

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

INTERPRETATION DE L'ENVIRONNEMENT VOLCANO-SEDIMENTAIRE
DE LA FORMATION DE BLONDEAU DANS LA
SECTION STRATIGRAPHIQUE DU LAC BARLOW, CHIBOUGAMAU.

PAR

PAUL ARCHER

DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION
DE LA MAITRISE EN SCIENCES APPLIQUEES
EN GEOLOGIE.

AVRIL 1983



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.

S O M M A I R E

Les forages stratigraphiques du lac Barlow (Chibougamau), effectués en 1979 par le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, forment une section continue d'environ 2800 mètres d'épaisseur réelle. Outre les filons-couches du Complexe de Cummings, la section contient le sommet de la Formation de Gilman et la Formation de Blondeau qui constituent une séquence volcano-sédimentaire composée de six (6) faciès:

- 1) Des coulées pyroclastiques, distribuées dans toutes les parties de la section.
- 2) Des coulées de lave mafique, situées principalement (mais pas uniquement) à la base de la section.
- 3) Des sédiments volcanogènes, devenant plus grossiers et formant des lits plus épais et plus regroupés de la base vers le sommet de la section.
- 4) Des sédiments intraclastiques, finement interlités avec des sédiments fins au milieu de la section.
- 5) Des sédiments mixtes, distribués en groupes de lits superposés au sommet de la section.
- 6) Des sédiments fins, avec des shales et silts verts de la base au milieu de la section et des shales noirs au sommet de la section.

La séquence volcano-sédimentaire s'est accumulée en milieu marin dans un bassin devenant de moins en moins profond. Le contact graduel Gilman-Blondeau marque le passage transitionnel d'un volcanisme effusif mafique, prenant place au fond du bassin, à un volcanisme explosif plus acide ayant lieu sur de petits centres volcaniques émergents ou sub-émergents.

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE.....	i
TABLE DES MATIERES.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES PLANCHES.....	x
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Localisation.....	1
1.2 But du travail.....	4
1.3 Travaux antérieurs.....	5
1.4 Méthode de travail.....	6
1.5 Remerciements.....	7
CHAPITRE 2 GEOLOGIE REGIONALE.....	8
2.1 Introduction.....	8
2.2 Stratigraphie régionale.....	8
2.2.1 Généralités.....	8
2.2.2 Groupe de Roy.....	11
2.2.3 Groupe d'Opémisca.....	13
2.2.4 Roches intrusives.....	14
2.3 Structure et métamorphisme.....	16
CHAPITRE 3 GEOLOGIE LOCALE.....	18
3.1 Stratigraphie.....	18
3.2 Structure.....	20

CHAPITRE 4	LES COULEES PYROCLASTIQUES.....	22
4.1	Introduction.....	22
4.2	Coulée pyroclastique BA-79-14, 48.3-52.3 mètres (158.4-171.6 pieds).....	24
4.2.1	Description de la coulée.....	24
4.2.2	Origine du matériel.....	29
4.3	Coulée pyroclastique commune aux forages BA-79-07 et BA-79-06.....	31
4.3.1	Description de la coulée.....	31
4.3.2	Origine du matériel.....	40
4.4	Coulées pyroclastiques BA-79-05, 160.7-162.7 mètres; 162.7-175 mètres; 175-176.3 mètres.....	42
4.4.1	Description de la coulée BA-79-05, 160.7-162.7 mètres	42
4.4.2	Description de la coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres...	42
4.4.3	Description de la coulée BA-79-05, 175-176.3 mètres...	50
4.4.4	Interprétation de la séquence BA-79-05, 160.7-176.3 mètres.....	50
4.5	Coulée pyroclastique BA-79-02, 16.4-22 mètres.....	53
4.5.1	Description de la coulée.....	53
4.5.2	Relation stratigraphique entre les deux séquences....	59
4.5.3	Origine du matériel.....	60
4.6	Brèches hyaloclastiques BA-79-16, 143.2-148.3 mètres et 169.4-172 mètres.....	61
4.6.1	Description des brèches.....	61
4.6.2	Relation stratigraphique entre les deux brèches et origine du matériel.....	73
4.7	Coulées pyroclastiques hétérolithiques.....	75
4.7.1	Description des coulées.....	75
4.7.2	Interprétation stratigraphique de l'empilement.....	79
4.7.3	Origine des coulées.....	85
4.8	Mise en place des coulées pyroclastiques.....	87

CHAPITRE 5	LES COULEES DE LAVE MAFIQUE	91
5.1	Description des coulées de lave	91
5.2	Interprétation.....	94
CHAPITRE 6	LES SEDIMENTS VOLCANOGENES.....	96
6.1	Description.....	96
6.1.1	Pétrographie et classification.....	96
6.1.2	Caractéristiques sédimentologiques.....	109
6.1.3	Distribution dans la section stratigraphique.....	110
6.2	Interprétation.....	112
6.2.1	Origine du matériel.....	112
6.2.2	Mécanisme de mise en place des sédiments volcanogènes...	116
CHAPITRE 7	LES SEDIMENTS INTRACLASTIQUES.....	121
7.1	Description.....	121
7.1.1	Pétrographie.....	121
7.1.2	Structures sédimentaires.....	123
7.1.3	Distribution dans la section stratigraphique.....	127
7.2	Interprétation.....	127
CHAPITRE 8	LES SEDIMENTS MIXTES.....	134
8.1	Description.....	134
8.1.1	Pétrographie.....	134
8.1.2	Structures sédimentaires.....	137
8.1.3	Distribution dans la section stratigraphique.....	138
8.2	Interprétation.....	139
CHAPITRE 9	LES SEDIMENTS FINS.....	143
9.1	Description des sédiments fins.....	143
9.2	Interprétation.....	147
CHAPITRE 10	RESUME DES CONCLUSIONS ET INTERPRETATION GENERALE DE LA SECTION STRATIGRAPHIQUE.....	149
REFERENCES.....		152

ANNEXE 1..... incluse en pochette

Coupes stratigraphiques générales de la section du lac
Barlow.

- Ia Segment Sud
- Ib Segment Central
- Ic Segment Nord

Colonnes stratigraphiques détaillées de la section du lac
Barlow.

- Ia Base de la colonne
- Ib Milieu de la colonne
- Ic Sommet de la colonne

LISTE DES FIGURES

Figure 1	: Localisation géologique de la région de Chibougamau.....	2
Figure 2	: Géographie générale de la région de Chibougamau et localisation du secteur étudié.....	3
Figure 3	: Géologie simplifiée de la région de Chibougamau.....	9
Figure 4	: Stratigraphie du sillon de roches vertes de Chibougamau.....	10
Figure 5	: Géologie de surface, région du lac Barlow.....	19
Figure 6	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques de la coulée BA-79-14, 48.3-52.3 mètres.....	25
Figure 7	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques de la coulée BA-79-07, 167.7-170.7 mètres; BA-79-06, 29.7-33.4 mètres.....	33
Figure 8	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des coulées pyroclastiques BA-79-05, 160.7-162.7; 162.7-175; 175-176.3 mètres.....	43
Figure 9	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des coulées pyroclastiques présentes dans les séquences BA-79-02; 16.4 à 42.7 mètres et 249 à 266 mètres.....	54
Figure 10	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques de la brèche hyaloclastique BA-79-16; 143.2-148.3 mètres.....	62
Figure 11	: Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des coulées hétérolithiques BA-79-16; 153.2-163.2 163.3-169.1 mètres.....	63

Figure 12 : Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques de la brèche hyaloclastique BA-79-16; 169.4-172 mètres et des coulées hétérolithiques BA-79-16; 172-179.2 mètres.....	64
Figure 13 : Interprétation stratigraphique de l'empilement de coulées hétérolithiques dans le forage BA-79-16.....	80

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU I :	Pétrographie des fragments dans la coulée pyroclastique BA-79-14, 48.3-52.3 mètres.....	26
TABLEAU II :	Pétrographie des fragments dans la coulée pyroclastique BA-79-07, 167.7-170.7 mètres; BA-79-06, 29.7-33.4 mètres.....	34
TABLEAU III:	Pétrographie des fragments dans les coulées pyroclastiques BA-79-05, 160.7-162.7 mètres; 162.7-175 mètres; 175-176.3 mètres.....	44
TABLEAU IV :	Pétrographie des fragments dans les coulées pyroclastiques BA-79-02, 16.4-22 mètres et 249-255 mètres.....	55
TABLEAU V :	Pétrographie des fragments dans les coulées pyroclastiques hétérolithiques BA-79-16, 153.2-179.2 mètres, et dans les brèches hya- loclastiques BA-79-16, 143.2-148.3 mètres et 169.4-172 mètres.....	65
TABLEAU VI :	Pétrographie des laves de la Formation de Gilman.....	92
TABLEAU VII:	Pétrographie des divers types de fragments dans les sédiments volcanogènes.....	97
TABLEAU VIII	Classification des sédiments volcanogènes selon leur composition.....	100

LISTE DES PLANCHES

PLANCHE I-A	: Zone inférieure de la coulée pyroclastique BA-79-07, 167.7-170.7 mètres.....	36
I-B	: Vue détaillée de la zone inférieure (coulée BA-79-07, 167.7-170.7 mètres).....	36
PLANCHE II-A	: Zone inférieure de la coulée pyroclastique BA-79-06, 29.7-33.4 mètres.....	37
II-B	: Vue détaillée de la zone laminée (coulée BA-79-06, 29.7-33.4 mètres).....	37
PLANCHE III-A	: Base de la zone inférieure de la coulée pyroclastique BA-79-05, 162.7-175 mètres.....	48
III-B	: Sommet de la zone inférieure de la coulée pyroclastique BA-79-05, 162.7-175 mètres.....	48
PLANCHE IV-A	: Vue détaillée d'une ponce (base de la zone inférieure de la coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres	49
IV-B	: Autre vue détaillée d'une ponce (base de la même coulée).....	49
PLANCHE V-A	: Coulée pyroclastique monolithologique BA-79-05, 175-176.3 mètres (L.N.).....	51
V-B	: Coulée pyroclastique monolithologique BA-79-05, 175-176.3 mètres (L.P.).....	51
PLANCHE VI-A	: Coulée pyroclastique dans la séquence BA-79-02, 249-266 mètres.....	58
VI-B	: Vue détaillée des fragments dacitiques dans la coulée (séquence BA-79-02, 249-266 mètres).....	58

PLANCHE VII-A	: Brèche hyaloclastique BA-79-16, 169.4-172 mètres.....	70
VII-B	: Brèche hyaloclastique BA-79-16, 169.4-172 mètres (autre vue générale).....	70
PLANCHE VIII-A	: Fragments de coussinets dans la brèche hyaloclastique BA-79-16, 169.4-172 mètres.....	71
VIII-B	: Autre vue des fragments de coussinets dans la brèche hyaloclastique.....	71
PLANCHE IX-A	: Détail des échardes de verre dans la brèche hyaloclastique BA-79-16, 169.4-172 mètres.....	72
IX-B	: Détail d'un fragment de coussinet dans la brèche hyaloclastique BA-79-16, 169.4-172 mètres.....	72
PLANCHE X-A	: Première coulée hétérolithique dans le forage BA-79-16.....	81
X-B	: Autre échantillon de la première coulée hétérolithique.....	81
PLANCHE XI-A	: Coulée hétérolithique à intraclastes grossiers dans le forage BA-79-16.....	83
XI-B	: Vue détaillée des échardes de verre mafique dans la coulée à intraclastes grossiers.....	83
PLANCHE XII-A	: Vue détaillée de quelques fragments volcaniques dans la coulée hétérolithique à intraclastes grossiers.....	84
XII-B	: Sommet de la coulée hétérolithique à intraclastes grossiers.....	84

PLANCHE XIII-A	: Sédiment volcanogène monolithologique de type 1b (L.N.).....	102
XIII-B	: Sédiment volcanogène monolithologique de type 1b (L.P.).....	102
PLANCHE XIV-A	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5ai (L.N.).....	104
XIV-B	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5ai(L.P.).....	104
PLANCHE XV-A	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5aii	105
XV-B	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5b.....	105
PLANCHE XVI-A	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5c (L.N.).....	106
XVI-B	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5c (L.P.).....	106
PLANCHE XVII-A	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 5aiii.....	107
XVII-B	: Sédiment volcanogène oligolithologique de type 4	107
PLANCHE XVIII	: Sédiment volcanogène polygénétique de type 8.....	108
PLANCHE XIX-A	: Sédiment volcanogène provenant de retombées aériennes de cendres fines (L.P.).....	118
XIX-B	: Sédiment volcanogène provenant de retombées aériennes de cendres fines(L.P.).....	118

PLANCHE XX-A	: Sédiment volcanogène provenant de retombées aériennes riches en cristaux (L.N.).....	119
XX-B	: Sédiment volcanogène provenant de retombées aériennes riches en cristaux (L.P.).....	119
PLANCHE XXI-A	: Grès intraclastique.....	122
XXI-B	: Vue détaillée des intraclastes.....	122
PLANCHE XXII	: Grès conglomératique intraclastique.....	124
PLANCHE XXIII-A:	Lit tabulaire de grès intraclastique.....	126
XXIII-B:	Lit lenticulaire de grès intraclastique.....	126
PLANCHE XXIV-A	: Sédiment mixte.....	135
XXIV-B	: Autre sédiment mixte.....	135

C H A P I T R E 1

INTRODUCTION

1.1 Localisation

La Formation de Blondeau, située dans la région minière de Chibougamau (figure 1), constitue l'objet de la présente étude. Nos travaux sur cette formation portent sur une section particulière, localisée au lac Barlow à la limite des cantons Cuvier et Barlow à environ 25 kilomètres à l'ouest de la ville de Chibougamau (figure 2). Les latitudes $49^{\circ}53'35''$ et $49^{\circ}55'30''$ et la longitude $74^{\circ}41'28''$ délimitent ce secteur d'étude.

Le chemin forestier L-209, intersectant la route provinciale 113 entre Chibougamau et Chapais, permet d'accéder facilement aux rives du lac Barlow. Ce dernier est aisément navigable en embarcation motorisée.

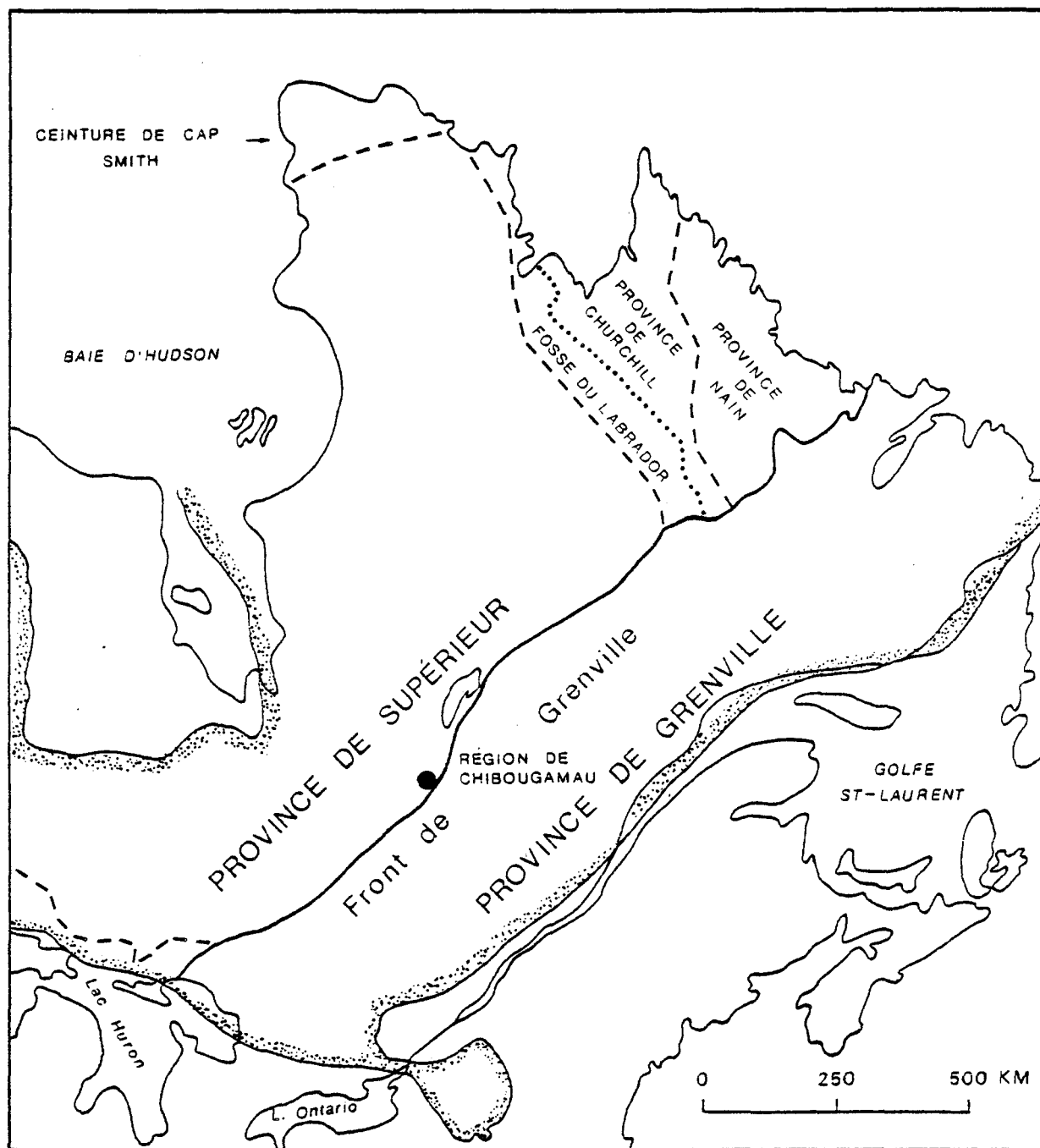


FIGURE 1. LOCALISATION GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU

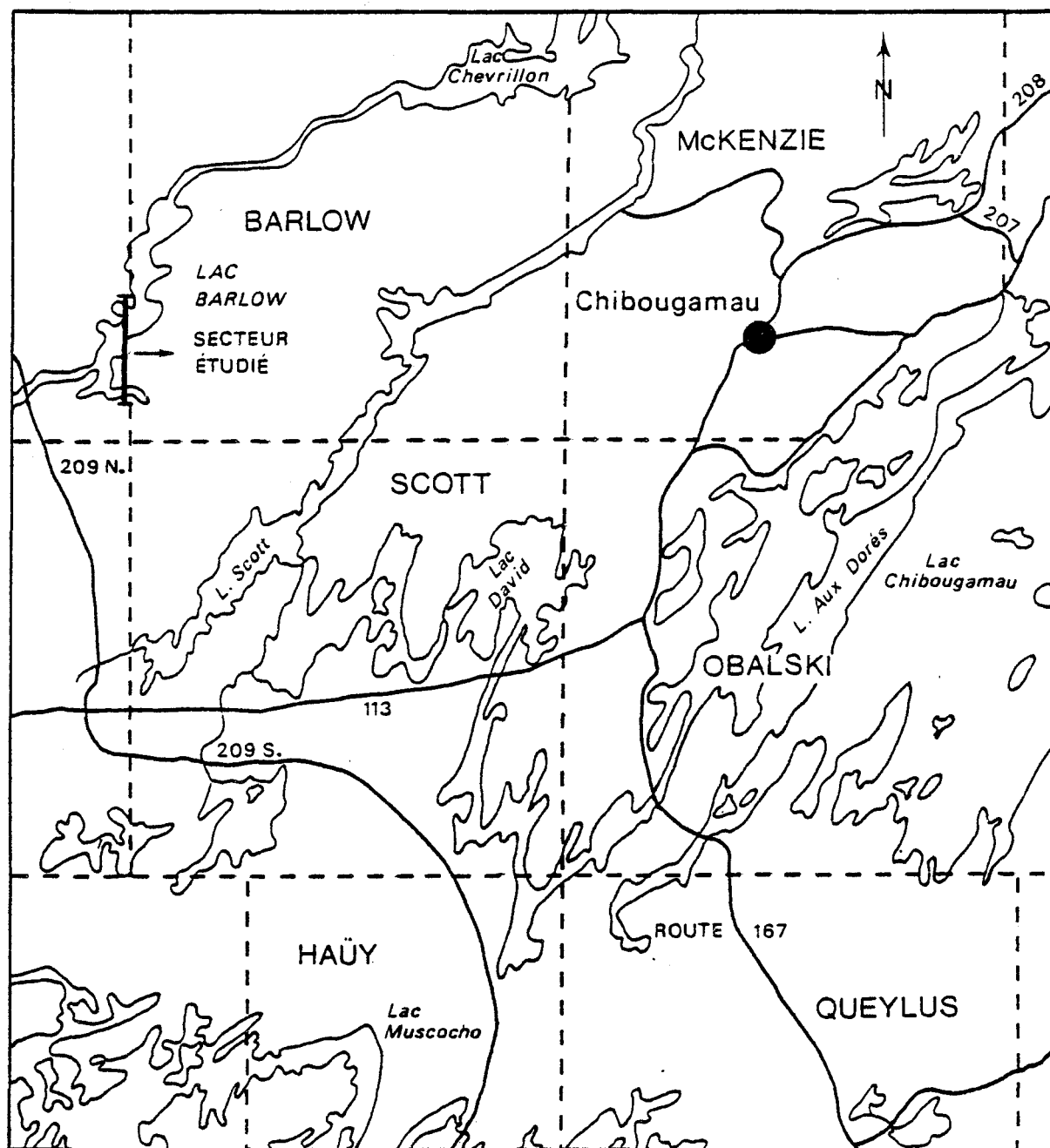


FIGURE 2- GÉOGRAPHIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION CHIBOUGAMAU
ET LOCALISATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ



1.2 But du travail

Allard (1976) et Allard et al. (1979) décrivent la Formation de Blondeau comme étant un assemblage de coulées rhyolitiques, de roches volcanoclastiques et de sédiments chimiques, graphiteux ou pyriteux, représentant la partie felsique d'un cycle volcanique. Les compagnies minières ont donc exploré cette formation dans l'espoir d'y découvrir des gisements de sulfures massifs du type volcanogène mais leurs travaux sont demeurés infructueux jusqu'à maintenant. Ces résultats s'expliquent en partie par l'omniprésence de sédiments graphiteux et pyriteux dans la Formation de Blondeau, rendant difficile la prospection par les méthodes géophysiques habituelles, et par une connaissance assez limitée de la stratigraphie de cette formation.

Le présent travail consiste en une étude volcanologique et sédimentologique d'une section de la Formation de Blondeau, dans le but d'en établir la stratigraphie détaillée qui pourra servir de guide à l'exploration minière.

1.3 Travaux antérieurs

La région contenant notre secteur d'étude a été couverte par Norman au cours de ses travaux de cartographie de 1936 à 1938. Les géologues appelés subséquemment à cartographier plus en détail cette région ont utilisé comme base à leurs travaux ceux de Norman. Avramtchev (1973) et Gobeil (1973) ont respectivement cartographié le quart

sud-est du canton Barlow et la demie sud du canton Cuvier, pour le compte du Ministère de l'Energie et des Ressources. Leurs travaux indiquent qu'à cet endroit la Formation de Gilman, composée principalement de laves mafiques et de filons-couches associés, est recouverte de façon concordante par la Formation de Blondeau, à caractère plus acide et plus fragmentaire. Ils ont également reconnu la présence des filons-couches différenciés Roberge, Ventures et Bourbeau au sommet de la Formation de Gilman et dans la Formation de Blondeau.

Depuis 1950, plusieurs compagnies minières ont effectué des travaux d'exploration dans le secteur de notre étude. Mentionnons entre autres les compagnies Dominion Gulf en 1951, Rio Canada Exploration en 1956, Consolidated Red Poplar Minerals en 1956, Doral Mining Exploration de 1966 à 1967, Falconbridge Copper de 1969 à 1972 et Explorations Noranda de 1979 à 1980. Plusieurs sondages au diamant ont intersecté quelques niveaux minéralisés en pyrrhotine et pyrite, dont l'un est situé à la base du filon-couche Bourbeau. Ce dernier niveau minéralisé possède une continuité latérale étendue et contient des quantités faibles de cuivre pouvant atteindre 3% très localement.

Au cours de l'année 1979, le Ministère de l'Energie et des Ressources a effectué 14 sondages au diamant au lac Barlow, sur la ligne séparant les cantons Cuvier et Barlow. Ces sondages représentent une section continue de près de 2800 mètres (9151 pieds)

incluant le sommet de la Formation de Gilman, la Formation de Blondeau et les filons-couches différenciés Roberge, Ventures et Bourbeau (annexe 1, coupes stratigraphiques Ia, b, c).

1.4 Méthode de travail

La section du lac Barlow, à l'exception des filons-couches différenciés, constitue l'objet de notre étude. Durant l'hiver 1980, un premier échantillonnage préliminaire (160 échantillons) a conduit à l'étude pétrographique de 100 lames minces. Cette étude nous a permis de localiser les zones d'intérêt et de définir certaines unités à l'intérieur de la section. Au cours de l'été 1981, nous avons procédé à l'étude systématique des zones les mieux préservées dans la section, en accordant une attention particulière aux structures sédimentaires et aux variations de faciès. Quelques 250 échantillons ont également été récoltés en vue des travaux futurs. Ceux-ci ont consisté en l'étude pétrographique de 120 lames minces. Notre interprétation stratigraphique de la section du lac Barlow repose donc sur un examen mégascopique approfondi de celle-ci appuyé par une étude microscopique de 220 échantillons.

L'étude mégascopique de la section s'est déroulée à la carothèque du Ministère de l'Énergie et des Ressources à Chibougamau tandis que les travaux de laboratoire ont eu lieu dans les locaux de l'Université du Québec à Chicoutimi.

1.5 Remerciements

A l'Université du Québec à Chicoutimi, je tiens à remercier sincèrement Messieurs les professeurs E.Dimroth, J.Guha, E.H.Chown et J.Carignan, tous membres du comité de thèse, pour les conseils et encouragements qu'ils m'ont prodigués tout au long de mon travail. Je désire aussi remercier le personnel du module des Sciences de la Terre, et en particulier Monsieur Yvon Boudreault pour son aide apportée à la confection des lames minces.

Je désire souligner l'aide financière que m'a accordée la compagnie Noranda par le biais de sa bourse Noranda et je tiens à remercier le personnel du Centre de Recherche Noranda, en particulier Monsieur E.M.Jones, pour son appui.

A Chibougamau, je tiens à souligner la coopération du Ministère de l'Energie et des Ressources qui a bien voulu mettre à ma disposition ses locaux et le matériel des forages stratigraphiques du lac Barlow, sans lequel cette recherche n'aurait pas été possible. Des discussions avec Monsieur André Gobeil, géologue résident du Ministère de l'Energie et des Ressources, m'ont également été très profitables.

Finalement je remercie très sincèrement Mlle Carole Tremblay pour son aide apportée à la mise au propre des figures apparaissant dans ce mémoire.

C H A P I T R E 2

GEOLOGIE REGIONALE

2.1 Introduction

Les roches de la région de Chibougamau appartiennent à la province du Supérieur du Bouclier Précambrien. Elles occupent l'extrémité est de la ceinture de roches vertes Mattagami-Chibougamau, qui possède une étendue de 430 kilomètres et une largeur moyenne de 60 kilomètres (Allard et al., 1979). Cette ceinture de roches vertes est tronquée par le front de Grenville à quelques dizaines de kilomètres à l'est de la ville de Chibougamau. De plus, elle est bordée à l'ouest par la sous-province de Kapuskasing.

2.2 Stratigraphie régionale

2.2.1 Généralités

Depuis plus de deux décennies, le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec a entrepris un programme de cartographie géologique détaillée de la région de Chibougamau (figure 3) qui a conduit à l'élaboration d'un modèle stratigraphique pour cette région (figure 4). Suite à une réunion géologique tenue à Chibougamau en août 1977, les roches archéennes de cette région ont été divisées en deux groupes, soit le Groupe de Roy situé à la base de l'empilement, et le Groupe d'Opémisca, reposant en discordance sur le Groupe de Roy.

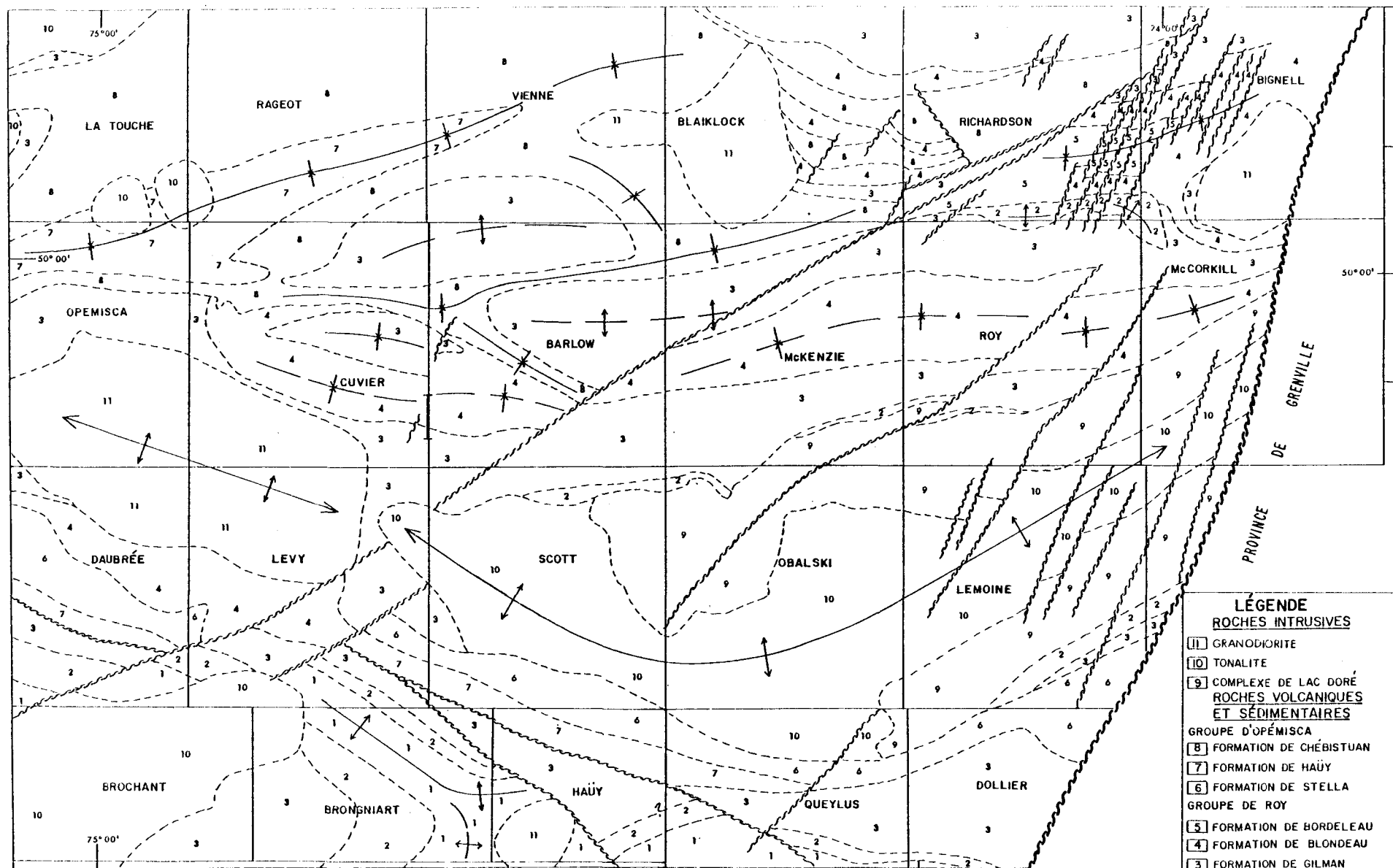


FIGURE 3- GÉOLOGIE SIMPLIFIÉE DE LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU

KILOMÈTRES 5 0 5 10 15 20 25 30 KILOMÈTRES

(Tiré de Allard et al. 1979)

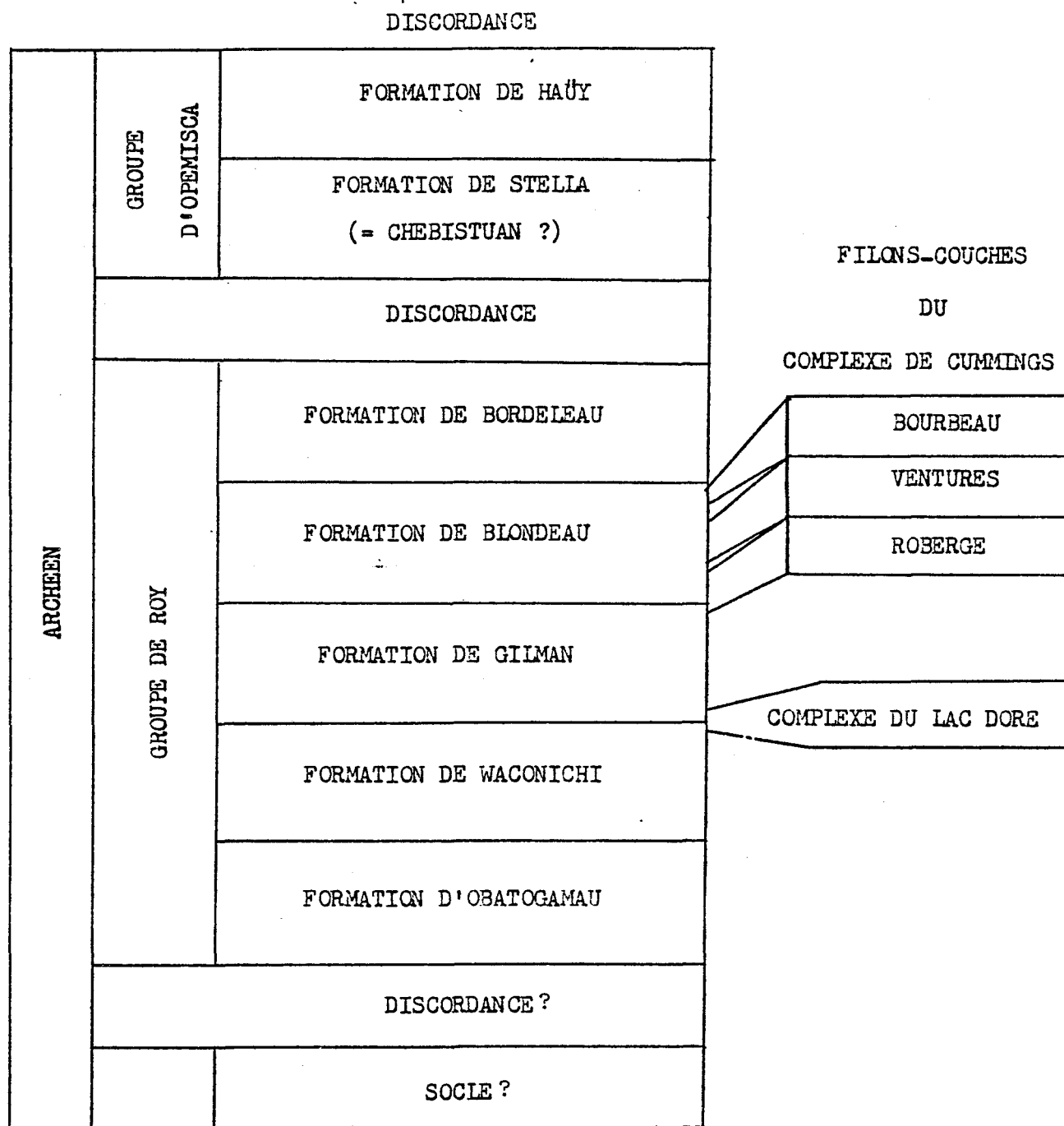


FIGURE 4- STRATIGRAPHIE DU SILLON DE ROCHES VERTES
DE CHIBOUGAMAU

(modifié de Allard et al., 1979)

Le Groupe de Roy est composé essentiellement de deux cycles volcaniques dont la composition varie de mafique à felsique. Les Formations d'Obatogamau et de Waconichi forment le premier cycle volcanique tandis que le second est constitué par les Formations de Gilman et de Blondeau. La Formation de Bordeleau, présente très localement dans la région de Chibougamau (dans la structure synclinale de Waconichi) appartient également au Groupe de Roy.

Le Groupe d'Opémisca contient principalement des roches sédimentaires mais des roches volcaniques sont aussi présentes. Les Formations de Stella, de Hat'y et de Chebistuan sont les composantes du Groupe d'Opémisca.

Quelques îlots de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, reposent en discordance sur les roches archéennes de Chibougamau. La Formation de Chibougamau regroupe des conglomérats, arkoses et laminites d'origine glaciaire. Egalemeht au Protérozoïque, de nombreux dykes de diabase se sont mis en place dans les roches des Groupes de Roy et d'Opémisca.

2.2.2 Groupe de Roy

La Formation d'Obatogamau, à la base du Groupe de Roy, est constituée principalement de laves mafiques, massives ou coussinées, et de filons-couches comagmatiques. La présence de phénocristaux de plagioclase, de quelques millimètres à plus de un centimètre, pouvant localement constituer 10% de la roche (Allard et al., 1979),

caractérise cette formation. La Formation d'Obatogamau possède une épaisseur estimée à 3000 mètres et une étendue régionale. Pour toutes ces raisons, la Formation d'Obatogamau constitue un excellent repère stratigraphique dans la région de Chibougamau.

La Formation de Waconichi est beaucoup moins importante volumétriquement que la Formation d'Obatogamau. Elle est constituée de lentilles individuelles reposant en concordance sur la Formation d'Obatogamau. La Formation de Waconichi regroupe des rhyolites porphyriques, des roches pyroclastiques felsiques, des cherts et quelques coulées de lave mafique (Allard et al., 1979). La partie culminante de cette formation contient également des horizons ferrifères dont la Formation du lac Sauvage (Henry et Allard, 1979). Le faciès carbonaté domine nettement les faciès oxydés et sulfurés dans les formations ferrifères.

La Formation de Gilman, d'une épaisseur de près de 2650 mètres, contient des coulées de lave mafique ainsi que des filons-couches gabbroïques comagmatiques. Des accumulations pyroclastiques sont localement présentes. La Formation de Gilman constitue le début du second cycle volcanique dans la région de Chibougamau. Cette formation est, de plus, présente à la base de la section stratigraphique du lac Barlow.

La Formation de Blondeau consiste en une séquence volcano-

sédimentaire ne dépassant probablement pas 1000 mètres d'épaisseur (Allard et al., 1979). Cette formation contient un assemblage de coulées rhyolitiques, de roches volcanoclastiques, de sédiments chimiques et d'argilites graphiteuses et pyriteuses. A l'intérieur du Groupe de Roy, cette formation semble démontrer les plus grandes variations latérales de faciès (Gobeil, communication orale, 1981). Une section particulière de la Formation de Blondeau, obtenue à partir des forages stratigraphiques du lac Barlow, sera décrite de façon détaillée dans les chapitres subséquents.

La Formation de Bordeleau a été définie récemment par Caty (1979) qui l'a cartographiée dans la structure synclinale de Waconichi (figure 3). Cette formation représente une séquence volcanoterrigène composée de tufs et/ou de sédiments feldspathiques. Absente dans la région immédiate de Chibougamau, la Formation de Bordeleau constitue probablement une accumulation locale. Selon le modèle stratigraphique établi pour la région de Chibougamau, la Formation de Bordeleau repose de façon concordante sur la Formation de Blondeau (figure 4).

2.2.3 Groupe d'Opémisca

La Formation de Stella se situe à la base du Groupe d'Opémisca. Elle possède un caractère principalement sédimentaire (conglomérats, grès, shales) mais elle contient également quelques coulées andésitiques.

La Formation de Hatty repose de façon concordante sur la Formation de Stella, mais la limite entre les deux formations n'est pas clairement définie. La Formation de Hatty regroupe des laves andésitiques et des roches pyroclastiques interlitées avec des sédiments fins et grossiers. Les coulées andésitiques contiennent souvent des phénocristaux de pyroxène et de feldspath, ce qui caractérise bien cette formation. La Formation de Hatty semble représenter le fruit d'un volcanisme sub-aérien dont les produits ont été redistribués par des phénomènes d'érosion et de sédimentation (Allard et al., 1979).

La Formation de Chebistuan, définie par Caty (1979), représente possiblement l'équivalent stratigraphique de la Formation de Stella dans le synclinal de Waconichi (figure 3).

2.2.4 Roches intrusives

Les roches archéennes de la région de Chibougamau ont été envahies par plusieurs intrusions, les plus connues et les plus importantes étant le Complexe du lac Doré, le pluton de Chibougamau et le Complexe de Cummings.

Le Complexe du lac Doré consiste en un vaste filon-couche différencié, d'une épaisseur maximum de 7 kilomètres (Allard et al., 1979), qui s'est mis en place parmi les roches des Formations de Waconichi et de Gilman. Allard (1976) a divisé le Complexe en cinq zones distinctes, soit, de la base vers le sommet, la zone anorthositique, la

zone de ferrodiorite, la zone à granophyre sodique et la zone de bordure supérieure. L'hypothèse d'une zone cachée inférieure, située sous la zone anorthositique, a également été émise par Duquette (1972) et Allard (1973).

Le Complexe du lac Doré est situé de part et d'autre de l'axe de l'anticlinal de Chibougamau, celui-ci étant occupé par la masse intrusive du pluton de Chibougamau (figure 3). Ce dernier consiste en un assemblage de phases tonalitiques et dioritiques se recoupant entre elles, et dont la mise en place résulte d'intrusions multiples. La zone de contact entre le pluton de Chibougamau et le Complexe du lac Doré est constituée d'une brèche, de un kilomètre ou moins d'épaisseur, dans laquelle des fragments du Complexe baignent dans une matrice dioritique (Allard et al., 1979).

Le Complexe de Cummings, introduit au sommet de la Formation de Gilman et dans la Formation de Blondeau, se compose de trois filons-couches différenciés. Le filon-couche de Roberge, situé à la base du Complexe de Cummings, ne dépasse pas 550 mètres d'épaisseur. Il se compose essentiellement de métapéritite et de dunite serpentinisée. Des trois filons-couches, c'est celui qui possède la composition la plus ultramafique. Le filon-couche de Ventures, stratigraphiquement au-dessus du filon-couche de Roberge, possède une épaisseur estimée à plus de 100 mètres. Une pyroxénite, dans la partie inférieure, et un gabbro à gros grain, dans la partie supérieure, composent principalement ce filon-couche. Le filon-couche de Bourbeau, situé au sommet du Complexe

de Cummings, contient une pyroxénite basale, un leucogabbro dans sa partie intermédiaire et une ferrodiorite quartzifère à son sommet. L'épaisseur totale de ce filon-couche ne dépasse pas 700 mètres.

Les différences de composition démontrées par ces trois filons-couches, leur étendue latérale à l'échelle régionale et leur ordre stratigraphique invariable en font d'excellents niveaux repères dans la région de Chibougamau.

2.3 Structure et métamorphisme

Les roches archéennes de la région de Chibougamau ont subi les effets de l'orogénie kénoréenne (Stockwell, 1964) qui les a fortement plissées. Tectoniquement la région consiste en une série de plis isoclinaux et symétriques, orientés dans une direction générale est-ouest. Les principales structures synclinales de la région sont celles de Waconichi au nord, de Chibougamau au centre et de Chapais au sud (figure 3). Les synclinaux de Chibougamau et de Chapais bordent respectivement au nord et au sud l'anticlinal de Chibougamau. Un second système de plis, possédant des axes nord-sud, interfère avec le précédent pour former des structures en dômes et bassins (Allard et al., 1979).

La région de Chibougamau contient plusieurs réseaux majeurs de failles, certains de ceux-ci possédant une grande importance dans l'histoire métallogénique de cette région. Les principaux réseaux de failles dans la région s'orientent dans les directions nord-est,

nord-nord-est, ouest-nord-ouest et nord-sud (figure 3).

Le métamorphisme subi par les roches dans la région de Chibougamau correspond généralement au faciès de schistes verts. Cependant le faciès métamorphique peut localement s'élever au niveau amphibolite, à proximité du front de Grenville ou en bordure de certains plutons granitiques.

C H A P I T R E 3

GEOLOGIE LOCALE

3.1 Stratigraphie

Avramtchev (1973) et Gobeil (1973) ont respectivement cartographié les terrains situés à l'est et à l'ouest de la section stratigraphique. A partir de leurs travaux nous avons adapté une carte géologique couvrant la région immédiate de notre étude (figure 5). Cette région contient les Formations de Gilman et de Blondeau ainsi que les filons-couches du Complexe de Cummings. Ces derniers ont envahi le sommet de la Formation de Gilman et la Formation de Blondeau.

Dans la région de notre étude, la Formation de Gilman consiste en une accumulation épaisse (environ 3000 mètres) de coulées basaltiques et andésitiques comagmatiques. La Formation de Gilman contient également plusieurs intercalations peu épaisses de roches volcanoclastiques, surtout au sommet de la formation. La Formation de Blondeau, qui repose de façon concordante sur la Formation de Gilman, se compose en grande partie de roches volcanoclastiques similaires mais elle contient aussi quelques coulées

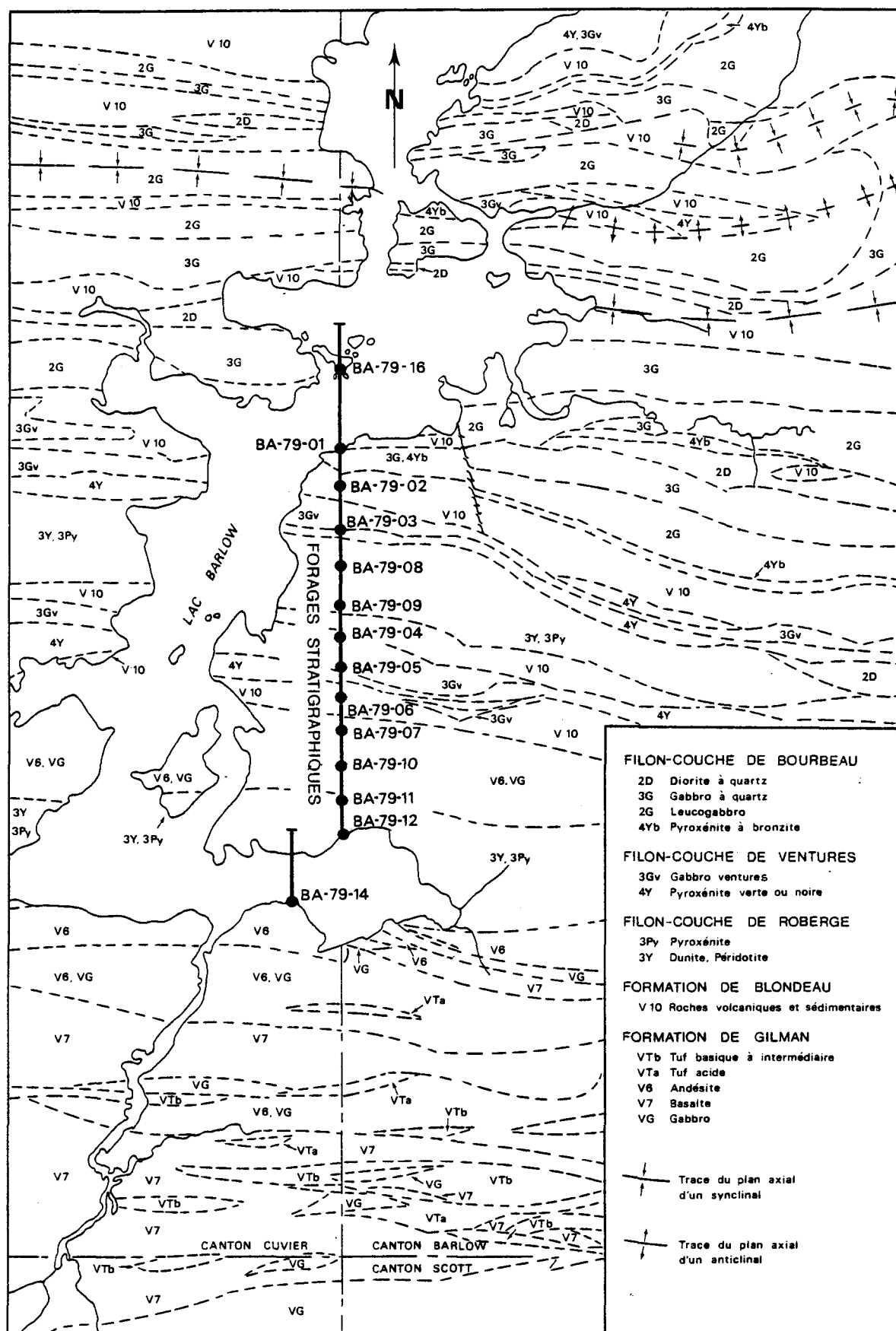


FIGURE 5- GÉOLOGIE DE SURFACE, RÉGION DU LAC BARLOW

0 500 1000
Mètres

de lave mafique (Allard et al., 1979). Il existe donc un contact graduel entre ces deux formations et celui-ci représente le passage transitionnel d'un volcanisme effusif, mafique à intermédiaire, à un volcanisme explosif et plus acide. Les roches de la Formation de Blondeau forment une séquence volcano-sédimentaire qui apparaît, dans la région de notre étude, sous forme de bandes étroites séparées par les filons-couches du Complexe de Cummings (figure 5).

La section stratigraphique du lac Barlow, composée de sa base à son sommet par les forages BA-79-14, 12, 11, 10, 07, 06, 05, 04, 09, 08, 03, 02, 01, et 16 (figure 5), possède une épaisseur réelle de près de 2800 mètres (9151 pieds). La section contient le sommet de la Formation de Gilman, la Formation de Blondeau et les filons-couches différenciés du Complexe de Cummings. Ces derniers forment près de 60% de la section mais ne font pas partie de notre étude. Le reste de la section se compose de coulées de lave mafique, de coulées pyroclastiques, de sédiments volcanogènes, de sédiments intraclastiques, de sédiments mixtes et de sédiments fins de compositions variables. Les chapitres subséquents sont consacrés à la description de ces différents faciès et sont suivis par une interprétation de l'ensemble de la section.

3.2 Structure

La section du lac Barlow traverse le flanc sud du synclinal de Chibougamau et se termine près de ou dans la zone axiale de celui-ci (figure 5).

Ce synclinal, dont l'axe s'oriente dans une direction générale est-ouest, est déversé vers le nord. Dans la section du lac Barlow, les lithologies possèdent donc des pendages abrupts vers le sud et des sommets généralement vers le nord (annexe 1, coupes stratigraphiques Ia,b,c,). Cependant des plissements mineurs et des failles produisent l'inversion et/ou la répétition de certaines unités lithologiques dans la section. En raison d'une interprétation structurale incomplète nous n'avons pas toujours réussi à définir la position stratigraphique exacte de ces unités lors de nos travaux de détail (annexe 1, colonnes stratigraphiques Ia,b,c,). Cela n'a toutefois pas constitué un obstacle majeur pour l'interprétation de la séquence volcano-sédimentaire formant la section du lac Barlow.

C H A P I T R E 4

LES COULEES PYROCLASTIQUES

4.1 Introduction

Les coulées pyroclastiques constituent l'un des trois principaux types de dépôt pyroclastique (Sparks et Walker, 1973; Wright et al., 1980). La mise en place des coulées pyroclastiques en milieu sub-aérien a fait l'objet de plusieurs études, entre autres par Smith (1960), Schmincke et Swanson (1967), Sparks et al. (1973) et Fisher (1979). Les coulées pyroclastiques se comportent, en milieu sub-aérien, comme des masses très fluides qui possèdent un rapport gaz/solide élevé. Leur écoulement, contrôlé par la gravité, se confine généralement aux vallées et dépressions. Sparks et al. (1980 a,b) ont également démontré que certaines coulées pyroclastiques engendrées en milieu sub-aérien pouvaient percer la surface de l'eau et s'écouler en milieu sub-aqueux en conservant leur cohérence interne. Ces coulées pyroclastiques se comportent alors comme des coulées de masse denses et produisent des dépôts démontrant des séquences variées de structures sédimentaires (Fiske, 1963; Fiske et Matsuda, 1964; Yamazaki et al., 1973; Dimroth et Rocheleau, 1979; Lajoie, 1980).

Les coulées pyroclastiques sont engendrées par des explosions volcaniques ou par des effondrements de dômes ou d'aiguilles. Il existe plusieurs types d'explosions volcaniques qui peuvent être classées selon les mécanismes qui les produisent. Les explosions magmatiques (Macdonald, 1972), phréomagmatiques (Peckover et al., 1973; Self et Sparks, 1978; Colgate et Sigurgeirsson, 1979) et phréatiques (Williams et McBirney, 1979) constituent les principaux types d'explosion volcanique. Il existe également des transitions entre ces trois types d'explosion volcanique. Les effondrements de dômes et d'aiguilles peuvent être gravitationnels mais résultent souvent d'explosions internes de type magmatique ou phréomagmatique.

Les mécanismes explosifs tels que vésiculation des gaz, contraction et fracturation thermique, et vaporisation de l'eau affectent différemment les tephres produits. L'étude morphologique de ces tephres permet donc souvent de reconnaître le type d'explosion qui les a produit (Heiken, 1972). Les dépôts pyroclastiques peuvent aussi se distinguer d'après leur volume, leur forme et leur granulométrie. (Wright et al., 1980).

La section stratigraphique du lac Barlow contient plusieurs coulées pyroclastiques (annexe 1, colonnes stratigraphiques Ia, b, c). Ces coulées pyroclastiques, d'épaisseurs métriques à décamétriques, possèdent des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques qui permettent de les distinguer entre elles. Elles constituent

donc d'excellents niveaux repères dans la section stratigraphique. Dans la partie descriptive qui suit, chaque coulée est identifiée selon sa position dans les forages stratigraphiques.

4.2 Coulée pyroclastique BA-79-14, 48.3-52.3 mètres (158.4- 171.6 pieds).

4.2.1 Description de la coulée

Cette coulée pyroclastique possède une épaisseur de 4 mètres dans le forage BA-79-14. Son épaisseur réelle ne doit cependant pas dépasser 3.5 mètres puisque le forage n'intersecte pas les lithologies de façon perpendiculaire (annexe 1, coupe stratigraphique Ia). La figure 6 et le tableau I résument les principales caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques de cette coulée pyroclastique.

La coulée contient une zone massive granoclassée qui passe graduellement mais rapidement à une zone laminée, également granoclassée (figure 6). La zone massive possède un contact basal érosif et une épaisseur inférieure à celle de la zone laminée. La transition entre les deux zones s'accompagne d'une diminution nette de la granulométrie.

La zone massive se compose d'un assemblage mal trié de fragments de verre non vésiculés, de phénocristaux entiers et de cristaux fragmentés de plagioclase et quartz, de fragments volcaniques

TABLEAU I

PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS DANS LA
COULEE PYROCLASTIQUE BA-79-14,48.3-52.3 METRES

1- FRAGMENTS DE VERRE

Les fragments de composition intermédiaire, contiennent très peu de phénocristaux (plagioclase et quartz) et ne sont pas vésiculés. Ces fragments possèdent des formes lenticulaires et leur axe long peut atteindre 3 mm. Le verre est maintenant recristallisé en une fine mosaïque de quartz, chlorite et leucoxène. Les fragments conservent quelques fractures perlitiques. De plus ils contiennent plusieurs inclusions opaques disposées parallèlement à l'allongement des fragments.

2- PHENOCRISTAUX LIBRES

a) PLAGIOCLASE

Les cristaux entiers possèdent des formes euhédrales à subhédrales et mesurent jusqu'à 2 mm. Les cristaux fragmentés, de taille inférieure, possèdent souvent des pointes très acérées. La damouritisation des plagioclases représente la principale altération, et s'accompagne de quantités moindres de chlorite et carbonate.

Des franges de pression, formées d'amas fibreux de chlorite, enveloppent fréquemment les plagioclases. Ces franges de pression prennent la forme de biseaux lenticulaires disposés parallèlement à la schistosité.

b) QUARTZ

Les cristaux de quartz, aux formes très anguleuses, possèdent souvent des bordures résorbées. Certains cristaux ont subi un

léger arrondissement. La taille des cristaux de quartz égale celle des plagioclases.

3- FRAGMENTS ACCESSOIRES ET ACCIDENTELS

a) FRAGMENTS VOLCANIQUES FELSIQUES VESICULES

Ces fragments volcaniques, de composition felsique, contiennent 15%-20% de vésicules sub-arrondies, et sont généralement aphyriques. Un rubannement d'écoulement s'observe dans les fragments, démontré par l'alternance de bandes très vésiculées et peu vésiculées. Les fragments se composent d'une pâte microcristalline riche en quartz.

Ces fragments, allongés et sub-anguleux, mesurent jusqu'à 3 mm.

b) FRAGMENTS VOLCANIQUES FELSIQUES, LEGEREMENT PORPHYRIQUES

Les fragments contiennent environ 3% de phénocristaux de plagioclase, distribués dans une pâte peu cristalline riche en quartz. La taille des phénocristaux ne dépasse pas 0.5 mm. Les fragments possèdent des formes équidimensionnelles et mesurent jusqu'à 2 mm.

c) FRAGMENTS VOLCANIQUES MAFIQUES, MICROLITTIQUES

Les fragments se composent d'amas microlitiques (≤ 0.1 mm) baignant dans une matrice interstitielle riche en chlorite. Les fragments, anguleux à sub-anguleux, mesurent 1 mm au moins.

d) FRAGMENTS SUBVOLCANIQUES

Ces fragments subvolcaniques se composent d'aggrégats de grains xénomorphes de quartz et plagioclase (0.2-0.4 mm), distribués dans une pâte interstitielle de chlorite et calcite. Les fragments sont sub-arrondis et mesurent 3 mm au moins.

e) FRAGMENTS INTRACLASTIQUES

Les intraclastes de silt massif sont constitués d'une pâte fine de quartz et de chlorite, dans laquelle quelques petits plagioclases

xénomorphes sont distribués. Ces intraclastes se distinguent principalement des fragments de verre déformés par l'absence d'inclusion opaque et par leur taille beaucoup plus élevée. Ils peuvent en effet mesurer jusqu'à 30 cm mais ne dépassent généralement pas 6 cm. Certains intraclastes de faible dimension peuvent être confondus avec des fragments de verre recristallisés.

lithiques et d'intraclasses de silt gris massif (tableau I). Ces fragments baignent dans une matrice constituée surtout de cendres fines. La taille des fragments ne dépasse généralement pas 3 millimètres mais certains intraclasses de silt mesurent jusqu'à 30 centimètres. La coulée pyroclastique a subi des déformations tectoniques intenses qui ont causé l'aplatissement des fragments de verre, la recristallisation de celui-ci et le développement de franges de pression en bordure des cristaux de plagioclase. Le verre consiste maintenant en une fine mosaïque de quartz, chlorite et leucoxène. Les fragments de verre sont souvent mal individualisés et leurs contours deviennent flous. Malgré la déformation et la recristallisation, les fragments de verre conservent des textures aussi délicates que des fractures perlitiques. De notre avis ces observations indiquent que les fragments de verre étaient originalement très peu ou non vésiculés car dans le cas contraire les vésicules seraient conservées. La conservation de fins microlites et de vésicules dans certains fragments volcaniques accessoires soutient également cette interprétation.

Nous ne possédons pas d'information pétrographique sur la zone laminée de cette coulée. Nos travaux sur les zones laminées d'autres coulées pyroclastiques démontrent qu'elles se composent surtout de cendres fines et d'éclats de cristaux.

4.2.2 Origine du matériel

Les fragments de verre non vésiculés et les cristaux de plagioclase

et quartz constituent la fraction essentielle de la coulée pyroclastique. Les fragments de verre contiennent très peu de phénocristaux, ceux-ci étant surtout distribués à l'état libre dans la matrice. Pour nous cette séparation cristaux-verre indique que le magma était encore à l'état liquide avant sa fragmentation. La coulée pyroclastique ne résulte donc pas de l'effondrement d'un dôme ni d'une explosion phréatique. Il est également peu probable que la coulée origine d'une explosion magmatique (vésiculation des gaz) puisque les fragments de verre ne contiennent pas de vésicules. Nous pensons plutôt que la coulée pyroclastique s'est développée suite à une explosion de type phréomagmatique. Les explosions phréomagmatiques se produisent lorsqu'une masse d'eau étrangère (eau souterraine ou de surface) s'infiltré dans l'appareil volcanique et vient en contact avec le magma, provoquant l'émission d'une grande quantité de vapeur. La fragmentation du magma résulte principalement du choc thermique causé par l'arrivée soudaine de la masse d'eau (Williams et McBirney, 1979). Ces explosions produisent généralement des petits blocs vitreux peu vésiculés (Heiken, 1972). En raison des déformations qu'ont subies les fragments de verre dans la coulée pyroclastique à l'étude, leur morphologie actuelle ne permet pas de confirmer leur origine à partir d'une explosion phréomagmatique.

Une fraction accessoire et accidentelle vient s'ajouter à la fraction essentielle de la coulée pyroclastique à l'étude. Les fragments arrachés aux parois de la cheminée volcanique lors de

l'explosion constituent la fraction accessoire. La majorité des fragments volcaniques présents dans la coulée appartiennent à cette fraction. Les fragments accidentels proviennent de l'extérieur de l'appareil volcanique et sont incorporés dans la coulée par érosion lors de la mise en place. Les intraclastes de silt et possiblement quelques fragments volcaniques composent la fraction accidentelle de la coulée pyroclastique.

4.3 Coulées pyroclastiques commune aux forages

BA-79-07 et BA-79-06.

4.3.1 Description de la coulée

La fin du forage BA-79-07 et le début du forage BA-79-06 intersectent les mêmes unités lithologiques (annexe 1, coupe stratigraphique Ia). Cette zone de recoupement contient une coulée pyroclastique qui possède une épaisseur de 3 mètres dans le forage BA-79-07 (167.7-170.7 mètres ou 550.3-560 pieds) et de 3.7 mètres dans le forage BA-79-06 (29.7-33.4 mètres ou 97.5-119.5 pieds). Le forage BA-79-07 intersecte les lithologies beaucoup plus perpendiculairement que le forage BA-79-06, ce qui explique en partie les différences d'épaisseur observées pour la coulée pyroclastique. Nous estimons que cette coulée pyroclastique possède une épaisseur réelle de près de 3 mètres dans le forage BA-79-07. L'épaisseur réelle de la coulée dans le forage BA-79-06 semble légèrement plus élevée.

La coulée se compose d'une zone inférieure, massive et granoclassée, qui est surmontée par une zone laminée également granoclassée

(figure 7). La zone inférieure possède un contact basal érosif tandis qu'elle passe très graduellement à la zone laminée. Cette zone inférieure mesure près de 0.9 mètre dans le forage BA-79-07 et le double (1.8 mètre) dans le forage BA-79-06. Elle se compose de ponces, de cristaux de plagioclase et quartz, de fragments de verre peu vésiculés et de fragments volcaniques divers (figure 7, tableau II, planches IA, IB, IIA). Cet assemblage de fragments mal triés repose dans une matrice de cendres fines. Le granoclassement de la zone inférieure est démontré surtout par les cristaux libres et par les fragments lithiques, dont la taille passe de 3 millimètres, à la base de la zone, à moins de un millimètre, au sommet de cette même zone. Les ponces et les fragments de verre peu vésiculés sont beaucoup moins bien granoclassés puisque leur taille moyenne (2-6 millimètres) ne diminue que légèrement de la base au sommet de la zone inférieure. De plus cette zone contient ici et là des ponces et des fragments de verre peu vésiculés d'une taille supérieure à un centimètre. La zone inférieure ne possède pas une distribution homogène de ses constituants essentiels (ponces et cristaux). Des niveaux riches en plagioclase (40-45%) alternent ainsi avec des niveaux plus pauvres en plagioclase (25-30%) à l'intérieur de cette zone. Ces niveaux prennent souvent la forme d'horizons concordants millimétriques à centimétriques démontrant entre eux des contacts graduels mais rapides. Il n'y a donc pas de discontinuité nette entre ces niveaux. La distribution des ponces est inversement reliée à celle des cristaux de plagioclase. Les ponces se concentrent plus dans les niveaux pauvres en plagioclase et abondent

TABLEAU II

PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS DANS LA COULEE
 PYROCLASTIQUE BA-79-07, 167.7-170.7 METRES:
 BA-79-06, 29.7-33.4 METRES

1- FRAGMENTS DE VERRE

a) PONCES

Les ponces présentent souvent des formes étirées et des contours déchiquetés. Leur degré de vésicularité varie de 45% à 65% et elles contiennent très peu de phénocristaux. Les vésicules possèdent souvent des formes elliptiques ou allongées mais peuvent aussi être sub-arrondies. Les ponces ont subi une forte oxydation et le verre prend une teinte brun-rouge à brun sombre en lumière naturelle (la couleur mégascopique des ponces est gris pâle). Les ponces possèdent une taille moyenne de 5 mm mais certaines peuvent atteindre plus de 4 cm. Certaines ponces se moulent sur des fragments plus denses.

b) FRAGMENTS DE VERRE PEU VESICULES

Ces fragments, d'une couleur mégascopique gris sombre, possèdent généralement une forme lenticulaire. Leur axe long atteint généralement 2 cm ou plus. Les fragments contiennent très peu de vésicules et sont peu oxydés. Ils contiennent à l'occasion quelques phénocristaux de plagioclase.

2- PHENOCRISTAUX LIBRES

a) PLAGIOCLASE

Les cristaux entiers possèdent des formes euhédrales et anguleuses, et leur taille varie de 1 à 2 mm. Les cristaux fragmentés sont communs et possèdent des pointes acérées. Ils deviennent très abondants dans la zone laminée.

La couleur mégascopique vert pomme des cristaux indique qu'ils ont subi une forte séricitisation. Des franges de pression enveloppent

les cristaux de plagioclase. Ces franges forment des petits biseaux, de 0.1 à 0.5 mm, composés de chlorite et quartz, et alignés selon la direction de la schistosité.

b) QUARTZ

Les cristaux de quartz présentent plutôt des formes fragmentées et anguleuses. Certaines bordures de cristaux sont résorbées. La taille des cristaux n'atteint pas plus de 1 mm.

3- FRAGMENTS LITHIQUES

a) FRAGMENTS VOLCANIQUES MAFIQUES

Ces fragments contiennent de nombreux microlites de plagioclase, enchevêtrés dans une pâte interstitielle riche en chlorite et leucoxène. De taille variable (0.5-1.5 mm), ces fragments possèdent des formes équidimensionnelles et sub-anguleuses.

b) FRAGMENTS VOLCANIQUES FELSQUES

Ces fragments se composent d'une pâte microcristalline de quartz et feldspath dans laquelle reposent quelques phénocristaux de plagioclase. Ces fragments sub-anguleux mesurent entre 0.5 et 2 mm.

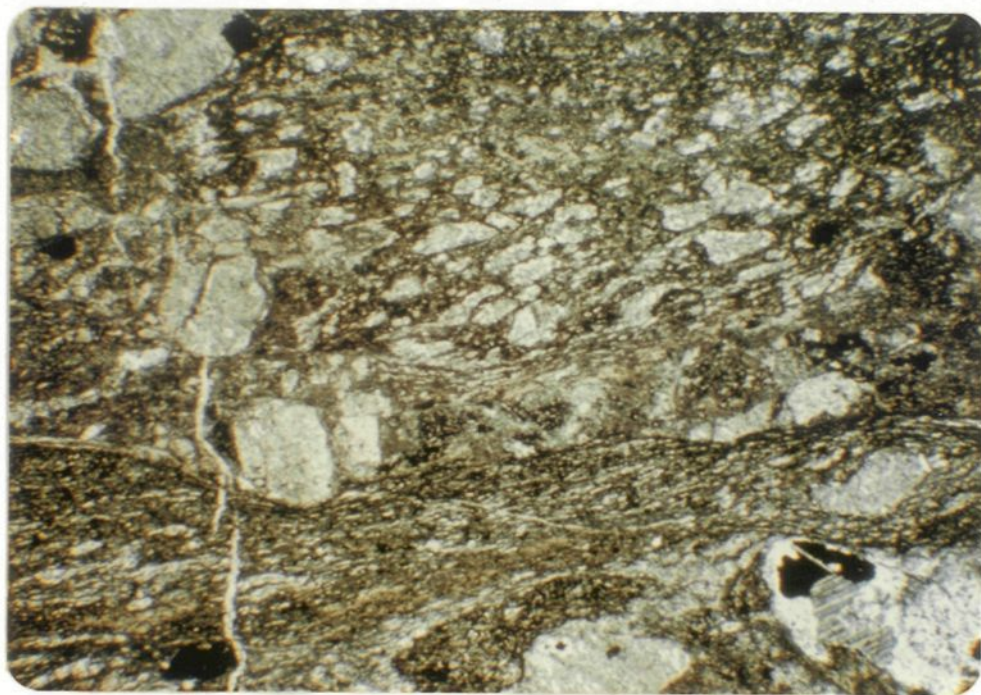
PLANCHE I-A: ZONE INFÉRIEURE DE LA COULÉE PYROCLASTIQUE
BA-79-07, 167.7- 170.7 METRES.

La zone inférieure de la coulée se compose essentiellement de ponces et de cristaux libres. Les ponces forment ici des masses brunâtres très allongées et contiennent des vésicules sub-elliptiques remplies de quartz et de feldspath. Les cristaux libres sont principalement des plagioclases et possèdent des formes euhédrales ou subhédrales. (L.N.)

PLANCHE I-B: VUE DÉTAILLÉE DE LA ZONE INFÉRIEURE
(COULÉE BA-79-07, 167.7-170.7 METRES).

Une ponce (au centre) possédant des vésicules très étirées est coincée entre des fragments volcaniques plus denses. Ceux-ci sont plus ou moins fortement chloritisés. (L.N.)

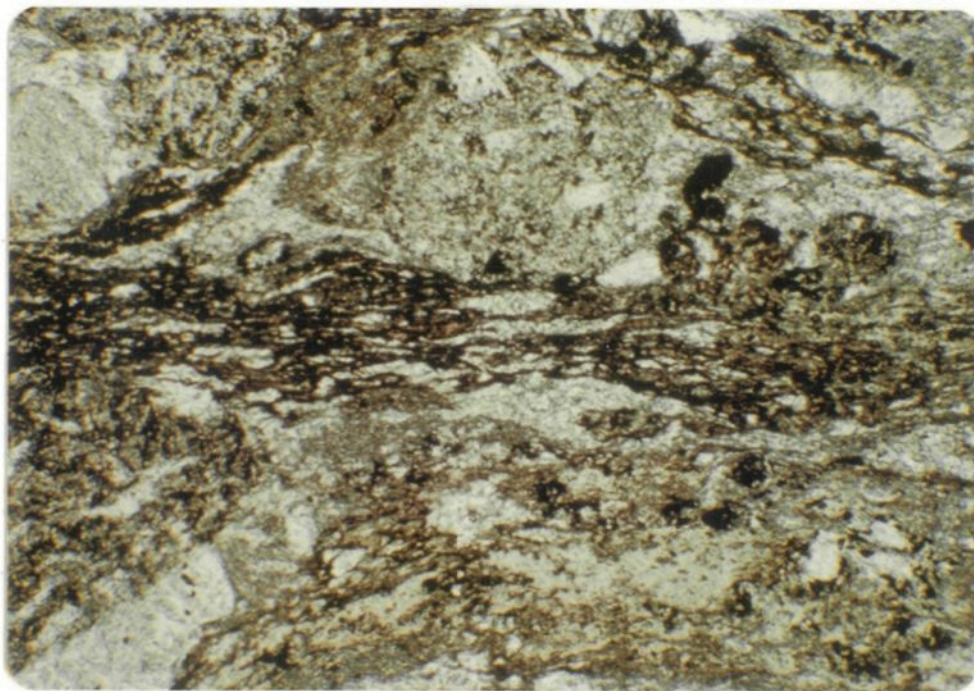
PLANCHE I



(A)



0.5 mm



(B)



0.25 mm

PLANCHE II-A: ZONE INFÉRIEURE DE LA COULÉE PYROCLASTIQUE

BA-79-06, 29.7-33.4 METRES.

La zone inférieure contient principalement des ponce (noir) et des cristaux libres (gris blanc) distribués dans une fine matrice riche en chlorite. Notez l'allongement des ponce et leurs contours déchiquetés. (L.N.)

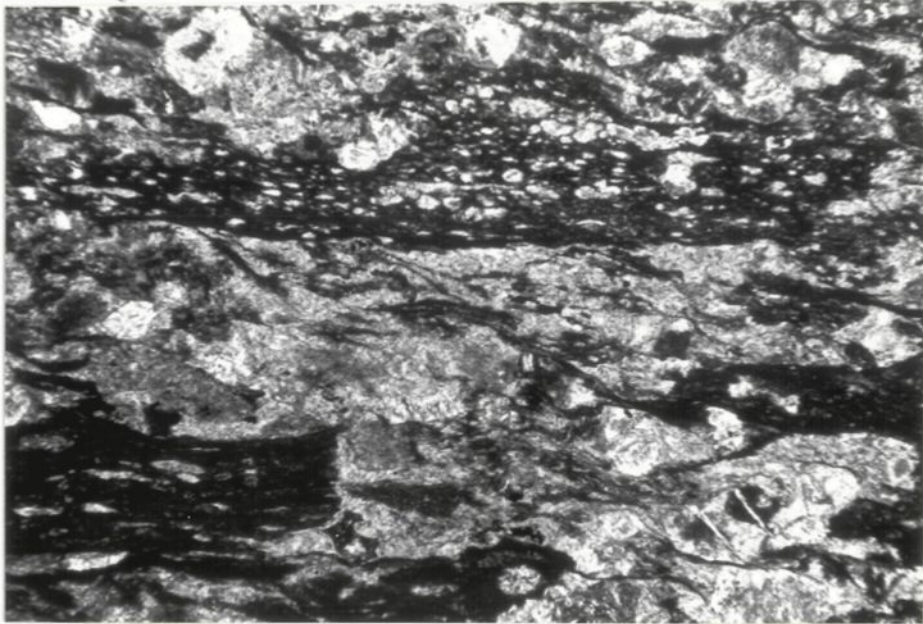
PLANCHE II-B: VUE DÉTAILLÉE DE LA ZONE LAMINÉE

(COULÉE BA-79-06, 29.7-33.4 METRES).

La zone laminée se compose de cristaux libres de plagioclase (blanc) et de quelques fragments ponceux (noir) qui sont distribués dans une abondante matrice de cendres fines (gris). Notez les formes euhédrales des cristaux de plagioclase. (L.N.)

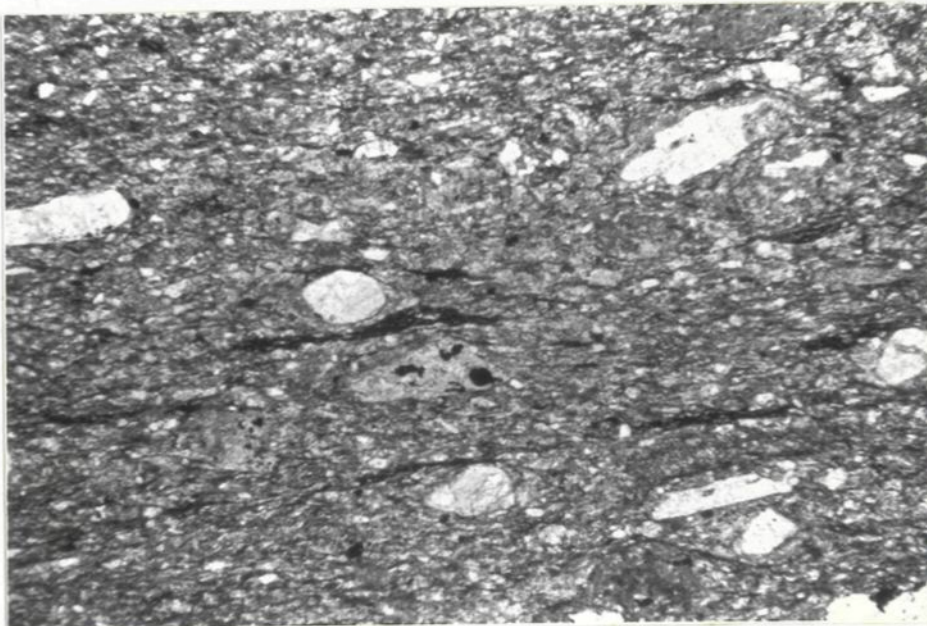
PLANCHE II

(A)



0.5 mm

(B)



0.5 mm

moins dans les niveaux riches en plagioclase. Ces variations de composition (rapport ponces/cristaux variable) s'accompagnent parfois de variations granulométriques des cristaux.

Les hétérogénéités compositionnelles et granulométriques deviennent de mieux en mieux définies de la base vers le sommet de la zone inférieure. L'épaisseur des niveaux de composition différente diminue et les contacts entre les différents niveaux deviennent plus nets de sorte que vers le sommet de la zone inférieure, les niveaux hétérogènes deviennent similaires à des laminations parallèles. Le passage de la zone inférieure à la zone laminée s'effectue donc d'une façon très graduelle. Cette transition de la zone inférieure à la zone laminée s'accompagne toutefois d'une décroissance rapide de la granulométrie, d'une forte diminution de la quantité de ponces et d'une meilleure définition des laminations parallèles. Dans la zone laminée, la quantité de cendres fines augmente rapidement et devient supérieure à 50% (figure 7). Le matériel grossier (0.1-2mm) se compose surtout d'éclats de cristaux de plagioclase (planche II-B). Les laminations parallèles mesurent quelques millimètres d'épaisseur et se composent de quantités variables de matériel grossier distribué dans une matrice de cendres fines. Bien que les laminations individuelles ne soient pas granoclassées, une décroissance graduelle de la granulométrie du matériel grossier s'observe de la base au sommet de la zone laminée. La zone laminée possède une épaisseur de 2.1 mètres dans le forage BA-79-07 et de 1.9 mètre dans le forage BA-79-06 (figure 7).

La coulée pyroclastique démontre des variations latérales lorsqu'on la compare dans les deux forages. Ainsi la coulée pyroclastique possède, dans le forage BA-79-07, une zone laminée environ deux fois plus épaisse que la zone massive (2.1 mètres et 0.9 mètre respectivement) tandis que les deux zones ont à peu près la même épaisseur (1.9 mètre et 1.8 mètre) dans le forage BA-79-06. Ces variations ne peuvent pas s'expliquer par la géométrie des forages et représentent plutôt un effet sédimentologique. De plus l'abondance de cristaux de plagioclase varie également latéralement puisque la coulée pyroclastique contient en moyenne plus de cristaux dans le forage BA-79-07 (25% - 45%) que dans le forage BA-79-06 (10% - 30%). Ces variations latérales sont discutées plus en détail dans la section 4.8 traitant de la mise en place des coulées pyroclastiques.

Dans la zone inférieure de la coulée, le matériel démontre clairement qu'il a subi des déformations. Plusieurs ponce possèdent des formes étirées et des vésicules elliptiques ou tubulaires. Dans certains cas où la ponce est bien individualisée, il apparaît que ces formes peuvent être primaires (ponces à vésicules tubulaires). Par contre dans d'autres cas ces formes sont nettement causées par des déformations produites après la mise en place de la coulée. Il faut alors distinguer les effets d'une compaction primaire et ceux d'une déformation tectonique plus tardive. Nous avons observé des ponce qui se moulaient en partie sur un ou des fragments plus denses. Dans la partie non déformée de ces ponce, les vésicules conservent leurs formes sub-arrondies ou elliptiques tandis qu'elles deviennent très étirées

ou tubulaires dans la zone déformée. A notre avis, cela indique une déformation des ponces à l'état plastique. Une telle déformation ne se produit que dans un intervalle de temps relativement court après la déposition de la coulée. Elle résulte de la compaction des ponces sous le poids du matériel sus-jacent. La faible épaisseur de la coulée (environ 3 mètres) explique la faible intensité de la compaction primaire car celle-ci est confinée surtout à la partie basale de la zone inférieure. Dans toute la zone inférieure, les ponces présentent un bon alignement préférentiel. L'allongement des ponces coïncide bien avec la direction des franges de pression développées autour des cristaux de plagioclase (tableau II). Cela démontre que la déformation des ponces est en partie d'ordre tectonique.

4.3.2 Origine du matériel

La coulée pyroclastique se compose principalement de fragments ponceux et de cristaux entiers ou fragmentés de plagioclase, représentant la fraction essentielle de la coulée. Les explosions magmatiques, produites par la vésiculation explosive des gaz dans le magma, forment des dépôts qui se composent essentiellement de matériel ponceux et de cristaux (Heiken, 1972; Dimroth et Rocheleau, 1979). Nous pensons donc que la coulée pyroclastique commune aux forages BA-79-06 et BA-79-07 origine d'une explosion de ce genre. La morphologie des ponces dans la coulée indique qu'elle dérive d'une explosion magmatique plinienne plutôt que hawaiienne ou strombolienne (Macdonald, 1972; Williams et McBirney, 1979; Wright et al., 1980). Les explosions pliniennes sont des explosions magmatiques violentes qui produisent des dépôts de grand volume.

Or la coulée pyroclastique ne possède probablement pas un volume très grand puisque son épaisseur réelle atteint environ 3 mètres. D'après la classification établie par Wright et al. (1980), cette coulée s'apparente donc aux petits dépôts pyroclastiques du type "Komagatake" plutôt qu'aux dépôts volumineux du type "Krakatoa".

4.4 Coulées pyroclastiques BA-79-05, 160.7-162.7 mètres;
162.7-175 mètres; 175 - 176.3 mètres.

4.4.1 Description de la coulée BA-79-05, 160.7-162.7 mètres.

Nous avons observé trois coulées pyroclastiques formant une séquence continue de 15.6 mètres dans le forage BA-79-05. La coulée BA-79-05, 160.7-162.7 mètres (527.2-533.8 pieds), située à la base de cette séquence, se compose uniquement d'une zone massive et granoclassée possédant une épaisseur de 2 mètres. Cette coulée a été partiellement érodée par la coulée qui la recouvre de sorte que son épaisseur originale demeure inconnue. La coulée pyroclastique contient principalement des cristaux de plagioclase, des fragments volcaniques felsiques plus ou moins cristallins et des fragments de verre de composition intermédiaire à felsique (figure 8, tableau III). Quelques ponces et fragments volcaniques se distribuent ici et là dans la coulée. La coulée possède un tri médiocre et la taille des fragments varie de 0.3 à 2.1 millimètres, avec une moyenne près de un millimètre. La taille des fragments diminue très peu de la base au sommet actuel de la coulée.

4.4.2 Description de la coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres.

La coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres (533.8-544 pieds) atteint une épaisseur de 12.3 mètres dans la séquence de trois coulées mais nous estimons son épaisseur réelle à environ 10 mètres. La coulée est constituée d'une zone massive, granoclassée et mal triée, et d'une zone laminée, également granoclassée (figure 8). La zone massive se compose de ponces, de cristaux de plagioclase et d'une quantité

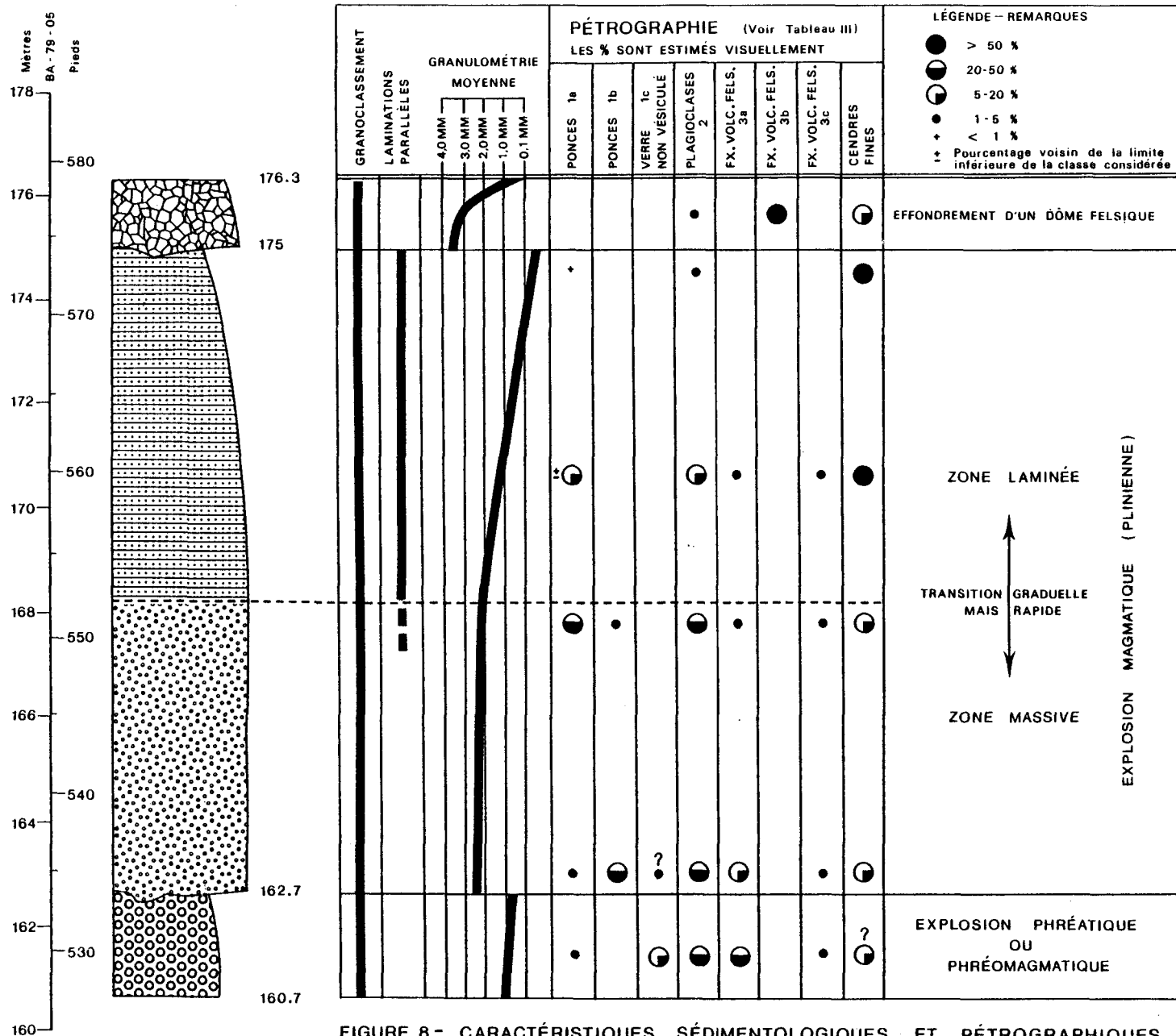


FIGURE 8- CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DES COULÉES PYROCLASTIQUES BA-79-05, 160.7 - 162.7; 162.7-175; 175-176.3 MÈTRES

TABLEAU III

PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS DANS LES COULEES
 PYROCLASTIQUES BA-79-05, 160.7-162.7 METRES
 162.7-175 METRES; 175-176.3 METRES

1- FRAGMENTS DE VERRE

a) PONCES A VESICULES SUB-ARRONDIES

Les ponces contiennent 50%-70% de vésicules sub-arrondies (≤ 0.1 mm) maintenant remplies de quartz ou de chlorite. Les ponces ne contiennent que très peu de phénocristaux de plagioclase. Elles possèdent des formes équidimensionnelles sub-arrondies ou légèrement aplaties et leur taille varie de 1 à 4 mm. Les ponces sont faiblement à moyennement chloritisées et peuvent constituer la matrice pour les fragments plus denses.

b) PONCES A VESICULES TUBULAIRES

Les ponces possèdent un degré de vésicularité élevé ($>65\%$), les vésicules étant tubulaires ou interconnectées. Les ponces contiennent très peu de phénocristaux. Une altération chloritique peut masquer les textures originales des ponces. Elles possèdent des formes très allongées et des contours déchiquetés. Leur taille varie de 2 à 4 mm.

c) FRAGMENTS DE VERRE PEU VESICULES

Ces fragments aphyriques contiennent très peu de vésicules. Ils possèdent généralement des formes aplaties et leur taille se situe entre 0,5 et 1 mm. Les fragments sont fréquemment chloritisés et peuvent être confondus avec la matrice.

2- PHENOCRISTAUX LIBRES DE PLAGIOCLASE

Les cristaux, d'une taille variant entre 0,5 et 3 mm, possèdent souvent des formes euhédrales à subhédrales. Les éclats de phénocristaux possédant des pointes acérées sont également communs, surtout dans la zone laminée de la coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres. Les plagioclases ont subi peu d'altération.

3- FRAGMENTS VOLCANIQUES "LITHIQUES"

a) FRAGMENTS INTERMEDIAIRES A FELSIQUES, CRISTALLINS

Ces fragments volcaniques, de composition intermédiaire à felsique, se composent d'une pâte souvent fibreuse de quartz, feldspath et chlorite. Ils contiennent aussi entre 2% et 5% de phénocristaux de plagioclase d'une taille égale ou inférieure à 1 mm. Les fragments, sub-anguleux, peuvent être très dégradés. Leur taille moyenne varie de 0.5 à 1.5 mm. Les plus petits fragments contiennent peu de phénocristaux.

b) FRAGMENTS FELSIQUES DE CRISTALLINITE VARIABLE

Ces fragments volcaniques felsiques contiennent entre 5% et 15% de phénocristaux de plagioclase (euhédraux, 2 mm ou moins), et quelques rares cristaux résorbés de quartz de taille inférieure (≤ 1 mm).

La cristallinité des fragments est variable et il y a une gradation complète entre fragments très peu cristallins et fragments cristallins. Les fragments peu cristallins se composent d'une matrice de verre peu altérée dans laquelle se distribuent les phénocristaux ainsi que d'abondants petits microlites de plagioclase orientés préférentiellement. Ces fragments possèdent souvent des formes aplaties. Les fragments plus cristallins se constituent d'une pâte microgrenue de quartz et feldspath contenant quelques microlites ainsi que les phénocristaux de plagioclase. Ces fragments ont des formes anguleuses à sub-anguleuses.

La taille moyenne des fragments varie de 1 mm à 5 mm en général. Les fragments sont souvent fracturés et ils sont mal individualisés.

c) FRAGMENTS MAFIQUES, MICROPORPHYRIQUES

Ces fragments volcaniques contiennent des quantités variables de microphénocristaux de plagioclase (≤ 0.5 mm) enchevêtrés dans une pâte vitreuse riche en chlorite et leucoxène. Les fragments, de formes équidimensionnelles, sub-anguleuses, mesurent généralement 1 à 2 mm.

moindre de fragments volcaniques lithiques, distribués dans une matrice de cendres fines (figure 8, tableau III, planches III-A, III-B). En plus de son granoclassement granulométrique, la zone massive possède un granoclassement de densité. Ainsi les ponces à vésicules tubulaires (planches IV-A, IV-B) s'accumulent surtout à la base de la zone massive tandis que les ponces à vésicules sub-arrondies abondent au milieu et au sommet de cette zone (figure 8). Les ponces à vésicules tubulaires ont une densité plus grande parce que l'eau peut pénétrer plus facilement dans les vésicules pour alourdir les ponces. Pour cela, il faut bien entendu que la coulée pyroclastique se mette en place en milieu sub-aqueux. Les structures sédimentaires démontrées par la coulée indiquent une mise en place en milieu sub-aqueux (voir section 4.8). Les ponces à vésicules tubulaires tendent à s'accumuler avec les fragments lithiques à la base de la zone inférieure.

La transition entre la zone massive et la zone laminée s'effectue graduellement mais rapidement et s'accompagne d'une diminution marquée de la granulométrie moyenne (figure 8). La zone laminée se compose d'une fraction granulométrique grossière (cristaux entiers ou fragmentés, ponces, fragments lithiques) distribuée dans une matrice de cendres fines. La quantité de matériel grossier diminue très rapidement dans la zone laminée. Les laminations sont parallèles et ont des épaisseurs millimétriques à centimétriques. Les laminations individuelles ne sont pas granoclassées mais la zone laminée démontre un granoclassement net. La coulée pyroclastique

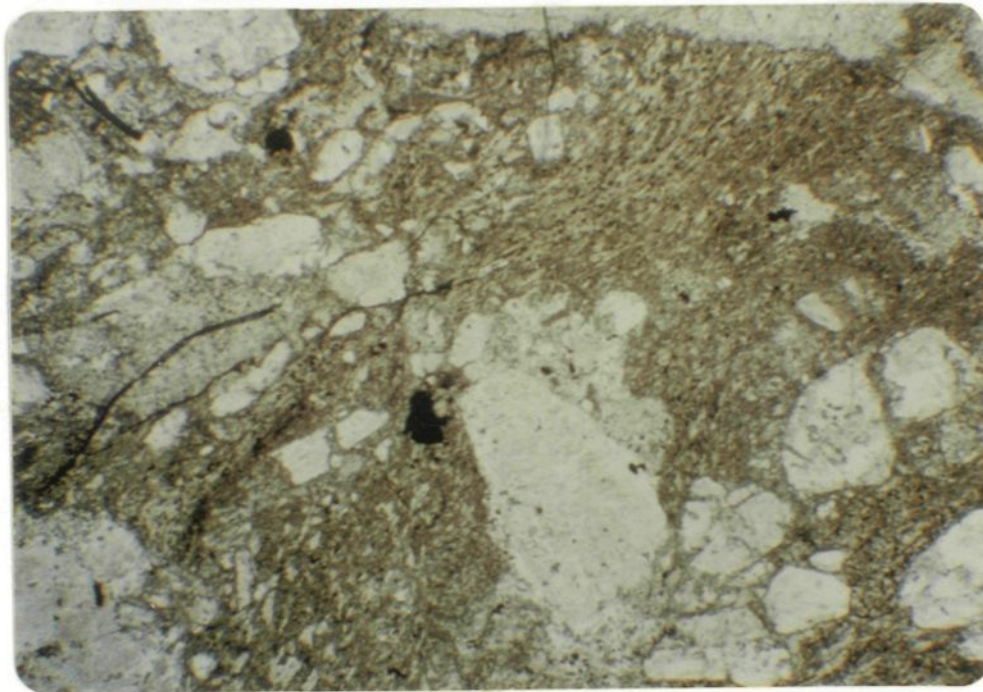
PLANCHE III-A: BASE DE LA ZONE INFÉRIEURE DE LA COULÉE
PYROCLASTIQUE BA-79-05, 162.7-175 METRES.

La base de cette coulée se compose essentiellement de ponce aux vésicules tubulaires ou très étirées (vert) et de cristaux libres de plagioclase (blanc). Notez la forte chloritisation des ponce. (L.N.)

PLANCHE III-B: SOMMET DE LA ZONE INFÉRIEURE DE LA COULÉE
PYROCLASTIQUE BA-79-05, 162.7-175 METRES.

Le sommet de la zone inférieure contient également des ponce (vert) et des cristaux de plagioclase (blanc) mais notez les formes sub-arrondies des vésicules dans la ponce au centre. Cette ponce est beaucoup moins étirée que celles présentes à la base de la zone inférieure. (L.N.)

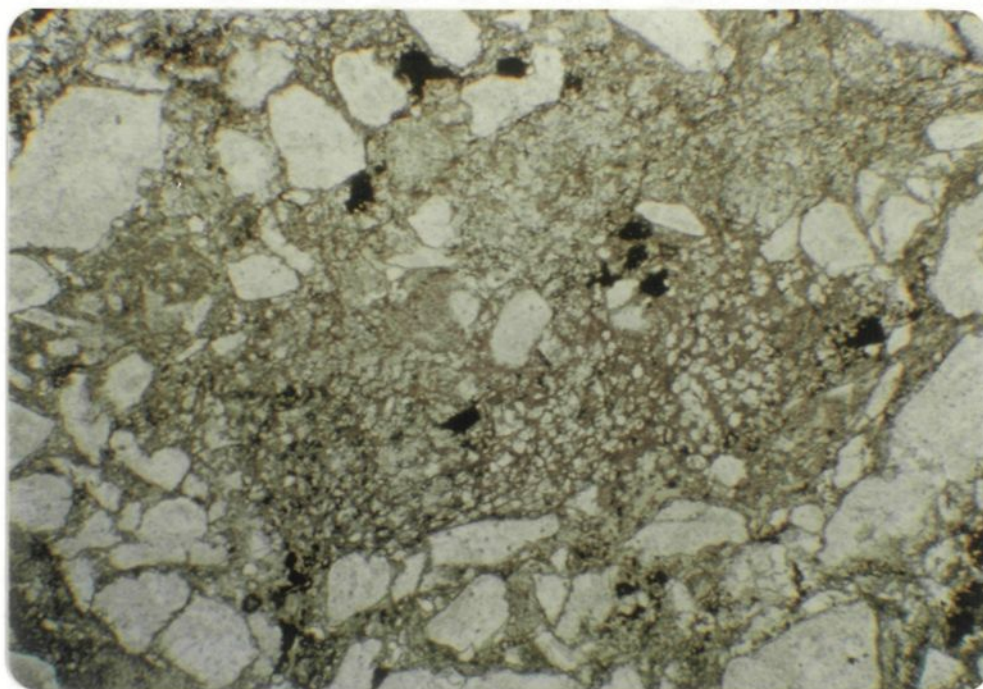
PLANCHE III



(A)



0.5 mm



(B)



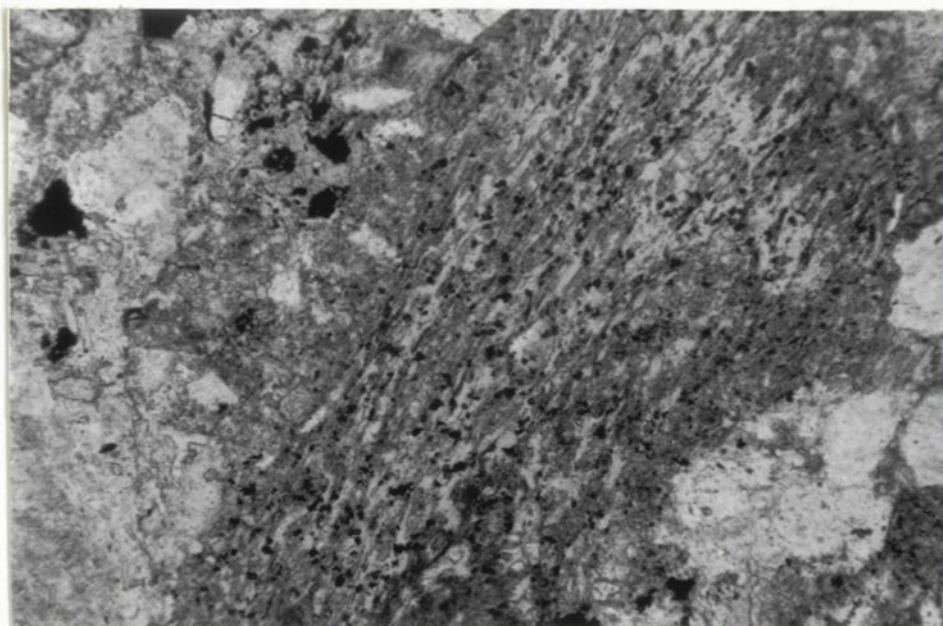
0.5 mm

PLANCHE IV-A: VUE DETAILLEE D'UNE PONCE (BASE DE LA ZONE
INFERIEURE DE LA COULEE BA-79-05, 162.7-175 METRES).
Malgré la forte chloritisation qui affecte la
ponce (au centre), il est possible d'observer
les formes tubulaires ou très étirées des vésicules. (L.N.)

PLANCHE IV-B: AUTRE VUE DETAILLEE D'UNE PONCE (BASE DE LA
MEME COULEE).
La ponce (au centre) contient un gros cristal de
plagioclase. Notez l'étirement des vésicules,
partiellement masqué par la chloritisation. (L.N.)

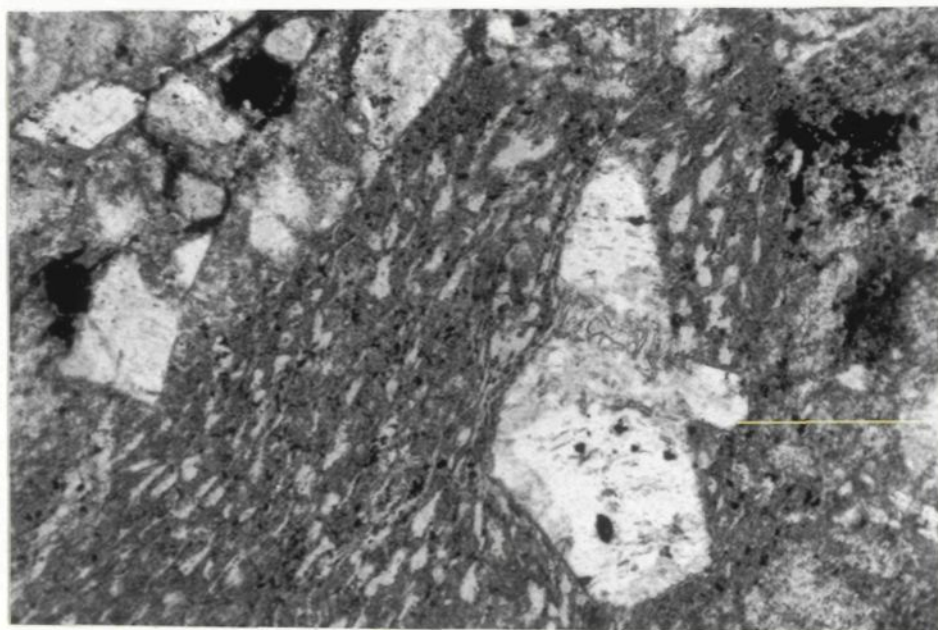
PLANCHE IV

(A)



0.25 mm

(B)



0.25 mm

qui recouvre la zone laminée a érodé partiellement cette dernière.

4.4.3 Description de la coulée BA-79-05, 175-176.3 mètres (574-578.5 pieds.)

Cette coulée se compose presque entièrement de fragments volcaniques felsiques porphyriques et de cristaux libres de plagioclase (figure 8, tableau III, planches V-A, V-B). Les fragments volcaniques ne possèdent généralement pas une cristallinité élevée. Ils contiennent cependant plusieurs phénocristaux de plagioclase. La coulée est constituée uniquement d'une zone massive très bien granoclassée.

4.4.4 Interprétation de la séquence BA-79-05, 160.7-176.3 mètres.

Selon notre interprétation, cette séquence de coulées pyroclastiques résulte de trois événements volcaniques successifs:

- 1) réouverture d'un conduit volcanique obstrué, par une explosion phréatique ou phréomagmatique.
- 2) explosion magmatique violente (plinienne) qui produit une quantité importante de matériel juvénile.
- 3) croissance d'un dôme de composition felsique, suivie de son effondrement.

La réouverture d'un conduit volcanique libère généralement beaucoup de matériel lithique (Williams et McBirney, 1979). Une quantité variable de matériel juvénile (verre, cristaux) peut s'ajouter à cette fraction lithique. D'après nous, la coulée BA-79-05, 160.7-162.7 mètres peut résulter d'un tel phénomène. Cette coulée contient une

PLANCHE V-A: COULEE PYROCLASTIQUE MONOLITHOLOGIQUE

BA-79-05, 175-176.3 METRES (L.N.)

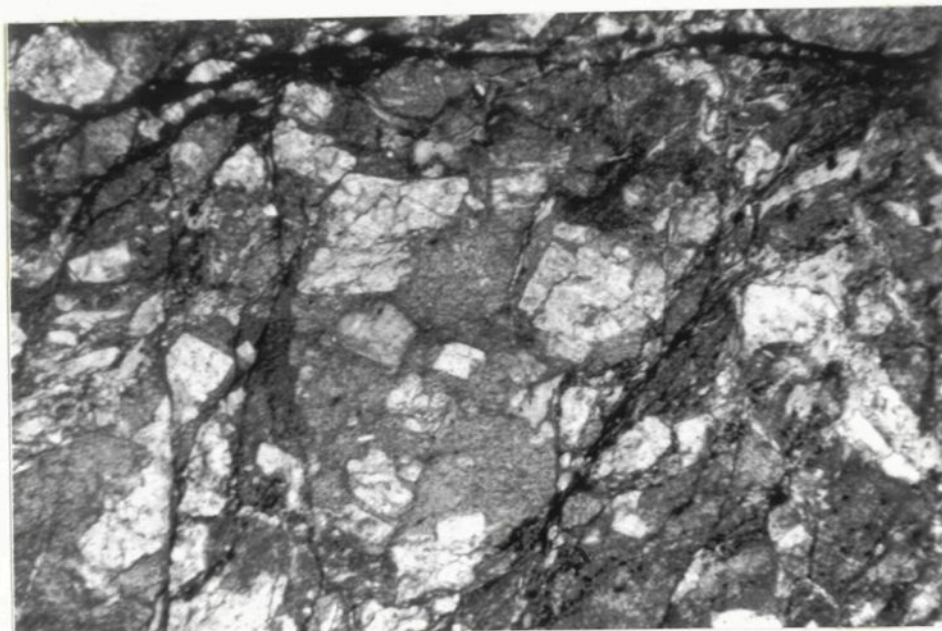
La coulée se compose principalement de fragments volcaniques felsiques à phénocristaux de plagioclase. Ces fragments sont souvent mal individualisés mais il est possible de reconnaître les contours de l'un d'entre eux (au centre).

PLANCHE V-B: COULEE PYROCLASTIQUE MONOLITHOLOGIQUE

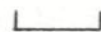
BA-79-05, 175-176.3 METRES (L.P.)

Les fragments volcaniques sont peu cristallins et deviennent sombres en lumière polarisée.

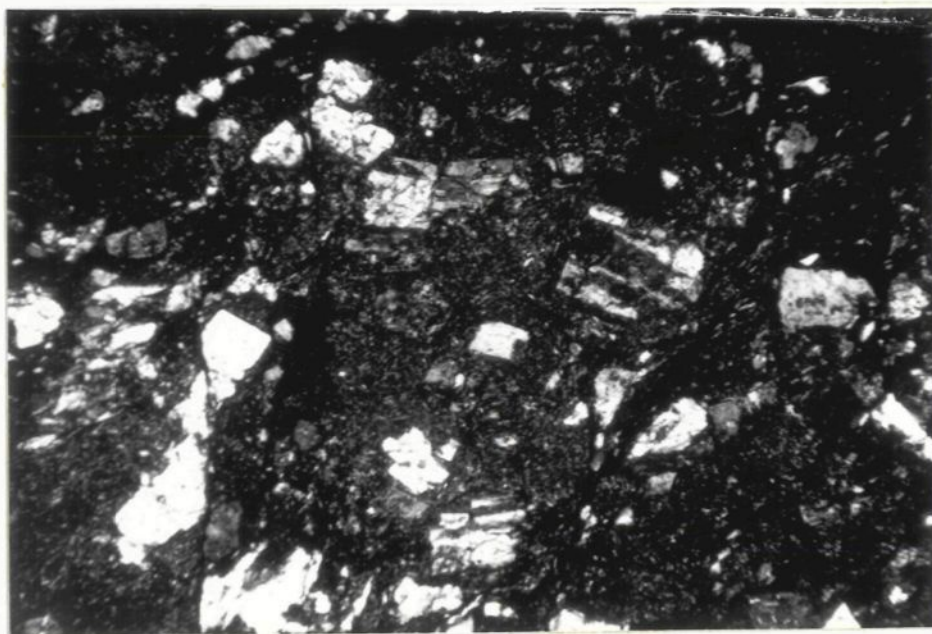
PLANCHE V



(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

fraction lithique abondante, représentant près de la moitié du matériel grossier (figure 8). La fraction juvénile, également abondante, se compose principalement de cristaux de plagioclase. Les fragments de verre sont peu abondants et peu ou pas vésiculés, suggérant une explosion phréatique ou phréomagmatique comme cause de la réouverture du conduit volcanique.

La coulée BA-79-05, 162.7-175 mètres se compose presque entièrement de matériel juvénile. L'abondance des ponces et leur degré élevé de vésicularité indiquent fortement que la coulée doit son origine à une explosion magmatique, par vésiculation explosive des gaz dans le magma (Heiken, 1972; Dimroth et Rocheleau, 1979; Williams et McBirney, 1979). La morphologie des ponces et le volume de matériel émis (l'épaisseur réelle de la coulée atteint presque 10 mètres) soutiennent l'hypothèse d'une explosion magmatique violente, de type plinienne (Wright et al., 1980).

La coulée BA-79-05, 175-176.3 mètres représente le dernier événement dans la séquence. Cette coulée monolithologique se compose principalement de fragments volcaniques felsiques porphyriques et de quelques cristaux libres de plagioclase (figure 8). De notre avis cette coulée peut résulter de l'effondrement d'un dôme felsique. Les effondrements de dôme produisent de tels dépôts monolithologiques, composés de fragments plus ou moins cristallins et plus ou moins vésiculés (Dimroth et Rocheleau, 1979). La cristallinité variable des fragments dans la coulée reflète probablement l'état partiellement

cristallin du dôme au moment de son effondrement. Le mécanisme responsable de l'effondrement du dôme (par gravité ou par explosion interne) demeure inconnu pour nous.

4.5 Coulée pyroclastique BA-79-02, 16.4-22 mètres.

4.5.1 Description de la coulée

Le forage BA-79-02 contient une séquence s'étendant de 16.4 à 42.7 mètres (53.8-140 pieds) et dans laquelle une coulée pyroclastique passe graduellement à des sédiments fins (silt et shale). La base de cette séquence s'observe également dans les derniers mètres du forage BA-79-03, qui précède le forage BA-79-02 (annexe 1, coupe stratigraphique Ib et colonne stratigraphique Ib). Nous avons principalement étudié la séquence dans le forage BA-79-02 parce qu'elle est complète à cet endroit.

La coulée pyroclastique à la base de la séquence s'étend, dans le forage BA-79-02, de 16.4 à environ 22 mètres (53.8-75 pieds). Bien qu'elle soit passablement altérée, la coulée semble se composer principalement de fragments dacitiques vitreux et de cristaux de plagioclase (figure 9, tableau VI-A, VI-B). Elle contient aussi d'autres types de fragments volcaniques ainsi que des intraclastes de shale et silt. Cette coulée, constituée d'une zone massive granoclassée et mal triée, ne se termine pas de façon brusque mais démontre plutôt une transition graduelle avec les sédiments fins qui la recouvrent (figure 9). La quantité de matériel volcanique décroît rapidement dans la zone de transition. Les sédiments silteux, au-dessus de la coulée, deviennent plus fins et plus argileux vers le sommet de la séquence (figure 9). La séquence se termine par l'apparition graduelle de shales noirs.

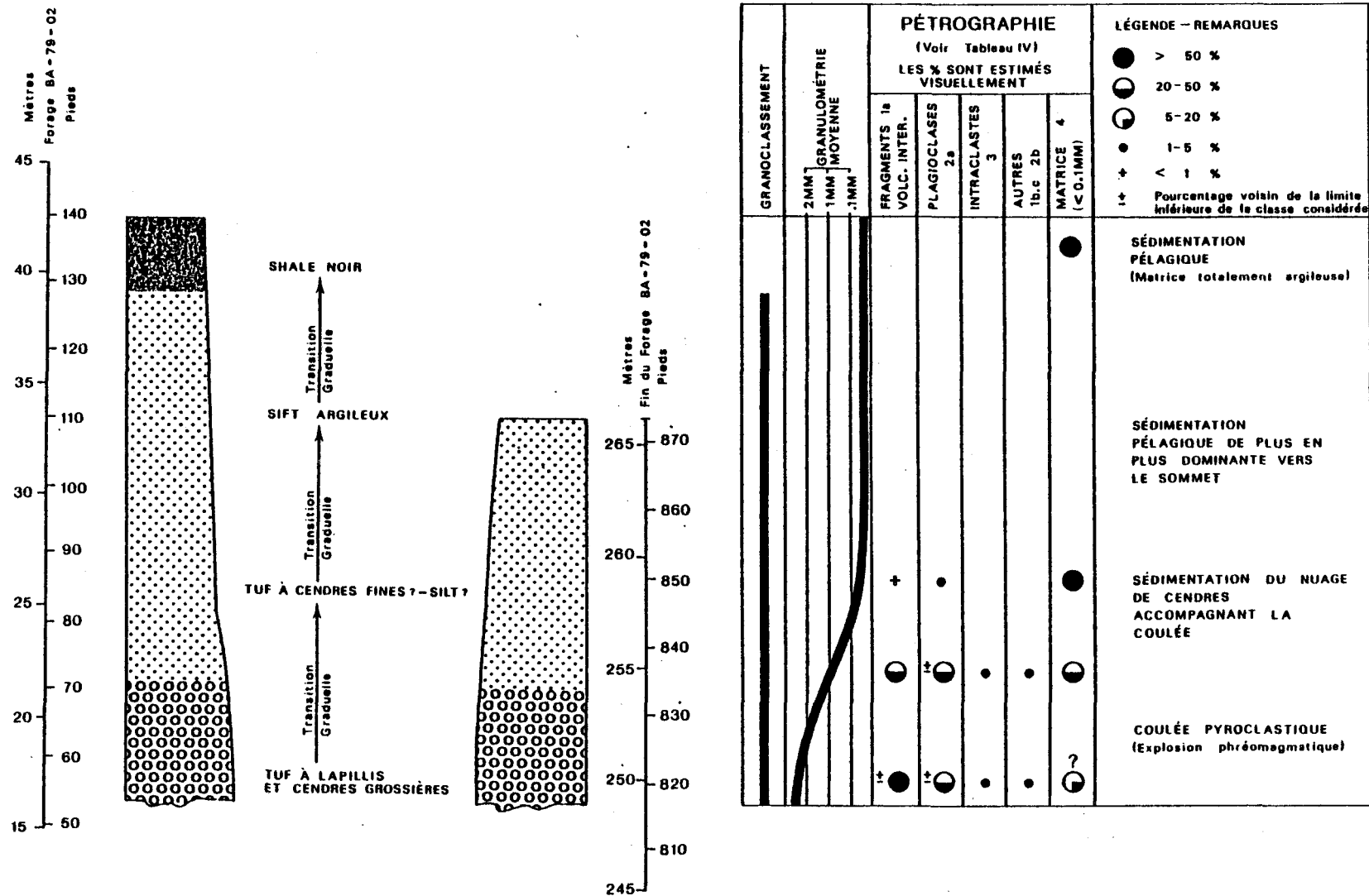


FIGURE 9- CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DES COULÉES PYROCLASTIQUES PRÉSENTES DANS LES SÉQUENCES BA-79-02; 16.4 À 42.7 MÈTRES ET 249 À 266 MÈTRES

TABLEAU IV

PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS DANS LES COULEES
PYROCLASTIQUES BA-79-02, 16.4-22 METRES
ET 249-255 METRES.

1- FRAGMENTS VOLCANIQUES

a) FRAGMENTS DACITIQUES PEU CRISTALLINS

Ces fragments se composent d'une mosaïque très fine de quartz et chlorite (avec des quantités mineures de séricite et leucoxène) demeurant très sombre en lumière polarisée. Cette mosaïque représente probablement un verre légèrement dévitrifié de composition dacitique. Les fragments sont plus ou moins porphyriques (cristaux euhédraux de plagioclase de 1 mm ou moins) et les fragments les plus petits ne contiennent pas de phénocristaux. Les fragments prennent souvent la forme de petits blocs équidimensionnels ou légèrement allongés, aux contours sub-anguleux. Leur taille dépasse rarement 3 mm.

b) FRAGMENTS DACITIQUES PLUS CRISTALLINS

Ces fragments se composent d'une mosaïque microgrenue de quartz, feldspath et chlorite, contenant quelques petits microlites de plagioclase démontrant des surcroissances sphérulitiques. Ces fragments contiennent à l'occasion quelques petits phénocristaux euhédraux de plagioclase (≤ 1 mm). La forme des fragments semble généralement équidimensionnelle et sub-anguleuse. La taille maximale des fragments se situe près de 3 mm.

c) FRAGMENTS TRES ALTERES, DE COMPOSITION INTERMEDIAIRE

Les fragments sont constitués d'une pâte microcristalline entièrement séricitisée, ne contenant pas de phénocristaux. Ils possèdent des formes allongées ou aplaties et des contours courbés. Leur taille varie de 2 à 3 mm. Ces fragments sont possiblement des ponces très altérées.

2- CRISTAUX LIBRES

a) PLAGIOCLASE

Les cristaux, généralement peu altérés, possèdent des formes euhédrales à subhédrales ou des formes plus fragmentées (éclats de cristaux). Quelques plagioclases aux formes sub-arrondies sont également présents. La taille des cristaux dépasse rarement 1 mm.

b) QUARTZ

Les cristaux sont généralement très anguleux et leur taille n'atteint pas plus de 1 mm.

3- INTRACLASTES

Ce sont des fragments de shale ou de silt, souvent finement laminés. Ils possèdent des formes tabulaires ou plus arrondies. Leur taille peut atteindre 2 cm.

4- MATRICE

La matrice se compose de matériel fin, probablement en partie argileux, et maintenant passablement séricitisé. Elle peut être partiellement recristallisée sous forme de mosaïque mal développée riche en quartz. La quantité exacte de matrice s'évalue difficilement parce que

21

plusieurs fragments mal individualisés se confondent avec elle.

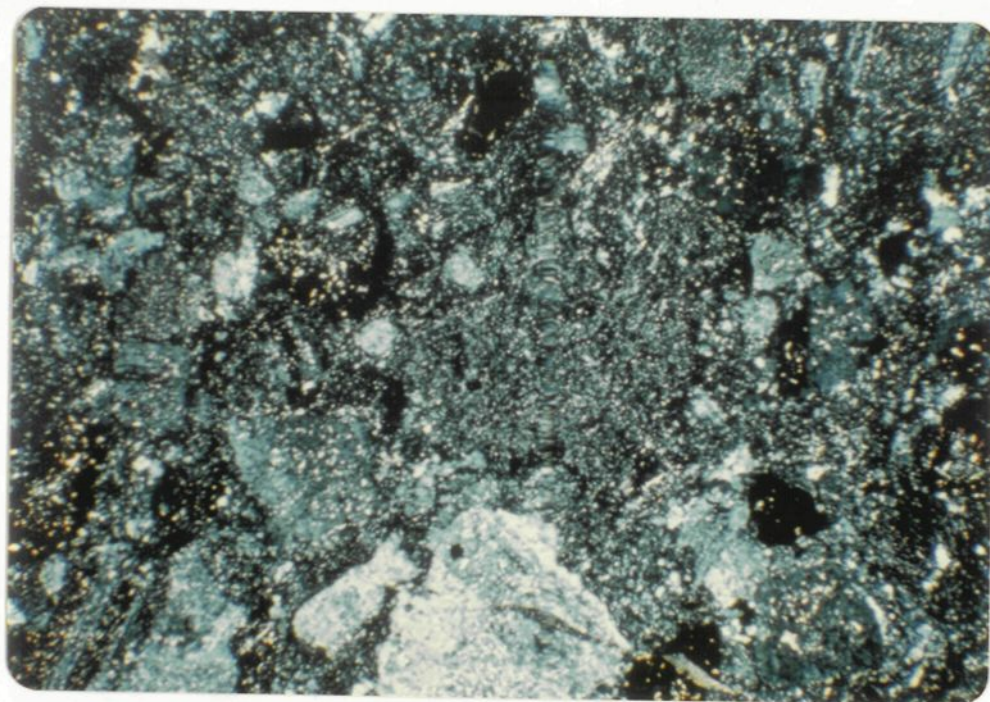
Dans les sédiments fins recouvrant les coulées pyroclastiques, la matrice se compose principalement de matériel argileux.

PLANCHE VI-A: COULEE PYROCLASTIQUE DANS LA SEQUENCE
BA-79-02, 249-266 METRES.

La coulée se compose de fragments dacitiques vitreux (au centre) et de cristaux libres de plagioclase (gris blanc). Le verre est maintenant transformé en une mosaïque très fine de quartz et chlorite. (L.P.)

PLANCHE VI-B: VUE DETAILLEE DES FRAGMENTS DACITIQUES
DANS LA COULEE (SEQUENCE BA-79-02, 249-266 METRES).
Les formes des fragments volcaniques ne sont pas très nettes mais notez la fine mosaïque de quartz et chlorite composant ces fragments. (L.P.)

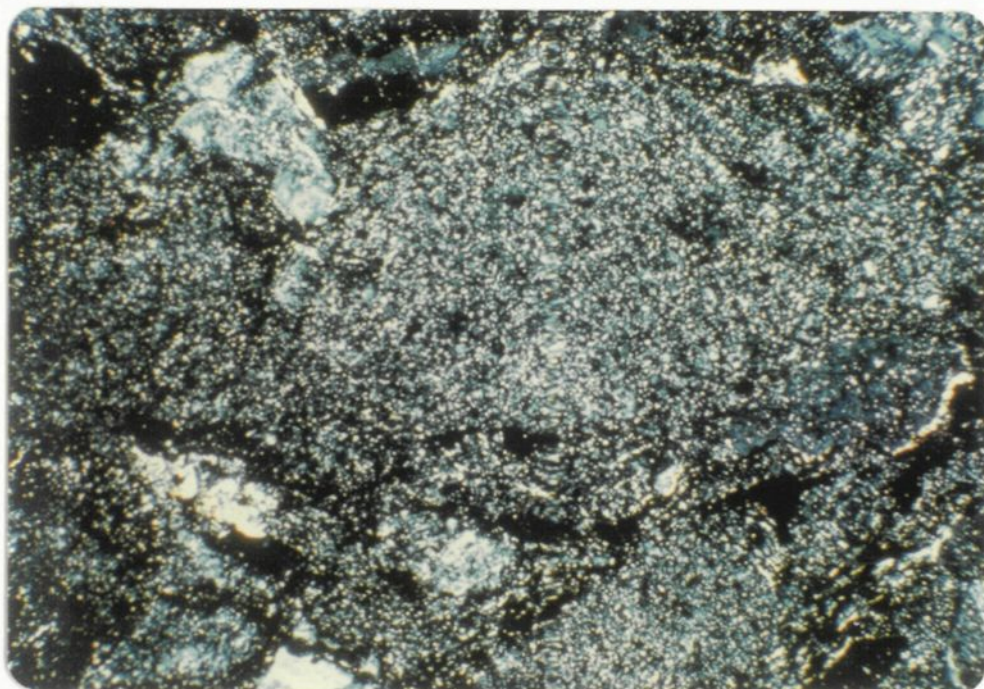
PLANCHE VI



(A)



0.5 mm



(B)



0.25 mm

Une séquence très similaire à celle que nous venons de décrire s'observe dans les quinze derniers mètres du forage BA-79-02. La séquence s'étend de 249 à 266 mètres (817-873 pieds) et contient une coulée pyroclastique (249-255 mètres) qui passe graduellement à des sédiments fins (figure 9). Le forage BA-79-02 ne traverse probablement pas complètement la séquence puisqu'il se termine dans des silts très argileux (les shales noirs apparaissant au sommet de la première séquence sont manquants dans la seconde séquence). Les coulées pyroclastiques des deux séquences possèdent des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques très similaires (figure 9, tableau IV), sauf que la coulée dans la seconde séquence contient plus de fragments volcaniques divers.

4.5.2 Relation stratigraphique entre les deux séquences

Les deux séquences, situées respectivement au début et à la fin du forage BA-79-02 (annexe 1, colonne stratigraphique Ib), possèdent la même polarité. Nous pensons qu'elles représentent la même unité stratigraphique répétée dans la section du lac Barlow par des jeux de failles. Nous n'avons pas observé de faille à proximité de ces séquences dans le forage BA-79-02, cependant nous ne l'avons pas étudié en détail sur toute sa longueur. Par contre les inversions de polarité, observées dans la partie du forage séparant les deux séquences, démontrent la présence de plissements mineurs (annexe 1, colonne stratigraphique Ib). Or ces plissements mineurs peuvent s'accompagner de systèmes de failles qui déplacent les lithologies, comme c'est le cas dans le forage BA-79-16 (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). Même dans le cas où les séquences repré-

sentent des unités stratigraphiques différentes, leurs similitudes suggèrent que les deux coulées pyroclastiques ont la même origine.

4.5.3 Origine du matériel

Les coulées pyroclastiques sont très altérées mais semblent se composer essentiellement de fragments dacitiques vitreux non vésiculés et de cristaux libres de plagioclase. Les effondrements de dômes felsiques peuvent produire des dépôts de cette composition (Williams et McBirney, 1979). Toutefois ces dépôts, souvent grossiers, contiennent généralement une quantité appréciable de fragments cristallins. Or les coulées pyroclastiques du forage BA-79-02 contiennent très peu de fragments cristallins et possèdent une granulométrie relativement fine (figure 9). Pour ces raisons nous ne pensons pas que les coulées ont pris naissance par l'effondrement de dômes felsiques. Nous suggérons plutôt qu'elles dérivent d'explosions phréomagmatiques violentes au cours desquelles l'explosivité du magma felsique augmente considérablement par réaction avec une masse d'eau étrangère (souterraine ou de surface). Ces explosions, appelées phréatopliniennes, produisent du matériel finement fragmenté prenant la forme de petits blocs équidimensionnels plus ou moins vésiculés (Self et Sparks, 1978; Walker, 1981). La granulométrie fine des deux coulées et la morphologie des fragments dacitiques vitreux (petits blocs équidimensionnels non vésiculés) soutiennent notre interprétation.

4.6 Brèches hyaloclastiques BA-79-16, 143.2-148.3 mètres
et 169.4-172 mètres.

4.6.1 Description des brèches

Le forage BA-79-16 contient deux brèches hyaloclastiques situées respectivement de 143.2 à 148.3 mètres (470-486.55 pieds) et de 169.4 à 172 mètres (556-564.4 pieds). La brèche BA-79-16, 143.2-148.3 mètres (figure 10), repose sur des shales noirs et est recouverte par un assemblage de sédiments volcanogènes et de shales noirs (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). La brèche BA-79-16, 169.4-172 mètres, est intercalée parmi un empilement de coulées pyroclastiques hétérolithiques qui s'étend de 153.2 à 179.2 mètres (figures 11 et 12). La base et possiblement le sommet de cette brèche sont tronquées par des failles (annexe 1, colonne stratigraphique Ic).

Les deux brèches, mégascopiquement similaires, se composent de fragments de coussinets et d'échardes de verre (granules hyaloclastiques) de composition mafique, et d'une quantité moindre d'intraclastes de shale et de fragments divers (figures 10 et 12, tableau V, planches VII-A à IX-B). Les fragments se distribuent dans une fine matrice noire partiellement carbonatisée. La brèche BA-79-16, 169.4-172 mètres, est celle qui présente les altérations les plus faibles. Les fragments de coussinets démontrent toutes les textures décrites par Dimroth (1977) et Dimroth et Lichtblau (1979) dans les coussinets sphérulitiques (tableau V). La principale altération dans la brèche consiste en la transformation du verre en chlorite. La brèche BA-79-16, 143.2-148.3 mètres, présente des altérations

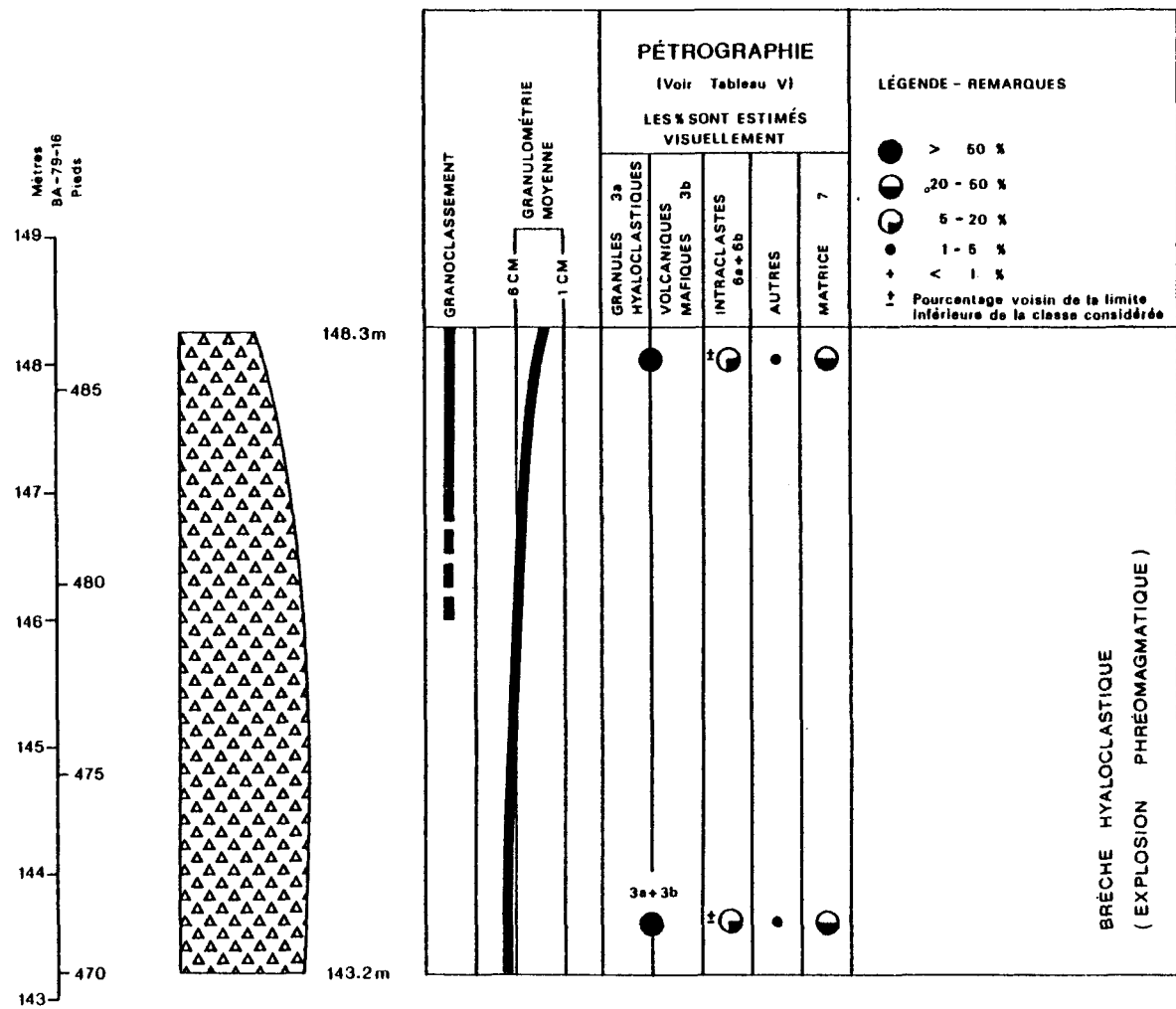


FIGURE 10- CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES
DE LA BRÈCHE HYALOCLASTIQUE BA-79-16 ; 143.2 - 148.3 MÈTRES

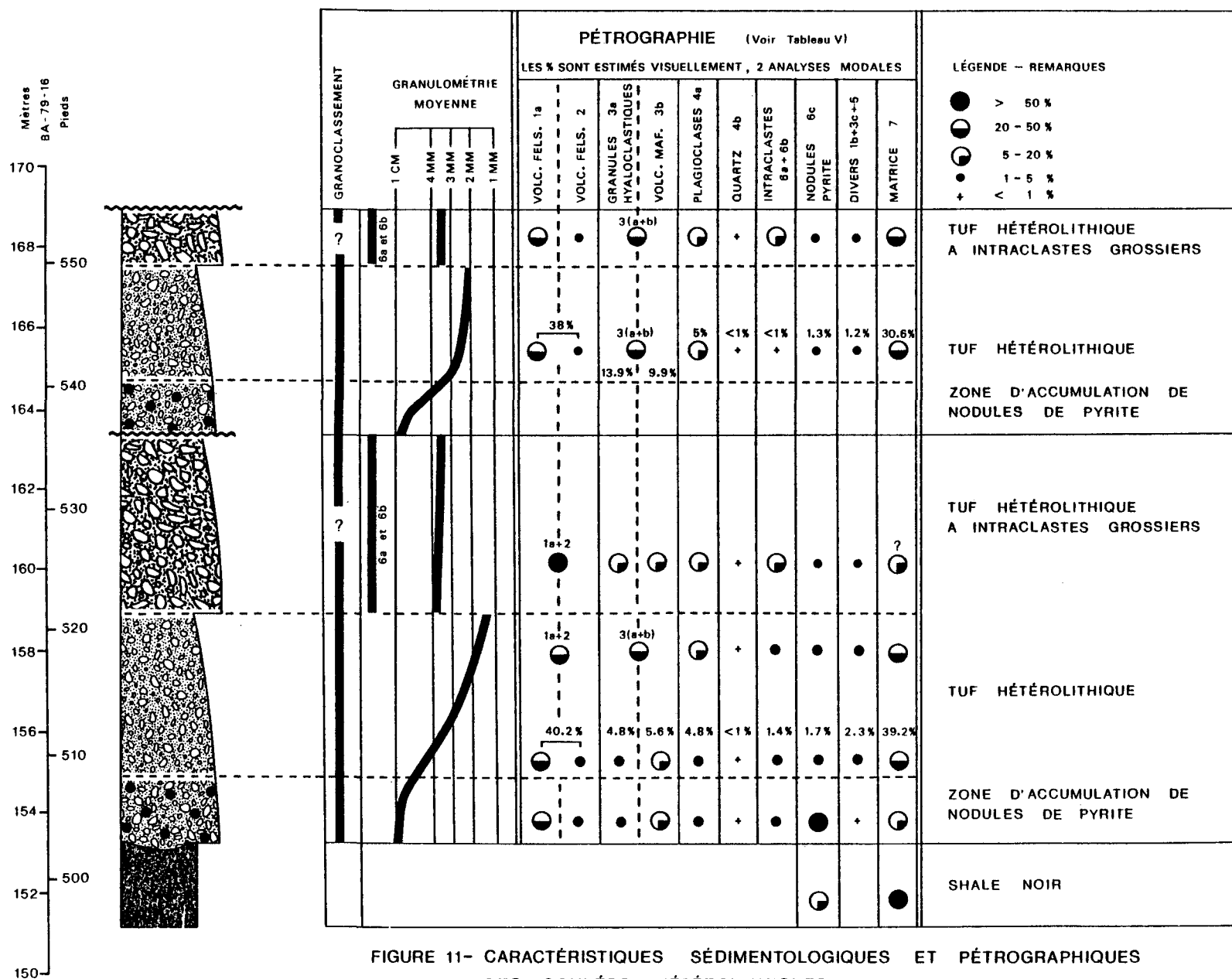


FIGURE 11- CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES
DES COULÉES HÉTÉROLITHIQUES BA - 79 - 16 ;
153.2-163.2, 163.3-169.1 MÈTRES

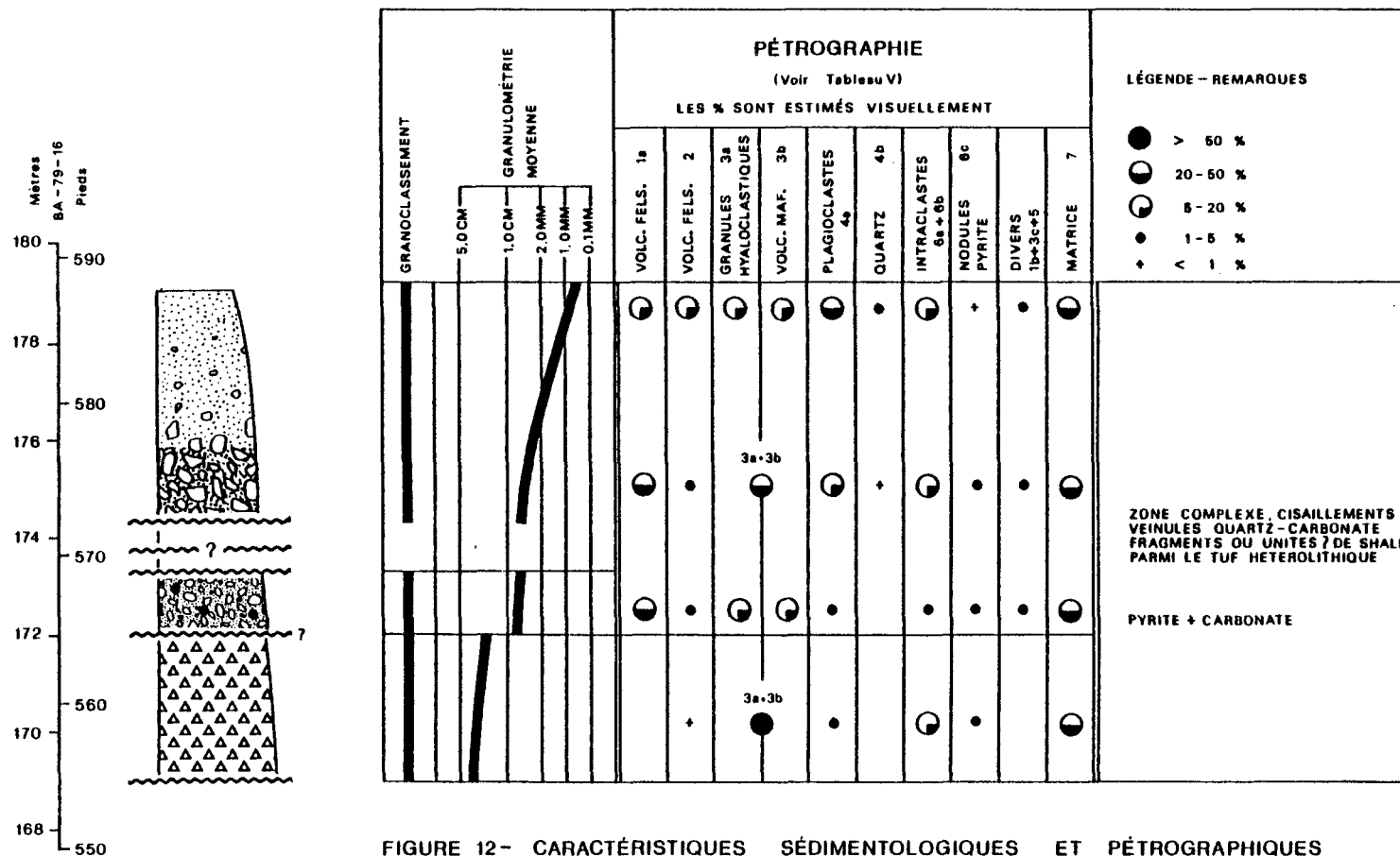


FIGURE 12- CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES
DE LA BRÈCHE HYALOCLASTIQUE BA-79-16 ; 169.4-172 MÈTRES
ET DES COULÉES HÉTÉROLITHIQUES BA-79-16 ; 172-179.2 MÈTRES

TABLEAU V

PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS DANS LES COULEES
 PYROCLASTIQUES HETEROLITHIQUES BA-79-16,153.2-179.2 METRES, ET
 DANS LES BRECHES HYALOCLASTIQUES BA-79-16,143.2-148.3 METRES
 ET 169.4-172 METRES.

1- FRAGMENTS VOLCANIQUES FELSIQUES PORPHYRIQUES

a) FRAGMENTS PORPHYRIQUES A PLAGIOCLASE (\pm QUARTZ)

Ces fragments, de composition dacitique à rhyolitique, contiennent 5% à 10% de cristaux euhédraux de plagioclase (≤ 2 mm) et moins de 1% de cristaux de quartz résorbés (≤ 1 mm), dans une matrice de cristallinité variable. Les fragments peu cristallins sont constitués de verre partiellement chloritisé contenant quelques fins microlites de plagioclase. Les fragments plus cristallins sont formés d'une pâte microgrenue quartzo-feldspathique (\pm chlorite) contenant d'abondants microlites de plagioclase (20%-30%) démontrant des surcroissances sphérulitiques. Les fragments peu cristallins ont subi une dévitrification dont l'intensité est variable. Cette dévitrification prend la forme d'aggrégats quartzo-feldspathiques aux formes sub-arrondies et composés de grains de 0.5 mm ou moins. Les fragments sont très anguleux et leur taille varie de quelques millimètres à plus de 3 centimètres.

b) FRAGMENTS PORPHYRIQUES A QUARTZ ET PLAGIOCLASE

Ces fragments, de composition rhyolitique, contiennent 5% à 10% de cristaux euhédraux de quartz et 2% à 5% de cristaux euhédraux de plagioclase. La taille des cristaux ne dépasse pas 2 millimètres. Les cristaux sont distribués dans une matrice de quartz, feldspath et chlorite, formant une mosaïque microgrenue.

Les fragments sont sub-anguleux et leur taille varie de un centimètre à moins de un millimètre.

2- FRAGMENTS VOLCANIQUES FELSQUES APHYRIQUES

Ces fragments sont constitués d'une pâte microcristalline de quartz et feldspath (≤ 0.05 mm) dans laquelle sont disposés quelques microlites de plagioclase. Certains fragments sont recristallisés en une fine mosaïque quartzo-feldspathique plus ou moins polygonale.

Les fragments sont sub-anguleux à anguleux. La plupart d'entre eux dérivent de la même source que les fragments de type la mais ils sont aphyriques en raison de leur taille souvent inférieure à un millimètre.

3- FRAGMENTS VOLCANIQUES MAFIQUES A INTERMEDIAIRES

a) GRANULES HYALOCLASTIQUES

Les granules hyaloclastiques sont constitués de verre entièrement chloritisé. Ils sont très anguleux et possèdent des surfaces conchoïdales et des pointes acérées. Dans les brèches hyaloclastiques, les granules sont aphyriques et non vésiculés. Dans les coulées hétérolithiques, les granules peuvent être vésiculés (10% vésicules) ou non vésiculés, et aphyriques ou microporphyriques (5% de plagioclase ≤ 0.5 mm). Les granules vésiculés peuvent démontrer des surfaces à paroi de bulle (bubble-wall shard). Dans tous les cas les granules peuvent contenir des fractures internes, des croûtes d'oxydes et des textures fibreuses de dévitrification.

Outre la chloritisation, la carbonatation et la silicification représentent les principales altérations des granules. La carbonatation peut prendre place le long des fractures internes des granules. Dans la brèche hyaloclastique BA-79-16, 143.2-148.3 mètres, le verre des granules est fréquemment transformé en une pâte fibreuse brun jaunâtre. Les granules hyaloclastiques possèdent une taille variable (<1 mm à 1 cm) mais ils sont généralement plus petits que les fragments volcaniques cristallins.

b) FRAGMENTS SPHERULITQUES ET/OU MICROLITQUES

Ces fragments de coussinets mafiques proviennent des zones sphérulitiques et microlitiques telles que définies par Dimroth et Lichtblau (1979). Les fragments les plus grossiers peuvent démontrer la transition complète entre ces zones. Les fragments provenant de la zone sphérulitique se composent de verre chloritisé dans lequel sont distribués des petits microlites sphérulitiques en quantité variable. La croissance sphérulitique fibreuse autour des microlites est souvent masquée par des nuages de leucoxène. Dans les brèches hyaloclastiques les fragments ne sont pas vésiculés et ne contiennent pas de phénocristaux. Dans les coulées hétérolithiques, les variétés non vésiculées, vésiculées, aphyriques et microporphyriques sont présentes.

Dans tous les cas les fragments sont anguleux et peuvent posséder des surfaces conchoïdales. Leur taille varie de 1 à 5 millimètres.

Les fragments provenant de la zone microlitique sont plus grossiers (≤ 3 cm) et moins anguleux. Ils sont formés de microlites grossiers (≤ 0.3 mm) de plagioclase enchevêtrés dans une matrice de verre chloritisé. Dans les brèches hyaloclastiques les fragments sont pratiquement aphyriques tandis qu'ils peuvent contenir jusqu'à 5% de plagioclase

(≤ 2 mm) dans les coulées hétérolithiques. Les fragments de coussinets sont généralement peu altérés mais ils peuvent être partiellement carbonatisés. Dans la brèche hyaloclastique BA-79-16, 143.2-148.3 mètres, les fragments sont chloritisés, carbonatisés et séricitisés, et ils conservent mal leurs textures originales.

c) FRAGMENTS VOLCANIQUES INTERMEDIAIRES A
TEXTURE TRACHYTIQUE

Ces fragments volcaniques intermédiaires contiennent plus de 50% de microlites grossiers de plagioclase (≤ 0.5 mm). Ces derniers sont orientés préférentiellement et forment une texture trachytique bien développée. Les fragments sont sub-anguleux et mesurent quelques millimètres.

4- PHENOCRISTAUX LIBRES

a) PLAGIOCLASE

Les cristaux de plagioclase, de 2 millimètres ou moins, possèdent souvent des formes euhédrales à subhédrales. Les plagioclases les plus petits sont généralement les éclats de cristaux aux pointes acérées. Les plagioclases n'ont pas subi de fortes altérations.

b) QUARTZ

Les cristaux de quartz, de 2 millimètres ou moins, possèdent souvent des formes très anguleuses. Certains cristaux démontrent des bordures de résorption.

5- FRAGMENTS FELSIQUES SUBVOLCANIQUES

Ces fragments subvolcaniques grenus se composent de plages xénomorphes, de 0.3 à 0.5 millimètre, de quartz et feldspath. Les feldspaths possèdent des formes plutôt allongées. Les fragments sub-arrondis ne dépassent pas 5 millimètres de taille.

6- INTRACLASTES

a) SHALE NOIR

Les fragments de shale noir sont généralement massifs mais peuvent être laminés. Ils peuvent de plus contenir des lits et/ou des nodules de pyrite millimétriques à centimétriques. Les fragments sont souvent anguleux mais peuvent être arrondis. Leur taille varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres.

b) SILT

Les fragments de silt sont généralement bien laminés. Les silts étaient composés de quelques fragments volcaniques dispersés dans une matrice argileuse ou quartzofeldspathique. Les fragments de silt sont sub-anguleux à anguleux et mesurent 3 centimètres ou moins.

c) FRAGMENTS DE PYRITE

Ce sont surtout des nodules entières ou fragmentées, souvent arrondies ou lenticulaires. Leur taille atteint souvent un centimètre. Ces nodules sont bordées par des franges de pression constituées d'intercroissances fibreuses de quartz, chlorite et calcite.

Certains fragments de pyrite sont des masses tabulaires allongées et proviennent de la fragmentation de lits de pyrite. Ces fragments mesurent quelques millimètres.

7- MATRICE

Dans les brèches hyaloclastiques la matrice se compose principalement de verre très finement broyé. Du matériel argileux est également présent. La matrice est passablement altérée (carbonate et silice) dans la brèche BA-79-16, 143.2-148.3 mètres. Dans les coulées hétérolithiques, la matrice se compose de matériel argileux et de très petits fragments volcaniques de moins de 0.05 millimètre.

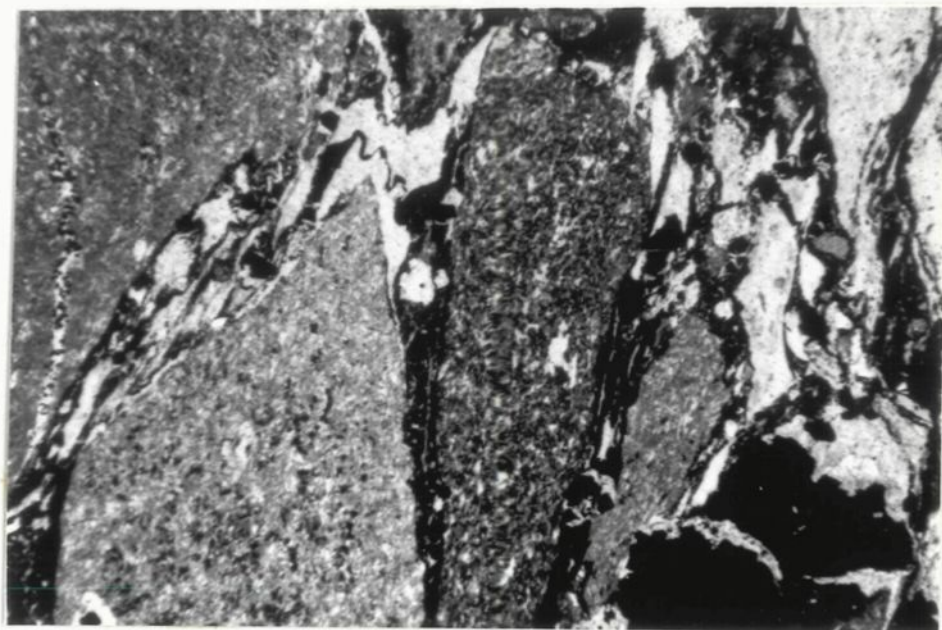
PLANCHE VII-A: BRECHE HYALOCLASTIQUE BA-79-16, 169.4-172 METRES.

La brèche se compose essentiellement d'échardes de verre mafique (blanc) et de fragments de coussinets de cristallinité variable (gris pâle et gris sombre). Notez les contours anguleux des échardes et des fragments de coussinets. (L.N.)

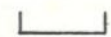
PLANCHE VII-B: BRECHE HYALOCLASTIQUE BA-79-16, 169.4-172 METRES (AUTRE VUE GENERALE).

Les échardes de verre (blanc) sont très peu altérées et conservent très bien leurs formes originales. Le fragment de coussinet (à droite) possède des contours déchiquetés et il contient quelques phénocristaux de plagioclase. La matrice (noir) est un mélange de verre finement broyé et de matériel argileux. (L.N.)

PLANCHE VII



(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

PLANCHE VIII-A: FRAGMENTS DE COUSSINETS DANS LA BRECHE

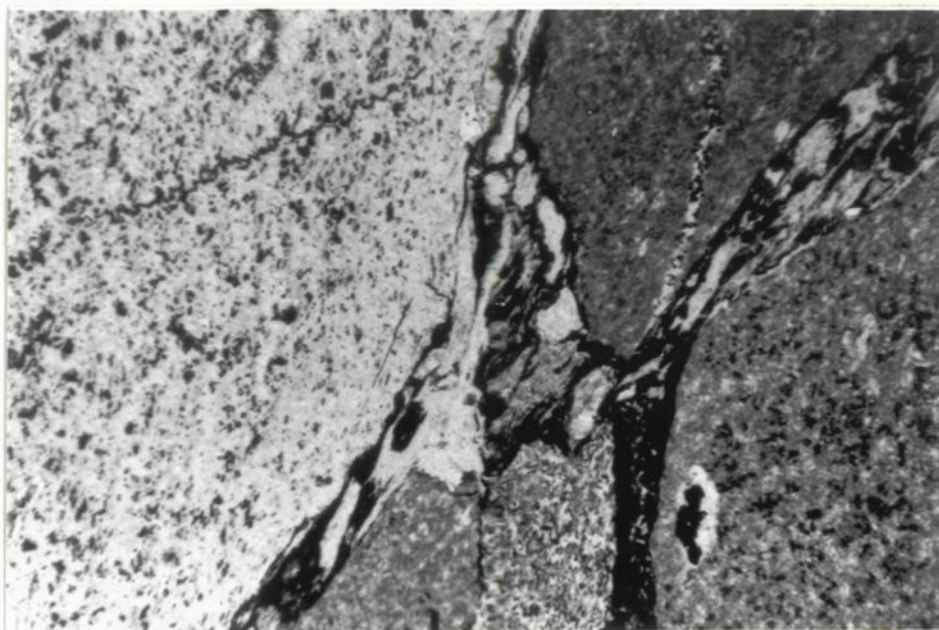
HYALOCLASTIQUE BA-79-16, 169.4- 172 METRES.

La brèche contient des fragments de coussinets de cristallinité variable. Le fragment à gauche contient peu de microlites et il est beaucoup moins cristallin que les fragments situés à droite. (L.N.)

PLANCHE VIII-B: AUTRE VUE DES FRAGMENTS DE COUSSINETS DANS LA BRECHE HYALOCLASTIQUE.

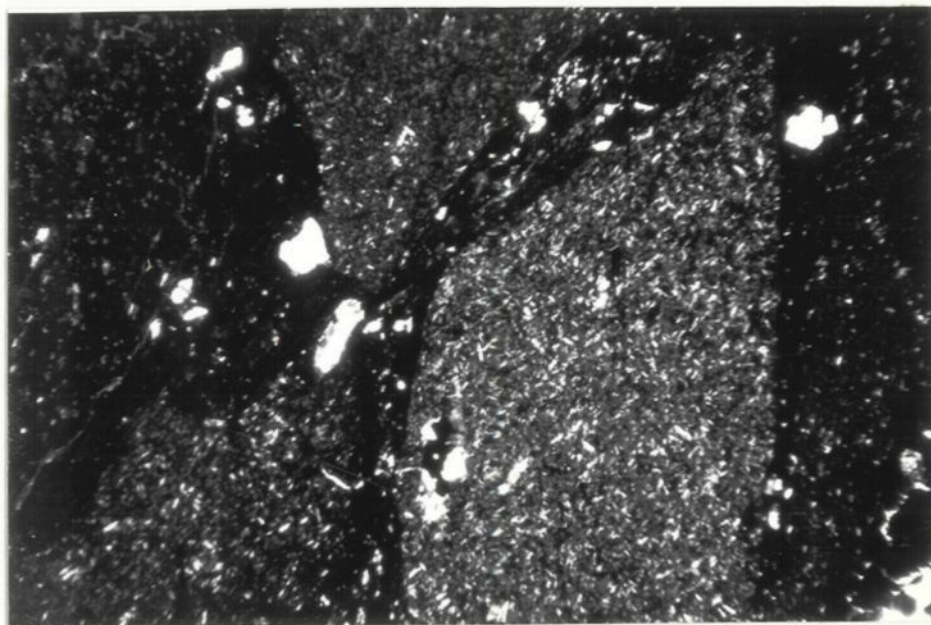
Le fragment de coussinet situé au centre contient plus de microlites de plagioclase (blanc) que les fragments situés à gauche. (L.P.)

PLANCHE VIII



(A)

0.5 mm



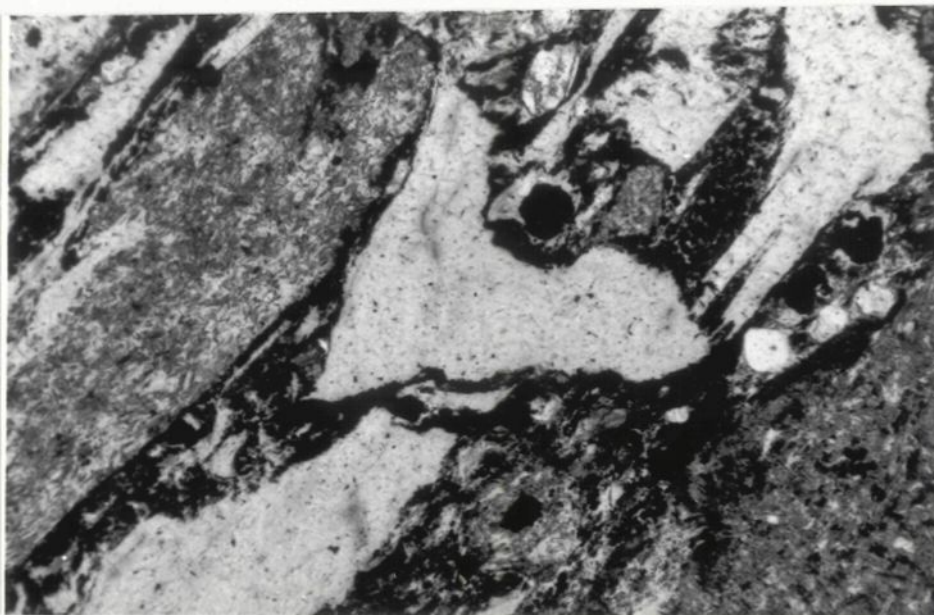
(B)

0.5 mm

PLANCHE IX-A: DETAIL DES ECHARDES DE VERRE DANS LA BRECHE
HYALOCLASTIQUE BA-79-16, 169.4-172 METRES.
Les écharde de verre (blanc) possèdent des
contours très anguleux. Une paroi de vési-
cule forme l'un des contours de l'écharde de
verre au centre de la photo. (L.N.)

PLANCHE IX-B: DETAIL D'UN FRAGMENT DE COUSSINET DANS LA
BRECHE HYALOCLASTIQUE BA-79-16, 169.4-172 METRES.
Le fragment contient plusieurs petits microlites
de plagioclase sur lesquels des surcroissances
sphérulitiques se sont développées. Des nuages
d'oxydes noirs masquent l'aspect fibreux des sur-
croissances sphérulitiques. Les microlites sphé-
rulitiques sont distribués dans une matrice de
verre très peu altéré. (L.N.)

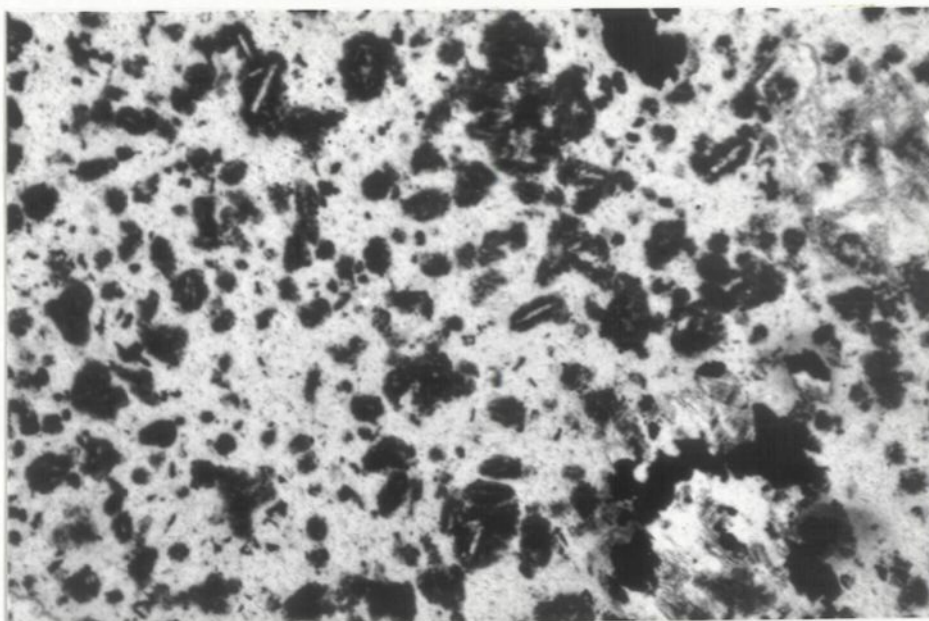
PLANCHE IX



(A)



0.25 mm



(B)



0.25 mm

plus intenses et plus variées. La carbonatisation affecte intensément la matrice et s'accompagne d'une silicification partielle. Les fragments de coussinets conservent mal leurs textures originales et se composent maintenant d'une pâte de chlorite, quartz, séricite et leucoxène dans laquelle il est possible de reconnaître quelques microlites et sphérulites de plagioclase. Des altérations variées affectent les granules hyaloclastiques. La plus simple consiste en la carbonatisation partielle ou complète des granules. Le verre peut également se transformer en une pâte fibreuse de couleur brun jaunâtre en lumière naturelle. Les granules peuvent aussi posséder des croûtes d'oxydes noirs. Finalement la chloritisation des granules peut également s'observer fréquemment. Malgré toutes ces altérations les fragments conservent très bien leurs formes primaires (tableau V).

Les deux brèches démontrent les mêmes caractéristiques sédimentologiques bien que celle située de 169.4 à 172 mètres semble incomplète. Elles se constituent toutes deux d'une zone massive possédant un très mauvais tri et un granoclassement médiocre. Des fragments très grossiers se distribuent ici et là dans les brèches et seule la granulométrie moyenne semble diminuer.

4.6.2 Relation stratigraphique entre les deux brèches et origine du matériel.

Les deux brèches ne se distinguent l'une de l'autre que par leur degré d'altération différent. Elles représentent possiblement la même unité stratigraphique, la brèche située de 169.4 à 172 mètres ne constituant alors qu'un tronçon de l'autre brèche (143.2-

148.3 mètres), répété dans la section du lac Barlow par un système de failles. La présence de plusieurs failles dans la partie du forage BA-79-16 contenant ces brèches soutient d'ailleurs cette interprétation (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). Même dans le cas où les brèches ne représentent pas la même unité stratigraphique, leurs similitudes pétrographiques et sédimentologiques suggèrent qu'elles possèdent la même origine.

Les brèches se composent essentiellement de fragments volcaniques mafiques de cristallinité variable. Ces fragments possèdent des formes très anguleuses et des surfaces conchoïdales et ils sont pétrographiquement similaires aux hyaloclastites décrites par Dimroth (1977) et Dimroth et Lichtblau (1979). Nous pensons que les fragments essentiels dans les brèches du forage BA-79-16 dérivent du même processus de formation que ces hyaloclastites, i.e. par la fissuration par choc thermique d'un magma mafique en contact avec une masse d'eau. Cette fissuration peut s'effectuer de façon non-explosive (brèche hyaloclastique accompagnant les coulées de lave) ou explosive (explosion phréomagmatique produisant un hyalotuf). Les brèches hyaloclastiques qui accompagnent les coulées de lave contiennent très peu de fragments accessoires et accidentels. Les brèches du forage BA-79-16 ne sont pas associées à des coulées de lave (annexe 1, colonne stratigraphique Ic) et contiennent plusieurs fragments accessoires et accidentels. Pour nous cela indique qu'elles ne résultent pas d'un processus hyaloclastique non-explosif mais plutôt d'une explosion phréomagmatique.

Les explosions phréomagmatiques de magmas mafiques produisent des hyalotufs composés de fragments de coussinets et d'échardes de verre plus ou moins vésiculées (Dimroth et Rocheleau, 1979). Les hyalotufs forment souvent des talus instables de matériel qui s'écoule en masse par gravité. La mise en place des brèches sous forme de coulées de masse est indiquée par la présence de plusieurs fragments accidentels (intraclastes de shale noir) et par les caractéristiques sédimentologiques de ces brèches (voir section 4.8). Les brèches du forage BA-79-16 contiennent plusieurs fragments grossiers et ne résultent probablement pas d'explosions phréomagmatiques violentes (surtseyennes) parce que celles-ci produisent du matériel très finement fragmenté (Heiken, 1972; Walker et Croasdale, 1972).

4.7 Coulées pyroclastiques hétérolithiques.

4.7.1 Description des coulées

Un empilement de coulées pyroclastiques hétérolithiques s'étend de 153.2 à 179.2 mètres (502-588 pieds) dans le forage BA-79-16. Ces coulées pyroclastiques forment des séquences séparées par des zones de failles (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). Ces zones de failles se composent de matériel carbonaté et graphiteux, très schisteux, ainsi que de pyrite disséminée ou en veinules. Elles contiennent également de minces brèches constituées de fragments très anguleux de shale noir distribués dans une matrice de carbonate et d'argile. Des cisaillements mineurs, consistant en des petits plans de déplacement locaux maintenant remplis de carbonate, affectent également les séquences de coulées.

La séquence située à la base de l'empilement s'étend de 153.2 à 163.2 mètres (502-535.6 pieds) et se subdivise en trois membres (figure 11):

1) Un membre inférieur de 153.2 à environ 155.1 mètres, qui contient 50% de nodules de pyrite et plusieurs fragments volcaniques grossiers distribués dans une matrice argileuse noire. Le membre inférieur repose sur des shales noirs minéralisés contenant entre 5% et 10% de nodules de pyrite. Le contact entre ces deux unités est érosif et il est marqué par l'augmentation brusque de la quantité de nodules de pyrite et par la présence de fragments volcaniques grossiers dans le membre inférieur.

Celui-ci démontre un bon granoclassement puisque la taille des fragments varie de un centimètre, à sa base, à près de 4 millimètres à son sommet.

2) Un membre intermédiaire, de environ 155.1 à 159.4 mètres, dont la composition est beaucoup plus variée que celle du membre inférieur. La transition entre les membres inférieur et intermédiaire s'effectue graduellement mais rapidement. Elle s'accompagne d'une diminution très nette de la quantité de nodules de pyrite et d'une décroissance rapide de la granulométrie. De la base au sommet de la zone intermédiaire, la taille des fragments varie de plus de 4 millimètres à moins de 2 millimètres.

3) Un membre supérieur, de 159.4 à 163.2 mètres, qui se distingue principalement du membre intermédiaire par la présence de plusieurs intraclastes grossiers de shale et silt. De plus la granulométrie moyenne des fragments volcaniques est plus élevée dans le membre supérieur. Il semble également contenir plus de fragments volcaniques felsiques que le membre intermédiaire. Les fragments composant le membre supérieur ont subi des altérations et des déformations assez intenses et ne conservent pas toujours leurs textures originales. Le membre supérieur ne démontre pas un bon granoclassement et son sommet est tronqué par une faille.

Une seconde séquence de coulées hétérolithiques, également composée de trois membres, recouvre celle que nous venons de décrire. Les membres constituant la seconde séquence démontrent les mêmes caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques que les membres correspondants de la première séquence et ils possèdent la même disposition dans les deux séquences (figure 11, tableau V). La seconde séquence ne diffère en fait de la première que par son plus faible degré d'altération. La seconde séquence, dont la base (membre inférieur) et le sommet (membre supérieur) sont tronqués par des failles, s'étend de 163.3 à 169.1 mètres dans le forage BA-79-16 (536-555 pieds).

Un tronçon de brèche hyaloclastique, décrit précédemment (section 4.6), s'intercale parmi les coulées hétérolithiques (figure 12). Ce tronçon, qui s'étend de 169.4 à 172 mètres, sépare

la seconde séquence de coulées de la troisième. La troisième séquence est située au sommet de l'empilement de coulées hétérolithiques et elle s'étend de 172 à 179.2 mètres (564.4-588 pieds). Cette séquence diffère passablement des précédentes et mérite d'être décrite sommairement. Elle se constitue de deux membres séparés par une zone complexe contenant plusieurs failles et cisaillements. Le membre inférieur de la troisième séquence possède les mêmes caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques que les membres inférieurs des séquences précédentes sauf qu'il contient moins de nodules de pyrite que ces derniers (figures 11 et 12). Il ressemble en fait à la zone de transition entre les membres inférieurs et intermédiaires dans les séquences 1 et 2. Le membre inférieur de la troisième séquence s'étend de 172 à 173 mètres, et sa base ainsi que son sommet sont tronqués par des failles. La zone complexe que nous observons au-dessus du membre inférieur se compose de tronçons de coulées hétérolithiques et d'unités de shale noir séparés les uns des autres par des failles ou des cisaillements mineurs. Cette zone s'étend de 173 à 174.3 mètres et demeure problématique dans notre interprétation. Le membre supérieur s'étend de 174.3 à 179.2 mètres et il ressemble, à sa base, aux membres supérieurs des autres séquences (coulée hétérolithique à intraclastes grossiers de shale et silt). Il diffère cependant de ceux-ci du fait que son sommet n'est pas tronqué par une faille, ce qui permet d'y observer des changements importants. Ces changements s'effectuent graduellement mais rapidement et consistent en une diminution de la granulométrie, une diminution de la quantité d'intraclastes grossiers et une augmentation marquée de la

quantité de cristaux libres de plagioclase (figure 12).

4.7.2 Interprétation stratigraphique de l'empilement.

La pétrographie et la sédimentologie des coulées hétérolithiques formant les trois séquences se ressemblent nettement (figure 11 et 12, tableau V). De notre avis, ce fait suggère qu'il s'agit des mêmes coulées hétérolithiques, répétées par des jeux de failles. L'empilement complet (153.2-179.2 mètres) ne correspond donc stratigraphiquement qu'à deux coulées hétérolithiques successives, chacune des séquences ne représentant qu'un tronçon différent de ces deux coulées.

Nous avons pu reconstituer les deux coulées à partir des trois séquences étudiées (figure 13). La première coulée (stratigraphiquement à la base) est exposée en entier dans la séquence 1, où elle possède une épaisseur de 6.2 mètres, et partiellement dans les séquences 2 et 3. Elle se compose d'une zone basale d'accumulation de nodules de pyrite (membre inférieur des séquences 1, 2 et 3) et d'une zone beaucoup plus hétérolithique (membre intermédiaire des séquences 1 et 2), qui contient des fragments volcaniques très variés distribués dans une matrice argileuse (planches X-A, X-B). La zone basale d'accumulation de nodules de pyrite repose de façon érosive sur des shales noirs (contenant des nodules de pyrite) et passe graduellement vers le sommet à la zone hétérolithique. Cette dernière possède une épaisseur différente dans les séquences 1 et 2 bien qu'elle soit exposée en entier dans les deux cas.

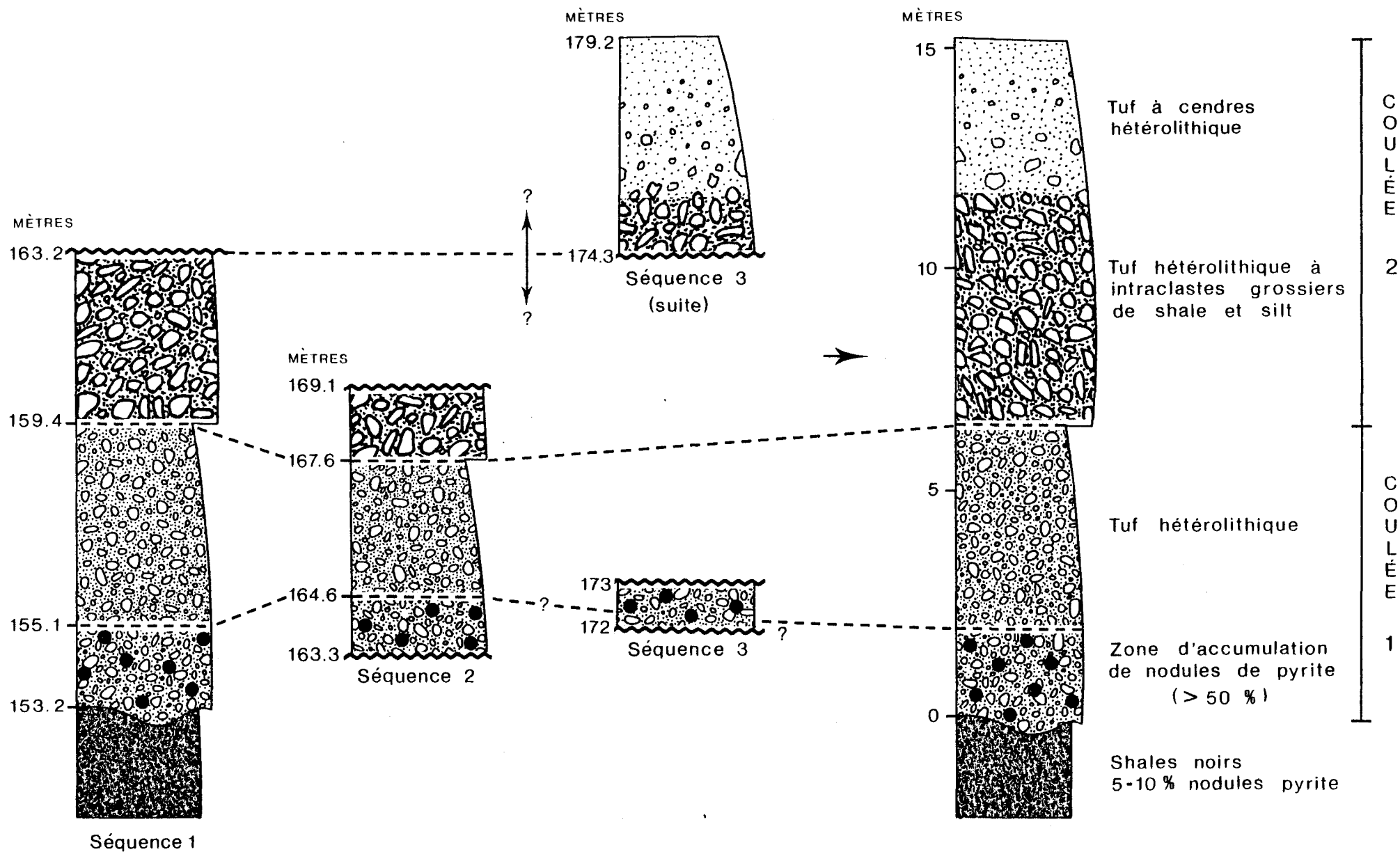


FIG. 13- INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE DE L'EMPILEMENT DE COULÉES HÉTÉROLITHIQUES DANS LE FORAGE BA - 79 - 16

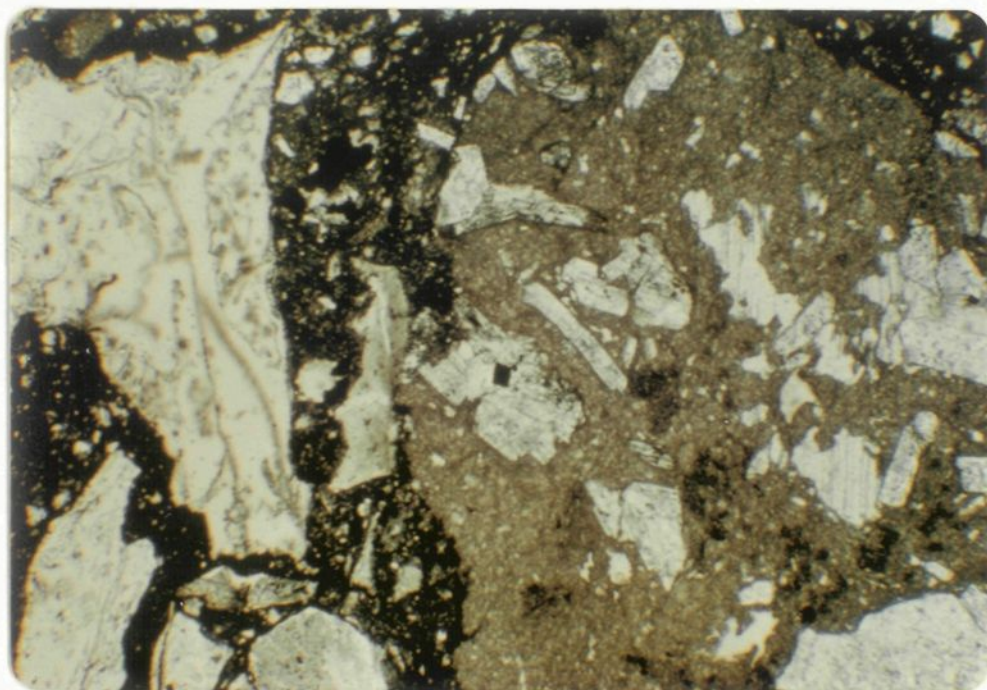
PLANCHE X-A: PREMIERE COULEE HETEROLITHIQUE DANS
LE FORAGE BA-79-16.

Cette coulée contient une grande variété de fragments volcaniques. Notez le fragment volcanique felsique à phénocristaux de plagioclase (à droite) et les échardes anguleuses de verre mafique (à gauche). Les fragments sont distribués dans une matrice noire très argileuse. (L.N.)

PLANCHE X-B: AUTRE ECHANTILLON DE LA PREMIERE COULEE
HETEROLITHIQUE.

Plusieurs types de fragments volcaniques ainsi qu'un intraclaste tabulaire de silt (coin inférieur gauche) sont distribués dans la matrice argileuse. Notez les contours anguleux des fragments. (L.N.)

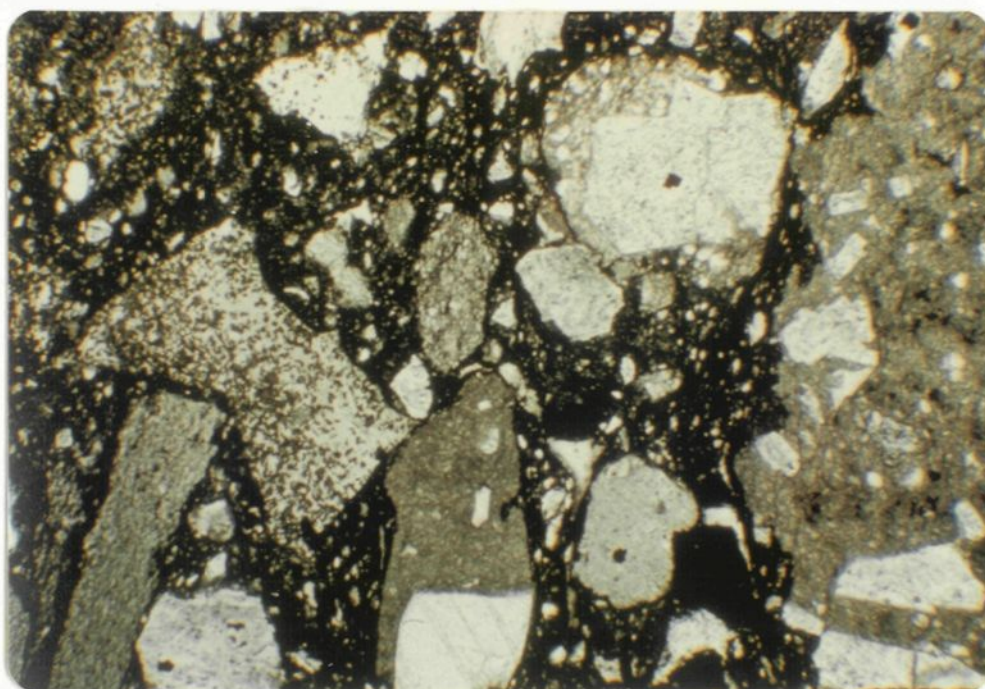
PLANCHE X



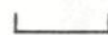
(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

La seconde coulée n'est exposée en entier dans aucune des séquences et son épaisseur totale n'est pas connue. Cette coulée se compose d'une zone basale très hétérolithique (membre supérieur des séquences 1 et 2, base du membre supérieur de la séquence 3) contenant des fragments volcaniques très variés et des intraclastes grossiers de shale et de silt (planches XI-A, XI-B, XII-A) et d'une zone de granulométrie moins grande (sommet du membre supérieur de la séquence 3) contenant beaucoup plus de cristaux libres de plagioclase (planche XII-B). La zone basale à intraclastes grossiers passe de façon graduelle à la zone riche en cristaux. Nous avons estimé l'épaisseur totale de cette coulée à environ 9 mètres, en additionnant les épaisseurs observées dans les séquences 1 et 3. Le contact entre les deux coulées, observé dans les séquences 1 et 2, n'est pas vraiment net mais se distingue plutôt par l'abondance d'intraclastes grossiers dans la seconde coulée et par la granulométrie moyenne plus élevée de cette dernière.

Le forage BA-79-16 contient de 206.6 à 209.9 mètres (678-689 pieds) une autre coulée hétérolithique (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). Dans le forage la coulée ne s'étend pas de façon continue mais alterne avec des zones de sédiments fins, ce qui pourrait s'expliquer par des plis parasites de faible amplitude. La coulée ressemble à la première coulée hétérolithique que nous venons de décrire et se compose de fragments volcaniques variés et de nodules de pyrite. Nous ne savons pas si ces deux coulées représentent la même unité stratigraphique mais même dans le cas contraire leur

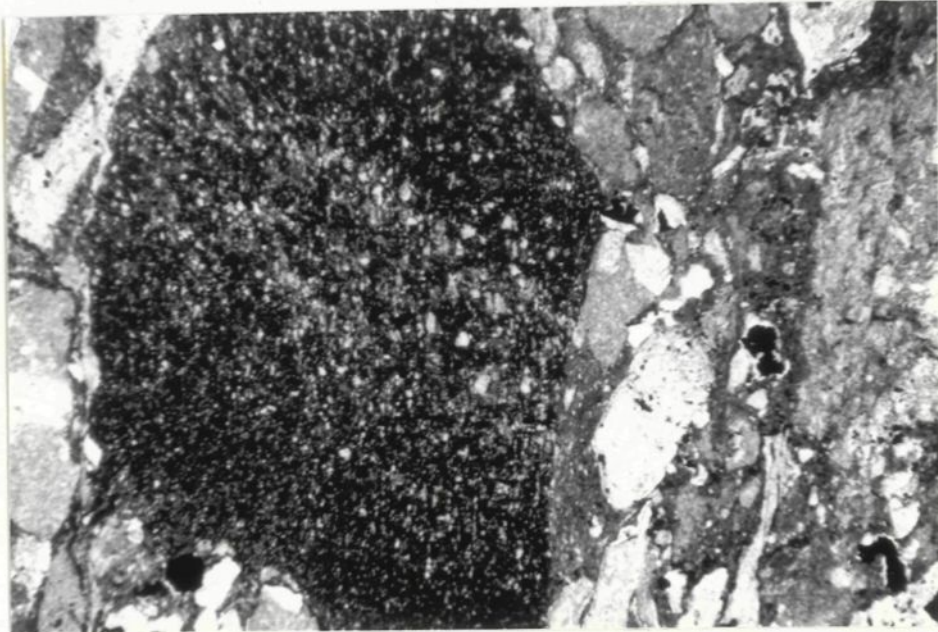
PLANCHE XI-A: COULEE HETEROLITHIQUE A INTRACLASTES GROSSIERS
DANS LE FORAGE BA-79-16.

La présence de gros intraclastes de shale et de silt caractérise bien cette coulée. Un intraclaste grossier de silt argileux (à gauche) est distribué parmi des fragments volcaniques variés et des cristaux libres de plagioclase. (L.N.)

PLANCHE XI-B: VUE DETAILLEE DES ECHARDES DE VERRE
MAFIQUE DANS LA COULEE A INTRACLASTES GROSSIERS.

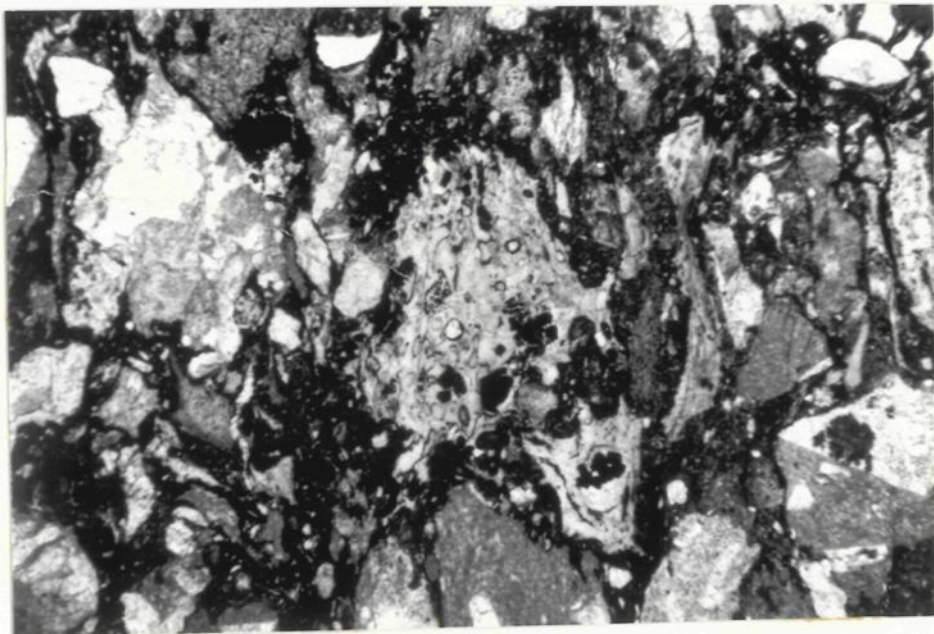
Les échardes de verre mafique (au centre et à droite) sont distribuées avec des fragments volcaniques variés dans une matrice noire argileuse. Notez les contours anguleux des échardes de verre et leur degré de vésicularité très variable. (L.N.)

PLANCHE XI



(A)

0.5 mm



(B)

0.5 mm

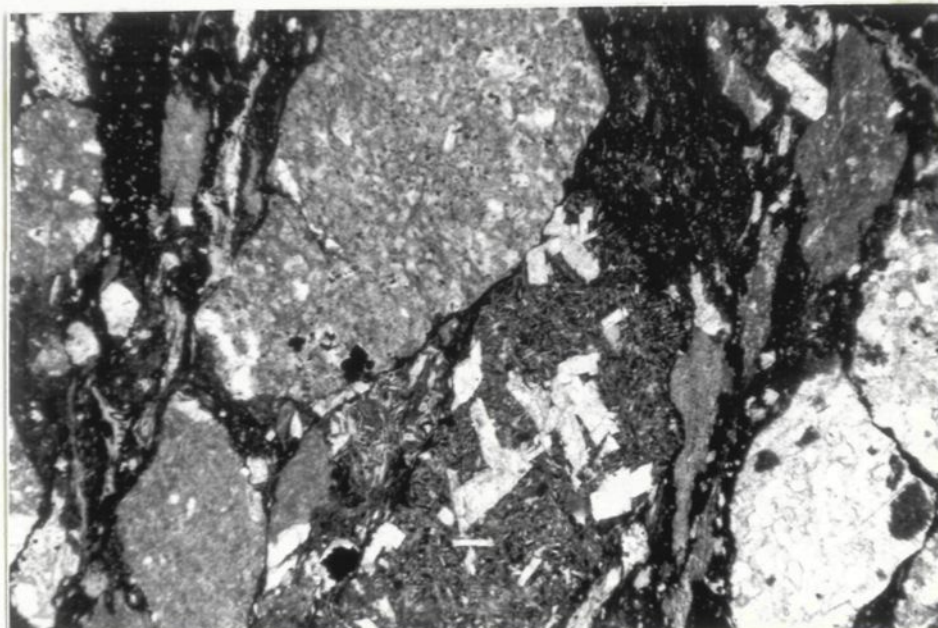
PLANCHE XII-A: VUE DETAILLEE DE QUELQUES FRAGMENTS VOLCANIQUES
DANS LA COULEE HETEROLITHIQUE A INTRACLASTES
GROSSIERS.

La coulée contient, entre autres, des fragments volcaniques felsiques plus ou moins aphyriques, des fragments volcaniques mafiques à microlites et à phénocristaux de plagioclase, et des cristaux libres de plagioclase. Notez également l'intraclaste de shale noir au-dessus du fragment volcanique mafique. (L.N.)

PLANCHE XII-B: SOMMET DE LA COULEE HETEROLITHIQUE A INTRACLASTES
GROSSIERS.

Le sommet de la coulée hétérolithique à intraclastes grossiers contient beaucoup de cristaux libres de plagioclase (blanc et gris blanc). Notez la granulométrie relativement peu élevée des fragments. (L.P.)

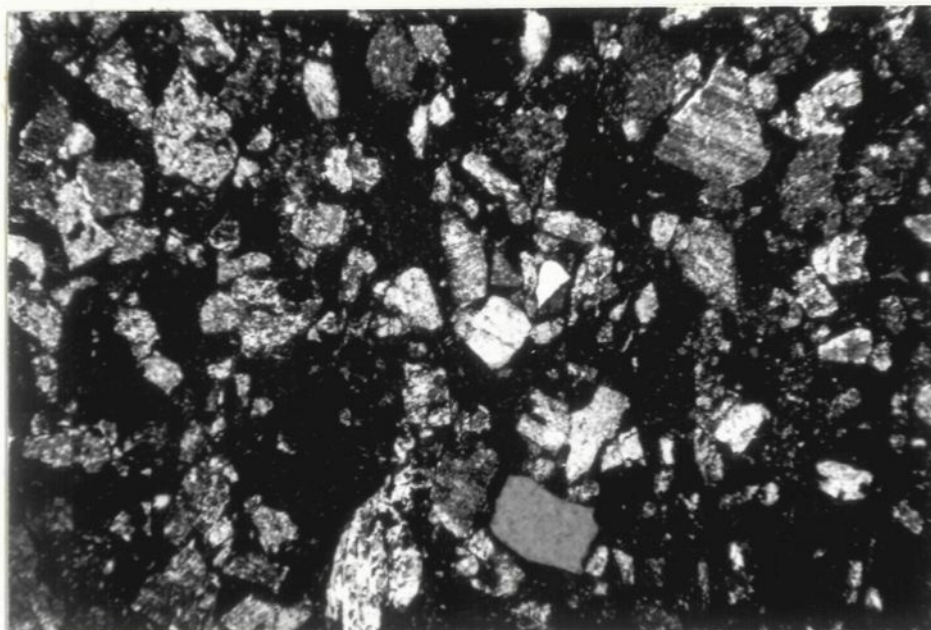
PLANCHE XII



(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

similitude suggère qu'elles ont une origine commune. Dans la prochaine section (4.7.3), les discussions sur l'origine de la première coulée hétérolithique contenue dans l'empilement (153.2-179.2 mètres) pourront également s'appliquer à la coulée BA-79-16, 206.6-209.9 mètres.

4.7.3 Origine des coulées

Selon notre interprétation, l'empilement de coulées, s'étendant de 153.2 à 179.2 mètres dans le forage BA-79-16, n'est constitué que par deux coulées différentes (figure 13). Si nous faisons abstraction des fragments accidentels, les deux coulées possèdent une composition similaire (figures 11 et 12, tableau V), suggérant une origine commune. Bien que ces coulées soient hétérolithiques, leur composition est dominée par des fragments volcaniques felsiques. Cette dominance s'observe surtout dans la fraction granulométrique grossière mais la matrice contient également une quantité appréciable de petits fragments volcaniques felsiques. Nous pensons donc que le matériel de ces coulées provient largement de dômes felsiques fragmentés par des explosions phréatiques ou phréomagmatiques. Les dépôts produits de cette façon peuvent être hétérolithiques si la fragmentation ne se limite pas aux dômes mais affecte aussi les roches environnantes. D'autres fragments sont également incorporés lors de l'écoulement en masse du matériel. Dans les deux coulées hétérolithiques, les fragments volcaniques felsiques possèdent une cristallinité très variable, reflétant probablement un degré de cristallisation variable à la source. Les fragments volcaniques mafiques proviennent de coulées de lave ou de hyalotufs non consolidés.

La première coulée hétérolithique contient à sa base une zone d'accumulation de nodules de pyrite. Lors de son emplacement, la coulée a érodé les shales noirs sous-jacents et incorporé les nodules de pyrite que ces derniers contenaient. En raison de leur densité élevée, les nodules de pyrite se sont concentrés à la base de la coulée avec les fragments volcaniques les plus grossiers. Une quantité appréciable d'argile, contenue originellement dans les shales, a également été libérée pour former la matrice dans la zone d'accumulation de nodules de pyrite. La seconde coulée contient beaucoup plus d'intraclastes de shale et de silt que la coulée précédente. Il est probable que cette coulée a emprunté un chemin différent lors de sa mise en place et qu'elle a érodé des shales et des silts plus cohésifs, incorporant une grande quantité d'intraclastes.

4.8 Mise en place des coulées pyroclastiques.

La mise en place des coulées pyroclastiques en milieu sub-aqueux est indiquée par leurs textures et structures sédimentaires. Celles-ci sont similaires aux textures et structures sédimentaires décrites par Hampton et Middleton (1976) dans les coulées de masse (sediment gravity flows) qu'ils ont étudiées. Dans les coulées de ce type les sédiments sont déplacés par gravité et leur mouvement entraîne le fluide interstitiel. Ceci les distingue des coulées de fluides (fluid gravity flows) tels que courants de rivière ou océaniques dans lesquels le fluide, déplacé par gravité, entraîne les sédiments dans son mouvement. Hampton et Middleton (1976) reconnaissent essentiellement quatre types de coulées de masse selon les mécanismes supportant les sédiments dans la coulée:

- 1) courant de turbidité dans lequel les sédiments sont supportés par la composante verticale de la turbulence du fluide interstitiel.
- 2) coulée de sédiments liquéfiés (fluidized sediment flow) dans laquelle les sédiments sont supportés par l'écoulement vers le haut du fluide interstitiel s'échappant entre les grains sédimentant par gravité.
- 3) coulée de grains (grain flow) dans laquelle les sédiments sont supportés par des collisions entre les grains.
- 4) coulée de débris dans laquelle les sédiments grossiers sont supportés par une matrice cohésive formée d'un fluide interstitiel et de sédiments très fins.

En théorie chacun de ces mécanismes produit un dépôt démontrant des textures et structures sédimentaires typiques. En pratique toutefois il peut y avoir plus d'un mécanisme de support dans une coulée et le mécanisme de support dominant peut varier durant l'évolution de la coulée.

La plupart des coulées pyroclastiques que nous avons étudiées possèdent des textures et structures sédimentaires similaires à celles observées dans les coulées de débris. Les coulées hétérolithiques et les brèches hyaloclastiques du forage BA-79-16 sont celles qui ressemblent le plus à la coulée de débris typique définie par Hampton et Middleton (1976). Elles contiennent d'abondants fragments grossiers (plusieurs millimètres à quelques centimètres) supportés par une matrice riche en matériel fin et argileux. Ces coulées souvent mal granoclassées possèdent un tri très pauvre. Les coulées pyroclastiques du forage BA-79-16 ressemblent beaucoup aux coulées de débris pyroclastiques étudiées par Carey et Sigurdsson (1980) et Sigurdsson et al. (1980) dans le bassin quaternaire connexe aux îles volcaniques des Petites Antilles. Ces coulées sont massives, mal granoclassées et mal triées, et elles contiennent de nombreux intraclastes. Pour Sigurdsson et al, (1980) la présence de ces intraclastes indique un transport turbulent et érosif, ce qui diffère de la coulée de débris typique définie par Hampton et Middleton (1976). Certaines coulées de débris, d'âge Miocène à pléistocène, présentant les mêmes caractéristiques sédimentaires que les coulées du forage BA-79-16, ont été décrites par Schminke et von Rad (1979) dans le bassin sédimentaire bordant les îles Canaries. Le matériel composant ces coulées est toutefois largement d'origine épicyclastique, ce qui les distingue de nos coulées de débris et de celles décrites par Sigurdsson et al. (1980).

Les autres coulées pyroclastiques de la section du lac Barlow possèdent des structures sédimentaires plus variées que celles observées dans les coulées de débris. Certaines d'entre elles (BA-79-14, 48.3-52.3 mètres; BA-79-07, 167.7-170.7 mètres et BA-79-06, 29.7-33.4 mètres; BA-79-05, 162.7-175 mètres) se composent d'une zone massive inférieure qui passe graduellement vers le sommet à une zone laminée. Les structures observées dans la zone massive de ces coulées sont celles démontrées par les coulées de débris (tri pauvre, granoclasement mal défini,...). Dans ces coulées, le granoclasement est surtout apparent dans la zone de transition entre les zones massives et laminées. Les coulées possèdent des bases érosives et certaines contiennent des intraclastes. Ces coulées se distinguent donc de celles discutées précédemment par la présence d'une zone laminée. L'origine de telles zones laminées est discutée par Hampton et Middleton (1976) et par Fisher (1979). Durant l'avancement d'une coulée de débris, un nuage de cendres fines peut se former par séparation de matériel au sommet de la coulée. Ce nuage croît avec l'écoulement de la coulée et peut se séparer de la coulée qui l'a généré pour évoluer indépendamment. Ce nuage de cendres est une suspension moins concentrée qui s'écoule par courant de turbidité (Hampton et Middleton, 1976). Le nuage se sédimente lorsque la turbulence décroît et forme un dépôt massif ou contenant des laminations parallèles ou des rides (Fisher, 1979). Le nuage de cendres fines peut montrer un contact transitionnel avec la coulée de débris sous-jacente. Nous pensons donc que les zones laminées au sommet des coulées pyroclastiques BA-79-14, 48.3-52.3 mètres, BA-79-07, 167.7-170.7 mètres

(ou BA-79-06, 29.7-33.4 mètres) et BA-79-05, 162.7-175 mètres, représentent de tels nuages de cendres, sédimentés par traction . Dans le cas de la coulée pyroclastique commune aux forages BA-79-07 et BA-79-06, la zone laminée est, proportionnellement à la zone massive, beaucoup plus développée dans le forage BA-79-07. Cela démontre que le dépôt produit par la sédimentation d'un nuage de cendres peut varier latéralement. De plus cette coulée pyroclastique est, dans son ensemble, beaucoup plus feldspathique dans le forage BA-79-07. Des variations latérales peuvent donc également exister dans les coulées de débris.

Certaines coulées pyroclastiques dans la section du lac Barlow (celles présentes dans le forage BA-79-02) démontrent des passages très graduels à des "sédiments" beaucoup plus fins. D'après nous, il est possible que ces "sédiments" fins proviennent en partie de la sédimentation d'un nuage de cendres fines développé au-dessus des coulées pyroclastiques. L'absence de lamination suggère que le nuage s'est sédimenté à partir d'une suspension plutôt que par traction. L'augmentation graduelle de la quantité de matériel argileux dans les "sédiments" fins démontre que la déposition du nuage était accompagnée par la sédimentation pélagique normale. Cette dernière est devenue graduellement dominante et la fin de la séquence (dans le forage BA-79-02) coïncide avec la déposition de shales noirs.

Les coulées pyroclastiques de la section du lac Barlow ont donc été mises en place sous forme de coulées de débris, certaines d'entre elles pouvant être surmontées d'un nuage turbulent de cendres fines.

C H A P I T R E 5

LES COULEES DE LAVE MAFIQUE

5.1 Description des coulées de lave

La section du lac Barlow contient à sa base un empilement de coulées de lave mafique de près de 400 mètres d'épaisseur (annexe 1, coupe stratigraphique Ia et colonne stratigraphique Ia). Les coulées sont principalement massives mais de minces zones hyaloclastiques recouvrent le sommet de certaines d'entre elles. Le nombre précis de coulées de même que leur épaisseur individuelle demeurent indéterminés. Une brève étude pétrographique, dont les résultats apparaissent au tableau VI, a permis de caractériser quelque peu ces laves.

TABLEAU VI

PETROGRAPHIE DES LAVES
DE LA FORMATION DE GILMAN

1- BASALTE (1 échantillon)

La lave est microgrenue et possède une couleur vert foncé. Elle se compose de 15%-20% de phénocristaux d'un minéral mafique maintenant transformé en actinote et de près de 10% de microlites de plagioclase, distribués dans une matrice constituée d'aggrégats interstitiels de chlorite, épidote, leucoxène et quartz. Les phénocristaux prennent la forme de prismes tabulaires dont la taille est généralement inférieure à 0.5 millimètre mais qui peut atteindre 2 millimètres à l'occasion. Ils forment une texture glomérporphyrique bien développée. La taille des microlites de plagioclase ne dépasse pas 0.2 millimètre. La lave contient environ 15% de vésicules, possédant des formes très irrégulières, et maintenant remplies par du quartz.

2- ANDESITE (4 échantillons)

La lave est de couleur vert clair et son grain varie de aphanitique à microgrenu. Elle se compose de 2 % de phénocristaux euhédraux de plagioclase (≤ 1 mm) et de 10%-40% de microlites grossiers (0.2-0.4 mm) de plagioclase, distribués dans une matrice constituée principalement de chlorite et de quartz, avec des quantités moindres de leucoxène, carbonate et épidote. La taille et l'abondance des microlites dépend de la position des échantillons dans les

coulées. Le degré de vésicularité des andésites dépasse rarement 10%. Les vésicules sont elliptiques et leur taille moyenne se situe à près de 3 millimètres. Les vésicules sont maintenant remplies de chlorite et calcite, de calcite et quartz, ou de calcite et épidote.

Une mince coulée de lave mafique est intercalée parmi des sédiments dans la partie médiane de la section du lac Barlow (annexe 1, coupe stratigraphique Ib). Cette coulée s'étend de 148.1 à 154.5 mètres (486-507 pieds) dans le forage BA-79-02. La coulée est massive mais une mince zone hyaloclastique recouvre son sommet. La lave possède un grain fin et une couleur verte foncée. Microscopiquement elle se compose d'un assemblage de carbonate, chlorite, quartz et leucoxène et elle ne conserve pas ses textures primaires. La coulée de lave possède une polarité vers le sud, ce qui est inverse à la polarité normalement observée dans la section du lac Barlow. Les sédiments situés sous et au-dessus de la coulée démontrent eux aussi des polarités vers le sud. Ces polarités vers le sud indiquent la présence d'une zone de plissements de faible amplitude dans le forage BA-79-02. Ces plissements s'accompagnent probablement de certains déplacements puisqu'une zone de faille, de moins de un mètre d'épaisseur, est située à la base de la coulée de lave .

5.2 Interprétation

Les laves mafiques à la base de la section stratigraphique définissent en quelque sorte le sommet de la Formation de Gilman. Cette formation contient plusieurs intercalations de roches pyroclastiques et volcanoclastiques, distribuées surtout au sommet de la formation. La Formation de Blondeau, qui constitue tout le reste de la coupe stratigraphique, contient également quelques coulées de lave mafique (Allard et al., 1979) dont une a été décrite ci-dessus. Il suit que le passage de la Formation de Gilman à la Formation de Blondeau représente une transition graduelle entre

un volcanisme mafique essentiellement effusif et un volcanisme acide explosif.

La vésicularité des laves mafiques, d'à peu près 10%-15%, suggère une mise en place en milieu relativement peu profond, de l'ordre de 500 mètres ou moins (Moore, 1965; Jones, 1969). Par contre, l'absence de tout matériel pyroclastique mafique, sauf au sommet de la section (brèches hyaloclastiques du forage BA-79-16, et possiblement les fragments de coussinets dans les coulées hétérolithiques du même forage), indique que le milieu de mise en place de ces coulées de lave n'était pas côtier ou émergent.

C H A P I T R E 6

LES SEDIMENTS VOLCANOGENES

6.1 Description

6.1.1 Pétrographie et classification

Les sédiments volcanogènes se composent principalement de fragments volcaniques et de cristaux libres de nature variable (tableau VII). Une classification générale (tableau VIII) permet de distinguer trois grands groupes de sédiments volcanogènes selon leur composition. Les sédiments monolithologiques (types 1 et 2) se composent d'un seul type de fragments volcaniques, généralement de composition intermédiaire à felsiques (planches XIII-A, XIII-B). Plus rarement, les fragments possèdent une composition mafique. Les sédiments monolithologiques sont très peu abondants dans la section stratigraphique du lac Barlow.

TABLEAU VII

PETROGRAPHIE DES DIVERS TYPES DE FRAGMENTS
DANS LES SEDIMENTS VOLCANOGENES.

1- FRAGMENTS VOLCANIQUES INTERMEDIAIRES A FELSIQUES (V3).

a) V3C

fragments cristallins, non vésiculés, constitués d'une mosaïque microgrenue de quartz qui contient, en quantité variable, de petits microlites (≤ 0.2 mm) de plagioclase avec surcroissances sphérulitiques. Les microlites sont orientés préférentiellement et forment une texture fluidale bien développée. Les fragments sont généralement porphyriques et il en existe plusieurs variétés:

- 1) à phénocristaux de plagioclase (\pm quartz)
- 2) à phénocristaux de plagioclase et hornblende (\pm quartz)
- 3) à phénocristaux de quartz (\pm plagioclase)

Les phénocristaux possèdent souvent des formes euhédrales et leur taille varie de 0.5 à 2 millimètres.

Les fragments cristallins prennent souvent la forme de petits blocs équidimensionnels anguleux à sub-anguleux.

b) V3V

fragments vitreux ou très peu cristallins, généralement peu ou pas vésiculés. Le verre est très souvent remplacé par une mosaïque microgranulaire de quartz, feldspath, chlorite et leucoxène. Les fragments peuvent être aphyriques ou porphyriques.

Les variétés de fragments porphyriques sont :

- 1) à phénocristaux de plagioclase (\pm quartz)
- 2) à phénocristaux de plagioclase et hornblende (\pm quartz)
- 3) à phénocristaux de quartz (\pm plagioclase)

Les phénocristaux, souvent euhédraux, mesurent rarement plus de 2 millimètres. Les fragments prennent souvent la forme de petits blocs équidimensionnels anguleux mais ils peuvent aussi posséder des surfaces conchoïdales et des pointes acérées.

2- FRAGMENTS VOLCANIQUES MAFIQUES (V7).

a) V7C

fragments cristallins contenant 30% à 50% de microlites de plagioclase, mesurant 0.2 millimètre ou moins. Les microlites sont enchevêtrés dans une pâte de chlorite et leucoxène. Les fragments ne sont pas vésiculés et contiennent peu de phénocristaux (plagioclase). Ils possèdent généralement des formes équidimensionnelles et des contours anguleux.

b) V7V

fragments vitreux ou très peu cristallins. Dans certains cas les fragments sont constitués d'une pâte de verre chloritisé ne contenant que quelques microlites de plagioclase (≤ 0.2 mm). Ces fragments ont des formes équidimensionnelles et des contours anguleux.

Dans d'autres cas, les fragments se composent uniquement de verre chloritisé et carbonatisé et ne contiennent pas de microlites ou de phénocristaux. Ces fragments possèdent des formes allongées, des surfaces conchoïdales et des pointes acérées.

3- CRISTAUX LIBRES (C).

a) pl.

cristaux de plagioclase aux formes euhédrales, mesurant 2 millimètres

ou moins. Les cristaux peuvent être fragmentés et posséder des pointes acérées.

b) qtz.

cristaux de quartz, de 1 millimètre ou moins, possédant généralement des contours anguleux et des pointes acérées.

c) hbld.

cristaux de hornblende verte à brune, aux formes losangiques euhédrales ou plus fragmentées. La taille des cristaux ne dépasse pas 3 millimètres.

4- INTRACLASTES

a) S

petits fragments (≤ 3 mm) de shale noir ou de silt. Les fragments de shale noir possèdent généralement des formes mal définies et des contours flous. Les fragments de silt ont des formes équidimensionnelles et des contours anguleux.

b) P

nodules de pyrite entières ou fragmentées. Les nodules entières sont sub-arrondies ou elliptiques et mesurent 1 millimètre à 1 centimètre.

TABLEAU VIII

CLASSIFICATION DES SEDIMENTS VOLCANOGENES
SELON LEUR COMPOSITION

A- SEDIMENTS MONOLITHOLOGIQUES

- 1- Composés essentiellement de fragments du type V3
 - a) prédominance de fragments de type V3C
 - b) prédominance de fragments de type V3V
- 2- Composés essentiellement de fragments du type V7V

* nous n'avons pas observé de sédiments composés essentiellement de fragments du type V7C

B- SEDIMENTS OLIGOLITHOLOGIQUES

- 3- Composés de fragments des types V3C et V3V

- les fragments de type V3V sont aussi abondants que ceux du type V3C
- 4- Composés de fragments des types V3V et V7V

- les fragments de type V7V sont aussi abondants que ceux du type V3V
- 5- Composés de fragments du type V3 (prédominance de V3V ou de V3C) et de cristaux libres C
 - a) Composés de V3 + pl. (\pm qtz, \pm S)
 - i - V3 plus abondant que pl.
 - ii - V3 aussi abondant que pl.
 - iii - V3 moins abondant que pl.
 - b) Composés de V3 + pl. + qtz. (\pm S)

- V3 plus abondant que pl. + qtz
 - c) Composés de V3 + pl. + hbld. (\pm qtz)

- V3 aussi abondant que pl. + hbld

- 6- Composés de fragments de type V3
(V3C aussi abondant que V3V) et de cristaux libres C
- V3 + pl., V3 aussi abondant que pl.

C- SEDIMENTS POLYGENETIQUES

- 7- Composés de fragments des types V3C, V3V, V7C, V7V, pl., qtz.
- prédominance des fragments du type V3.
- 8- Composés de fragments des types V3C, P, V7C, V7V, pl., qtz.
- prédominance des fragments des types V3C et P.

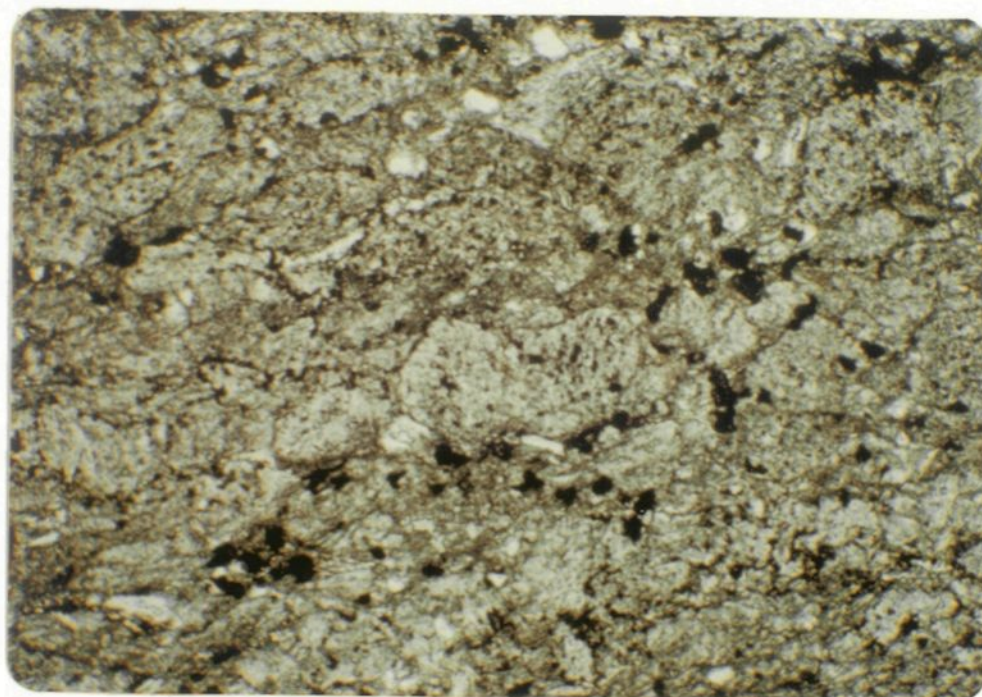
PLANCHE XIII-A: SEDIMENT VOLCANOGENE MONOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 1b (L.N.).

Le sédiment se compose essentiellement de fragments volcaniques peu cristallins mais contenant quelques microlites de plagioclase. Les fragments possèdent une composition intermédiaire à felsique.

PLANCHE XIII-B: SEDIMENT VOLCANOGENE MONOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 1b (L.P.).

Il est facile d'observer la faible cristallinité des fragments en lumière polarisée.

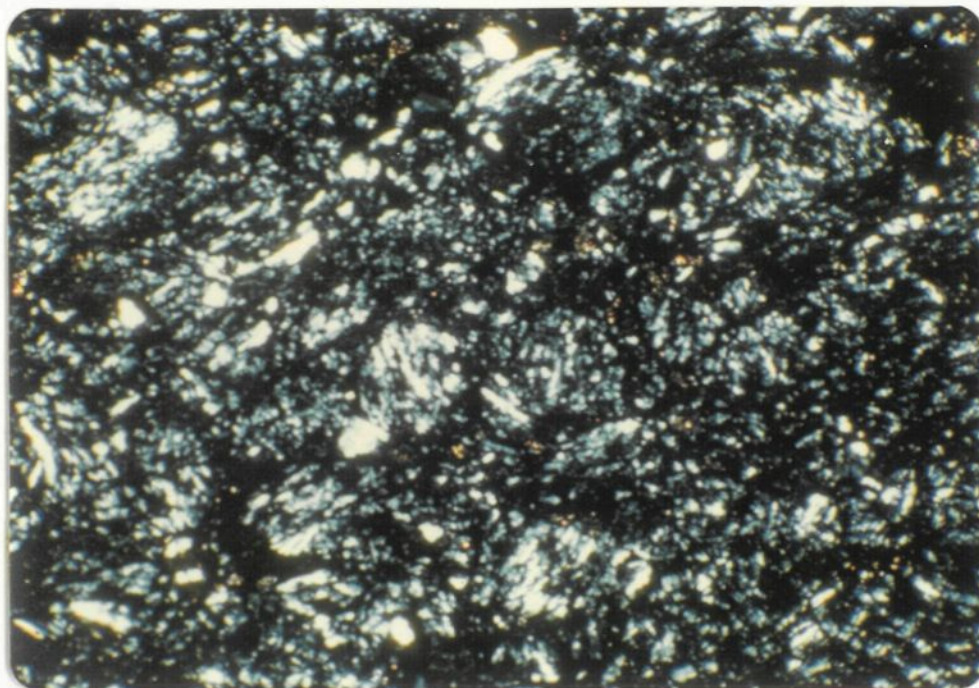
PLANCHE XIII



(A)



0.25 mm



(B)



0.25 mm

Les sédiments oligolithologiques (types 3,4,5 et 6) constituent le groupe de sédiments volcanogènes le plus abondant dans la section stratigraphique. Ils se composent principalement de un ou deux types de fragments volcaniques et de quantités variables de cristaux libres (planches XIV-A à XVII-B). Dans les sédiments oligolithologiques, les fragments volcaniques intermédiaires à felsiques représentent toujours un des principaux types de fragments volcaniques. Les fragments volcaniques possèdent une cristallinité variable mais celle-ci n'est généralement pas très élevée. Dans les variétés de sédiments oligolithologiques riches en cristaux de plagioclase, ces derniers sont souvent des éclats très anguleux plutôt que des cristaux euhédraux. Leur morphologie ressemble de façon frappante à celle des cristaux dans les zones laminées des coulées pyroclastiques.

Les sédiments polygénétiques (types 7 et 8) sont plus ou moins communs dans la section stratigraphique. Ils contiennent des fragments volcaniques très variés et des cristaux libres de nature diverse (planche XVIII). La composition de ces sédiments est généralement dominée par des fragments volcaniques intermédiaires à felsiques. Rarement, les sédiments polygénétiques contiennent des intraclastes (principalement des fragments de pyrite).

PLANCHE XIV-A: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE

DE TYPE 5ai (L.N.)

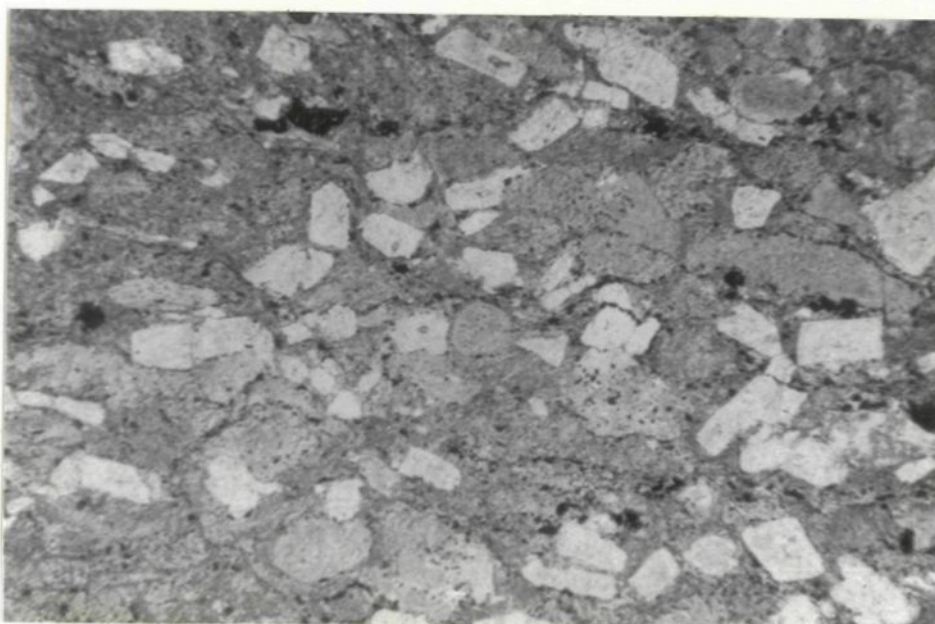
Le sédiment se compose principalement de fragments volcaniques felsiques aphyriques (gris) et de cristaux euhédraux de plagioclase (blanc). Notez que les fragments volcaniques sont plus abondants que les cristaux de plagioclase.

PLANCHE XIV-B: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE

DE TYPE 5ai (L.P.)

Notez la faible cristallinité des fragments volcaniques felsiques.

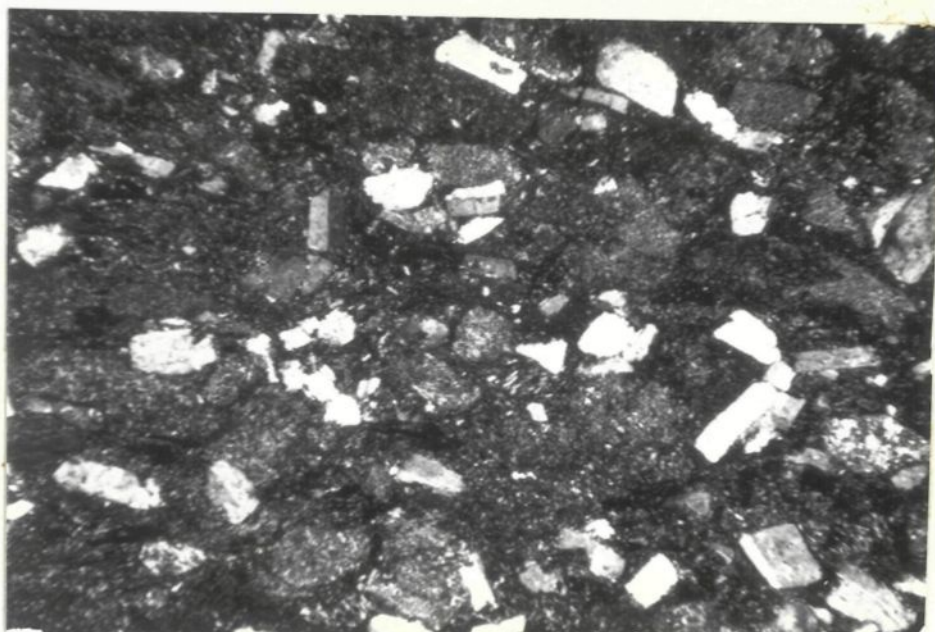
PLANCHE XIV



(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

PLANCHE XV-A: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE

DE TYPE 5a ii.

Le sédiment se compose de fragments volcaniques aphyriques, de composition intermédiaire à felsique (gris sombre), et de cristaux libres de plagioclase (gris blanc) distribués dans une matrice argileuse (noir). (L.N.)

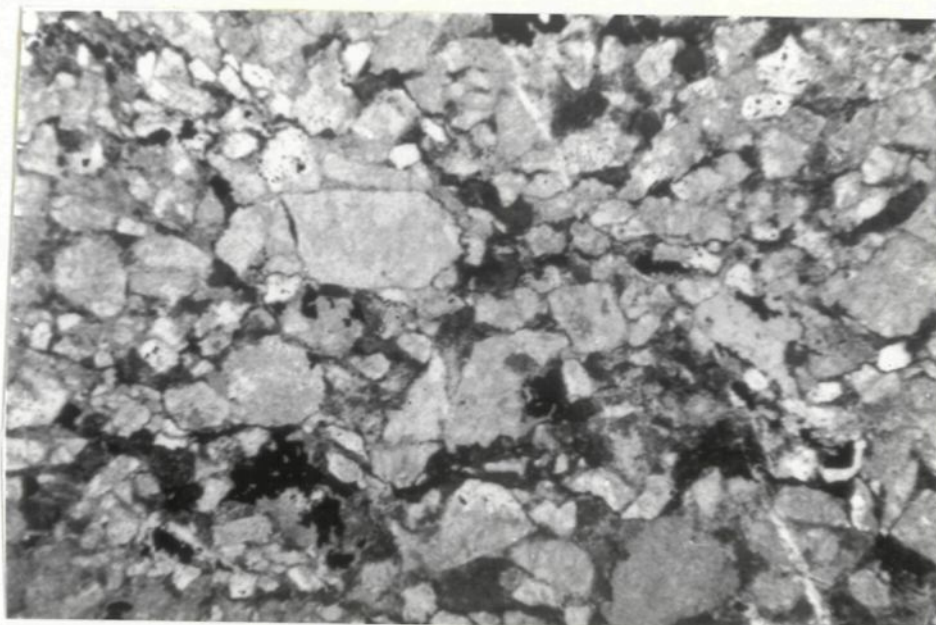
PLANCHE XV-B: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE

DE TYPE 5b.

Ce sédiment contient des fragments volcaniques felsiques plus ou moins porphyriques (gris sombre) et des cristaux libres de plagioclase (gris blanc) et de quartz (blanc). Les fragments volcaniques sont plus abondants que les cristaux. (L.P.)

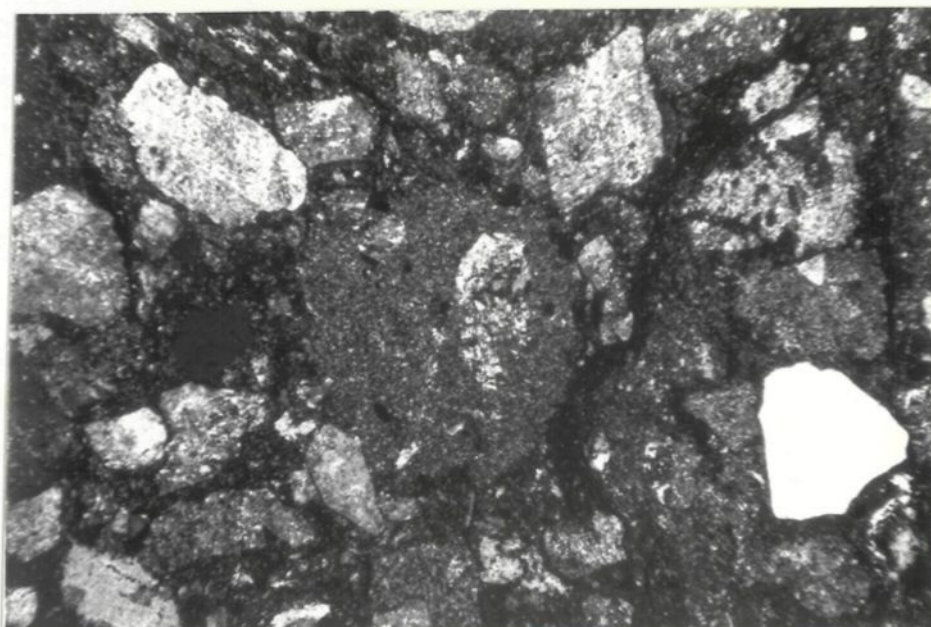
PLANCHE XV

(A)



0.25 mm

(B)



0.5 mm

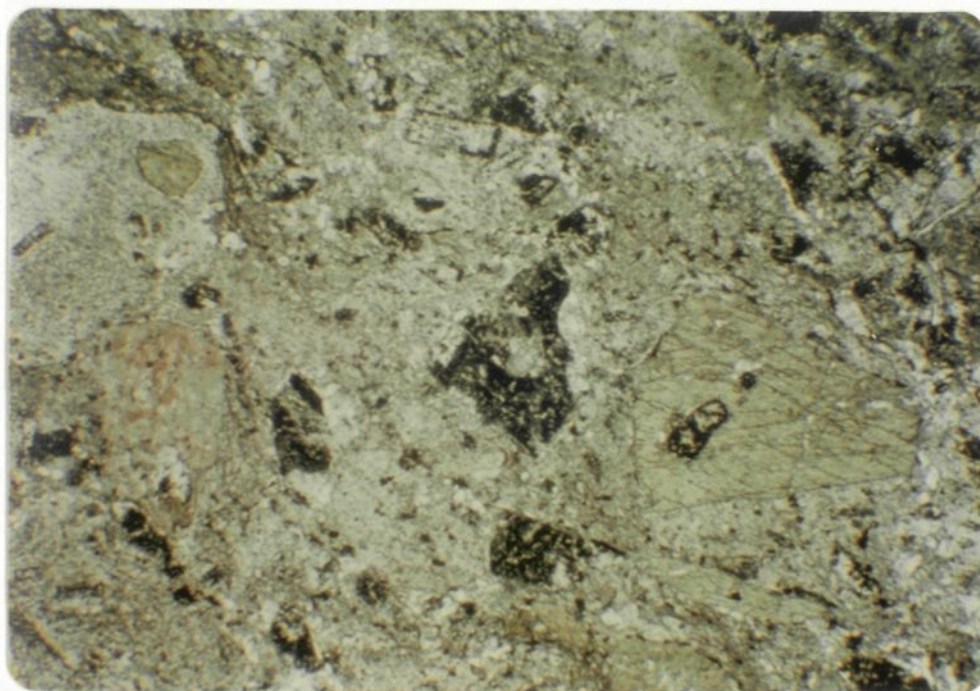
PLANCHE XVI-A: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 5c (L.N.).

Le sédiment contient des fragments volcaniques felsiques à phénocristaux de hornblende et plagioclase et des cristaux libres de hornblende et de plagioclase. Les fragments sont mal individualisés et les cristaux de plagioclase sont difficiles à observer (centre supérieur). L'altération des cristaux de hornblende est variable.

PLANCHE XVI-B: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 5c (L.P.).

Les fragments volcaniques possèdent une cristallinité moyenne et sont formés d'une mosaïque microgrenue de quartz et de feldspath dans laquelle baignent les phénocristaux.

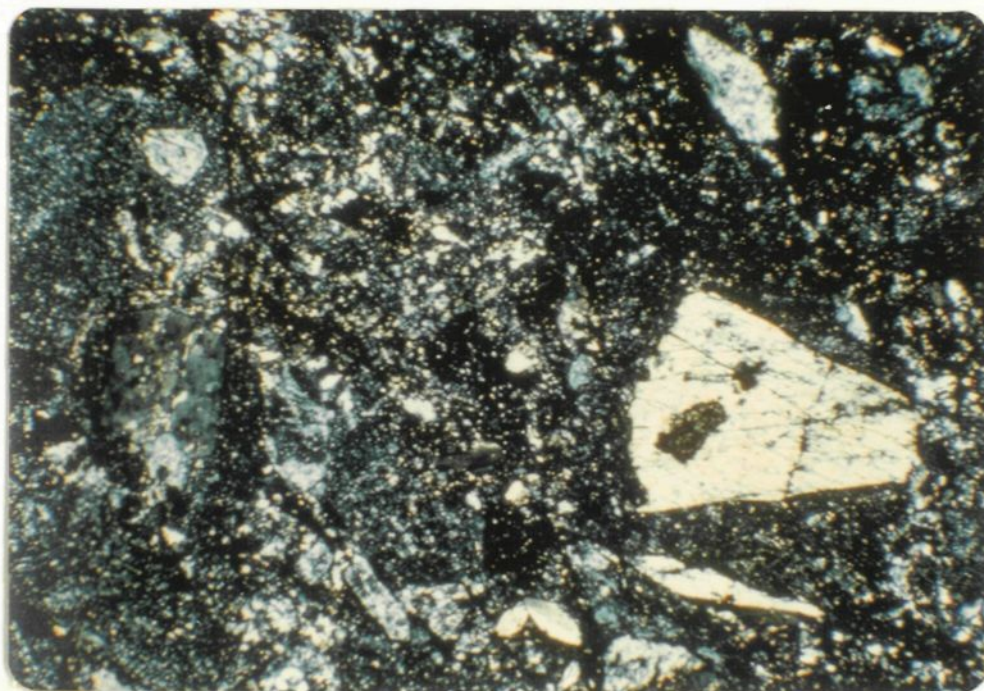
PLANCHE XVI



(A)



0.5 mm



(B)



0.5 mm

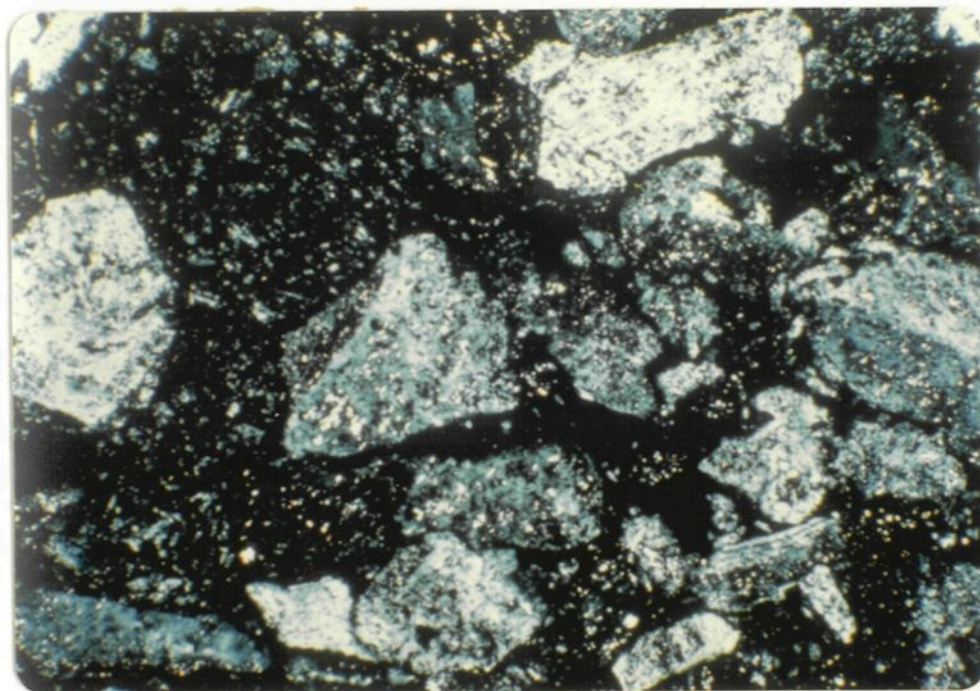
PLANCHE XVII-A: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 5a iii.

Le sédiment se compose de fragments volcaniques intermédiaires et de cristaux libres de plagioclase. Les fragments volcaniques sont aphyriques et très peu cristallins et ils sont moins abondants que les cristaux de plagioclase. (L.P.)

PLANCHE XVII-B: SEDIMENT VOLCANOGENE OLIGOLITHOLOGIQUE
DE TYPE 4.

Le sédiment contient des fragments volcaniques felsiques séricitisés (gris blanc) et des fragments volcaniques mafiques entièrement chloritisés (noir). Quelques cristaux libres de plagioclase (centre droit) sont également présents. (L.P.)

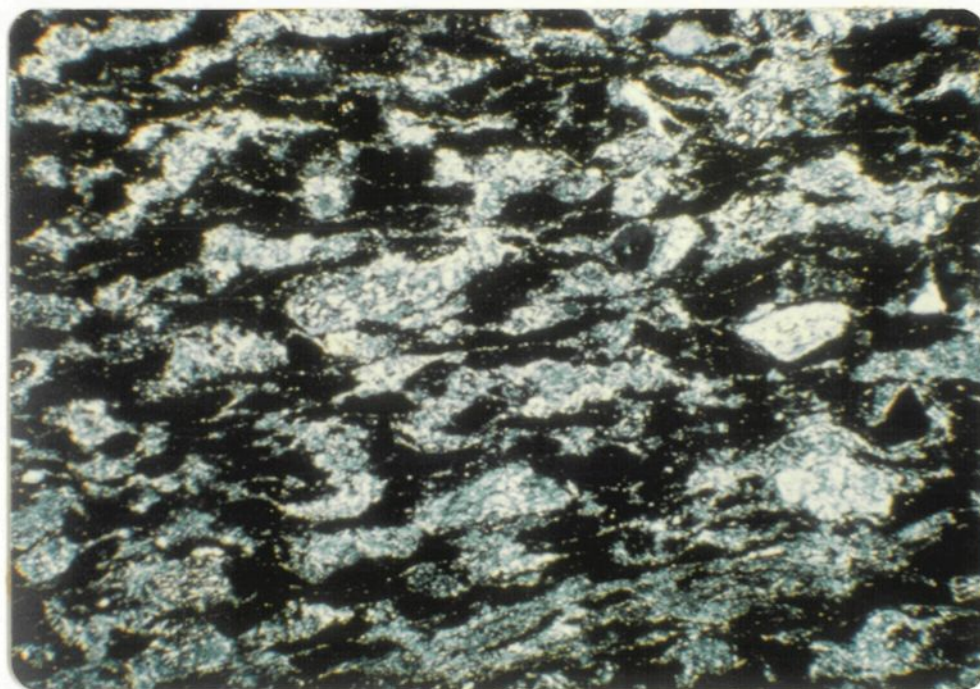
PLANCHE XVII



(A)



0.25 mm



(B)

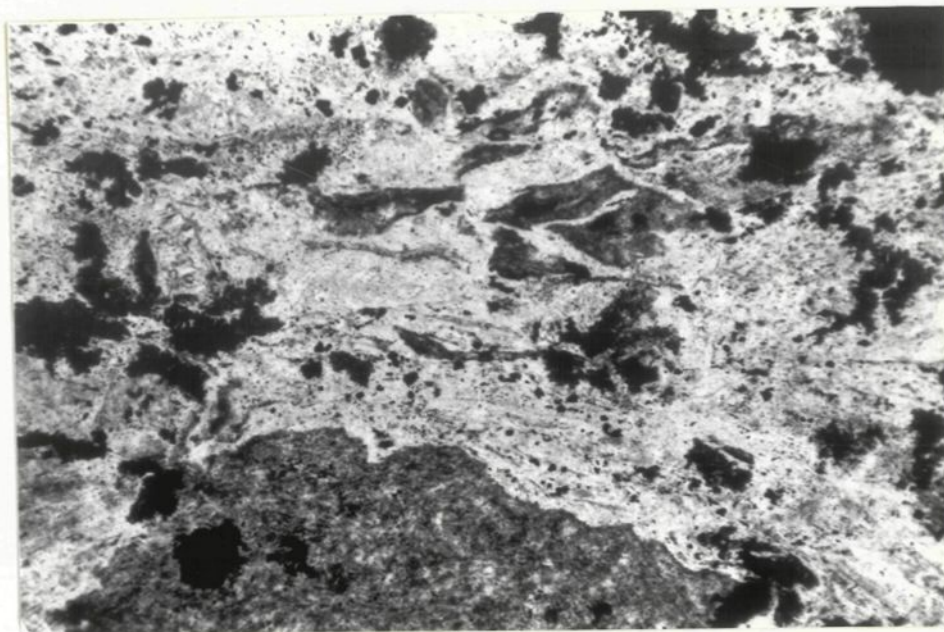


0.5 mm

PLANCHE XVIII : SEDIMENT VOLCANOGENE POLYGENETIQUE
DE TYPE 8.

Ce sédiment contient des fragments volcaniques intermédiaires à felsiques (en blanc au centre et coin supérieur gauche), des fragments volcaniques mafiques très microlitiques (en bas), des échar- des anguleuses de verre mafique (en gris sombre au centre) et des nodules arrondies de pyrite (coin supérieur droit). Les fragments sont très altérés et souvent mal individualisés. (L.N.)

PLANCHE XVIII



0.5 mm

Dans les sédiments volcanogènes, les fragments sont distribués dans une matrice dont l'abondance (5%-15%) et la composition sont variables. De façon générale, la matrice se compose de matériel très fin et de petits fragments dégradés. Moins souvent la matrice est constituée de matériel argileux. Dans ce cas, quelques intraclastes sont en général également présents (tableau VIII). Très rarement la matrice est très peu abondante et forme un mince film séricitique autour des fragments volcaniques. Les sédiments volcanogènes sont des grauweekes lithiques et/ou feldspathiques selon la classification de Pettijohn (1957). Nous préférons conserver le nom de sédiments volcanogènes en raison de leur origine (voir section 6.2).

6.1.2 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments volcanogènes forment des lits d'épaisseur variable (quelques millimètres à près de 30 centimètres par lit) mais qui est généralement de l'ordre de quelques centimètres. Leur granulométrie varie également et semble souvent être directement reliée à l'épaisseur des lits. Les lits les plus minces contiennent les fragments les plus petits tandis que les fragments grossiers se trouvent généralement dans les lits les plus épais. En moyenne la granulométrie des sédiments volcanogènes varie de 0.5 à 2 millimètres. Les sédiments volcanogènes possèdent un tri généralement pauvre à moyen mais il peut être très bon dans certains sédiments fins. Les sédiments démontrent des structures sédimentaires peu variées et forment généralement des lits massifs ou granoclassés, possédant

fréquemment une base érosive. Les lits à laminations parallèles sont peu fréquents et ceux à laminations entrecroisées sont encore plus rares. De plus ces lits ne démontrent pas de granoclassement. Dans quelques cas très rares, les lits se composent d'une zone basale granoclassée surmontée d'une zone à laminations parallèles.

6.1.3 Distribution dans la section stratigraphique.

Les sédiments volcanogènes se distribuent dans toutes les parties de la section stratigraphique mais cette distribution n'est cependant pas homogène. La base de la section (forages BA-79-14, 07, 06 et 05) contient peu de sédiments volcanogènes et ceux-ci se présentent surtout en minces lits bien individualisés (annexe 1, colonne stratigraphique Ia). La composition des sédiments peut varier brusquement d'un lit à l'autre. Au milieu (forages BA-79-03 et 02) et au sommet (forage BA-79-16) de la section stratigraphique, les sédiments volcanogènes sont plus abondants et des lits regroupés de composition semblable se superposent à plusieurs niveaux (annexe 1, colonnes stratigraphiques Ib, c). Les sédiments peuvent également former des lits bien individualisés. Une certaine cyclicité de la distribution des sédiments volcanogènes s'exprime par l'alternance de zones stratigraphiques contenant beaucoup ou peu de sédiments volcanogènes. Cette cyclicité s'observe surtout au milieu et au sommet de la section, et son amplitude varie de 10 à 20 mètres en moyenne. Il existe, en outre, des répétitions tectoniques par des plis et des failles, principalement dans le forage BA-79-16.

Les caractères des sédiments volcanogènes varient à travers la section. Ainsi les lits individuels et les groupes de lits superposés sont en moyenne plus épais et leur granulométrie est plus grande au sommet de la section qu'à sa base. La composition des sédiments semble moins reliée à leur position stratigraphique. Les sédiments oligolithologiques des types 5a et 5b (tableau VIII) dominent nettement dans l'ensemble de la section. Les sédiments monolithologiques sont trop peu abondants pour juger de leur distribution stratigraphique. Les sédiments polygénétiques, bien que peu abondants, sont concentrés surtout au sommet de la section. La distribution des lits massifs et granoclassés semble homogène dans l'ensemble de la section. Les lits laminés se distribuent surtout au milieu et au sommet de la section.

Les sédiments volcanogènes sont présents dans l'ensemble de la section et alternent avec les autres faciès. A la base et au milieu de la section, ils alternent surtout avec des sédiments très fins (shales verts silicifiés et silts verts très fins). Les sédiments volcanogènes alternent également avec des sédiments fortement intraclastiques, au milieu et au sommet de la section stratigraphique. Des groupes de lits de sédiments volcanogènes alternent également avec des unités assez épaisses de shales noirs, comme dans le forage BA-79-16. Enfin certains lits de sédiments volcanogènes reposent directement sur des coulées pyroclastiques et semblent présenter des affinités génétiques avec celles-ci (voir section 6.2).

6.2 Interprétation

6.2.1 Origine du matériel

La prédominance de matériel volcanique intermédiaire à felsique dans les sédiments volcanogènes indique qu'ils dérivent d'une source volcanique de cette composition. Les sédiments volcanogènes ne proviennent donc pas de l'érosion des roches volcaniques plus anciennes parce que celles-ci sont essentiellement de composition mafique. Nous pensons plutôt que les sédiments volcanogènes sont étroitement associés à une activité volcanique explosive contemporaine, et qu'ils dérivent largement de matériel pyroclastique non consolidé, érodé et redéposé autour de petits centres volcaniques situés en milieu émergent ou sub-émergent. Plusieurs évidences soutiennent cette interprétation:

- 1) La présence de plusieurs coulées pyroclastiques dans la section stratigraphique démontre qu'il y avait une activité volcanique explosive contemporaine à la déposition des sédiments volcanogènes. De plus, certaines de ces coulées contiennent des ponces et dérivent d'explosions magmatiques. Or les explosions magmatiques se produisent généralement en milieu émergent ou sub-émergent (Williams et McBirney, 1979).
- 2) Les sédiments volcanogènes contiennent beaucoup de matériel volcanique vitreux ou peu cristallin, dont la morphologie ressemble à celle du matériel dans les coulées pyroclastiques.
- 3) Il y a beaucoup de cristaux libres dans les sédiments volcanogènes. Il est difficile de concevoir qu'une telle quantité de cristaux puisse être libérée de roches cristallines consolidées alors que les cristaux libres sont une composante caractéristique des dépôts pyroclastiques. La morphologie des cristaux (euhédraux ou éclats acérés) dans les sédiments volcanogènes ressemble à celle des cristaux dans les coulées pyroclastiques.

- 4) Les fragments dans les sédiments volcanogènes sont très peu arrondis. L'érosion de terrain volcanique consolidé et le transport subséquent du matériel produirait des fragments mieux arrondis. Il est plus probable que le matériel des sédiments volcanogènes provienne de dépôts pyroclastiques facilement érodables.
- 5) L'absence de fragments plutoniques ou métamorphiques et la faible quantité de cristaux de quartz dans les sédiments volcanogènes ne suggèrent pas la présence d'un terrain cratonisé dans la région source. Cette dernière doit plutôt consister en une série de petits îlots volcaniques.

Si notre interprétation sur l'origine des sédiments volcanogènes s'avère juste, la composition de ceux-ci doit donc refléter la nature du volcanisme explosif qui prenait place sur les îlots volcaniques. Nous n'avons jamais identifié avec certitude la présence de ponces dans les sédiments volcanogènes. Trois hypothèses pourraient expliquer cette observation:

- 1) Les explosions volcaniques étaient surtout de type phréomagmatique ou phréatique. Ces explosions produisent peu de matériel vésiculé (Williams et McBirney, 1979).
- 2) Durant la redéposition du matériel pyroclastique, il y a eu séparation hydrodynamique entre les ponces et les fragments plus denses.
- 3) Les ponces contenues dans les sédiments volcanogènes ont subi une altération diagénétique préférentielle et se confondent maintenant avec la matrice.

Ces trois processus combinés ont probablement contribué à l'absence (réelle ou apparente) de ponces dans les sédiments volcanogènes.

Certains sédiments volcanogènes peuvent être reliés à des explosions volcaniques discrètes (matériel directement redéposé) alors que d'autres se composent des produits homogénéisés de plusieurs explosions. Les sédiments monolithologiques peuvent être directement reliés à des explosions discrètes, de même que la plupart des sédiments oligolithologiques. Ces derniers sont nettement dominés par les types 5a et 5b (tableau VIII), qui possèdent une composition restreinte. Cela semble indiquer une activité volcanique explosive peu variée, les explosions étant principalement du même type. Cependant la diversité de composition démontrée par les coulées pyroclastiques suggèrent une activité explosive variée. Certains sédiments oligolithologiques (type 4, possiblement types 3 et 6) se composent probablement des produits homogénéisés de plusieurs explosions. C'est également le cas des sédiments polygénétiques qui peuvent même dériver en partie de processus épicastiques (érosion de roches volcaniques). Ils contiennent en effet plusieurs fragments volcaniques très cristallins, aux formes sub-arrondies.

Par leur origine, les sédiments volcanogènes (en particulier ceux reliés à des explosions discrètes) ne diffèrent pas d'une façon fondamentale des coulées pyroclastiques, la principale différence étant le mécanisme de leur mise en place. Les études des séquences sédimentaires bordant les îles en arc modernes ont démontré une association étroite entre les produits du volcanisme sur les îles et les tabliers de détritiques qui les entourent. Dans la séquence volcanico-sédimentaire tertiaire des îles Fidji, Dickinson (1968) a

démontré des liens de cosanguinité génétique entre les sédiments volcanoclastiques et certaines formations volcaniques. Mitchell (1970) a étudié une succession sédimentaire du Miocène inférieur dans la région des Nouvelles Hébrides. Il y a identifié quinze faciès distincts parmi lesquels certains sont dérivés de roches volcaniques subaériennes et/ou sous-marines. Il a également reconnu la présence de dépôts pyroclastiques associés à ces faciès sédimentaires. Ballance (1974) a étudié une séquence sédimentaire oligocène en Nouvelle Zélande, qu'il interprète comme le produit d'une sédimentation active dans un bassin central. Il reconnaît principalement deux sources à la sédimentation, une plate-forme d'eau peu profonde au nord et des chaînes volcaniques actives à l'ouest et à l'est. Certains faciès sédimentaires à l'intérieur du bassin sont dérivés totalement ou partiellement des roches volcaniques produites contemporanément dans les chaînes volcaniques.

Le bassin sédimentaire des Petites Antilles représente probablement le meilleur analogue moderne de notre section stratigraphique. Sigurdsson et al. (1980) ont démontré que les sédiments d'âge quaternaire dans le bassin provenaient directement de la re-sédimentation du matériel pyroclastique produit sur les îles. Ils ont également réussi à distinguer les dépôts volcanogènes directs (coulées pyroclastiques et retombées aériennes) de ceux remobilisés. Ces derniers consistent surtout en des turbidites pyroclastiques et des sables volcanogènes, reliés à des processus d'eau peu profonde près des îles ou à des écoulements en masse sur les pentes de

l'arc volcanique.

Certaines séquences volcano-sédimentaires précambriennes ressemblent également à notre séquence. La ceinture volcano-sédimentaire Vermillion contient des grauweekes composés essentiellement de fragments volcaniques dacitiques et de cristaux de plagioclase. Les grauweekes sont identiques en composition aux tufs dacitiques intercalés dans la séquence. Ojakangas (1972) propose que les grauweekes dérivent directement de la remobilisation des tufs dacitiques. Il n'écarte pas l'hypothèse que certains grauweekes puissent représenter des éruptions individuelles.

Dans la ceinture volcano-sédimentaire de Flin Flon, Bailes (1980) a étudié les sédiments protérozoïques du Groupe Amisk. Ceux-ci sont des mixtures hétérolithiques de fragments volcaniques felsiques et recouvrent une épaisse accumulation de laves mafiques mises en place en milieu sous-marin. Bailes utilise les mêmes critères que nous pour démontrer que les sédiments proviennent de la resédimentation de matériel pyroclastique. Selon lui, le caractère hétérolithique des sédiments reflète un transport sub-aérien et une homogénéisation des détritiques.

6.2.2 Mécanismes de mise en place des sédiments volcanogènes.

Les sédiments volcanogènes étudiés par ces auteurs démontrent très souvent des séquences de structures sédimentaires indiquant une mise en place par courants de turbidité. Dans notre section

stratigraphique, les sédiments volcanogènes possèdent généralement des structures sédimentaires (lits massifs ou granoclassés, avec parfois une base érosive) qui suggèrent une déposition par d'autres mécanismes. Nous pensons que la remobilisation du matériel pyroclastique s'est effectuée par des processus d'eau peu profonde tels que courants océaniques ou actions des vagues, ainsi que par des écoulements en masse de matériel instable accumulé rapidement sur les pentes des îlots volcaniques. Ces processus se sont avérés très efficaces dans la redistribution du matériel pyroclastique autour des îles volcaniques des Petites Antilles (Sigurdsson et al., 1980).

Nous avons observé certains sédiments volcanogènes du type 5a qui représentent probablement des retombées aériennes (air fall) de matériel pyroclastique (planches XIX-A à XX-B). Ces sédiments bien triés, dont la granulométrie dépasse rarement 0.1 millimètre, se composent de matériel vitreux (échardes de verre aux formes acérées) et d'éclats de cristaux (principalement plagioclase), et forment des lits de quelques millimètres à deux centimètres d'épaisseur. Les lits sont généralement granoclassés ou à laminations parallèles, et ils possèdent fréquemment une base érosive. Très rarement, les lits se constituent d'une zone basale granoclassée et d'une zone supérieure à laminations parallèles. Parce qu'ils forment des lits minces et que leur granulométrie est très faible, les lits de retombées aériennes sont difficilement identifiables et probablement que plusieurs d'entre eux n'ont pas été reconnus dans notre section stratigraphique.

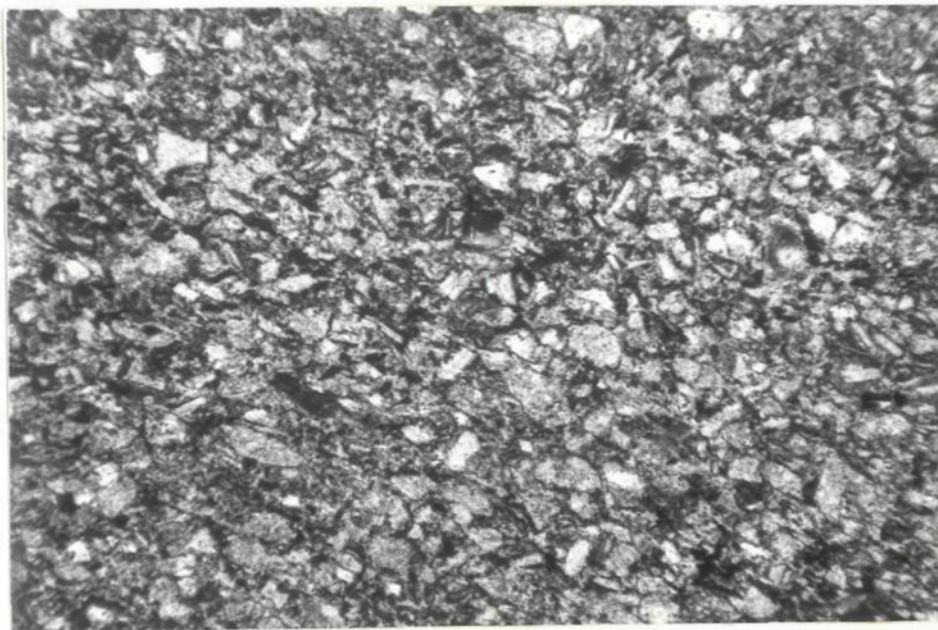
PLANCHE XIX-A: SEDIMENT VOLCANOGENE PROVENANT DE RETOMBEES
AERIENNES DE CENDRES FINES (L.N.)

Ce sédiment volcanogène contient des petites échardes de verre (gris) ainsi que des petits cristaux entiers ou fragmentés de plagioclase (gris blanc). Les formes primaires des échardes de verre sont très bien conservées.

PLANCHE XIX-B: SEDIMENT VOLCANOGENE PROVENANT DE RETOMBEES
AERIENNES DE CENDRES FINES (L.P.)

Les échardes de verre sont peu altérées et restent sombres en lumière polarisée. Notez l'abondance de matériel vitreux (noir) dans le sédiment.

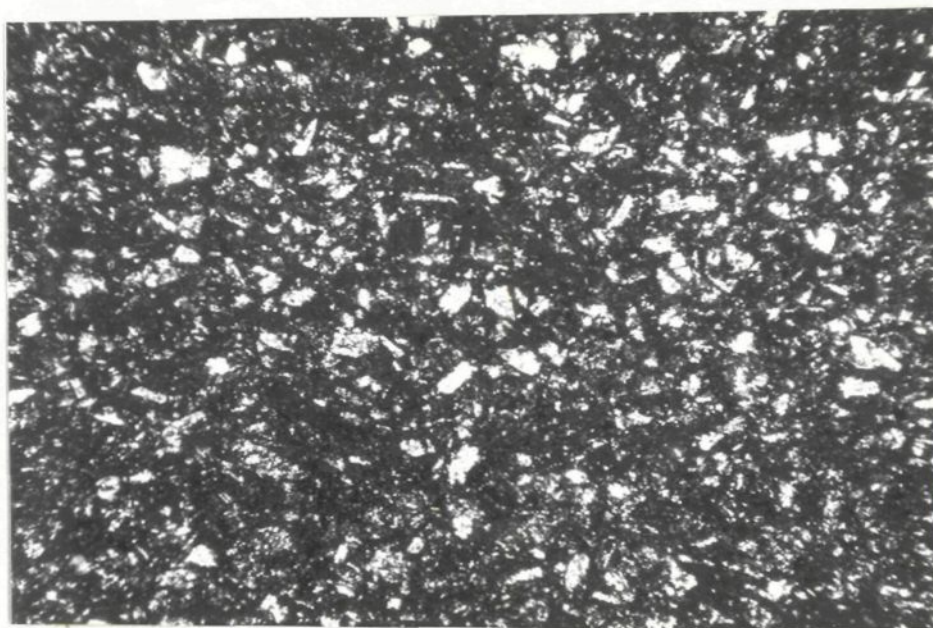
PLANCHE XIX



(A)



0.25 mm



(B)



0.25 mm

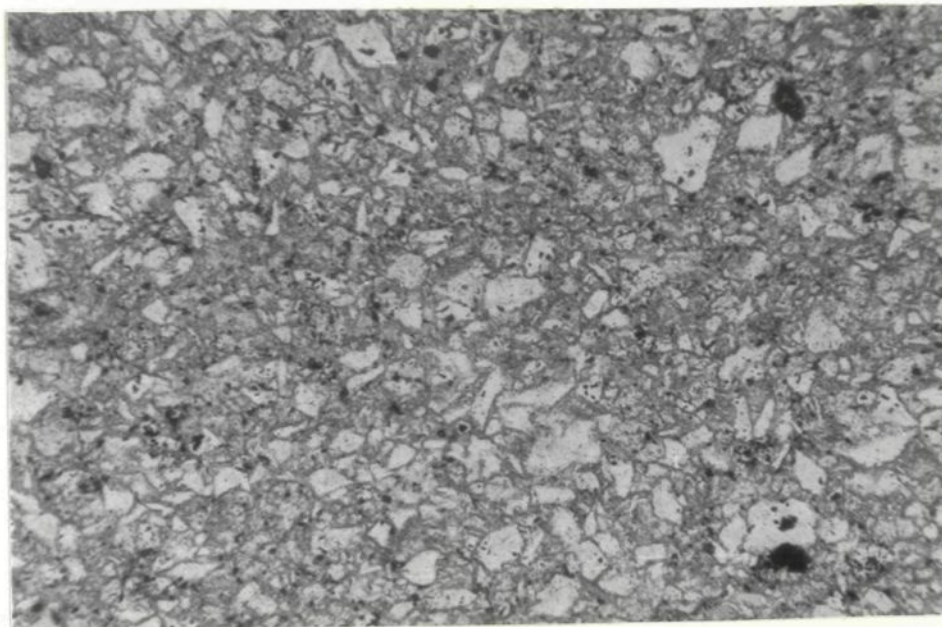
PLANCHE XX-A: SEDIMENT VOLCANOGENE PROVENANT DE RETOMBEES
AERIENNES RICHES EN CRISTAUX (L.N.).

Le sédiment volcanogène contient principalement des éclats acérés de plagioclase (blanc) ainsi que des échardes de verre très dégradées (gris sombre) dont les formes primaires sont mal conservées. Les échardes de verre les plus dégradées forment maintenant la matrice du sédiment.

PLANCHE XX-B: SEDIMENT VOLCANOGENE PROVENANT DE RETOMBEES
AERIENNES RICHES EN CRISTAUX (L.P.).

Les éclats de cristaux de plagioclase se distinguent très bien de la matrice vitreuse en lumière polarisée.

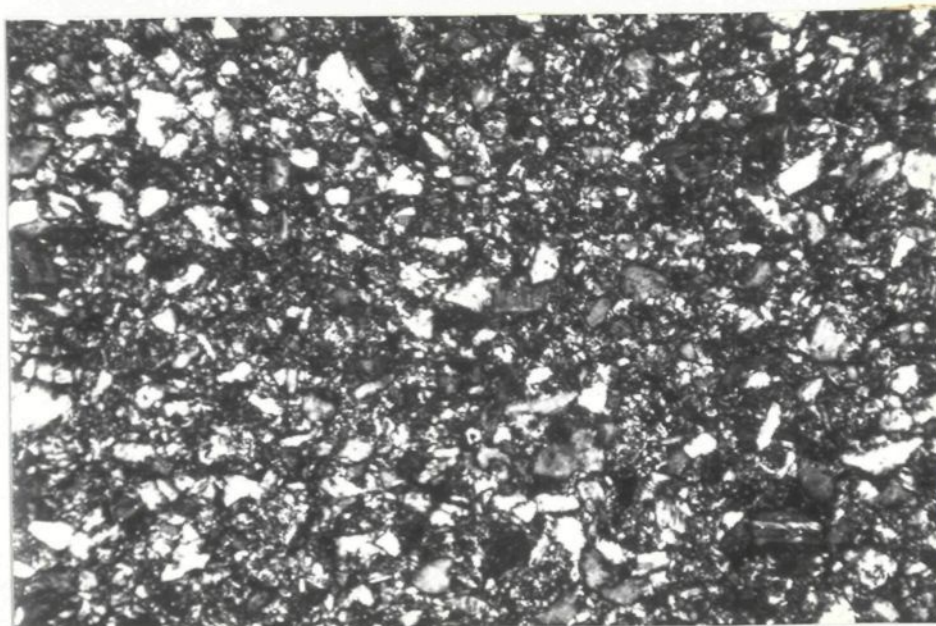
PLANCHE XX



(A)



0.25 mm



(B)



0.25 mm

Au cours de son transport aérien, le matériel des retombées subit un fractionnement éolien qui modifie les proportions de cristaux et de verre initialement contenues à la source (Sparks et Walker, 1977; Carey et Sigurdsson, 1980). Lors de sa retombée en mer, le matériel peut se déposer selon plusieurs mécanismes. Dans le cas le plus simple, le matériel s'accumule sur le fond marin par sédimentation pélagique et forme un dépôt sans base érosive mais généralement granoclassé en raison du tri hydraulique qui affecte les particules (Ledbetter et Sparks, 1979). Les dépôts produits de cette façon peuvent également se composer d'une zone basale grossière et d'une zone supérieure plus fine et granoclassée (Ninkovich et al., 1978). Si un large volume de matériel est accumulé rapidement, celui-ci peut être remobilisé par des courants de turbidité ou par des coulées de grains ou de débris (Watkins et al., 1978). Dans d'autres cas, le matériel est redistribué par des courants océaniques qui produisent des dépôts granoclassés ou laminés, possédant fréquemment une base érosive (Watkins et al., 1978; Sigurdsson et al., 1980). Dans notre section stratigraphique, les lits de retombées aériennes possèdent souvent des structures sédimentaires (bases érosives, laminations parallèles) qui ne peuvent pas être formées par la sédimentation passive du matériel sous l'effet de la gravité. Ces structures indiquent plutôt que le matériel des retombées aériennes a été déposé principalement par des courants océaniques. Quelques rares lits de retombées aériennes, composés d'une zone basale granoclassée et d'une zone supérieure à laminations parallèles, ont probablement été mis en place par des courants de turbidité.

C H A P I T R E 7

LES SEDIMENTS INTRACLASTIQUES

7.1 Description

7.1.1 Pétrographie

Les sédiments intraclastiques sont représentés surtout par des grès fins mais également par quelques grès conglomératiques. Les grès intraclastiques (planches XXI-A, XXI-B), de couleur noire très prononcée, contiennent 40% à 70% de petits intraclastes de shale noir, de taille variable (0.1 - 1 millimètre) mais ne dépassant généralement pas 0.4 millimètre. Les intraclastes sont souvent très allongés et peuvent posséder des formes floues et des contours diffus. Les intraclastes peuvent également posséder des formes lenticulaires avec des contours déchiquetés ou plus réguliers. Dans les grès les plus riches en intraclastes, ces derniers s'agglomèrent et perdent leur individualité. Les grès intraclastiques contiennent également, mais en faible quantité, des petits fragments d'origine volcanique. Ces fragments sont surtout des petits cristaux (0.1 - 0.3 millimètre) de plagioclase souvent très dégradés. Les intraclastes et les fragments volcaniques sont distribués dans une matrice très fine constituée de quartz, chlorite et leucoxène.

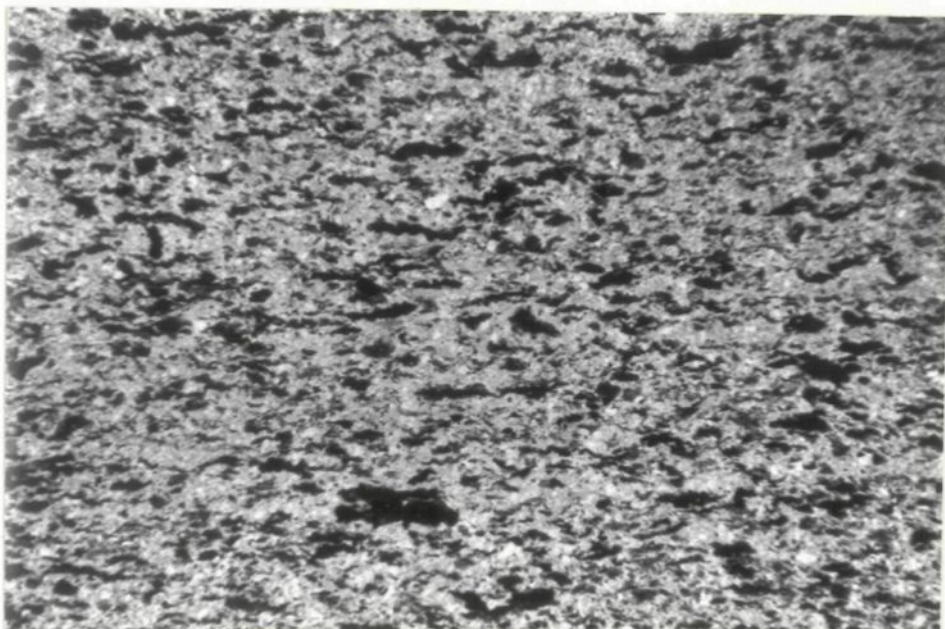
PLANCHE XXI-A: GRES INTRACLASTIQUE.

Les grès intraclastiques contiennent des petits intraclastes de shale noir (en noir) qui sont distribués dans une fine matrice de quartz, chlorite et leucoxène (gris). Notez l'allongement préférentiel des intraclastes de shale noir. (L.N.)

PLANCHE XXI-B: VUE DETAILLEE DES INTRACLASTES.

Les intraclastes possèdent des formes allongées et des contours irréguliers. (L.N.)

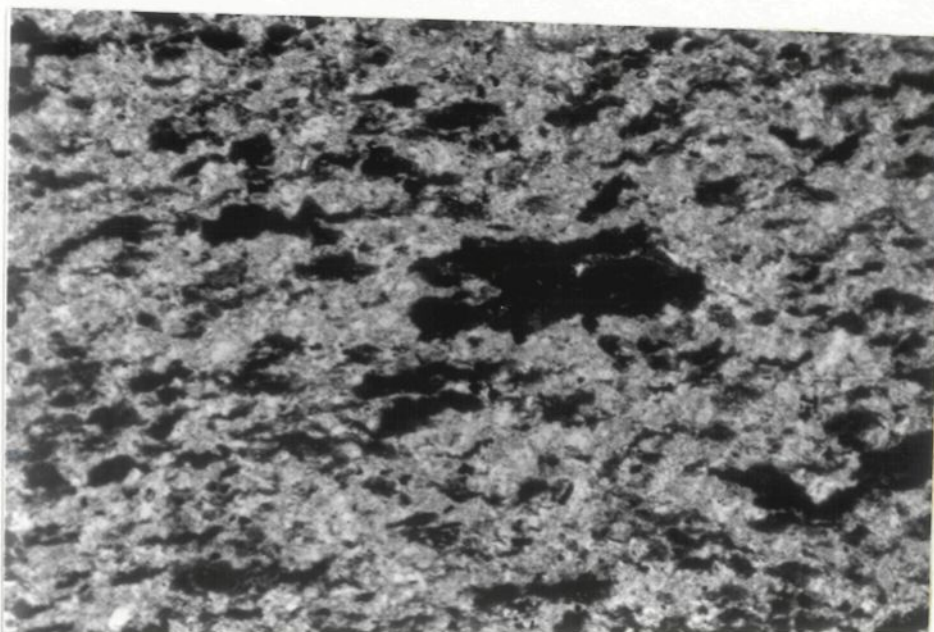
PLANCHE XXI



(A)



0.5 mm



(B)



0.25 mm

Les grès conglomératiques intraclastiques, également de couleur noire, contiennent entre 20% et 50% d'intraclastes grossiers (5 millimètres à 3 centimètres) de shale noir et de silt fin argileux. Ces intraclastes sont souvent laminés et possèdent des formes allongées souvent tabulaires et aux contours sub-anguleux (planches XXII). Des fragments d'origine volcanique peuvent également être présents mais en faible quantité (45%). Ces fragments sont généralement très dégradés. La matrice de ces grès conglomératiques se compose de très petits intraclastes (0.1 millimètre) et d'une fine pâte séricitisée.

Les sédiments intraclastiques sont finement interlités avec des shales et des silts très fins. Ces sédiments fins sont de couleur variant de vert à gris et se distinguent facilement des sédiments intraclastiques. Ces shales et silts très fins se composent d'une pâte très fine constituée principalement de quartz, avec des quantités moindres de chlorite, carbonate et leucoxène. Ils contiennent jusqu'à 10% de petits fragments volcaniques (≤ 0.3 millimètre) généralement très dégradés. Quelques rares petits intraclastes de shale noir peuvent aussi être présents.

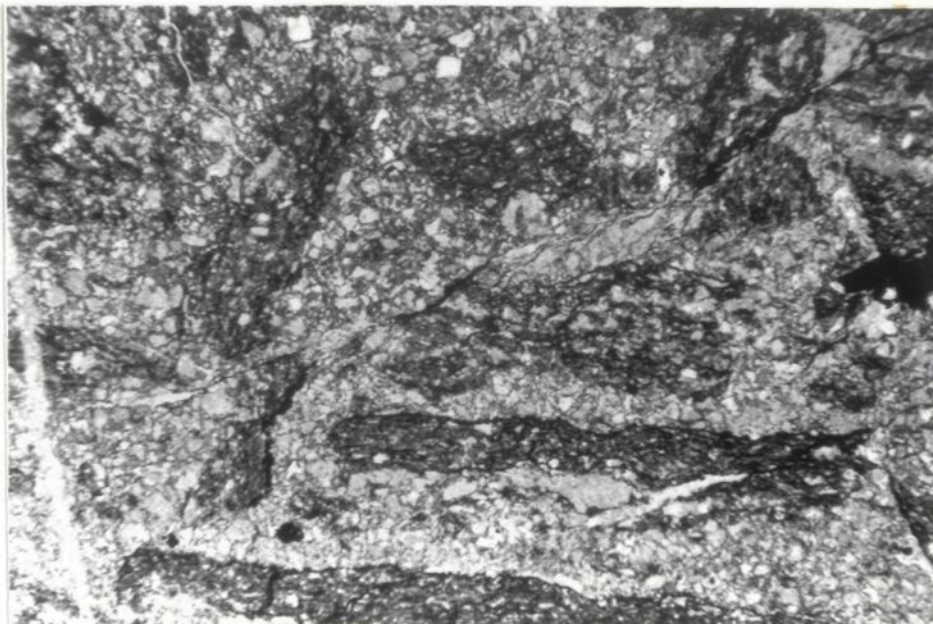
7.1.2 Structures sédimentaires

Les grès intraclastiques sont disposés en minces lits, généralement d'épaisseur millimétrique mais parfois centimétrique, alternant plus ou moins régulièrement avec des lits millimétriques à centimétriques de shale et silt très fin. Les lits

PLANCHE XXII : GRES CONGLOMERATIQUE INTRACLASTIQUE.

Les grès conglomératiques contiennent plusieurs intraclastes tabulaires de silt argileux (noir) ainsi que des petits cristaux de plagioclase (blanc). Notez l'orientation préférentielle des intraclastes. (L.N.)

PLANCHE XXII



0.5 mm

de grès intraclastiques possèdent généralement une base très nette, parfois érosive sur les sédiments plus fins. Le sommet des lits de grès est également souvent très net. Les lits peuvent être tabulaires (planches XXIII-A), mais fréquemment ils sont ondulants et lenticulaires (planches XXIII-B). Les lits individuels de grès intraclastiques sont presque toujours bien laminés. Les laminations parallèles, les laminations ondulatoires et les rides sont très communes dans les lits de grès intraclastiques. Seulement quelques lits de grès possèdent un bon granoclassement. Les grès intraclastiques sont moyennement à bien triés. Les sédiments intraclastiques sont souvent affectés par des plis d'amplitude centimétrique à métrique. Nous ne savons pas si ces plis sont d'origine synsédimentaire ou tectonique.

Les grès conglomératiques forment des lits dont l'épaisseur varie de plusieurs centimètres à un peu moins de un mètre. Ces lits sont massifs ou granoclassés et peuvent posséder une base érosive. Le tri varie de moyen à bon. Les grès conglomératiques sont peu abondants dans la section stratigraphique et ils sont intercalés parmi les grès intraclastiques.

Les shales et silts très fins interlités avec les grès intraclastiques sont disposés en lits millimétriques à centimétriques. Ces lits sont généralement massifs ou faiblement laminés (laminations parallèles).

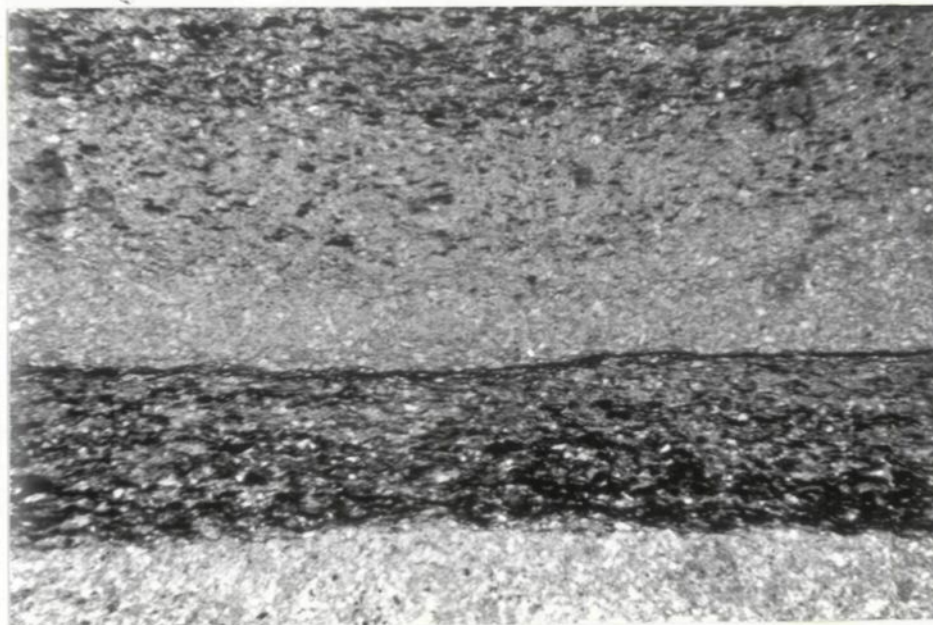
PLANCHE XXIII-A: LIT TABULAIRE DE GRES INTRACLASTIQUE.

Les lits de grès intraclastiques (noir) alternent avec des lits de sédiments plus fins (gris pâle). Un lit tabulaire de grès intraclastique (en bas), plus ou moins bien granoclassé, est en contact très net avec les sédiments fins. Un autre lit de grès intraclastique (en haut), contenant une moins grande quantité d'intraclastes, offre un contact plus graduel avec les sédiments fins. (L.N.)

PLANCHE XXIII-B: LIT LENTICULAIRE DE GRES INTRACLASTIQUE.

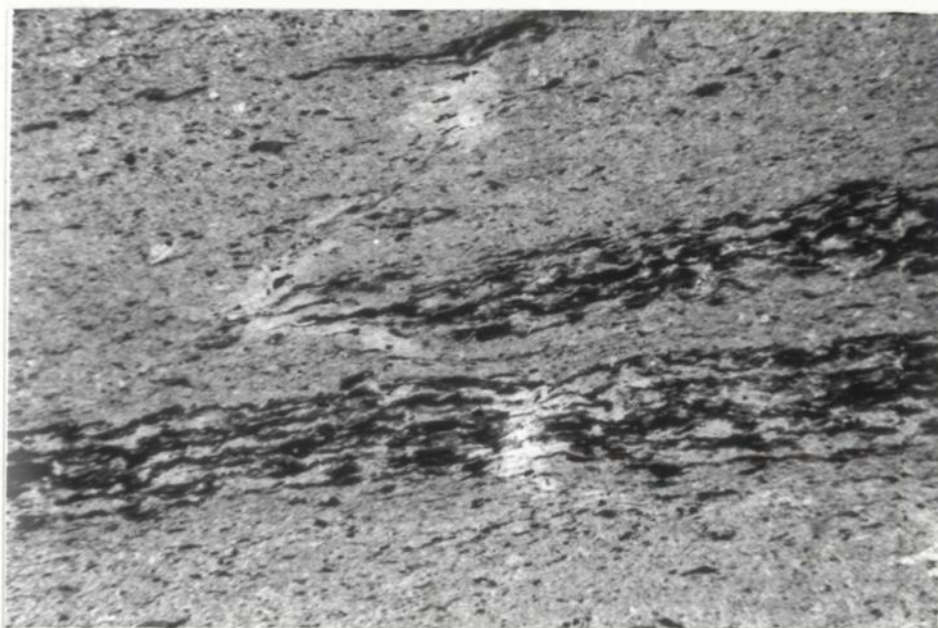
Les grès intraclastiques forment fréquemment des lits lenticulaires (au centre). Notez que les lits de sédiments fins (gris) contiennent quelques petits intraclastes. (L.N.)

PLANCHE XXIII



(A)

┌───┐
0.5 mm



(B)

┌───┐
0.5 mm

7.1.3 Distribution dans la section stratigraphique.

Les sédiments intraclastiques et les shales et silts très fins avec lesquels ils sont interlités forment ensemble une séquence continue de plusieurs dizaines de mètres au milieu de la section stratigraphique (annexe 1, colonne stratigraphique Ib). Les sédiments intraclastiques apparaissent brusquement parmi les shales et silts très fins et deviennent rapidement aussi abondants que ces derniers. La distribution des sédiments intraclastiques dans cette séquence est toutefois variable. Des zones de quelques mètres d'épaisseur, contenant respectivement plus et moins de lits de sédiments intraclastiques, alternent de façon plutôt irrégulière dans la séquence.

La séquence de sédiments intraclastiques interlités avec les sédiments fins est parfois interrompue par de minces intercalations (≤ 1 mètre) de sédiments volcanogènes ou par des unités peu épaisses (≤ 1 mètre) de shale noir (annexe 1, colonne stratigraphique Ib). Une coulée pyroclastique, qui passe graduellement à des sédiments très fins, est également intercalée au milieu de la séquence. Enfin une mince coulée de lave mafique, d'une épaisseur de 6 mètres, s'intercale parmi les sédiments intraclastiques par un jeu de failles.

7.2 Interprétation

La présence de nombreux intraclastes, parfois relativement grossiers, les lits ondulants ou lenticulaires, les laminations ondulant et les rides sont pour nous autant d'évidences que les sédiments

intraclastiques ont été formés par des processus de haute énergie. Par contre, la faible épaisseur des lits individuels de sédiments intraclastiques et les nombreuses intercalations de shales et silts très fins suggèrent que ces processus n'intervenaient que de façon périodique et durant des intervalles de temps de courte durée dans le milieu de sédimentation. Les mécanismes qui ont conduit à la formation et à la déposition des sédiments intraclastiques doivent répondre aux critères suivants:

- 1) ce sont des mécanismes très énergétiques capables d'éroder et de transporter d'importantes quantités d'intraclastes.
- 2) ces mécanismes n'interviennent que de façon périodique et durant de courts intervalles de temps mais leurs effets sont remarquables dans le milieu de sédimentation.
- 3) ces mécanismes peuvent générer toutes les structures sédimentaires démontrées par les sédiments intraclastiques.

De plus, bien que certains faciès continentaux ou côtiers peuvent démontrer l'alternance de sédimentation de haute et basse énergie hydrodynamique, les sédiments intraclastiques de notre section stratigraphique (de même que les faciès décrits dans les chapitres précédents) n'ont manifestement pas été déposés en milieu continental ou littoral mais sont d'origine franchement marine. Les mécanismes de formation et de déposition des sédiments intraclastiques doivent donc s'être produits en milieu marin. Parmi tous les mécanismes pouvant être envisagés, les phénomènes se produisant lors des tempêtes sur les plates-formes côtières peu profondes sont ceux qui répondent le mieux aux critères énumérés précédemment. Les tempêtes peuvent être considérées, à l'échelle géologique, comme

des événements périodiques de courte durée. Leur importance pour le transport du matériel et pour la génération de structures sédimentaires dans les sédiments de plate-forme est reconnue par plusieurs auteurs (Hobday et Reading, 1972; Brenner et Davies, 1973; Kelling et Mullin, 1975; Brenchley et al., 1979). L'influence des tempêtes sur les plates-formes modernes est complexe et variée (Swift, 1976 a,b; Brenner, 1980), mais elle se traduit généralement par trois phénomènes:

- 1) transport d'une grande quantité de matériel (sable, silt) de la côte vers la plate-forme.
- 2) abaissement périodique de la base des vagues sur la plate-forme.
- 3) production de dépôts laissés en place (lag deposits).

Les tempêtes constituent un mécanisme efficace pour transporter du matériel fin loin des côtes. Les mécanismes de transport sont toutefois mal connus et font l'objet de plusieurs discussions (Hayes, 1967; Reineck et Singh, 1972; Swift, 1976 a). L'influence des tempêtes s'étend également sur des milieux de plate-forme plus éloignés des côtes, où le transport des sédiments s'effectue par suspension ou par des courants induits par les vents.

Les vagues produites lors des tempêtes violentes peuvent générer des courants oscillatoires à des profondeurs aussi grandes que 200 mètres (Ewing, 1973). Ces courants oscillatoires exercent des cisaillements intenses sur les fonds marins et représentent des agents érosifs puissants (Madsen, 1976). Ces courants ont également la capacité de transporter beaucoup de matériel en suspension.

D'après nous, de tels courants oscillatoires générés lors de tempêtes sont à l'origine de l'érosion et du transport des intraclastes contenus dans les sédiments intraclastiques de notre section stratigraphique.

Plusieurs études récentes sur des sédiments de plate-forme déposés à l'Holocène ont conduit à la reconnaissance de dépôts de tempêtes. Reineck et Singh (1972) dans la mer du Nord, Hayes (1967) dans le Golfe du Mexique, et Kumar et Sanders (1976) en bordure de la côte est des Etats-Unis ont tous identifié de tels dépôts. Ces dépôts forment fréquemment des couplets de quelques millimètres à près de un mètre d'épaisseur, dans lesquels un dépôt de coquilles ou de gravier laissé en place est surmonté par une zone de silt ou de shale bien laminé. La base des dépôts laissés en place est généralement très nette. La zone laminée contient des laminations généralement horizontales, mais elles peuvent être faiblement discordantes.

Certaines séquences plus anciennes déposées sur des plates-formes sont maintenant particulièrement bien exposées et permettent une étude plus détaillée des sédiments produits lors des tempêtes. Les travaux effectués sur de telles séquences par Brenner et Davies (1973), Goldring et Bridges (1973), Branchley et al. (1979), Hamblin et Walker (1979), Kreisa (1981) et par plusieurs autres ont permis de reconnaître une série de caractéristiques sédimentaires typiques des sédiments de tempêtes (voir Kreisa,

1981). Les sédiments intraclastiques de notre section stratigraphique possèdent plusieurs de ces caractéristiques sédimentaires et l'absence de microfaune marine archéenne représente la principale différence entre ces sédiments et ceux décrits par ces auteurs. Les structures sédimentaires démontrées en commun par nos sédiments intraclastiques et par ceux décrits par ces auteurs sont:

- 1) Intercalation de sédiments grossiers et plus fins. Les sédiments grossiers déposés lors des tempêtes sont généralement interlités avec des sédiments plus fins (shale, silt). Ces derniers sont le produit de la sédimentation par temps calme sur la plate-forme ou représentent la déposition du matériel fin mis en suspension durant les tempêtes (Kreisa, 1981).
- 2) Les lits de sédiments de tempêtes possèdent des bases nettes souvent érosives. Ces dernières témoignent de la force érosive des vagues de tempêtes. Les bases nettes peuvent également représenter une déposition très rapide du matériel en suspension.
- 3) Les sédiments de tempêtes se disposent en couplets formés d'un dépôt laissé en place et d'une zone bien laminée de sable ou silt. Les dépôts laissés en place se forment par accumulation de matériel grossier (coquillage, gravier) et/ou par érosion de sédiments peu consolidés (intraclastes) sur les fonds marins. Les courants oscillatoires générés par les vagues de tempêtes sont les mécanismes responsables de la formation de ces dépôts laissés en place. La zone laminée de sable ou silt recouvre le dépôt laissé en place. Elle résulte de la déposition très rapide du matériel en suspension sous des conditions d'énergie décroissante (Kreisa, 1981). Les structures sédimentaires de la zone laminée sont fortement influencées par les courants ou pulsations générés par les vagues. Les couplets représentent une séquence idéalisée des structures sédimentaires et lithologies produites par les processus reliés aux tempêtes. La formation de couplets dépend largement de la granulométrie disponible dans le milieu de sédimentation. Des

dépôts de tempêtes constitués uniquement de dépôts laissés en place seront formés dans les environnements contenant peu ou pas de sédiment fin. Par contre, les sédiments de tempêtes consisteront principalement en lits laminés de sable et silt dans les milieux sédimentaires où une fraction granulométrique grossière est absente. Il est également évident que la composition des sédiments de tempêtes est directement liée au type de matériel accumulé et transporté lors de ces tempêtes.

4) Les lits sont fréquemment ondulants ou lenticulaires. Dans les zones laminées, les laminations sont souvent ondulantes. Ces structures fréquemment observées dans les dépôts de tempêtes sont très influencées par l'action des courants générés par les vagues.

D'après nous, ces ressemblances suggèrent que des processus reliés à des tempêtes sont responsables de la formation des sédiments intraclastiques dans notre section stratigraphique. Selon cette interprétation, les conglomératiques et les grès intraclastiques représentent respectivement le dépôt laissé en place et la zone laminée sus-jacente du couplet idéalisé. L'absence presque totale de dépôts laissés en place et la prédominance des grès intraclastiques démontrent la faible disponibilité de matériel grossier dans l'environnement de sédimentation. La grande quantité d'intraclastes de shale noir et de silt argileux reflète l'abondance des sédiments de ce type dans la région source du matériel. Les shales et les silts très fins interlités avec les sédiments intraclastiques représentent le produit de la sédimentation de fond (background sédimentation) qui s'effectue par temps calme dans le milieu de déposition.

Si notre interprétation s'avère correcte, la présence de sédiments intraclastiques au milieu de la section stratigraphique a des implications majeures sur l'évolution du bassin de sédimentation. Nous avons déjà mentionné que les processus de formation envisagés pour les sédiments intraclastiques agissent en milieu marin relativement peu profond (≤ 200 mètres). L'apparition des sédiments intraclastiques au milieu de la section stratigraphique semble donc indiquer que l'évolution du bassin s'effectue vers des niveaux d'eau moins profonde.

CHAPITRE 8

LES SEDIMENTS MIXTES

8.1 Description

8.1.1 Pétrographie

Les sédiments mixtes se composent de fragments volcaniques et d'intraclastes de shale noir (planches XXIV-A, XXIV-B) qui sont distribués dans une matrice très argileuse de couleur grise à noire. La quantité totale de fragments contenus dans ces sédiments atteint généralement 10% à 20% mais plusieurs lits de sédiments mixtes contiennent beaucoup moins de fragments (5%). Par contre certains lits de sédiments mixtes peuvent contenir 25% à 30% et parfois 50% à 70% de fragments. De façon générale les sédiments mixtes contiennent plus de fragments volcaniques que d'intraclastes mais ces derniers peuvent prédominer dans certains cas.

Les sédiments mixtes possèdent une granulométrie variable. La taille moyenne des fragments atteint généralement 0.5 millimètre mais elle peut varier de moins de 0.1 millimètre, dans les sédiments

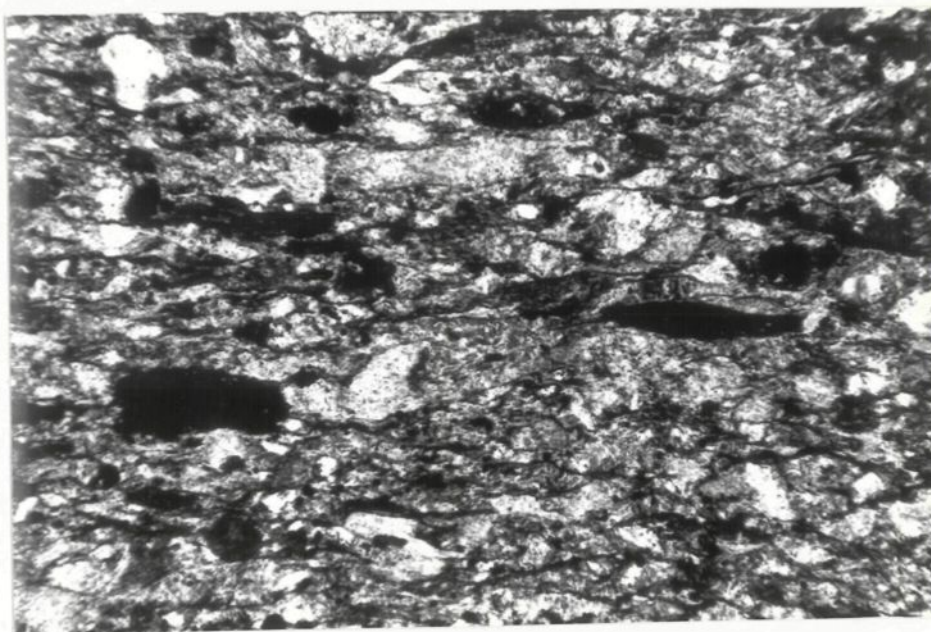
PLANCHE XXIV-A: SEDIMENT MIXTE.

Les sédiments mixtes contiennent des quantités variables de fragments volcaniques très altérés (blanc) et d'intraclastes de shale noir (noir). Notez les formes lenticulaires des intraclastes et leurs contours réguliers. (L.N.)

PLANCHE XXIV-B: AUTRE SEDIMENT MIXTE.

Ce sédiment mixte se compose de fragments volcaniques (gris blanc) et d'intraclastes de shale noir distribués dans une matrice argileuse (gris sombre). Notez que les fragments volcaniques sont entièrement carbonatisés. (L.N.)

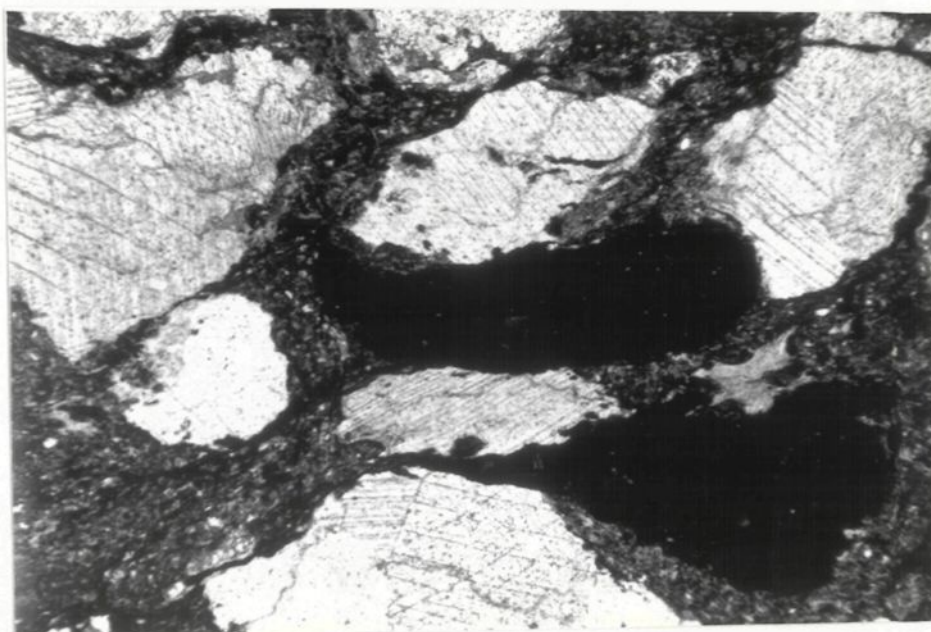
PLANCHE XXIV



(A)



0.25 mm



(B)



0.5 mm

les plus fins, à plus de 2 centimètres, dans les sédiments les plus grossiers. Certains sédiments mixtes très fins, contenant peu de fragments, peuvent être confondus avec des shales noirs. Les sédiments grossiers contiennent généralement des quantités élevées de fragments. Ces sédiments grossiers sont toutefois moins abondants que les sédiments fins et très fins.

Les intraclastes de shale noir contenus dans les sédiments mixtes possèdent généralement des formes allongées ou lenticulaires et des contours réguliers et anguleux. L'allongement des intraclastes est parallèle au litage des sédiments. Les fragments volcaniques possèdent souvent des formes équidimensionnelles et des contours sub-arrondis. Certains fragments volcaniques peuvent posséder des contours anguleux à sub-anguleux. Fréquemment, les fragments volcaniques sont complètement carbonatisés, ce qui leur confère une teinte mégascopique blanc laiteux contrastant bien avec la couleur noire de la matrice. Certains fragments sont cependant moins altérés et il est parfois possible de reconnaître des éclats de cristaux de plagioclase ou quartz.

Pétrographiquement les sédiments mixtes se distinguent donc des sédiments intraclastiques par:

- 1) un rapport fragments volcaniques/intraclastes beaucoup plus élevé et généralement supérieur à un.
- 2) un contenu total de fragments généralement moins élevé.
- 3) une matrice beaucoup plus abondante et beaucoup plus argileuse.

8.1.2 Structures sédimentaires

Les sédiments mixtes forment souvent des séquences de plusieurs lits superposés dont la granulométrie et la composition varient d'un lit à l'autre. L'épaisseur des lits individuels atteint souvent plusieurs décimètres mais peut être plus faible (quelques centimètres). Dans ces séquences les contacts entre les différents lits sont rarement bien visibles et très souvent le passage d'un lit au suivant est indiqué uniquement par une brusque variation de la granulométrie et/ou de la quantité de fragments contenus dans la matrice argileuses. Des lits de sédiments mixtes riches en fragments grossiers peuvent ainsi alterner, sans contact net visible, avec des lits de sédiments plus fins contenant peu de fragments. Tous ces lits de sédiments mixtes sont généralement massifs mais certains d'entre eux semblent granoclassés. De plus quelques laminations parallèles sont parfois visibles sur de faibles épaisseurs à l'intérieur de ces lits.

Les lits de sédiments mixtes peuvent parfois démontrer entre eux des contacts plus nets et parfois érosifs. Les séquences de sédiments mixtes contiennent d'ailleurs certaines zones de un mètre d'épaisseur ou moins dans lesquelles il y a amalgamation de plusieurs lits de sédiments mixtes. Ces lits possèdent une épaisseur individuelle de quelques centimètres et prennent souvent la forme de petites cuvettes ou de petits biseaux superposés. Quelques uns de ces lits semblent être granoclassés.

Des horizons de shale noir massif ou laminé sont intercalés

parmi les séquences de sédiments mixtes décrites précédemment. Ces horizons sont d'épaisseur variable (quelques centimètres à plus de deux mètres) et démontrent des contacts plus ou moins nets avec les sédiments mixtes. Ces horizons de shale noir contiennent fréquemment de minces lits isolés de sédiments mixtes. Ceux-ci démontrent avec les shales noirs des contacts nets parfois érosifs. Plusieurs de ces lits isolés de sédiments mixtes sont bien granoclassés.

8.1.3 Distribution dans la section stratigraphique.

Les sédiments mixtes sont présents uniquement au sommet de la section stratigraphique (annexe 1, colonne stratigraphique Ic), et forment généralement des séquences épaisses (un à dix mètres) de lits superposés. Ces séquences contiennent quelques horizons de shale noir dans lesquels quelques lits individuels de sédiments mixtes sont distribués.

Les séquences de sédiments mixtes alternent fréquemment avec des unités épaisses (quelques mètres à une dizaine de mètres) de shale noir (annexe 1, colonne stratigraphique Ic), qui peuvent elles aussi contenir des lits isolés de sédiments mixtes. Dans un cas, les sédiments mixtes recouvrent une coulée pyroclastique sans contact vraiment net. Ces sédiments mixtes passent graduellement vers le sommet à des unités de shale noir.

Les sédiments mixtes possèdent des structures sédimentaires (granoclassement, base érosive) qui semblent indiquer plusieurs in-

versions de polarité à l'intérieur des séquences, ce qui suggère qu'elles sont plissotées. De plus les séquences de sédiments mixtes sont probablement répétées dans la section stratigraphique par des plis de plus grande amplitude et/ou par des failles (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). La répétition de certains lits de sédiments volcanogènes intercalés dans les shales noirs associés aux sédiments mixtes appuie d'ailleurs cette hypothèse. De plus la répétition de certaines coulées pyroclastiques au sommet de la section stratigraphique confirme le rôle majeur joué par les failles dans cette partie de la section.

8.2 Interprétation

Les incertitudes quant aux relations stratigraphiques entre les diverses séquences de sédiments mixtes ne permettent pas une interprétation détaillée de ces séquences. Une discussion générale sur l'origine de ces sédiments demeure toutefois possible. Les sédiments mixtes sont associés à des shales noirs au sommet de la section stratigraphique. Les shales noirs constituent la sédimentation de fond (background sediments) du bassin dans cette partie de la section stratigraphique tandis que les sédiments mixtes représentent l'introduction périodique de matériel plus grossier dans le bassin. Ceci est particulièrement bien démontré par les nombreux lits individuels de sédiments mixtes intercalés parmi les shales noirs. L'accumulation de ces sédiments mixtes par des processus de haute énergie et fortement érosifs est indiquée par la granulométrie souvent élevée de ces sédiments et par leur contenu en intraclastes. Les sédiments mixtes

représentent donc, au même titre que les sédiments intraclastiques, des événements périodiques au cours desquels l'énergie du milieu de sédimentation est considérablement augmentée. La discussion, au chapitre précédent, portant sur les hausses périodiques du niveau d'énergie dans le bassin peut globalement s'appliquer ici et nous suggérons que les sédiments mixtes dérivent largement de processus reliés aux tempêtes affectant le bassin.

Malgré une origine similaire, les sédiments mixtes et les sédiments intraclastiques présentent entre eux certaines différences significatives. Les sédiments intraclastiques sont finement interlités avec des sédiments fins, déposés par temps calme dans le bassin. Les sédiments mixtes ne sont pas interlités aussi finement ni aussi régulièrement avec des sédiments fins (shales noirs) mais se présentent souvent en lits superposés et parfois amalgamés. De plus les lits individuels de sédiments mixtes sont généralement plus épais que les lits de sédiments intraclastiques. D'après nous, ces différences démontrent que les sédiments intraclastiques et les sédiments mixtes se sont déposés dans le bassin à des profondeurs d'eau différentes. Les tempêtes produisent sur les fonds marins des effets qui augmentent lorsque la profondeur d'eau impliquée diminue. Les caractéristiques des dépôts de tempêtes peuvent varier selon la profondeur d'eau à laquelle ils sont formés. Les travaux de Kreisa (1981) sur une séquence de plate-forme ordovicienne démontrent clairement l'influence de la profondeur d'eau sur les dépôts de tempêtes. Dans cette séquence, les sédiments de tempêtes produits en

eau peu profonde forment généralement des lits plus épais que ceux produits en eau plus profonde. De plus, dans le faciès d'eau peu profonde, les dépôts de tempêtes sont fréquemment amalgamés et les sédiments fins déposés par temps calme ne sont pas toujours préservés. Dans notre section stratigraphique, les sédiments mixtes présentent donc par rapport aux sédiments intraclastiques des évidences de déposition dans un milieu marin moins profond et plus largement influencé par les tempêtes. La profondeur d'eau du bassin semble donc diminuer continuellement de la base vers le sommet de la section stratigraphique. D'ailleurs, l'augmentation générale de la granulométrie et de l'épaisseur des lits de sédiments volcanogènes, de la base vers le sommet de la section, appuie également cette interprétation.

En plus de la profondeur d'eau, d'autres facteurs tels que les processus de sédimentation par temps calme, la morphologie du bassin et la nature des sédiments accumulés au fond du bassin influencent également la morphologie et la composition des dépôts de tempêtes. L'abondante matrice argileuse des sédiments mixtes provient probablement de l'érosion des shales noirs peu consolidés déposés par temps calme. Certains sédiments mixtes contenant peu de fragments doivent d'ailleurs dériver largement de la remobilisation de ce matériel fin. D'autres sédiments mixtes sont toutefois plus riches en fragments, indiquant un apport appréciable d'une source "extérieure". D'après nous l'érosion de lits de sédiments volcanogènes (non consolidés) procure le matériel volcanique aux sédiments mixtes tandis que

les intraclastes de shale noir proviennent de l'érosion de lits de shale noir plus ou moins consolidé.

CHAPITRE 9

LES SEDIMENTS FINS

9.1 Description des sédiments fins

La section stratigraphique contient, de sa base à son sommet, un empilement épais de sédiments fins parmi lesquels sont intercalés tous les faciès décrits précédemment (annexe 1, colonnes stratigraphiques **Ia,b,c**). Ces sédiments fins constituent près de la moitié de l'épaisseur totale de la section stratigraphique (à l'exclusion des filons-couches différenciés). Nous avons reconnu trois types de sédiments fins dans la section:

- 1) des shales et silts verts.
- 2) des shales gris.
- 3) des shales noirs.

Les shales et silts verts doivent leur nom à leur couleur généralement verdâtre ou grise verdâtre. Ces sédiments fins se composent essentiellement de matériel volcano-détritique très dégradé. Micros-

copieusement, ils sont constitués d'une pâte aphanitique de composition intermédiaire qui contient des petits fragments volcaniques (≤ 0.2 millimètre) très altérés. Cette pâte est fréquemment recristallisée sous forme d'une mosaïque microgrenue de quartz, chlorite, séricite et leucoxène. Les shales et silts verts possèdent fréquemment un aspect chertueux qui est produit par une silicification plus ou moins complète de l'ensemble de la matrice. Ils prennent alors une teinte grise blanchâtre et offrent une cassure conchoïdale (ils sont souvent appelés tufs chertueux de la Formation de Blondeau). Plus rarement ces sédiments fins peuvent être partiellement séricitisés, ce qui leur confère une teinte jaunâtre.

Les shales et silts verts forment généralement des lits de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Ces lits, généralement massifs ou bien laminés (laminations parallèles), possèdent une base nette mais rarement érosive. Très rarement ces lits peuvent contenir quelques laminations entrecroisées.

Les shales gris ne diffèrent pas d'une façon fondamentale des shales et silts verts. Les shales gris se composent en grande partie de matériel volcano-détritique dégradé mais ils contiennent également une certaine quantité (généralement peu élevée) de matériel argileux qui leur confère cette teinte grise. La matrice de ces shales gris est généralement recristallisée sous forme d'une mosaïque microgrenue de quartz, séricite (parfois biotite), chlorite et leucoxène. Les shales gris forment généralement des unités massives ou fai-

blement laminées (laminations parallèles) dont l'épaisseur atteint quelques mètres.

Les shales noirs possèdent une composition nettement différente de celle des shales verts et des shales gris. Ces shales noirs, souvent très graphitiques, se composent principalement de matière organique et de matériel argileux. Ils contiennent à l'occasion quelques petits fragments volcaniques très dégradés. Les shales noirs contiennent également jusqu'à 5% de nodules de pyrite (1 millimètre à 1 centimètre de taille) aux formes arrondies, elliptiques ou plus irrégulières. Ces nodules sont généralement bordées par des franges de pression d'aspect fibreux, composées de quartz, chlorite et carbonate. Les shales noirs peuvent aussi contenir des lits pyriteux de quelques millimètres d'épaisseur. Les shales noirs sont parfois silicifiés et prennent alors une teinte grise noirâtre.

Les shales noirs forment fréquemment des unités épaisses (quelques mètres à une dizaine de mètres) généralement massives mais parfois bien laminées (laminations parallèles). Ils peuvent également se distribuer en minces lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique contenant des laminations parallèles plus ou moins bien développées. Ces minces lits alternent parfois avec des lits de silt gris blanchâtre pour former ensemble des séquences de un mètre à une dizaine de mètres d'épaisseur. Dans certains cas ces séquences sont plissotées et les laminations parallèles (dans les shales noirs) deviennent très déformées.

Les sédiments fins ne sont pas distribués de façon homogène dans la section stratigraphique. Les shales et silts verts prédominent nettement de la base au milieu de la section stratigraphique et forment, au-dessus des coulées de lave, une séquence épaisse de lits superposés parmi lesquels sont intercalés des coulées pyroclastiques et des lits de sédiments volcanogènes (annexe 1, colonnes stratigraphiques Ia,b). Au milieu de la section stratigraphique, les shales et silts verts deviennent finement interliés avec les sédiments intraclastiques. Ils sont peu abondants au sommet de la section et consistent principalement en minces lits de silt blanc grisâtre.

Les shales gris se retrouvent principalement à la base et au milieu de la section stratigraphique où ils forment des unités, d'épaisseur métrique à décamétrique, qui recouvrent certaines coulées pyroclastiques (annexe 1, colonnes stratigraphiques Ia,b).

Les shales noirs apparaissent graduellement au milieu de la section stratigraphique où ils forment principalement de minces unités d'épaisseur métrique intercalées parmi les sédiments intraclastiques. Ils deviennent prédominants au sommet de la section et forment généralement des unités épaisses parmi lesquelles sont intercalés des sédiments mixtes, des sédiments volcanogènes et quelques coulées pyroclastiques (annexe 1, colonne stratigraphique Ic). Plusieurs failles causent la répétition de ces unités au sommet de la section.

9.2 Interprétation

Les sédiments fins prédominent nettement de la base au sommet de la section stratigraphique et ils représentent très probablement le produit de la sédimentation de fond (background sedimentation) dans le bassin. Ces sédiments fins possèdent des structures sédimentaires (lits massifs ou à laminations parallèles) qui indiquent une déposition par des processus de faible énergie, principalement à partir d'une suspension diluée ou par des courants marins de faible intensité. La distribution des sédiments fins dans la section stratigraphique permet de tirer certaines conclusions quant à l'évolution du bassin. De la base au milieu de la section, les shales et silts verts (et les shales gris), composés essentiellement de matériel volcano-détritique très dégradé, représentent le principal type de sédiment fin. Les shales noirs, composés en grande partie de matière organique, apparaissent graduellement au milieu de la section et deviennent nettement dominants à son sommet. La préservation de la matière organique dans les shales noirs, au milieu et au sommet de la section, a des implications majeures sur l'évolution du bassin puisqu'elle nécessite le développement d'un environnement anoxique, dans lequel l'apport d'oxygène ne peut suffire à la demande biochimique (Demaison et Moore, 1980; Demaison, 1981). Selon la distribution des sédiments fins dans la section stratigraphique, il semble donc que le bassin a évolué d'un environnement oxique à un environnement anoxique. Demaison et Moore (1980) et Demaison (1981) reconnaissent principalement quatre types d'environnements aquatiques anoxiques:

- 1) grands lacs anoxiques.
- 2) sous-bassins isolés (silled basins) anoxiques.
- 3) couches anoxiques associées à des mouvements verticaux de masses d'eau (upwelling).
- 4) océans ouverts anoxiques.

Notre étude des autres faciès contenus dans la section stratigraphique a démontré que la profondeur d'eau diminue constamment au cours de l'évolution du bassin (chapitres précédents). En supposant que le bassin possédait un relief accidenté, il est possible d'imaginer que plusieurs sous-bassins isolés ont pu être créés avec la diminution de la profondeur d'eau. Le développement de conditions anoxiques à l'intérieur de ces sous-bassins (voir Demaison et Moore, 1980) a permis la préservation de la matière organique et la formation des shales noirs au milieu et au sommet de la section stratigraphique. Ce modèle de sous-bassins isolés n'est qu'interprétatif mais il concorde bien avec les conclusions tirées de notre étude sur les autres faciès, à savoir que la profondeur d'eau diminue constamment au cours de l'évolution du bassin.

C H A P I T R E 10

RESUME DES CONCLUSIONS ET INTERPRETATION GENERALE DE LA SECTION STRATIGRAPHIQUE.

La section stratigraphique du lac Barlow contient, outre les filons-couches du Complexe de Cummings, une séquence volcano-sédimentaire incluant le sommet de la Formation de Gilman et la Formation de Blondeau . Les six faciès composant cette séquence (coulées pyroclastiques, coulées de lave mafique , sédiments volcanogènes, sédiments intraclastiques, sédiments mixtes et sédiments fins) ont chacun été l'objet d'une étude détaillée à l'un des chapitres précédents (chapitres 4 à 9) et les principales conclusions tirées de ces études sont brièvement résumées ici:

- 1) Les coulées pyroclastiques, distribuées dans toutes les parties de la section, dérivent de processus volcaniques variés (explosion magmatique, explosion phréomagnétique, effondrement gravitationnel ou explosif de dômes felsiques) et se sont mises en place principalement sous forme de coulées de débris sub-aqueuses.
- 2) Les coulées de lave mafique situées principalement (mais pas uniquement) à la base de la section, ont été émises en milieu marin relativement peu profond (4500 mètres) mais qui n'est cependant pas émergent ou côtier.

- 3) Les sédiments volcanogènes, distribués dans toutes les parties de la section, se composent très largement de matériel pyroclastique intermédiaire à felsique, produit sur de petits centres volcaniques émergents ou sub-émergents et redéposé, selon divers mécanismes, en milieu marin devenant de moins en moins profond.
- 4) Les sédiments intraclastiques, finement interlités avec des sédiments fins au milieu de la section, ont été formés en milieu marin peu profond (≤ 200 mètres) par des processus de haute énergie (tempêtes) affectant périodiquement le milieu de sédimentation.
- 5) Les sédiments mixtes, formant principalement des groupes de lits superposés au sommet de la section, ont été formés par les mêmes processus que les sédiments intraclastiques mais en milieu marin moins profond que ces derniers.
- 6) Les shales et silts verts, distribués de la base au milieu de la section, se composent de matériel volcano-détritique accumulé constamment dans le bassin de sédimentation. Les shales noirs riches en matière organique, situés au sommet de la section, se sont déposés dans des sous-bassins isolés peu profonds.

A l'aide de ces informations, nous pouvons définir l'environnement volcano-sédimentaire de la section stratigraphique du lac Barlow:

- 1) La séquence volcano-sédimentaire s'est déposée en milieu marin, dans un bassin devenant de moins en moins profond.
- 2) Un volcanisme effusif mafique produit l'émission de plusieurs coulées de lave au fond du bassin.
- 3) Contemporainement à ce volcanisme effusif mafique, et devenant graduellement dominant, un volcanisme explosif acide prend place sur de petits centres volcaniques émergents ou sub-émergents.
- 4) Les produits de ce volcanisme explosif acide sont directement introduits dans le bassin sous forme de coulées pyroclastiques ou alors ils y sont redéposés par divers mécanismes pour former les sédiments volcanogènes.

5) La diminution de la profondeur d'eau dans le bassin permet à des événements de haute énergie (tempêtes) d'influencer périodiquement le milieu de sédimentation (sédiments intraclastiques et sédiments mixtes) et favorise la création de sous-bassins isolés dans lesquels le développement de conditions anoxiques permet la préservation de la matière organique (shales noirs).

L'interprétation de l'environnement volcano-sédimentaire de la section du lac Barlow constitue la première étude stratigraphique détaillée dans la région de Chibougamau. Elle représente un travail de base pouvant servir de départ à d'autres études. D'autres travaux, portant sur la géochimie de la section et sur la matière organique contenue dans les shales noirs, sont présentement en cours à l'Université du Québec à Chicoutimi. De plus d'autres travaux stratigraphiques détaillés, similaires à ceux de la présente étude, devraient être entrepris afin d'étudier les variations latérales démontrées par la Formation de Blondeau pour arriver à une compréhension globale de cette formation.

R E F E R E N C E S

- Allard, G.O., 1973. Some Speculations regarding the Lower Hidden Zone of the Doré Lake Complex and its potential mineral resources; Géol.Soc.Am. Bull., Vol. 84, pp.717-724.
- Allard, G.O., 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; Min. Rich. Nat., Québec, DP-368, 466p.
- Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A., et Baker, D., 1979. Stratigraphie et Métallogénie de la région de Chibougamau; Assoc. Géol. Can., Réunion Annuelle, Québec, Excursion B-1, 94 p.
- Avramtchev, L., 1973. Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de Barlow; Min.Rich. Nat., Québec, DP-120, 36p.
- Bailes, A.H., 1980. Origin of early Proterozoic volcanoclastic turbidites, south margin of the Kisseynew sedimentary gneiss belt, File Lake, Manitoba; Precambrian Res., Vol. 12, pp.197-225.

- Ballance, P.F., 1974. An inter-arc flysch basin in northern New Zealand: Waitemata Group (Upper Oligocene to Lower Miocene); J. Geol., Vol. 82, pp. 439-471.
- Brenchley, P.J., Newall, G., and Stanistreet, I.G., 1979. A Storm-surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway; Sed. Geol., Vol. 22, pp. 185-217.
- Brenner, R.L., 1980. Construction of process-response models for ancient epicontinental seaway depositional system using partial analogs; Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., Vol. 64, pp. 1223-1244.
- Brenner, R.L., and Davies, D.K., 1973. Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana; Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 84, pp. 1685-1698.
- Carey, S.N., and Sigurdsson, H., 1980. The Roseau ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles arc; J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 7, pp. 67-86.
- Caty, J.L., 1979. Canton de Richardson; Min. Rich. Nat., Québec, DP-606, 34p.
- Colgate, S.A., and Sigurgeirsson, T., 1973. Dynamic mixing of water and lava; Nature, Vol. 244, pp. 552-555.
- Demaison, G.J., 1981. Oil source bed deposition and occurrence active continental margin. In; Depositional systems of active continental margin basins; Short Course Notes, Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Section, San Francisco, pp. 157-163.

- Demaison, G.J., and Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis; Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., Vol. 64, pp.1179-1209.
- Dickinson, W.R., 1968. Sedimentation of volcanoclastic strata of the Pliocene Koroimavau Group in northwest Viti Levu, Fiji; Am. J. Sci., Vol. 266, pp.440-453.
- Dimroth, E., 1977. Archean subaqueous autoclastic volcanic rocks, Rouyn-Noranda area, Québec: classification, diagnosis and interpretation; Geol. Surv. Can., Paper 77-A, pp.513-522.
- Dimroth, E. and Lichtblau, A., 1979. Metamorphic evolution of archaean hyaloclastites, Noranda area, Québec, Canada. Part I; Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism; Can. J. Earth Sci., Vol. 16, pp.1315-1340.
- Dimroth, E., et Rocheleau, M., 1979. Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec; Assoc. Géol. Can., Réunion Annuelle, Québec, Excursion A-1, 206p.
- Duquette, G., 1972. La ceinture volcanique du District de Chibougamau, en géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda-Val d'Or et Mattagami-Chibougamau, Québec; 24^e Congrès géologique international, Montréal, Livret-guide A41-C41, pp.55-75.

- Ewing, J.A., 1973. Wave-induced bottom currents on the outer shelf;
Marine Géol., Vol. 15, pp. M31-M35.
- Fisher, R.V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic
flows; J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 6, pp. 305-318.
- Fiske, R.S., 1963. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecoch
Formation, Washington; Geol. Soc. Am. Bull.,
Vol. 74, pp. 391-406.
- Fiske, R.S., and Matsuda, T., 1964. Submarine equivalents of ash
flows in the Tokiwa Formation, Japan; Am. J.
Sci., Vol. 262, pp. 67-106.
- Gobeil, A., 1973. Rapport géologique préliminaire: Demie sud du Can-
ton de Cuvier, Comté d'Abitibi-Est; Min. Rich.
Nat., Québec, DP-201, 18p.
- Goldring, R., and Bridges, P.H., 1973. Sublittoral sheet sandstones;
J. Sed. Petrology, Vol. 43, pp. 736-747.
- Hamblin, A.P., and Walker, R.G., 1979. Storm-dominated shallow mari-
ne deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) tran-
sition, southern Rocky Mountains; Can. J. Earth
Sci., Vol. 16, pp. 1673-1690.
- Hampton, M.A., and Middleton, G.V., 1976. Subaqueous sediment trans-
port and deposition by sediment gravity flows.
In; Marine sediment transport and environmental
management, eds. D.J. Stanley and D.J.P. Swift,
John Wiley and Sons, New York, pp. 197-218.

- Hayes, M.O., 1967. Hurricanes as geologic agents, South Texas coast; Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., Vol. 51, pp.937-956.
- Heiken, G., 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes; Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 83, pp.1961-1988.
- Henry, R.L., et Allard, G.O., 1979. Formation ferrifère du lac Sauvage, Cantons de Mckenzie et de Roy, région de Chibougamau; Min. Rich. Nat., Québec, DPV-593, 90p.
- Hobday, D.K., and Reading, H.G., 1972. Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the Late Precambrian of Finmark, North Norway; J. Sed. Petrology, Vol. 42, pp.318-324.
- Jones, J.G., 1969. Pillow lavas as depth indicators; Am. J. Sci., Vol. 267, pp.181-195.
- Kelling, G., and Mullin, P.R., 1975. Graded limestones and limestone quartzite couplets: possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous; Sed. Géol., Vol. 13, pp.161-190.
- Kreisa, R.D., 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia; J. Sed. Petrology, Vol. 51, pp.823-848.
- Kumar, N., and Sanders, J.E., 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples; J. Sed Petrology, Vol. 46, pp.145-162.
- Lajoie, J., 1980. Volcaniclastic rocks. In: Facies Models, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp.191-201.

- Ledbetter, M.T., and Sparks, R.S.J., 1979. Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layers; *Geol.*, Vol. 7, pp. 240-244.
- Macdonald, G.A., 1972. *Volcanoes*; Prentice-Hall, N.J., 510p.
- Madsen, O.S., 1976. Wave climate of the continental margin: elements of its mathematical description. In: *Marine sediment transport and environmental management*, eds., D.J. Stanley et D.J.P. Swift, John Wiley and Sons, New York, pp. 65-87.
- Mitchell, A.H.G., 1970. Facies of an early Miocene volcanic arc, Malekula Island, New Hebrides; *Sed.*, Vol. 14, pp. 201-244.
- Moore, J.G., 1965. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii; *Am. J. Sci.*, Vol. 263, pp. 40-52.
- Ninkovich, D., Sparks, R.S.J., and Ledbetter, M.T., 1978. The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool; *Bull. Volcanol.*, Vol. 41, pp. 286-298.
- Norman, G.W.H., 1936. Opawica-Chibougamau map-area, Québec; *Geol. Surv. Can.*, Paper 36-6.
- Norman, G.W.H., 1937. East half Opemisca map-area, Québec; *Geol. Surv. Can.*, Paper 38-11.
- Ojakangas, R.W., 1972. Archean volcanogenic greywackes of the Vermilion district, northeastern Minnesota; *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 83, pp. 429-442.
- Peckover, R.S., Buchanan, D.J., and Ashby, D.E.T.F., 1973. Fuel-coolant interactions in submarine volcanism; *Nature*, Vol. 245, pp. 307-308.

Pettijohn, F.J., 1957. Sedimentary rocks; Harper Brothers, New York,
718p.

Reineck, H.E., and Singh, I.B., 1972. Genesis of laminated sand and
graded rhythmites in storm sand layers of shelf
mud; Sed., Vol. 18, pp.123-128.

Schmincke, H.-V., and Swanson, D.A., 1967. Laminar viscous flowage-
structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria,
Canary Islands; J. Geol., Vol. 75, pp.641-664.

Schmincke, H.-V., and von Rad, V., 1979. Neogene evolution of Canary
Island volcanism inferred from ash layers and
volcaniclastic sandstones of DSDP site 397 (Leg
47A). In: DSDP, Leg 47A, Initial Report, Vol. 47,
Part I, pp.703-725.

Self, S., and Sparks, R.S.J., 1978. Characteristics of widespread
pyroclastic deposits formed by the interaction
of silicic magma and water; Bull. Volcanol., Vol.41,
pp.196-212.

Sigurdsson, H., Sparks, R.S.J., Carey, S., and Huang, I.C., 1980.
Volcanogenic sedimentation in the Lesser An-
tilles arc; J. Geol., Vol. 88, pp.523-540.

Smith, R.L., 1960. Ash flows; Geol. Soc. Am. Bull., Vol.71, pp.795-842.

Sparks, R.S.J., and Walker, G.P.L., 1973. The significance of vitric-
enriched airfall ashes associated with crystal-
enriched ignimbrites; J. Volcanol. Geotherm. Res.,
Vol.2, pp.231-341.

- Sparks, R.S.J., Self, S., and Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrite eruptions; *Geol.*, Vol. 1, pp. 115-122.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, J., and Carey, S.N., 1980 a. The entrance of pyroclastic flows into the sea, I: Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 7, pp. 87-96.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., and Carey, S.N., 1980b. The entrance of pyroclastic flows into the sea, II: Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 7, pp. 97-105.
- Stockwell, G.H., 1964. Age determination and geological studies; *Geol. Surv. Can.*, Paper 641-17 (part 2).
- Swift, D.J.P., 1976a. Coastal sedimentation. In: *Marine sediment transport and environmental management*, eds. D.J. Stanley et D.J.P. Swift, John Wiley and Sons, New York, pp. 255-310.
- Swift, D.J.P., 1976b. Continental shelf sedimentation. In: *Marine sediment transport and environmental management*, eds. D.J. Stanley et D.J.P. Swift, John Wiley and Sons, New York, pp. 311-350.
- Walker, G.P.L., 1981. Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 9, pp. 395-407.
- Walker, G.P.L., and Croasdale, R., 1972. Characteristics of some basaltic pyroclastics; *Bull. Volcanol.*, Vol. 35, pp. 303-317.

- Watkins, N.D., Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Huang, T.c., Federman, A., Carey, S., and Ninkovich, D., 1978. Volume and extent of the Minoan tephra from Santorini volcano: New evidence from deep-sea sediment cores; *Nature*, Vol. 271, pp. 122-126.
- Williams, H., and McBirney, A., 1979. *Volcanology*; Freeman, Cooper et Co., San Francisco, 397p.
- Wright, J.V., Smith, A.L., and Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 8, pp. 315-336.
- Yamazaki, T., Kato, I., Muroi, I., and Ake, M., 1973. Textural analysis and flow mechanism of the Donzuwobu subaqueous pyroclastic flow deposits; *Bull. Volcanol.*, Vol. 37, pp. 231-244.