

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

EXIGENCE PARTIELLE DE LA MAITRISE

EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

KATHIA CARON

B.Sc.

**ÉTUDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DE LA ZONE DE TRANSITION
SOMMITALE DU GROUPE DE HUNTER MINE ET DE LA PARTIE BASALE
DU GROUPE DE STOUGHTON-ROQUEMAURE, ABITIBI, QUÉBEC.**

Novembre 2000



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Le Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Stoughton-Roquemaure sont situés dans la zone volcanique Nord de la ceinture archéenne de roches vertes de l'Abitibi. De plus, le Groupe de Hunter Mine a été formé lors du premier cycle volcanique et le Groupe de Stoughton-Roquemaure lors du deuxième cycle volcanique de cette ceinture. Le but de ce mémoire était de déterminer, de décrire et d'interpréter les différentes unités volcaniques de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et ceux de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure afin de faire une reconstitution paléogéographique de ces groupes.

La zone de transition du Groupe de Hunter Mine est constituée, à sa base, de dykes ou filons-couches felsiques et mafiques, de coulées de laves felsiques massives et bréchiques (faciès proximal), d'hyaloclastites felsiques, de coulées de basaltes tholéitiques massives, coussinées et/ou bréchiques, de brèches hétérolithiques, de formations de fer rubanées (chert/magnétite, jaspe/magnétite) et de tufs turbiditiques composés d'un faciès de tuf à lapilli fin ($R_2, S_2, R_2/S_3, S_3$), d'un faciès de tuf grossier ($S_2, Ta, Tab, Tb, Tac, Tad, Tae, Tbc, Tcd$) et d'un faciès de tuf fin (Td, Te). La partie centrale de la zone de transition est caractérisée par un volume moins important de laves felsiques et mafiques et d'une augmentation des dépôts pyroclastiques. De plus, l'augmentation des coulées de laves mafiques vers le sommet du Groupe de Hunter Mine a été constatée. Le sommet de la zone de transition est formé de laves felsiques à phénocristaux de feldspath (PF), ou à phénocristaux de quartz et de feldspath ($PQF_1, PQF_2, PQF_3, PQF?$) ainsi que des dépôts de sulfures volcanogènes. L'assemblage volcanique du Groupe de Hunter Mine a, par la suite, été recouvert par des coulées de basaltes et de basaltes komatiitiques massives et/ou coussinées. Celles-ci représentent la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure.

L'association d'éruptions effusives (laves) et explosives (dépôts pyroclastiques) suggère que le volcanisme, de la zone de transition, soit composite. De plus, la combinaison de dépôts felsiques et mafiques ainsi que l'augmentation de coulées mafiques vers le sommet du Groupe de Hunter Mine sous-entend que le volcanisme est bimodal inverse. L'interdigitation des coulées de basaltes tholéitiques coussinées, des formations de fer rubanées et des sulfures volcanogènes avec les laves felsiques et les dépôts pyroclastiques indique que l'édifice volcanique de Hunter Mine et ses éruptions étaient sous-marines.

La zone de transition du Groupe de Hunter Mine a été formée en deux épisodes d'éruption volcanique. Chacun d'eux est composé d'une période effusive et d'une période explosive phréatomagmatique. Le stade effusif est plus important dans le premier épisode volcanique contrairement au stade explosif qui est plus considérable pendant le deuxième épisode volcanique. Lors de l'arrêt momentané du premier épisode volcanique il y a eu création de formations de fer rubanées de type pélagique ou de type Algoma appartenant au faciès oxydé et le deuxième arrêt se caractérise premièrement par le dépôt de

formations de fer rubanées de type pélagique ou de type Algoma du faciès carbonaté et deuxièmement par la précipitation de sulfures volcanogène de type Matabi. Le dernier arrêt du volcanisme indique la fin du Complexe volcanique de Hunter Mine. Les dépôts de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure sont le produit dérivé des plumes ou panache mantelliques. Les faciès coussinés des laves indiquent que le Complexe volcanique de Stoughton-Roquemaure s'est formé dans un milieu sous-marin.

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier ma famille pour leur soutien moral au cours de ce projet de maîtrise. Il est également important de souligner le soutien financier de Noranda Exploration sans quoi ce projet n'aurait put être réalisé. De plus, il m'aurait été impossible de mettre à terme ce mémoire sans la confiance, la patience et l'intérêt porté à ce projet de mon directeur de recherche, M. Wulf Mueller (UQAC). Il me doit également de remercier M. Réal Daigneault (UQAC) et M. Edward Chown (UQAC) pour leur aide, leur encouragement et leurs lectures critiques qui ont été très utile tout au long de la maîtrise ainsi que M. Pierre Cousineau (UQAC) pour son aide, M. Jean Gouthier (MRN) pour ces discussions sur le terrain, M. Pierre Doucet (MRN) pour ses encouragements et ces lectures critiques et finalement toutes les personnes du MRN qui mon beaucoup aider par leurs encouragements et leur soutien (M. Martin Simard, M. Rémi Morin, M. Abdelali Moukhsil, M. Sylvain Lacroix et plusieurs autres).

TABLE DES MATIÈRES

	Page
RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES PLANCHES	x
LISTE DES ANNEXES	xiii
CHAPITRE I : INTRODUCTION	1
1.1 - Problématique	1
1.1.1 - Introduction	1
1.1.2 - Analogues modernes et caractéristiques générales	2
1.1.3 - Objectifs	3
1.2 - Méthodologie	5
1.2.1 - Cartographie régionale et détaillée	5
1.2.2 - Analyse des faciès volcano-sédimentaires, stratigraphique et pétrographiques	6
CHAPITRE II : GÉOLOGIE ET NOMENCLATURE	8
2.1 - Introduction	8
2.2 - Géologie régionale	8
2.3 - Géologie locale	12
2.3.1 - Groupe de Hunter Mine	13
2.3.2 - Groupe de Stoughton-Roquemaure	16
2.4 - Volcanologie physique	17
2.4.1 - Introduction	17
2.4.2 - Environnements tectoniques des volcans	18
2.4.3 - Classification des éruptions volcaniques	19
2.4.4 - Facteurs affectant la morphologie des laves	20
2.4.4.1 - Taux d'effusion	23
2.4.4.2 - La température	23
2.4.4.3 - La viscosité	24

2.4.4.4 - Interprétation des faciès et leur relation spatiale	25
2.4.5 - Terminologie des roches volcanoclastiques	28
2.4.5.1 - Types et caractères des roches volcanoclastiques	28
2.4.5.2 - Critères d'identification des dépôts pyroclastiques	31
2.4.5.3 - Les types de dépôts pyroclastiques	32
2.4.5.3.1 - Introduction	32
2.4.5.3.2 - Les dépôts de déferlantes pyroclastiques	33
2.4.5.3.3 - Les coulées pyroclastiques	36
2.4.5.3.4 - Les retombées pyroclastiques	42
 CHAPITRE III : DESCRIPTION DES UNITÉES DE LA ZONE DE TRANSITION DU GROUPE DE HUNTER MINE	 44
3.1 - Introduction	44
3.2 - La zone de transition du Groupe de Hunter Mine	44
3.2.1 - Généralités	44
3.2.2 - Brèches hétérolithiques du Groupe de Hunter Mine	45
3.2.2.1 - Description des brèches hétérolithiques	45
3.2.2.2 - Interprétation des brèches hétérolithiques	52
3.2.3 - Les formations de fer rubanées	53
3.2.3.1 - Description des formations de fer rubanées	53
3.2.3.2 - Interprétation des formations de fer rubanées	57
3.2.4 - Le dépôt de tuf turbiditique	60
3.2.4.1 - Introduction	60
3.2.4.2 - Description des faciès sédimentaires	62
3.2.4.2.2 - Introduction	62
3.2.4.2.2 - Description du faciès de tuf à lapilli fin (TLF)	62
3.2.4.2.3 - Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf à lapilli fin (TLF)	65
3.2.4.2.4 - Description du faciès de tuf grossier (TG)	69
3.2.4.2.5 - Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf grossier (TG)	72
3.2.4.2.6 - Description du faciès de tuf fin (TF).	78
3.2.4.2.7 - Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf fin (TF).	79

3.2.4.3 - Pétrographie du dépôt de tuf turbiditique	83
3.2.4.3.1 - Description pétrographique du faciès de tuf à lapilli fin (TLF)	83
3.2.4.3.2 - Description pétrographique du faciès de tuf grossier (TG)	85
3.2.4.3.3 - Description pétrographie du faciès de tuf fin (TF)	99
3.2.4.3.4 - Interprétation suite à l'étude pétrographique	99
3.2.5 - Les coulées de laves du Groupe de Hunter Mine	101
3.2.5.1 - Introduction	101
3.2.5.2 - Description des coulées de basaltes tholéitiques	101
3.2.5.3 - Interprétation des coulées de basaltes tholéitique	105
3.2.5.4 - Les laves felsiques	106
3.2.5.4.1 - Introduction	106
3.2.5.4.2 - Description des laves felsiques	108
3.2.5.4.4 - Interprétation des laves felsiques	122
3.2.6 - Les sulfures volcanogènes	124
3.2.6.1 - Introduction	124
3.2.6.2 - Description des dépôts de carbonates de fer	124
3.2.6.3 - Interprétation des dépôts de carbonates de fer	127
3.2.6.4 - Description des carbonates de fer avec chert	128
3.2.6.5 - Interprétation des carbonates de fer avec chert	130
3.2.7 - Dykes ou filons-couches du Groupe de Hunter Mine	131
3.2.7.1 - Introduction	131
3.2.7.2 - Description	131
 CHAPITRE IV : LE GROUPE DE STOUGHTON-ROQUEMAURE	 135
4.1 - Introduction	135
4.2 - Description des faciès morphologiques des laves mafiques à ultramafiques	137
4.2.1 - Le faciès massif des basaltes	137
4.2.2 - Le faciès massif de basalte komatiitique	138
4.2.3 - Le faciès coussiné des basalte	139
4.2.4 - Le faciès coussiné de basalte komatiitique	149
4.3 - Interprétation	149

CHAPITRE V : MODÈLE, COMPARAISON ET CONCLUSION	152
5.1 - Modèle paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine	152
5.2 - Comparaison des modèles	158
5.3 - Conclusion	162

RÉFÉRENCE :	170
-------------	-----

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Division de la Sous-province de l'Abitibi (Chown et al., 1992)	11
Tableau 2 : Description et classification des éruptions volcaniques. (Modifié de Easton et Johns 1986).	21-22
Tableau 3 : Différences entre les coulées pyroclastiques et les dépôts épicalstiques (Lajoie et Stix, 1992)	38
Tableau 4 : Caractéristiques des coulées de masses sub-aqueuses de débris pyroclastiques et volcanocalstiques (Stix, 1991).	40
Tableau 5 : Caractéristiques générales des formations de fer rubanées (FFR). (Modifié de Dimroth, 1986).	58
Tableau 6 : Caractéristiques générales des formations de fer rubanées (FFR). (Modifié de Gross, 1986).	59
Tableau 7 : Description et classification des coulées de laves felsiques du Groupe de Hunter Mine.	107
Tableau 8 : Caractéristiques générales des gisements de sulfures massifs de types Noranda et Mattabi. (Modifiées de Morton et Franklin, 1987; Franklin, 1990).	129
Tableau 9 : Dépôts associés aux principaux faciès volcaniques des Centres éruptifs des volcans composites sous-marins. (Modifié de Easton et Johns, 1986).	161

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi (Modifiée de Dostal et Mueller, 1997). La zone encadrée représente la région d'étude.	9
Figure 2 : Colonne stratigraphique composite représentant le Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Stoughton-Roquemaure (Mueller et al., 1997)	14

Figure 3 :	Carte géologique régionale montrant les affleurements étudiés (D'après Gariépy, 1992).	15
Figure 4 :	Diagramme montrant les trois types de dépôts pyroclastiques. A) Dépôt de retombé; B) Dépôt de coulée; C) Dépôt de déferlante (Wright et al., 1980).	34
Figure 5 :	Colonne stratigraphique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure.	46
Figure 6 :	Carte des unités géologiques représentant la base de la zone de transition située à l'affleurement ROQ-91-1.	47
Figure 7 :	Colonne stratigraphique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine.	48
Figure 8 :	Carte lithologique de la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (Mueller et al., 1997). Affleurement ROQ-91-2.	54
Figure 9 :	Colonne stratigraphique du dépôt de tuf turbiditique.	61
Figure 10 :	Séquence idéalisée des divisions déposées par un courant de turbidité de haute densité (Lowe, 1982).	67
Figure 11 :	Séquence idéalisée des divisions de Bouma (1962).	76
Figure 12 :	Diagramme ternaire basé sur la composition (Schmid, 1981).	86
Figure 13 :	Morphologie des coulées de basaltes tholéiitique à la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (Mueller et al., 1997). Affleurement ROQ-91-2.	102
Figure 14 :	Colonne stratigraphique du sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure.	109
Figure 15 :	Carte géologique de l'affleurement ROQ-91-4.	110
Figure 16 :	Carte géologique de l'affleurement ROQ-92-2.	111
Figure 17 :	Détail de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Affleurement ROQ-91-4.	136
Figure 18 :	Reconstitution paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine : Première phase éruptive.	155
Figure 19 :	Reconstitution paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine : Deuxième phase éruptive.	157
Figure 20 :	Reconstitution paléogéographique de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure : Phase effusive.	159

LISTE DES PLANCHES

Planche 1 :	Brèches hétérolithique du Groupe de Hunter Mine	50-51
A :	Fragments de laves basaltiques à matrice silicifiée.	
B :	Coussin isolé à la base de la coulée de brèche hétérolithique	
C :	Photomicrographie d'un fragment de verre mafique	
D :	Photomicrographie de fragments de verre mafique altérés.	
Planche 2 :	Fragments felsiques dans une brèche hétérolithique et formations de fer rubanées du Groupe de Hunter Mine.	55-56
A :	Photomicrographie d'un fragment de verre felsique et d'un fragment de rhyolite.	
B :	Contact entre un dyke ou filon-couche mafique et une coulée de brèche hétérolithique, contact entre une coulée de brèche et une formation de fer rubanée.	
C :	Formation de fer rubanée montrant de rubans de jaspe et de magnétite.	
Planche 3 :	Structures syn-sédimentaires et post-sédimentaire dans les tufs turbiditiques	63-64
A :	Faille post-sédimentaire.	
B :	Dyke de tuf grossier recoupant plusieurs lits.	
C :	Stratification dans un lit du faciès TLF.	
Planche 4 :	Structures sédimentaires des tufs turbiditiques	70-71
A :	Lit granoclassé inverse à normale dans un lit du faciès TG.	
B :	Lit à granoclassement normal et laminé dans un lit du faciès TG.	
C :	Lit avec laminations parallèles.	
D :	Lit montrant des laminations entrecroisées (Tc) diffusent	
Planche 5 :	Structures sédimentaires des tufs turbiditiques	73-74
A :	Lit à granoclassement normal stratifié à la base et laminé au sommet du lit du faciès TG.	
B :	Photomicrographie de laminations parallèles dans un lit de tuf grossier.	
C :	Fragments d'arrachements de chert dans un lit du faciès de tuf grossier (TG).	

Planche 6 :	Structures sédimentaires dans les lits de tuf fin(TF)	80-81
A :	Relique d'un lit du faciès TG entre les lits de TF.	
B :	Pseudo-nodule de TG au sommet d'un lit de TF.	
C :	Structure de flammes.	
D :	Alternance de lits du faciès TF et TG.	
Planche 7 :	Constituants des tufs grossiers (TG)	87-88
A :	Photomicrographie du faciès TLF.	
B :	Photomicrographie d'une ponce silicifiée dans un lit du faciès TLF.	
C :	Photomicrographie d'un fragment volcanique mafique ou intermédiaire.	
D :	Photomicrographie de cristaux de plagioclase idiomorphe.	
Planche 8 :	Constituants des tufs grossiers (TG)	91-92
A :	Photomicrographie d'un fragment de verre felsique.	
B :	Photomicrographie d'un fragment de verre felsique.	
C :	Photomicrographie d'un fragment de verre mafique.	
Planche 9 :	Constituants des tufs grossiers (TG)	94-95
A :	Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie.	
B :	Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie.	
C :	Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie à phénocristaux de plagioclase.	
D :	Photomicrographie d'une scorie anguleux.	
Planche 10 :	Constituants des tufs grossiers (TG)	97-98
A :	Photomicrographie d'un fragment volcanique mafique ou intermédiaire amygdalaire.	
B :	Photomicrographie d'une écharde de verre de la famille des <i>bubble wall</i> .	
C :	Photomicrographie d'une ponce déformée lors de la diagénèse.	
Planche 11 :	Basalte tholéiitique du Groupe de Hunter Mine	103-104
A :	Basalte tholéiitique massif.	
B :	Basalte tholéiitique coussiné et à brèche de coussin.	

- Planche 12 : **Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine** 113-114
- A : Photomicrographie de phénocristaux de plagioclase séricitisés dans une lave PF.
 - B : Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave PQF?
 - C : Photomicrographie d'amygdales de quartz.
 - D : Photomicrographie d'un phénocristaux de plagioclase Déformé et altéré en épidote cryptocristalline.
- Planche 13 : **Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine** 116-117
- A : Lave felsique du faciès PQF? dans une zone de déformation.
 - B : Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF? où l'on voit S_1 et S_2 .
 - C : Photomicrographie d'une lave felsique bréchique.
 - D : Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF₁.
- Planche 14 : **Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine** 120-121
- A : Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave Felsique PQF₂.
 - B : Photomicrographie de phénocristaux de plagioclase Altérés en séricite et en épidote cryptocristalline.
 - C : Vue d'ensemble de l'affleurement ROQ-92-2.
 - D : Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF₃.
- Planche 15 : **Sulfure volcanogène** 125-126
- A : Carbonate de fer avec chert plissé dans une zone de cisaillement.
 - B : Fragment de chert laminé dans un dépôt de carbonate de fer avec chert.
 - C : Enclave de lave felsique dans un dépôt de carbonate de fer.
 - D : Lentille de sulfure massif dans un dépôt de carbonate de fer
- Planche 16 : **Filons-couches ou dykes du Groupe de Hunter Mine** 133-134
- A : Photomicrographie d'un filon-couche ou dyke de gabbro à texture sub-ophitique.
 - B : Photomicrographie d'un filon-couche ou dyke andésitique à phénocristaux de quartz et plagioclase.

Planche 17 : Basalte komatiitique du Groupe de Stoughton-Roquemaure	140-141
A : Spinifex dans une lave massive de basalte komatiitique.	
B : Photomicrographie d'une aiguille de spinifex zonée de cpx.	
C : Photomicrographie d'une texture en spinifex de cpx et d'une texture en plumose.	
D : Photomicrographie d'une texture en spinifex de cpx et d'une texture en plumose.	
Planche 18 : Basaltes du Groupe de Stoughton-Roquemaure	143-144
A : Photomicrographie de phénocristaux de cpx et texture en plumose dans un lave massive.	
B : Coussin ellipsoïdale avec un pédoncule.	
C : Bordure d'hyaloclastite d'un coussin.	
D : Dispersion des varioles à l'intérieur d'un coussin.	
Planche 19 : Basaltes coussinés du Groupe de Stoughton-Roquemaure	146-147
A : Photomicrographie d'un phénocristaux de pyroxène.	
B : Photomicrographie d'une texture de plumose.	
C : Photomicrographie de varioles.	
LISTE DES ANNEXES	182
Annexe 1 : Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-91-1 (série T et HMG)	183
Annexe 2 : Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-91-1	184
Annexe 3 : Résultat du comptage de points fait sur les tufs fins et grossiers.	185
Annexe 4 : Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-91-4 (série KN)	186
Annexe 5 : Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-91-4	187
Annexe 6 : Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-92-2 (série K)	188
Annexe 7 : Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-92-2	189

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

1.1.1 Introduction

Depuis les années 60, de nombreuses études ont été faites sur les différents faciès volcaniques felsiques et mafiques dans les milieux marins d'âge archéen (De Rosen-Spence et al., 1980; Dimroth et al., 1982; Dimroth et al., 1985). Cet intérêt s'est accru au cours des dernières années puisque le nombre de découvertes de gîtes importants près de la surface a fortement diminué (Mueller, 1994). Conséquemment, une meilleure compréhension des environnements de formation des roches hôtes associées aux gisements est critique particulièrement à l'égard des gisements de sulfures volcanogènes. En effet, ce type de minéralisation est communément associé aux séquences pyroclastiques et volcanoclastiques marines. C'est pour ces diverses raisons que ce mémoire a été fait dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. L'identification des différentes structures et morphologies caractéristiques de chaque faciès volcanique, le mode de transport, les

mécanismes de formation, le type d'éruption, le sens de l'écoulement, ainsi que les types d'édifices volcaniques. Ces différents paramètres serviront à déterminer l'environnement de formation et à orienter de nouvelles stratégies d'exploration pour ces types de gisements se trouvant en plus grande profondeur (Mueller, 1994).

Plusieurs complexes volcaniques associés à une minéralisation volcanogène tel que celui de la Mine Hunter, de Watson Lake, de Lemoine, de Joutel et de Normétal se situant dans la Zone Volcanique Nord (Chown et al., 1992) de la ceinture de roches verte de l'Abitibi ont fait parties de plusieurs études caractérisant les faciès volcaniques felsiques et mafiques dans les milieux marins archéens. Tous ces centres sous-marins archéens se sont formés généralement sous le niveau d'influence des vagues (> 200m de profondeur) (Mueller, 1994).

1.1.2 Analogues modernes et caractéristiques générales

Les analogues modernes des édifices volcaniques abitibiens se trouvent entre 500 et 3500 m de profondeur dans les bassins arrière-arc ou aux arcs de Izu-Bonin (Smith et al., 1990), de Marianne (Lonsdale et Hawkins, 1985) et de Ryukyu dans la Fosse d'Okinawa (Halbach et al., 1989). Ces centres modernes ont, généralement, de 1 à 8 km de diamètre et de 300 à 1000 m de hauteur. Ils sont généralement de composition mafique (basalte tholéiitique), mafique-felsique (basalte/basalte andésitique à dacite; série calco-alcaline), ou felsique (dacite et/ou rhyolite-K). De plus, ces centres sont localement caractérisés par une minéralisation de

sulfures massifs de type Kuroko. Les édifices eux-mêmes sont des volcans composites ou des caldeiras. La composition, dans les parties basales, est communément mafique et dans les parties sommitales les laves dacitiques et/ou rhyolitiques dominant (Mueller, 1994). La signature géochimique de ces édifices est beaucoup plus variée que celle des dorsales médio-océanique à l'exception de l'Islande où il y a convergence du volcanisme de dorsale médio-océanique avec un volcanisme de point chaud (Mueller, 1994).

La localisation des édifices volcaniques reliés aux arcs modernes est contrôlée par la géométrie de l'arc et par les structures en extension associées, qui sont communément en échelons. Les structures en extension, comme les failles synvolcaniques, favorisent la montée du magma. Les “zones de transfert” ou “d'accommodation” adjacentes aux arcs insulaires comme celui d'Izu-Bonin entre les îles de Simisu Sud et de Kotori, représentent un lieu de changement du comportement structural. Ces zones de transfert peuvent également être des foyers de formation des édifices volcaniques (Taylor et al., 1990; Mueller, 1994).

1.1.3 Objectifs

Le but principal de ce projet de maîtrise est de déterminer la paléogéographie de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine en caractérisant les volcanites hôtes qui sont associées aux indices de sulfures massifs volcanogènes de type Matabi et aux formations

de fer rubanées. Pour parvenir à déterminer la paléogéographie, il sera important de procéder par des objectifs spécifiques tels que :

- A) - la définition du contexte géologique en utilisant la volcanologie et la sédimentologie physique ;
- B) - la détermination des processus de formation des volcanites à l'aide de travaux de terrain et de laboratoire tels que;
 - 1) la cartographie des zones d'affleurements;
 - 2) l'étude pétrographique;
 - 3) la comparaison et l'intégration des résultats avec les études régionales
- C) - la détermination des divers types de volcanites hôtes ainsi que leur position stratigraphique.

La région d'étude, qui inclue la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure, a été choisie en raison de la qualité de préservation de la majorité des différents dépôts. Cette préservation est due à un faible degré de déformation et à un bas niveau de métamorphisme.

1.2 Méthodologie

1.2.1 Cartographie régionale et détaillée

La cartographie régionale servira à déterminer les différentes unités lithologiques qui forment la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. Par la suite, plusieurs cartes détaillées de certaines zones clés ont été faites au cours de l'été 1994 aux échelles de 1:100 et 1:50 afin de définir les changements latéraux et verticaux des faciès volcano-sédimentaires. Pour se faire, une grille de 5 m d'arête a été tracée sur les affleurements clés. On y a retrouvé des coulées de laves felsiques massives, mafiques massives, coussinées et bréchiques, des dépôts pyroclastiques, dont certains ont été altérés en carbonate de fer ainsi que des formations de fer rubanées. Les cartes faites à ces échelles serviront également à déterminer les épaisseurs des différentes unités ainsi que leur distribution et la nature des éléments structuraux. Certaines cartes ont été faites à l'échelle 1:20 ; celles-ci serviront à déterminer le mode d'emplacemement, le sens de l'écoulement ainsi que la polarité. Toutes les cartes pourront servir à l'analyse de faciès ainsi qu'à l'analyse stratigraphique.

1.2.2 Analyse des faciès volcano-sédimentaires, stratigraphiques et pétrographiques

L'analyse des faciès volcanique et sédimentaire est un des outils les plus importants à la reconstitution paléogéographique. En effet, cette analyse servira à déterminer dans quel environnement les unités se sont mises en place, soit en milieu sous-marin profond peu profond ou subaérien. De plus, le mode de transport pourra être suggéré à partir de cette analyse.

L'analyse stratigraphique est intimement liée à l'analyse de faciès. En effet, pour faire une analyse stratigraphique d'un complexe volcanique, il est important de reconnaître les différents faciès que l'on peut rencontrer sur le terrain. Ce type d'analyse servira à confirmer et à spécifier les informations obtenues lors de l'analyse de faciès. Elle servira également à corréler les différentes unités que l'on retrouve sur différents affleurements. L'analyse stratigraphique est un pré-requis nécessaire aux travaux de pétrographie

Pour faire une étude pétrographique il a fallu échantillonner systématiquement les différents faciès volcaniques et sédimentaires. À partir des échantillons pris, plus de 100 lames minces ont été observées. Celles-ci serviront à classifier et interpréter ce que l'on n'a pu observer aux échelles cartographiées, comme les textures et structures volcano-sédimentaires qui permettront d'interpréter les mécanismes de formation et/ou de dépôt, ainsi que leur origine pyroclastique, autoclastique, hyaloclastique ou épicyclastique.

Afin de déterminer le type de dépôt volcanoclastique, un comptage de points basé selon la méthode de Gassi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) a été réalisé. Ce comptage a été fait sur au moins 400 points. Chaque point correspond à la matrice, aux cristaux ou à un fragment lithique et non aux constituants contenus dans les fragments lithiques. Par la suite, ces données ont été reportées sur le diagramme ternaire de Schmid (1981) qui est valable uniquement pour les lits ou les dépôts de tuf fin ($>1/16$ mm) et de tuf grossier ($1/16$ mm à 2 mm). Ce comptage servira principalement à estimer le pourcentage des constituants de ces dépôts. Afin de compléter l'étude pétrographique, une coloration à la cobaltinitrite a été faite sur la plupart des échantillons pour identifier la présence de feldspath potassique.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE ET NOMENCLATURE

2.1 Introduction

Ce présent chapitre inclura une description de la géologie régionale qui environne la région d'étude, ainsi qu'une description de la géologie locale du Groupe de Hunter Mine, de sa zone de transition et du Groupe de Stoughton-Roquemaure. De plus, une nomenclature des roches volcanoclastiques sera faite pour une meilleure compréhension des différents termes qui seront utilisés tout au long de ce mémoire.

2.2 Géologie régionale

Les groupes de Hunter Mine et de Stoughton-Roquemaure se trouvent dans la ceinture archéenne de roches vertes de l'Abitibi (Figure 1), qui est la plus large séquence supracrustale archéenne au monde (Dostal et Mueller, 1997). Celle-ci a été subdivisée en une zone interne au nord et une zone externe au sud (Dimroth et al., 1982 ; Tableau 1).

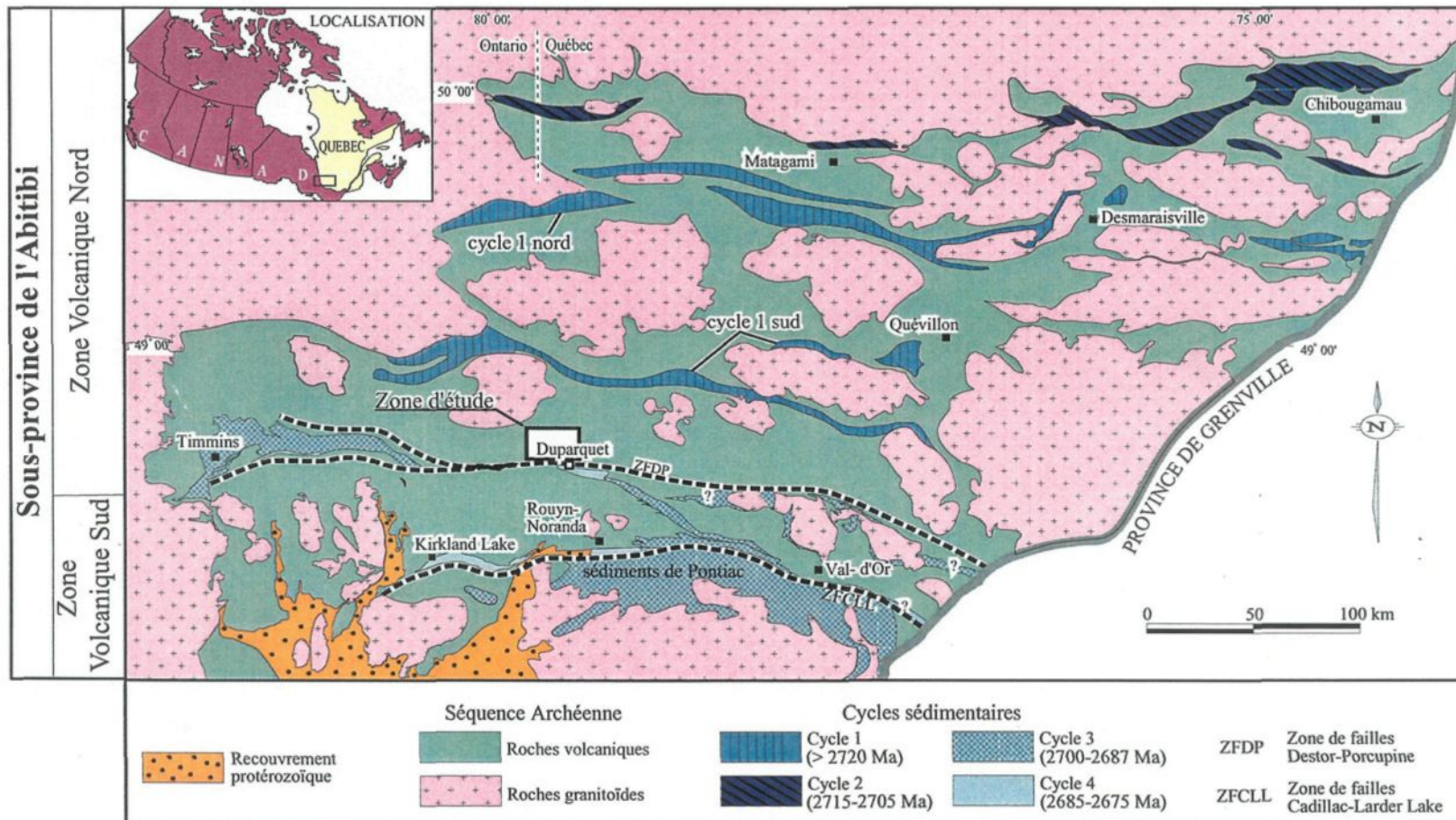


Figure 1 : Carte géologique simplifiée (modifiée de Dostal et Mueller, 1997) de la Sous-province de l'Abitibi.
La zone encadrée représente la zone d'étude.

Par la suite, Ludden et al. (1986) l'ont subdivisé en une zone volcanique Sud, une zone centrale gneisso-granitique et une zone volcanique Nord (Tableau 1). Chown et al. (1992) ont subdivisé la ceinture de l'Abitibi en une Zone Volcanique Nord et une Zone Volcanique Sud (Tableau 1 et figure 1). Les limites entre les Zones Volcaniques Sud et Nord correspondent au cycle sédimentaire 3 de Mueller et Donaldson, (1992a) et Dimroth et al. (1982 et 1983). La subdivision faite par Chown et al. (1992) correspond grossièrement à la faille de Porcupine-Destor-Maneville qui limite les deux zones volcaniques (Chown et al., 1992; Mueller et al., 1996). La Zone Volcanique Nord, dont l'âge varie de 2730 à 2705 Ma, est considérée être un segment d'arc/arrière-arc intact. La Zone Volcanique Nord est constituée de deux cycles volcaniques mafiques/felsiques de 1 à 5 km (Chown et al., 1992; Dostal et Mueller, 1997). Le premier cycle volcanique est subdivisé en un segment volcanique monocyclique constitué d'une vaste plaine basaltique sous-marine où se trouve de petits centres volcaniques felsiques interstratifiés ou surmontés par des turbidites volcanoclastiques (Mueller et al., 1996; Dostal et Mueller, 1997). Ces édifices volcaniques sont inférés être d'anciens volcans composites sous-marins (Dostal et Mueller, 1997). Les centres volcaniques sont généralement à prédominance felsique et leurs âges varient de 2730 à 2720 Ma (Mortensen 1993a, b). Le cycle volcanique 2, dont l'âge varie de 2720 à 2705 Ma (Mortensen 1993a, b), est préservé dans les extrémités nord et sud de la Zone Volcanique Nord (Figure 1). Ce cycle est le produit de l'évolution d'un arc mature, de son émergence et de son érosion (Mueller et Donaldson, 1992a). Le Groupe de Hunter Mine fait partie du premier cycle volcanique et le Groupe de Roquemaure-Stoughton peut représenter le commencement du cycle

Goodwin et Ridler	Dimroth et al. (1982)	Ludden et al.	Chown et al. (1992)	
Avant-arc nord	Sous-province de Quetico	Sous-province d'Opatica	Sous-province d'Opatica	
Faciès volcanogène du complexe nord	Zone interne	Zone volcanique nord	Zone Volcanique Nord	Segment volcanique polycyclique
Zone axial de l'orogène		Zone centrale de granite-gneiss		Segment volcanique monocyclique
Faciès volcanogène du complexe sud	Zone externe	Zone volcanique sud	Zone Volcanique Sud	
Faciès flysch	Ceinture de Bellecombe	Zone de granite-gneiss sud (Pontiac)	Sous-province de Pontiac	

Tableau 1. Divisions de la sous-province de l'Abitibi. (Chown et al., 1992)

volcanique 2 ou être une période plus calme de cycle volcanique 1 (Dostal et Mueller, 1997). Ainsi, la région étudiée comprend la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure.

2.3 Géologie locale

Le Groupe de Stoughton-Roquemaure et la zone de transition du Groupe de Hunter Mine, sont caractérisés, à l'intérieur de la zone étudiée, par un métamorphisme inférieur au faciès des schistes verts où l'assemblage est prehnite-chlorite-épidote. Les roches volcano-sédimentaires, qui forment ces deux groupes, ont des pendages variants de 70° à 90° avec, localement, des strates à polarités inverses, montrant un sommet stratigraphique vers le sud. Les deux groupes forment un large anticlinal qui se ferme à l'ouest (Dostal et Mueller, 1997). Le pendage abrupt montre une section transverse d'un complexe volcanique sous-marin à dominance felsique, où la partie centrale se caractérise par la présence d'un essaim de dykes de direction N-S (Figure 3). Les laves mafiques à ultramafiques appartenant au Groupe de Stoughton-Roquemaure seraient caractéristiques d'une plaine océanique (Dostal et Mueller, 1997).

2.3.1 Groupe de Hunter-Mine.

Le Groupe de Hunter Mine a été daté à 2730 Ma (Mortensen, 1993a et 1993b). Son épaisseur est de 4 à 5 km (Figure 2). Les parties basales et médianes (3,5 à 4 km) sont composées de coulées de laves massives à bréchiques et de lobes rhyolitiques dont les épaisseurs varient de 5 m à 50 m (Dostal et Mueller, 1997; Mueller et al., 1997). On y retrouve également, un vaste essaim de 5 générations de dykes felsiques de 500 m à 1,5 km de large qui peut être suivi sur plus de 2,5 km (Mueller et White, 1992), la présence de dykes mafiques a aussi été notée mais en moindre importance (Figure 3). Les dépôts pyroclastiques, présents dans ces parties, ont des épaisseurs variant de 10 à 85 m avec un double classement suggérant une éruption sous-marine (Doucet et al., 1994). Ceux-ci sont composés d'une séquence complète de trois divisions 1) brèche massive, 2) tuf à lapilli stratifié et 3) tuf à lapilli (Mueller et White, 1992).

La région d'étude se trouve dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine qui correspond à une zone de transition variant de 500 m à plus de 1350 m d'épaisseur (Figure 3). Elle repose directement au-dessus du système de dyke (Figure 2). La base de la zone de transition est caractérisée par la présence d'une unité bréchique polymicte felsique et de tuf felsique de 800 m d'épaisseur. Au-dessus, repose approximativement 20 m d'une formation de fer rubanée de chert et de magnétite. Par la suite, on retrouve des coulées de basalte tholéiitique d'une épaisseur variant de 30 à 300 m. Celles-ci peuvent être massives, coussinées et bréchiques. Certaines coulées massives montrent des joints en colonnade. À

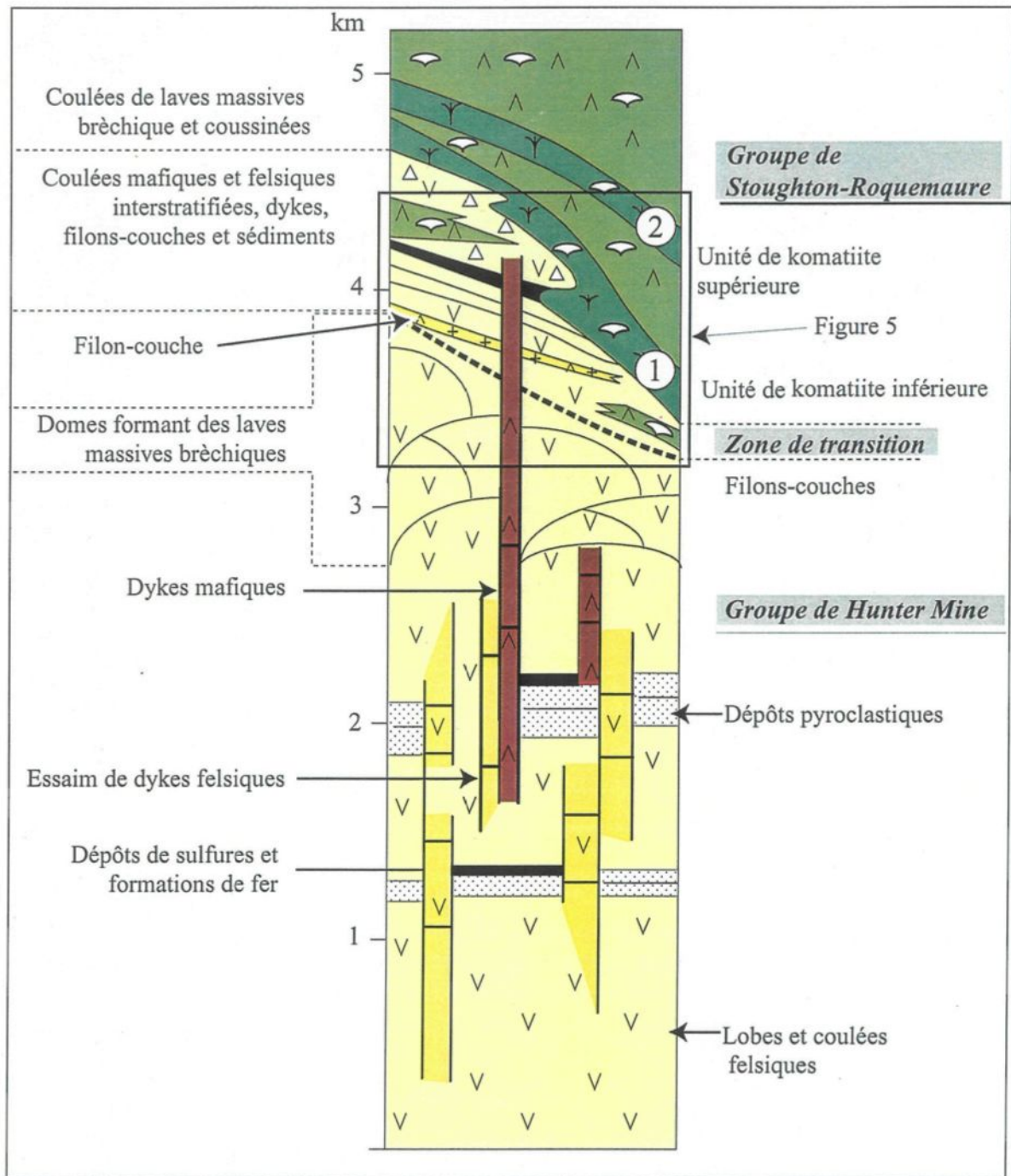


Figure 2 : Colonne stratigraphique composite représentant le Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Stoughton-Roquemaure (Mueller et al., 1997).

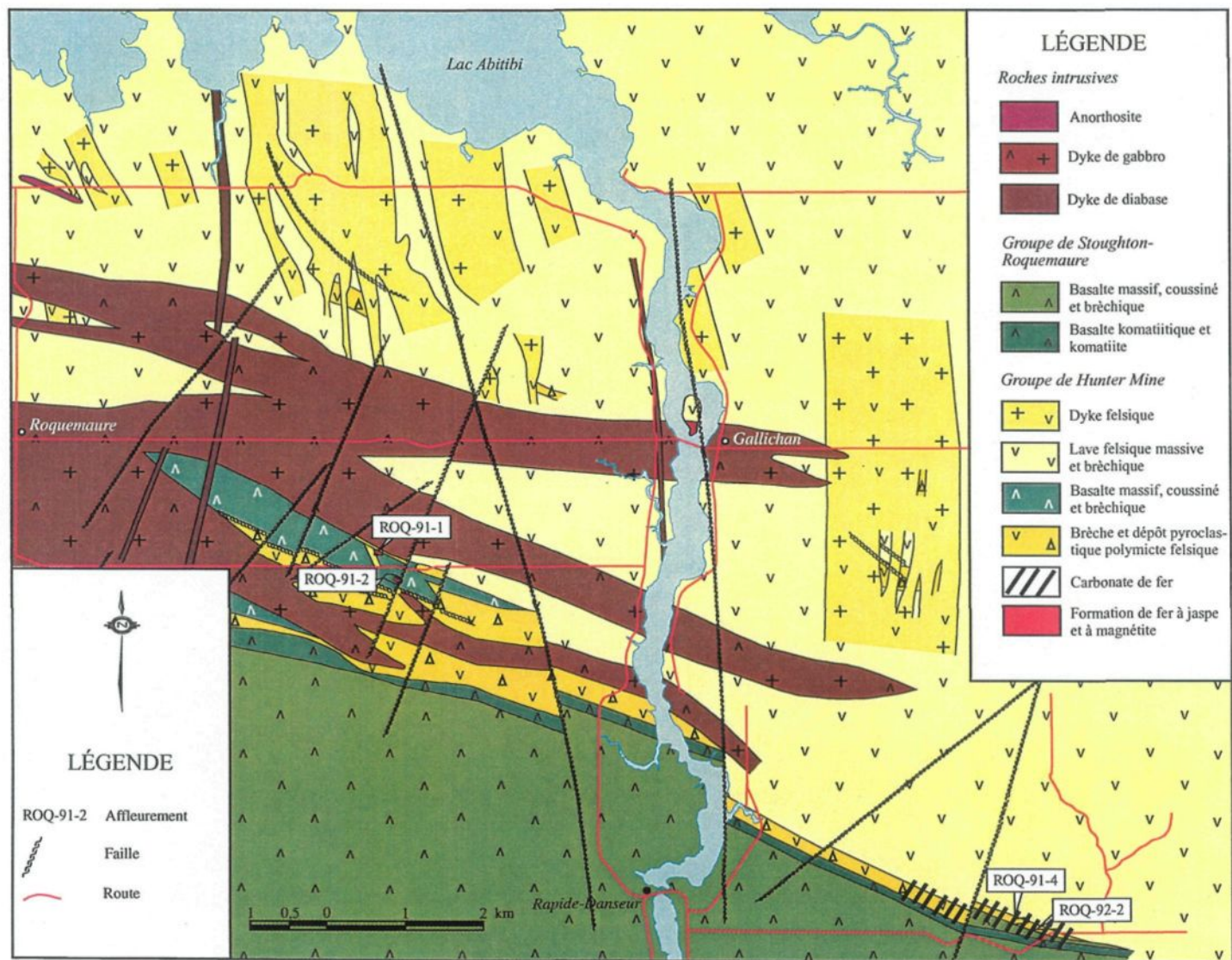


Figure 3. Carte géologique régionale montrant les affleurements étudiés. D'après (Gariépy, 1992).

l'intérieur de ces laves mafiques, on retrouve une lentille (80 m d'épaisseur) composée de coulées de laves, de tufs et d'hyaloclastites qui sont felsiques. De plus, la présence de formations de fer rubanés à chert/magnétite et jaspe/magnétite y a été notée. Une unité bréchique polymictique à lapilli, dont l'épaisseur varie de 20 à 970 m, repose sur les coulées mafiques. Ces brèches semblent être recoupées par un important dyke ou filon-couche gabbroïque de 80 à 250 m d'épaisseur. Le sommet de l'unité bréchique felsique correspond, grossièrement, au sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. On y retrouve également des sédiments volcanoclastiques carbonatés minéralisés (pyrite, marcasite, magnétite), d'une épaisseur approximative de 60 m, interdigités avec des laves felsiques massives porphyriques.

2.3.2 Groupe de Stoughton-Roquemaure

Le Groupe de Stoughton-Roquemaure repose directement sur le Groupe de Hunter Mine (Figures 2 et 3). Il est constitué de coulées de laves mafiques à ultramafiques. Son épaisseur est de 200 m au-dessus de la partie centrale du Groupe de Hunter Mine. Immédiatement à l'ouest, son épaisseur augmente à 2 km, contrairement au Groupe de Hunter Mine qui diminue graduellement (Figure 3). Ceci peut s'expliquer par la présence de la Faille de Lyndhurst qui tronque ces deux groupes ou bien par un centre volcanique localisé à l'ouest. Goutier (1993) a identifié deux unités lithologiques, une de composition komatiitique de 50 à 400 m d'épaisseur et l'autre de composition basaltique dont

l'épaisseur varie de 100 à 1000 m. Ces deux unités s'alternent et peuvent être suivies sur plusieurs kilomètres (Figure 3). Les coulées ultramafiques sont probablement l'équivalent latérale des coulées komatiitiques de Munro Township à l'ouest (Dostal et Mueller, 1997). L'âge des roches volcaniques associées aux assemblages ultramafiques de Munro Township est de 2713 Ma (Corfu et al., 1989), ce qui contraint un âge minimum au Groupe de Stoughton-Roquemaure.

2.4 Volcanologie physique

2.4.1 Introduction

Le Groupe de Hunter Mine comprend plusieurs dépôts volcanoclastiques ainsi que de nombreuses étendues de laves felsiques et mafiques. Il est donc important de bien définir et comprendre ces types de roches. De plus, la définition des critères pour les pyroclastites anciennes est controversée et a été le sujet de plusieurs débats (voir Schmid, 1981; Cas et Wright, 1987; Cas, 1992). Par conséquent, une synthèse sur ce type de roches est présentée ici. Elle comprendra une revue des environnements tectoniques des volcans (2.4.2), une classification des roches volcaniques (2.4.3), une synthèse des facteurs affectant la morphologie des laves (2.4.4), les différents types de roches volcanoclastiques ainsi qu'une nomenclature basée sur la granulométrie et une autre basée sur la composition (2.4.5), puis finalement un sommaire des types de dépôts pyroclastiques (2.4.6).

2.4.2 Environnements tectoniques des volcans

La majorité des volcans, qu'ils soient actifs ou non, sont localisés dans les ceintures qui coïncident avec les zones de risque sismique situées près des limites des plaques tectoniques, comme : 1) les plaques divergentes ou constructives, 2) les plaques convergentes ou destructives et 3) les intra-plaques. On retrouve 80% des volcans subaériens actifs associés aux limites de plaques convergentes, 15% sont regroupés le long des plaques divergentes et 5% se retrouvent dans les environnements intra-plaques (Fisher et Schmincke, 1984). Les magmas générés le long des limites divergentes et intra-plaques, tel que les rides mid-océaniques, les bassins marginaux, les îles océaniques et les guyots sont de dominance mafique (Fisher et Schmincke, 1984; Lajoie et Stix, 1992). Par contre, les magmas évolués et plus siliceux seront produit principalement près ou au-dessus des sites de subductions comme les plaques convergentes et les îles en arcs. Ils seront également générés sur les continents et plus rarement sur les plaques océaniques (Fisher et Schmincke, 1984; Lajoie et Stix, 1992). Généralement, on retrouvera dans les zones d'extension océanique, des volcans effusifs où le magma est le plus communément mafique. Dans le cas contraire, les zones de subduction produiront des volcans à caractère explosif où le magma sera de composition intermédiaire à felsique (Lajoie et Stix, 1992).

2.4.3 Classification des éruptions volcaniques

Il existe trois principaux mécanismes d'éruption volcanique soit 1) phréatique, 2) phréatomagmatique et 3) magmatique (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993). Ceux-ci sont contrôlés par le rapport de la masse de l'eau sur la masse du magma (Cas et Wright, 1987).

Les éruptions phréatiques ou de vapeurs sont des explosions qui ne sont pas directement impliquées avec un magma frais. Le magma peut être la source de chaleur pour générer la vapeur mais il ne participe pas aux processus éruptifs. L'énergie explosive résulte, plutôt, d'un transfert de chaleur instantané, provoqué par l'interaction de l'eau et du magma. Ceci produira une vaporisation instantanée accompagnée d'une expansion explosive de l'eau ayant comme résultat une rapide réduction de la pression de confinement (Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993). Les explosions purement phréatiques n'expulsent pas de matériaux juvéniles (Easton et Johns, 1986).

Les éruptions phréatomagmatiques de type Surtseyan, sont des explosions impliquant, elles aussi de la vapeur. Par contre, cette vapeur est produite par l'interaction directe du magma ou de la lave avec l'eau pouvant provenir d'une nappe phréatique, de la mer ou d'un lac. L'explosion se manifeste alors, lorsque l'eau très chaude jailli sous forme de vapeur amenant ainsi une diminution rapide de la pression. Simultanément, il y aura fragmentation du magma (Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al.,

1993). Ce type d'éruption peut éjecter beaucoup de matériaux lithiques qu'ils soient accidentels et/ou accessoires. Il pourra également avoir éjection de matériaux juvéniles (Easton et Johns, 1986).

Les éruptions magmatiques résultent de l'exsolution et de l'expansion des volatiles magmatiques. De larges volumes de ponces ou de scories ainsi que des échardes de verre y sont produites. Ces éruptions sont considérées comme étant relativement sèches puisque la vapeur est seulement une composante mineure produite par l'eau externe. La composition du magma, les propriétés physiques et la géométrie du conduit contrôlent le caractère et le comportement des éruptions magmatiques explosives. Puisque ces éruptions peuvent être soit basaltiques, andésitiques ou felsiques celles-ci montreront différentes caractéristiques propres à chacune. Ainsi, les éruptions magmatiques seront subdivisées en plusieurs types d'éruptions telles que les éruptions stromboliennes, hawaïennes, vulcaniennes, pliniennes, sub-pliniennes ainsi que les basaltes de plateau (Easton et Johns, 1986). Tous les types d'éruption qu'elles soient phréatiques, phréatomagmatiques ou magmatiques sont décritent et classifiées au tableau 2.

2.4.4 Facteurs affectant la morphologie des laves

La morphologie des coulées de laves est reliée principalement à trois facteurs soit le

Tableau 2 . Description et classification des éruptions volcaniques (Modifié de Easton et Johns, 1986).

TYPE D'ÉRUPTION	NATURE PHYSIQUE DU MAGMA	COMPOSITION	CARACTÈRE DE L'ACTIVITÉ EXPLOSIVE	CARACTÈRE DE L'ACTIVITÉ EFFUSIVE	NATURE DES MATÉRIAUX DOMINANTS ÉJECTÉS	STUCTURE DES ÉDIFICES CONSTRUITS AUTOUR DES CONDUITS
ULTRAVULCANIENNE (Phréatique)	Pas de magma	Basaltique à rhyolitique	- Éjection faible à violente de fragments solides de roches hôtes; - Dépôt de retombés, de déferlentes et de coulées pyroclastiques.	Aucun	Fragments accessoires et accidentels de blocs et de cendre.	- Cône de blocs; - Cône et couronne de tuf.
SURTSEYAN (Phréatomagmatique)	Fluide à visqueux	Basaltique à rhyolitique	Éjection violente de fragments chauds visqueux ou solide de nouvelle lave et de fragments solides de roches hôtes.	Coulée pyroclastique et dépôt de déferlente.	- Cendres vitreuses; - Fragments accessoires de blocs et de cendres.	- Cône de tuf; - Couronne de tuf; - Maar.
BASALTE DE PLATEAU (Magmatique)	Fluide	Basaltique	- Très faible éjection de fragments amyboïdes ; - Fontaine de lave.	Coulées de laves très fluides de grande étendues.	- Bombes et accumulations de pyroclastes très fluide "bombs and spatters"; - Cendres très fines.	- Cône et rempart de pyroclastes très fluide; - Cône de lave plat de grande envergure; - Vaste plaine de lave.
HAWAÏENNE (Magmatique)	Fluide	Basaltique	- Très faible éjection de fragments amyboïdes; - Fontaine de lave.	- Mince coulée de lave fluide souvent explosive; - Laves coussinées dans un milieu sous-marin.	- Bombes et accumulations de pyroclastes très fluide "bombs and spatters"; - Cendres très fines.	- Cône et rempart de pyroclastes très fluides; - Cône de lave plat de très grande envergure.

Tableau 2 (suite). Description et classification des éruptions volcaniques (Modifié de Easton et Johns, 1986).

TYPE D'ÉRUPTION	NATURE PHYSIQUE DU MAGMA	COMPOSITION	CARACTÈRE DE L'ACTIVITÉ EXPLOSIVE	CARACTÈRE DE L'ACTIVITÉ EFFUSIVE	NATURE DES MATÉRIAUX DOMINANTS ÉJECTÉS	STUCTURE DES ÉDIFICES CONSTRUITS AUTOUR DES CONDUITS
STROMBOLIENNE (Magmatique)	Modérément fluide	Basaltique à andésitique	Éjection faible à violente de pâte amyboïdale.	<ul style="list-style-type: none"> - Coulée épaisse et peu extensive de lave modérément fluide; - Les coulées peuvent être absentes. 	<ul style="list-style-type: none"> - Bombes sphériques à fusiforme; - cendre; - Faible à grande quantité de cendres vitreuses. 	Cône de cendre.
VULCANIENNE (Magmatique et phréatomagmatique)	Visqueux	Basaltique à andésitique	Éjection modérée à violente de solide ou de fragments chaud très visqueux de nouvelle lave.	<ul style="list-style-type: none"> - Coulée généralement absente mais s'ils sont présentes ils sont trapue; - Coulée de cendre fréquente. 	<ul style="list-style-type: none"> - Fragments essentiels vitreux à lithiques; - Blocs et cendres; - Ponces. 	<ul style="list-style-type: none"> - Cône de cendre; - Cône de bloc.
SUB-PLINIENNE (Magmatique)	Visqueux	Andésitique à rhyolitique	Éjection modérée à violente de solide ou de fragments chaud très visqueux de nouvelle lave.	<ul style="list-style-type: none"> - Dôme et/ou coulées très épaisses de faibles étendues; - Les coulées peuvent être absentes; - Ignimbrite. 	<ul style="list-style-type: none"> - Fragments essentiels vitreux à lithiques; - Blocs et cendres; - Ponces. 	<ul style="list-style-type: none"> - Cône de cendres et de ponces; - Dôme.
PLINIENNE (Magmatique)	Visqueux	Andésitique à rhyolitique	Éjection proximale d'un large volume de cendre accompagné par l'effondrement de la caldeira.	Coulées de cendre de petit volume qui peuvent être absentes.	<ul style="list-style-type: none"> - Cendres vitreuses; - Ponces. 	<ul style="list-style-type: none"> - Grande étendue de lits de ponces à lapilli et de cendre; - Généralement absence de cône.

taux d'effusion, la pente ainsi que les propriétés physiques telles que la composition, le contenu en volatiles, la température et la viscosité de la lave (Cas et Wright, 1987). Cependant, dans la réalité, ces facteurs sont probablement plus nombreux et leur interrelation très complexe. Par exemple, le taux d'effusion de la lave est lui-même dépendant d'un grand nombre de facteurs tels que la dimension et la forme du conduit éruptif, la viscosité, le rapport de la force du magma et le gradient de la pression du magma dans le volcan (Cas et Wright, 1987).

2.4.4.1 Taux d'effusion

Walker (1973) a considéré que le taux d'effusion était le plus important facteur contrôlant la morphologie des laves. Il a démontré que la distance que parcourt une coulée de lave est proportionnelle au taux d'effusion et à l'effet de refroidissement. Par conséquent, les laves ayant un taux d'effusion élevé progresseront tant et aussi longtemps que la baisse de température n'entraînera pas une augmentation importante la viscosité.

2.4.4.2 La température

Les températures, enregistrées lors des éruptions, varient selon la composition chimique du magma. L'écart oscille entre 800°C et 1200°C. Les valeurs inférieures à 800°C sont

observées dans les laves partiellement cristallines et correspondent probablement aux limites des conditions sous lesquelles le magma peut s'écouler (Williams et McBirney, 1979). Similairement, peu de laves sont plus chaudes que la température où la cristallisation débute. Les basaltes, par exemple, sont rarement observés à des températures au-dessus de 1 200°C. Ils peuvent se refroidir seulement sous un petit intervalle de température avant l'apparition des premiers cristaux (Williams et McBirney, 1979).

2.4.4.3 La viscosité

La viscosité est la plus importante propriété physique des laves. Elle est influencée par divers facteurs. Ainsi, la viscosité des silicates en fusion dépend fortement de la composition, particulièrement de la proportion de silice dans les laves (Williams et McBirney, 1979). Le comportement du complexe silicaté liquide est difficile à prédire puisqu'il n'y a pas de théorie simple pour expliquer les effets individuels des cations majeurs que l'on retrouve dans les magmas. Par contre, il est possible d'estimer les viscosités des liquides à des températures bien au-dessus de leur liquidus, à partir des compositions et des extrapolations empiriques et des données expérimentales, mais l'écart des températures des magmas est habituellement à l'intérieur ou près de l'intervalle de cristallisation où les relations de viscosités ne sont pas linéaires. Jusqu'à maintenant, il n'y a aucune façon fiable de prédire la viscosité sous de telles conditions, excepté par analogie

avec les compositions similaires qui ont été examinées expérimentalement. Les principales variations de la viscosité sont causées par la température et la composition (Williams et McBirney, 1979). Ainsi, la viscosité diminuera avec l'augmentation de la température et la diminution de la proportion en silice contenue dans les laves. Outre la température et la composition, le temps est également un facteur important. En effet, à des températures se trouvant sous la limite du début de cristallisation, la viscosité tendra à augmenter avec le temps. Cette augmentation est partiellement produite par l'augmentation de la proportion en cristaux, lequel tend à hausser la viscosité effective du liquide dans laquelle ils sont en suspension (Williams et McBirney, 1979). L'augmentation de la viscosité est aussi, de façon partielle, produite par l'augmentation de la disposition et de la polymérisation du liquide. Plus tard, l'effet peut être décalé par l'agitation (Williams et McBirney, 1979).

2.4.4.4 Interprétation des faciès et leur relation spatiale

Par rapport aux autres faciès volcaniques, le faciès massif se caractérise par l'absence presque complète de structures volcaniques. Par contre, le faciès coussiné est caractérisé par un empilement de coussins, où la triple jonction est remplie d'hyaloclastite (Dimroth et al., 1978). D'après les travaux de Lewis (1914), Moore et al. (1973), Moore (1975), Ballard et Moore (1977) et Dimroth et al. (1978), la relation entre les mégacoussins (> 3 m) entourés de coussins ayant une taille normale (50 cm à 150 cm), suggère que les mégacoussins soient des tubes ou des lobes se propageant, à leur bout distal, par une

extension d'une croûte mince et ductile (Lewis, 1914) ou par l'ouverture et la croissance de fissures à la surface de cette croûte. D'après Dimroth et al. (1978), Hargreaves et Ayres (1979) et Sanschagrin (1982), ces tubes se propagent sur une certaine distance jusqu'à ce que la lave soit devenue trop visqueuse due à son refroidissement. À partir de ce moment, les bourgeons se forment par extension de la lave à partir des fissures à la surface de la croûte du tube. Lorsque la lave est devenue trop visqueuse pour s'écouler dans la partie distale du tube, un nouvel embranchement se forme en amont par avulsion et un nouveau tube se propage vers l'aval. Ces tubes sont généralement aplatis par gravité lorsqu'ils sont gros.

Les brèches de coussins sont constituées d'un ensemble de coussins entiers et/ou de fragments de coussins dans une matrice d'hyaloclastite (Dimroth et al., 1978). Dimroth et al. (1978) et Sanschagrin (1982) ont décrit trois variétés de brèche de coussins, soit les brèches de coussins isolés, les brèches à fragments de coussins et les brèches de fragments monogéniques. Cette subdivision est basée principalement sur la pétrographie des hyaloclastites.

Dans les milieux sous-marins, une séquence verticale idéale d'une coulée de lave présente, de la base au sommet, un faciès massif, un faciès coussiné et un faciès bréchré. Ce dernier peut être subdivisé en brèche de fragments et en brèche de coussins. Dans les environnements marins peu profonds, les hyaloclastites peuvent y être abondantes

(Dimroth et al., 1978; Sanschagrin, 1982; Dimroth et al., 1985). Cette séquence est également observée latéralement.

Selon le relief présent lors de l'éruption, deux cas peuvent se présenter. Dans le premier cas, les coulées de lave formeront une plaine de lave à partir de fissures nourricières, si la pente est très faible. Par contre, si la pente est forte, comme c'est le cas pour un volcan bouclier, la lave formera un agencement de chenaux tressés (Cousineau, 1980). Dans les deux cas, le faciès proximal, par rapport au centre éruptif, sera massif, le faciès intermédiaire sera coussiné et le faciès distal sera composé de brèche de fragments ou de brèche coussinée. Ceci est vrai pour une séquence idéalisée seulement. Le faciès coussiné, lors d'une éruption impliquant un large volume de lave, apparaîtra après le faciès massif lorsque la lave en bordure de celui-ci sera devenue plus visqueuse (Leduc, 1981). Donc le faciès coussiné sera distal par rapport au centre éruptif. Dans le cas d'une éruption de faible intensité, les coussins apparaîtront à proximité de la fissure nourricière, comme c'est souvent le cas à l'intérieur de la dorsale médio-Atlantique où ils construisent de petits monticules sur le fond océanique (Ballard et Moore, 1977). Selon Ricketts et al. (1982), les coulées massives, de quelques dizaines de mètres, pourraient représenter un chenal. Il y a peu de structures ou de faciès volcaniques qui sont des indicateurs environnementaux précis. Ainsi, les laves coussinées les dépôts de tufs turbiditiques et les formations de fer rubanées associés aux laves massives indiquent seulement que l'effusion s'est produite dans un milieu aqueux (Ricketts et al., 1982). Par contre, elles ne permettent pas de préciser la profondeur du dépôt. En général, seul l'assemblage de faciès volcano-

sédimentaires permet de mieux préciser l'environnement de dépôt et les modes de mise en place des unités.

2.4.5 Terminologie des roches volcanoclastiques

2.4.5.1 Types et caractères des roches volcanoclastiques

Le terme volcanoclastique est un terme non-génétique qui englobe tous matériaux fragmentaires d'origine volcanique produit par un mécanisme de fragmentation quelconque (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987; Lajoie et Stix, 1992). La fragmentation peut être produite par un phénomène volcanique primaire qui est en général contemporain à l'éruption. Elle peut également être le résultat de phénomènes superficiels secondaires liés à la destruction mécanique et/ou chimique d'une roche volcanique. Le terme volcanoclastique inclus donc les dépôts de pyroclastites primaires ou secondaires, les autoclastites, les hyaloclastites et les épicastites (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Lajoie et Stix, 1992). La classification de ces roches est basée sur leur composition, leurs textures et leurs structures sédimentaires.

Les fragments pyroclastiques, qui sont aussi connus sous le terme de pyroclaste (Schmid, 1981), sont produit par plusieurs processus reliés aux éruptions volcaniques soit magmatiques, phréatomagmatiques ou phréatiques (Fisher et Schmincke, 1984). Ces

fragments sont des particules expulsées à l'extérieur par un conduit volcanique. Par contre, les fragments hydroclastiques sont une variété de pyroclastes formés à partir d'une explosion de vapeur qui se crée à l'interface eau/magma; ils peuvent aussi être produits lors d'un refroidissement rapide et d'une granulation mécanique de la lave qui vient en contact avec l'eau ou avec des sédiments saturés en eau (Fisher et Schmincke, 1984). Les fragments volcaniques peuvent aussi être formés à l'intérieur des dépôts autres que pyroclastiques et hydroclastiques, parmi eux il y a les dépôts épicastiques, autoclastiques et alloclastiques.

Les dépôts épicastiques volcanogènes résultent de la météorisation et de l'érosion de matériaux volcaniques consolidés (Fisher et Schmincke, 1984). Ce type de dépôt a tendance à être polygénique et renferme les mêmes structures sédimentaires que les autres roches silicoclastiques (Fisher et Schmincke, 1984). Par contre, les dépôts autoclastiques sont le produit d'une fragmentation par friction mécanique, par explosion gazeuse pendant le mouvement de la lave ou par l'effondrement gravitationnel d'un dôme (Fischer et Schmincke, 1984). Les fragments de ces dépôts sont formés *in situ*, ils sont monogéniques et non-soudés (Fisher et Schmincke, 1984). Ils peuvent être en transition avec les coulées de lave parent qui ont la même composition. Les structures internes de ces dépôts suggèrent peu ou pas de transport (Fisher et Schmincke, 1984; Lajoie et Stix, 1992). Les hyaloclastites, sont une variété d'autoclastite, résultant d'une activité non-explosive de l'eau qui, en pénétrant dans les fractures de la roche, se vaporise. Elles peuvent également être produites lors du contact de la lave avec l'eau (Lajoie et Stix, 1992). Les dépôts alloclastiques sont le produit d'une dislocation de roches volcaniques pré-existantes qui

résulte de processus ignés sous la surface terrestre qui peut ou ne pas être accompagnés de magma frais (Fischer et Schmincke, 1984). La granulation produite par des processus tectoniques est un autre moyen par lequel les fragments volcaniques sont formés.

Une roche pyroclastique est un agrégat de matériaux volcaniques directement déposé par une éruption volcanique ou remobilisé par des agents tels que le vent et l'eau (Fisher, 1961; Lajoie, 1984; Fisher et Schmincke, 1984). Pour ce type de dépôt, il est important d'introduire préalablement, une terminologie basée sur la granulométrie et une basée sur les composantes des tufs. La classification granulométrique des fragments pyroclastiques servira, principalement, lors de l'étude stratigraphique définissant les différents faciès de ce dépôt. Cette première classification a été introduite par Fisher (1961, 1966) et se définit comme suit : 1) les cendres fines, et les tufs fins contenant des clastes de taille inférieure à 1/16 mm, 2) les cendres grossières et les tufs grossiers formés de clastes de 1/16 mm à 2 mm, 3) par contre la classe granulométrique variant entre 2 mm et 64 mm caractérise les cendres et les tufs à lapilli fins, 4) tandis que les blocs et les bombes pyroclastiques sont inclus dans la classe granulométrique variant de 64 mm à 256 mm. Les pyroclastes ayant une taille supérieure à 256 mm caractérisent les blocs et les bombes grossières. Il est à noter qu'un tuf à lapilli est composé de 25% à 75% de lapilli (Schmid, 1981).

La terminologie basée sur la composition a été faite en fonction des tufs fins et des tufs grossiers (Schmid, 1981). Par contre, elle est généralement utilisée pour les tufs à lapilli fins et grossiers. Auparavant, les cendres et les tufs étaient subdivisés en trois types, soit

les tufs ou les cendres lithiques, les cendres et les tufs vitreux et les cendres et les tufs à cristaux (Williams et McBirney, 1979). Par la suite, ces types ont été utilisés afin de définir une classification formelle des cendres et des tufs (Schmid, 1981).

2.4.5.2 Critères d'identification des dépôts pyroclastiques

L'identification des critères des dépôts pyroclastiques ainsi que leur classification est nécessaire à la reconnaissance des dépôts primaires versus secondaires. Les critères de composition de Fisher et Schmincke (1984) et de Stix (1991) seront utilisés pour identifier les composantes pyroclastiques. Ainsi, les dépôts pyroclastiques sont composés de trois principaux types de pyroclastes : 1) les fragments juvéniles (essentiels) vitreux, 2) les fragments accidentels, et 3) les fragments accessoires. Les fragments essentiels ou juvéniles sont des particules de magma refroidi vitreux tel que les ponces (felsique) et les scories (mafique) ainsi que les pyroclastes de verre volcanique peu ou pas vésiculaires et les échardes de verre (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Les fragments accidentels sont des fragments lithiques des dépôts environnants (roches sédimentaires, ignées, métamorphiques). Les fragments accessoires sont des fragments lithiques volcaniques consolidés produits lors d'une éruption antérieure (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Dans le cas impliquant des magmas porphyriques, il y aura également des cristaux et des fragments de cristaux. Les cristaux idiomorphes ou brisés de quartz volcaniques sont généralement bipyramidés et peuvent avoir une texture de

résorption, ceux des feldspaths sont de haut températures (Cas, 1983). Ces cristaux seraient relâchés pendant la perturbation explosive ainsi que le bris des magmas explosifs et celui des fragments essentiels.

Les textures et les structures sédimentaires sont importantes pour l'interprétation. Ainsi, la mise en place des particules produites lors d'une éruption sub-aérienne ou sous-marines peut être déduite d'un agencement de textures et structures sédimentaires (Stix, 1991). Par exemple, les séquences à double classement dans les dépôts pyroclastiques, sont les meilleures preuves d'un dépôt primaire sous-marin (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

2.4.5.3 Les types de dépôts pyroclastiques

2.4.5.3.1 Introduction

Il existe trois types génétiques de dépôts pyroclastiques définis selon le mode de transport et de mise en place. Ces types sont des dépôts pyroclastiques de déferlentes, de coulées et de retombés (Figure 4). Ils peuvent être formés par tous les mécanismes d'éruptions explosives, qu'ils soient magmatiques, phréatomagmatiques ou phréatiques (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987; Lajoie et Stix, 1992; McPhie et al.,

1993). Une attention particulière sera faite sur les dépôts de coulée pyroclastique sous-marine.

2.4.5.3.2 Les dépôts de déferlantes pyroclastiques

Les dépôts de déferlantes pyroclastiques, résultent d'un mouvement latéral le long d'une pente, transportant un mélange de gaz et de solide à faible densité de particules sous la forme d'un écoulement turbulent en expansion (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987). Ces dépôts sont partiellement contrôlés par la topographie, où les accumulations seront plus importantes dans les vallées que sur les sommets (Figure 4c) (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987). Typiquement, les structures sédimentaires, que l'on y retrouve, sont unidirectionnelles, comme par exemple, les laminations obliques à angle faible, les simili-dunes, les simili-dunes grimpantes, les "*pinch-and-swell*" et les "*chute-and-pool*." Les dépôts de déferlantes sont régulièrement enrichis en fragments lithiques denses et en cristaux. Ils montrent un meilleur tri que les dépôts de coulées pyroclastiques mais, par contre, ils sont moins bien triés que les dépôts de retombées pyroclastiques. Localement, les conduits d'échappement de gaz sont présents (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

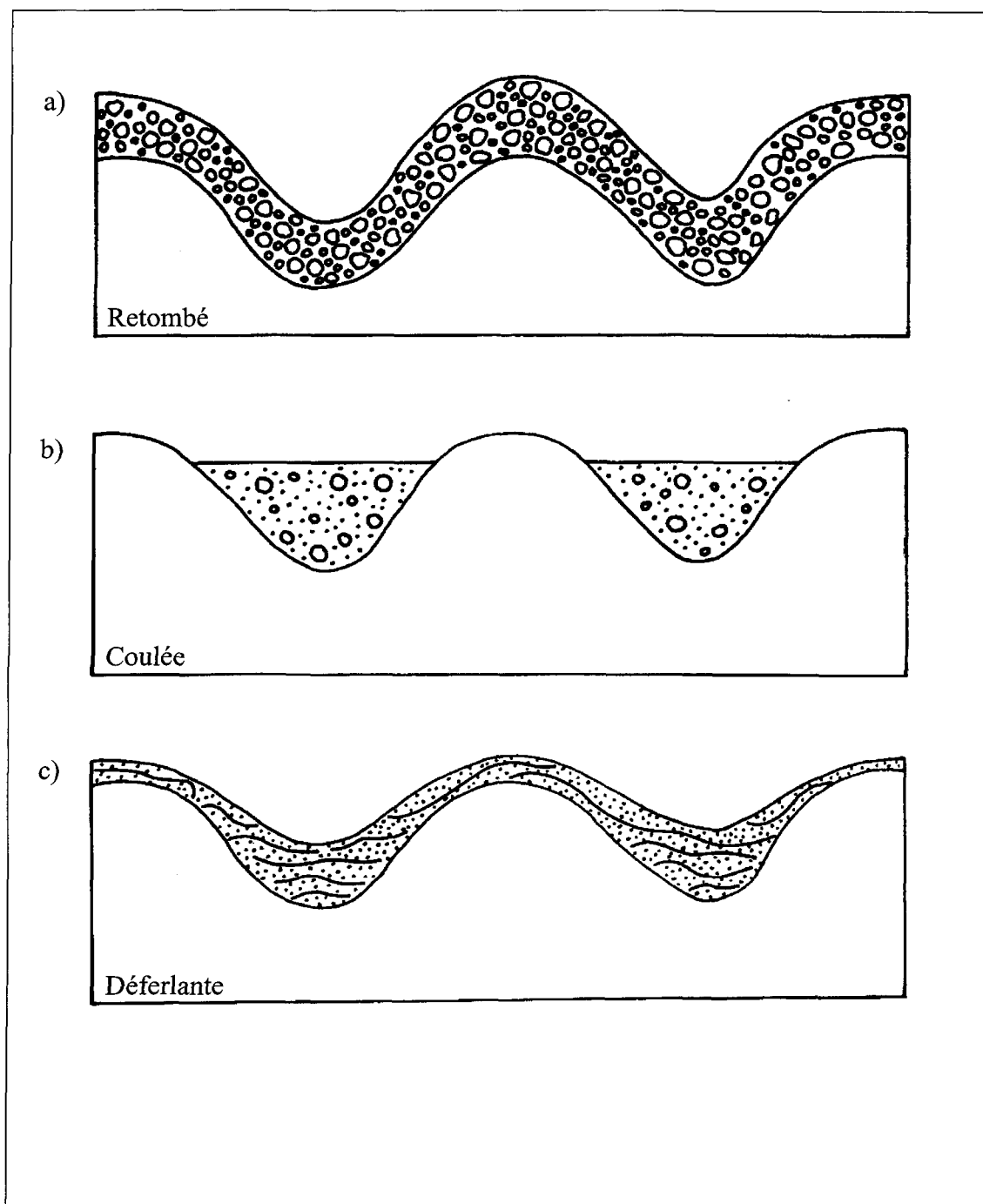


Figure 4. Diagramme montrant les trois types de dépôts pyroclastiques. A) dépôt de retombé; B) dépôt de coulée; C) dépôt de déferlante (Wright et al., 1980).

Certains dépôts de déferlantes sont associés aux explosions phréatiques et phréatomagmatiques. Ils sont le produit d'une expansion radiale, à partir du conduit, d'un nuage peu élevé à faible concentration de particules. Il y aura alors un dépôt de déferlante basale "*base surge*". Si le rapport eau/magma est élevé le dépôt sera froid et humide, par contre si le rapport est faible le dépôt sera chaud et sec (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Les dépôts de déferlantes basales sont stratifiés et laminés, parfois ils sont massifs. Ils renferment des fragments juvéniles vésiculaires et non-vésiculaires, des cendres, des cristaux et parfois des fragments accessoires. On y rencontre régulièrement des lapilli accréionnaires (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Les dépôts de déferlantes reliés aux coulées pyroclastiques se mettent en place à chaud et à sec ou humide. Si le matériel se retrouve à la base de la coulée, ceci formera un dépôt de déferlante de fond (*ground surge*). Par contre, si le matériel est au sommet de la coulée et s'il est associé aux retombées contemporaines on parlera alors d'un dépôt de déferlante de nuage de cendre. La formation des déferlantes de fond peut s'expliquer par trois mécanismes : 1) par une explosion latérale d'un matériel peu concentré, 2) par la compression de la masse de gaz à l'avant de la tête de la coulée pyroclastique ou 3) par l'effondrement précoce, de moindre importance, de la colonne éruptive. Ces dépôts renferment des proportions variables de cendres de fragments vésiculaires juvéniles, de cristaux et de fragments lithiques. Parfois les tubes de dégazages y sont présents (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Les dépôts de déferlantes associées aux retombées pyroclastiques sont en partie similaires aux dépôts de déferlantes de fond. Une partie du nuage turbulent de cendres peut se comporter comme une entité distincte du nuage de cendres sus-jacent et de la coulée pyroclastique sous-jacente, formant ainsi un dépôt de déferlante du nuage de cendre. Ces dépôts se situent généralement au sommet et latéralement par rapport à la coulée sous-jacente. Parfois on y rencontre des concentrations de matériaux denses ainsi que des conduits d'échappement de gaz (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Il n'existe pas d'équivalent de ces dépôts dans les milieux sous-marins, puisque l'eau réduit de beaucoup le choc des ondes latérales, comme la densité des déferlantes est inférieure à celle de l'eau ceux-ci ne pourront donc pas s'écouler par gravité. Les matériaux qui constituent normalement les dépôts de déferlantes seront donc incorporés dans la coulée pyroclastique (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

2.4.5.3.3 Les coulées pyroclastiques

Les dépôts de coulées pyroclastiques sont généralement formés suite à l'effondrement de la colonne éruptive. Celui-ci est contrôlé par la gravité. Cet écoulement est composé d'un mélange dense de particules et de gaz, il peut être chaud et peut être partiellement fluidisé (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987). En règle général, ces types de dépôts sont contrôlés par la topographie, remplissant donc les vallées

et les dépressions (Figure 4b) (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987). Cependant, certaines coulées pyroclastiques ponceuses, qui sont violentes, sont mises en place à une très grande vitesse créant ainsi un dépôt qui recouvre la topographie (Cas et Wright, 1987).

Les volcanologues ont reconnu trois types de coulées pyroclastiques sub-aériennes. 1) Le type Pelée qui est une nuée ardente produite par une explosion dirigée latéralement. Ceci crée des coulées de suspensions turbulentes de faible concentration ayant une très grande vitesse de propagation. 2) Le type St-Vincent, résulte de l'effondrement de la colonne éruptive verticale accompagné d'une coulée qui descend radialement les pentes de l'édifice volcanique. 3) Le type Mérapî est produit par l'avalanche de blocs appartenant au dôme de lave qui est solidifié et chaud, lesquels sont brisés en petits morceaux pendant leur descente dans un écoulement en suspension à haute concentration (MacDonald, 1972; Williams et McBirney, 1979; Lajoie et Stix, 1992).

Les dépôts de coulées pyroclastiques sub-aériennes sont massifs et mal triés. Le mauvais tri est attribuable à la densité élevée des particules. Ceci confère à l'ensemble un comportement similaire aux coulées de débris ayant un écoulement laminaire. On peut observer dans les dépôts de coulées pyroclastiques de faibles stratifications résultant d'un cisaillement interne et/ou de l'aplatissement des particules vésiculaires. Dans certains dépôts on peut retrouver une concentration de fragments lithiques et de cristaux ainsi que des conduits tabulaires de ségrégations de gaz. Ces conduits sont des éléments importants

afin de différencier les coulées pyroclastiques des autres coulées de débris (épicastique), puisque ceux-ci se forment pendant un volcanisme actif. Le tableau 3 montre certaines caractéristiques entre ces deux types de dépôts. La mise en place des coulées pyroclastiques chaudes se reconnaît par des éléments tels que la présence de bois carbonisés, la coloration rosée due à l'oxydation du fer, le soudage des cendres et par le magnétisme thermo-rémanent (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Les dépôts de coulées pyroclastiques sont principalement composés de pyroclastes magmatiques juvéniles ou essentiels, dérivés de la désintégration explosive du magma. Les pyroclastes lithiques essentiels et accessoires sont rassemblés près des conduits et les fragments lithiques accidentels sont recueillis par la coulée (McPhie et al., 1993).

Tableau 3. Différences entre les coulées pyroclastiques et les dépôts épicastiques (Lajoie et Stix, 1992).

	DÉPÔTS ÉPICLASTIQUES	COULÉES PYROCLASTIQUES
TEXTURE	<ul style="list-style-type: none"> - Grains arrondis de roches volcaniques et de cristaux; - Le tri est excellent à mauvais, selon l'environnement de dépôt. 	<ul style="list-style-type: none"> - Les échardes, les scories et les ponces sont anguleux à sub-arrondis; - On retrouve des lapilli accréionnaires et cuirassés qui peuvent être déformés ou soudés; - Le tri est pauvre à très pauvre.
COMPOSITION	Les fragments de roches volcaniques peuvent être polygénique avec des phases incompatibles tel que le quartz et le basalte.	<ul style="list-style-type: none"> - Les fragments sont principalement felsiques à intermédiaires; - Les fragments tendent à être monogénétiques.
STRUCTURE	Structures sédimentaires normales.	<ul style="list-style-type: none"> - Présence commune de granoclasement normal et/ou inverse; - Strates épaisses et diffuses.

Dans les environnements sous-marins, on retrouve trois types de dépôts de coulées, 1) les dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines, 2) les dépôts de coulées de masses sub-aqueuses de débris pyroclastiques (Stix, 1991), 3) les dépôts de cendres ou de tufs turbiditiques (Cas et Wright, 1987).

Les dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines sont des produits primaires d'une éruption explosive magmatique (Stix, 1991). Les coulées sont chaudes et peuvent être à support de gaz (Cas et Wright, 1987). Ils peuvent être l'équivalent de leur contrepartie sub-aérienne et être l'extension latérale de celle-ci. Ils peuvent également résulter d'une éruption sous-marine (Fiske et Matsuda, 1964). Dans la littérature, ce terme est généralement appliqué aux unités massives possédant les caractéristiques des coulées de masses de haute concentration (Cas et Wright, 1987).

Il existe deux types de dépôts de coulée de masses sub-aqueuses de débris pyroclastiques (tableau 4). Le premier type sont les coulées de masses de débris pyroclastiques qui ne sont pas mises en place à l'état chaud mais sont primaires puisqu'elles sont le produit direct d'une éruption et se sont déposées immédiatement après celles-ci (Stix, 1991). Le deuxième type sont les coulées de masses de débris volcanoclastiques qui sont des coulées secondaires, c'est-à-dire qu'elles ne sont pas nécessairement synchronisées et génétiquement reliées à une éruption explosive. Ces coulées peuvent être le résultat d'un effondrement gravitationnel post-éruptif de matériaux pyroclastiques. Ceux-ci peuvent inclure des quantités significatives de matériaux non

Tableau 4 . Caractéristiques des coulées de masse sub-aqueuses de débris pyroclastiques et volcanoclastiques. (Stix, 1991)

CARACTÈRES	COULÉES DE MASSE SUB-AQUEUSES DE DÉBRIS PYROCLASTIQUES	COULÉES DE MASSE SUB-AQUEUSES DE DÉBRIS VOLCANOCLASTIQUES.
ÉVIDENCES DE RÉTENTION DE CHALEUR	<ul style="list-style-type: none"> - Zones de soudages verticaux et latéraux distinctes, - Textures microscopiques d'échardes de verres soudées, - Joints colonnaires, - Conduits de ségrégations de gaz, - Magnétisation thermorémanente syn-sédimentaire, - Oxydation thermique rouge 	<ul style="list-style-type: none"> - Peu ou pas d'évidences de rétention de chaleur.
TEXTURES	<ul style="list-style-type: none"> - Massif à support de matrice 	<ul style="list-style-type: none"> - Stratifications abondantes, - Stratifications entrecroisées, - Support de matrice.
GRANOCLASSEMENT	<ul style="list-style-type: none"> - Classement par densité de l'unité massive basale passant à une unité sommitale granodécroissante à double classement, surmonté par des cendres fines de co-ignimbrite. 	<ul style="list-style-type: none"> - L'unité inférieure peut-être granoclassée normalement, doublement classée et peut ne pas être surmontée par des cendres de co-ignimbrite.
COMPOSITION	<ul style="list-style-type: none"> - Monolithique 	<ul style="list-style-type: none"> - Communément hétérolithique
PONCES	<ul style="list-style-type: none"> - Abondantes, - Peut être inversement granoclassé et croître au sommet de l'unité massive. 	<ul style="list-style-type: none"> - Normalement granoclassé ? - Épuisement des ponces par flottement ?
ÉCHARDES DE VERRES	<ul style="list-style-type: none"> - Morphologie distincte, - Anguleuse, - Composition relativement homogène. 	<ul style="list-style-type: none"> - Épuisement vitrique, - Peut être arrondies, indistinctes et/ou absentes, - Composition hétérogène
CRISTAUX	<ul style="list-style-type: none"> - Population compatible pétrographiquement, - Cristaux et fragments de cristaux idiomorphe, angulaire. 	<ul style="list-style-type: none"> - Enrichissement, - Mélange de population, - Possiblement remaniés, arrondis
FRAGMENTS LITHIQUES	<ul style="list-style-type: none"> - Relativement peu, - Anguleux à sub-anguleux. 	<ul style="list-style-type: none"> - Débris biogéniques, sédimentaires et métamorphiques incorporés, et fragments de roches volcaniques accidentels associés avec une diminution dans la proportion des débris pyroclastiques juvéniles, - Les fragments de roches volcaniques accidentels peuvent être de composition incompatible avec les matériaux juvéniles, - Anguleux à arrondis.
ROCHES ASSOCIÉES	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de laves <i>in situ</i>, - Epiclastiques et sédiments non-volcaniques rares 	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de laves <i>in situ</i> rares, - Epiclastiques et sédiments non-volcaniques peuvent être communs, - Glauconite ?
AUTRES	<ul style="list-style-type: none"> - Lapilli accréionnaires abondants ? - Zonation de composition systématique de matériaux juvéniles dans les coulées ? 	

volcaniques (Stix, 1991). Le remaniement secondaire et la resédimentation peuvent obscurcir la source des matériaux volcanoclastiques. Les dépôts de débris pyroclastiques sont difficilement distinguables des coulées de débris volcanoclastiques (Stix, 1991). Les tufs turbiditiques sont déposés par des courants de turbidité. Ces dépôts montrent des structures sédimentaires apparentées aux turbidites classiques (Cas et Wright, 1987). Dans quelques cas, ces dépôts peuvent être l'équivalent latéral des coulées de masse sous-marines denses. Ceux-ci sont composés de débris juvéniles, qui à la suite d'un mélange avec l'eau et la dilution extensive, produisent des courants de turbidité à faible concentration de particules (Cas et Wright, 1987). Ceci peut se produire lors du mélange de l'eau entrant directement dans le corps de la coulée à la base du front de la coulée ou par l'ablation de la surface supérieure de la tête de la coulée causée par le cisaillement et par l'érosion. Ceci générera une zone turbulente supérieure qui pourra se transformer en courant de turbidité. Cependant, ce ne sont pas tous les tufs turbiditiques qui sont l'équivalent latéral des coulées pyroclastiques. Elles sont plus communément produites et composées de matériaux resédimentés par des courants de turbidité qui sont engendrés par l'effondrement de dépôts volcaniques antérieurs, bien que ces effondrements puissent être liés à des événements co-éruptifs. Dans ce dernier cas, il serait approprié d'utiliser un terme non-génétique tel que des dépôts volcanoclastiques de turbidité (Cas et Wright, 1987).

2.4.5.3.4 Les retombées pyroclastiques

Les dépôts de retombées pyroclastiques se forment suite à l'éjection explosive de matériaux à partir d'un conduit. Cette éjection produit une colonne éruptive composée de cendre et de gaz qui s'élève dans l'atmosphère. La géométrie et la taille du dépôt reflètent la hauteur de la colonne éruptive ainsi que la vitesse et la direction des vents atmosphériques, dans le cas d'une éruption sub-aérienne. Par contre, dans un milieu sous-marin, l'intensité et la direction du courant d'eau influence la géométrie et la taille du dépôt (Fisher et Schmincke, 1984; Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; Lajoie et Stix, 1992; McPhie et al., 1993). Les dépôts de retombés formeront des lits dont les épaisseurs seront uniformes et qui épouseront la surface topographique (figure 4a).

Ce type de dépôt se forme à mesure que la colonne éruptive se développe, lorsque les pyroclastes retombent par gravité au sol. Dans un milieu sub-aérien, les pyroclastes les plus volumineux et les plus denses suivront une trajectoire balistique, qui n'est pas affectée par le vent, et retomberont près du conduit. Les pyroclastes les plus petits et les plus légers seront entraînés dans la colonne éruptive et le panache. Par la suite, ils seront déposés au-delà du conduit. La distance dépendra de la vitesse de la chute terminale, de l'expansion latérale du panache et de la vitesse du vent (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987; Lajoie et Stix, 1992; McPhie et al., 1993). Par contre dans un milieu sous-marin, les courants et les propriétés hydrodynamiques des différents types de pyroclastes agissent sur le tri, qui sera meilleur que dans un milieu sub-aérien. Ainsi donc, les fragments lithiques

denses, les cristaux et les ponces ou les scories, encore chauds, commenceront à retomber immédiatement et seront triés conformément à leur vitesse de sédimentation respective. Cette vitesse dépendra, principalement, de la densité et de la force de la particule (McPhie et al., 1993). Le dépôt de matériaux à faible densité, tel que les cendres fines et les fragments ayant une vitesse de sédimentation faible, sera plus lent. Ces composantes sont généralement transportées par les courants et sont largement dispersées. Dans certains cas, les cendres fines et les ponces gorgées d'eau seront déposés ensemble, formant ainsi des dépôts bimodaux (McPhie et al., 1993). Les dépôts distaux de cendres sont composés d'échardes de verre et de fragments de cristaux. Ils présentent un granoclassement normal où la base est enrichie en cristaux et le sommet est riche en fines échardes de verre. Ce dernier dépôt peut être massif (McPhie et al., 1993).

CHAPITRE III

DESCRIPTION DES UNITÉS DE LA ZONE DE TRANSITION DU GROUPE DE HUNTER MINE

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, une description mégascopique et pétrographique, des unités rencontrées dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et ceux de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure, seront faite. Il y aura également, à la fin de chaque unité décrite, une interprétation sommaire de celle-ci.

3.2 La zone de transition du Groupe de Hunter Mine

3.2.1 Généralités

La zone de transition du Groupe de Hunter Mine comprend diverses unités lithologiques (Figure 5). Parmi celles-ci on retrouve des brèches hétérolithiques, des formations de fer rubanées, des sédiments volcanogènes (tufs turbiditiques), des laves felsiques et

mafiques, des sulfures volcanogènes ainsi que des dykes ou filons-couches gabbroïques et felsiques. Cette sous-section sera utilisée pour la description et l'interprétation sommaire de ces unités.

3.2.2 Brèches hétérolithiques du Groupe de Hunter Mine

3.2.2.1 Description des brèches hétérolithiques

Les brèches hétérolithiques se retrouvent à la base de la zone de transition juste au-dessus d'un important dyke ou filon-couche de gabbro (Figures 6 et 7). Deux coulées de ces brèches ont été observées à l'affleurement ROQ-91-1 (Figure 3) mesurant plus de 650 m d'épaisseur (Figures 6). Il y aura donc une description mégascopique et pétrographique suivie d'une brève interprétation.

La première coulée de brèche hétérolithique se trouve dans une formation de fer rubanée à chert et magnétite. La deuxième unité se situe entre un dépôt de volcanoclastique déformé et un dyke ou filon-couche d'andésite porphyrique (Figures 6 et 7). L'épaisseur des brèches est approximativement de 4 m pour la première et de 5 m pour la seconde. Elles montrent une couleur d'altération grisâtre due à la silicification de la matrice tufacée. Les coussins et les fragments de coussins sont altérés en épidote et en hématite. Ils sont caractérisés par une couleur verte et rouille (Planche 1a). On peut observer une stratification à l'intérieur de

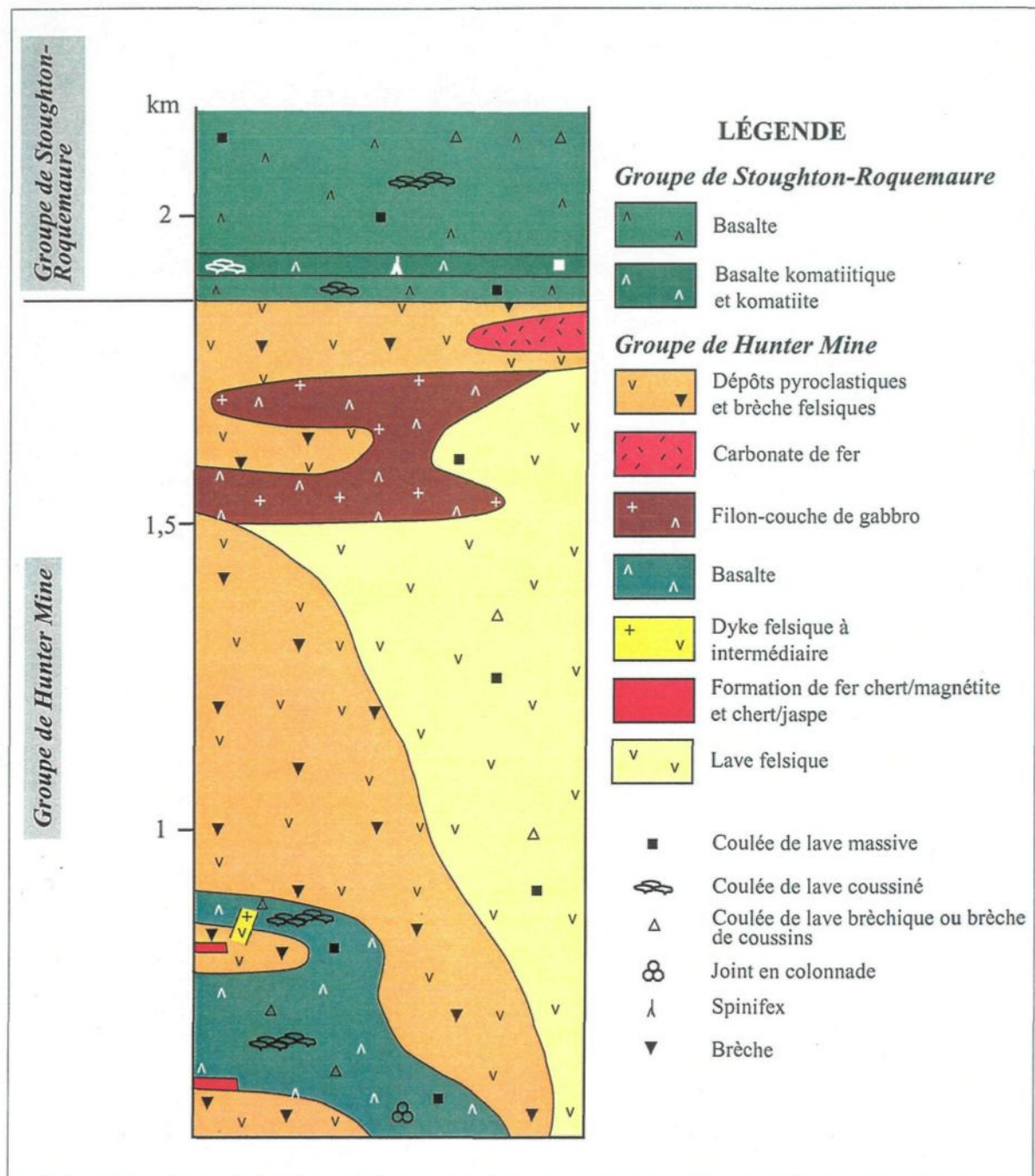


Figure 5. Colonne stratigraphique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et de la base du Groupe de Hunter Mine.

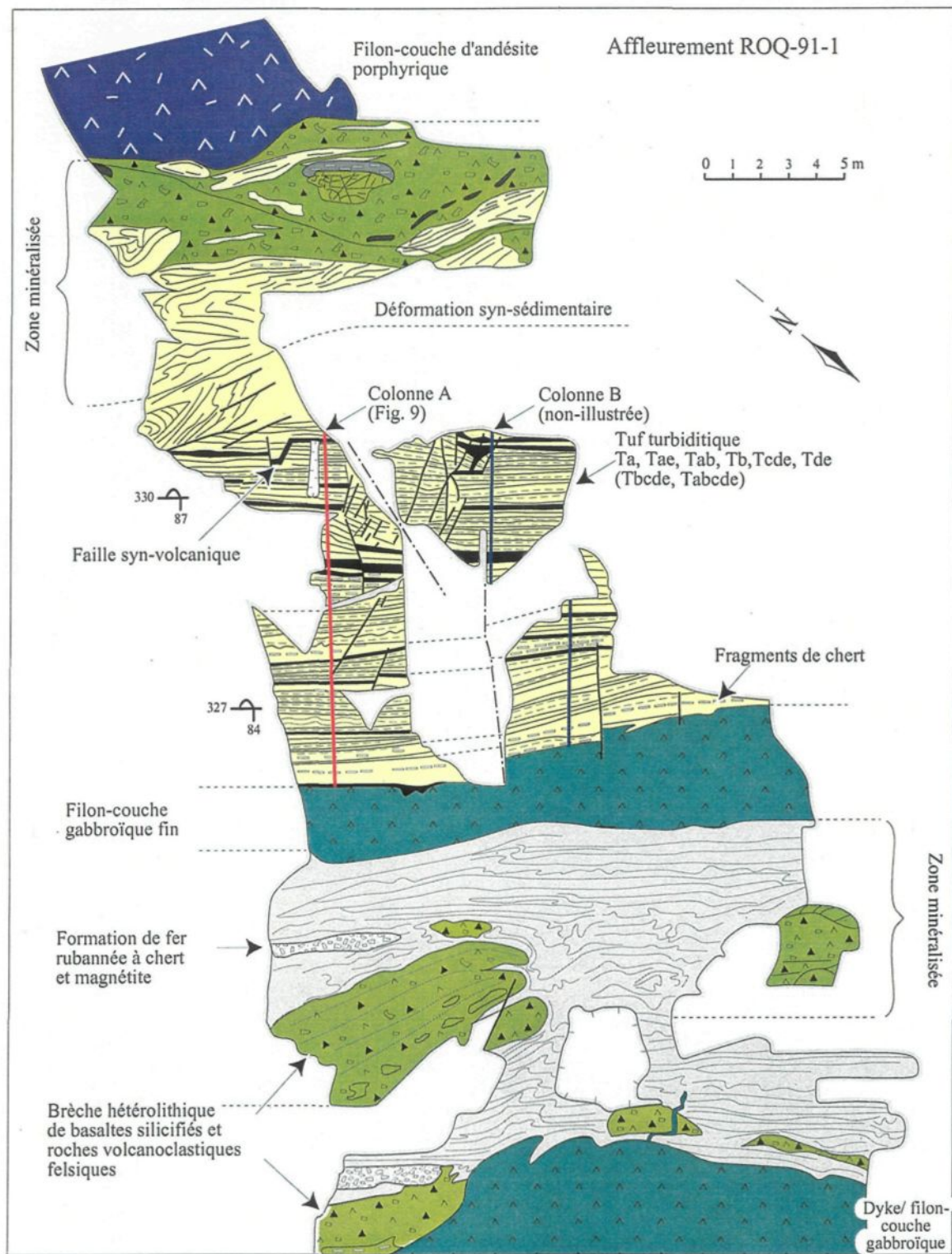


Figure 6. Carte des unités géologiques représentant la base de la zone de transition située à l'affleurement ROQ-91-1. Colonne A: voir figure 9; Colonne B: décrit dans le texte.

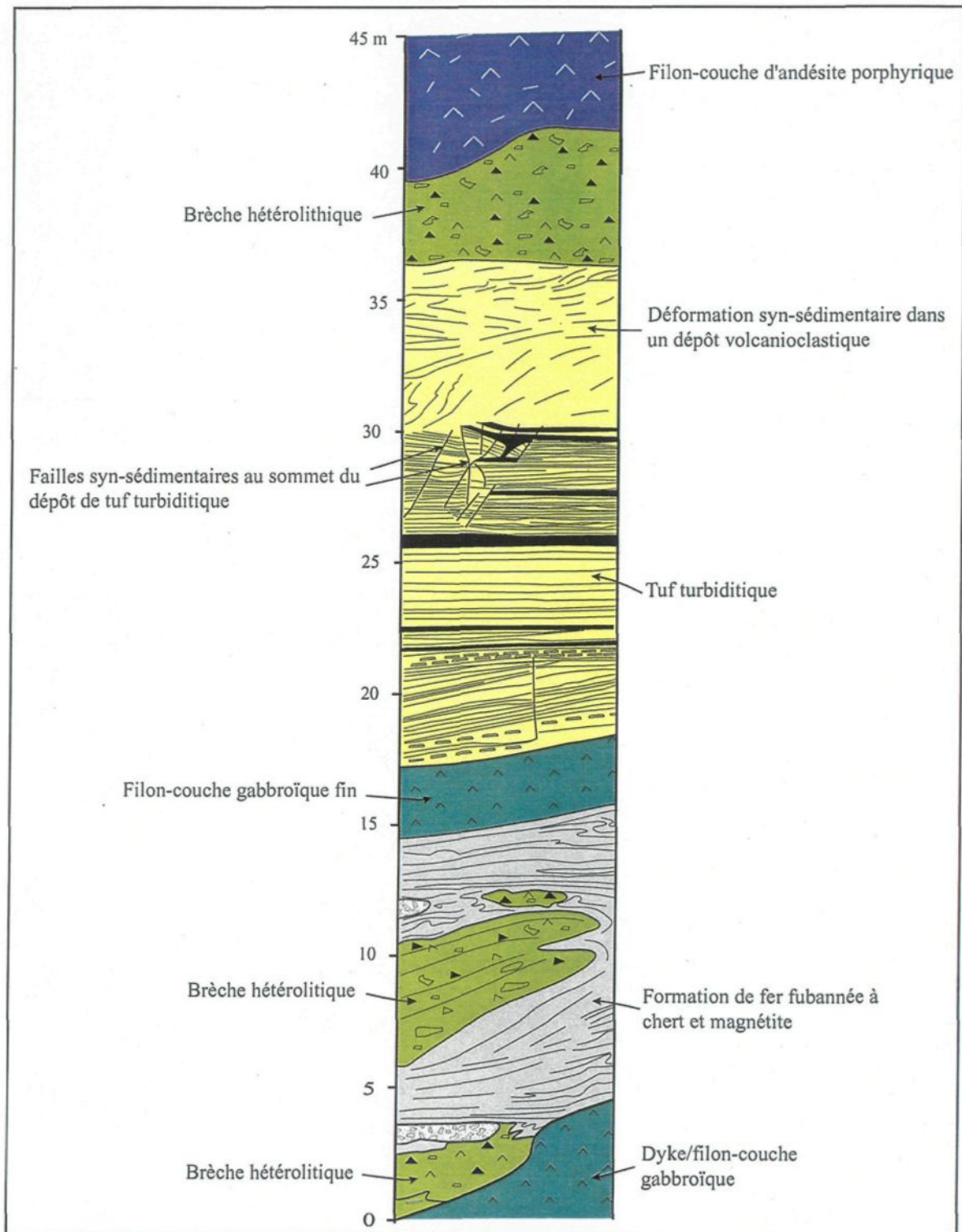


Figure 7 . Colonne stratigraphique de la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (voir figure 6).

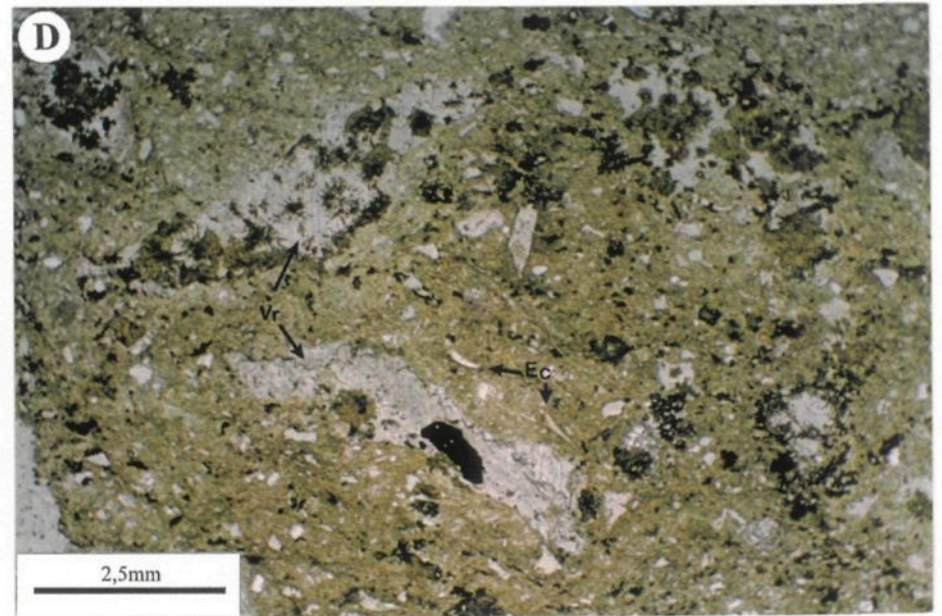
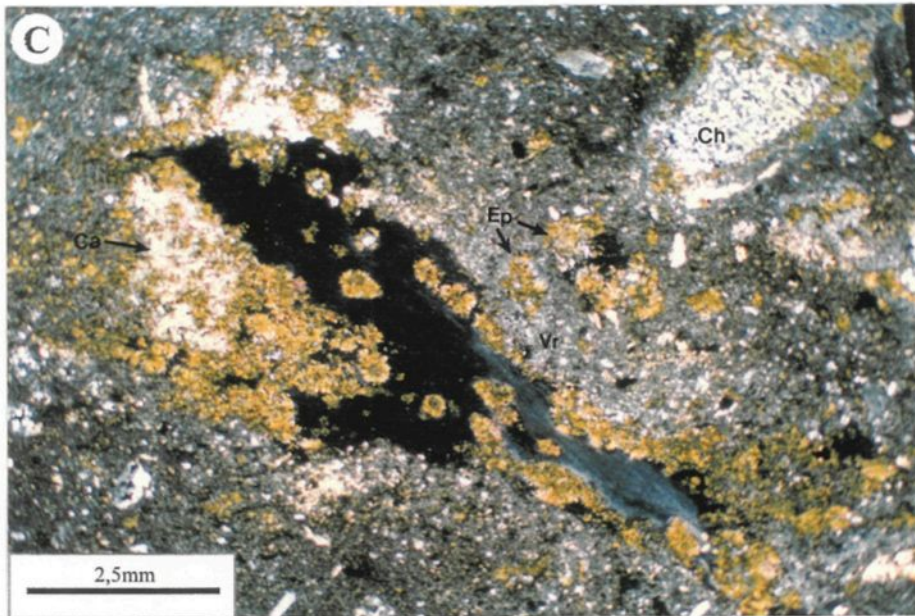
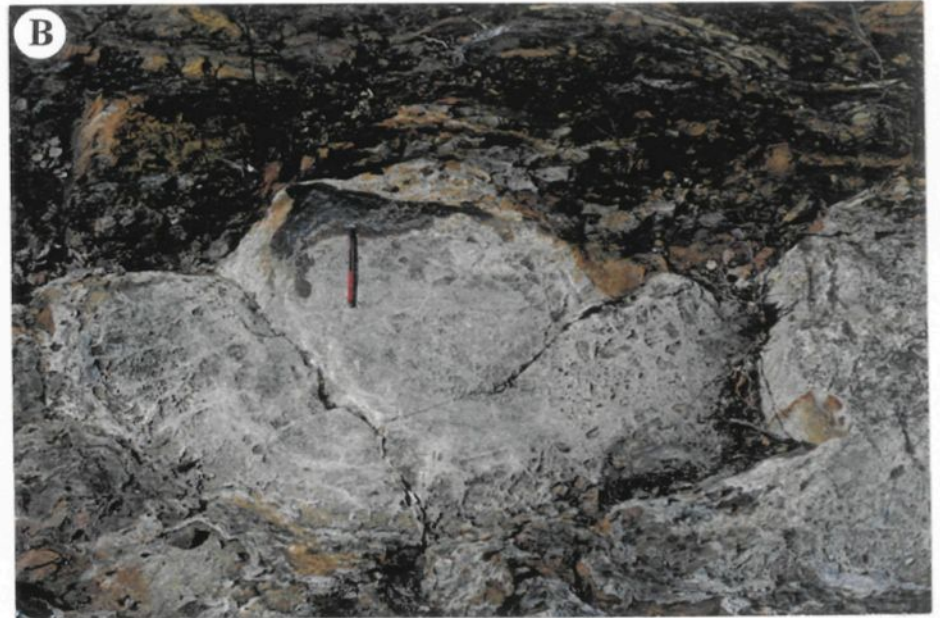
la première brèche. Ceci se traduit par une succession de strates montrant un granoclassement normal. Ainsi, à la base de la première unité, on peut retrouver des coussins presque intacts (Planche 1b) qui passent graduellement à des fragments de basalte et de chert de plus en plus petits créant un granoclassement normal. Certains fragments montrent la forme des bordures de coussins et d'autres provenant du centre d'un coussin sont anguleux (Planche 1a). On retrouve également quelques fragments anguleux de laves felsiques. Ces brèches sont à support de matrice. Elles sont composées, approximativement de 30% de fragments de laves et de 70% d'une matrice felsique de tuf fin.

À l'aide d'une étude pétrographique, faite sur la première brèche, on a pu déterminer leurs différents constituants. Ainsi, elles sont composées de 10% de fragments chert ou de rhyolites de forme rectangulaire ou sub-anguleuse à sub-arrondie, de 15% de fragments de verres sub-anguleux et 3% de fragments intermédiaires sub-anguleux à sub-arrondis. La matrice felsique de tuf fin compte environ 70% de la roche. Localement, on retrouve de gros fragments de verre volcaniques felsiques montrant une texture perlitique (Planche 2a). Ceux-ci sont associés à des fragments de laves felsiques à phénocristaux de plagioclase séricitisés. Les fragments de rhyolites ou de chert peuvent être partiellement carbonatés et épidotisés. Leur taille varie de 1 mm à 4,2 cm. Les fragments de verres mafiques sont généralement chloritisés (Planche 1c) et peuvent montrer une texture fluidale, certains pourront être partiellement ou complètement carbonatés (Planche 1c, d). Par contre, presque tous ces fragments possèdent une altération tardive en épidote. Celle-ci croît radialement sur la chlorite et les carbonates (Planche 1c). Certains fragments de verre pourront être totalement

PLANCHE 1

Brèches hétérolithiques du Groupe de Hunter Mine

- A) Fragments anguleux basaltiques épidotisés, chloritisés, carbonatés et parfois hématisés. La matrice est silicifiée. Brèche hétérolithique. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- B) Coussin isolé à la base de la coulée bréchique. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- C) Photomicrographie d'un fragment de verre (Vr) mafique chloritisé sub-anguleux prise dans une brèche de lave. Ce fragment est légèrement carbonaté (Ca) et épidotisé. L'épidote (Ep) fibro-radiale se développe sur les carbonates et la chlorite. Le fragment verre semble montrer une texture fluidale. On note également la présence d'un fragment de chert (Ch) ou de rhyolite montrant une couronne d'altération en épidote. Échantillon T-95-3. L.P.
- D) Photomicrographie de fragments de verre (Vr) mafiques chloritisés et épidotisés ou carbonatés et épidotisés. L'épidote croît radialement sur la chlorite et le carbonate. La matrice est silicifiée et possède des échardes de verre (Ec) en Y et en demi-lune "*cusate shards*". Échantillon T-95-3. L.N.



épidotisés. La matrice est composée de 90% de matériaux vitreux silicifiés (Planche 1c, d) et de 10% d'échardes de verre de la famille des "*bubbles walls shards*", montrant une forme en Y ou en demi-lune "*cusped shards*" (Planches 1d).

3.2.2.2 Interprétation des brèches hétérolithiques

La présence de fragments de coussins, de laves felsiques et d'une matrice felsique de tuf fin et d'échardes de verre indique que les unités de brèches hétérolithiques seraient produites par la dislocation des coulées de laves mafiques et felsiques et des dépôts volcanoclastiques non-consolidés pendant une éruption ou un effondrement, sur une pente instable d'un volcan (Ricketts et al., 1981). Ceci aurait créé des coulées de masse sous-marines (Ricketts et al., 1981). Ces coulées auraient parcouru une distance relativement courte puisque les matériaux délicats tels que les fragments de verre et les échardes de verre ont été préservés. De plus, la présence de stratifications montrant un granoclassement normal implique que les coulées de brèche hétérolithique se sont formées par pulsion.

3.2.3 Les formations de fer rubanées

3.2.3.1 Description des formations de fer rubanées

On retrouve des formations de fer rubanées à la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (Figures 6, 7, 8). Par conséquent, ce chapitre traitera brièvement de celles-ci. Il y aura donc une description mégascopique et pétrographique des formations de fer, suivi d'une brève interprétation. Les formations de fer sont des outils relativement importants à la détermination de l'environnement du dépôt, puisqu'ils se forment soit dans les environnements de plate-forme continentale de type Lac Supérieur ou les environnements pélagiques de type Algoma (Dimroth, 1986; Gross, 1986).

On retrouve deux types de formations de fer rubanées soit à chert/magnétite et à jaspe/magnétite. La première est observée complètement à la base de la zone de transition (Figures 6 et 7). Elle a une épaisseur de 11 m et se trouve entre deux filons-couches gabbroïques. À l'intérieur de cette formation de fer rubanée, on retrouve des lambeaux de brèches hétérolithiques (Planche 2b). Par contre, à plus de 400 mètres plus haut stratigraphiquement, les formations de fer rubanées à jaspe/magnétite et chert/magnétite ont des épaisseurs variant de 1,3 m à 1,8 m (Figure 8). Les formations de fer rubanées montrent un rubanement de chert (gris) (Planche 2b) ou jaspe (rouge) (Planche 2c) et de magnétite (noir) variant de 5 à 20 cm. Régulièrement, entre les rubans, on peut observer des carbonates

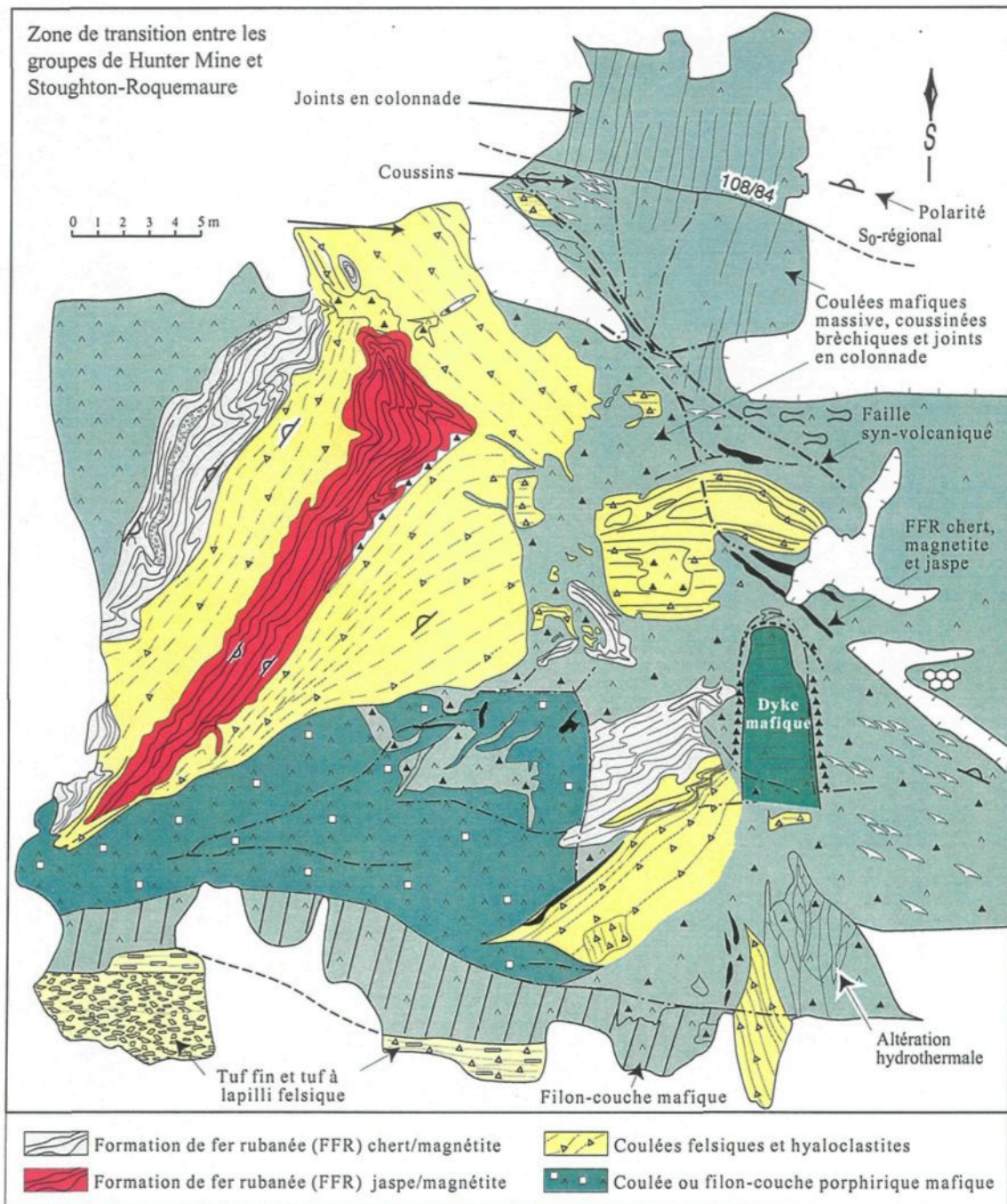
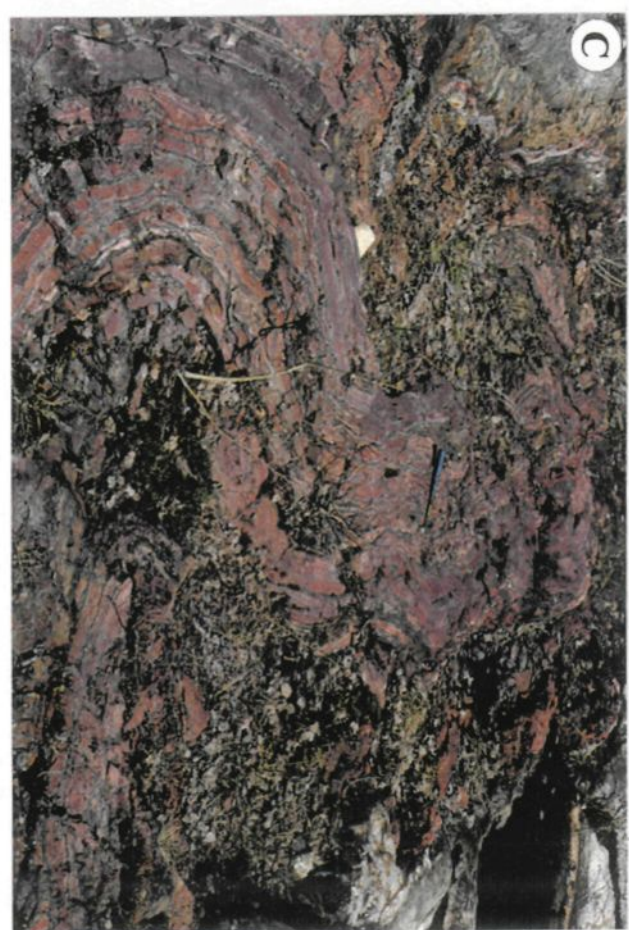
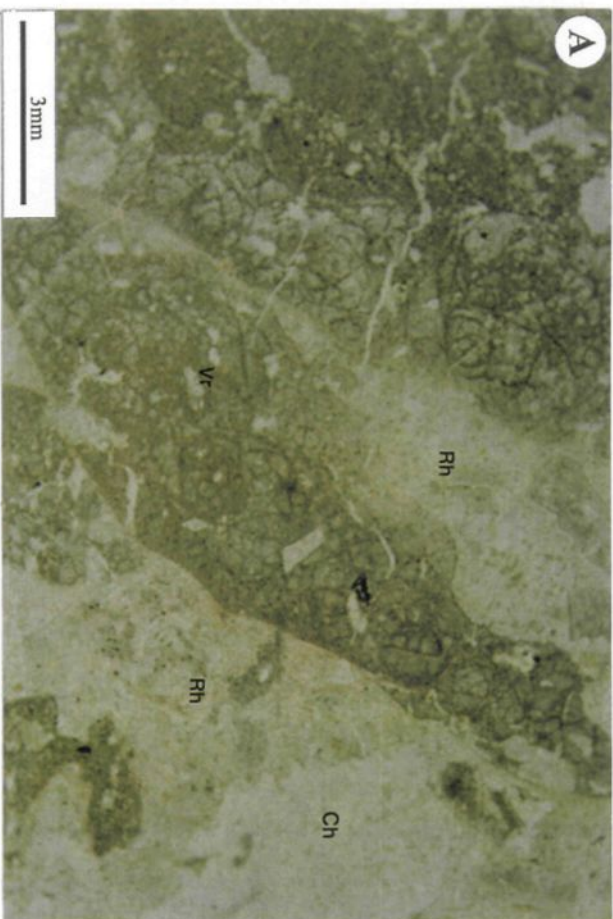


Figure 8. Carte lithologique de la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (Mueller et al., 1997). Affleurement ROQ-91-2.

PLANCHE 2

**Fragments felsiques dans une brèche hétérolithique et formations de fer rubanées
du Groupe de Hunter Mine**

- A) Photomicrographie de la limite entre un fragment de verre felsique (Vr) à texture perlitique et un fragment de rhyolite (Rh) dans lequel on aperçoit des phénocristaux de plagioclase. On peut observer un fragment de chert (Ch). Brèche hétérolithique. Échantillon T-94-9. L.N.
- B) Contact entre un dyke ou filon-couche (FC) mafique et une coulée de brèche hétérolithique (Br). Contact entre une coulée de brèche hétérolithique et une formation de fer rubanée (FFR) à chert/magnétite. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- C) Formation de fer rubanée montrant des rubans de jaspe et de magnétite. Ces rubans sont plissés. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-2.



de fer de couleur rouille. Les rubans sont ondulants et peuvent localement être déformés et plissés (Planche 2c).

Pétrographiquement, les formations de fer rubanées sont assez monotones, les bandes de chert se caractérisent par 98% de quartz et un faible contenu en magnétite (2%). L'intérieur de ces bandes semble montrer de légères laminations. Par contre, les bandes à magnétite sont composées de 30% magnétite et d'environ 70% de quartz.

3.2.3.2 Interprétation des formations de fer rubanées

Les formations de fer rubanées interdigitées aux différents dépôts volcaniques, que l'on retrouve à la base de la zone de transition, semblent être de type pélagique (Dimroth, 1986) (Tableau 5) ou de type Algoma selon Gross (1965, 1986) (Tableau 6). De plus, selon James (1954) ils représenteraient le faciès oxydé (Fyon et al., 1992; Chown et al., 2000). Selon Dimroth (1986), le type pélagique est caractérisé par une matrice de chert ayant des structures internes laminées et par des structures et des déformations syn-sédimentaire. On retrouve ces mêmes caractères (chert ayant une structure interne laminé, dyke et déformation syn-sédimentaire) à l'intérieur des formations de fer rubanées présentes dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. Ces formations de fer rubanées seraient le produit d'altération des tufs turbiditiques puisqu'on les retrouve en étroite association. De plus, les structures

Tableau 5. Caractéristiques générales des formations de fer rubanées (FFR) (Modifié de Dimroth, 1986)

	PLATE-FORME	PÉLAGIQUE
Âge	- Protérozoïque inférieur	- Archéen à protérozoïque inférieur.
Épaisseur des unités	- > 100 m	- < 10 m
Continuité latérale	- Continue sur plus de 100 km	- Continue sur moins de 10 km
Milieu	- Marin peu à moyennement profond	- Marin profond
Textures spécifiques	<ul style="list-style-type: none"> - Matrice de chert recristallisée d'argile, de silt ou de micrite, - Présence d'intraclastes, ooïdes et peloïdes 	<ul style="list-style-type: none"> - Chert laminé, - Déformation syn-sédimentaire - Structures syn-sédimentaires
Types de dépôts associés	<ul style="list-style-type: none"> - Se retrouve au sommet des séquences de plate-forme; - Ils sont surmontés par des shales noirs et des turbidites. 	- Ils sont interdigités avec des roches volcaniques sous-marines, des shales noirs et des turbidites siliciclastiques ou volcanoclastiques.

Tableau 6. Caractéristiques générales des formations de fer rubanées (FFR) (Modifié de Gross,1986).

	LAC SUPÉRIEUR	ALGOMA
Âge	- Précambrien, surtout protérozoïque inférieur.	- Précambrien à l'holocène, surtout archéen.
Épaisseur du dépôt	- 30 à 150 m	- < 100 m
Étendue du dépôt	- Plusieurs km	- Plusieurs km
Textures spécifiques	- Granulaire, oolithique.	- Aucune.
Cadre géologique	- Plateau et talus continental; - Successions de plate-forme précambrienne, en marge des cratons archéens.	- Roches volcaniques; - Grauwackes et argiles litées; - Près des centres d'extrusions; - En bordure des zones volcaniques, des réseaux de failles, des zones rifts; - Souvent associés aux ceintures vertes archéennes.
Roches associées	- Cherts lités, brèches à cherts; - Dolomies, dolomies à stromatolites et cherts; - Argilites; - Grès, quartzites, conglomérats; - Red beds; - Tufs; - Laves; - Roches volcanoclastiques.	- Roches volcaniques felsiques, mafiques et ultra-mafiques; - Grauwackes; - Argilites; - Cherts; - Roches pyroclastiques interstratifiées.

internes des formations de fer rubanées sont semblables à ceux des tufs turbiditiques (Chown et al., 2000).

Ce type de formation de fer rubanée s'accumule sur les édifices volcaniques pendant les périodes d'inactivité volcanique (Dimroth, 1986; Chown et al., 2000). Il se forme seulement dans les environnements marins profonds. Le type plate-forme a été écarté comme hypothèse car les formations de fer rubanées qui ont été décrites ne possèdent pas les caractères spécifiques de ce type tel que l'épaisseur et l'étendue ainsi que les textures oolithiques ou stromatolitiques qui sont généralement présentes dans les milieux peu profonds des plates-formes continentales (Dimroth, 1986).

3.2.4 Le dépôt de tuf turbiditique

3.2.4.1 Introduction

Le dépôt de tuf turbiditique est situé à l'affleurement ROQ-91-1 (Figure 3). Une cartographie à l'échelle 1:50 (Figure 6) ainsi que deux colonnes stratigraphiques détaillées (Figure 9) ont été effectuées. Il est à noter qu'une seule est représentée dans ce mémoire (Colonne A). Tout d'abord cette section sera utilisée afin de décrire et interpréter les faciès sédimentaires du dépôt de tuf turbiditique (3.2.4.2) puis, suivra une description et une interprétation pétrographique (3.2.4.3). Ceci servira, par la suite, à déterminer

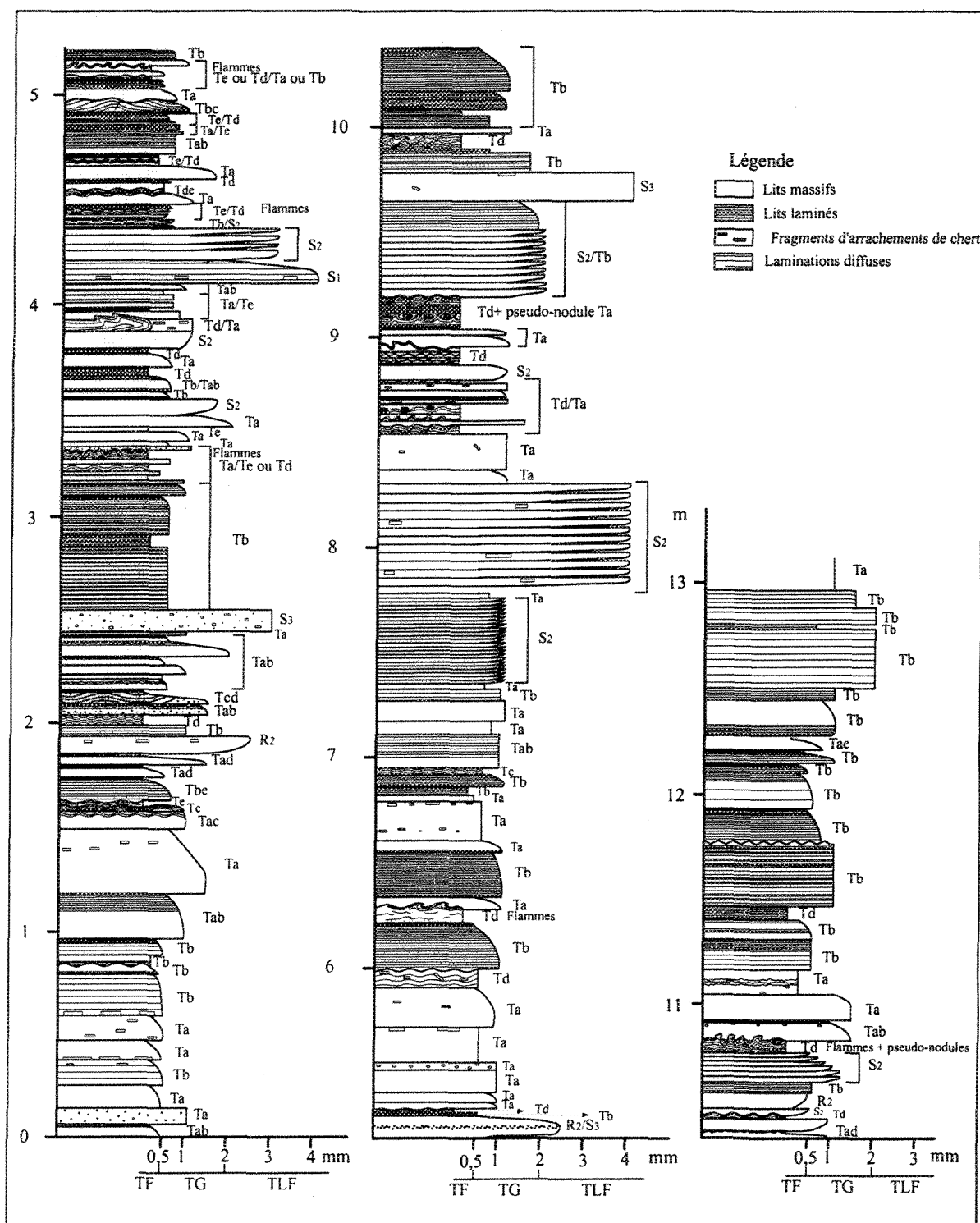


Figure 9. Colonne stratigraphique A du dépôt de tuf turbiditique (voir figure 6).

l'environnement de dépôt, le mode de transport et le type d'éruption associés au complexe volcanique de Hunter Mine.

3.2.4.2 Description des faciès sédimentaires du dépôt de tuf turbiditique

3.2.4.2.1 Introduction

Le dépôt de tuf turbiditique a une épaisseur totale de 12 m. Il est formé d'un faciès de tuf à lapilli fin (TLF), un faciès de tuf grossier (TG) et un faciès de tuf fin (TF). Ce dépôt se retrouve entre un filon-couche gabbroïque et un dépôt volcanoclastique déformé (Figures 6 et 7). Au sommet du dépôt, on retrouve des failles syn-sédimentaires (Figure 7) ainsi que des failles post-sédimentaires dextres (Planche 3a) et sénestres. On y retrouve également un dyke de tuf grossier (Planche 3b).

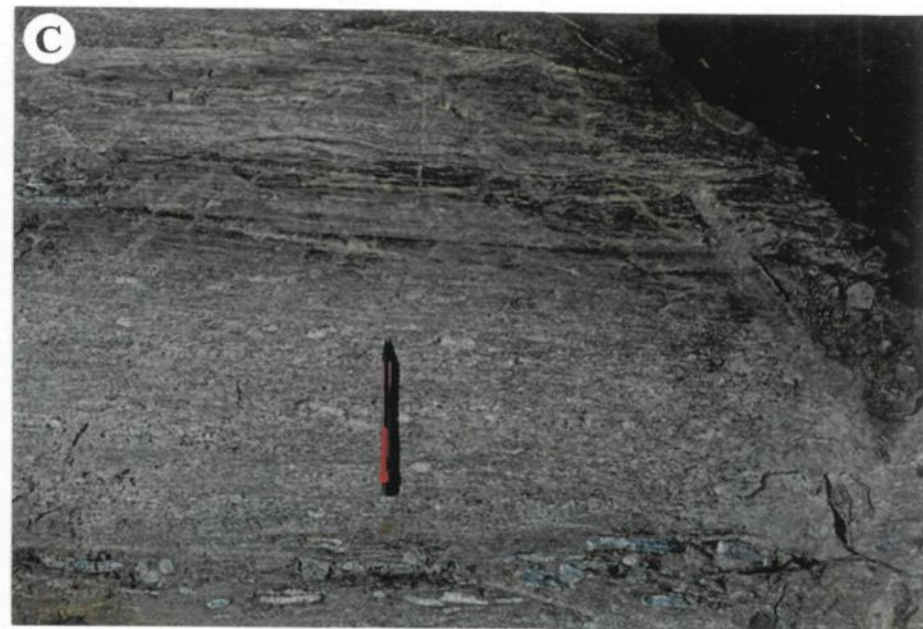
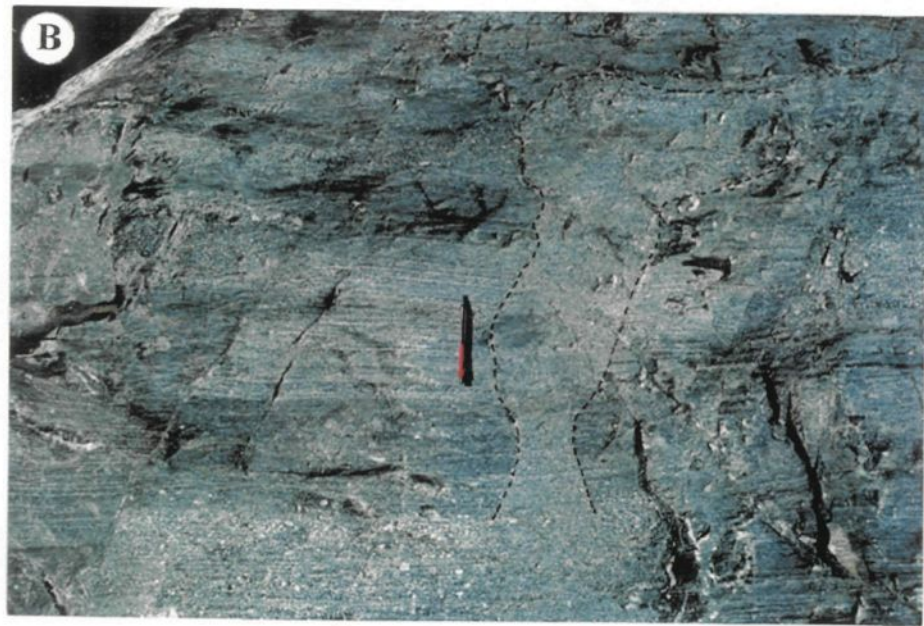
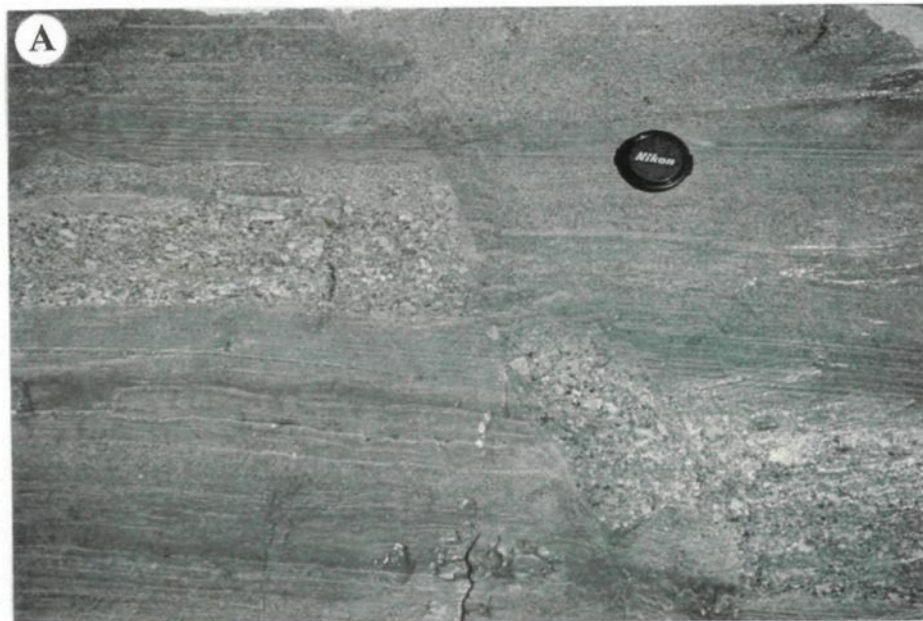
3.2.4.2.2 Description du faciès de tuf à lapilli fin (TLF)

Les lits du faciès TLF, de la colonne A (Figure 9), ont des épaisseurs variant de 9 cm à 53 cm. Ils constituent environ 11% de la colonne A. Par contre, la colonne B possède des lits dont l'épaisseur varie de 2 cm à 42 cm. Ce faciès forme approximativement 23% de la colonne B. Le faciès TLF est régulièrement associé au faciès TG. L'altération des roches

PLANCHE 3

Structures syn-sédimentaires et post-sédimentaires dans les tufs turbiditiques

- A) Faille post-sédimentaire montrant un déplacement dextre de 16 cm. Cette faille est localisée dans la partie supérieure du dépôt de tuf turbiditique. Le sommet stratigraphique correspond au sommet de la photo et le couvre objectif mesure 6 cm de diamètre. Affleurement ROQ-91-1.
- B) Dyke de tuf grossier recoupant plusieurs lits. Il est situé dans la partie sommitale du dépôt de tuf turbiditique. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- C) Stratifications de 2 cm dans un lit du faciès TLF. On peut observer des fragments d'arrachements de chert à la base du lit. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.



présente une couleur gris verdâtre. Par contre, en cassure fraîche elles sont de couleur vert grisâtre.

Les lits de ce faciès peuvent être stratifiés (Planche 3c), massifs ou montrer un granoclassement normal, inverse ou inverse à normal (Figure 9). Les lits qui ont un granoclassement inverse, possèdent à la base, un tuf à lapilli fin qui passe graduellement à un tuf grossier au sommet et inversement pour les lits à granoclassement normal. Les contacts inférieurs et supérieurs sont généralement nets du à l'érosion.

Certains lits ont des structures sédimentaires internes telles que les laminations parallèles continues et discontinues. D'autres auront des stratifications planaires à granoclassement inverse d'une épaisseur moyenne de 2 cm (Planche 3c). Les pyroclastes, dans certains cas, peuvent être imbriqués. En règle générale, les lits du faciès TLF sont mal triés.

3.2.4.2.3 Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf à lapilli fin (TLF)

Les lits du faciès de tuf à lapilli fin (TLF) qui ont un granoclassement inverse sont déposés par des courants de turbidités de haute densité (Lowe, 1982). Ces lits représentent la division R₂ de Lowe (1982) (Figure 10) et peuvent être formés par trois phénomènes sédimentaires; 1) par la pression dispersive, c'est-à-dire par la force de collision des

particules, 2) par tapis de traction et pression dispersive et 3) par classement de densité des particules. La sédimentation de classement par densité de Carey (1991) est le phénomène le plus fréquemment rencontré puisque les fragments de ponce de faible densité, se sont accumulés de préférence dans la partie sommitale du lit. Les fragments lithiques, qui eux ont une densité beaucoup plus élevée que les ponces, se sont amassées à la base du lit. La pression dispersive amplifiera ce phénomène et les plus gros fragments de ponces auront tendance à s'accumuler au sommet du dépôt (Carey, 1991 ; Guibaud, 1992).

Les lits du faciès TLF granoclassés inverses à normaux sont également produits par des courants de turbidité de haute densité (Lowe, 1982). Ils représentent la division R_2 et S_3 de Lowe (1982) (Figure 10). Par conséquent, ils sont le résultat d'un changement de processus de sédimentation. Ainsi, l'écoulement est, tout d'abord, régi par la pression dispersive, par le tapis de traction et la pression dispersive ou par le classement par densité. Par la suite, le même écoulement passera à une sédimentation en suspension créant ainsi le granoclassement normal qui se produit lorsque la retombée des sédiments atteint le point critique où ni la traction et ni le maintien du tapis de traction est possible. Le granoclassement normal est donc formé par le tri hydraulique et un dépôt de suspension turbulent, que l'on retrouve dans la partie supérieure de l'écoulement (Lowe, 1982). Ce dernier processus est également responsable de la formation des lits qui sont uniquement à granoclassement normal. Les lits à granoclassement normal peuvent représenter la division S_3 de Lowe (1982) (Figure 10) ou Ta de Bouma (1962) (Figure 11).

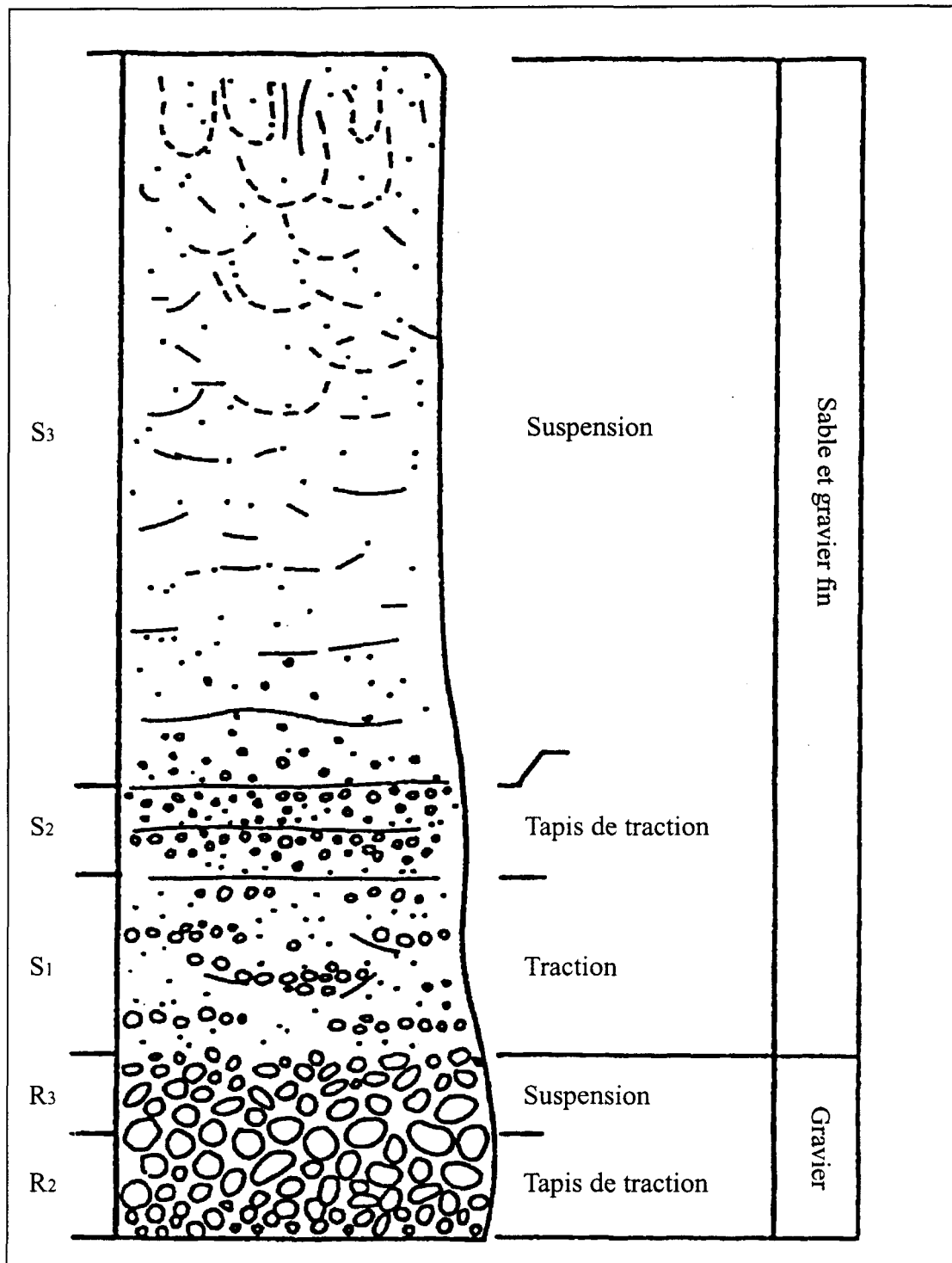


Figure 10. Séquence idéalisée des divisions déposées par un courant de turbidité de haute densité (Lowe, 1982)

Les lits du faciès TLF ayant des laminations parallèles résultent de courants de turbidité de haute densité, composés de lapilli fin et de tuf grossier. Les courants sont légèrement instables, mais sont turbulents. Ces courants déposeront une partie de leurs charges en suspension lors d'une sédimentation rapide, pour déposer les lits du faciès TLF. L'interaction de la coulée avec ces lits pourra former des structures sédimentaires comme ceux que l'on retrouve dans les coulées de faibles densités. Les sédiments déposés sous de telles conditions montreront des structures de tractions tels que les laminations parallèles (Lowe, 1982). Ces lits appartiennent à la division S_1 de Lowe (1982) (Figure 10). Les lits granoclassés et laminés du faciès TLF, se forment sous l'effet combiné d'une suspension turbulente et d'une sédimentation par gravité.

Les lits du faciès TLF, non granoclassés, montrant une stratification planaire (Planche 3c) à granoclassement inverse semblent être le résultat d'un dépôt par pulsation à partir d'une dispersion basale des pyroclastes (Hein, 1982). Ainsi, sous les conditions de puissantes coulées, les couches concentrées en portion de tuf grossier et en lapilli fin sont déposées, tandis que l'autre partie composée principalement de lapilli reste en suspension dans la partie supérieure de la coulée. L'épuisement immédiat des grains plus denses, à partir de la dispersion basale et la vitesse de la coulée qui diminue légèrement, dépose des bandes de lapilli (Hein, 1982). Ainsi, les pulsations de coulée à travers la dispersion basale forment des bandes stratifiées. Les stratifications clairement définies, implique une bonne ségrégation des différentes populations de granulométrie dans la coulée, avant le dépôt (Hein, 1982). Ainsi les lits qui sont à la fois granoclassés normalement et stratifiés

résultent d'un effet combiné d'une charge élevée en suspension, d'une grande inertie et d'une sédimentation par densité (Postma et al., 1988). Ces lits stratifiés semblent représenter la division S₂ de Lowe (1982) (Figure 10).

Par contre, selon Lowe (1982), les lits massifs du faciès TLF (Figure 9) se forment par un courant de turbidité de haute densité. Ils sont créés sous les conditions d'une sédimentation rapide en suspension de toutes les particules. Ceci est provoqué par une sédimentation figée par la friction "*frictional freezing*" (Pickering et al., 1986). Ces lits représentent la division S₃ de Lowe (1982 ; Figure 10).

3.2.4.2.4 Description du faciès de tuf grossier (TG)

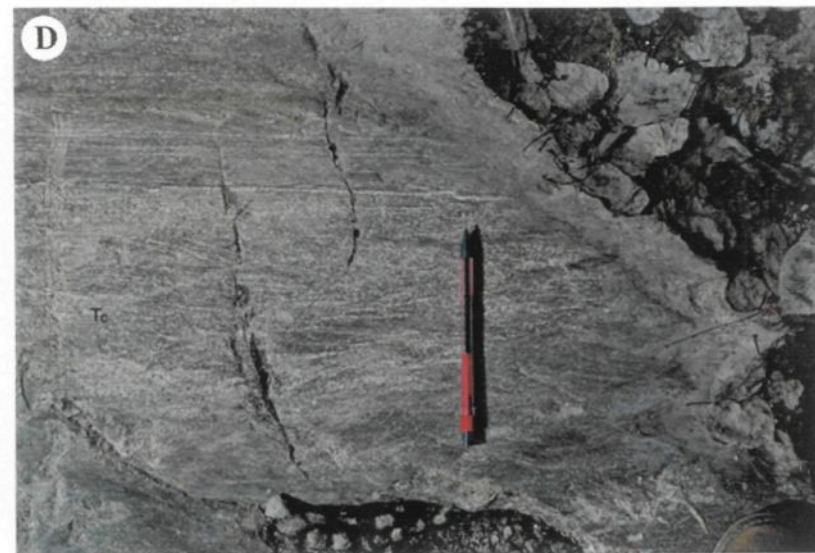
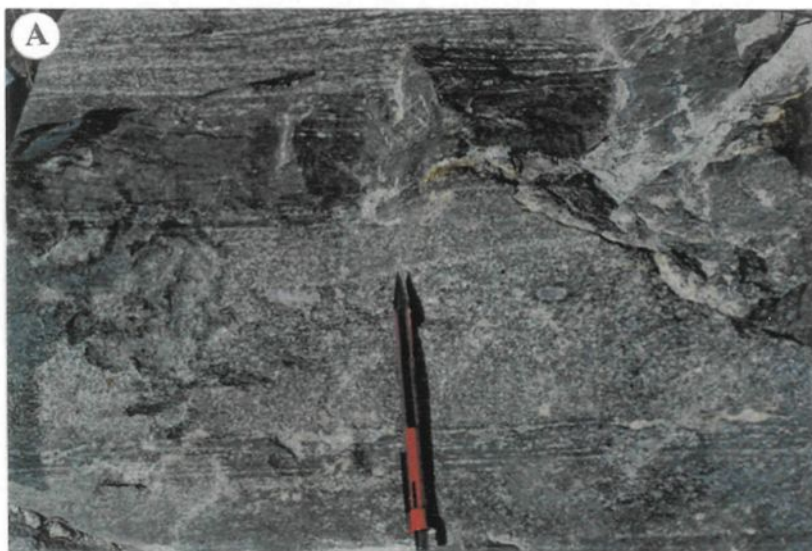
Les lits, formés du faciès de tuf grossier (TG), constituent 72% de la colonne A (Figure 9) et 57% de la colonne B. L'épaisseur des lits varie de 1 cm à 43 cm avec une moyenne, pour la colonne A, de 7 cm et de 7,5 cm pour la colonne B. Les lits du faciès TG sont associés aux lits de faciès TLF et TF. Les contacts supérieur et inférieur sont francs ou peuvent être ondulants dus à l'érosion. La couleur d'altération de ce faciès est beige verdâtre. Par contre, en cassure fraîche, la roche est grise verdâtre.

Les lits peuvent être massifs ou montrer un granoclassement normal (Planche 4b), inverse ou un granoclassement inverse à normal (Planche 4a). Ceux-ci peuvent avoir des

PLANCHE 4

Structures sédimentaires des tufs turbiditiques

- A) Lit granoclassé inverse à normale de 25 cm possédant des fragments de chert arrondis. Ce lit appartient au faciès TG. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- B) Lit granoclassé et laminé à son sommet (Tab). Ce lit appartient au faciès TG. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- C) Lit possédant des laminations parallèles où la matrice est peu abondante (blanche) et des laminations où la matrice est plus abondante (vert foncé). Ce lit appartient au faciès TG. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.
- D) Lit montrant des laminations entrecroisées (Tc) diffuses. Ce lit appartient au faciès TG. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.



laminations qui sont, dans la plupart des cas, parallèles (Planche 4c) mais elles peuvent, être, localement entrecroisées (Planche 4d). L'alternance de laminations de composition mafique et felsique a été constatée dans plusieurs lits (Planche 4c). Les laminations sont généralement présentes dans tout le lit, mais dans certains cas, on les retrouve uniquement au sommet du lit (Planche 5a) et dans de très rares occasions, elles sont observables seulement à la base. Les laminations sont caractérisées par l'alternance de lamines riches en matrice et de lamines riches en pyroclastes (Planche 4c, 5b).. Certains lits pourront montrer une stratification planaire de 0,5 à 2,5 cm. Quelques fragments d'arrachement ou *rip-up clasts* de chert (Planche 5c) ont été aperçus localement.

3.2.4.2.5 Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf grossier (TG)

Les lits du faciès TG qui ont un granoclassement inverse (S_2) ou inverse à normal (S_2/S_3) sont formés par un courant de turbidité de haute densité (Lowe, 1982). Ils correspondent à la division S_2 de Lowe (1982 ; Figure 10). Ils sont créés soit lorsque que la pression dispersive est présente ou par tapis de traction. Ainsi, la pression dispersive est produite lorsque les grains se heurtent entre eux produisant ainsi une remontée des particules vers le sommet de la coulée (Lowe, 1976). Comme la force de collision des particules, les plus grossières est plus élevée, celles-ci s'élèveront beaucoup plus que les particules les plus petites (Lowe, 1976). Par la suite, tous les grains se déposeront par

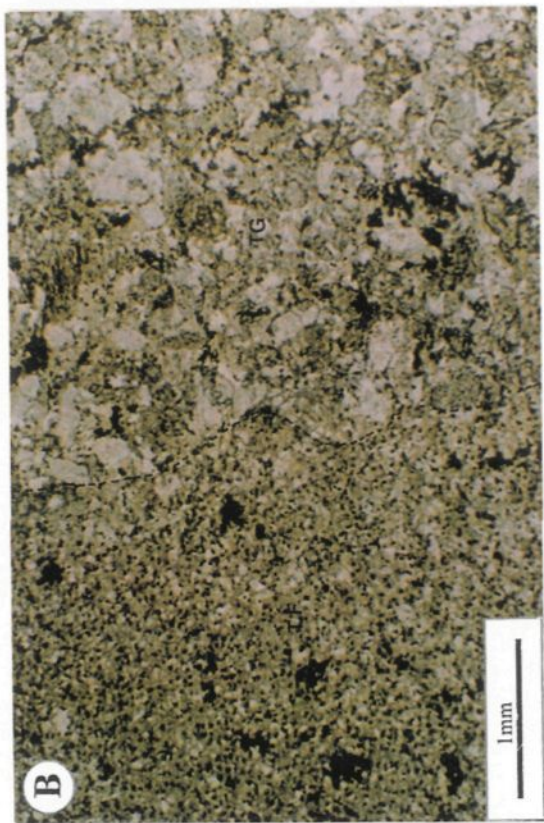
PLANCHE 5

Structures sédimentaires des tufs turbiditiques

- A) Lit granoclassé montrant, à la base, une stratification et au sommet, des laminations parallèles. Le contact supérieur du lit se caractérise par la présence de structures d'érosion. Ce lit appartient au faciès TG. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.

- B) Photomicrographie de laminations parallèles dans un tuf grossier. On aperçoit, à gauche, une lamine de tuf fin (TF) et à droite une lamine de tuf grossier (TG). Le contact entre les deux est net. Le sommet stratigraphique se trouve à droite. Échantillon T-94-1. L.N.

- C) Fragments d'arrachements de chert dans un lit du faciès TG. On peut, également, observer la présence d'oxyde de fer associé aux fragments d'arrachements. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.



suspension pour former un granoclassement inverse (Lowe, 1976). Le tapis de traction se forme lors de processus de transformation de coulée. Ces processus sont reliés à une décélération (Fisher, 1983; Fisher, 1984; Postma et al., 1988) causant la séparation d'une coulée en une partie basale de tuf à lapilli fin de haute concentration non-turbulente et une partie supérieure, moins concentrée, composée d'une portion turbulente de tuf grossier ou de tuf à lapilli fin et de tuf grossier. Le granoclassement inverse, produit par tapis de traction, se développe surtout à la base de la coulée où l'écoulement sera plutôt laminaire. Les particules sont alors affectées par un cisaillement différentiel. Il en résultera une augmentation de la vitesse de la partie supérieure de l'écoulement par rapport à la partie inférieure. Ceci provoquera donc une migration des particules vers les zones où le cisaillement est moins intense. Les particules les plus grosses seront les plus affectées par le cisaillement basal, par conséquent, celles-ci seront beaucoup plus affectées par la migration vers la partie supérieure de la coulée que les petites particules. Ce phénomène est fortement amplifié par la pression dispersive l'augmentation de la flottabilité "*enhanced buoyancy*" des particules causée par la densité de la matrice et l'empêchement de la sédimentation "*hindered settling*" du à une concentration élevée en grains (Lowe, 1982; Pickering et al., 1986; Postma et al., 1988; Carey, 1991; Guibaud, 1992). Le blocage "*freezing*" d'une telle couche suivie par un dépôt par suspension des tuf grossier, produit un granoclassement inverse ou inverse à normal.

Les lits du faciès TG qui ont un granoclassement normal sont formés par un régime d'écoulement supérieur. Ils sont déposés rapidement par une suspension turbulente

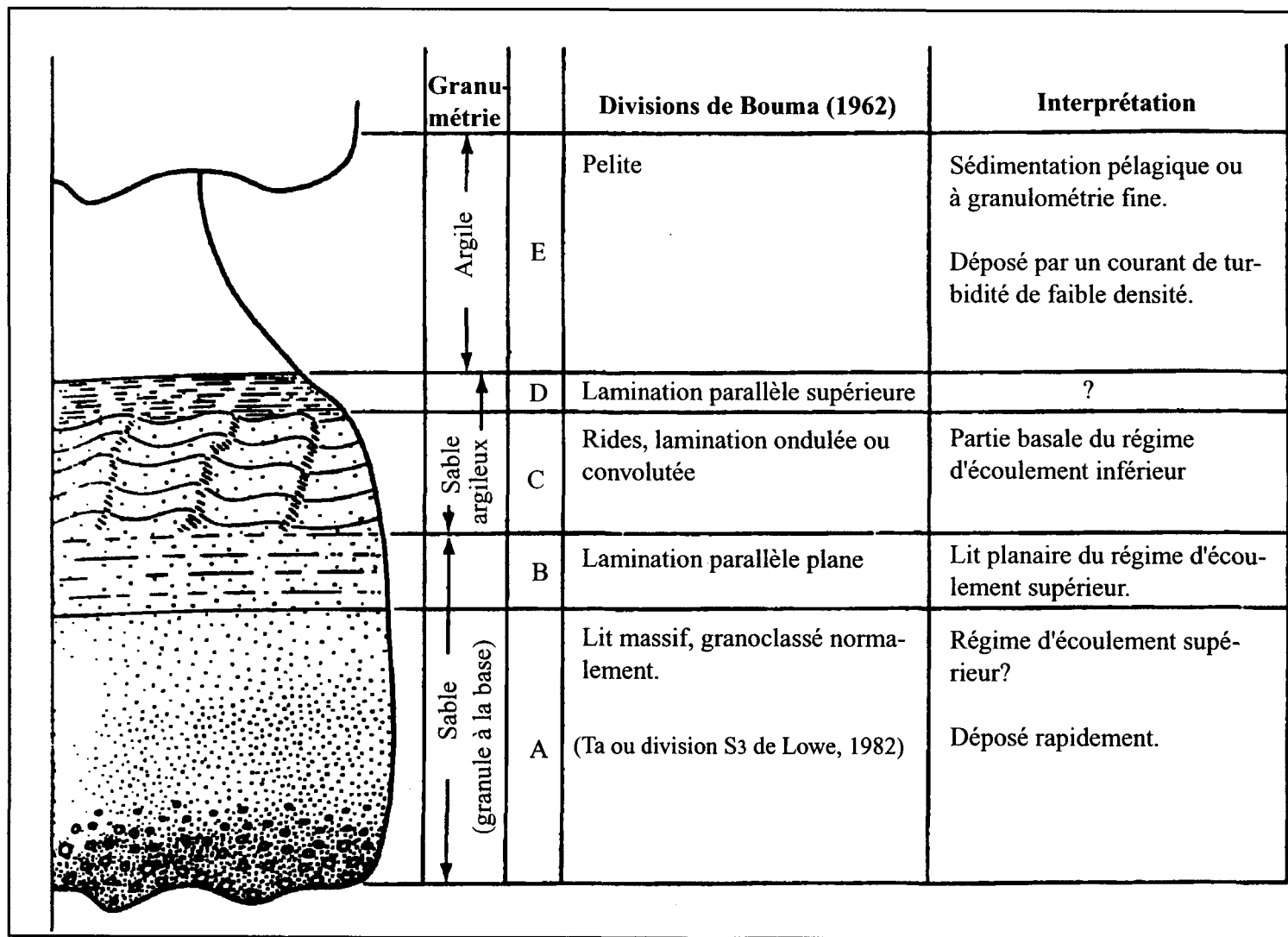


Figure 11. Séquence idéalisée des divisions de Bouma (1962).

(Bouma, 1962). Ces lits représentent équivalents à la division Ta de Bouma (1962 ; Figure 11).

Les mécanismes de sédimentation des lits massifs du faciès TG, qui représente la division Ta de Bouma (1962) ou S₃ de Lowe (1982) (Figure 11), sont influencés par l'épaisseur des lits, contrairement aux lits du faciès TFL. Ainsi, les lits peu épais résultent d'une sédimentation par traction ou d'une sédimentation retardée par un triage causé par de forts courants de fonds (Pickering et al., 1986). Les lits qui sont moyennement épais, se forment lors d'une sédimentation rapide d'un courant de turbidité, qui est causé par la figée "*freezing*" d'une suspension cohésive dense. Lorsque l'intensité de la coulée turbiditique diminue la division Ta sera surmontée par la division Tb (Figure 9). Les laminations formées lors d'une sédimentation par traction, sont produites par un courant de turbidité du régime supérieur, où le taux de sédimentation est plutôt faible (Bouma, 1962). Si le lit, en plus d'être laminé, est granoclassé (Figure 9), alors, la sédimentation par traction sera accompagnée d'une sédimentation par suspension. Ces lits laminés représentent la division Tb de Bouma (1962 ; Figure 11). Si le courant passe à un régime d'écoulement inférieur il y aura formation de laminations entrecroisées Tc (Bouma, 1962) formées, elles aussi par traction (Figure 11). On aura alors formation d'une séquence de Bouma Tbc. Généralement, dans le dépôt de tuf turbiditique, la division Tc est très rarement présente. Régulièrement, on retrouvera une séquence de Bouma Tbd et Tabd, où Td est formé par un courant de turbidité du régime inférieur de tuf fin lors d'une sédimentation par traction. Le passage de la division Tb à Td est dû à une sédimentation par suspension et se traduit par

un lit granoclassé (Bouma, 1962). L'alternance de laminations minces et épaisses, dans un même lit, pourrait être le résultat d'une accélération et une décélération du courant de turbidité. Ainsi, les laminations riche en matrice sont plus épaisses, dans la majorité des cas, que les laminations pauvre en matrice. Ce phénomène peut s'expliquer par un arrêt momentané de la sédimentation à l'intérieur d'un lit.

3.2.4.2.6 Description du faciès de tuf fin (TF).

Le faciès de TF, à la colonne stratigraphique A (Figure 9), forme 11% du dépôt de tuf turbiditique, tandis qu'à la colonne B, il forme 12,5% du dépôt. L'épaisseur des lits du faciès TF, à la colonne A, varie de 1 cm à 17 cm, tandis qu'à la colonne B, il varie de 1 cm à 12 cm. Les lits de ce faciès montrent une couleur d'altération brun verdâtre, par contre la couleur de la roche fraîche est grise foncé verdâtre.

Le faciès TF se compose uniquement de tuf ayant une granulométrie inférieure à 1/16 mm. Les lits de TF sont soit massifs ou laminés (Planche 6b, d). Les laminations peuvent être parallèles (Figure 9) (Planche 6a, d) ou ondulantes (Planche 6b). À l'intérieur de certains lits de tuf fin des reliques de lits de TG sont présentes (Figure 9 et planche 6a). Ceci se traduit par la présence de lentilles ou de pseudo-nodules de tuf grossier (Planche 6b). Le contact inférieur est généralement droit, mais il peut à l'occasion, être ondulant. La surface supérieure peut être droite ou montrer des structures de liquéfaction telles que les

flammes (Planche 6c), les pseudo-nodules et les surfaces ondulantes qui sont formées au début de la liquéfaction. Les lits composés du faciès TF sont principalement associés aux lits du faciès TG. Dans quelques cas, on retrouve des lits granoclassé où la base est constituée de tuf grossier et le sommet de tuf fin. Par contre, ils peuvent aussi être associés aux lits de TLF (Figure 9).

3.2.4.2.7 Interprétation des structures sédimentaires des lits du faciès de tuf fin (TF)

Les lits constitués du faciès TF (Figure 9) représentent dans la plupart des cas la division Td de Bouma (1962) qui résulte d'une sédimentation pélagique et Te formé par une sédimentation de fond. Les lits du faciès TF possédant des laminations ondulantes (Planches 6b), des pseudo-nodules (Planche 6b) et/ou des flammes (Planche 6c) indiquent que l'écoulement a subi une fluidisation ou une liquéfaction (Allen, 1977; Ghibaudo, 1992). Ces phénomènes se produisent généralement lors d'une sédimentation rapide, où l'eau contenue dans les sédiments n'a pu s'échapper avant la venue de la coulée suivante.

Les laminations ondulantes, les pseudo-nodules et les flammes sont des structures de charge. Ces structures impliquent, lors de leur formation deux unités sédimentaires soit un lit composé du faciès TF et au-dessus de celui-ci un lit du faciès TG. Ainsi, ces structures secondaires sont produites par l'incorporation du lit du faciès TG, qui est plus dense, dans

PLANCHE 6

Structures sédimentaires dans les lits de tuf fin

- A) Relique d'un lit de tuf grossier entre les lits de tuf fin (Te). Le lit de tuf grossier s'est enfoncé dans le lit de tuf fin qui est en dessous. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.

- B) Pseudo-nodule de tuf grossier inclut au sommet du lit de tuf fin. On peut apercevoir des laminations concentriques à l'intérieur de la pseudo-nodule. Le lit de tuf grossier possède des laminations felsiques qui s'alternent avec des laminations mafiques. Le sommet stratigraphique correspond au sommet de la photo. La pièce de monnaie de 1 cent mesure 1,9 cm de diamètre. Affleurement ROQ-91-1.

- C) Structure de flammes. Le tuf grossier s'est enfoncé dans le lit de tuf fin (Te) pour former les flammes. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.

- D) Alternance de lits du faciès TF et TG. On peut observer que le lit de TG s'enfonce dans le lit de TF. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-1.



le lit du faciès TF (Allen, 1977). Ces structures de charges se forment par un transfert vertical des matériaux non consolidés. Ceci se produit pendant ou après le dépôt, mais avant la consolidation des sédiments. Un tel mouvement est initié par une stratification où la densité est instable. Cette instabilité se rencontre où le lit de tuf grossier est déposé sur un lit moins dense de tuf fin qui, lui, est saturé en eau. Si le matériel en dessous subit une transformation thixotropique accompagnée d'une perte de résistance, une série de cellules de convections peuvent être créées avec un mouvement descendant du lit de tuf grossier et un mouvement ascendant compensatoire de lit de tuf fin. Ce mouvement peut être lent ou rapide (Allen, 1977). Les laminations ondulantes se formeraient lorsque le lit de tuf fin serait peu ou moyennement gorgé d'eau, tandis que les pseudo-nodules sembleraient se former lorsque le lit de tuf fin est moyennement à fortement saturé en eau, par contre les flammes pourraient être formées lorsque le lit de tuf fin est fortement saturé en eau.

Les failles syn-sédimentaires (Planche 5a) et post-sédimentaires (Planche 6b, c) ainsi que le dyke de tuf grossier (Planche 4d) que l'on retrouve au sommet du dépôt de tuf turbiditique, suggèrent une activité volcanique lors de la sédimentation (Fisher et Schmincke, 1984).

3.2.4.3 Pétrographie du dépôt de tuf turbiditique

3.2.4.3.1 Description pétrographique du faciès de tuf à lapilli fin (TFL)

Une étude pétrographique a démontré que ce faciès, de façon générale, est composé de 25% de cristaux de plagioclase, de 5% de fragments accessoires de lave mafique, 20% de fragments essentiels de verre mafique chloritisé, environ 10% de ponce (fragment essentiel ou juvénile), 2% de fragments essentiels de verre felsique à texture perlitique et 5% de fragments accidentels de chert ou de rhyolite et approximativement 33% de matrice de tuf fin (Planche 7a). Certains lits sont fortement concentrés en fragments lithiques de laves mafiques sub-anguleux à sub-arrondis. Ces fragments contiennent des phénocristaux de plagioclase et des microlites de feldspath. Dans la majorité des cas, ces fragments sont altérés en carbonate et en épidote.

Fragments volcaniques lithiques

Les fragments lithiques de lave felsique ou de chert, sont sub-anguleux à sub-arrondis. Leur taille est approximativement de 5 mm. Au centre de ces fragments on retrouve régulièrement une altération en carbonate. Sur ces carbonates on peut observer une croissance fibro-radiale d'épidote.

Les fragments lithiques mafiques sont habituellement sub-anguleux à sub-arrondis. Leur dimension varie de 1 à 1,5 mm. Ils sont constitués de microlites de feldspath montrant ou pas une orientation préférentielle. Lorsqu'elles sont orientées, elles forment une texture trachytique. Dans la majorité des cas, les fragments mafiques, possèdent des phénocristaux de plagioclase idiomorphes et la présence de quelques amygdales remplis de chlorite ou de quartz a été notée.

Les fragments de verre volcanique

Les fragments de verre mafiques chloritisés sont sub-anguleux à sub-arrondis. Ils peuvent contenir des phénocristaux idiomorphes de plagioclase. Certains fragments montrent une texture fluidale et d'autres pourront avoir quelques amygdales de quartz ou être altérés en préhnite. De petits amas de sphènes ont été régulièrement observés dans ces fragments, lorsque le lit est riche en sphène.

Les fragments de verre felsiques ont une taille granulométrique moyenne de 2 mm. Dans un grand nombre de cas, une texture perlitique y a été observée. La présence de microlites feldspathiques et de phénocristaux de plagioclase idiomorphes, pouvant être légèrement altérés en carbonate, a été constatée dans certains fragments.

Les ponces

Les ponces, de 6 mm à 17 mm, sont sub-anguleuses à sub-arrondies (Planche 7b). Elles sont majoritairement silicifiées. Les amygdales, qui constituent approximativement 15% d'une ponce, sont remplies principalement quartz, de préhnite et de carbonate. La taille moyenne des amygdales est de 0,3 mm. Elles sont généralement sub-arrondies à arrondies. Les phénocristaux de plagioclase, idiomorphes ou légèrement arrondis, peuvent être présents dans ces ponces. Ces ponces constituent la portion la plus grossière de ces lits du faciès TLF et par conséquent du dépôt en entier.

3.2.4.3.2 Description pétrographique du faciès de tuf grossier (TG)

Suite, à une étude pétrographique qui inclut un comptage de point (Figure 12), les proportions des différents constituants des lits, appartenant au faciès TG, ont pu être déterminées avec une plus grande exactitude. Par la même occasion, une variation dans ces proportions a été notée d'un lit à l'autre. Ainsi on retrouvera environ 36% à 48% de matrice de tuf fin, 13% à 18% de cristaux de plagioclases, 15% à 23% de fragments accessoires de lave mafique et felsique, et de 8% à 25% de matériaux vitreux (fragments essentiels) tel que les ponces (<3%), les scories (<2%), les échardes de verre mafique (<2%) et les fragments de verre mafique (<20%) et felsique (<5%). Les laminations, que l'on retrouve dans certains lits, montrent une variation de composition. De plus, certains lits de TG sont

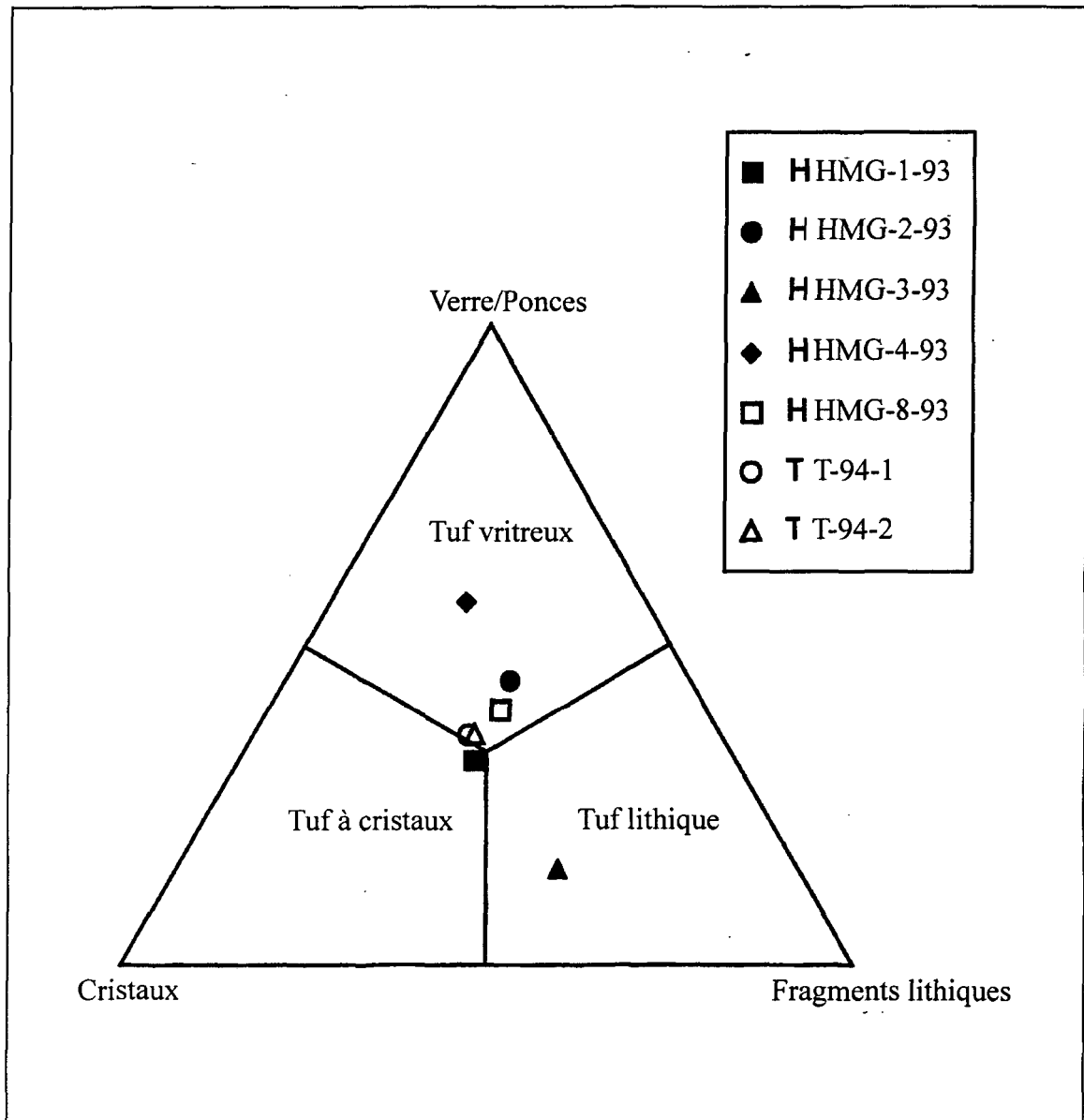
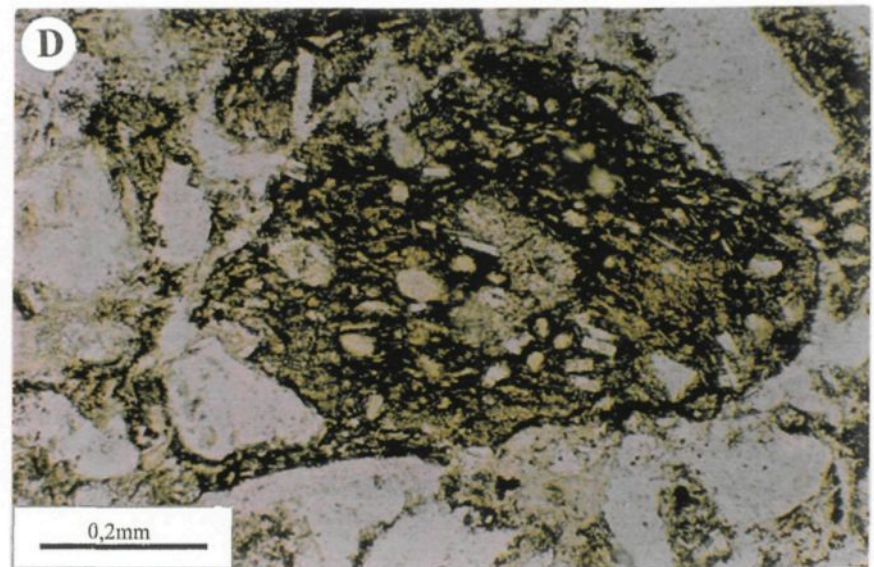
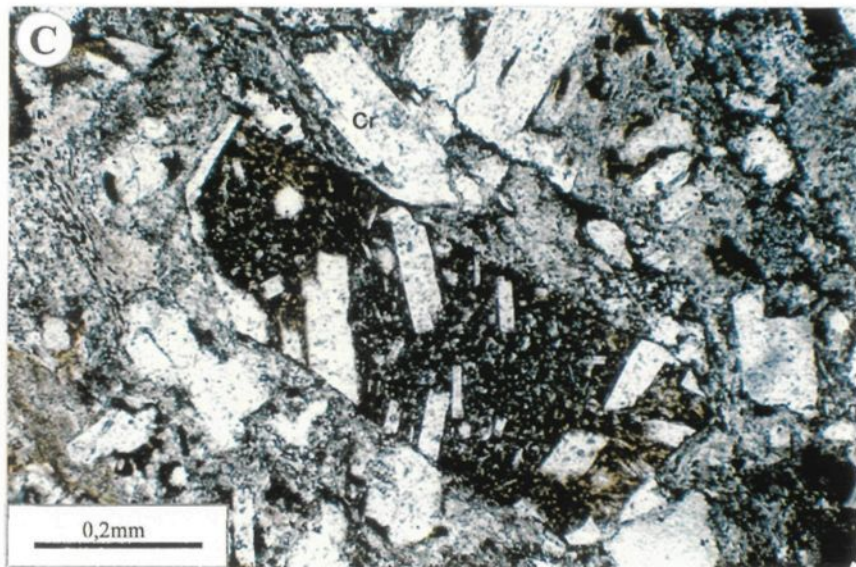
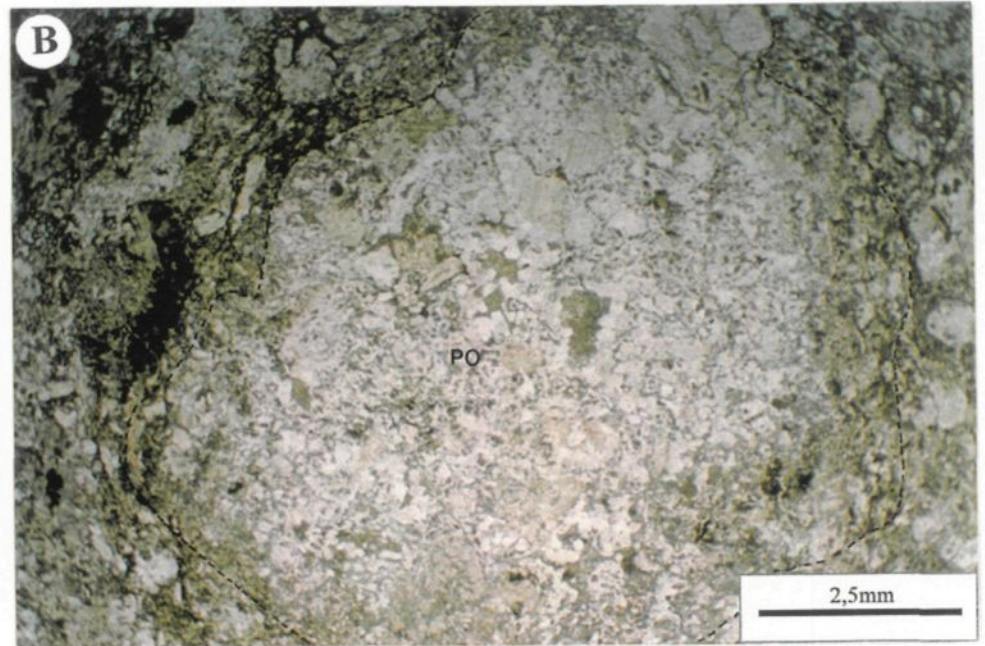
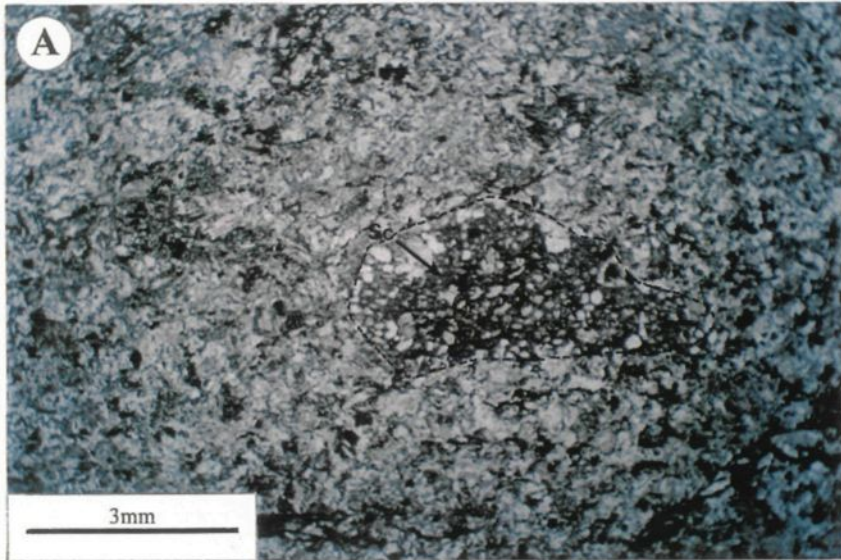


Figure 12. Diagramme ternaire basé sur la composition (d'après Schmid, 1981).

PLANCHE 7

Constituants des tufs à lapilli fin et des tufs grossiers

- A) Photomicrographie prise dans un lit du faciès TLF où l'on voit au centre un scorie (Sc) d'environ 3 mm. HMG-4-93. L.N.
- B) Photomicrographie d'une ponce (PO) silicifiée arrondie de 8,5 mm dans un lit du faciès TLF. Les amygdales de quartz sont arrondies. On peut distinguer le début d'une carbonatisation. Échantillon T-94-4. L.N.
- C) Photomicrographie d'un fragment volcanique mafique ou intermédiaire rectangulaire. Il est composé de phénocristaux de plagioclase orientés et d'une matrice possède des microlites de feldspath non-orientées. On retrouve, aussi, des cristaux de plagioclase (Cr) idiomorphes. Ce fragment est situé dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-8-93. L.N.
- D) Photomicrographie d'un fragment volcanique amygdalaire mafique ou intermédiaire à phénocristaux de plagioclase. Les amygdales sont de quartz et certains sont altérées en chlorite. La matrice est composée de microlites de feldspath orientés formant une texture trachytique. Ce fragment est situé dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-3-93. L.N.



caractérisés par la présence élevée de fragments lithiques (Figure 12).

Les fragments volcaniques lithiques

Les fragments lithiques ou accessoires, ont une taille qui varie de 0,3 mm à 1,5 mm. Ils pourront être de composition mafique (Planche 7c), intermédiaire (Planche 7d) ou felsique, avec une prédominance de fragments mafiques. Les fragments felsiques sont des fragments de rhyolites ou de chert, la distinction entre les deux n'a pu être faite puisqu'on ne retrouve pas de phénocristaux de plagioclase dans ces fragments. Les fragments felsiques sont généralement sub-anguleux à sub-arrondis et certains pourront être partiellement ou totalement carbonatés. À l'occasion, quelques fragments posséderont des phénocristaux de plagioclase et une matrice constituée de microlites de feldspath. Les fragments mafiques à intermédiaires sont également sub-anguleux à sub-arrondis. On retrouve plusieurs types de ces fragments. Certains auront des microlites de feldspath (Planche 7d), d'autres n'en auront pas ou ne seront pas visibles. Les microlites montrent régulièrement une orientation préférentielle pour ainsi former une texture trachytique (Planche 7d). Dans la majorité des cas, les fragments mafiques et intermédiaires possèdent des phénocristaux de plagioclase idiomorphes (Planches 7c) et dans certains cas, ils montreront une texture amygdalaire (Planche 7d). Deux types de fragments mafiques amygdalaires ont été répertoriés, le premier est constitué de microlites de feldspath non orientés, d'amygdales arrondies et de

phénocristaux de plagioclase. Le deuxième type possède des microlites de feldspath et d'amygdales de forme ovale qui sont orientées (Planche 7d).

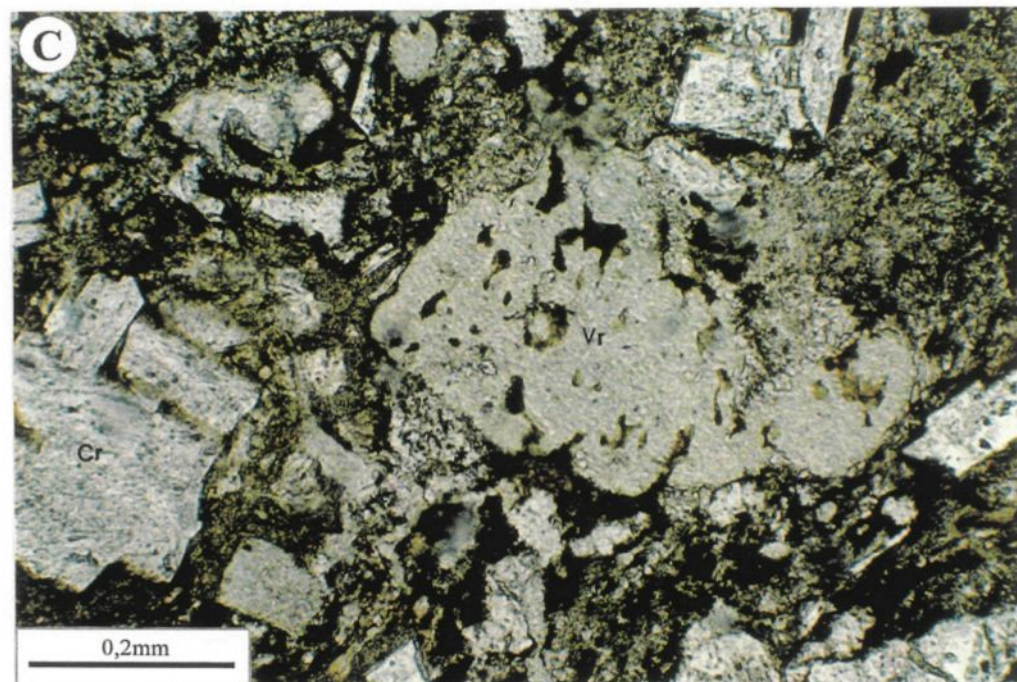
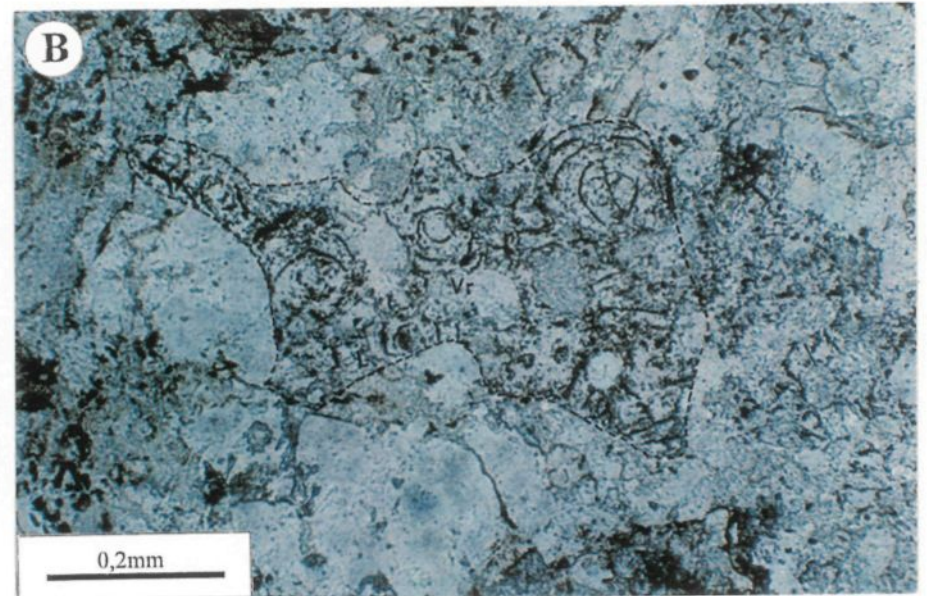
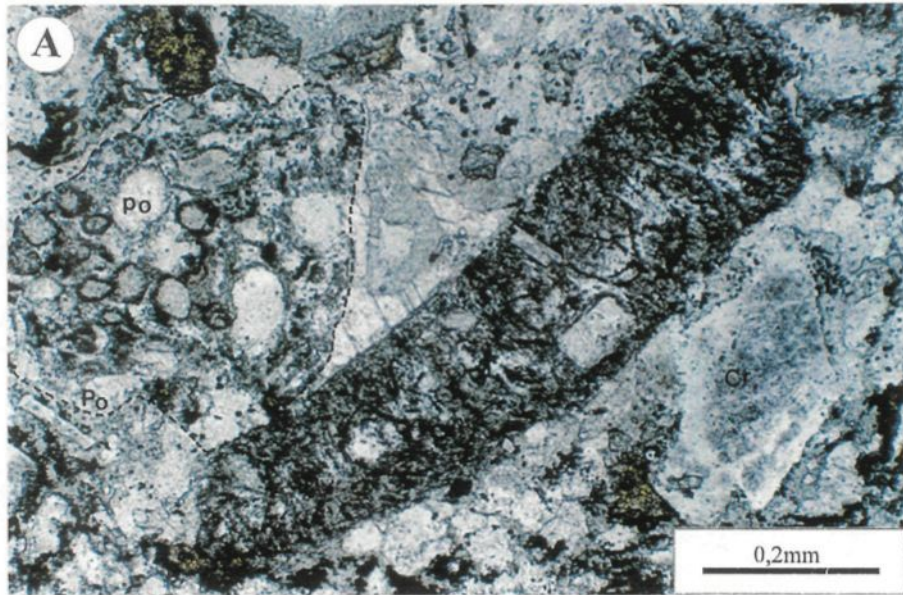
Les fragments de verre volcanique

On retrouve deux types de fragments de verre felsiques et trois types de fragments mafiques. Le premier type de fragments felsiques est anguleux et peut posséder des phénocristaux de plagioclase (Planche 8a). Le deuxième type de fragments de verre felsique est très anguleux et se différencie du premier type par l'absence de phénocristaux de plagioclase (Planche 8b). Ces deux types de fragments de verre sont caractérisés par la présence d'une texture perlitique (Planche 8a, b) qui est un phénomène de dévitrification des laves felsiques. Le premier type de fragments de verre mafique est sub-anguleux. Il est à noter que ces fragments sont tous chloritisés. Ceux-ci renferment des phénocristaux de plagioclase et peuvent receler de petits amas de sphène, si le lit dans lequel il se trouve est riche en amas de sphène. Le deuxième type, est constitué de fragments sub-anguleux à sub-arrondis. Ces fragments ne possèdent pas de phénocristaux (Planche 8c), par contre la présence de sphène a été constatée régulièrement. Le troisième type peut être incorporé dans la troisième classe, c'est-à-dire, dans la classe des échardes de verre. Ils présentent des pyroclastes vésiculaires sub-anguleux à sub-sphériques. Ces fragments de verre montrent une surface veloutée à texture fluidale. Ils peuvent posséder des phénocristaux de plagioclase. Ainsi, il est possible de les inclure dans le deuxième type morphologique des

PLANCHE 8

Constituants des tufs grossiers

- A) Photomicrographie d'un fragment de verre felsique (obsidienne) à phénocristaux de plagioclase montrant une texture perlitique. On peut observer la présence d'une ponce (Po) sub-arrondie ayant des amygdales de carbonate. Photo prise dans un lit du faciès TLF dans la portion TG. Échantillon HMG-4-93. L.N.
- B) Photomicrographie d'un fragment verre felsique (obsidienne) anguleux montrant une texture perlitique. Celui-ci se trouve dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-1-93. L.N.
- C) Photomicrographie d'un fragment verre (Vr) mafique chloritisé (sidéromélane) sub-arrondi et de cristaux (Cr) de plagioclase idiomorphes. Celui-ci se situe dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-2-93. L.N.



échardes de verre de Cas et Wright (1987).

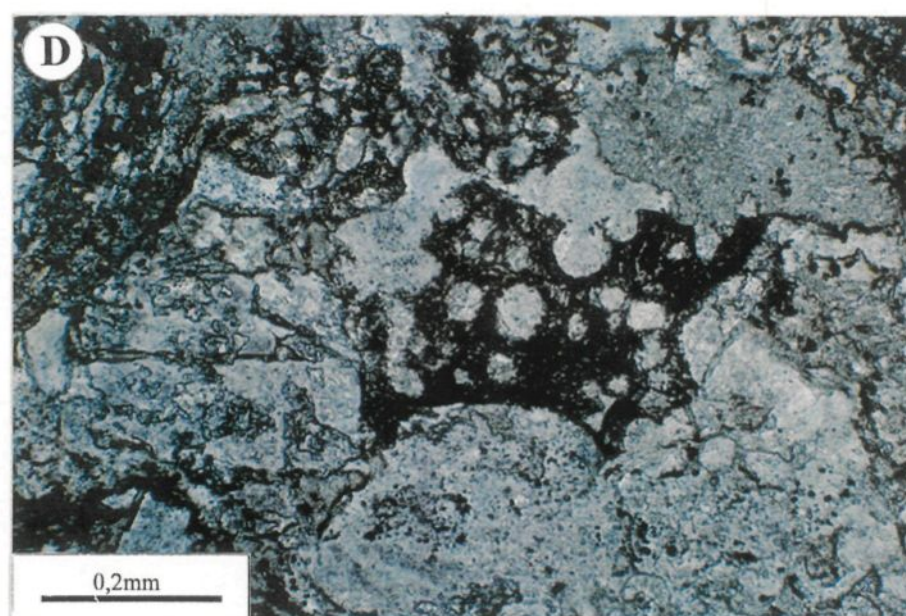
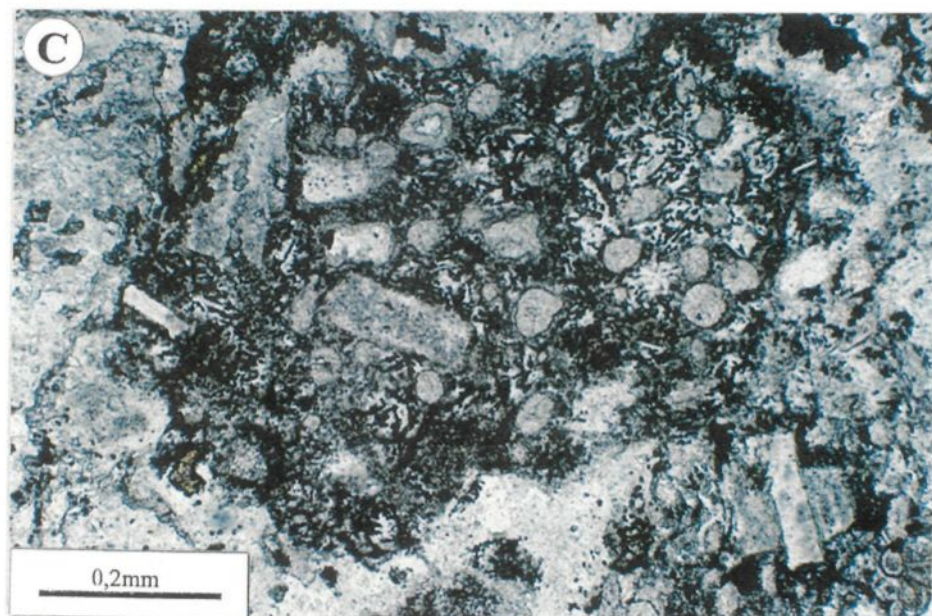
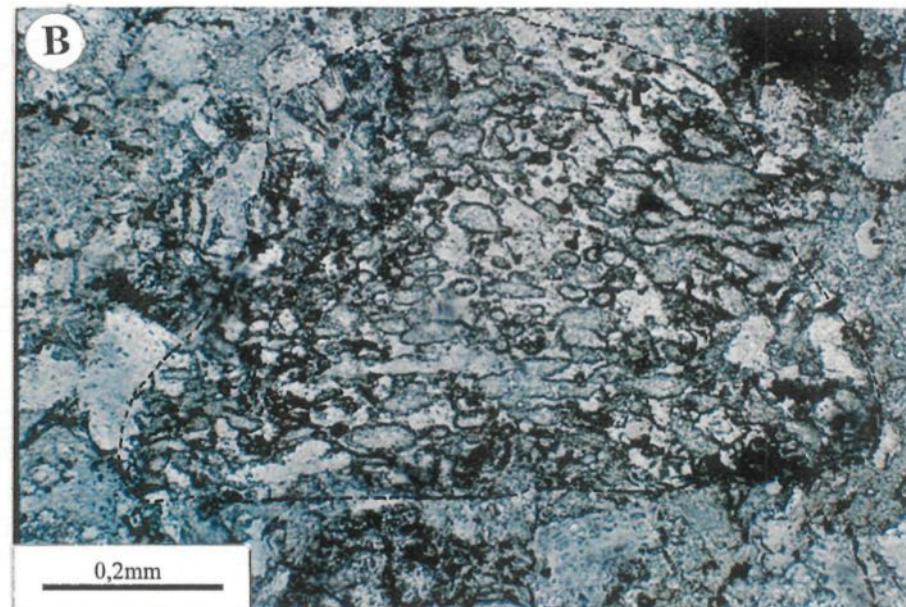
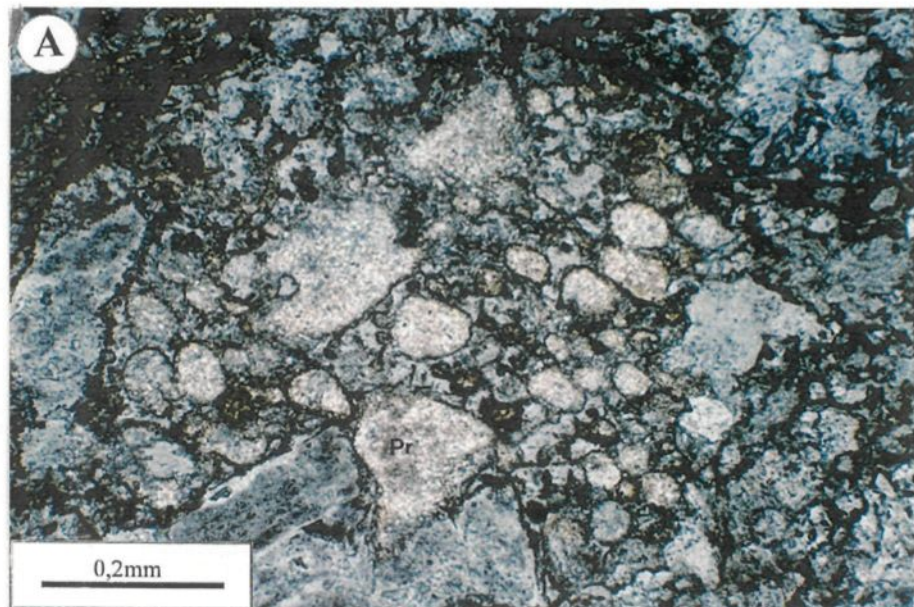
Les ponces et les scories

On retrouve dans les lits au faciès (TG) trois principaux types de ponces. Le premier type, qui est généralement rencontré, possède entre 10% et 15% d'amygdales sub-sphériques à sphériques. Ils peuvent être remplis de quartz, ou être remplacés par du carbonate, de la chlorite ou de la préhnite (Planche 9a). À l'occasion, les phénocristaux de plagioclase peuvent y être présents. Le deuxième type, qui est beaucoup moins observé que le premier, est sub-sphérique. La principale différence est la présence plus élevée d'amygdales soit de 15% à 20%. Ces amygdales sont de même composition que dans le premier type. Certaines de ces ponces montrent un léger aplatissement se traduisant par une forme ovale des amygdales (Planche 9b). Les phénocristaux de plagioclase sont très peu présents dans ces ponces. Ce phénomène pourrait s'expliquer par la présence élevée d'amygdales et par un magma moins riche en phénocristaux. Il est à noter que le magma pourrait être le même, mais qu'il ne soit pas homogène. Le troisième type, est composé de ponces sub-anguleuses à sub-arrondies. Elles sont caractérisées par de faibles proportions d'amygdales (2% à 5%) (Planche 9c). Elles peuvent être confondues avec les fragments mafiques amygdalaires, qui eux, possèdent moins de 3% d'amygdales. La présence de phénocristaux de plagioclase et parfois de microlites feldspathiques est possible dans ce troisième type de ponce.

PLANCHE 9

Constituants des tufs grossiers

- A) Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie possédant des amygdales sphériques où les carbonates ont été altérés en préhnite. Cette ponce est située au sommet d'un lit du faciès TLF granoclassé dans la portion TG. Échantillon HMG-1-93. L.N.
- B) Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie où les amygdales de chlorite sont légèrement aplaties. Celle-ci se situe dans un lit granoclassé du faciès TLF dans la portion TG. Échantillon HMG-1-93. L.N.
- C) Photomicrographie d'une ponce sub-arrondie à phénocristaux de plagioclase possédant des microlites. Les amygdales sont remplies de carbonates. Cette ponce se situe dans un lit granoclassé du faciès TLF dans la portion TG. Échantillon HMG-4-93. L.N.
- D) Photomicrographie d'un scorie anguleux possédant des amygdales remplies de quartz et de carbonate. Celui-ci est situé dans un lit granoclassé du faciès TLF dans la portion TG. Échantillon HMG-1-93. L.N.



Les scories sont également des constituants des dépôts de tuf grossier. Ceux-ci sont généralement anguleux à sub-anguleux, mais peuvent aussi être sub-arrondis. Ils possèdent généralement de 15% à 20% d'amygdales de quartz, de chlorite et de préhnite qui sont arrondies à bien arrondies (Planche 9d). On peut les distinguer des ponces par leur couleur brunâtre comparativement à gris pour les ponces. Localement, la présence de ponces ayant subi un compactage pendant la diagénèse a été constatée (Planche 10a). Ces ponces sont anguleuses. Dans la plupart des cas, les cristaux de plagioclase ont façonné la forme de ce type de ponces.

Les échardes de verre et les cristaux

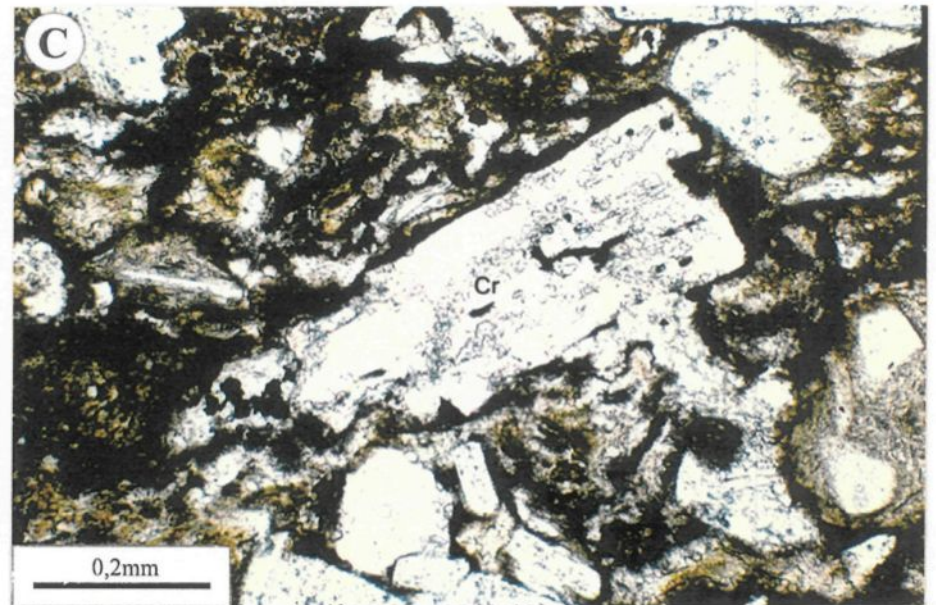
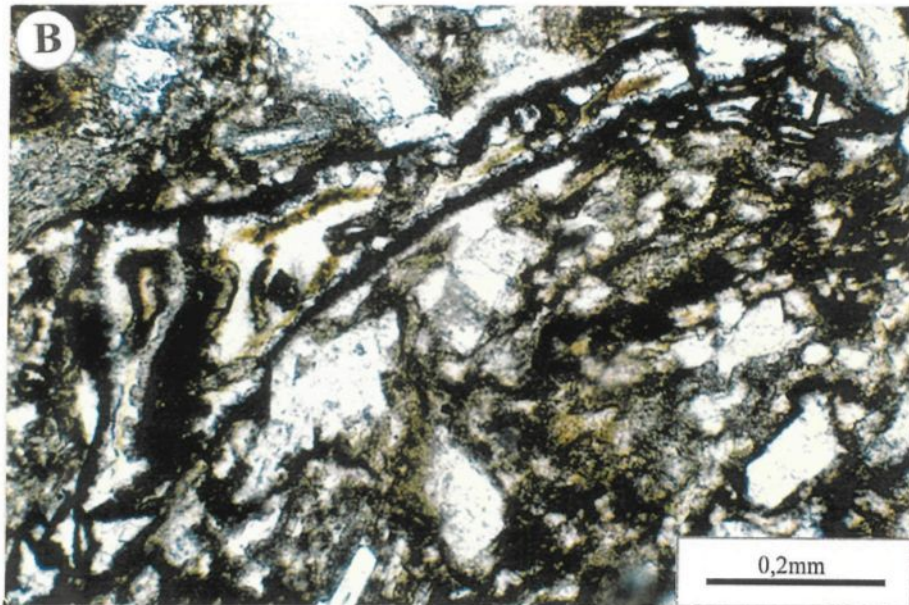
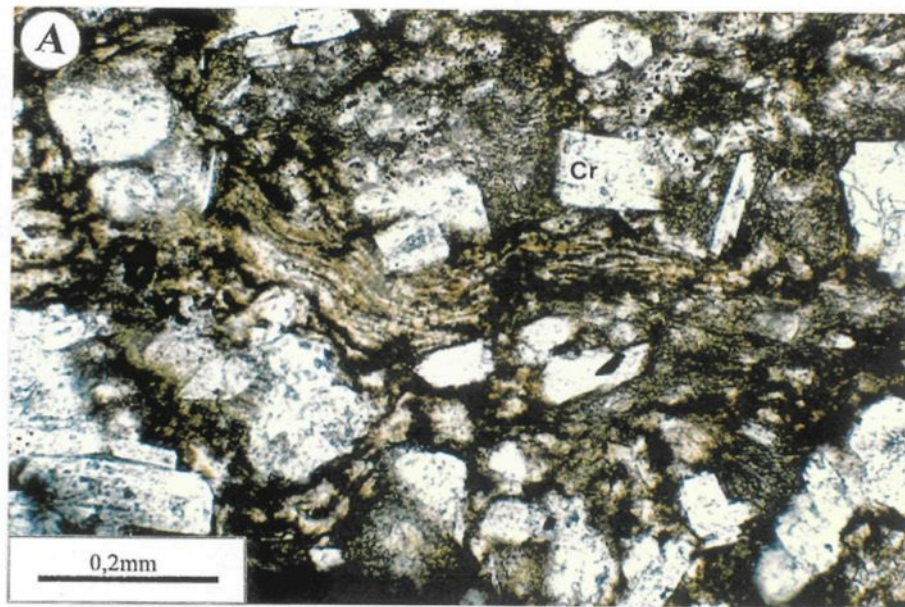
Les échardes de verres sont de composition mafique. Celles qui sont rencontrées dans le dépôt de tuf turbiditique appartiennent à la famille des "*bubble-wall shards*" c'est-à-dire montrant une partie du mur des vésicules contenu dans les scories. Cette famille comprend les échardes en forme de croissant ou "*cusped shards*" (Planche 10b) et les échardes de verre prismatique "*platy*". Toutes les échardes sont chloritisées et peuvent être oxydées à l'occasion.

Les cristaux de plagioclase sont, dans la plupart des cas, idiomorphes (Planche 10c). Ils peuvent être légèrement arrondis ou brisés. Certains cristaux montrent un début d'altération en séricite, en carbonate ou en préhnite. La taille de ces cristaux varie de 0,1 mm à 1,5 mm.

PLANCHE 10

Constituants des tufs grossiers

- A) Photomicrographie d'une ponce (po) déformée lors de la diagénèse où les cristaux (Cr) de plagioclase le façonne. Celui-ci se retrouve dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-8-93. L.N.
- B) Photomicrographie d'une écharde de verre en Y, de la famille des "*bubble wall*", zonée. En bordure on retrouve des minéraux opaques et en se dirigeant vers le centre, on peut observer de la chlorite, des carbonates, une couronne d'oxyde de fer et un cœur de carbonate et de quartz. Cette écharde se situe dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-8-93. L.N.
- C) Photomicrographie de cristaux de plagioclase idiomorphes et cristaux (Cr) de plagioclase légèrement arrondis présent dans un lit du faciès TG. Échantillon HMG-8-93. L.N.



3.2.4.3.3 Description pétrographique du faciès de tuf fin (TF)

Pétrographiquement, le faciès TF est composé de 5% d'amas de sphène, de 3% de pyrite de 0,1 mm, 10% de cristaux de plagioclase inférieur à 0,1 mm, de 5% de séricite et de 67% de matrice. La matrice est composée principalement de verre chloritisé et, en des proportions beaucoup moins importantes, de quartz. On peut également y retrouver de petites quantités de carbonate et d'épidote.

3.2.4.3.4 Interprétation suite à l'étude pétrographique

L'interprétation de cette étude pétrographique est indispensable pour déterminer la composition du magma, le type et le mécanisme d'éruption de même que le milieu d'éruption et celui du dépôt. Ainsi le milieu d'éruption semble être sous-marin puisque le dépôt de tuf turbiditique est en étroite association avec des coulées de lave basaltique coussinées et des formations de fer rubanées à chert/magnétite et jaspe/magnétite. De plus, la présence de fragments juvéniles (ponces, scories, échardes de verres), de fragments lithiques accessoires (fragments volcaniques mafiques et felsiques) et de cristaux de plagioclase indique une origine pyroclastique. Par conséquent, il est produit par une éruption hydroclastique sous-marine de type phréatomagmatique. Par contre, l'éruption ne peut être phréatique puisqu'il y a présence de matériaux juvéniles dans le dépôt, ce qui n'est pas possible dans ceux produits par une éruption phréatique (Easton et Johns, 1986)

car de telles éruptions sont produites à de basses températures et donc ne peuvent expulser des fragments juvéniles parce que l'eau sous-terraines est vaporisée seulement par des gaz chaud ou par la chaleur et non pas par le contact direct avec le magma frais (Fisher et Schmincke, 1984). L'hypothèse d'une éruption phréatomagmatique a été renforcie par la présence d'échardes de verres en forme de croissant "*cusate*" et prismatique "*platy*" (McPhie et al., 1993).

Certains caractères des pyroclastes contenus dans le dépôt de tuf turbiditique ont permis de déterminer certains traits du magma qui les a générés. Ainsi, les fragments de lave mafiques porphyriques, les ponce à phénocristaux de plagioclase et les fragments de verres mafiques et felsiques porphyriques indiquent, qu'à l'origine, le magma était riche en phénocristaux de plagioclase (Cas et Wright, 1987). De plus, la présence de pyroclastes de compositions mafiques et felsiques indiquent que les éruptions provenaient de deux sources distinctes. Ceci a été confirmé par l'association de dépôts volcaniques mafiques et felsiques dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine.

Les cristaux de plagioclase présents dans le dépôt de tuf turbiditique ont été libérés pendant une éruption explosive d'un magma riche en phénocristaux. Ils peuvent également provenir de la destruction des fragments de laves mafiques et felsiques porphyriques ainsi que des ponce à phénocristaux de plagioclase. Cette destruction a été produite lors du transport des pyroclastes ou pendant la fragmentation des laves pré-existantes (Cas, 1983; McPhie et al., 1993). De plus, les cristaux de plagioclase qui sont, en majorité,

idiomorphes ou légèrement arrondis et la présence de ponces et de scories sub-arrondis indiquent que le dépôt pyroclastique est primaire ou légèrement remanié avec un court transport.

3.2.5 Les coulées de laves du Groupe de Hunter Mine

3.2.5.1 Introduction

Dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine, on retrouve de nombreuses coulées de laves felsiques et, en moindre importance, de basaltes tholéitiques. Elles représentent le stade effusif des éruptions volcaniques. Tout d'abord, les coulées de basaltes tholéitiques (Figure 13) seront brièvement décrites et interprétées dans cette sous-section. Par la suite, une description des différentes coulées de laves felsiques et une interprétation y sera inclut.

3.2.5.2 Description des coulées de basaltes tholéitiques

La zone de transition comprend deux principales éruptions effusives mafiques. Celles-ci sont composées d'un assemblage de coulées de laves de basalte andésitique variant de 100 m à 300 m. Chaque coulée de lave est un assemblage de faciès massif (Planche 11a), massif/coussiné, massif/coussiné/bréchique ou coussiné/bréchique (Planche 11b). Certains

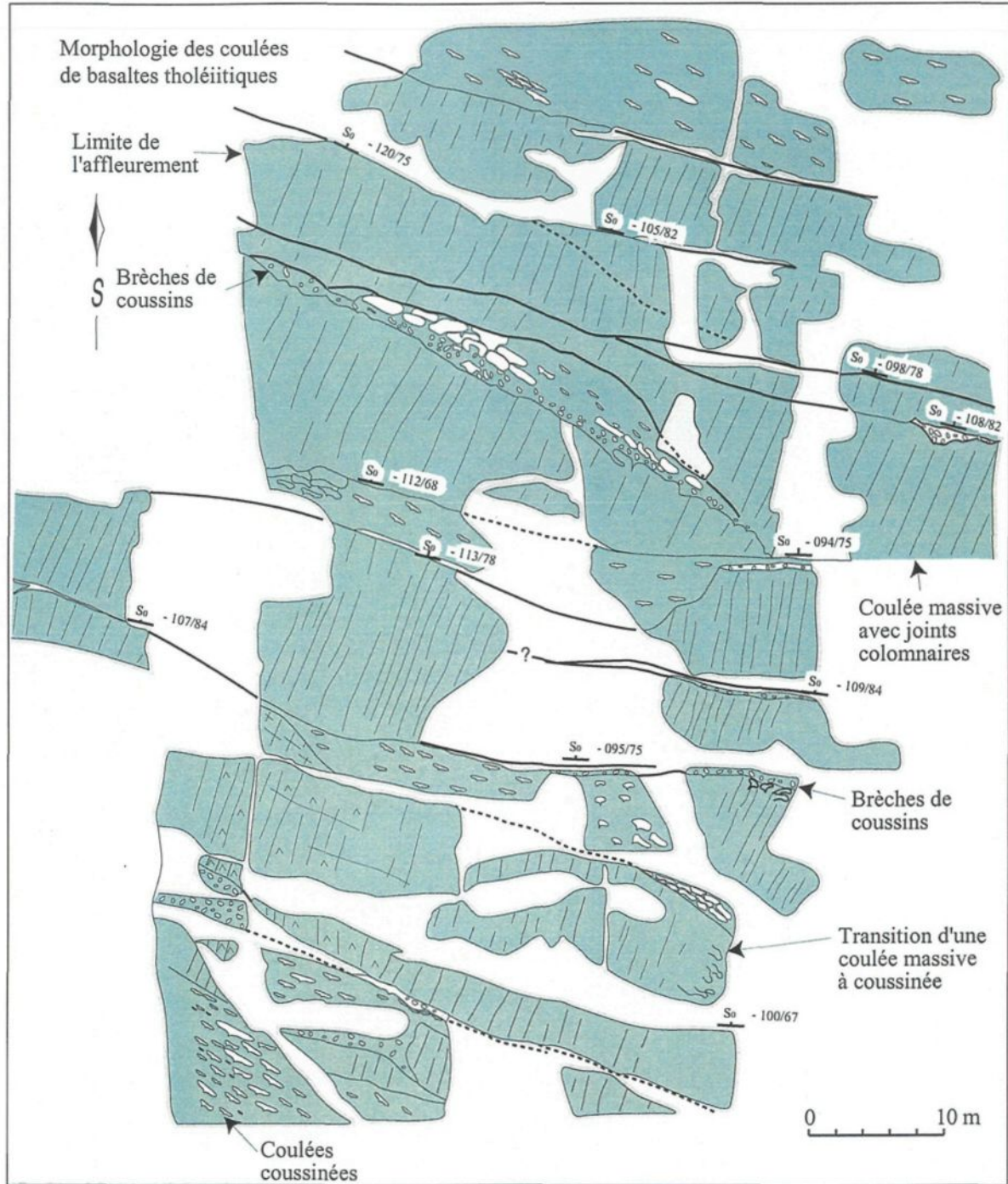
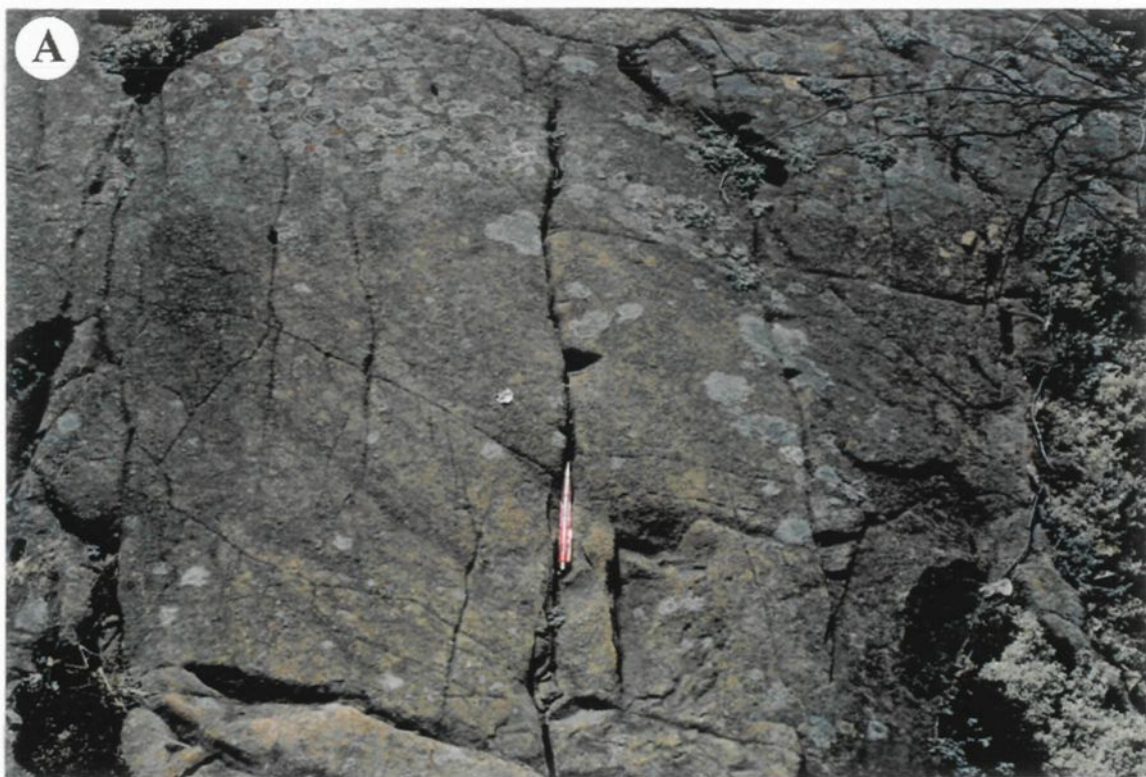


Figure 13. Morphologie des coulées de basaltes tholéitiques à la base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (Mueller et al., 1997). ROQ-91-2.

PLANCHE 11

Basalte tholéiitique du Groupe de Hunter Mine

- A) Basalte tholéiitique massif. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-2.
- B) Contact entre le faciès coussiné et le faciès de brèche de coussins. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-2.



faciès massifs possèdent des joints en colonnades (Figure 13). L'épaisseur des coulées varie de 10m à 20m. Elles montrent une couleur d'altération vert moyen et une couleur gris moyen en cassure fraîche.

3.2.5.3 Interprétation des coulées de basalte tholéitique

Les laves de basalte tholéitique présentes dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine ont été expulsées à des températures variant entre 1150°C à 1225°C (Gudmundsson, 1984; Williams et McBirney, 1979). D'après Dostal et Mueller (1997), ils seraient reliés à une zone de subduction similaire aux bassins arrière-arc ou aux arcs associés à un rift.

Les coulées massives, que l'on retrouve dans la zone de transition, sont caractérisées par l'absence presque complète de structures volcaniques internes. Ces coulées se sont formées lorsque le taux d'effusion était élevé et que la viscosité de la lave était faible (Cas et Wright, 1987; Williams et McBirney, 1979). On retrouve régulièrement, au dessus des coulées massives, des coulées coussinées. Celles-ci se sont formées lors de l'augmentation de la viscosité de la lave. Cette augmentation peut être causée par l'accroissement des cristaux dans la lave produit lors d'une baisse de température et/ou par une augmentation du contenu en silice (Williams et McBirney, 1979). Lorsque la coulée de lave est devenue trop visqueuse pour former un faciès massif ou coussiné il y aura formation du faciès

bréchique (Williams et McBirney, 1979). Ce faciès, lorsqu'il surmonte le faciès massif formera une brèche de lave et lorsqu'il est au-dessus du faciès coussiné formera une brèche de coussin.

3.2.5.4 Les laves felsiques

3.2.5.4.1 Introduction

Le complexe volcanique de Hunter Mine est composé, dans sa partie centrale, de nombreux dykes felsiques (Figures 2 et 3) et de plusieurs coulées de laves felsiques dans la partie médiane et au sommet de l'édifice volcanique (Figure 14). Les laves felsiques du Groupe de Hunter Mine sont étudiées sur deux aires d'affleurements soit le ROQ-91-4 (Figures 3 et 15) et le ROQ-92-2 (Figures 3 et 16). L'affleurement ROQ-91-4 est très peu déformé par rapport à l'affleurement ROQ-92-2 qui représente une zone fortement déformée. Les laves felsiques se répartissent en 3 divisions basées sur la pétrographie (tableau 8), soit 1) les laves felsiques à phénocristaux de plagioclase (PF), 2) les laves felsiques à phénocristaux de quartz (PQF ?) massives ou bréchiques, qui se retrouvent seulement dans les zones de déformation, et 3) les laves felsiques à phénocristaux de quartz et de plagioclase (PQF). Ces derniers se subdivisent en 3 sous-unités pétrographiques (PQF₁, PQF₂ et PQF₃) basé sur la granulométrie des phénocristaux de quartz (Tableau 7).

Tableau 7. Description et classification des coulées de laves felsiques du Groupe de Hunter Mine.

DIVISIONS DES COULÉES DE LAVES	ÉPAISSEUR MINIMUM	TEXTURE ET PÉTROGRAPHIE	LAMES MINCES
Laves felsiques à phénocristaux de quartz et de plagioclases (PQF ₃) ¹	- 2 à 15 m.	- Porphyrique; - 5% à 10% phénocristaux de quartz monocristallin de 2 à 5 mm - 10% à 25% phénocristaux de plagio. de 1,5 à 4 mm;	K-94-4, 10, 11, 12, 15, 44, 46, 48. K-95-3
Laves felsiques à phénocristaux de quartz et de plagioclases (PQF ₂) ¹	- 2,5 m.	- Porphyrique; - 5% à 10% phénocristaux de quartz monocristallin de 1 à 2 mm. - 15% à 25% phénocristaux de plagio. de 1 à 2 mm;	K-94-49, 56; K-95-2
Laves felsiques à phénocristaux de quartz et de plagioclases (PQF ₁) ¹	- 3 m.	- Porphyrique; - 5% à 10% phénocristaux de quartz polycristallin de 0,8 à 1 mm. - 15% phénocristaux de plagio. de 2 à 3 mm;	KN-94-33, 34, 35
Laves felsiques à phénocristaux de quartz (PQF?) ¹	- 0,5 à 16 m.	- Porphyrique; - < 5% phénocristaux de quartz polycristallin de 1 à 4 mm.	KN-95-20 K-94-1, 16, 21, 26, 28, 30, 42, 47, 51; K-95-7
Laves felsiques à phénocristaux de quartz fragmentaire	- 4 m.	- Bréchique; - Porphyrique; - < 5% phénocristaux de quartz monocristallin et polycristallin de 0,5 à 1,2 mm.	KN-94-68; KN-95-11
Laves felsiques à phénocristaux de plagioclases (PF)	- 4 à 11 m.	- Porphyrique; - 10% à 15% phénocristaux de plagio. de 1,5 à 3 mm.	KN-94-9; KN-95-7.

1. Les sous-divisions des coulées de laves à phénocristaux de quartz et de plagioclases ont été classifiées selon la granulométrie des phénocristaux de quartz uniquement.

3.2.5.4.2 Description des laves felsiques

Lave felsique à phénocristaux de plagioclase (PF).

Les laves felsiques à phénocristaux de plagioclase montrent un aspect massif sur le terrain et possèdent une épaisseur minimale variant de 4m à 11m (Figures 14 et 15). La couleur d'altération est brun rouille due à la présence de carbonate de fer. La portion moins altérée est beige jaunâtre. Ce faciès est observé seulement à l'affleurement ROQ-91-4 (Figure 15).

Du point de vue pétrographique, cette lave possède 10% de phénocristaux de plagioclase idiomorphes de 1,5 mm à 3 mm. Ceux-ci sont partiellement ou complètement séricitisé ou carbonaté (Planche 12a). On y retrouve également 15% de petits phénocristaux de quartz de 0,1 mm à 0,2 mm et 40% de phénocristaux de plagioclase séricitisés et carbonatés de 0,3 mm à 0,5 mm. La matrice, qui constitue 35% de la roche, est composée majoritairement de quartz ainsi que de quelques fines aiguilles de séricite.

Laves felsiques à phénocristaux de quartz (PQF ?)

On observe les laves felsiques à phénocristaux de quartz et possiblement à phénocristaux de plagioclase (PQF?) dans les deux zones d'affleurement (Figures 15 et 16). Ils se

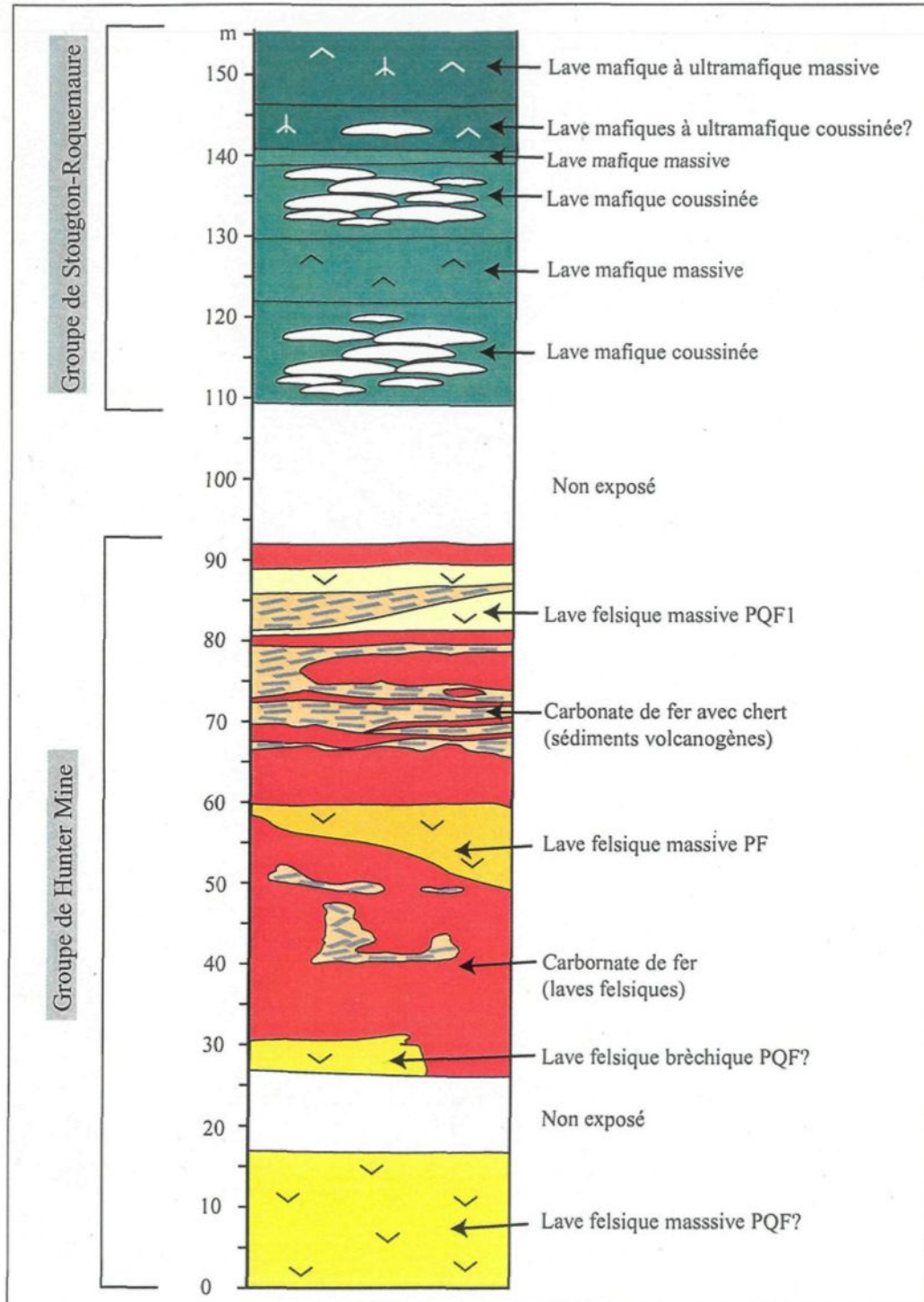


Figure 14. Colonne stratigraphique du sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Affleurement ROQ-91-4.

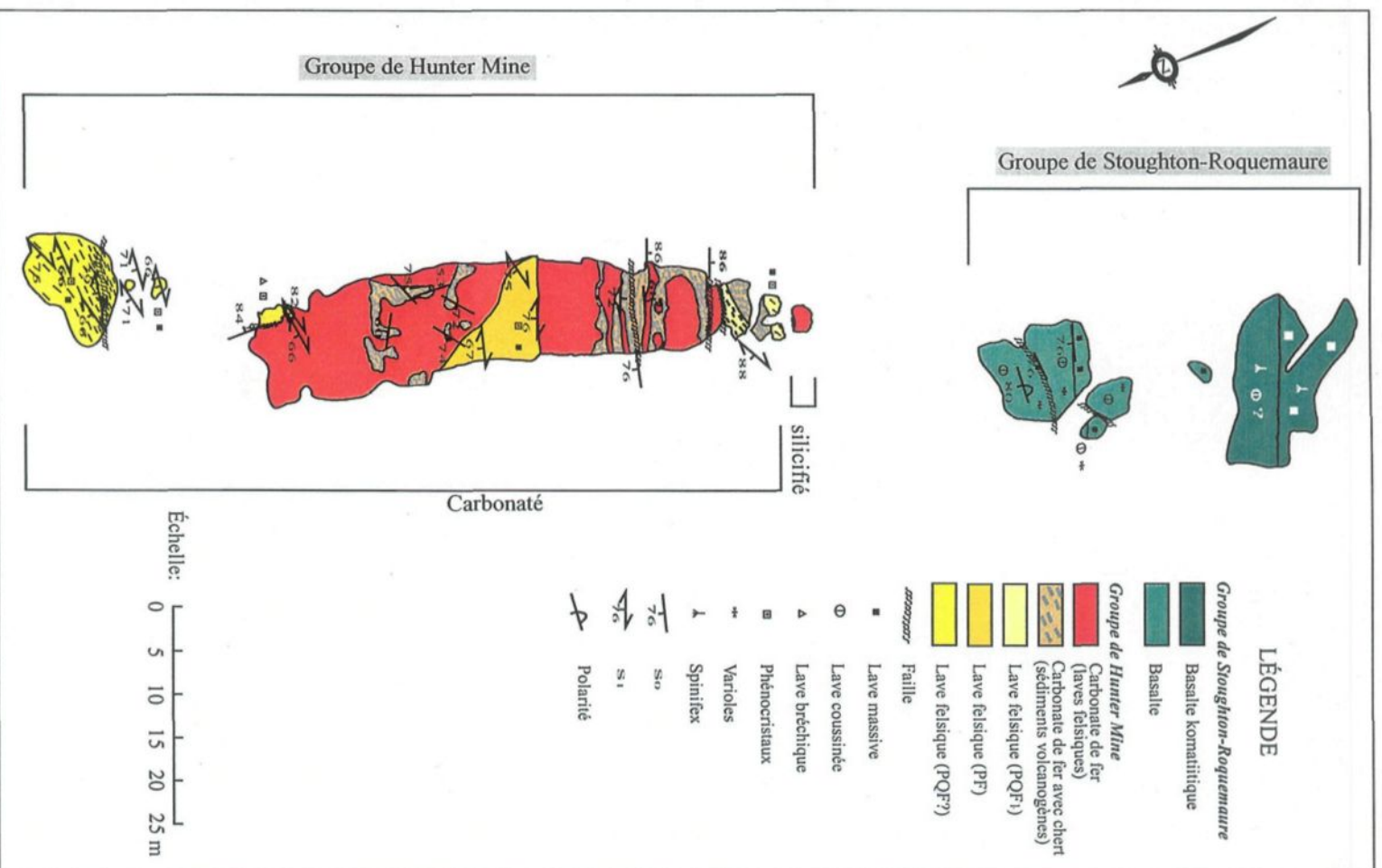
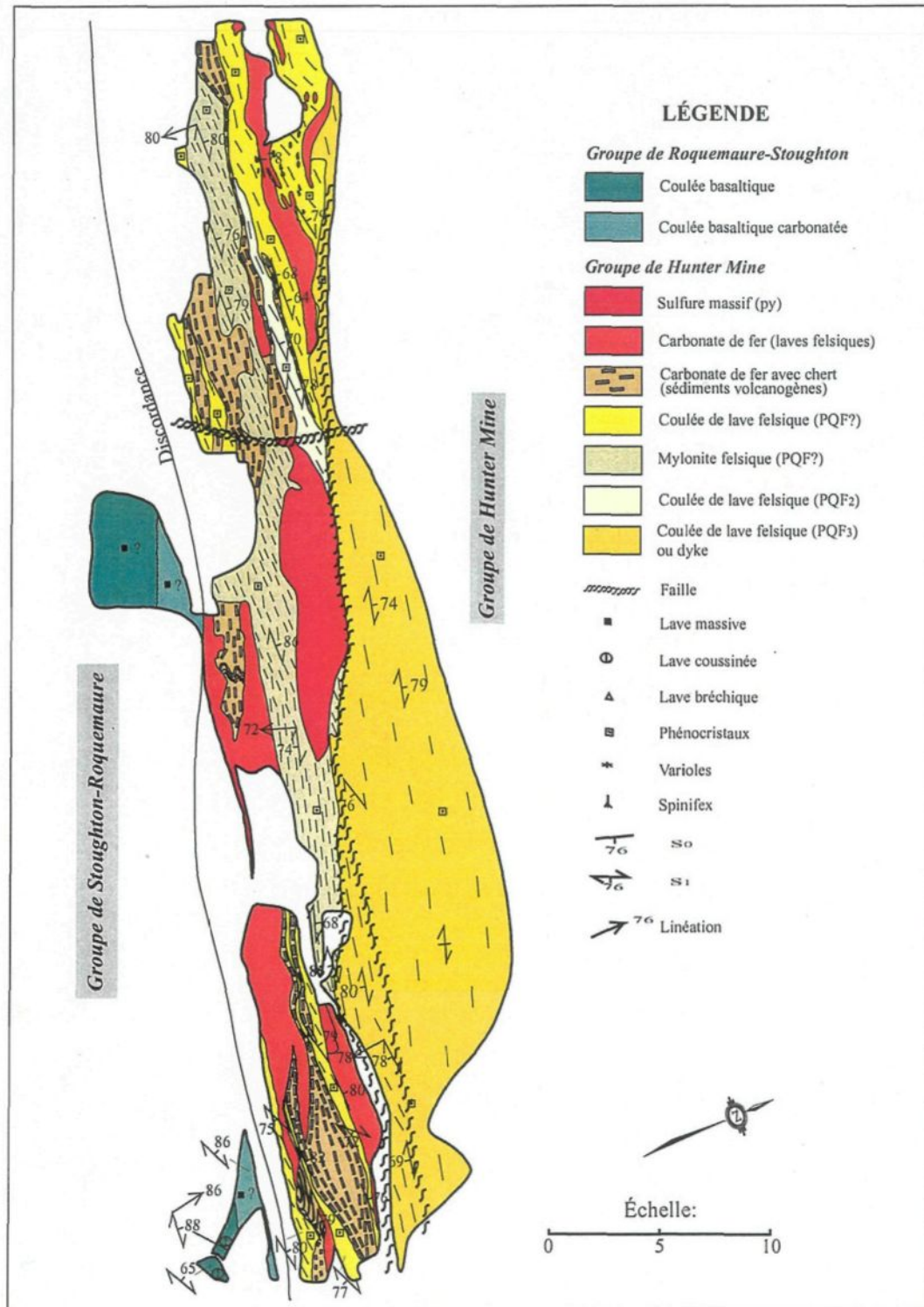


Figure 15. Carte géologique de l'affleurement ROQ-91-4.



retrouvent dans les portions les plus déformées de ces affleurements. Leur épaisseur minimum varie de 0,5 m à 16 m. Leur couleur d'altération est jaune orangé, due à la présence de carbonate de fer, ou jaune verdâtre due à la chlorite dans les zones très déformées. Ces laves montrent un aspect schisteux et auraient pu être massives à l'origine (Planche 13a).

Pétrographiquement, les laves de l'affleurement ROQ-92-2 sont composées de 2% à 10% de phénocristaux de quartz majoritairement polycristallins et à l'occasion monocristallins. Ceux-ci peuvent être arrondis ou légèrement aplatis. Ils peuvent être fracturés et/ou brisés. Il y a également présence de 2% de petits phénocristaux de quartz de 0,1 mm à 0,2 mm monocristallins. Les zones qui sont les moins déformées, se trouvent à l'affleurement ROQ-91-4 (Figure 15). Elles sont fortement concentrées en carbonate (Planche 12b). Cette coulée, présente à l'affleurement ROQ-91-4, renferme des amygdales de quartz montrant à l'occasion une couronne de carbonate et de minéraux opaques (Planche 12c). La matrice, qui constitue 88% à 96% de la roche, est composée de quartz et de séricite (Planche 13b) et dans les cas les plus déformés de la chlorite. L'absence de phénocristaux de plagioclase dans ces laves felsiques porphyriques est peut-être due à leur destruction lors de la déformation. Dans certains échantillons on retrouve des plagioclase altérés en épidote cryptocristalline très déformé (Planche 12d). Donc ces laves peuvent être des laves à phénocristaux de quartz et de plagioclases (PQF).

PLANCHE 12

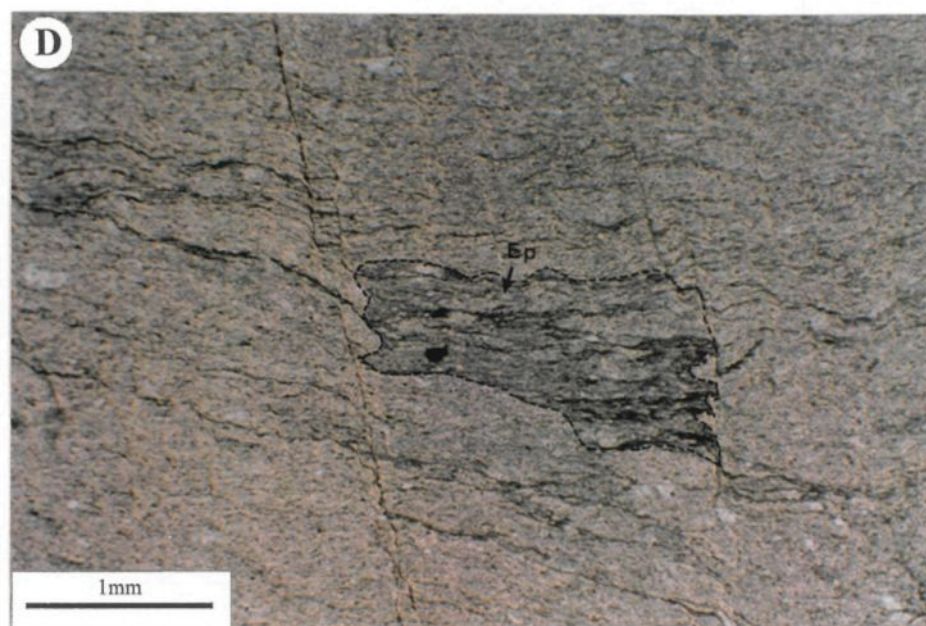
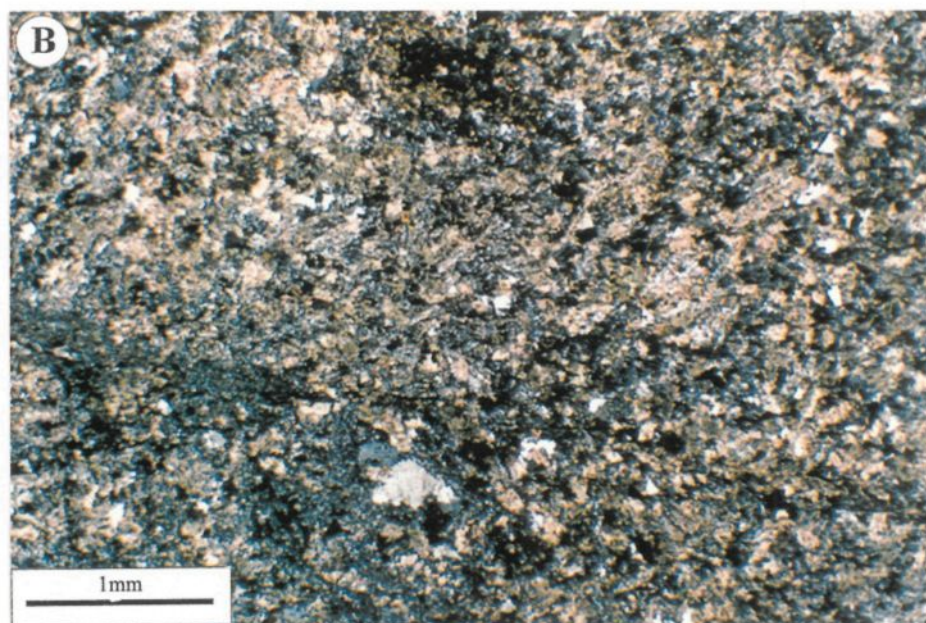
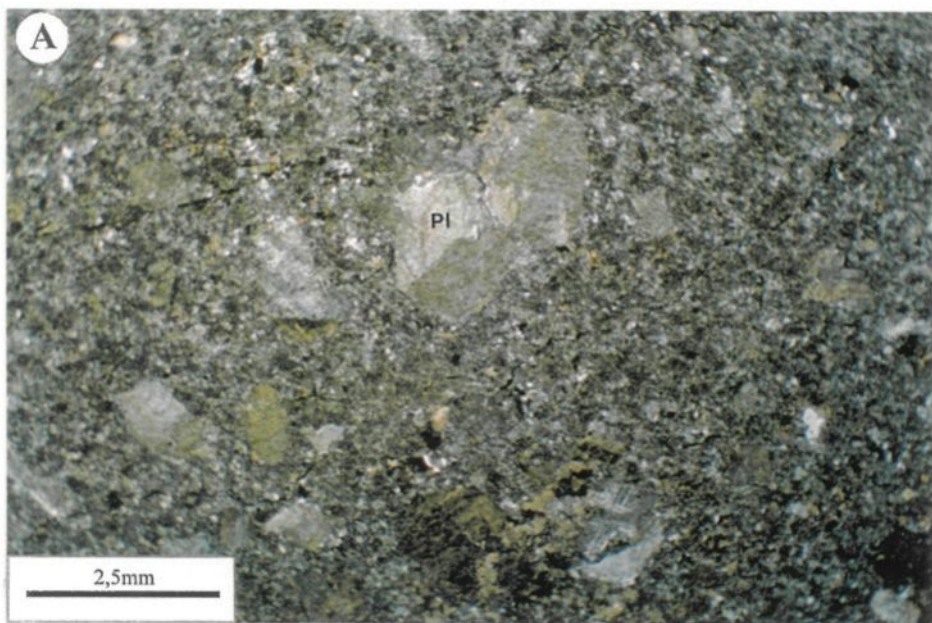
Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine

- A) Photomicrographie de phénocristaux de plagioclase (Pl) séricitisés dans une lave PF.
Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-9. L.N.

- B) Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF?. La matrice de cette lave est fortement carbonatée. On peut y voir des microlites de feldspath.
Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-95-20. L.P.

- C) Photomicrographie d'amygdales de quartz montrant une bordure de minéraux opaques et de carbonate. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-95-20. L.N.

- D) Photomicrographie d'un phénocristaux de plagioclase très déformé et partiellement altéré en épidote (Ep) cryptocristalline. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-94-30. L.N.



Laves felsiques (PQF?) bréchiques

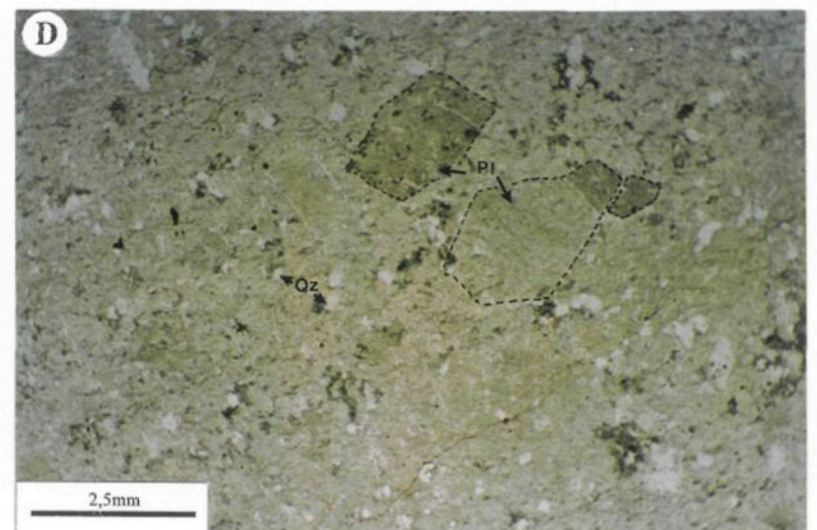
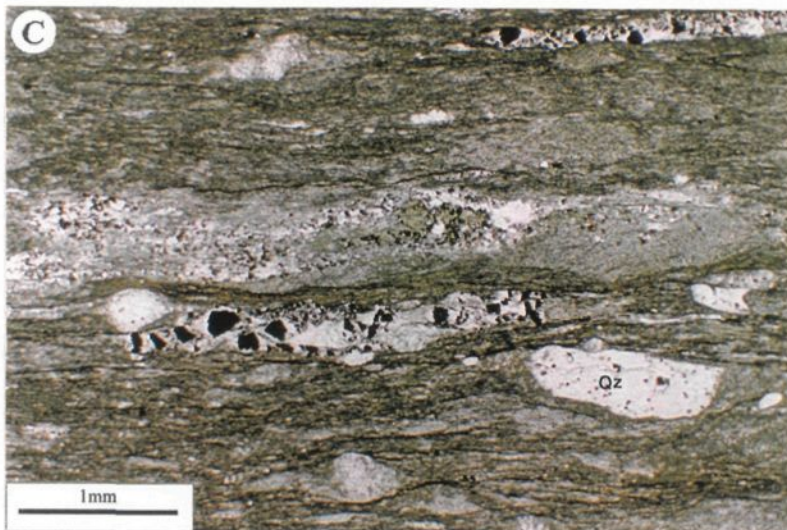
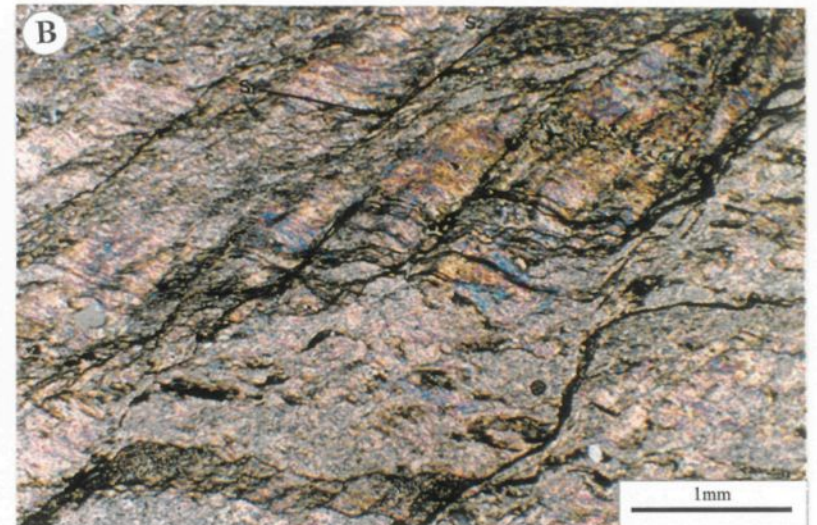
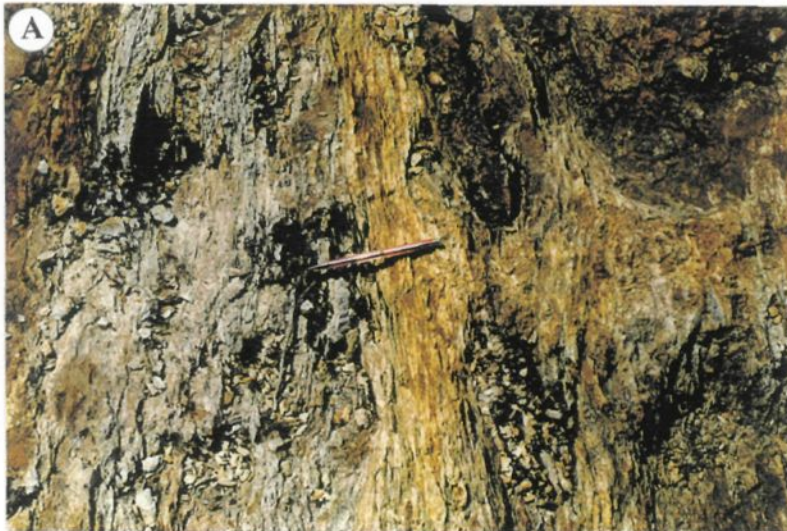
Ce type de lave felsique est observé à l’affleurement ROQ-91-4 (Figures 15 et 16). Il est de couleur beige jaunâtre due à l’altération en carbonate de fer et en séricite. L’épaisseur minimum de cette lave est de 4 m. On peut y observer de petits fragments de chert ou de rhyolite et de phénocristaux de quartz. Elle est probablement le résultat de la fragmentation des laves à phénocristaux de quartz qui se trouve juste en dessous.

Du point de vue pétrographique, cette lave est constituée de 10% de fragments sub-arrondis de cherts ou de rhyolites de 1 mm à 2 mm (Planche 13c). Certains fragments pourront être partiellement ou totalement altérés en carbonate. La présence de phénocristaux de quartz monocristallins et polycristallins a également été notée. Ils sont sub-anguleux à arrondis, et leur taille varie de 0,5 mm à 1,2 mm. On en compte moins de 5% dans la lave entière. De petits phénocristaux de quartz et de plagioclases séricitisés (10%) ont été retrouvés. La granulométrie de ces phénocristaux varie de 0,1 mm à 0,3 mm. Ces laves sont composées approximativement de 55% quartz et de 20% de “microlites” de feldspath séricitisées, ce qui l’apparente à la coulée massive PQF ? de l’affleurement ROQ-91-4. On retrouve également une lave bréchique PQF? à l’affleurement ROQ-92-2 (Figure 16) qui ne semble pas apparentée à celle à l’affleurement ROQ-91-4.

PLANCHE 13

Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine

- A) Lave felsique du faciès PQF? dans une zone de cisaillement. On peut y voir une altération en carbonate de fer. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-92-2.
- B) Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF? déformée où l'on voit S_1 et S_2 . La matrice est fortement séricitisée. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-94-21. L.P.
- C) Photomicrographie d'une lave felsique PQF? bréchique. Les fragments de rhyolite sont légèrement déformés et la matrice est fortement chloritisée. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-95-3. L.N.
- D) Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF₁. Les phénocristaux de plagioclase (Pl) sont légèrement séricitisés. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-34. L.N.



Lave felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase (PQF)

Ce dernier faciès est composé de phénocristaux de quartz et de plagioclase. Il peut être subdivisé en trois sous-unités, soit PQF₁, PQF₂ et PQF₃. Chacune de leurs caractéristiques sera décrite ci-dessous.

Le sous-faciès PQF₁ (Figure 15) a une épaisseur minimale de 3 m. Sur le terrain, ces laves montrent un aspect massif. Leur couleur d'altération passe du brun blanchâtre au brun rouillé. La portion moins altérée est beige jaunâtre. Les laves sont caractérisées par la présence de phénocristaux de quartz possédant une granulométrie variant de 0,8 mm à 1 mm (Planche 13d). On en dénombre de 5% à 10% dans la roche entière. Ils sont généralement polycristallins et peuvent, à l'occasion, être monocristallins. Leur forme varie de sub-arrondis à arrondis. Les phénocristaux de plagioclase présents dans la roche, sont idiomorphes et leur taille varie de 2 mm à 3 mm. Généralement, ils sont altérés en séricite et dans certains cas en carbonate (Planche 13d). La lave possède 15% de ces phénocristaux. On y retrouve également 25% de petits phénocristaux (0,1 mm à 0,5 mm) de quartz monocristallins et de plagioclase idiomorphe séricitisé, ce dernier pouvant être complètement carbonaté. La matrice, qui compose de 50% à 55% de la roche, est constituée en grande partie de quartz ainsi que de quelques aiguilles de séricite.

Le deuxième sous-faciès (PQF₂) a une épaisseur de 2,5 m (Figure 16). L'altération en carbonate de fer donne une couleur brun blanchâtre à brun-rouille à la roche. Les coulées de

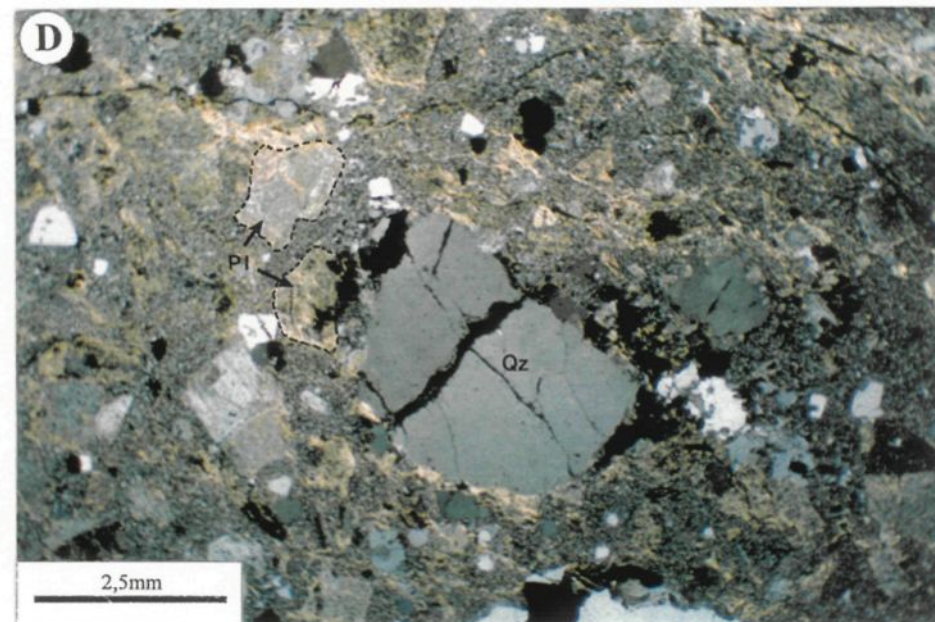
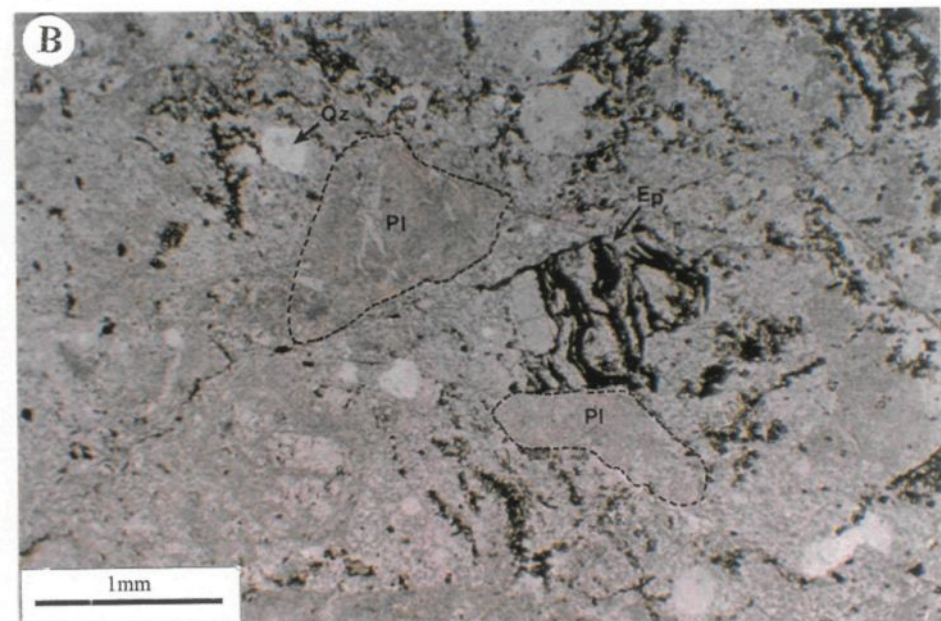
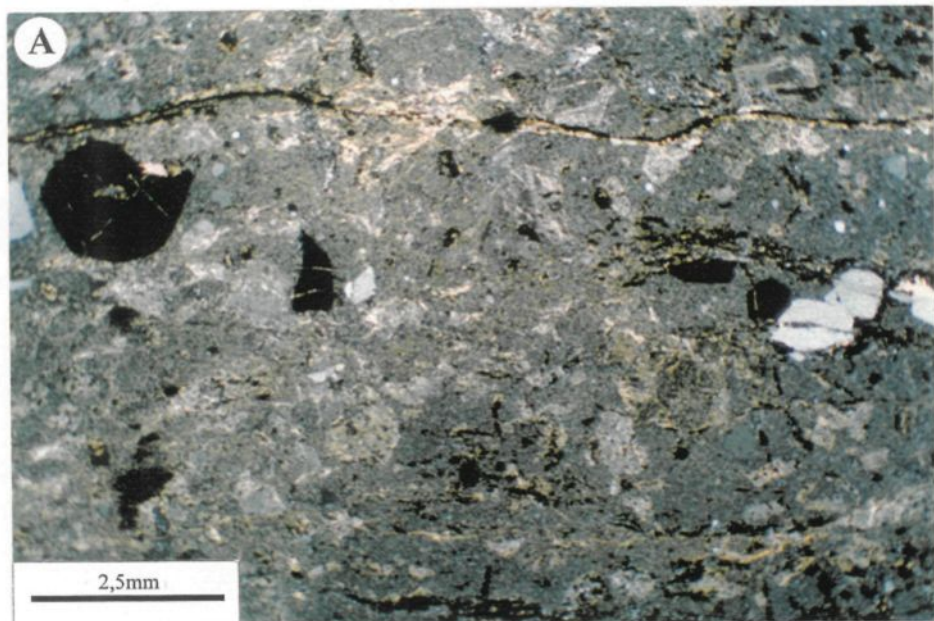
laves possèdent de 5% à 10% de phénocristaux de quartz de 1 mm à 2 mm. Les phénocristaux sont monocristallins et peuvent être soit sub-arrondis, arrondis ou losangés. Dans quelques cas, ils peuvent être fracturés et même brisés (Planche 14a). Les phénocristaux de plagioclase sont complètement séricitisés (Planche 14a) ou sont transformés en épidote cryptocristalline (Planche 14b). On en retrouve de 15% à 25% mesurant de 1 mm à 2 mm. Il y a également présence de 3% de petits phénocristaux de quartz monocristallins et de plagioclase partiellement séricitisé (Planche 14a, b)). Leur taille varie de 0,1 mm à 0,2 mm. 62% à 77% de la lave est composée d'une matrice de quartz et de quelques fines aiguilles de séricites. On retrouve, superposé à la matrice, des cristaux de carbonate de fer.

Le troisième sous-faciès (PQF₃) est rencontré seulement à l'affleurement ROQ-92-2 (Figure 16 et planche 14c, d). Les coulées possèdent des épaisseurs minimales variant de 2 m à 15 m et étaient probablement massives avant la déformation. L'altération en carbonate de fer donne à cette lave une couleur passant du blanc beige laiteux au brun-rouille (Planche 14c). Il est composé de 5% à 10% de phénocristaux de quartz monocristallin qui sont sub-arrondis à arrondis, ils peuvent également être losangés. Certains phénocristaux ont été fracturés (Planche 14d) et peuvent même être brisés, d'autres montreront des amygdales de quartz brisées et fracturées. Leur granulométrie varie de 2 mm à 5 mm (Planche 14d). Les phénocristaux de plagioclase ont une taille variant de 1,5 mm à 4 mm. Ils sont idiomorphes et montrent une légère séricitisation, quelques-uns, par contre, sont complètement carbonatés ou transformés en épidote cryptocristalline. Les phénocristaux de plagioclase constituent de 10% à 25% de la roche entière. On retrouve également 2% de

PLANCHE 14

Laves felsiques du Groupe de Hunter Mine

- A) Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF₂, où les phénocristaux de plagioclase sont partiellement séricitisés et les phénocristaux de quartz sont fracturés. On peut également observer la présence d'épidote cryptocrSTALLINE qui a altéré un feldpath. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-94-49. L.P.
- B) Photomicrographie de phénocristaux de plagioclase (Pl) séricitisés ou altéré en épidote cryptocrSTALLINE. Lave felsique PQF₂. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-94-48. L.N.
- C) Vue d'ensemble de l'affleurement ROQ-92-2 montrant une coulée de lave massive du faciès PQF₃ (Rh). Le sommet stratigraphique est à gauche de la photographie.
- D) Photomicrographie d'une vue d'ensemble d'une lave felsique PQF₃, où les phénocristaux de plagioclase (Pl) sont légèrement séricitisés et les phénocristaux de quartz (Qz) sont fracturés. On peut également observer la présence d'épidote cryptocrSTALLINE qui a altéré un feldpath. Affleurement ROQ-92-2. Échantillon K-94-10. L.P.



petits phénocristaux de quartz monocristallins et de plagioclase séricitisés. Leur taille granulométrique varie de 0,1 mm à 0,3 mm. Cette lave possède 63% à 83% de matrice majoritairement composée de quartz ainsi que de quelques aiguilles de séricite.

3.2.5.4.4 Interprétation des laves felsiques

Les laves felsiques se trouvant dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine sont le produit d'une éruption effusive. Cette éruption se serait formée dans un milieu sous-marin, puisqu'on les retrouve associées à des laves mafiques coussinées. De plus, l'essaim de dyke dans la partie centrale du complexe volcanique ainsi que les dépôts pyroclastique à proximité de l'essaim sont inférés être formé dans un milieu sous-marin (Mueller et White, 1992; Mueller et Donaldson, 1992b). L'épaisseur des laves qui ont été observées est très difficilement estimable c'est pourquoi il est difficile d'affirmer si elles sont d'anciens chenaux.

Les coulées de laves felsiques sous-marines sont analogues aux coulées sous-marines basaltiques. Ainsi, il sera plus aisé de déterminer les faciès morphologiques et le mécanisme d'emplacement. D'après De Rosen-Spence et al. (1980), les coulées felsiques massives et celles qui sont recouvertes par de minces brèches autoclastiques. Il est à noter que certaines coulées massives, en particulier le faciès PQF₃, pourraient être des dykes ou des filons-couches. Les laves rhyolitiques ont été mises en place par un écoulement

plastico-visqueux (De Rosen-Spence et al., 1980). Les coulées massives du faciès proximal ont pris naissance aux fissures et aux dykes nourriciers. Ces dykes sont localisés dans la partie centrale de l'édifice volcanique de Hunter Mine (Figure 3). Tout comme les coulées massives basaltiques, le faciès massif des coulées felsiques résulterait d'un taux d'effusion relativement élevé et d'une faible viscosité de la lave. Les unités bréchiques, que l'on retrouve au-dessus des laves massives, sont produites lorsque la température diminue et que la viscosité augmente pendant l'avancé de la coulée.

L'altération des laves en silice et l'altération en chlorite sont fortement associée aux zones de déformation. Ces altérations ont affecté la lave pendant et immédiatement après l'emplacement des coulées. Elles ont été interprétées comme le produit de la percolation de l'eau de mer à travers les fractures et les unités poreuses, tel que les brèches (De Rosen-Spence et al., 1980). De plus, la séricitisation et la carbonatation de certaines laves sont associées à une altération géothermale (De Rosen-Spence, 1976), tandis que Dimroth (non publié) et De Rosen-Spence et al. (1980) considèrent ces altérations comme le produit normal des stages tardifs du métamorphisme du planché marin (*sea-floor*). En conclusion, les coulées felsiques ont subi une évolution métamorphique extrêmement complexe pendant et après leur enfouissement (*deep burial*) (De Rosen-Spence et al., 1980).

3.2.6 Les dépôts de carbonate de fer

3.2.6.1 Introduction

Les dépôts de carbonate de fer se retrouvent au sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et juste en dessous des laves mafiques à ultramafiques du Groupe de Stoughton-Roquemaure (Figures 14 et 15). Ils sont intercalés entre les coulées de laves felsiques massives et bréchiques. On peut les subdiviser en deux grands types de dépôts volcanogènes, soit 1) les unités de carbonate de fer et 2) les unités de carbonates de fer avec fragments ou fins litages de chert. Cette section inclura une brève description et interprétation puisque les sédiments volcanogènes de la zone de transition ont été étudiés en détails par N'Dah (1998).

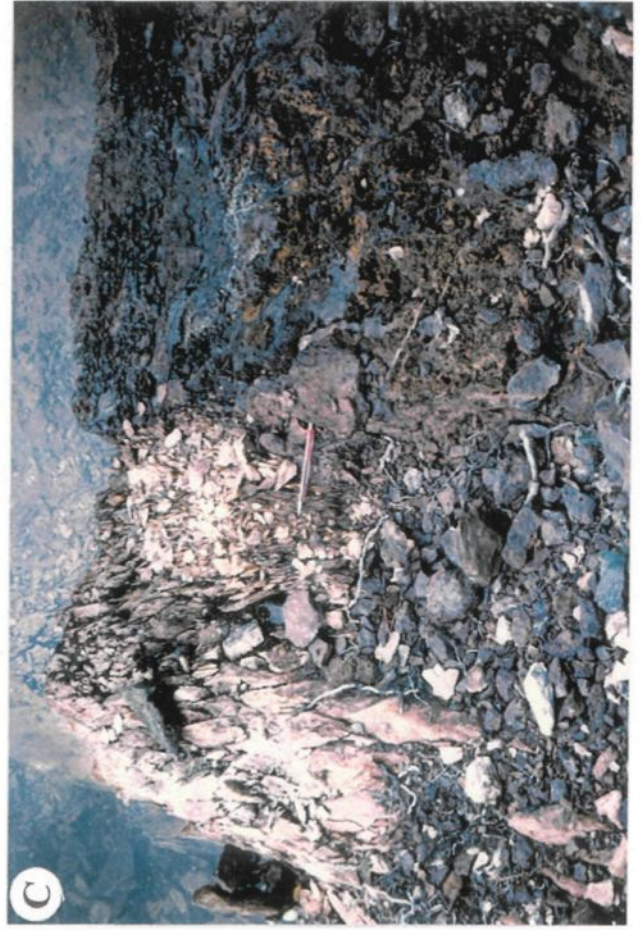
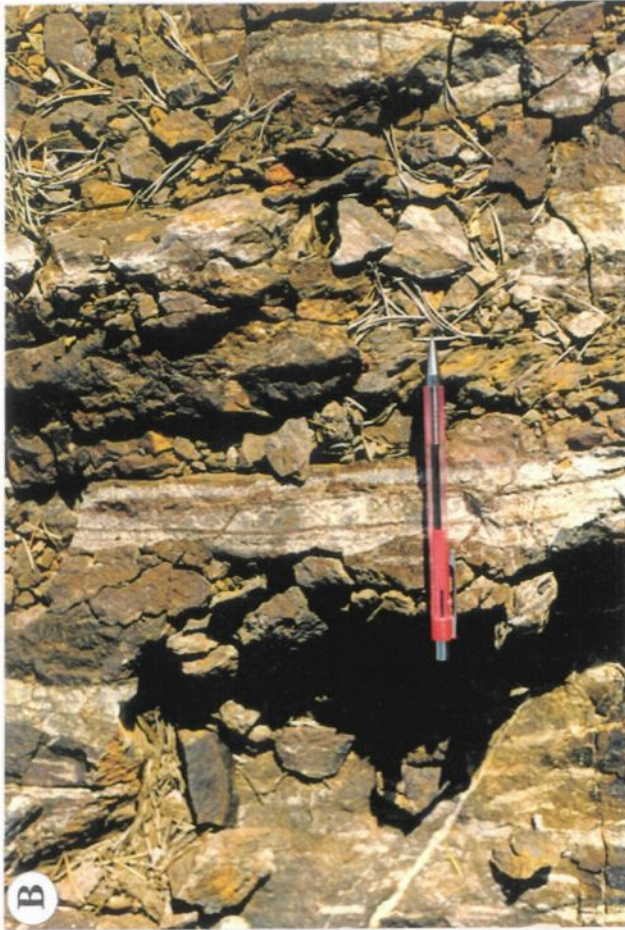
3.2.6.2 Description des dépôts de carbonate de fer

Les dépôts de carbonate de fer ont été observés sur deux affleurements soit ROQ-91-4 et ROQ-92-2. À l'affleurement ROQ-91-4 l'épaisseur du dépôt atteint 66 m (Figures 14 et 15), tandis qu'au décapage ROQ-92-2, il n'atteint que 8,5 m (Figure 16). La couleur d'altération est rouille brunâtre (Planche 15b). Les dépôts de carbonate de fer sont parsemés de veines de quartz. Ce réseau montre grossièrement deux orientations

PLANCHE 15

Formations de fer rubanées et sulfure volcanogène

- A) Carbonate de fer avec chert plissé dans une zone de cisaillement représentant le faciès carbonaté d'une formation de fer rubanée. On peut y voir une altération en carbonate de fer et en chlorite. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-92-2.
- B) Fragment de chert laminé dans un dépôt de carbonate de fer avec chert (formation de fer rubanée du faciès carbonaté). Ce fragment pourrait être un ancien lit de TF laminé et silicifié. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.
- C) Enclave de lave felsique dans un dépôt de carbonate de fer. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.
- D) Lentille de sulfure massif présente dans un dépôt de carbonate de fer. Le crayon mesure 14,7 cm et pointe vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.



distinctes. On retrouve à l'intérieur de ces dépôts, des enclaves de carbonate de fer avec chert (Figures 15 et 16), quelques lentilles de sulfures massifs (Planche 15d et figure 16) ainsi que des enclaves de lave felsique (Planche 15c).

Pétrographiquement, ces dépôts sont relativement simples. Ils sont composés de carbonate de fer tel que l'ankérite et la sidérite (60% à 85%), de pyrite (5% à 20%), qui peut être en veinules, de 3% à 5% de veinules de quartz, et jusqu'à 15% d'hématite ainsi qu'une faible proportion de dolomite et de marcassite. À travers les échantillons observés, on retrouve une matrice contenant du quartz microcristallin. Ces quartz peuvent être superposés par les carbonates de fer.

Les lentilles de sulfure massif sont composées de pyrite (50% à 70%) d'environ 45% de marcassite, de 3% de carbonate de fer et de 2% de veines de quartz. La pyrite montre une texture botroïdale, colloforme et framboïdale. Dans certains échantillons la présence de chert fin a été constatée.

3.2.6.3 Interprétation des dépôts de carbonate de fer

Les dépôts de carbonate de fer seraient le produit de l'altération de coulées de lave felsique bréchique et des dépôts volcano-sédimentaire (N'Dah, 1998). Les fluides hydrothermaux qui auraient précipité ces dépôts seraient de basse température. Ceci a été

déduit d'après l'assemblage minéralogique (pyrite et marcassite) (N'Dah, 1998). La présence d'ankérite, de sidérite et de silice dans ces dépôts semblerait indiquer que ceux-ci appartiendraient à une zone concordante des gisements de sulfure volcanogène du type Matabi (Morton et Franklin, 1987; N'Dah, 1998). De plus, leur association aux laves felsiques appuierait cette hypothèse (Tableau 8).

3.2.6.4 Description des carbonates de fer avec chert

Les dépôts de carbonates de fer avec fragments ou fins litages de chert, se retrouvent en enclave dans les carbonates de fer que l'on rencontre aux décapages ROQ-91-4 (Figures 14 et 15) et ROQ-92-2 (Figure 16). Ces enclaves sont très variables en forme et en épaisseur. La matrice est constituée de carbonate de fer rouille brunâtre. Les fragments de chert possédant ou non de fins litages sont gris pâles. Certains montrent de fines laminations parallèles gris moyen. Ceux-ci forment localement des plis mais la plupart du temps ils sont parallèles à la lithologie (Figures 15 et 16). À quelques endroits on retrouve des reliques de lits de tuf montrant des laminations ondulantes (Planche 15b), ainsi que des traces d'argilite.

Suite, aux observations pétrographiques, les fragments de chert ainsi que les fins litages possèdent des laminations composées majoritairement de chert et des laminations de chert et de carbonate. L'épaisseur du premier type de lamination varie de 1 mm à 4 mm. Elles

Tableau 8. Caractéristiques générales des gisements de sulfures massifs de types Noranda et Mattabi. Modifiés de Morton et Franklin (1987), *Franklin (1990).

CARACTÉRISTIQUES	NORANDA	MATTABI
Roches encaissantes	<ul style="list-style-type: none"> - Coulée mafiques massives et coussinées; - Brèches de coulées; - Coulées felsiques locales 	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées pyroclastiques felsiques massives ou litées; - Brèches de coulée mafiques; - Lits de scories et de cendres
Zone d'altération discordante (cheminée d'altération)	<ul style="list-style-type: none"> - Bien définie, quelques centaines de mètres d'extension verticale, sous-jacente à et/ou recoupant la zone d'altération concordante, (chlorite, séricite) 	<ul style="list-style-type: none"> - Diffuse et passe progressivement dans la zone concordante (séricite, chlorite rare)
Zone d'altération concordante	<ul style="list-style-type: none"> - Diffuse (quartz) 	<ul style="list-style-type: none"> - Bien définie (ankérite, sidérite, quartz)
Profondeur du dépôt	<ul style="list-style-type: none"> - > 500 m 	<ul style="list-style-type: none"> - < 500 m
Minéralisation*	<ul style="list-style-type: none"> - Basse teneur en Pb; - < 45 g/t Ag - Cu-Zn. 	<ul style="list-style-type: none"> - 0,8% à 1,2% Pb; - Haute teneur en Ag - Zn-Cu.

sont composées de plus de 95% de chert et de moins de 5% de cristaux de dolomite idiomorphe. Par contre, le deuxième type de laminations ont des épaisseurs variant de 1 mm à 1 cm. La carbonatation (75%) semblent être tardive par rapport au chert (25%) puisque les carbonates de fer superposent ces derniers. Dans ces laminations la présence d'hématite et de pyrite a été constatée ainsi que des veines de quartz qui peuvent être déformées ou faillées. La matrice est composée majoritairement de carbonate de fer (ankérite et/ou sidérite) ainsi que quelques cristaux de dolomite idiomorphes, de pyrite, d'hématite et de quartz microcristallin.

3.2.6.5 Interprétation des dépôts de carbonte de fer avec chert

Les dépôts de carbonate de fer avec chert sont d'anciens tufs felsiques. Cette hypothèse a été déduite suite à l'observation de certains cristaux de feldspath dans les carbonates de fer et à la présence d'une relique de tuf felsique (Planche 15b) ressemblant fortement aux lits de tufs turbiditiques ce qui suggère une origine pyroclastique pour ces types de dépôts. De plus, les observations fait par N'Dah (1998), sur quelques décapages localisés dans la zone de transition, confirment bien cette origine.

Les lits de tuf ont été tout d'abord silicifiés et par la suite ont subi une altération en carbonate. Ils pourraient représenter le faciès carbonaté des formations de fer rubanée (Chonw et al., 2000). Ceci a été déduit suite à l'observation de fines laminations dans les fragments de

chert ainsi qu'à l'arrangement de ces fragments et fins lits de chert. De plus, ces dépôts ont probablement été formés à de grande profondeur puisqu'on y retrouve des traces d'argilite.

3.2.7 Dykes ou filon-couches du Groupe de Hunter Mine.

3.2.7.1 Introduction

À l'affleurement ROQ-91-1 (Figures 6 et 7) on retrouve trois filons-couches ou dykes distinct qui se sont infiltrés dans les zones de faiblesse. Deux de ces filons-couches sont mafiques et un est de composition intermédiaire. Ceux-ci seront seulement décrits dans cette sous-section.

3.2.7.2 Description des dykes ou filon-couche du Groupe de Hunter Mine

Le premier filon-couche, de composition gabbroïque, est massif (Figures 4, 6 et 7) et montre une couleur d'altération brun-rouille et une couleur en surface fraîche vert grisâtre. Son épaisseur minimale est de 3 m. Il est composé de 45% de clinopyroxène (augite) de 4 mm montrant une texture sub-ophitique (Planche 16a). On y retrouve également 10% de quartz et 45% de feldspath de 0,8 mm à 1,5 mm où certains cristaux forment un arrangement radial.

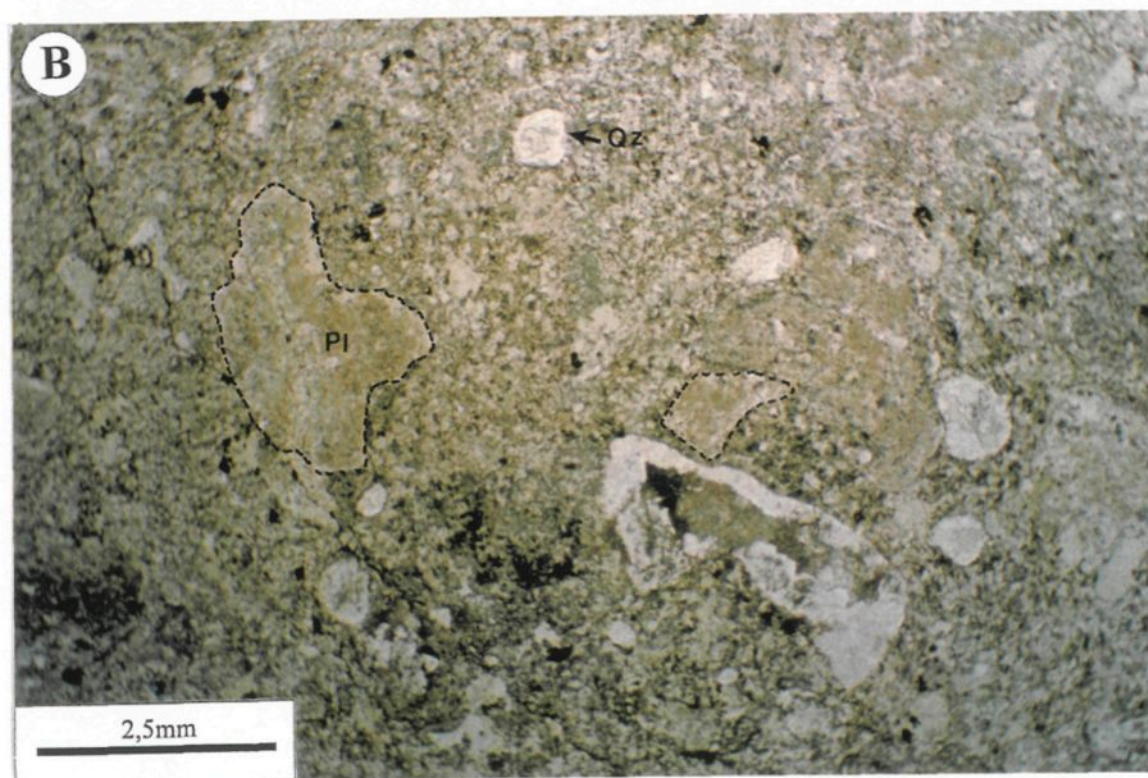
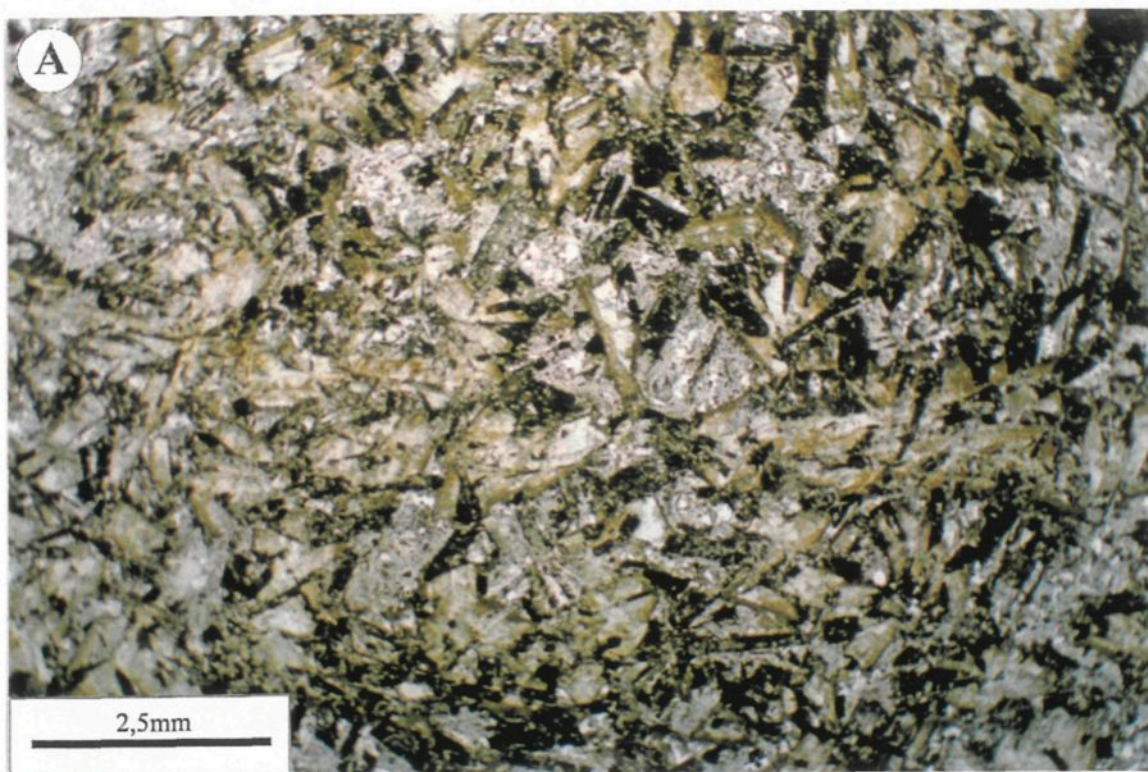
Le deuxième filon-couche est également de composition gabbroïque (Figures 5 et 6). Par contre sa granulométrie est beaucoup plus fine que le premier filon-couche. Son épaisseur moyenne est de 3 m. La couleur d'altération est jaune verdâtre et en surface fraîche la roche est grise verdâtre. Le filon-couche est composé de 35% de clinopyroxène de 0,1 à 2,5 mm montrant une texture sub-ophitique. Les feldspaths composent 60% de la roche. Certains feldspaths peuvent être épidotisés et carbonatés. On retrouvera également 5% de quartz.

Le troisième filon-couche est porphyrique et est de composition intermédiaire (Figures 5 et 6). La couleur d'altération est beige brunâtre et la surface fraîche est gris moyen. Il est composé de 20% de phénocristaux de plagioclase idiomorphe séricitisé de 1 mm à 2,5 mm, de 10% de phénocristaux de quartz polycristallin arrondis de 1 mm à 2 mm (Planche 16b). Ceux-ci peuvent être carbonatés. On retrouve également quelques phénocristaux de pyroxène possédant une auréole de quartz polycristallin. Ceux-ci ont une taille de 4 mm. La matrice constitue 68% de la roche. Elle est composée de quartz et de microlites de feldspath légèrement orienté. Les phénocristaux de plagioclase forment une texture porphyrique et/ou gloméroporphyrique.

PLANCHE 16

Filons-couches ou dykes du Groupe de Hunter Mine

- A) Filon-couche ou dyke de gabbro montrant une texture sub-ophitique, Les plagioclase partiellement inclut dans le pyroxène. Échantillon T-95-6. L.N.
- B) Photomicrographie d'un dyke ou filon-couche à phénocristaux de quartz polycristallins et de plagioclase gloméroporphyriques. Les plus gros phénocristaux de quartz ont un cœur en épidote. Les phénocristaux de plagioclase sont légèrement séricitisés. Échantillon T-95-1. L.N.



CHAPITRE IV

LE GROUPE DE STOUGHTON-ROQUEMAURE

4.1 Introduction

Les laves mafiques à ultramafiques ont été observées aux affleurements ROQ-91-4 (Figure 15) et ROQ-92-2 (Figure 17). Elles représentent la base stratigraphique du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Seule la base de ce groupe est traitée dans ce chapitre. On y retrouve trois écoulements formés de faciès massif et coussiné. Les deux premiers écoulements sont de composition basaltique et le troisième est composé de basalte komatiitique. Ce chapitre traitera donc de la description morphologique et pétrographique des différentes coulées de laves ainsi que de leur interprétation.

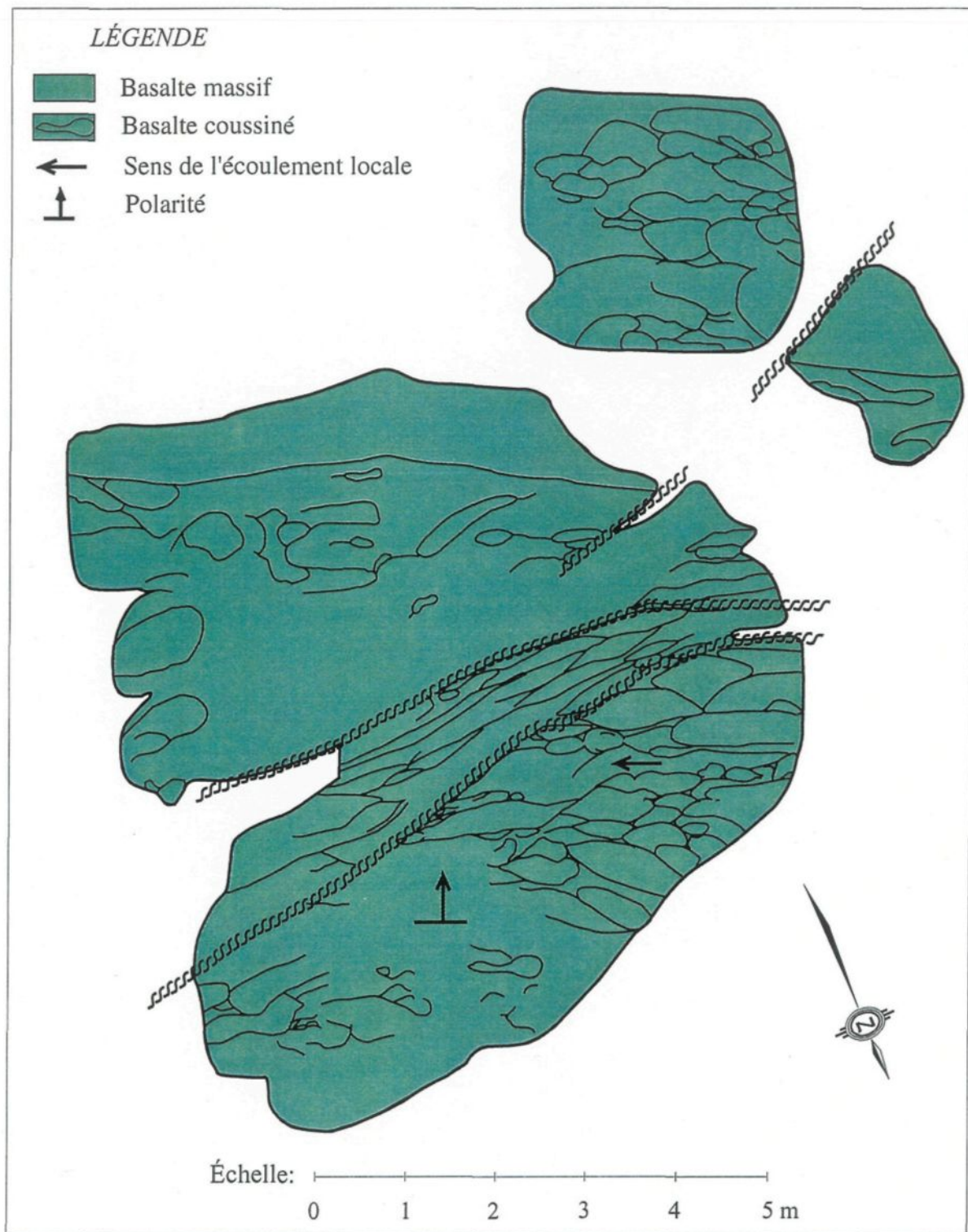


Figure 17. Détail de la base du Groupe de Roquemaure Stoughton-Roquemaure.
Affleurement ROQ-91-4.

4.2 Description des faciès morphologiques des laves mafiques à ultramafiques

4.2.1 Le faciès massif des basaltes

Le faciès massif a été observé, principalement, à l'affleurement ROQ-91-4 (Figures 15 et 17). On peut également l'observer à l'affleurement ROQ-92-2 (Figure 16). Par contre, les laves mafiques au faciès massif sont peut nombreuses et peuvent aussi bien être un faciès coussiné puisqu'elles se trouvent dans un couloir de déformation assez intense pour détruire la présence de coussins.

Les coulées massives sont caractérisées par une absence de structures volcaniques. Sur le terrain elles présentent une couleur d'altération brun-verdâtre. Par contre, en cassure fraîche elles montrent une couleur vert-grisâtre. L'affleurement ROQ-91-4 semble posséder deux coulées massives basaltiques (Figures 14 et 15). La deuxième coulée est probablement un basalte komatiitique, puisque la présence de petits spinifex a été notée.

La première coulée massive, qui correspond au deuxième écoulement, a une puissance de 1,5 m (Figures 15 et 17). Elle possède une bordure d'hyaloclastite, d'une épaisseur variant de 1 cm à 1,5 cm. Celle-ci épouse étroitement la morphologie de la coulée inférieure, qui est coussinée, créant ainsi un contact droit ou ondulant. Les contacts supérieur et inférieur de la deuxième coulée massive sont absents puisqu'ils affleurent très peu. Cette coulée

massive correspond au troisième écoulement (Figure 15). Par conséquent, la section de 2,5 m, qui a été observée pour cette coulée, représente une épaisseur minimum.

Suite, aux observations pétrographiques, la première coulée massive, est composée d'environ 10% de phénocristaux de clinopyroxène (augite) de 0,3 mm à 0,5 mm (Planche 18a). Ceux-ci sont régulièrement fracturés et/ou chloritisés. La matrice, qui constitue approximativement 90% de la roche, est composée de 50% de bâtonnets de feldspath et 33% de bâtonnets d'actinote et de chlorite. L'orientation des bâtonnets décrit une texture en plumose qui résulterait d'un refroidissement rapide. On retrouvera également dans la matrice 17% d'épidote. Cette zone possède un très faible contenu en pyrite, lequel est étroitement associé à la chlorite et à l'épidote. Les veines rencontrées dans cette coulée de lave, sont remplies de chlorite et de pyrite.

4.2.2 Le faciès massif de basalte komatiitique

Une seule coulée de basalte komatiitique a été déterminée avec certitude à l'affleurement ROQ-91-4 (Figure 15). Elle fait partie du quatrième écoulement. Celle-ci possède une épaisseur minimum variant de 2 m à 9 m. L'épaisseur totale est indéterminée puisque le contact supérieur n'affleure pas. Le contact inférieur est très difficilement distinct. Cette coulée a une couleur, en surface altérée, brune verdâtre, et en surface fraîche vert grisâtre.

Sur le terrain, on peut observer une texture de petits spinifex qui sont inférieure à 5 mm (Planche 17a). De plus, les varioles ne sont pas présentes dans cette coulée.

Une étude pétrographique, faite sur cette coulée, indique qu'elle est composée d'environ 30% d'aiguilles de clinopyroxène (augite) formant une texture squelettique (texture spinifex) (Planche 17b, c et d). Une coupe transverse de ces aiguilles montre une zonation (Planche 17b). La zone externe de 0,1 mm, est constituée de clinopyroxène (augite). Par contre la zone intermédiaire qui a une épaisseur de 0,2 mm, est composée de chlorite. Cette observation permet de déduire que l'augite s'altère en chlorite. Le coeur de l'aiguille se compose essentiellement du même matériel matriciel, c'est-à-dire, de fines aiguilles de feldspath, d'actinote et de chlorite. La roche contient 40% d'actinote. Ce minéral forme une texture de plumose entre les spinifex de clinopyroxène (Planche 17c, d). De plus, on retrouve 30% de feldspath interstitiel. À l'affleurement ROQ-92-2, l'épidote a été altérée en carbonate.

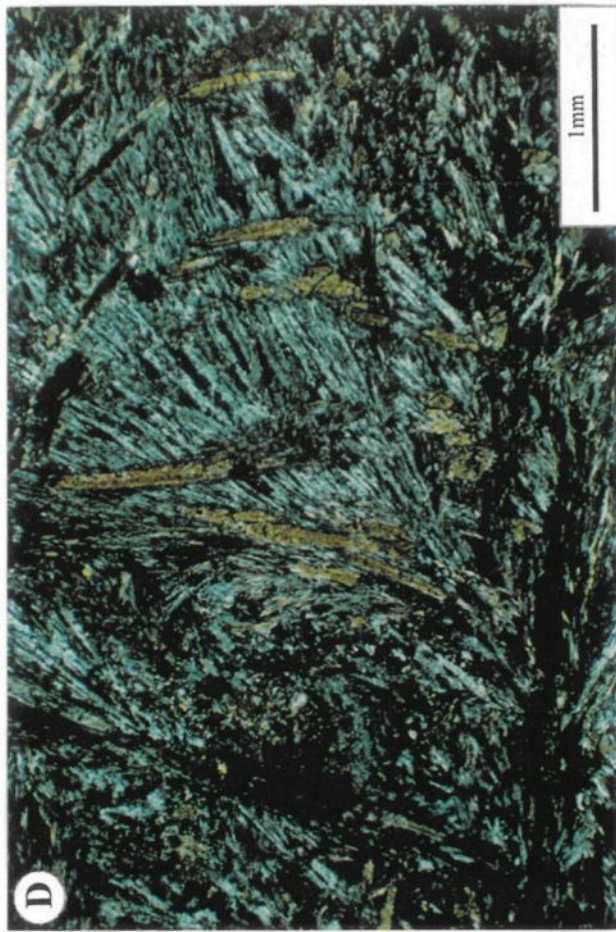
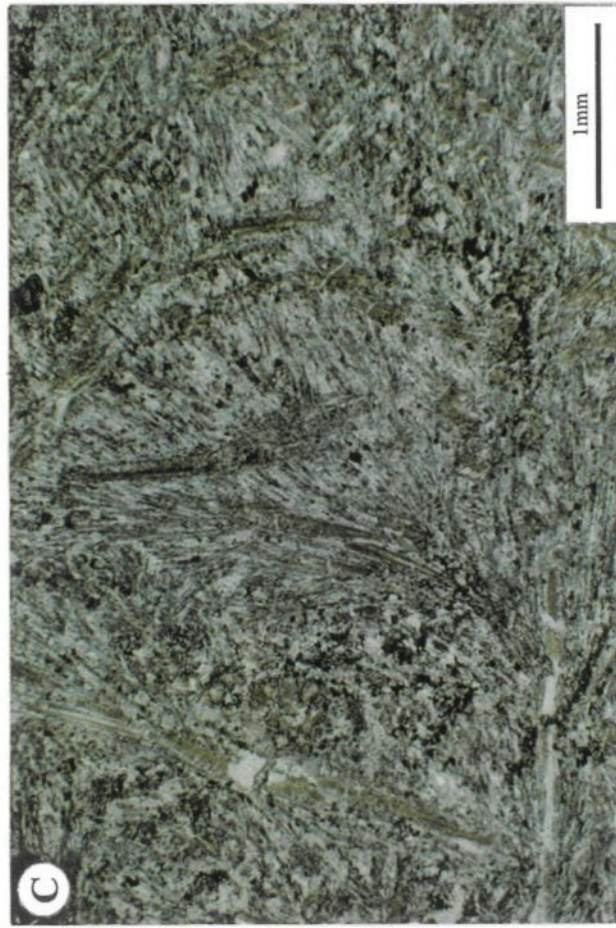
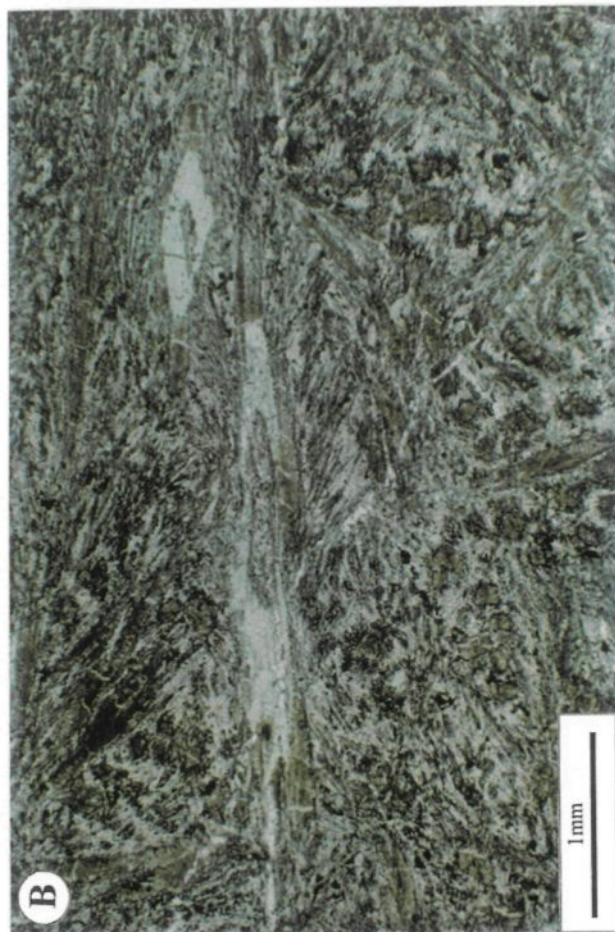
4.2.3 Le faciès coussiné basaltique

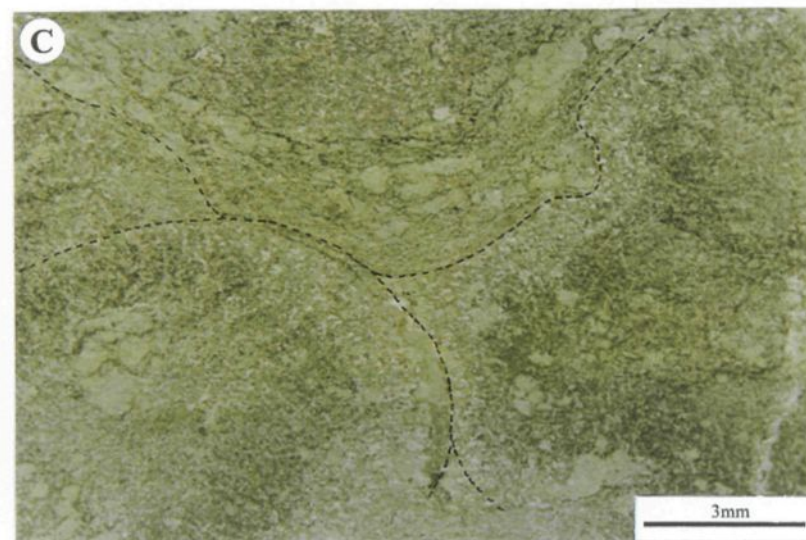
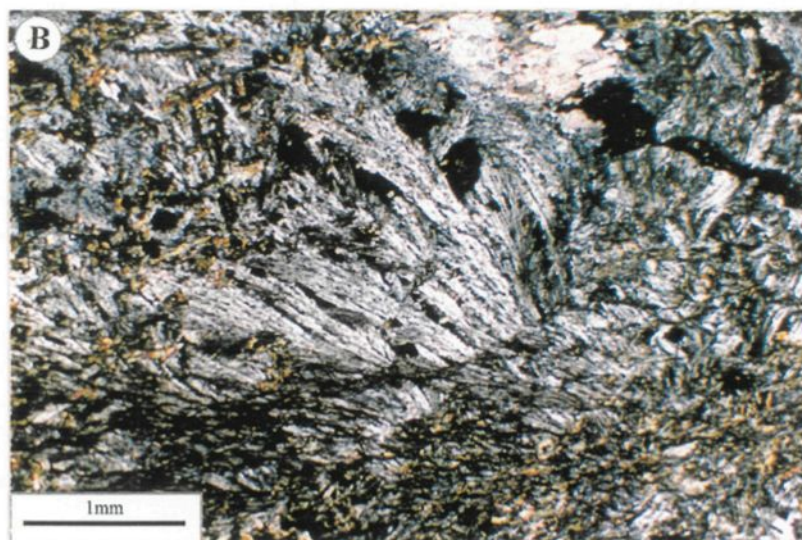
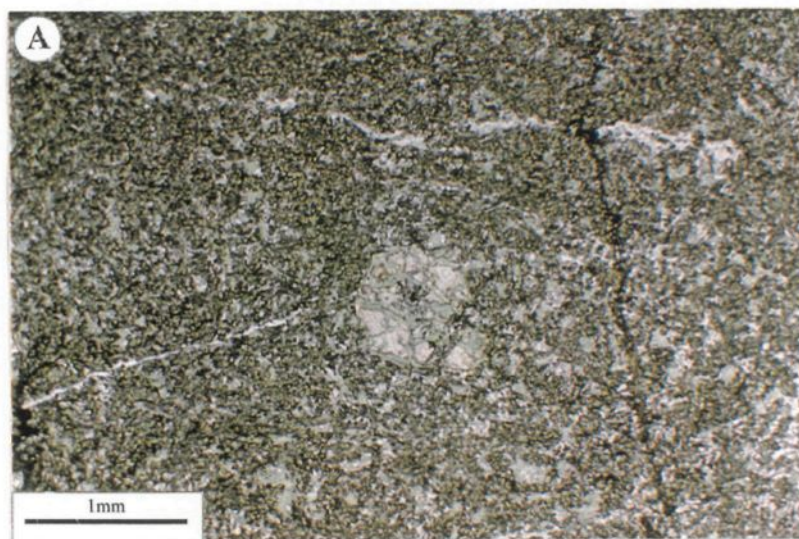
Le faciès coussiné peut être observé aux affleurements ROQ-91-4 (Figures 15 et 17) et ROQ-92-2 (Figure 16). À l'affleurement ROQ-91-4, on retrouve deux de ces coulées (Figures 15 et 17). Toutes ces coulées montrent les mêmes couleurs, soit brun verdâtre en

PLANCHE 17

Basalte komatiitique du Groupe de Stoughton-Roquemaure

- A) Petits spinifex rencontrés dans une lave de basalte komatiitique massive. Le crayon mesure 14,7 cm. Affleurement ROQ-91-4.
- B) Photomicrographie d'une coupe transversale d'une aiguille de spinifex de cpx (texture squelettique) zonée. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-20. L.N.
- C) Photomicrographie d'une texture en spinifex de cpx (augite) et d'une texture en plumose d'actinote qui s'est formée entre les spinifex. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-20. L.N.
- D) Photomicrographie d'une texture en spinifex de cpx (augite) et d'une texture en plumose qui s'est formée entre les spinifex. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-20. L.P.





surface altérée et vert grisâtre en surface fraîche. À l’affleurement ROQ-91-4, la première coulée du premier écoulement, a une épaisseur minimum de 11 m et comme le contact inférieur n'affleure pas, l'épaisseur maximum n'a pu être déterminée. La taille des coussins de cette coulée varie de 20 cm à 2,4 m (Figure 17).

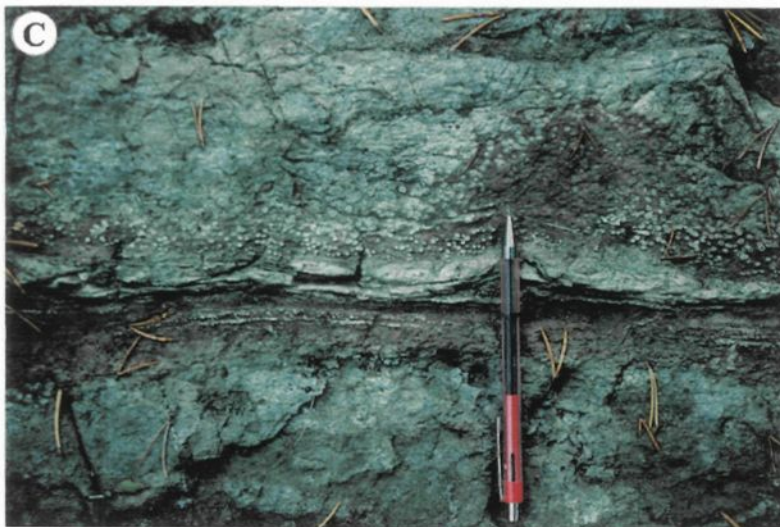
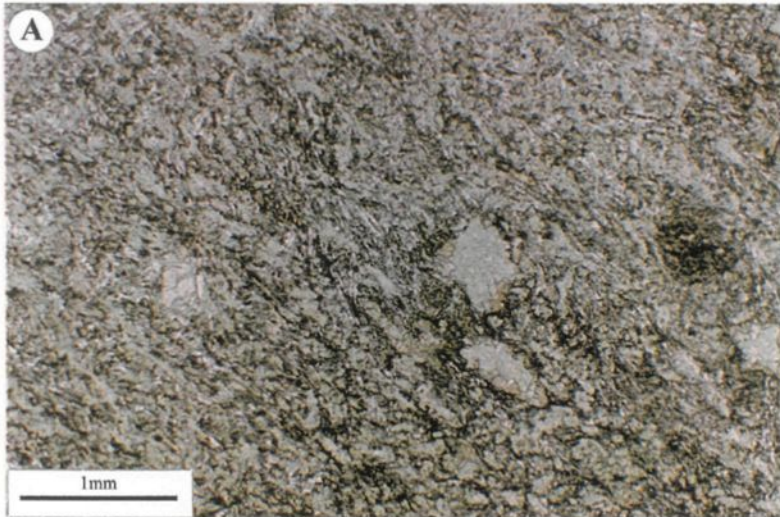
La deuxième coulée qui appartient au deuxième écoulement a une épaisseur minimale de 5 m (Figure 17). Le contact supérieur et le contact inférieur n'ont pu être observés, par conséquent il a été impossible de déterminer l'épaisseur maximale de cette coulée. La taille des coussins qui y sont contenus varie de 30 cm à 2,8 m (Figure 17). L'affleurement ROQ-92-2, possède une seule coulée coussinée (Figure 16). L'épaisseur minimale de cette coulée est de 2 m puisque le contact inférieur est mal défini et le contact supérieur n'affleure pas. Dans cette coulée on a pu distinguer un seul coussin. La taille de ce coussin est de 40 cm. À l'intérieur de celui-ci, on peut observer des varioles, qui contrairement à celles présentes à l'affleurement ROQ-91-4, sont ovales. Cette forme est produite par la déformation. Leur taille moyenne est de 7 mm.

Ces coulées sont généralement caractérisées par l'empilement de coussins. Les petits coussins sont sub-sphériques à ellipsoïdales et les gros coussins peuvent avoir une forme ellipsoïde (Figure 17). Certains coussins possèdent un pédoncule (Planche 18b), d'autres auront des croûtes avec ré-entrants et/ou des bourgeonnements. Les coussins sont constitués de deux zones distinctes, soit la bordure d'hyaloclastite (Planche 18c) et la zone basaltique (Planche 18d). La bordure d'hyaloclastite, qui se trouve en périphérie des

PLANCHE 18

Basaltes du Groupe de Stoughton-Roquemaure

- A) Photomicrographie de phénocristaux de cpx (augite) fracturés et de phénocristaux de cpx complètement chloritisés. La matrice est composée de plagioclase, d'épidote, d'actinote et de chlorite formant une texture en plumose. Coulée massive basaltique Échantillon KN-94-3. L.N.
- B) Coussin ellipsoïdal avec un pédoncule. Les interstices entre les coussins sont remplis d'hyaloclastite. Le crayon mesure 14,7 cm et sa pointe est dirigée vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.
- C) Bordure d'hyaloclastite d'un coussin qui passe à une zone centrale contenant des varioles. Le crayon mesure 14,7 cm et sa pointe est dirigée vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.
- D) Dispersion des varioles à l'intérieur d'un coussin. Les varioles sont sphériques et sont en relief positif. Le crayon mesure 14,7 cm et sa pointe est dirigée vers le sommet stratigraphique. Affleurement ROQ-91-4.



coussins, peut atteindre une épaisseur de 2 cm à 3 cm. Celle-ci montre une couleur d'altération brun-verdâtre. L'intérieur des coussins contient, dans la plupart des cas, des varioles arrondies ayant une couleur verte claire (Planche 18d). Ces varioles affichent un relief positif et sont disposées principalement près des limites des coussins, on peut également les observer jusqu'au centre des coussins. Leur taille varie de 4 mm à 15 mm. Les chambres de dégazage, les tablettes, les vésicules et les cheminées vésiculaires ainsi que les joints radiaux n'ont pas été observés dans les différentes coulées.

L'étude pétrographique porte seulement sur la première coulée coussinée de l'affleurement ROQ-91-4 et celle que l'on retrouve à l'affleurement ROQ-92-2. Les varioles des deux affleurements présentent les mêmes caractères, la seule différence vient du fait que les unes sont fortement déformées comparativement aux autres. Ainsi, les varioles qui ne montrent pas ou peu de déformation, sont formées de trois zones (Planche 19c). Le cœur est composé d'environ 15% de phénocristaux de pyroxène complètement chloritisés, de 50% d'actinote et 35% de plagioclase interstitiel (Planche 19c). La deuxième zone est constituée des mêmes éléments que le cœur mais possède en plus une concentration relativement élevée en oxyde de fer (planche 19c). Cette zone à oxyde de fer semble passer graduellement à une zone fortement concentrée en chlorite (Planche 19c). Il est à noter que les textures fibro-radiales formant habituellement les varioles (Fowler et al., 1987) ont été détruite par l'altération. Ceci se traduit par une destruction partielle des textures internes comparativement à celles que l'on retrouve dans les varioles de

PLANCHE 19

Basaltes coussinés du Groupe de Stoughton-Roquemaure

- A) Photomicrographie d'un phénocristaux de pyroxène (augite) fracturé. Celui-ci commence à s'altérer en chlorite près des fractures. La matrice est composée de chlorite de, plagioclase, d'actinote et d'épidote. Ces minéraux forment de petites textures de plumoses. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-1. L.N.
- B) Photomicrographie d'une texture de plumose formée d'actinote et de feldspath interstitiel. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-21. L.P.
- C) Photomicrographie de varioles non-déformées, avec des phénocristaux de pyroxène altérés en chlorite au centre. La zone intermédiaire montre un enrichissement en oxyde de fer. Les zones externes sont composées de phénocristaux de pyroxène. Affleurement ROQ-91-4. Échantillon KN-94-2. L.N.

l'affleurement ROQ-91-4. La déformation de la zone externe est beaucoup plus intense que l'intérieur des varioles.

L'intérieur des coussins est formé de 3% à 5% de phénocristaux de clinopyroxènes (augite) de 0,2 mm à 0,5 mm (Planche 19a). Ces phénocristaux sont régulièrement fracturés, ce qui permet une chloritisation de ceux-ci. La présence de quelques phénocristaux de feldspath ayant une bordure d'altération en chlorite a également été observée. La matrice qui constitue plus de 95% du centre du coussin, est formée d'environ 42% de bâtonnets de feldspath (minéraux primaires) et 30% d'aiguilles d'actinote, 20% de chlorite, 5% de quartz et 3% d'épidote qui eux sont des minéraux secondaires du métamorphisme. Dans les portions les moins déformées, les plumoses, de grande dimension, ont été observées (Planche 19b). Les plumoses sont formées d'aiguilles d'actinote et de feldspath. À l'intérieur des zones plus déformées, les textures de plumose sont beaucoup plus petites et peuvent même être détruites. La présence de la pyrite, en de faible proportion, est commune dans les coulées de laves coussinées. La taille de la pyrite varie de 0,2 mm à 5 mm. Les gros cristaux de pyrite sont généralement fracturés. Ces fractures peuvent être remplies de chlorite et d'épidote. À l'affleurement ROQ-92-2, l'épidote a été presque entièrement remplacée par le carbonate.

4.2.4 Le faciès coussiné de basalte komatiitique

La troisième coulée coussinée, qui est localisée à l’affleurement ROQ-91-4 (Figure 15), est un basalte komatiitique. Cette dernière coulée coussinée, qui appartient au troisième écoulement, a une épaisseur minimale de 6 m. L’épaisseur maximale de la coulée est indéterminée puisque le contact inférieur n’a pu être observé. On peut y observer quelques reliques de coussins montrant de petits spinifex.

4.3 Interprétation

L’interprétation des coulées de basaltes et des coulées de basaltes komatiitiques de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure sera faite en deux étapes. Dans un premier temps, l’interprétation des faciès morphologiques des différents écoulements sera déterminée. Par la suite, la détermination de l’origine des dépôts de basaltes et de basaltes komatiitiques sera inclus dans cette sous-section de chapitre.

D’après les observations faites sur le terrain, la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure, que l’on peut observer à l’affleurement ROQ-91-4 (Figures 15 et 18) est composée d’au moins quatre écoulements de laves mafiques à ultramafiques distincts. Le premier écoulement est composé seulement du faciès coussiné où la présence de pédoncules pointant vers la base de la coulée (Leduc, 1981), indique une polarité vers le

sud (Figure 17). Les angles ré-entrants formés lors de la digitation des coussins (Wells et al., 1979; Hargreaves et Ayres, 1979), indiquent un sens d'écoulement locale vers l'est (Figure 17). De plus, la présence de coussins indique que l'écoulement s'est fait sous l'eau. L'absence du faciès massif, dans cette coulée, peut s'expliquer principalement par un taux d'effusion trop faible ou par un faible volume d'éjection (Walker, 1973; Cas et Wright, 1987). Il se peut également que la lave était trop visqueuse. En effet, les laves massives se forment lors de l'avancé rapide d'un grand volume de lave peu visqueuse à haute température tandis que les laves coussinées prennent naissance au front ou au-dessus de la coulée massive au moment où la vitesse de la lave diminuait suite à une baisse de température provoquant ainsi l'augmentation de la viscosité de la lave (Walker, 1973; Williams et McBirney, 1979; Cas et Wright, 1987).

Le deuxième écoulement possède un faciès massif et un faciès coussiné. Cet écoulement devait donc avoir un taux d'effusion ou un volume de lave plus élevé que le premier écoulement ou bien elle était tout simplement moins visqueuse puisque le faciès massif et le faciès coussiné y est présent, comparativement au premier où le faciès massif est absent.

Le troisième écoulement est probablement un basalte komatiitique. Ces faciès sont très difficilement reconnaissables puisque le faciès massif est très peu exposé. De plus, il est fort possible qu'il soit coussiné à plus forte raison que les coussins sont mal définis dans le faciès coussiné. Dans ce dernier, on retrouve de petits spinifex inférieurs à 5 mm. Ceci

impliquerait donc une augmentation des minéraux ferro-magnésiens par rapport aux laves en dessous et une vitesse de refroidissement élevée. D'après la taille des spinifex de clinopyroxène, cette coulée aurait été formée près de la surface de refroidissement (Arndt et Nisbet, 1982). Elle pourrait donc représenter le sommet de la partie intermédiaire d'une coulée typique de basalte komatiitique définie par Arndt et Nisbet (1982). Le sommet et la base d'une coulée idéale n'a pas été observé dans la région étudiée.

Le quatrième écoulement montre seulement le faciès massif, par contre, il est fort probable que le faciès coussiné soit présent hors des limites de l'affleurement ROQ-91-4. On y retrouve également de petits spinifex de clinopyroxène inférieur à 5 mm. Cette coulée de lave est donc, elle aussi, un basalte komatiitique. Le faciès coussiné et les textures de spinifex indiquent que le milieu de dépôt était sous-marin (Walker, 1973; Arndt et Nisbet, 1982). La faible épaisseur des écoulements, qui sont inférieurs à 25 m, pourrait indiquer la présence d'un chenal (Ricketts et al., 1981).

D'après une étude faite par Dostal et Mueller (1997), les coulées de basaltes et de basaltes komatiitiques sont de dépôts dérivées d'une fusion produite par des plumes ou panache mantellique. Les basaltes komatiitiques se seraient formés près du pourtour de la plume tandis que les coulées de basalte serait le produit de la tête de la plume mantellique qui est plus froide. Ce dernier peut également être formé par le magma qui est entraîné lors du soulèvement de la plume. Toujours d'après cette étude, le magma ne semble pas apparenté au magma du complexe rhyolitique de Hunter Mine.

CHAPITRE V

MODÈLE, COMPARAISON ET CONCLUSIONS

5.1 Modèle paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine

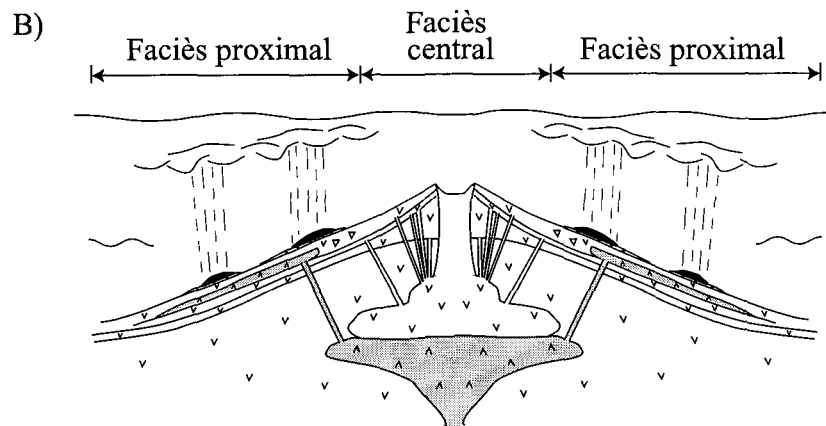
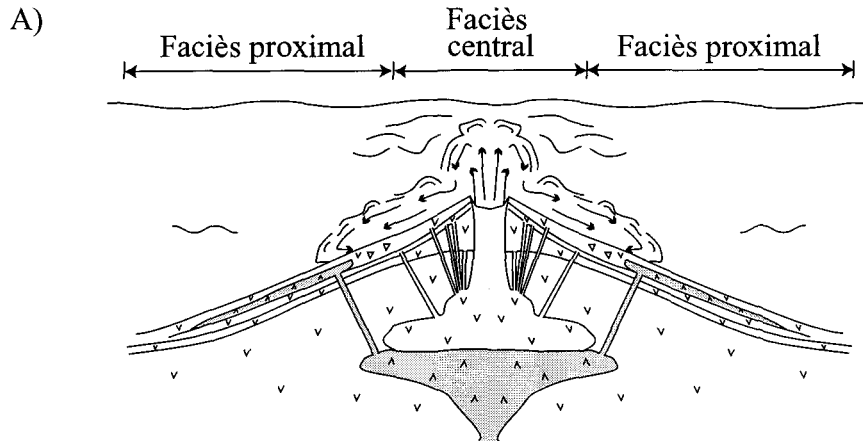
Le complexe volcanique de Hunter Mine, ainsi que sa zone de transition, représente la fin du premier cycle volcanique de la zone volcanique nord telle que définie par Chown et al. (1992). Ce complexe volcanique felsique pourrait représenter une ancienne caldeira (Mueller et Gauthier, 1994). Le cycle volcanique I possède des gneiss tonalitiques et des plutons syn-volcaniques. Au-dessus de ces gneiss et de ces plutons, il s'est formé, dans un premier temps, une vaste plaine de basalte sous-marine. Plusieurs petits centres volcaniques felsiques, dont le complexe de Hunter Mine, se sont mis en place par la suite (Chown et al., 1992). Dans un troisième temps, il y a formation d'une autre plaine de basalte qui représente le début du deuxième cycle volcanique (Chown et al., 1992). Le Groupe de Stoughton-Roquemaure pourrait faire partie de ce deuxième cycle volcanique.

Le Groupe de Hunter Mine est considéré comme un complexe volcanique composite formé dans un milieu marin. Le centre de l'édifice volcanique est constitué de coulées

felsiques et d'un important essaim de dykes felsiques et de quelques dykes mafiques. Des dépôts pyroclastiques et leurs équivalents remobilisés sont également présents dans la zone centrale. Ceux-ci ont été interprétés par Mueller et White (1992) comme étant le produit d'une éruption sous-marine de type fontaine de lave. Au sommet de la zone centrale, des dômes composés de laves massives et bréchiques ont été reconnus par Mueller et al. (1997). La zone proximale, qui est représentée par la zone de transition du Groupe de Hunter Mine, contient, à sa base, des filons-couches felsiques et mafiques, des formations de fer rubanées à chert/magnétite et jaspe/magnétite, des tufs turbiditiques et des sédiments volcanogènes. On y retrouve également des hyaloclastites ainsi que des laves felsiques et mafiques qui peuvent être massives, coussinées et/ou bréchiques. La partie centrale de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine est constituée principalement de tufs lapilli à felsiques polymictes et d'un large filon-couche ou dyke gabbroïque (Figures 3 et 5). Le sommet est constitué de coulées felsiques massives et localement bréchiques qui sont en étroite association avec des dépôts de carbonate de fer et carbonate de fer avec chert. Ces derniers sembleraient être, à l'origine, des dépôts de tufs felsiques. Ces roches, de type volcanogène, indique la fin du volcanisme composite de Hunter Mine. Juste au-dessus des dépôts volcanogènes repose le Groupe de Stoughton-Roquemaure. La base de celui-ci est composée de coulées de laves mafiques à ultra-mafiques massives et coussinées. Seule la base et le sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine (zone proximale), ainsi que la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure, ont été traités dans cette étude.

Les différentes unités volcaniques que l'on rencontre dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine peuvent s'être formées au cours de deux principaux épisodes éruptifs. Chacune de ces périodes comporte, en premier lieu, un stade effusif qui est suivi par un stade explosif. Dans le premier épisode volcanique (Figure 18a), le magma porphyrique remonte à l'interface eau/fond marin en empruntant des fractures syn-volcaniques pour former les coulées de laves felsiques massives et bréchiques. Simultanément, un magma basaltique perce le fond marin, en empruntant également des fractures syn-volcaniques, pour créer des coulées massives, coussinées et bréchiques. Ces coulées de laves sont produites grâce à l'apport continu de magma. L'alternance d'unités felsiques et de basaltes tholéïtiques s'explique par l'éruption contemporaine du volcanisme felsique et mafique. Par la suite, les éruptions explosives débutent. Ces éruptions sont causées par l'exsolution et l'expansion des volatiles magmatiques ou alternativement, elles peuvent être produites par une éruption phréato-magmatique impliquant de la vapeur. Cette vapeur est, probablement, produite lorsque le magma ou la lave entre en contact avec l'eau de mer. Ces éruptions ont formé des dépôts pyroclastiques. La présence de fragments lithiques et juvéniles dans ces dépôts incite à croire qu'ils ont été créés lors de la fragmentation de la lave. La période explosive a été de faible importance par rapport à la deuxième puisque les dépôts pyroclastiques, qui en ont résulté, sont peu étendus. Par conséquent, la colonne éruptive (panache) a été relativement petite. Les brèches hétérolithiques et les tufs turbiditiques proviendraient de l'éboulement de laves et des dépôts pyroclastiques non-consolidés déposés préalablement sur la pente instable du volcan. Les failles syn-volcaniques localisées au sommet du dépôt de tuf

Première phase éruptive du Groupe de Hunter Mine



LÉGENDE

	Lave, dôme et dyke felsique		Brèches volcanoclastiques
	Lave, dyke mafique		Formations de fer rubanées

Figure 18. Reconstitution paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. A) Première phase éruptive du Groupe de Hunter Mine où il y a formation de laves et de dépôts pyroclastiques. B) Arrêt momentané de l'activité volcanique et création des formations de fer rubanées.

turbiditique suggèrent que les éboulements se soient déclenchés pendant une activité volcanique. Ces éboulements auraient engendré des coulées de masses gravitationnelles et des courants de turbidité de haute et faible densité. L'arrêt momentané du volcanisme se manifeste par la présence de formations de fer rubanés à chert/magnétite et jaspe/magnétite qui recouvrent les dépôts pyroclastiques sur la pente de l'édifice volcanique (Figure 18b). Seul le type pélagique de Dimroth (1986) ou Algoma de Gross (1965, 1986) a été répertorié. Ceci suggère que le dépôt s'est fait dans un milieu marin profond.

La deuxième période d'activité volcanique se manifeste (Figure 19), tout d'abord, par une éruption effusive de moindre importance que celle de la première période éruptive. Ceci se traduit par une diminution de l'abondance des coulées de laves felsiques et mafiques. Les coulées felsiques sont massives ou bréchiques et les laves mafiques sont massives, coussinées ou bréchiques. Elles sont déposées simultanément puisqu'on les retrouve interdigitées entre elles. Il est à noter que les coulées de basaltes tholéitiques sont beaucoup plus nombreuses vers le sommet de la zone de transition et donc plus nombreuses dans le second épisode volcanique. Par conséquent ceci démontre que le complexe volcanique, surtout dans la zone de transition, est bimodal. Une période de volcanisme explosive suit (Figure 19a). L'importance relative de l'étendue des dépôts pyroclastiques suggère que cette période explosive a été beaucoup plus importante que lors du premier épisode volcanique. Dans un premier temps, il y a eu création d'une colonne éruptive ou panache. Il s'ensuit la formation d'un nuage de cendre ainsi que d'une coulée pyroclastique latérale. Le stade final est caractérisé par l'effondrement de la colonne

Deuxième phase éruptive du Groupe de Hunter Mine

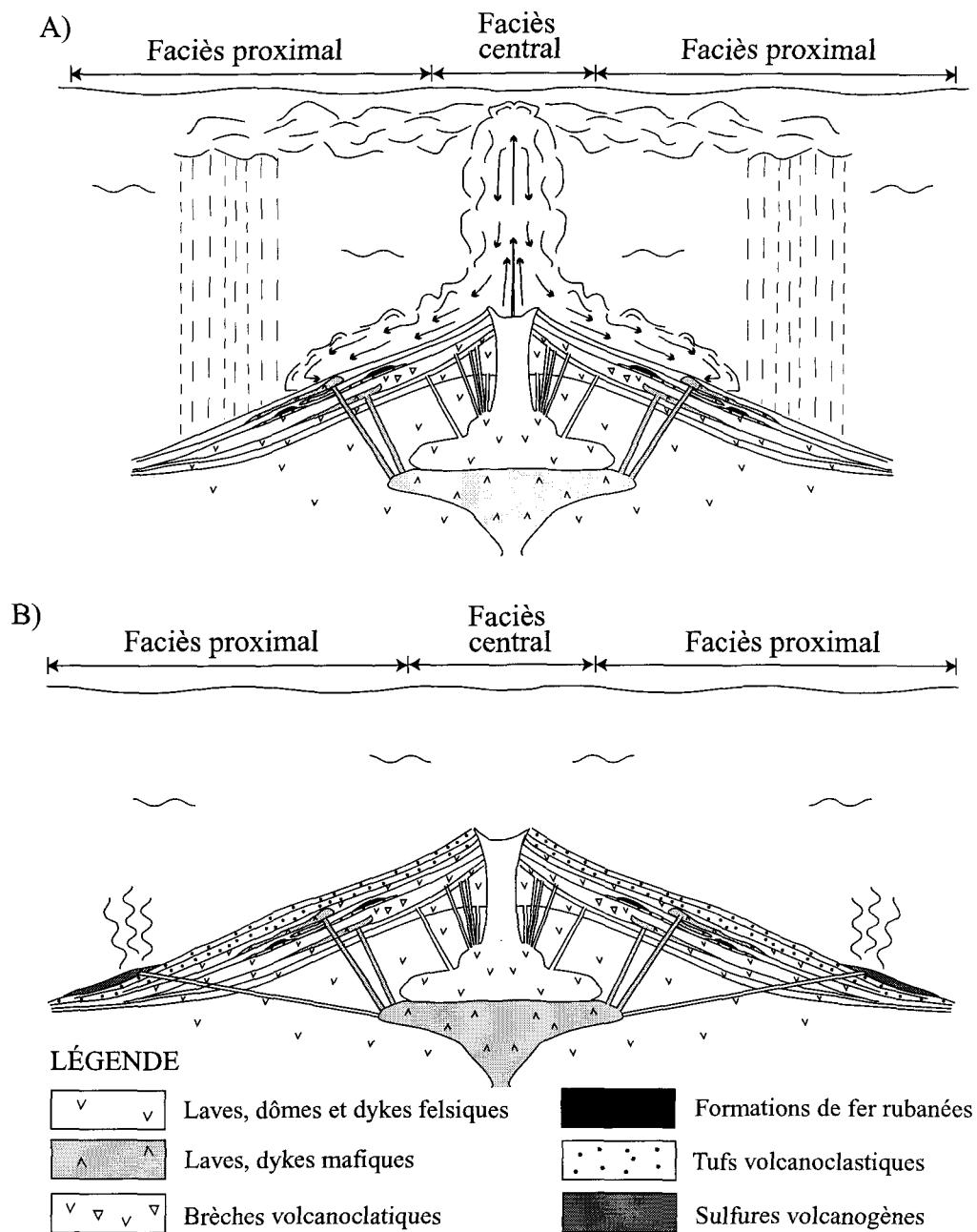


Figure 19: Reconstitution paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine. A) Deuxième phase éruptive du Groupe de Hunter Mine. L'éruption effusive est moins importante que la première et l'éruption explosive est plus puissante que lors de la première phase. B) Arrêt définitif du volcanisme de Hunter Mine et précipitation des dépôts de sulfures volcanogènes.

éruptive et par le dépôt de cendre provenant de la partie fine du nuage en suspension. À la suite de cette dernière phase éruptive il y a arrêt définitif du volcanisme felsique (Figure 19b). On le reconnaît par la présence de formations de fer rubanées au faciès carbonaté et de sulfures volcanogènes formés lors de la précipitation des fluides hydrothermaux dans les dépôts de retombés pyroclastiques. La combinaison de phases effusives et explosives dans le volcanisme de Hunter Mine indique que celui-ci est un complexe volcanique composite.

Le deuxième cycle volcanique de Chown et al. (1992) débiterait, possiblement, après la fin du volcanisme du Groupe de Hunter Mine (Figure 20). Il serait représenté par le Groupe de Stoughton-Roquemaure. Il est composé de coulées de laves mafiques massifs, coussinées ou bréchiques. Ces laves sont formées lors d'une éruption effusive magmatique de type plaine basaltique. Selon Dostal et Mueller (1997) les coulées de basalte et de basalte komatiitique du Groupe de Stoughton-Roquemaure sont formées à partir d'une plume ou panache mantellique.

5.2 Comparaison des modèles

Le complexe volcanique de Hunter Mine et, plus particulièrement, sa zone de transition seront comparés premièrement à la séquence idéalisée d'un complexe volcanique composite sous-marin de Williams et McBirney (1979) et Easton et Johns (1986). Ils seront aussi

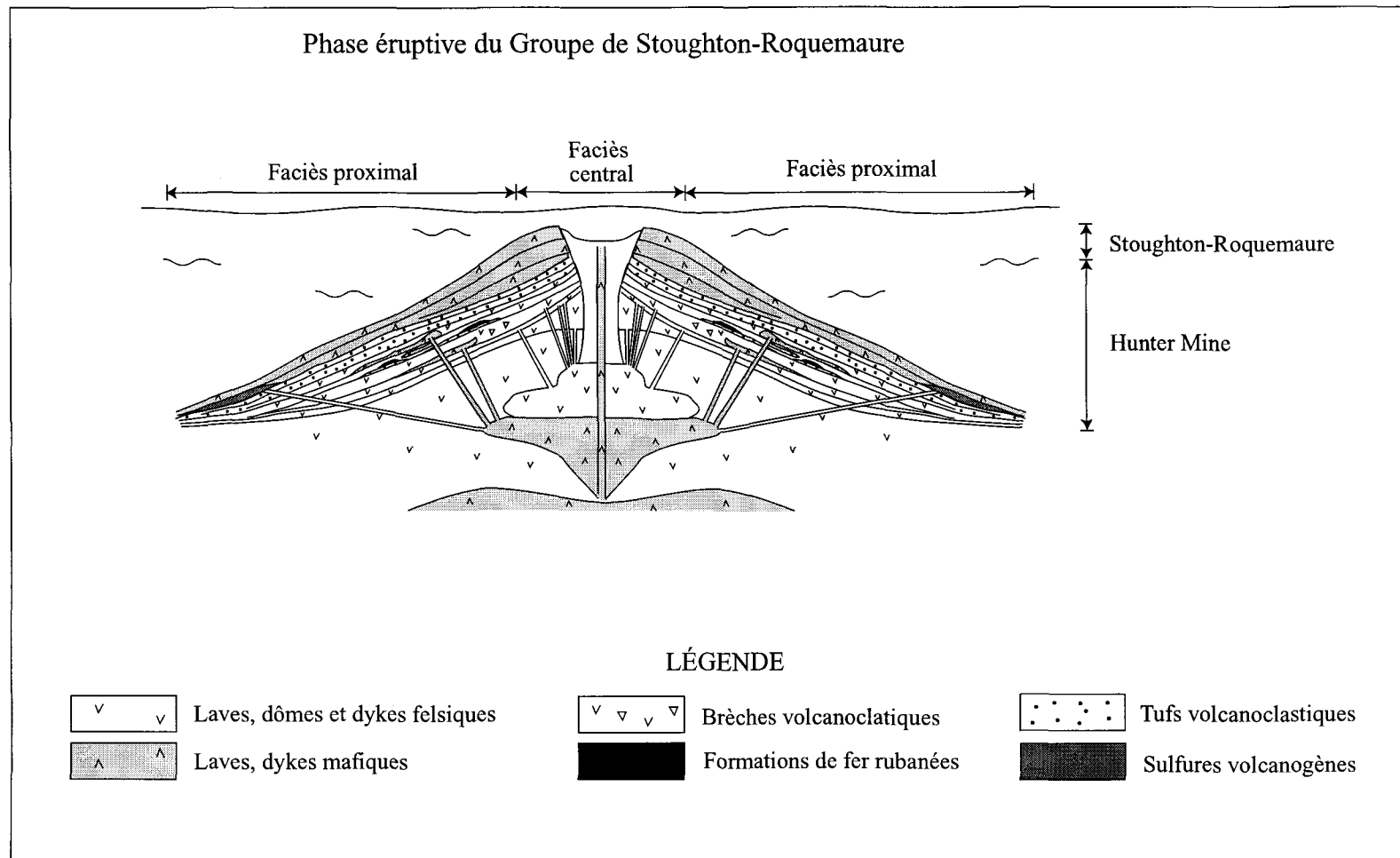


Figure 20: Reconstitution paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Début de la phase effusive du Groupe de Stoughton-Roquemaure.

comparés au complexe volcanique du Lac des Vents, de la région de Chibougamau, interprété comme étant complexe composite et bimodal (Potvin, 1991).

Selon Easton et Johns (1986), le faciès central idéal d'un complexe volcanique composite est formé de dômes, de dykes et filons-couches, de dépôts phréatomagmatiques, de brèches de talus et de méga-brèches (Tableau 9). On retrouve dans le faciès central du complexe volcanique de Hunter Mine des dômes, un important essaim de dykes felsiques ainsi que quelques dykes mafiques et des coulées surtout felsiques. Le faciès proximal idéal (Easton et Johns, 1986) comprend des dépôts de retombés et de coulées pyroclastiques, des coulées de laves massives et bréchiques ainsi que des dépôts remaniés. Le faciès proximal du Groupe de Hunter Mine, qui correspond à la zone de transition est formé, à la base, de dykes ou filons-couches felsiques et mafiques, des coulées de débris pyroclastiques, des dépôts de tufs turbiditiques, des coulées de laves felsiques massives et bréchiques ainsi que des coulées de laves mafiques massives, coussinées ou bréchiques. Des formations de fer rubanées à chert/magnétite et à jaspe/magnétite sont intercalées à ces unités. Le sommet de la zone de transition est caractérisé par la présence de coulées de laves felsiques massives et bréchiques et plusieurs coulées mafiques. Ces coulées sont interdigitées avec des tufs qui sont, possiblement, des retombés pyroclastiques. Ces dernières ont été altérées et des sulfures volcanogènes ont été déposés par des fluides hydrothermaux. Les faciès distaux et épicastiques de Easton et Johns (1986) ne sont pas présents dans le Groupe de Hunter Mine.

Tableau 9. Dépôts associés avec les principaux faciès volcaniques des centres éruptifs des volcans composites sous-marins. Modifié de Easton et Johns, 1986.

CARACTÉRISTIQUES		
Faciès central (près du centre éruptif)		
Distance à partir du centre éruptif	- 0,5 à 2 km	
Types de dépôts	- Dykes, filons-couches et dômes; - Dépôts phréatomagmatiques; - Brèches de talus, méga-brèches.	
Faciès proximal		
Distance à partir du centre éruptif	- 2 à 5 km	
Types de dépôt	- Dépôts de retombés (tufs); - Coulées pyroclastiques; - Coulées de laves et des dômes.	
Types de dépôts remaniés	<ul style="list-style-type: none">- Dépôts identifiés comme des volcaniques- Dépôts identifiés comme des sédiments volcaniques	<ul style="list-style-type: none">- Lahars- Coulée pyroclastique;- Tufs.- Coulées de débris;- Arénites;- Grauwackes.
Faciès distal		
Distance à partir du centre éruptif	- 5 à 15 km	
Types de dépôts	- Dépôts de retombés; - Coulées pyroclastiques; - Coulées de laves.	
Types de dépôts remaniés	<ul style="list-style-type: none">- Dépôts identifiés comme des volcaniques- Dépôts identifiés comme des sédiments volcaniques	<ul style="list-style-type: none">- Lahars- Coulée pyroclastique;- Tufs.- Coulées de débris;- Arénites;- Grauwackes;- Siltstones.
Faciès épiclastique		
Types de dépôts remaniés	<ul style="list-style-type: none">- Talus- Sédiments de coulées de débris	<ul style="list-style-type: none">- Cônes alluvionnaires.

Le complexe volcanique du Lac des Vents a été interprété comme un complexe volcanique composite et bimodale (Potvin, 1991). On y retrouve, principalement, cinq unités felsiques interdigitées avec des coulées mafiques qui sont massives, coussinées ou bréchiques. Les unités felsiques sont formées de laves massives et bréchiques, de débris hydroclastique, de dépôts volcanoclastiques hétérolithiques, de tufs turbiditiques et des sédiments volcaniques (Potvin, 1991; Mueller et Gauthier, 1994). Le Groupe de Hunter Mine qui a été interprété comme un complexe volcanique composite et bimodal est composé, grossièrement, des mêmes types d'unités que celui du complexe du Lac des Vents. La principale différence entre ces deux complexes vient du fait que les coulées mafiques du Groupe de Hunter Mine deviennent plus nombreuses au sommet et qu'elles sont le résultat de l'ouverture de l'arc volcanique du Complexe de Hunter Mine (Dostal et Mueller, 1997) plutôt que de la différenciation d'une chambre magmatique. De plus, le nombre d'unités felsiques contenues dans le complexe de Hunter Mine n'est pas déterminé.

5.3 Conclusions

Le but de ce mémoire était, premièrement, de déterminer et de décrire les différentes unités que l'on retrouve dans la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et celles à la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure. La détermination du milieu d'éruption, de même que le mode d'éruption et de transport des différentes unités, ont pu être ensuite faites. À l'aide de

tous ces éléments il a été aisé de construire un modèle paléogéographique de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine et de la base du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Les principales conclusions de cette étude sont résumées comme suit :

- 1) La base de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine est formée de dykes ou de filons-couches felsiques et/ou mafiques, de coulées de laves felsiques massives et bréchiques ainsi que de coulées de basaltes tholéiitiques massives, coussinés et/ou bréchiques. Associés à ces laves on retrouve des hyaloclastites felsiques, des brèches hétérolithiques et des tufs turbiditiques aux faciès TLF (tuf à lapilli fin), TG (tuf grossier) et TF (tuf fin). À certains endroits on observe des formations de fer rubanées à chert/magnétite et jaspe/magnétite.
- 2) Le sommet de la zone de transition est principalement constitué de laves felsiques (PF, PQF₁, PQF₂, PQF₃, PQF?) massives et bréchiques ainsi que de sulfures volcanogènes. On reconnaît ces derniers par d'importants dépôts de carbonate de fer et carbonate de fer avec chert. La partie centrale de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine n'a pas été étudiée comme telle. Par contre, à l'aide d'une carte géologique régionale, il a été constaté que le nombre de coulée basaltique augmentait vers le sommet de la zone de transition et que celle-ci possédait, également des dépôts pyroclastiques et de coulées de laves.

- 3) La base du Groupe de Stoughton-Roquemaure est composée de coulées de lave basaltique et de basalte komatiitique. Celles-ci sont soit massives ou coussinées.
- 4) Les coulées de lave felsique ont été classifiées selon une division pétrographique (PF, PQF₁, PQF₂, PQF₃, PQF?) basée, principalement, sur les phénocristaux de quartz. Ces coulées sont massives et bréchiques et leurs associations correspondent au faciès proximal d'un édifice felsique.
- 5) Les coulées de basalte tholéiitique (massives, coussinées, bréchiques) que l'on retrouve dans le Groupe de Hunter Mine sont formées dans un milieu sous-marin lors d'une subduction. Ces basaltes sont similaires aux basaltes des bassins arrière-arc ou ceux reliés aux rifts (Dostal et Mueller, 1997).
- 6) Les basaltes et les basaltes komatiitiques massifs et coussinés du Groupe de Stoughton-Roquemaure ont été produit par des plumes mantelliques. Les coulées de basalte komatiitique ont été formées près de la plume tandis que les coulées de basaltes résulteraient de magma localisé à la tête de la plume mantellique, qui était alors plus froide (Dostal et Mueller, 1997). De plus, les coulées coussinées indiquent que l'éruption s'est produite dans un milieu sous-marin.
- 7) Les brèches hétérolithiques sont constituées de fragments de coussins basaltiques, de fragments de laves felsiques ainsi que d'une matrice de tuf felsique fin et

d'échardes de verre chloritisées. Cette hétérogénéité serait le produit d'une dislocation des dépôts de laves ainsi que des dépôts de sédiments volcanogènes non-consolidés. Cette dislocation s'est produite lors d'une activité volcanique sur une pente instable du volcan. Il en a donc résulté une coulée de masse sous-marine.

- 8) Les lits de tuf à lapilli fin (TLF) que l'on retrouve dans le dépôt de tuf turbiditique ont été formés par des courants de haute densité. Les lits granoclassés inverses et inverses à normals (R_2 et S_3) ont été formés lorsque la pression dispersive et/ou le tapis de traction était présent dans l'écoulement suivie d'une sédimentation en suspension. Par contre, ceux qui sont uniquement granoclassés normal (S_3 ou Ta) résulteraient de l'interaction entre un tri hydraulique et une suspension turbulente des particules. Les lits de TLF, caractérisés par des laminations parallèles (S_1) ont été produits par l'interaction de la coulée et du lit lors de la sédimentation rapide d'une partie des charges en suspension de la coulée. Ceux qui montrent un granoclassement normal associé à des laminations parallèles sont le résultat de l'effet combiné d'une sédimentation en suspension turbulente et d'une sédimentation par gravité. Les lits du faciès TLF ayant une stratification planaire à granoclassement inverse (S_2) résulteraient d'un dépôt par pulsation à partir d'une dispersion basale. Les lits massifs (S_3) ont été formés lors d'une sédimentation rapide des particules en suspension.

- 9) Les lits de tuf grossier (TG) à granoclasement inverse et inverse à normale (S_2) ont été créés par des courants de turbidités de haute densité. Ils ont été formés par une pression dispersive et/ou par tapis de traction. Les lits qui montrent uniquement un granoclasement normal (Ta) résultent d'un courant possédant un régime d'écoulement supérieur. Ils ont été déposés rapidement par une suspension turbulente des particules. Les laminations parallèles contenues dans certains lits (Tb) ont été engendrés par un courant de turbidité du régime supérieur où le taux de sédimentation était faible. Lorsque le courant a passé à un régime d'écoulement inférieur il a formé des lits ayant des laminations entrecroisées (Tc) formées par traction.
- 10) Les lits de tuf fin (TF) ont été le résultat d'une sédimentation suspension (Td) et d'une sédimentation de fond (Te). Les laminations ondulantes, les pseudo-nodules et les flammes indiquent que la sédimentation a subi une fluidisation ou une liquéfaction produite pendant un dépôt rapide.
- 11) La présence, dans les dépôts de tuf turbiditique, de fragments juvéniles (ponces, scories, échardes de verre), de fragments lithiques accessoires (fragments de lave mafique et felsique) et de cristaux de plagioclase indiquent que le dépôt a une origine pyroclastique résultant d'une éruption phréatomagmatique. De plus, les fragments de laves à phénocristaux de plagioclase suggèrent que le magma était porphyrique. La présence de pyroclastes mafiques et felsiques indiquent que les

éruptions étaient bimodales. Les cristaux de plagioclase ont été libérés pendant une éruption explosive provenant d'un magma porphyrique. Ils peuvent, également, provenir de la destruction des fragments de lave mafique et felsique porphyrique. Leur forme idiomorphe ou légèrement arrondie et la présence de ponces et de scories suggèrent que le dépôt pyroclastique était primaire ou légèrement remanié et transporté sur une courte distance.

- 12) Les formations de fer rubanées à chert/magnétite et à jaspe/magnétite (faciès oxydé) sont de type pélagique (Dimroth, 1986) ou de type Algoma (Gross, 1965, 1986). Elles sont le produit d'altération des tufs turbiditiques. Elles se sont formées sur l'édifice volcanique pendant une période d'inactivité volcanique. Cet hiatus indique donc la fin de la première période d'activité volcanique du Groupe de Hunter Mine. Il est à noter que ce type de formation de fer rubanée se forme dans les environnements marins profonds.
- 13) Les dépôts de sulfures volcanogènes (carbonate de fer et carbonate de fer), de type Mattabi et les formations de fer rubanées du faciès carbonaté (carbonate de fer avec chert) ont été formés par des fluides hydrothermaux (N'Dah, 1998 ; Chown et al., 2000). Ces fluides ont précipité les sulfures et les formations de fer rubanées dans les dépôts de retombés pyroclastiques et dans les laves felsiques bréchiques. Ces dépôts ont été formés dans un milieu sous-marin lors de l'arrêt du volcanisme de Hunter Mine.

- 14) L'étroite association des coulées de basalte tholéiitique coussinée et les formations de fer rubanées avec les laves felsiques et les dépôts pyroclastiques, suggère que le complexe volcanique de Hunter Mine s'est formé dans un milieu sous-marin. De plus, les coulées mafiques coussinées qui le surmonte appuient cette hypothèse.
- 15) L'association des dépôts d'éruption effusive (lave) avec les dépôts d'éruption explosive (tufs, dépôts pyroclastiques) caractérisent un volcanisme composite.
- 16) La combinaison de dépôts volcaniques felsiques et mafiques ainsi que l'augmentation du nombre de coulées mafiques vers le sommet de la zone de transition du Groupe de Hunter Mine indiquent que le volcanisme était bimodal. De plus ils indiquent le début de l'ouverture de l'édifice de l'arc volcanique (*rifting*) (Dostal et Mueller, 1997).
- 17) Le complexe volcanique de Hunter Mine a été formé, principalement, en deux épisodes d'éruption volcanique. Le premier épisode comprend la partie centrale du volcan et la base de la zone de transition. Il débute par une importante éruption effusive puisque l'on retrouve une grande étendue de lave. Une période d'éruption explosive de peu d'envergure suit. En effet, ce premier stade explosif a formé très peu de dépôts pyroclastiques par rapport à son stade effusif. La fin de ce premier épisode éruptif se caractérise par la création de formation de fer rubanée. Le deuxième épisode d'activité volcanique est représenté par la partie centrale et le

sommet de la zone de transition. Il est caractérisé, premièrement, par une période d'éruption effusive mineure comparativement au premier épisode. Il est suivi par une grande phase explosive qui se traduit par la présence d'importants dépôts pyroclastiques. La formation de sulfures volcanogènes et celle des formations de fer rubanées du faciès carbonaté indiquent la fin du deuxième épisode et la fin du volcanisme composite bimodal du complexe de Hunter Mine. Le deuxième cycle volcanique de Chown et al. (1992) vient recouvrir l'assemblage du premier cycle. Il se traduit par un volcanisme de type plaine de lave sous-marine, représenté par les coulées de laves mafiques à ultramafiques du Groupe de Stoughton-Roquemaure.

RÉFÉRENCES

- Allen, J.R.L., 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. Geological Society of London, 134 : 19-31.
- Arndt, N.T. et Nisbet, E.G., 1982. Komatiites. Allen et Unwin, London : p. 526.
- Ballard, R.D. et Moore, J.G., 1977. Photographic atlas of the Mid-Atlantic Rift Valley. Springer-Verlag, New York. p. 352.
- Bouma, A.H., 1962. Sédimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interprétation. Elsevier, Amsterdam. p. 168.
- Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. Sedimentation in Volcanic Setting. SEPM, Spécial Publication, 45 : 39-57.
- Cas, R.A.F., 1992. Submarine Volcanism : eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology, 87 : 511-541.

- Cas, R.A.F. et Wright, J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient. A geological approach to processes, product and successions. Allen & Unwin, London : p. 528.
- Cas, R.A.F., 1983. Submarine "crystal tuffs": their origin using a Lower Devonian example from southeastern Australia. *Geological Magazine*, 120 : 471-486.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Muller, W. et Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 : 2211-2225.
- Chown, E.H., N'Dah, E. et Mueller, W.U., 2000. The relation between iron-formation and low temperature hydrothermal alteration in an Archean volcanic environment. *Precambrian Research*, 101 : 263-275.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y. et Jensen, L.S., 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 : 1747-1763.
- Cousineau, P.A., 1980. Stratigraphie et faciès des andésites Amulet près de la mine Norbec, Noranda, Québec. M.Sc. Mémoire, Université du Québec à Chicoutimi. p. 104.
- De Rosen-Spence, A. F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K. et Owen, V., 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research*, 12 : 43-77.

- De Rosen-Spence, A. F., 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Ph.D. Thesis, University of Toronto. p 426.
- Dimroth, E., 1986. Depositional Environments and Tectonic Settings of the Cherty Iron-Formations of the Canadian Shield. *Journal Geological Society of India*, 28 : 239-250.
- Dimroth, E., Imreh, L., Cousineau, P., Leduc, M. et Sanschagrin, Y., 1985. Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in exploration for massive sulphide deposits. *Geological Association of Canada, Special Paper 28* : 203-222.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II : Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 : 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I : Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19 : 1729-1758.
- Dimroth, Cousineau, P., Leduc, M. et Sanschagrin, Y., 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 : 902-918.

- Doucet, P., Mueller, W. et Chartrand, F., 1994. Archean, deep-marine, volcanic eruptive products associated with the Coniagas massive sulfide deposit, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 31 : 1569-1584.
- Dostal, J. et Mueller, W.U., 1997. Komatiite Flooding of a Rifted Archean Rhyolitic Arc Complex : Geochemical Signature and Tectonic Significance of the Stoughton-Rouemaure Group, Abitibi Greenstone Belt, Canada. Journal of Geology, 105 : 545-563.
- Easton, R.M. et Johns, G.W., 1986. Volcanology and Mineral Exploration : The Application of Physical Volcanology and Facies Studies. Volcanology and Mineral Deposits. J. Wood et H. Wallace. Ontario Geological Survey Miscellaneous, Paper 129 : 2-40.
- Fisher, R.V., 1984. Submarine volcanoclastic rocks. Marginal Basin Geology, B.P. Kokelaar et M.F. Howells. Geological Society of London, Special Publication, 16 : 5-27.
- Fisher, R.V., 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. Geology, 11 : 273-274.
- Fisher, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragment and their classification. Earth Science Reviews, 1 : 287-298.

- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72 : 1409-1414.
- Fisher, R.V. et Schmincke, H-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, New-York. p 528.
- Fiske, R.S. et Matsuda, T., 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. American Journal of Science, 262 : 76-106.
- Fowler, A.D, Jensen, L.S. et Peloquin, S.A., 1987. Varioles in Archean basalts : Products of spherulitic crystallization. Canadian Mineralogist, 25 : 275-289.
- Franklin, J.M., 1990. Volcanic-associated massive sulphide deposits. Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment. S.E. Ho, F. Robert et D.I. Groves. The University of Western Australia, 24 : 211-242.
- Fyon, J.A., Breaks, F.W., Heather, K.B., Jackson S.L., Muir, T.L., Stott, G.M., Thurston, P.C., 1992. The metallogeny of metallic mineral deposits in the Superior Province of Ontario. Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Stott, G.M., Geology of Ontario. Ontario geological Survey : 1091-1174.
- Gariépy, L., 1992. Carte de compilation géologique de Noranda Explorations. Projet Roquemaure 1143. Numéro de filière 11309. Carte inédite.

- Ghibaudo, G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39 : 423-454.
- Goutier, J., 1993. Porcupine Destor 5, Rapport d'activité 1993. Ministère de l'Énergie et Ressources. DV-93-02 : p 60.
- Gross, G.A., 1986. Strates sédimentaires ferrugineuses. Types de Gisements minéraux du Canada : un bref exposé géologique. O.R. Eckstrand. Geological Survey of Canada, Rapport de Géologie économique, 36 : 16-19.
- Gross, G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada : Volume 1, General geology and evolution of ore deposits. Geological Survey of Canada; Economic Geology; report 22 : 181 p.
- Gudmundsson, A., 1984. Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma chambers. *Bulletin of Volcanology*, 47 : 537-550.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Heslen, R.-D., Yamana, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, J., Cserwinske, S. et Blum, N., 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature (London)*, 338 : 496-499.
- Hargreaves, R. et Ayres, L.D., 1979. Morphology of Archean metabasalt flowa, Utik lake, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16 : 1452-1466.

- Heiken, G. et Wohletz, K., 1985. Volcanic Ash. Berkeley. University of California Press. p. 256.
- Hein, F.J., 1982. Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enragé Formation, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, 19 : 267-287.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. et Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes : a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, 54 : 103-116.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. Economic Geology, 49 : 235-293.
- Lajoie, J., 1984. Volcaniclastic rocks. Facies Models. Walker R.G., Geoscience Canada : 39-52.
- Lajoie, J. et Stix, J., 1992. Volcaniclastic rocks. Second edition. Facies Models, Response to sea level change, R.G. Walker et N.P. James. Geological Association of Canada : 101-118.
- Leduc, M., 1981. Morphologie des faciès volcaniques et structures associées à des coulées basaltiques du Groupe de Kinojevis, Abitibi. M.Sc. Mémoire. Université du Québec à Chicoutimi. p. 169.

- Lewis, J.V., 1914. Origin of pillow lavas. Geological Society of America Bulletin, 25 : 591-654.
- Lonsdale, P. et Hawkins, N.N., 1985. Silicic volcanism at an off-axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin. Geological Society of America Bulletin, 96 : 940-951.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52 : 279-297.
- Lowe, D.R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 46 : 188-199.
- Ludden, J., Hubert, C. et Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine, 123 : 153-166.
- MacDonald, G.A., 1972. Volcanoes. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey : p. 510.
- McPhie, C.E., Doyle, M. et Allen, R., 1993. Volcanic textures. Codes Key Centre, University of Tasmania. p. 198.
- Moore, J.G., 1975. Mechanism of formation of pillow lava. American Scientist, 25 : 269-277.

- Moore, J.G., Phillips, R.L., Grigg, R.W., Peterson, D.W. et Swanson, D.O., 1973. Flow of lava into the sea, 1969-1971. Kilauea Volcano, Hawaii. Geological Society America Bulletin, 84 : 537-546.
- Mortensen, J.K., 1993a. Geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part I : Chibougamau-Matagami-Joutel region. Canadian Journal of Earth Sciences, 30 : 11-28.
- Mortensen, J.K., 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2 : Noranda-Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences, 30 : 29-41.
- Morton, R.L. et Franklin, J.M., 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulphide deposits. Economic Geology, 82 : 1057-1053.
- Mueller, W., Daigneault, R. et Chown, E.H., 1997. Archean terrane docking along the Destor-Porcupine Manneville fault. Annual Meeting, 1997, Ottawa, Ontario, Canada. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada. Field Trip A7. p. 61.
- Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J.K. et Chown, E.H., 1996. Archean terrane docking : upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Tectonophysics, 265 : 127-150.

- Mueller, W.U., 1994. Caractérisation des faciès volcaniques et volcanoclastiques des complexes de Hunter, de Lac des Vents et du centre de Coniagas zone volcanique nord, ceinture d'Abitibi. Congrès APGGQ 1994 Val d'Or. Association Professionnelle des Géologues et Géophysiciens du Québec : 2-19.
- Mueller, W. et Gauthier, J., 1994. Characteristics of an Archean subaqueous central volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Canada. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, 19 : A 80.
- Mueller, W. et White, D.L., 1992. Felsic fire-fountaining beneath Archean seas : pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54 : 117-134.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992a. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada : on overview. Canadian Journal of Earth Sciences, 29 : 2249-2265.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992b. A felsic dyke swarm formed under the sea : the Archean Hunter Mine Group, south-central Abitibi Belt, Quebec, Canada. Bulletin of Volcanology, 54 : 602-610.

- N'Dah, E., 1998. Caractérisation des indices de sulfures massifs dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine, Abitibi-Ouest, Québec, Canada. M.Sc. Mémoire, Université du Québec à Chicoutimi. p. 213.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M. et Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processus and models : A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, 23 : 75-174.
- Postma, G., Nemec, W. et Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites : a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58 : 47-61.
- Potvin, R., 1991. Étude volcanologique du centre felsique du Lac des Vents, région de Chibougamau. M.Sc. Mémoire. Université du Québec à Chicoutimi, Qué., 108 p.
- Ricketts, B.D., Ware, M.J. et Donaldson, J.A., 1981. Volcaniclastic rocks and volcaniclastic facies in the Middle Precambrian (Aphebian) Belcher Group, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19 : 1275-1294.
- Sanschagrin, Y., 1982. La transition entre les faciès massifs et cousins d'un ensemble de coulées basaltiques, Canton d'Aiguebelle, Québec. M.Sc. Mémoire. Université du Québec à Chicoutimi. p. 114.

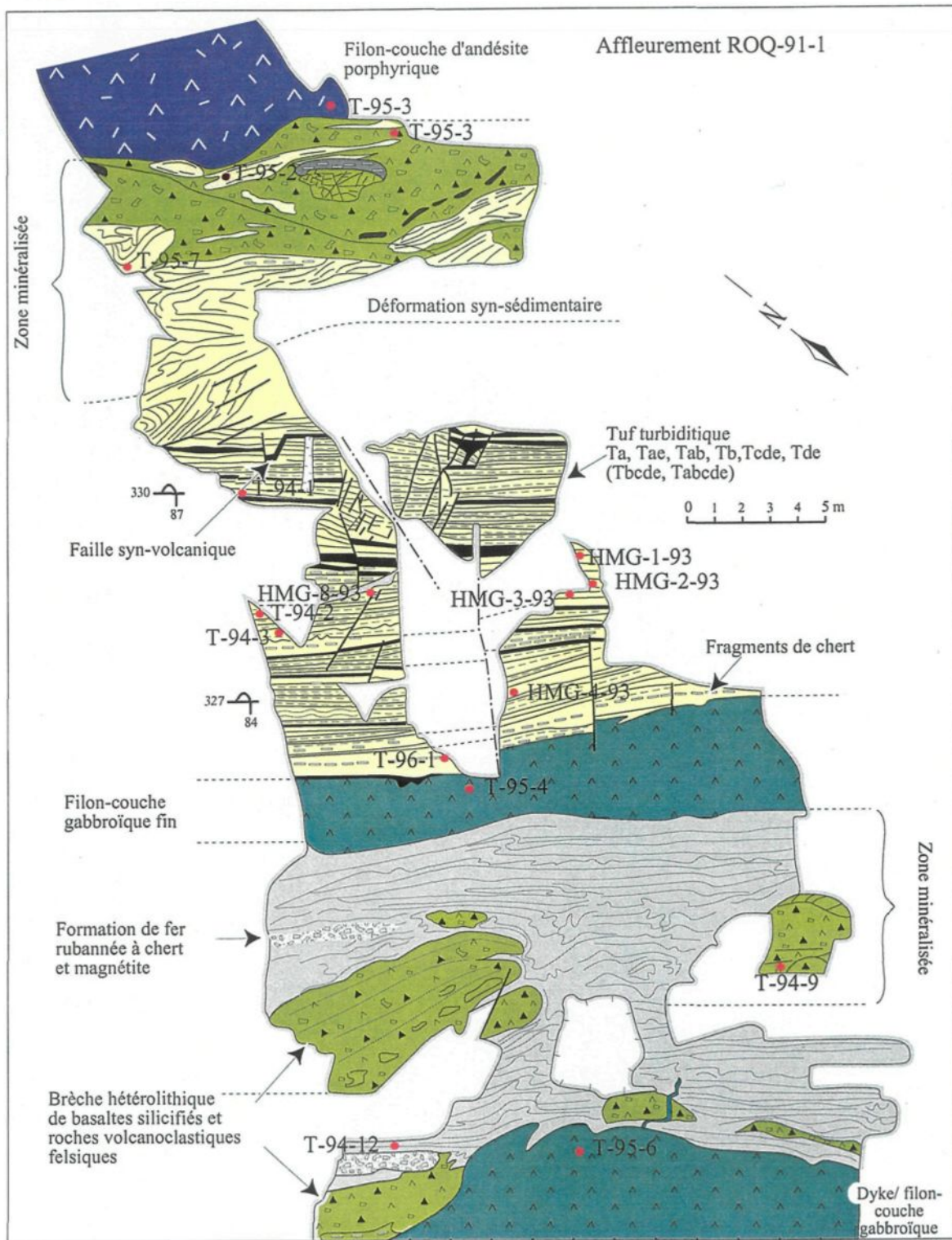
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastique deposits and fragments : recommendations of IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 9 : 41-43.
- Self, S., Wilson, L. et Nairn, I.A., 1979. Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*, 277 : 440-443.
- Smith, A. L. et Roobol, M.J., 1990. Mt. Pelee, Martinique. A study of an active island-arc volcano. *Geological Society of America*, 175 : p. 105.
- Stix, J., 1991. Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. *Earth-Science Reviews*, 31 : 21-53.
- Taylor, B., Brown, G., Fryer, P., Gill, J.B., Hochstaedter, A.G., Hotta, H., Langmuir, C.H., Leinen, M., Hishimura, A. et Urabe, T., 1990. ALVIN- Sea Beam studies of the Sumisu Rift, Izu-Bonin arc. *Earth Planet Science Letters*, 100 : 127-147.
- Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Society of London*, 274 : 107-118.
- Wells, G., Bryan, W.B. et Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Journal Geology*, 87 : 427-440.
- Williams, H. et McBirney, A.R., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper. San Francisco : p. 397.

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

ANNEXES

Annexe 1. Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-91-1 (série T et HMG).

Lithologie	Lames minces
Filon-couche d'andésite porphyrique	T-95-3
Filon-couche gabbroïque fin	T-95-4
Filon-couche gabbroïque	T-95-6
Formation de fer rubanée à chert/magnétite	T-94-12
Brèche hétérolithique	T-94-9; T-95-3
Tuf turbiditique	T-94-1; T-94-2; T-94-3 T-96-1; HMG-1-93; HMG-2-93; HMG-3-93; HMG-4-93; HMG-8-93
Sédiments volcanoclastiques déformés	T-95-2; T-95-7



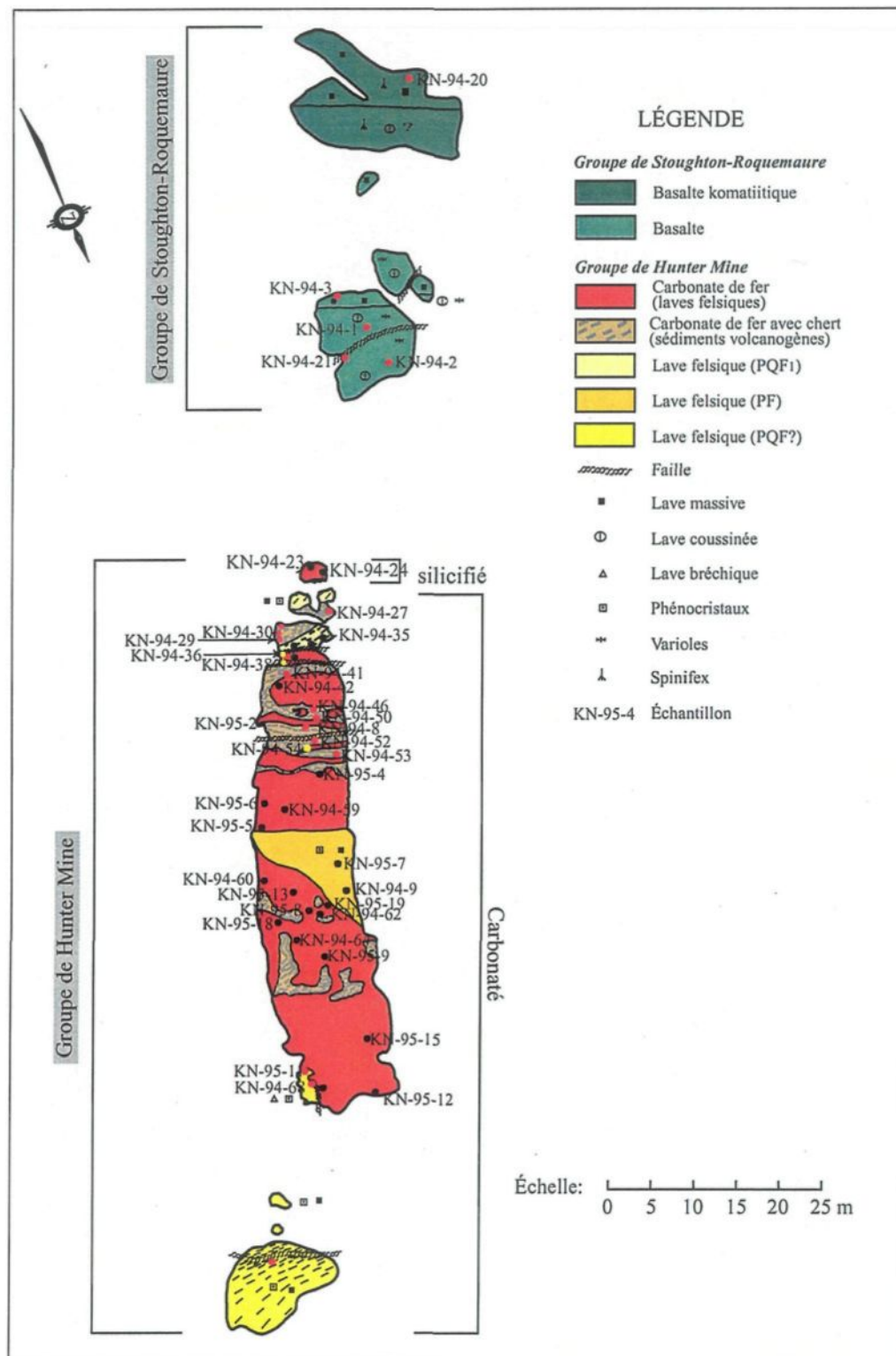
Annexe 2. Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-91-1

Annexe 3. Résultat du comptage de 400 points fait sur les tufs fins et grossiers.

Echatillon	Verre et ponce	Cristaux de plagioclase	Fragments lithiques mafiques et felsiques	Nom
HMG-1-93	28.68%	35.90%	35.46%	Tuf à cristaux
HMG-2-93	41.40%	24.70%	33.90%	Tuf vitreux
HMG-3-93	14.40%	32.80%	52.80%	Tuf lithique
HMG-4-93	53.61%	24.70%	21.60%	Tuf vitreux
HMG-8-93	39.90%	28.50%	31.60%	Tuf vitreux
T-94-1	37.15%	34.28%	28.57%	Tuf vitreux
T-94-2	37.16%	33.33%	29.52%	Tuf vitreux

Annexe 4. Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-91-4 (série KN).

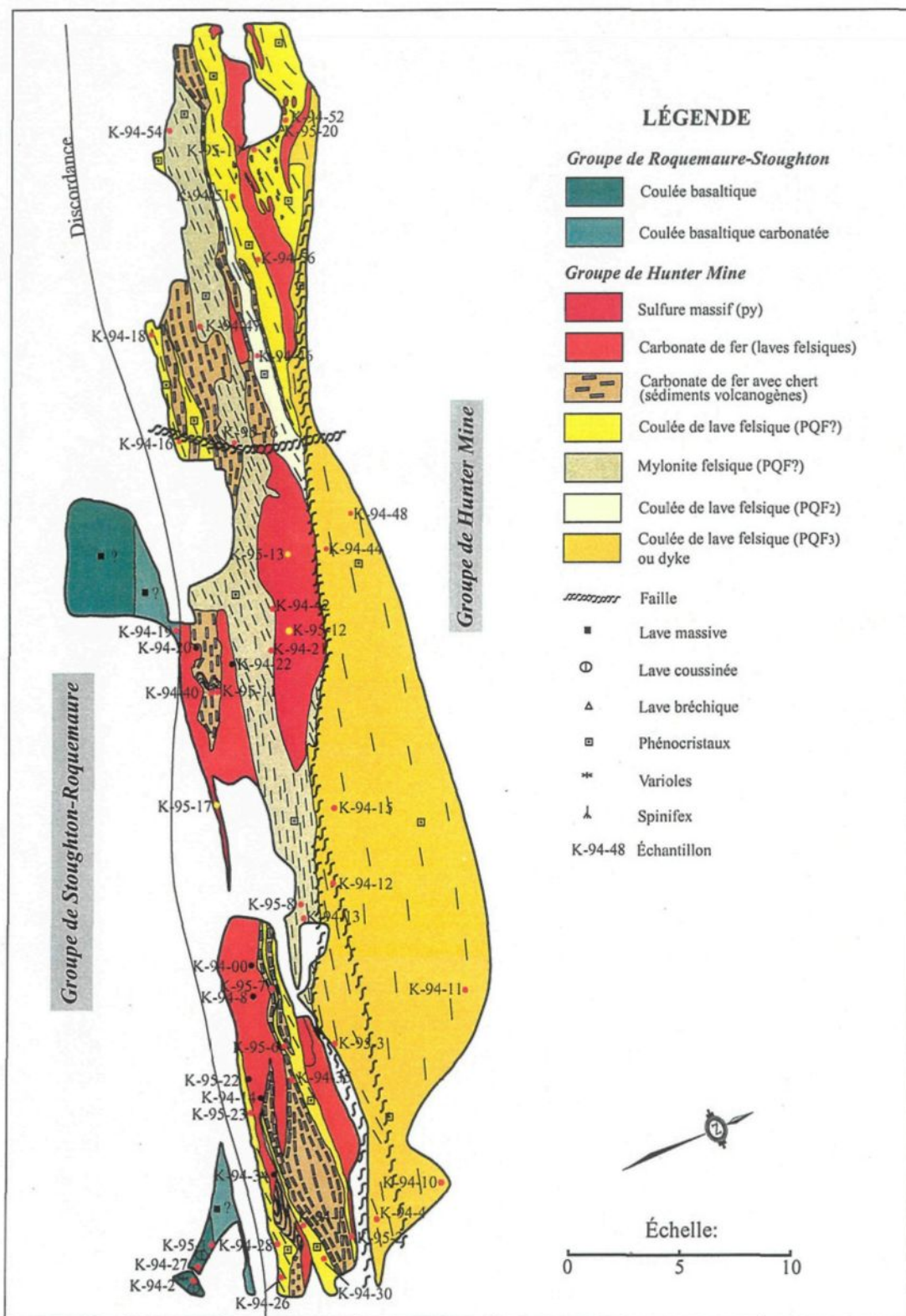
Lithologie	Lames minces
PQF?	KN-95-20
PQF? bréchique	KN-94-68; KN-95-11
PQF ₁	KN-94-33; KN-94-34; KN-94-35
PF	KN-94-9; KN-95-7
Carbonate de fer	KN-94-23; KN-94-24; KN-94-33 KN-94-36; KN-94-38; KN-94-42; KN-94-54; KN-94-59; KN-94-60; KN-94-62; KN-94-64; KN-94-69; KN-95-5; KN-95-6; KN-95-9; KN-95-12; KN-95-13; KN-95-15; KN-95-18; KN-95-19
Carbonate de fer avec chert	KN-94-8; KN-94-27; KN-94-28; KN-94-29; KN-94-30; KN-94-41; KN-94-46; KN-94-50; KN-94-52; KN-94-53; KN-95-2; KN-95-4
Basaltes	KN-94-1; KN-94-2; KN-94-3; KN-94-21
Basaltes komatiitiques	KN-94-20



Annexe 5. Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-91-4.

Annexe 6. Liste des lames minces observées à l'affleurement ROQ-92-2 (série K).

Lithologie	Lames minces
PQF ₃	K-94-2; K-94-4; K-94-10; K-94-11; K-94-15; K-94-44; K-94-46; K-94-48; K-95-3
PQF ₂	K-94-49; K-94-56; K-95-2
PQF?	K-94-1; K-94-16; K-94-21; K-94-26; K-94-28; K-94-30; K-94-42; K-94-47; K-94-51; K-95-7
Carbonate de fer	K-94-00; K-94-8; K-94-14; K-94-20; K-94-22; K-94-34; K-95-22
Carbonate de fer avec chert	K-94-33; K-94-35; K-94-40; K-95-7; K-95-11
Sulfure semi-massif à massif (Py)	K-95-12; K-95-13
Basaltes	K-94-2; K-94-19; K-94-27; K-95-1



Annexe 7. Carte des échantillons pris à l'affleurement ROQ-92-2.