc être interprétées comme des produits d'éruption en milieu sous-marin profond.

Plusieurs indices semblent indiquer une mise en place des coulées pyroclastiques lors d'éruptions. Ainsi la présence de fragments lithiques avec bordure de refroidissement, de ponces et de fragments lithiques vésiculaires suggèrent des éruptions magmatiques et ou phréatomagmatiques. Par contre, les dépôts pyroclastiques avec des fragments hétérolithiques de l'unité F-3 sont probablement les dépôts remobilisés. Les ponces dans les dépôts reflètent une éruption magmatique et/ou phréatomagmatique.

La proximité de la source peut être difficilement déduite étant donné la faible quantité de coupes stratigraphiques étudiées en détail et la relative proximité de ces coupes entre elles. Mais certains faciès sont plus proximaux. Ainsi la grande quantité de laves rhyodacitiques massives et bréchiques au sommet de l'unité F-3 est caractéristique d'un faciès volcanique central situé de 0,5 à 2 km de la source (Williams et McBirney, 1979). De plus, l'unité F-3 a subi par endroit une altération hydrothermale importante (chloritisation) et elle contient des retombées stratifiées à fragments anguleux, ces deux phénomènes sont également typiques d'un faciès central. Mais tous les autres faciès rencontrés sont proximaux car les coulées de rhyodacites massives à bréchiques sont toujours présentes et

occupent un volume d'affleurement important. Les données acquises ne permettent cependant pas de définir le nombre de sources.

6.3 Evolution de la partie basale du centre felsique du lac des Vents

Un modèle particulier est proposé pour expliquer la mise en place des unités du centre felsique du lac des Vents. Ce modèle peut être inclus dans le modèle général développé par Mueller et al. (1989) pour le segment Caopatina de la zone interne (Figure 45). Dans le modèle général les phases paléogéographiques suivantes ont pu se produire. Il y a développement d'une plaine basaltique (la Formation d'Obatogamau) et plus ou moins contemporanément l'émergence d'îles volcaniques. Le centre felsique du lac des Vents en est un exemple. Ces deux phases ont été suivies d'un soulèvement de l'érosion partielle des îles et du développement d'un bassin sédimentaire.

Trois phases principales sont nécessaires à la formation des faciès observés dans les unités felsiques du centre volcanique du lac des vents soit (Figure 46): (1) dans un premier temps il y a déposition des sédiments profonds tels les argillites et les turbidites épicrolastiques, (2) la lave

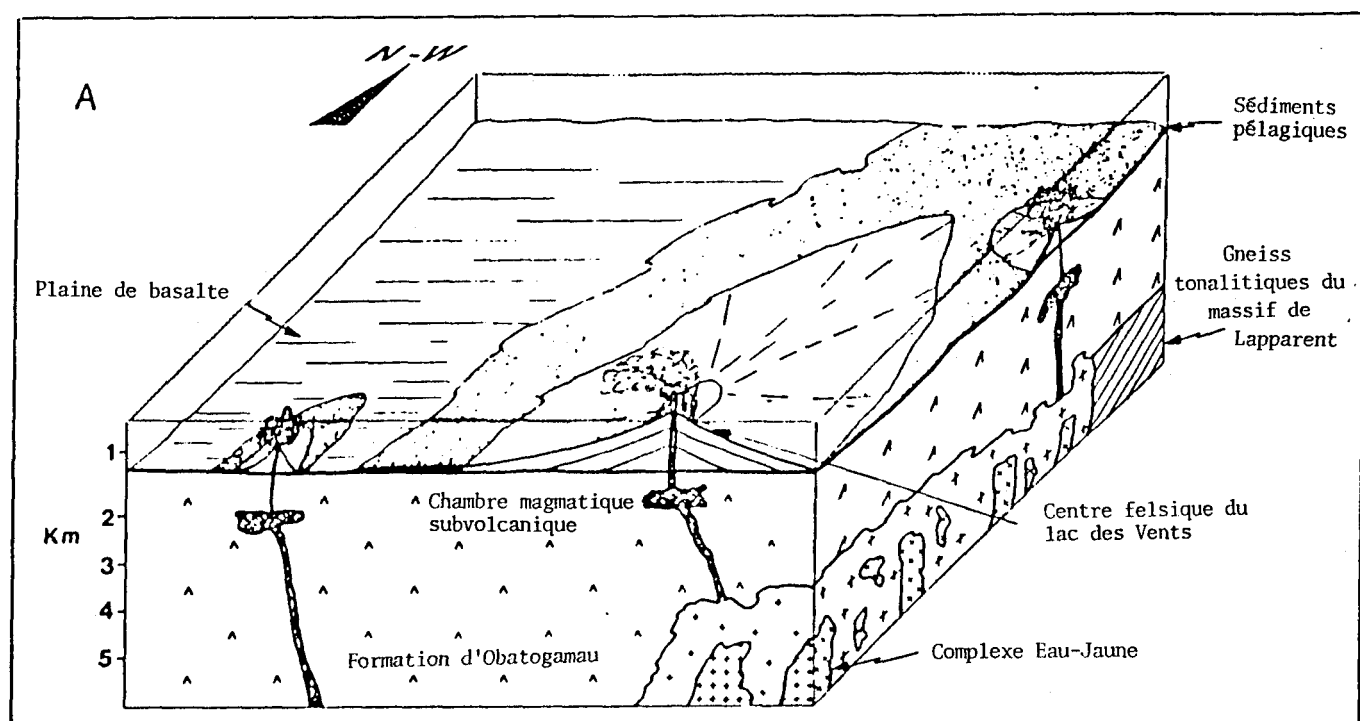


Figure 45. Reconstruction paléogéographique du segment sud Caopatina, secteur du lac des Vents (tirée de Mueller et al., 1989).

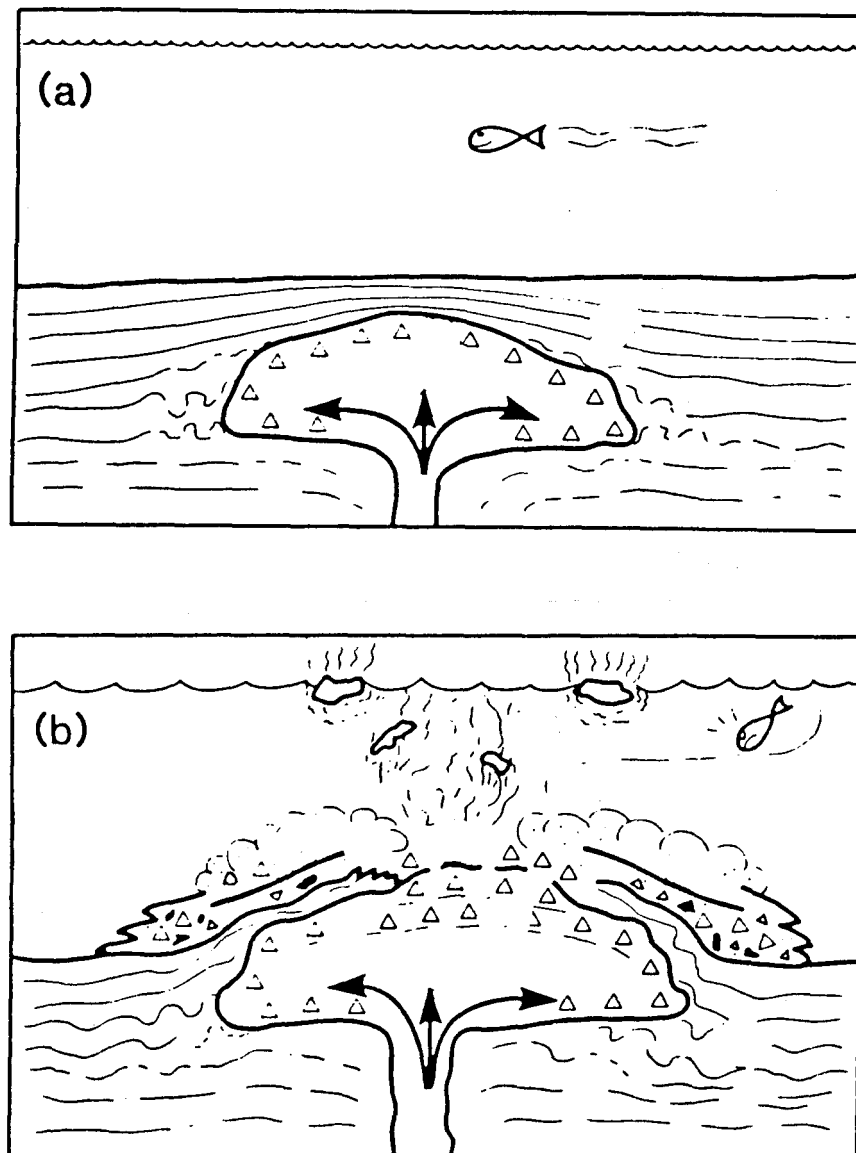


Figure 46. Reconstruction de la mise en place des unités à la base du centre felsique du lac des Vents: a. Intrusion de lave felsique dans les sédiments non consolidés. b. Eruptions dues à l'interaction lave/eau de mer avec incorporation de fragments de sédiments dans certaines coulées pyroclastiques (modifié d'après Cas et al., 1990).

rhyodacitique monte par des fractures synvolcaniques près de l'interface sédiments/eau de mer où elles forment des dômes, (3) ces dômes de lave rhyodacitique entrent en contact avec les sédiments saturés en eau et c'est alors qu'il y a explosion. Des éruptions magmatiques et phréato-magmatiques sont produites. Des fragments de sédiments peuvent être incorporés aux coulées de débris pyroclastiques dues à ces éruptions. Les éruptions phréatiques sont dues à l'infiltration de l'eau de mer dans la rhyodacite encore chaude. Les coulées de laves massives et coussinées sont produites contemporanément grâce à l'apport continu de magma rhyodacitique. Les volcanismes felsiques et mafiques se font contemporanément ce qui explique l'alternance d'unités rhyodacitiques et d'unités basaltiques.

6.4 Conclusion générale

Les faits géologiques et les deux modèles développés pour expliquer la mise en place du centre felsique du lac des vents diffèrent des observations et des modèles proposés pour d'autres ceintures de roches vertes archéennes. Les différences les plus importantes étant: (1) l'émergence du volcanisme, (2) la déposition de sédiments contemporains au volcanisme et (3) le faible volume de roches volcaniques felsiques par rapport à la mer de laves basaltiques. Ces

différences sont dûes à des processus paléogéographiques différents.

Les buts de cette étude étaient de décrire et interpréter les faciès volcaniques du centre felsique du lac des vents et d'en caractériser la géochimie. L'étude de la volcanologie physique du centre felsique a permis de trouver les processus responsables de la formation des différentes unités et un modèle particulier a été développé. Une étude géochimique plus approfondie serait nécessaire pour établir le processus de formation du magma rhyodacitique.

Cette étude a quand même démontré qu'il est possible de faire des études de faciès de roches pyroclastiques dans les ceintures de roches vertes archéennes lorsque le taux de déformation est bas. Les pyroclastites felsiques archéennes peuvent même être comparées à leurs équivalents modernes lorsque les processus de formation se ressemblent.

REFERENCES

- Allard, G.O., Caty, J.L., et Gobeil, A. 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. Dans Evolution of Archean supracrustal sequences. Edité par: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, et W. Weber. Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 55-63.
- Allard, G.O., et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region. Dans Chibougamau-Stratigraphy and mineralization. Edité par: J. Guha et E.H. Chown. CIM Special Volume 34, p. 5-19.
- Cas, R.A.F., Allen, R.L., Bull, S.W., Clifford, B.A., et Wright J.V. 1990. Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. Bulletin of Volcanology, 52:159-174.
- Chown, E.H., et Mueller, W. Sous presse. Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an archean greenstone belt. Dans Proceeding of the 7th International Basement Tectonic Symposium. Edité par: R. Mason.

Daigneault, R., et Allard, G.O. 1984. Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Dans Chibougamau-Stratigraphy and mineralization. Edité par: J. Guha et E.H. Chown. CIM Special Volume 34, p.212-228.

De Rosen-Spence, A.F. 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, Université de Toronto, Toronto (Ontario).

Deland, A.N. 1953. Preliminary report on Surprise Lake Area, Quebec. Ministère des Mines, Québec, PR-292.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphic and paleogeographic model. Journal canadien des sciences de la Terre, 19:1729-1758.

Easton, R. M., et Johns, G.W. 1986. Volcanology and mineral exploration: the application of physical volcanology and facies studies. Dans Volcanology and mineral deposits. Edité par: J. Wood et H. Wallace. Ontario Geological

Survey, Miscellaneous Paper 129, p.2-40.

Fisher, R.V. 1984. Submarine volcanoclastic rocks. Dans Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Edité par: B.P. Kokelaar et M.F. Howells. The Geological Society, Special Publication 16, p.5-27.

Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Science Reviews, 1:287-298.

Gélinas, L., Brooks, C., Perreault, G., Carignan, J., Trudel, P., et Grasso, F. 1977. Chemostratigraphic division within the Abitibi volcanic belt. Rouyn-Noranda district, Quebec. Dans Volcanic Regimes in Canada. Edité par: W.R.A. Baragar, L. C. Coleman et J. M. Hall. The Geological Association of Canada Special Paper 16, p. 265-295.

Gélinas, L., Trudel, P., et Hubert, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. Journal canadien des sciences de la terre, 21: 220-231.

Gélinas, L., Trudel, P., et Ludden, J. 1982. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi

- Greenstone Belt, Quebec. 1 Mobility of the major elements. *Journal canadien des sciences de la terre*, 19: 2258-2275.
- Goodwin, A.M., et Ridler, R.H. 1970. The Abitibi Orogenic belt. Dans *Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield*. Edité par: A.J. Baer. Geological Survey of Canada, Special Paper 70-40, p. 4-30.
- Lauzière, K., Chown, E.H., Mueller, W., et Tait, L. 1989. Géologie du secteur des Lacs des Vents, Surprise et Caopatina. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB89-40.
- Lyall, H.B. 1953. Preliminary report on Brongniart-Lescure Area, Quebec. Ministère des Mines, Québec, PR-285.
- Mueller, W., Potvin, R., et Chown, E.H. Sous presse. Archean subaqueous pyroclastic flows erupted at depth: the Lac des Vents complex, northern Abitibi belt, Quebec, Canada. *Sedimentary Geology*.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L., et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of*

Geology, 97:339-420.

Sharma, K.N.M., Gobeil, A., et Mueller, W. 1987. Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB 87-16.

Tait, L., Pilote, P., et Chown, E.H. 1987. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune, District de Chibougamau, Rapport intérimaire. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB87-24.

Tassé, N., Lajoie, J., et Dimroth, E. 1978. The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. Journal canadien des sciences de la Terre, 15:874-888.

Wright, J.V., Smith, A.L., et Self, S. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8:315-336.

Yamada, E. 1984. Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. Dans Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Edité par: B.P. Kokelaar et M.F. Howells. The geological Society,

Special Publication 16, p.29-35.

APPENDICE I
ANALYSES GEOCHIMIQUES

ANALYSES DES RHYODACITES

EN % MOLECULAIRE

NORME CIPW

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	66.97	64.53	61.75	64.34	59.80	59.23	58.35	65.74
TiO2	0.11	0.09	0.27	0.24	0.65	0.30	0.29	0.16
Al2O3	16.12	17.54	16.26	15.19	15.37	16.83	15.13	15.67
Fe2O3	0.07	0.16	0.27	0.38	0.70	0.20	0.64	0.19
FEO	0.60	1.35	2.26	3.15	5.76	1.67	5.28	1.61
MNO	0.02	0.02	0.10	0.12	0.19	0.35	0.15	0.03
MGO	1.05	1.03	1.83	1.34	4.13	1.97	4.59	2.01
CAO	2.41	2.43	5.85	5.87	10.08	3.34	5.22	2.64
NA2O	12.12	11.38	7.77	6.65	2.12	11.34	9.96	10.33
K2O	0.32	1.46	3.40	2.62	0.96	4.62	0.12	1.36
H2O+								
H2O-								
P2O5	0.20	0.01	0.24	0.10	0.25	0.14	0.26	0.25
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ap	0.57	0.02	0.67	0.28	0.73	0.40	0.80	0.73
Il	0.32	0.27	0.74	0.66	1.81	0.85	0.86	0.46
Mt	0.16	0.35	0.58	0.80	1.49	0.43	1.45	0.42
Or	1.67	7.57	17.15	13.20	4.93	23.80	0.65	7.08
Ab	58.58	55.64	36.93	31.59	10.23	55.01	50.90	50.56
An	9.41	12.22	12.83	14.92	31.51	2.23	13.71	10.33
Di	1.05	0.26	12.25	11.30	14.97	11.61	10.20	1.02
Hy	1.45	2.32	0.92	1.44	5.88	0.98	8.07	3.51
Ol								
Q	26.81	21.35	17.94	25.81	28.46	4.68	13.36	25.88
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
A	80.89	73.37	60.61	51.16	14.73	72.38	33.60	64.24
M	8.79	7.24	11.17	8.42	22.13	10.07	19.77	13.54
F	10.32	19.40	28.22	40.43	63.15	17.55	46.63	22.22
Q	56.12	54.94	54.53	56.50	57.28	50.96	53.21	56.06
M	1.55	1.76	7.64	7.50	13.90	7.52	11.32	2.88
L	42.33	43.31	37.83	36.00	28.82	41.52	35.47	41.05

ANALYSES DES RHYODACITES

EN % MOLECULAIRE

NORME CIPW

	9	10	11	12	13	14
SiO2	65.15	60.27	75.06	66.49	66.76	62.72
TiO2	0.13	0.34	0.31	0.11	0.12	0.31
Al2O3	17.19	17.56	11.07	16.75	16.05	16.45
Fe2O3	0.11	0.17	0.34	0.12	0.12	0.45
FeO	0.87	1.39	2.85	0.95	0.96	3.72
MnO	0.02	0.12	0.11	0.01	0.02	0.05
MgO	0.73	6.73	1.29	1.12	0.69	2.52
CaO	2.33	9.03	4.42	3.10	2.76	4.19
Na2O	11.38	3.43	2.77	9.88	11.18	8.34
K2O	1.90	0.67	1.53	1.47	1.33	1.02
H2O+						
H2O-						
P2O5	0.19	0.29	0.25	0.01	0.01	0.22
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ap	0.56	0.85	0.71	0.02	0.02	0.65
Il	0.36	0.96	0.84	0.30	0.34	0.89
Mt	0.23	0.36	0.71	0.24	0.25	0.99
Or	9.76	3.44	7.59	7.52	6.77	5.42
Ab	55.18	16.68	12.95	47.51	53.48	41.57
An	10.05	34.69	16.82	13.79	8.99	18.73
Di	0.25	8.16	2.47	1.65	4.14	1.24
Hy	1.49	7.11	3.14	1.67	0.53	5.94
Ol						
Q	22.13	27.74	54.78	27.30	25.48	24.57
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
A	81.28	26.30	35.44	75.20	79.24	42.86
M	5.44	51.83	11.73	9.07	5.36	14.21
F	13.28	21.86	52.83	15.73	15.40	42.94
Q	55.06	57.20	62.79	56.28	55.99	55.83
M	1.33	8.70	3.97	1.99	2.67	5.16
L	43.61	34.10	33.24	41.73	41.34	39.01

ANALYSES DES BASALTES

EN % MOLECULAIRE

NORME CIPW

	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	47.75	48.42	51.56	46.59	46.79	48.78	46.62	47.94
TiO2	0.63	0.81	0.61	0.95	0.76	0.57	0.49	0.86
Al2O3	15.32	17.20	20.10	15.96	15.82	19.88	17.29	15.39
Fe2O3	1.19	0.95	0.71	1.41	1.15	0.91	0.93	1.10
FeO	9.80	7.84	5.91	11.67	9.53	7.55	7.71	9.11
MnO	0.18	0.20	0.15	0.20	0.22	0.36	0.15	0.19
MgO	10.12	8.36	4.94	9.67	10.96	6.72	12.33	9.96
CaO	10.49	12.40	8.58	9.48	9.87	11.64	10.25	10.41
Na2O	4.05	3.38	6.58	3.52	4.38	3.18	4.04	4.67
K2O	0.38	0.15	0.50	0.38	0.17	0.21	0.07	0.33
H2O+								
H2O-								
P2O5	0.09	0.28	0.37	0.17	0.34	0.22	0.12	0.04
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ap	0.28	0.86	1.12	0.56	1.07	0.67	0.38	0.13
Il	1.95	2.40	1.81	3.05	2.35	1.70	1.48	2.61
Mt	2.80	2.15	1.63	3.45	2.72	2.09	2.17	2.55
Or	2.18	0.84	2.74	2.22	0.95	1.14	0.41	1.82
Ab	21.65	17.26	33.86	19.41	23.32	16.47	21.27	24.46
An	30.82	37.08	35.57	35.29	31.83	45.35	36.78	28.83
Di	23.37	23.29	6.67	15.45	17.53	13.92	16.44	24.13
Hy	16.13	11.50	9.75	19.81	16.00	12.11	15.23	13.86
Ol	0.81			0.76	4.24		5.82	1.61
Q		4.62	6.85			6.55		
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
A	10.56	10.20	24.87	8.58	10.47	10.79	10.20	12.20
M	29.98	30.72	21.79	26.32	32.19	27.01	39.37	30.54
F	59.46	59.07	53.34	65.11	57.34	62.19	50.44	57.25
Q	48.57	50.08	51.05	48.02	48.74	50.88	49.25	48.48
M	24.91	22.05	11.63	24.53	24.33	16.85	22.90	24.98
L	26.53	27.87	37.32	27.45	26.93	32.28	27.85	26.54