

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

ETUDE DE LA GENESE DES PEPERITES ET DE LEUR CONTEXTE
VOLCANO-SEDIMENTAIRE, FORMATION DE BLONDEAU
CHIBOUGAMAU, QUEBEC

PAR
CHRISTIAN LEFEBVRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION
DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

MAI 1991



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RESUME

L'unité étudiée représente la transition entre les Formations de Gilman et Blondeau. Elle comprend une séquence de roches volcanoclastiques et pyroclastiques essentiellement felsiques qui constitue, à l'origine, la section proximale d'un cône alluvionnaire sous-marin. Le cône est en marge d'un complexe volcanique actif et il est édifié par des coulées de débris volcanoclastiques ou pyroclastiques et leur faciès de levée. L'arrêt de la sédimentation dans la séquence est parfois marqué par une activité exhalative (sulfures massifs). Des cendres fines d'éruptions phréatopliniennes et hydroclastiques de début ou de fin de cycle se déposent occasionnellement dans ce milieu proximal. L'effondrement d'épines ou dômes felsiques contribuent aussi à générer une importante fraction de grès riches en cristaux de plagioclase.

Vers la fin d'un cycle de déposition et de resédimentation des téphras felsiques, le cône est recouvert de plusieurs coulées pénécontemporaines et composites d'andésites et de basaltes. Ces coulées issues de volumineuses chambres magmatiques zonées sont organisées en deltas avec des portions massives (lobes) et des portions coussinées (levées, talus). Les coulées contiennent des enclaves sédimentaires qui ont été incorporées par le magma, en amont, dans des conduits nourriciers recoupant des sédiments lithifiés. L'effusion sur des sédiments meubles provoque la fluidisation, l'enfoncement local du magma, la formation de coussins intrusifs et l'incorporation d'inclusions fluidisées de sédiment. Du sédiment remobilisé par cette activité ou déposé pénécontemporainement, dévalle la pente du milieu de sédimentation, chenalise le sommet des coulées et emporte des granules de lave en fusion.

Associé à cette phase d'extrusion simultanée de magmas intermédiaires et mafiques, la base de l'empilement est recoupée par des filons couches et dykes comagmatiques. A ce moment l'empilement sédimentaire doit représenter une interstratification de niveaux aux propriétés rhéologiques différentes. La venue des filons couches et dykes dans les niveaux cassants produit des brèches et glissements pépéritiques. A l'autre extrémité du spectre d'interactions, l'intrusion dans les niveaux peu lithifiés et saturés d'eau produit des pépérites fluidales formées par fluidisation, pressurisation, formation d'une instabilité hydrodynamique d'interface et le développement de la granulation à la faveur d'un front d'ablation dû aux cisaillements et aux vitesses différentes à l'interface du magma et du sédiment fluidisé. Des dykes de pépérites fluidales recoupent sédiments et coulées de l'empilement et contribuent à fournir des débris à la brèche de coulée sommitale.

Les textures et structures des pépérites dépendent des propriétés physiques respectives du magma (épaisseur, viscosité, température) et celles du sédiment (granulométrie, porosité, perméabilité, induration). Les textures et structures des pépérites varient aussi séquentiellement avec l'évolution des conditions qui entourent leur mise en place.

REMERCIEMENTS

J'aimerais souligner ici l'apport inestimable du regretté professeur Eric Dimroth comme instigateur de ce mémoire. J'exprime ma profonde gratitude pour leur support et critiques constructives au professeurs Edward H. Chown, directeur du mémoire, ainsi qu'à André Gobeil, Pierre Cousineau et Gérard Woussen membres du comité. Les travaux de terrain et les analyses chimiques ont été défrayés par des fonds de l'action structurante du FCAC. Je tiens à remercier Pierre Simoneau et Douglas Chown pour leur assistance sur le terrain, Yvon Boudreault pour la préparation des sections pétrographiques, Jean Eudes Villeneuve pour son aide à la diffraction aux rayons-X et Richard Lechasseur pour les travaux de détermination des volatils et du fer ferreux des analyses chimiques. Je suis très obligé au professeur Wulf Mueller pour son travail de logistique durant les travaux de terrain, au professeur Denis W. Roy pour ses conseils, ainsi qu'à tous les membres de l'UQAC qui ont contribué de façon indirecte à ce mémoire.

TABLE DES MATIERES

| | |
|--|------|
| RÉSUMÉ..... | ii |
| REMERCIEMENTS..... | iii |
| TABLE DES MATIERES..... | iv |
| LISTE DES FIGURES..... | viii |
| LISTE DES PLANCHES..... | x |
| LISTE DES TABLEAUX..... | xii |
| | |
| CHAPITRE 1 INTRODUCTION..... | 1 |
| 1.1 Généralités..... | 1 |
| 1.2 But du travail..... | 1 |
| 1.3 Travaux antérieurs..... | 3 |
| 1.4 Méthode de travail..... | 3 |
| | |
| CHAPITRE 2 GÉOLOGIE RÉGIONALE..... | 5 |
| 2.1 Introduction..... | 5 |
| 2.2 Groupe de Roy | 9 |
| 2.3 Groupe d'Opémisca..... | 12 |
| 2.4 Roches intrusives..... | 13 |
| 2.4.1 Complexe du Lac Doré..... | 13 |
| 2.4.2 Complexe de Cummings..... | 13 |
| 2.4.3 Plutons granitiques..... | 14 |
| 2.5 Structure et métamorphisme..... | 14 |
| | |
| CHAPITRE 3 GÉOLOGIE LOCALE..... | 16 |
| 3.1 Géologie locale..... | 16 |
| 3.2 Stratigraphie..... | 16 |
| 3.3 Structure..... | 18 |
| 3.4 Failles..... | 19 |
| 3.5 Métamorphisme..... | 20 |
| | |
| CHAPITRE 4 ROCHES SÉDIMENTAIRES ET PYROCLASTIQUES.... | 22 |
| 4.1 Généralités..... | 22 |
| 4.2 Critères de polarité dans la séquence..... | 24 |
| 4.3 Faciès 1: Coulée de débris felsique-brèches rhyolitiques-sulfures massifs..... | 24 |
| 4.4 Faciès 2: Coulées de débris pyroclastiques, tuf rhyolitiques de retombées pliniennes:.... | 26 |
| 4.4.1 Coulée de débris pyroclastique du faciès 2 | |
| A) Caractéristiques générales | 26 |
| 4.4.1.1 Types de fragments rencontrés dans les coulées de débris | |
| A) Fragments intraclastiques..... | 31 |
| B) Fragments de bordure de coulée mafique.. | 31 |
| C) Ejectas et achneliths intermédiaires..... | 32 |

| | | |
|---------------------------|--|----|
| | D) Fragments rhyolitiques..... | 35 |
| | E) Fragments juvéniles..... | 35 |
| | F) "Cristaux libres" et "matrice"..... | 37 |
| 4.4.2 | Tuf de retombées | |
| 4.4.2.2 | Ponces aphyriques à texture "pseudo-eutaxitique"..... | 39 |
| 4.4.2.3 | Tuf oligomictite de retombées de ponces et lithiques | 40 |
| 4.5 | Faciès 3: Coulées de débris felsiques..... | 41 |
| 4.5.1 | Organisation mésoscopique du faciès 3..... | 41 |
| 4.5.2 | Description individuelle des lithologies du faciès 3..... | 49 |
| 4.5.2.1 | Généralités..... | 49 |
| 4.5.2.2 | Wackes volcanoclastiques felsiques (tufs resédimentés)..... | 50 |
| 4.5.2.3 | Pétrographie de la coulée de débris composite; (lit #5, section A):..... | 51 |
| | Division basale de la coulée de débris composite..... | 51 |
| | Division médiane: agglomérat-agglutinat felsique..... | 52 |
| | Division sommitale de la coulée de débris composite: arkose-lithique conglomératique..... | 53 |
| 4.5.2.4 | Série des arkoses volcanoclastiques et conglomérats feldspathiques à fragments de vitrophyres felsiques..... | 54 |
| | Interprétation de la série des arkoses volcanoclastiques et arkoses-lithiques conglomératiques..... | 55 |
| 4.5.2.5 | Tufs cendreux felsiques (hydroclastiques)..... | 58 |
| 4.6 | Faciès 4: Turbidites volcanoclastiques..... | 58 |
| 4.6.1 | Aspect mésoscopique..... | 58 |
| 4.6.2 | Interprétation du faciès 4..... | 59 |
| 4.7 | Faciès 5: Tuf de ponces felsiques de retombées pliniennes..... | 62 |
| 4.8 | Faciès 6: Siltstones et argillites graphiteuses tufs cendreux felsiques hydroclastiques et graphiteux..... | 68 |
| CHAPITRE 5 PÉPÉRITES..... | | 73 |
| 5.1 | Introduction..... | 73 |
| 5.2 | Historique et étymologie du terme pépérite..... | 73 |
| 5.3 | Nomenclature..... | 74 |
| 5.4 | Dykes et filons couches avec halos de fluidisation.. | 75 |
| 5.4.1 | Interprétation des halos de fluidisation en bordure des filons-couches..... | 79 |
| 5.5 | Brèches pépéritiques..... | 82 |
| 5.6 | Pépérites d'injection sédimentaire..... | 84 |
| 5.6.1 | Mécanisme de formation..... | 86 |

| | | |
|--|--|-----|
| 5.7 | Slump pépéritique | 87 |
| 5.8 | Pépérites fluidales..... | 90 |
| | 5.8.1 Observations mésoscopiques..... | 90 |
| | 5.8.2 Fabrication et microscopie des pépérites fluidales..... | 94 |
| 5.9 | Pépérites polyédriques et à balles de lave..... | 99 |
| | 5.9.1 Observations mésoscopiques..... | 99 |
| 5.10 | Mécanisme de formation des pépérites..... | 101 |
| | 5.10.1 Pépérites à blocs et balles..... | 101 |
| | 5.10.2 Mécanismes de formation; pépérites fluidales..... | 103 |
| CHAPITRE 6 STRUCTURES DES COULÉES..... | | 108 |
| 6.1 | Généralités..... | 108 |
| 6.2 | Section Ouest (Résumé)..... | 108 |
| | 6.2.1 Introduction..... | 108 |
| | 6.2.2 Première coulée..... | 109 |
| | 6.2.2 a) Coulée massive-cumulats..... | 109 |
| | 6.2.2 b) Coulée d'andésite basaltique chenalisée dans la coulée basaltique..... | 113 |
| | 6.2.2 c) Coulée coussinée; basalte riche en magnésium..... | 114 |
| | 6.2.3 Deuxième coulée..... | 116 |
| | 6.2.4 Troisième coulée..... | 116 |
| 6.3 | Pépérites inter-coulées: (inclusions-sédimentaires à l'intérieur des coulées de laves massives et coussinées)..... | 117 |
| | 6.3.1 Inclusions non-fluidisées | 117 |
| | 6.3.2 Inclusions fluidisées..... | 118 |
| | 6.3.3 Implications de la présence d'inclusions de matériel sédimentaire pour la mise en place des unités de laves massives et coussinées... .. | 120 |
| 6.4 | Section est..... | 121 |
| | 6.4.1 Introduction..... | 121 |
| | 6.4.2 Première coulée; composite et coussinée..... | 122 |
| | 6.4.3 Deuxième coulée; basaltique et massive..... | 124 |
| | 6.4.3 b) Dyke de pépérite phréatomagmatique..... | 124 |
| | 6.4.4 Troisième coulée; andésitique avec brèches pépéritiques..... | 129 |
| | 6.4.4 b) Brèche magmatique composite et pépéritique..... | 129 |
| | 6.4.4 c) Mécanisme général de formation (brèche magmatique composite pépéritique)..... | 132 |
| | 6.4.5 Quatrième "coulée"; pépérites à coussins de lave basaltique..... | 135 |
| | 6.4.6 Cinquième coulée: coulée composite massive et brèche de coulée composite | 136 |
| | 6.4.6 a) Généralités | |
| | 6.4.6 b) Pétrographie du basalte..... | 136 |
| | 6.4.6 c) Pétrographie des varioles..... | 138 |
| | 6.4.6 d) Pétrographie de l'andésite..... | 138 |
| | 6.4.6 e) Inclusions ou pseudo-coussins d'hyaloclastites pépéritiques dans la coulée andésitique..... | 139 |

| | |
|---|-----|
| 6.4.6 f) Brèche de coulée sommitale pépéritique... | 142 |
| 6.4.6 g) Mécanismes de formation des pseudo-cous- sins d'hyaloclasites pépéritiques..... | 142 |
| 6.5 Brèche de coulée sommitale pépéritique..... | 144 |
| 6.5.1 Sous-unité I..... | 150 |
| 6.5.2 Sous-unité II..... | 152 |
| 6.5.3 Sous-unité III..... | 153 |
| 6.6 Dykes, injections et veinules de pépérites au tra- vers des coulées..... | 158 |
| DISCUSSION..... | 157 |
| CONCLUSION..... | 163 |
| RÉFÉRENCES..... | 166 |
| ANNEXE PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES LAVES | 172 |
| A.1 Groupe des basaltes | 172 |
| Caractères pétrographiques..... | 176 |
| Echantillon 18-4b..... | 176 |
| Echantillon 18-5a..... | 179 |
| Echantillon 58-P..... | 181 |
| Echantillon 25-2..... | 183 |
| A.3 Groupe des andésites..... | 186 |
| Caractères pétrographiques..... | 186 |
| Echantillon 36-2..... | 186 |
| Echantillon 24-4a..... | 187 |
| Echantillon 34-5A..... | 188 |
| Echantillon 49-1..... | 189 |
| Echantillon 58-1A..... | 190 |
| Echantillon 9B..... | 191 |

LISTE DES FIGURES

| | Page |
|---|------|
| Figure 1: Localisation Géologique de la région de Chibougamau..... | 2 |
| Figure 2: Localisation de Chibougamau dans la cein- ture d'Abitibi..... | 6 |
| Figure 3: Séquence stratigraphique et association de faciès dans la région de Chibougamau..... | 7 |
| Figure 4: Carte géologique et localisation du secteur d'étude..... | 17 |
| Figure 5: Schéma de corrélation entre deux sections stratigraphiques du faciès 3..... | 43 |
| Figure 6: Erosion d'une coulée de débris sous-marine et genèse d'une suspension turbulente. Tiré de Hampton (1972)..... | 46 |
| Figure 7: Colonne stratigraphique du faciès 4..... | 61 |

| | |
|---|-----|
| Figure 8: Filon couche avec halo de fluidisation..... | 76 |
| Figure 9: Pépérite d'injection sédimentaire..... | 85 |
| Figure 10: Variation de la morphologie des coussins dans la section Ouest..... | 112 |
| Figure 11: Tubes d'hyaloclastite pépéritique..... | 140 |

LISTE DES PLANCHES

| | PAGE |
|---|------|
| Planche 1A: Coulées de débris pyroclastiques | 29 |
| Planche 1B: Détail d'un fragment lithique de la coulée de débris pyroclastiques | 29 |
| Planche 2A: Section longitudinale d'un achnelithe | 33 |
| Planche 2B: Bordure éclatée d'un achnelithe | 33 |
| Planche 2C: Vestige de fragment juvénile | 33 |
| Planche 3: Détail d'un fragment de vitrophyre felsique des conglomérats feldspathiques | 56 |
| Planche 4A: Tuf de cendres de retombées phréatopliniennes | 64 |
| Planche 4B: Détail d'une cendre ponceuse phréatoplinienne | 64 |
| Planche 5: Tuf cendreux hydroclastique | 70 |
| Planche 6A: Filons couches avec halos de fluidisation | 77 |
| Planche 6B: Pépérite en bordure de filon couche avec halo de fluidisation | 77 |
| Planche 7A: Hyaloclastite pépéritique | 80 |
| Planche 7B: Détail microscopique de l'hyaloclastite pépéritique | 80 |
| Planche 8: Brèche pépéritique | 83 |
| Planche 9A: Glissement pépéritique | 88 |
| Planche 9B: Détail du glissement pépéritique | 88 |
| Planche 10A: Sédiments conformes sur un lit de pépérite fluidale | 91 |
| Planche 10B: Pépérite fluidale et îlots reliques de sédiments | 91 |
| Planche 11A: Dyke de grès fluidisé | 93 |
| Planche 11B: Hyaloclastite in-situ dans la pépérite fluidale | 93 |
| Planche 12A: Détail microscopique de la pépérite fluidale | 95 |
| Planche 12b: Pépérite fluidale d'un dyke de pépérite | 95 |
| Planche 13A: Inclusion de sédiment dans une granule de lave de pépérite fluidale | 97 |
| Planche 13B: Texture d'homogénéisation dans une pépérite fluidale | 97 |
| Planche 14A: Déformation ductile des granules de lave de la pépérite fluidale | 98 |
| Planche 14B: Pépérite fluidale à matrice de tuf graphiteux | 98 |
| Planche 15A: Balle de lave et halo de pépérite fluidale | 100 |
| Planche 15B: Petit lobe de lave intrusif dans le sédiment | 100 |
| Planche 16A: Texture microscopique du basalte andésitique | 110 |
| Planche 16B: Pépérite à coussinets de lave | 110 |
| Planche 17A: Hyaloclastite pépéritique à la jonction triple de tubes coalescents | 115 |
| Planche 17B: Inclusion sédimentaire ou bombe pyroclastique felsique dans une coulée de lave mafique | 115 |
| Planche 18A: Inclusion de pépérite intercoussins | 119 |
| Planche 18B: Sédiment felsique inter-hyaloclastite dans une coulée mafique coussinée | 119 |
| Planche 19A: Coussins composites | 123 |
| Planche 19B: Dyke de pépérite phréatomagmatique | 123 |

| | | |
|--------------|---|-----|
| Planche 20A: | Veinule felsique disloquée dans la brèche de pépérite phréatomagmatique | 130 |
| Planche 20B: | Fragments résorbés dans une veinule quartzo-feldspathique de la brèche magmatique composite | 130 |
| Planche 21A: | Matériel sédimentaire de la brèche magmatique, composite et pépéritique | 133 |
| Planche 21B: | Fragments feldspathiques de la brèche magmatique composite | 133 |
| Planche 22A: | Contact de la coulée massive composite | 137 |
| Planche 22B: | Inclusion d'hyaloclastite pépéritique dans une coulée massive d'andésite | 137 |
| Planche 23A: | Section de bloc poli d'un tube d'hyaloclastite pépéritique | 141 |
| Planche 23B: | Aspect microscopique d'un tube d'hyaloclastite pépéritique | 141 |
| Planche 24A: | Aspect mésoscopique de la brèche de coulée sommitale pépéritique | 145 |
| Planche 24B: | Stratification grossière de la brèche de coulée sommitale pépéritique | 145 |
| Planche 25A: | Fragment hyalocristalin d'andésite dans la brèche de coulée sommitale pépéritique | 147 |
| Planche 25B: | Aspect microscopique du basalte pyroxénitique | 147 |
| Planche 26A: | Amygdale et inclusion de matériel sédimentaire dans un granule de lave de la brèche de coulée sommitale pépéritique | 154 |
| Planche 26B: | Aspect microscopique de l'hyaloclastite mixte, sous-unité trois de la brèche de coulée sommitale pépéritique | 154 |
| Planche 27A: | Dyke d'hyaloclastite pépéritique | 157 |
| Planche 27B: | Veinule de pépérite à grain fin dans la bordure d'une coulée hyalocristalline | 157 |
| Planche 28A: | Aspect microscopique du basalte picritique | 1 |
| Planche 28B: | Cristaux de trempe et cristaux telluriques d'un basalte. | 197 |
| Planche 29A: | Texture hyalocristalline de basalte | 204 |
| Planche 29B: | Andésite-basaltique aphyrique à texture de fibres enchevêtrées | 204 |
| Planche 29C: | Dacite à phénocristaux et microlites squelettiques dendritiques de feldspath | 204 |

LISTE DES TABLEAUX

| | PAGE |
|--|------|
| Tableau 1: Tableau synoptique des faciès | 79 |
| Tableau 2: Analyses chimiques normalisées sans volatils, avec pourcentage du fer, pourcentage poids | 212 |
| Tableau 3: Analyses chimiques normalisées avec volatils, fer total, pourcentage poids | 213 |
| Tableau 4: Eléments traces (en PPM) | 214 |
| Tableau 5: Comparaison géochimique des deux populations de lave | 215 |

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Généralités

Le secteur cartographié en détail mesure environ 300 m de long par 110 m de large (selon l'épaisseur stratigraphique) et est situé à environ 12 km au NE de Chibougamau (figure 1); on y accède au moyen de la route L-208.

1.2 But du travail

Les objectifs de ce travail consistent à documenter les faciès proximaux de la base de la Formation de Blondeau qui semble transitionnelle aux unités sous-jacentes de la Formation de Gilman. Nous étudierons le problème plus spécifique de l'interaction entre les magmas et des sédiments partiellement ou non-lithifiés et donc, à la genèse des divers types de brèches et mélanges volcanosédimentaires regroupés sous la définition de "pépérites". Nous analyserons les processus d'interactions physiques impliqués dans la génération des pépérites. Nous aborderons brièvement le problème de la coexistence de coulées de lave de composition contrastées dans cette séquence. Enfin l'on tentera de dégager les variations texturales des pépérites en fonction de la nature des sédiments et des magmas impliqués.

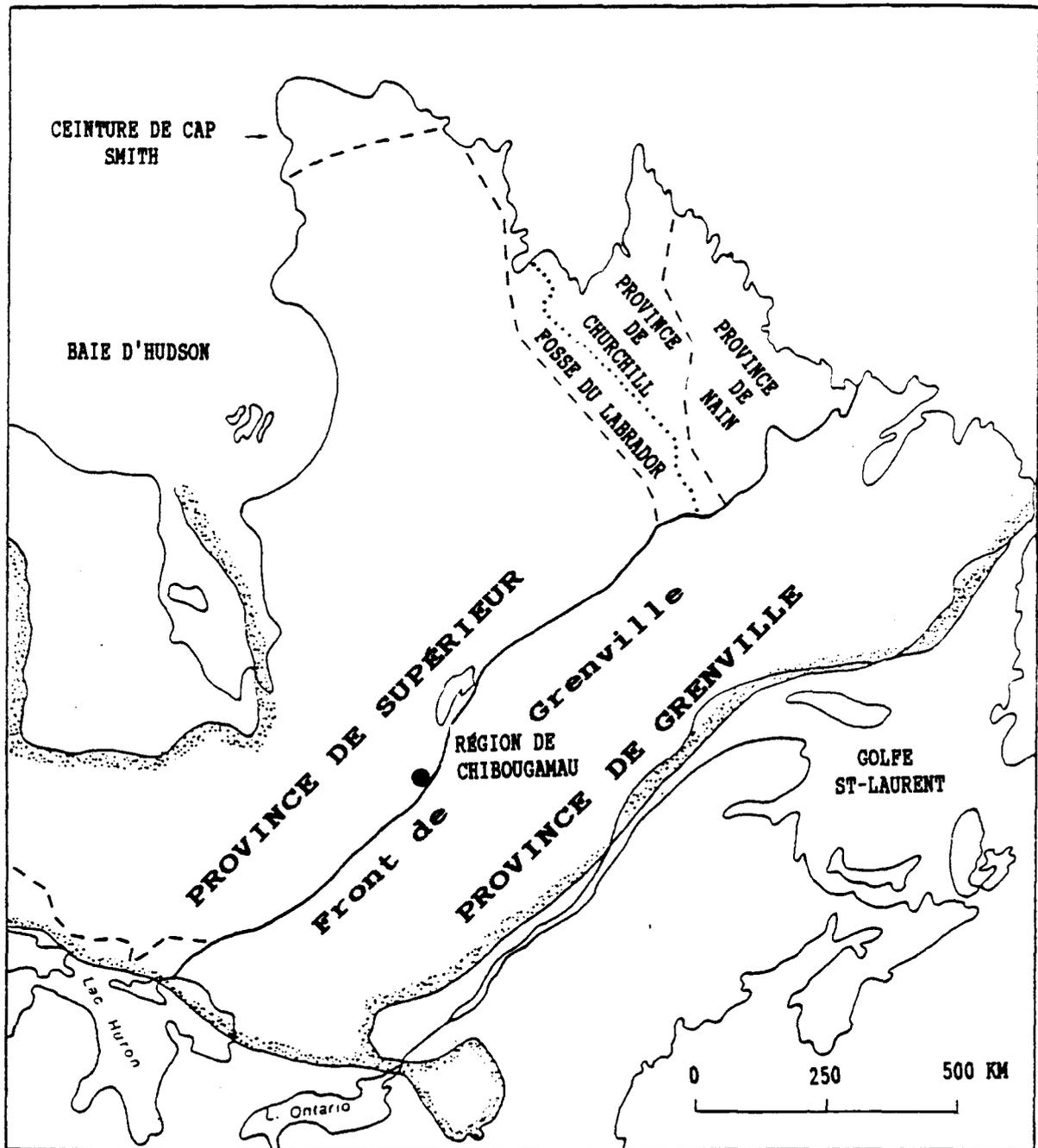


Figure 1. Localisation géologique de la région de Chibougamau

(tiré de Allard et al. 1979)

L'étude des faciès de cette section va apporter des éléments de reconstruction du milieu paléogéographique et améliorer la compréhension du passage de la Formation de Blondeau et de la Formation de Gilman. Elle viendra aussi compléter les travaux de stratigraphie de Archer (1983) pour en faire ressortir les distinctions entre le milieu distal de déposition qu'il a décrit et le milieu proximal de notre étude. Enfin, en considération des processus hydrothermaux qui ont pu être effectifs durant la mise en place de l'empilement étudié, nous tenterons d'en évaluer le potentiel économique.

1.3 Travaux antérieurs

Duquette (1976) a cartographié à l'échelle 1:20,000, le demi-nord du canton de Roy

La zone d'affleurements de notre étude a été l'objet d'une cartographie antérieure par André Gobeil, publiée à l'échelle 1 po. = 100 pi. (Allard et al., 1979), nous a été infiniment utile durant nos travaux détaillés.

1.4 Méthodes de travail

Durant l'été 1983, un levé détaillé des affleurements du lac Geoff a été réalisée à l'échelle 1:140. Environ 300 échantillons ont été prélevés dont plusieurs à l'aide d'une carotteuse portative.

Nous avons confectionné 195 lames minces dont 12 sections polies pour observation pétrographique. Enfin, 10 échantillons

de roches effusives ou hypabyssales ont été sélectionnés pour analyse chimique afin de caractériser les magmas impliqués. Ces échantillons furent analysés par Xray Assay Laboratories d'Ontario par fluorescence des rayons X pour 10 éléments majeurs et 11 éléments traces. Les spectogrammes de diffraction X-minérale sur la poudre de ces échantillons ainsi que la détermination des % fer ferreux-fer ferrique et composés volatils (S, CO₂, H₂O) ont été réalisés aux laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1 Introduction

Les roches de la région de Chibougamau sont localisées dans la partie orientale de la ceinture de roches vertes de Matagami-Chibougamau. Cette ceinture constitue la partie septentrionale d'une entité plus vaste que représente la ceinture métavolcano-sédimentaire de l'Abitibi. La ceinture de l'Abitibi, marquée par une évolution assymétrique et des assemblages lithologiques contrastés, est subdivisée par Dimroth et al. (1982) en zone externe au sud et en zone interne au nord, dont la région de Chibougamau fait partie (figure 2).

La stratigraphie archéenne de la région de Chibougamau comprend deux groupes: le Groupe de Roy à la base, à prédominance de roches volcaniques, et le Groupe d'Opémisca, dominé par des roches sédimentaires et reposant en discordance angulaire sur le Groupe de Roy (figure 3). Localement, le Groupe d'Opémisca peut être transitionnel au Groupe de Roy (figure 3) comme dans le secteur à l'est du lac Waconichi (Dimroth et al., 1985). Le Groupe de Roy est essentiellement constitué de quatre formations représentant deux cycles volcaniques différenciés de mafique à felsique (Allard et al., 1979). Le premier cycle volcanique est

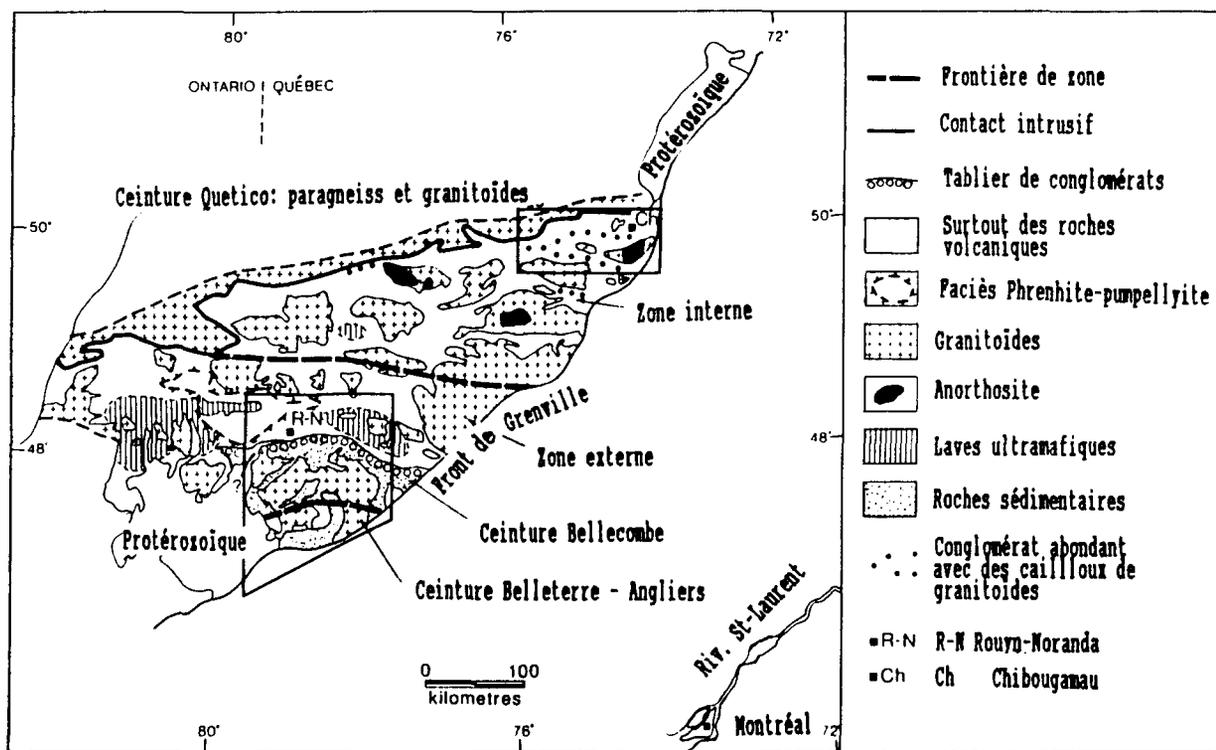


Figure 2. Localisation de la région de Chibougamau.

Modifiée d'après Dimroth et al. (1982).

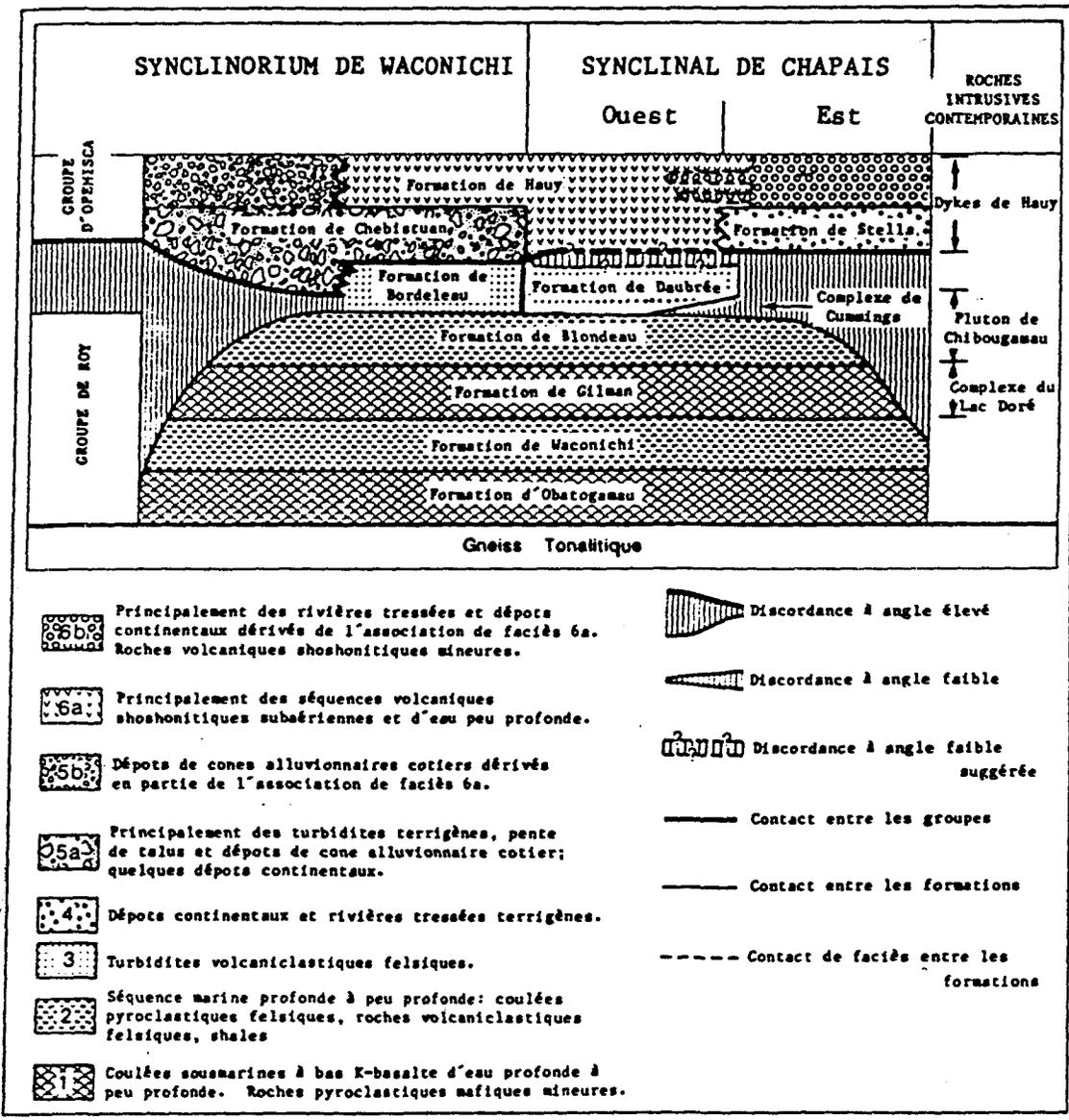


Figure 4. Séquence stratigraphique et association de faciès dans la région de Chibougamau. Modifiée d'après DIMROTH et al. (1985).

constitué des Formations d'Obatogamau et de Waconichi et le second cycle des Formations de Gilman et Blondeau.

La Formation de Bordeleau, appartient au Groupe Roy, (Allard et al., 1979, Allard et Gobeil, 1984, Dimroth et al., 1985 a). Cette Formation est constituée de volcanites felsiques et de sédiments, et se présente comme une unité de transition entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca dans le synclinal de Waconichi.

La Formation de Daubrée est rattachée au Groupe d'Opémisca selon certains auteurs ou au Groupe de Roy selon d'autres; à l'ouest de Chapais, elle est transitionnelle entre la Formation de Blondeau et le Groupe d'Opémisca; elle est constituée de matériaux identiques aux unités à grains fins du Groupe d'Opémisca au-dessus. Simoneau (1986) suggère cependant une source commune pour les sédiments de la Formation de Daubrée et celle de Blondeau.

Le Groupe d'Opémisca comprend les Formations de Stella et d'Hauy, définies par Cimon (1976) dans le synclinal de Chapais. La Formation de Stella est interdigitée et surmontée par celle de Hauy.

Le Groupe d'Opémisca comprend également la Formation de Chebistuan reconnue par Caty (1977) dans le synclinal de Waconichi. La Formation de Chebistuan est probablement l'équivalent stratigraphique des Formations de Stella et Hauy dans le synclinal de Waconichi. Cette Formation est en discordance faible avec les Formations de Blondeau et Bordeleau (Allard et al., 1979).

Les unités archéennes de la région sont recouvertes en discordance angulaire par les tillites, paratillites et autres sédiments protérozoïques de la Formation de Chibougamau. Elles sont également recoupées par des essais de diabase d'âge protérozoïque appartenant probablement au réseau de dykes de l'Abitibi.

2.2 Groupe de Roy

La Formation d'Obatogamau est la plus vieille unité du Groupe de Roy (Cimon, 1976). Son épaisseur stratigraphique dépasse les 3 000 m et son extension latérale est de l'ordre minimum de 60 à 100 km (Hébert, 1978; Allard et al., 1984). Cette formation est constituée en grande partie de basalte porphyrique en plagioclase, coussiné à massif, et de filons couches gabbroïques comagmatiques. On y retrouve également des laves aphyriques qui ne semblent pas représenter le magma parent des variétés porphyriques, (Midra 1989), et, en quantité très subordonnée, des tufs et brèches intermédiaires. La Formation d'Obatogamau comporte quelques centres volcaniques felsiques dont le mieux documenté est le Membre des Vents au sud de Chibougamau. L'extension latérale de cette formation semble suggérer l'interprétation paléogéographique d'une vaste plaine volcanique, telle que suggérée par Dimroth et al., (1982 b) pour le Groupe de Kinojevis.

La Formation de Waconichi, définie originalement par Duchette (1970), est maintenant réduite exclusivement aux unités felsiques comprises entre les Formations d'Obatogamau et de

Gilman et possède une épaisseur de moins de 1 000 mètres. Cette formation regroupe des rhyolites sodiques porphyriques, des tufs felsiques, quelques coulées lenticulaires de basaltes et d'hyaloclastites, des cherts et des horizons de formation ferrifère dont celle du lac Sauvage; une formation de fer typiquement de type Algoma et contenant des lentilles stratiformes ménéralisées en Cu-Zn. La formation, dans son ensemble, représente un épisode de volcanisme felsique associé à de petits centres éruptifs locaux.

La Formation de Gilman est constituée de 2 à 5 km de basaltes massifs à coussinés et de filons couches-gabbroïques comagmatiques. Localement, des pyroclastites mafiques à felsiques peuvent former des niveaux relativement épais (Couture, 1986; Allard, 1976). La formation a une épaisseur maximum vis-à-vis de la longitude de la ville de Chibougamau et s'amincit de part et d'autre de ce centre. Cette formation représente probablement la construction d'un complexe volcanique bouclier central (Allard et Gobeil 1984).

La Formation de Blondeau est une séquence volcanosédimentaire à prédominance felsique au sommet du deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy. Sa puissance stratigraphique est d'environ 1 000 mètres. L'assemblage lithologique de cette formation consiste en sédiments volcanoclastiques conglomératiques à pélitiques, tufs et brèches felsiques à intermédiaires, coulées rhyolitiques, sédiments chertoux et graphitiques, coulées de basaltes et andésites ainsi que des lentilles stratiformes riches en

sulfures (Cimon, 1979; Allard et al. 1984; Lefebvre, cette étude). La proportion relative de ces lithologies varie du milieu proximal au milieu distal.

Cette formation est concordante à la formation sous-jacente de Gilman et, l'évolution géochimique des laves du "Gilman supérieur" et du Blondeau semble suggérer un passage transitionnel entre ces deux formations (Allard et al., 1979; Trudel et al., 1984; Ludden et al., 1984).

A son sommet, la formation peut être localement recouverte de façon conforme par la Formation de Bordeleau (Synclinorium de Waconichi) et recouverte de façon concordante à discordante par la Formation de Daubrée et de Chebistuan dans le Synclinal de Chapais. Cependant, dans la région immédiate de Chibougamau, ces trois formations sont absentes et la Formation de Blondeau occupe le coeur du synclinorium de Chibougamau.

La Formation de Blondeau correspond dans l'évolution de la ceinture métavolcanique à une phase d'émergence d'îles volcaniques, d'activité pyroclastique extensive, d'érosion et de déposition de sédiments volcanoclastiques et pyroclastiques dans des bassins d'eau peu profonde (Archer 1983; Dimorth et al. 1985).

La Formation de Bordeleau consiste en une séquence épaisse de turbidites de grès volcanoclastiques (60-70% de la formation) et de lits amalgamés d'arénites volcanoclastiques, avec parfois de grès conglomératiques ou conglomérats à fabrique ouverte.

La Formation de Daubrée est analogue à celle de Bordeleau décrite ci-dessus.

Les Formations de Bordeleau et Daubrée correspondent dans l'évolution de la ceinture, à la déposition dans des bassins en subsidence rapide du produit d'érosion des îles volcaniques et des pyroclastiques remaniés, alors que les îles étaient consolidées par la mise en place de plutons synvolcaniques (Dimroth et al. 1985)

2.3 Groupe d'Opémisca

Le Groupe d'Opémisca est constitué essentiellement de sédiments avec des andésites potassiques et de pyroclastiques.

Les sédiments tirent leur sources de l'érosion des roches du Groupe de Roy, du complexe du Lac Doré, de masses intrusives de composition variée et même des coulées d'andésites telles qu'on en retrouve dans le Groupe d'Opémisca lui-même.

La Formation de Chebistuan, en discordance faible sur celle de Blondeau et Bordeleau, consiste surtout en conglomérats, grès conglomératiques et peu d'argilites. Cette formation coïncide avec une phase d'érosion de la marge des îles jusqu'au niveau des intrusions subvolcaniques et de la déposition en milieu de bassin de faille marin (Mueller et Dimroth 1984).

La Formation de Stella, discordante sur les Formations de Waconichi et Gilman, consiste en un conglomérat basal local (canton Dollier), des grès feldspathiques et des argilites. Ces sédiments présentent le caractère d'une séquence positive de dépôts alluvionnaires fluviatils (Dimroth et al., 1982 a).

La Formation de Hauy est conforme et transitionnelle à celle de Stella. Cette formation comprend des andésites potassiques, subaériennes, porphyriques à pyroxène et feldspaths, ainsi que des sédiments conglomératiques à pélitiques.

Les conglomérats sont dérivés en parti de l'érosion des laves de cette même formation mais aussi de roches du Groupe de Roy et du pluton de Chibougamau.

2.4 Roches intrusives

En plus des petits filons couches comagmatiques décrits plus haut, la ceinture de Chibougamau possède quelques intrusions différenciées de grand volume et des plutons "granitiques" syn-volcaniques à post-cinématique ainsi que des roches du socle.

2.4.1 Complexe du Lac Doré

Le complexe du Lac Doré est une intrusion stratiforme archéenne de grand volume comparable aux autres grands complexes de ce genre dans le monde (Bushveld, Skaergaard, Muskox..., etc.). Cette intrusion qui peut atteindre 7 km d'épaisseur, s'est mise en place entre les Formations de Gilman et Waconichi.

2.4.2 Complexe de Cummings

Le Complexe de Cummings comprend trois filons couches différenciés et séparés par étage par les strates de la Formation Blondeau. Ces trois filons couches ont évolué par cristallisation fractionnée à partir d'un même magma parent (Poitras 1984).

Le filon couche de Roberge est de composition ultramafique et il est systématiquement le plus bas dans la stratigraphie.

Le filon couche de Ventures comprend des gabbros et des pyroxénites; il occupe la partie médiane du complexe.

Le filon couche de Bourbeau au sommet du complexe comprend une pyroxénite basale, un membre intermédiaire de leucogabbro et un membre supérieur de ferrogabbro. Ce filon couche surmonte la section stratigraphique de notre secteur d'étude.

2.4.3 Plutons granitiques

Mises à part les roches du socle, les "roches granitiques" appartiennent soit à la suite des tonalites-diorites comme le pluton pré-cinématique polyphasé de Chibougamau, soit à la suite granodiorite-monzodiorite quartzifère comme le pluton d'Opémisca (Cimon dans Allard et al., 1979., Racicot et al. 1984).

2.5 Structure et métamorphisme

La ceinture de roches vertes de Chibougamau a été affectée par un système de plissement polyphasé durant l'orogénie kénoréenne. Cette ceinture définit donc un grand synclinorium qui comprend, dans le secteur de notre étude, l'anticlinal de Chibougamau au centre, bordé au sud par le synclinal de Chapais et au nord par le synclinal de Chibougamau. (Cimon dans Allard et al. 1979). La première phase de déformation a généré des plis à charnières horizontales d'orientation nord-sud. La seconde phase de déformation a produit des plis isoclinaux d'orientation est-

ouest auxquels la schistosité régionale est associée . L'effet superposé de ces déformations a produit un patron d'interférence en dôme et bassin (Daigneault et Allard, 1984).

Globalement, les roches de la ceinture de Chibougamau ont été métamorphisées au faciès des schistes verts. Localement, le métamorphisme atteint le faciès amphibolite, soit en bordure des ceintures de gneiss, au nord et au sud, le long du front de Grenville et à proximité des plutons.

Les systèmes de failles majeures affectant la région sont: le système des failles régionales nord-est, le système de cisaillements, dit "des mines", de direction ouest-nord-ouest, le système de failles nord-sud, le système nord-nord-est à proximité du front de Grenville et enfin les failles directionnelles dont l'abondance est probablement sous-estimée.

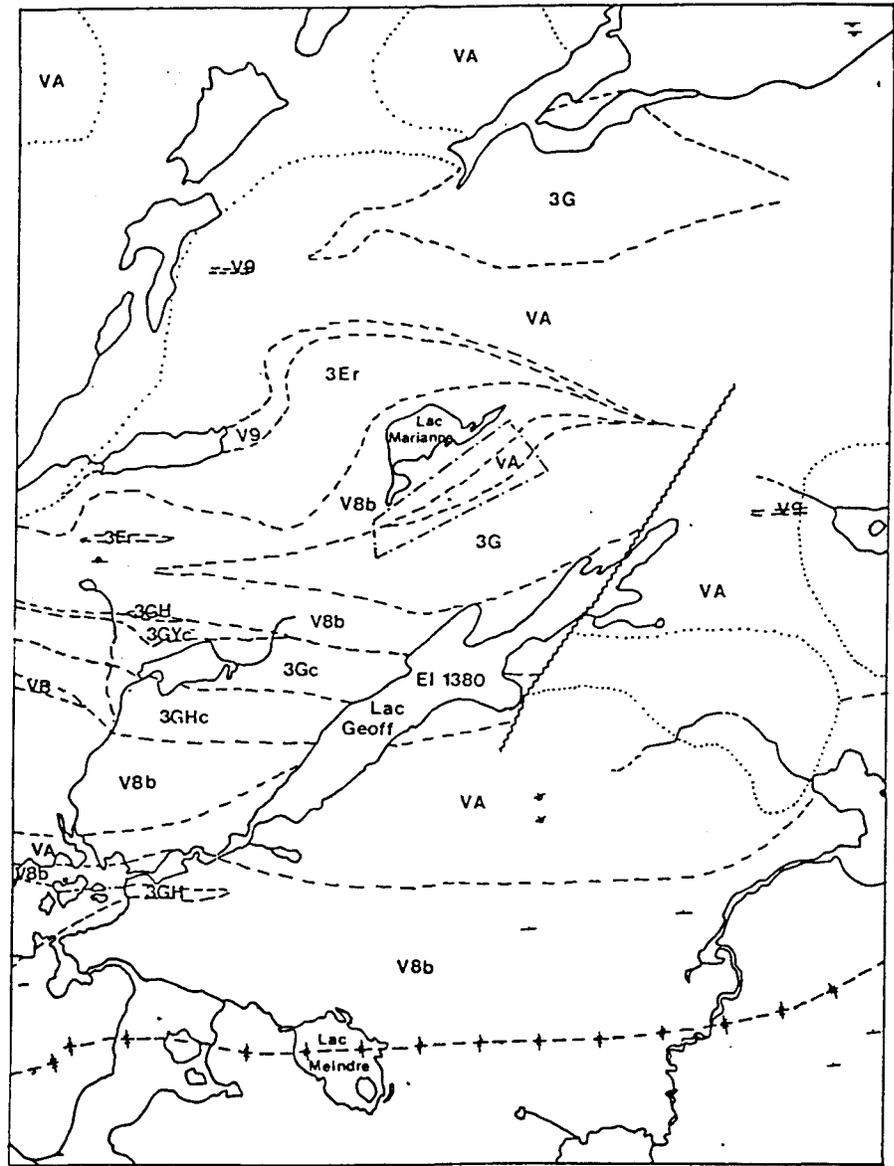
CHAPITRE 3

3.1 Géologie locale

Notre secteur d'étude est localisé à la base stratigraphique de la Formation de Blondeau, sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau qui est d'orientation générale est-ouest. Dans les environs de notre secteur d'étude, le contact régional entre la Formation de Gilman et la Formation de Blondeau, de direction générale E-W décrit une inflexion et remonte vers le Nord par rapport à sa position observée plus à l'ouest (Figure 5).

3.2 Stratigraphie

Les lithologies de notre secteur d'étude comprennent des roches sédimentaires et pyroclastiques felsiques, appartenant à la Formation de Blondeau, elles sont bordées au nord par les basaltes massifs ou coussinés de la Formation de Gilman (figure 5). Elles sont surmontées vers le Sud par des basaltes variolaires, puis du filon couche de Bourbeau qui comprend un membre de clinopyroxénite basal et un membre supérieur de gabbro. La séquence volcano-sédimentaire du lac Geoff fait parti du flanc nord du synclinal de Chibougamau et fait face vers le sud.



LITHOLOGIES

- Formation de Gilman**
VA Métabasalte
V9 Pyroclastite felsique
Formation de Blondeau
VB Métabasalte variolitique
V8B Tuf felsique

Roches Intrusives

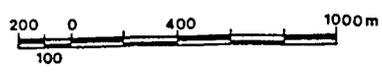
- Filon couche de Bourbeau**
3GHc Métaferrodorite quartzique
3GC Serpentinite
Filon couche de Roberge
3Er Corps laves mineurs
3GH Métaferrodorite quartzique un peu de métaferrodorite

SYMBOLES GEOLOGIQUES

- contact géologique presume
 ~~~~~ Faille  
 - \* - Axe de synclinal pendage  
 ↕ stratification polarité  
 [---] Delimitation du secteur d'étude

modifiée de Duquette G. 1962

Figure 5: Carte géologique locale et localisation du secteur d'étude



### 3.3 Structure

La polarité de la séquence telle que démontrée par des structures sédimentaires et des pédoncules de coussin est vers le sud. La direction de la stratification est aux alentours de 045-050° avec un pendage moyen d'environ 65-75° vers le sud.

La zone d'affleurement principale est relativement peu déformée, il n'y a pas de schistosité pénétrante dans nos lithologies et pas d'étirement apparent des galets et cailloux dans les roches sédimentaires. On constate aussi que les coussins de lave ne présentent pas d'aplatissement apparent. Les déformations locales de blocs dans certaines brèches et glissements (slumps) sont synformationelles et non pas tectoniques. De même, on observe localement la trace de plans de cisaillement et des crénelures qui sont associées à la mise en place de filons couches comagmatiques aux coulées de la section (filons hypabyssaux). Les déformations sont donc locales et s'atténuent rapidement à distance de la zone de contact avec les intrusifs.

Microscopiquement, on a pu observer dans les sédiments et roches pyroclastiques que les déformations associées à la compaction, même dans des unités de tuf felsiques vitreux et donc fragiles, sont assez rares en raison, d'une cimentation et diagenèse précoce. Nous avons également noté la présence, dans certaines coulées de débris, de fragments mafiques à l'origine totalement

vitreux, qui sont à toute fin pratique non déformés et sans schistosité.

L'absence d'intense déformation tectonique de la séquence doit être reliée au fait qu'elle est située relativement loin des charnières de plis régionaux et aussi que les unités qui la constituent, comme les coulées de débris felsiques, les tufs silicifiés précocement et les coulées mafiques, sont relativement compétentes par rapport aux shales et sédiments fins du Blondeau situés au Sud.

### 3.4 Failles

Nous avons noté dans la séquence la trace de quelques failles mineures orientées  $060^{\circ}$  à rejet décimétriques, la trace des failles avait la direction approximative de . Ces failles sont probablement d'origine synsédimentaires, (E.Dimroth; comm.pers.) ou reliée à la mise en place des roches intrusives. Sur quelques affleurements, la mise en place de dykes pépéritiques était contrôlée par des fractures ou petites failles en échelon. La rupture de bancs sédimentaires par les failles directionnelles a aussi probablement contrôlé la mise en place de certains filons couches (affleurement 12, **carte** en pochette).

### 3.5 Métamorphisme

Les roches de la section ici étudiée, sont métamorphisées au faciès des schistes verts. Les roches effusives mafiques ou intermédiaires originellement holocristallines constituent dans notre section les meilleurs indicateurs du métamorphisme; celles-ci sont constituées de l'assemblage chlorite, clinozoïsite, actinote ou trémolite, albite, leucoxène, avec plus ou moins de pistachite et de quartz.

On a pu observer localement des hornblendes vertes dans la matrice felsique dans une brèche de coulée sommitale mais celles-ci ne sont probablement pas associées au métamorphisme prograde mais à la cristallisation de fluides synformationnels.

Dans les amygdales de certaines laves, on a observé quelquefois que la chlorite, le quartz et l'albite remplaçaient la forme très nette de rosettes, nous croyons que ces textures sont des reliques probables de prehnites ou pumpellyite du métamorphisme d'enfouissement régional antérieur au métamorphisme prograde au schiste vert.

Le degré de préservation des textures primaires des diverses lithologies de la section est extrêmement variable et peut être très bon à très mauvais. Dans les laves, cette variation du degré de préservation des textures primaires dépend du degré de cristallinité original, de la granulométrie et aussi de la dis-

tance relative par rapport aux zones locales de métasomatisme et d'altération hydrothermale. Dans les laves, les zones les plus métasomatisées sont reliées à la présence d'enclaves de matériel volcanoclastique, ou à la proximité du contact avec ces mêmes roches en place ou encore à leur fracturation et leur porosité secondaire qui a permis la circulation des fluides métamorphiques (facies 1 à 6).

La préservation des textures des volcanoclastiques, varie en fonction de la proximité avec les coulées et les roches intrusives hypabyssales, et elle dépend aussi de leur composition, de la cristallinité des fragments ainsi que des paramètres texturaux du sédiment (granulométrie, tris, porosité, etc.) et des événements diagénétiques qui ont eu lieu (compaction, vitesse d'enfouissement, chronologie et nature de la cimentation, etc.).

Les assemblages actuels des diverses lithologies dépendent donc du métasomatisme d'enfouissement durant la diagenèse, du métamorphisme de fond sous-marin qui a prévalu durant la mise en place des coulées de laves, et du métamorphisme régional prograde au facies schiste vert relié à l'orogénie kénoréenne. Étant donné la grande variation de composition entre les diverses unités lithologiques, il est aisé de concevoir que le métamorphisme pour chacune de ces lithologies n'était pas isochimique et qu'il y a eu rééquilibre par le métamorphisme.

## CHAPITRE IV

## ROCHES SÉDIMENTAIRES ET PYROCLASTIQUES

4.1 Généralités

Le secteur cartographié comprend, à la base stratigraphique, des roches sédimentaires et pyroclastiques qui sont localement recoupées ou surmontées de pépérites. Ces roches sont recouvertes, au sud, par des coulées composites de basaltes et d'andésites, puis par une brèche de coulée sommitale pépéritique, par des sédiments, et enfin par le filon-couche de Bourbeau. Les sédiments à la base représentent une section d'environ quarante mètres d'épaisseur. La reconstruction stratigraphique des faciès sédimentaires est compliquée par plusieurs facteurs: 1) la nature discontinue des affleurements; 2) la présence de plusieurs failles synsédimentaires observées et postulées qui embrouillent l'ordre stratigraphique; 3) la mise en place dans les sédiments de nombreux filons-couches; dykes et brèches volcano-sédimentaires (ou pépérites; cf. chapitre IV). Néanmoins, la corrélation de certains lits ou groupe de lits d'affleurements en affleurements ainsi que l'hypothèse d'une séquence logique de sédimentation, nous a permis de reconstruire la séquence avec un degré de certitude relativement bon.

Nous avons divisé la séquence en six faciès sédimentaires. Ces faciès sont transitionnels l'un à l'autre. Le premier faciès est constitué de brèches rhyolitiques, de sulfures massifs et de

coulées grossières de débris felsique; le deuxième faciès représente des coulées fines de débris (pyroclastiques) de ponces et fragments de roche ainsi que des tufs de retombées ponceuses à fragments de roche volcanique. Le troisième faciès consiste en des coulées grossières de débris felsiques, pyroclastiques ou épicyclastiques, d'arkoses et conglomérats volcanoclastiques "feldspathiques", ainsi que de tufs cendreux d'origine hydroclastiques; le faciès 4 est représenté par des turbidites de grès et siltstones volcanoclastiques. Le faciès 5 comprend des tufs de ponces de retombées pliniennes, des arkoses volcanoclastiques et une quantité subordonnée de tufs cendreux graphiteux. Enfin le faciès 6 est constitué en majeure partie de siltstones, argilites et de tufs cendreux, tous pouvant être plus ou moins graphiteux.

Les lithologies ont été subdivisées en autant de faciès afin de recréer avec le plus de précision possible la séquence des événements magmatiques et sédimentaires qui sont à l'origine de leur formation.

#### 4.2 Critères de polarité dans la séquence

Dans cette séquence de nombreux critères de polarité indiquaient un sommet vers le sud. Dans les sédiments, ces critères sont les surfaces d'érosion des lits de sédiments grossiers sur les sédiments fins, les granoclassements normaux et de densité les stratifications entrecroisées, les structures de charge et les flammes.

Dans les coulées de lave qui surmontent les roches sédimen-

taires de la section, les pédoncules de coussin confirment un sommet vers le sud.

#### 4.3 Premier faciès - Coulée de débris felsique - brèches autoclastiques de coulées rhyolitiques - sulfures massifs

Le premier faciès observé, affleure très mal. Il est observé sur quelques petits affleurements discontinus ayant moins d'un mètre d'épaisseur compris entre la marge nord de la route L-208, et la berge sud du Lac Marianne (voir fig 4). Les lithologies se présentent sous forme d'unités très rouillées de coulées de débris felsiques, de brèches de coulées rhyolitiques autoclastiques et de lentilles stratiformes décimétriques de sulfures massifs.

Mésoscopiquement, les coulées de débris ont des cailloux felsiques de quelques centimètres de taille supportés par la matrice, la fabrique est ouverte, le tris très mauvais et le pourcentage de matrice variable.

Les brèches rhyolitiques sont constituées de fragments anguleux jaunes pâles d'environ 1 cm. Dans ces brèches, plusieurs fragments ont leurs bordures qui se complètent avec ceux des fragments adjacents et semblent donc avoir été bréchifiés "in situ". Microscopiquement, les fragments sont constitués de microphénocristaux hypidiomorphes de plagioclases (35%) légèrement séricitisés, de feldspath alcalin limpide et rarement maclé Carlsbad (3%) et de quartz (1%). Ces microphénocristaux baignent dans une mésostase quartzo-feldspathique finement polygonisée qui contient des cristaux microlitiques de feldspath alcalin de se-

conde génération. L'espace interstitiel des fragments vitrophyriques de la brèche est occupé par des intercroissances de bâtonnets de feldspath et clinochlores radiaux à la bordure des fragments.

La texture très homogène et l'abondance de matériel quartzofeldspathique fin en guise de matrice, entre des cristaux essentiellement idiomorphes, suggère que cette lithologie est soit une brèche de coulée rhyolitique vitrophyrique, soit un tuf de même composition, plutôt qu'un grès.

Le type de bréchification "in situ" suggère aussi la fragmentation ou hyaloclastisation au sommet d'une unité de refroidissement pour cette lithologie.

Les lentilles décimétriques de sulfures massifs, stratiformes, sont constituées à 90% de lamines et lits d'épaisseur centimétrique de pyrrhotite. A l'intérieur de ces lentilles, on observe des reliques de vitrophyres feldspathiques semblables à ceux décrits dans la brèche rhyolitique mentionnée plus haut, mais sans quartz. Les sulfures ont vraisemblablement remplacé des brèches ou hyaloclastites phyriques, ou encore des niveaux tufacés et poreux de porphyres feldspathiques.

#### 4.4 Faciès 2: Coulées fines de débris pyroclastiques, tufs rhyolitiques de retombées pliniennes

##### 4.4.1 Coulées fines de débris pyroclastique

###### A) CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES de l'ensemble des lits:

La caractéristique la plus marquante du faciès 2 est la présence d'un matériel "gréseux" de couleur verte. L'examen pétrographique des lames minces a révélé que cette couleur est reliée à l'abondance de chlorite en remplacement de matériel vitreux juvénile.

Les lits du faciès 2 ont souvent l'aspect de lits massifs d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les lits peuvent aussi présenter des laminations parallèles ou entrecroisées à angle faible. Les laminations entrecroisées sont parfois d'épaisseur décimétrique et constituent l'ensemble d'un groupe de lits; elles ne sont pas la division interne d'un lit en association avec une combinaison des autres divisions de Bouma.

Il y a également présence de lits de "pseudo-turbidites" avec des structures analogues à Ta-Tb-Td de Bouma et qui sont en réalité des coulées de débris pyroclastiques.

La base des lits d'aspect massif est typiquement planaire et nette; les évidences de contacts érosifs sont inexistantes. On observe des lacets de granules et cailloux arrondis à la base de

certains lits. Quelques gros cailloux déforment plutôt qu'érodent les lits sous-jacents, cette déformation constitue une structure de charge et non pas une chenalisation.

Il est fréquent d'observer dans un lit, des laminations internes définies essentiellement par des variations progressives et cycliques de la proportion, et de la taille, de cristaux idiomorphes de feldspaths. Ces variations cycliques sont très graduelles sans la présence de contacts basaux nets, ou de bris granulométriques marqués.

Les lits de "pseudo-turbidites" avec la séquence de structures analogues à Ta-Tb-Td de Bouma présentent souvent des concentrations basales de granules. Ces granules sont typiquement subarrondis et plutôt sphériques, de couleur blanchâtre à verdâtre ou encore noire et contrastant très bien avec les portions supérieures du lit de couleur vert foncé. Quelques fragments présentent les caractéristiques d'intraclastes: ils ont un axe long orienté parallèle à la base du lit. Ces intraclastes sont typiquement de couleur grisâtre à noirâtre. La division basale à granules est granoclassée, elle passe rapidement à la division très massive médiane vert foncée dépourvue de granules et qui est souvent beaucoup plus épaisse que la division basale. Cette division médiane est ensuite surmontée d'une division sommitale beaucoup plus pâle que les précédentes (gris beige à gris verdâtre) et qui peut montrer des

laminations plus ou moins floues. Le contact basal est très net en raison d'un bris granulométrique marqué. Sur l'affleurement, il était donc aisé de confondre l'ensemble de ces divisions à des séquences incomplètes Ta-d ou Ta-e de Bouma. L'examen pétrographique révèle la vraie nature de ces "pseudoturbidites".

Pétrographiquement, les "pseudo-turbidites" ou coulées de débris pyroclastiques du faciès-2 sont constituées de matériel juvénile vitreux avec de fines vésicules micro- à cryptoscopiques, de matrice dérivée de ces fragments, de cristaux de quartz et de feldspaths, de fragments lithiques volcaniques, et de cendres de type hydroclastique.

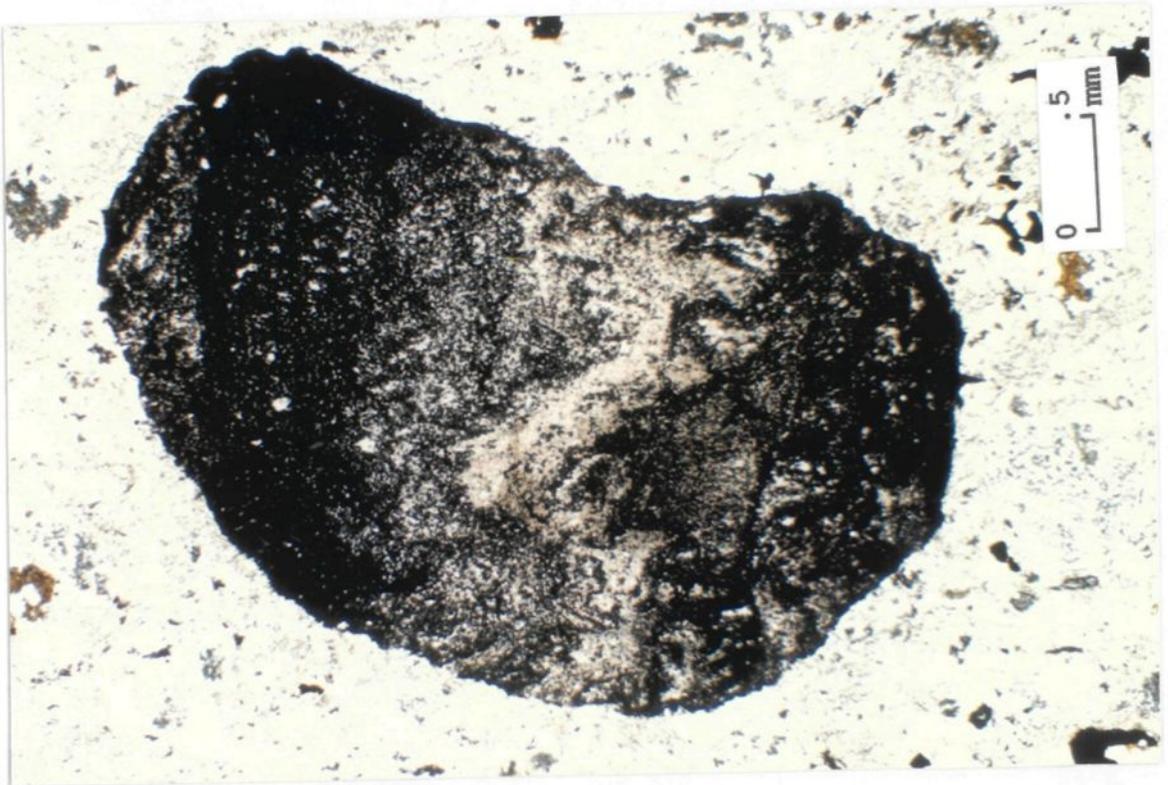
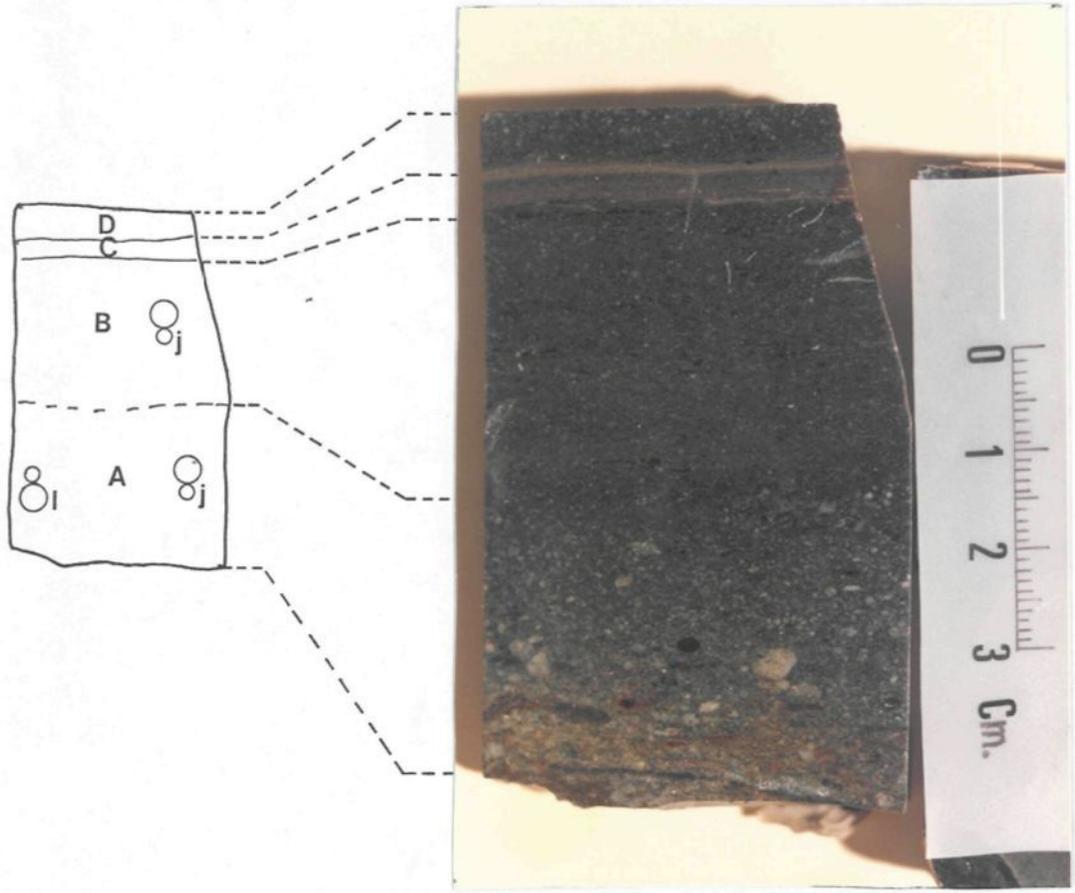
Les "divisions" décrites précédemment, apparaissent clairement au microscope, comme trois types de lits distincts plutôt que des subdivisions internes d'un seul lit. Le premier lit de l'échantillon montré à la planche 1A fait voir une concentration basale de granules de fragments lithiques volcaniques granoclassés normalement dans une matrice contenant surtout de la chlorite en remplacement de verre dévitrifié. Dans ce lit, le passage est graduel vers la disparition des granules et le granoclassement inverse des fragments juvéniles mieux préservés vers le sommet.

Au microscope, le passage à la "division médiane", se fait par un bris granulométrique marqué, visible aussi en bloc de roches polis et vernis. Ce second lit est dépourvu de fragments de roche et montre un granoclassement inverse des fragments juvé-

Planche 1:

A: Coulées de débris pyroclastiques (pseudoturbidite): le lit (A) contient des fragments lithiques granoclassés normalement et du matériel juvénile microscopique granoclassé inversement. Le second lit (B) marque un bris granulométrique, il est dépourvu de fragments lithiques et montre un granoclassement inverse des ponces. Le petit lit brunâtre (C) est un lit de cendres fines anguleuses, équidimensionnelles, non-vésiculées, d'origine hydroclastique.

B: Détail d'un fragment "lithique" de la coulée de débris pyroclastique, notez la déformation en chevrons du rubanement.



niles de faible densité. L'état de préservation des fragments de ponce est meilleur vers le sommet du lit.

La dernière "division" est un lit mince laminé d'échardes anguleuses équidimensionnelles non-vésiculaires (hydroclastiques selon Heiken, 1972, 1985) qui sont dévitrifiées en séricite et chlorite. La première division basale, déjà décrite mésoscopiquement montre un granoclassement normal de fragments de roche volcaniques très mal triés, et un granoclassement inverse, des fragments juvéniles. Il apparaît donc que les lits de ce faciès sont des assemblages de tufs variés dont la succession peut fortuitement ressembler à des "turbidites proximales" (Ta-b-d).

Dans l'exemple qui précède, les trois types de lits décrits constituent donc trois lithologies distinctes plutôt que des subdivisions internes d'un même lit. Ces lithologies sont respectivement les coulées de débris de ponces et lithiques, les coulées de débris de ponces, et les tufs de cendres hydroclastiques.

Afin de caractériser, la nature de l'environnement à la source, il sera décrit successivement, dans ce qui suit, les divers éléments constitutifs de ces trois types de lits, c'est-à-dire la nature variée des intraclastes, des fragments volcaniques lithiques, des fragments juvéniles, des cristaux libres de quartz et feldspaths ainsi que de la matrice.

4.4.1.1 TYPES DE FRAGMENTS RENCONTRÉS DANS LES COULÉES  
FINES DE DÉBRIS PYROCLASTIQUES

A) FRAGMENTS INTRACLASTIQUES:

Les fragments d'intraclastes sont des tufs cendreux constitués d'éclats anguleux de quartz et feldspaths isolés dans une matrice recristallisée en chlorite et leucoxène.

B) FRAGMENTS DE BORDURE DE COULÉE MAFIQUE:

Ces fragments généralement aphyriques et hyalocristallins sont sub-arrondis et de forme légèrement elliptique. Ils sont souvent rubannés et constitués d'un assemblage de chlorite et leucoxène. Le leucoxène à grain très fin remplace des zones hyalocristallines de bordures de coulée, telles de petits sphérolites et cristaux dendritiques, alors que la chlorite remplace les zones interstitielles holohyalines.

Lorsque rubannés, ce type de fragments démontre parfois des déformations en chevrons irréguliers (planche 1B). En bordure de coulée, la déformation du rubanement est souvent imputable au cisaillement latéral visqueux (viscous drag shear), dû à l'écoulement. Dans le cas des déformations montrées à la planche 2, la géométrie de déformation des rubans en pointes acérées perpendiculaires au rubanement suggère plutôt l'action d'une force perpendiculaire. Il est possible que de telles déformations aient pu se produire sous l'effet d'ondes de choc générés lors de violentes explosions phréatiques ou magmatiques dans une ou des

unités de refroidissement de magma andésitique ou basaltique en voie de cristallisation. De tels fragments pourraient donc constituer des indicateurs d'activité magmatique explosive à la source.

C) EJECTAS ET ACHNELITHES INTERMÉDIAIRES, HOLOHYALINS A HYALO-CRISTALLINS:

Certains téphras intermédiaires à mafiques ont des formes caractéristiques de ceux formés à partir de magma de faible viscosité modélés par les tensions de surface, la résistance aérodynamique ou hydrodynamique et l'accélération hors du conduit nourricier. Ce type particulier de téphra est communément appelé larme de Pélé ou encore achnelithe (Walker et Croasdale 1972)

Les achnelithes sont présents dans plusieurs types de sédiments de la section. Ce type de granule est constitué d'un assemblage de clinozoïsite, chlorite et pyrrhotite, ou plus rarement de chlorite, albite et opaques. La bordure externe des granules est généralement lisse (caractère supposé primaire par opposition à arrondi mécanique par abrasion). Leur forme est variée, on observe des sections elliptiques ou circulaires, ou encore des sections vermiformes qui ont une extrémité renflée en forme de goutte (planche 2B). A l'intérieur de ces granules, on observe parfois des formes circulaires réminiscentes de sphérolites isolés ou encore d'amygdales occupées par un assemblage de leucoxène et pyrrhotite. Certains granules ovoïdes ont une

## Planche 2

A: Section longitudinale d'un achnelite, celui-ci est en forme de goutte, notez l'absence de vésicules. Ces fragments sont distribués dans les coulées de débris pyroclastiques avec fragments lithiques ou sporadiquement dans certains agglutinats.

B: Bordure éclatée d'un achnelite produite par interaction phréatique. Dans les niveaux riches en fragments lithiques des coulées de débris pyroclastiques.

C: Vestige de fragment juvénile: possiblement une ponce effondrée contenant des éclats de cristaux de feldspaths, notez la présence (centre de la photo) d'un cristal de feldspath disloqué "in-situ".

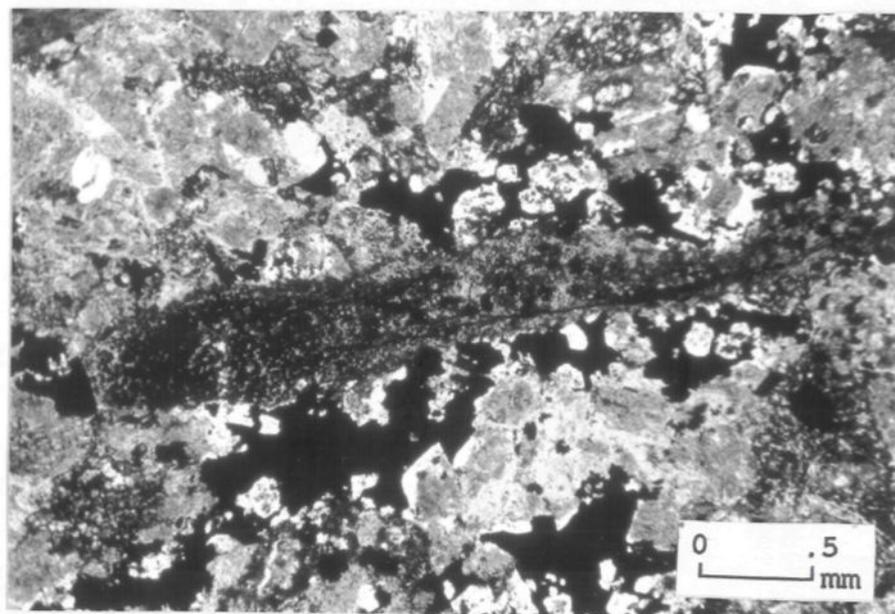


PHOTO 2A

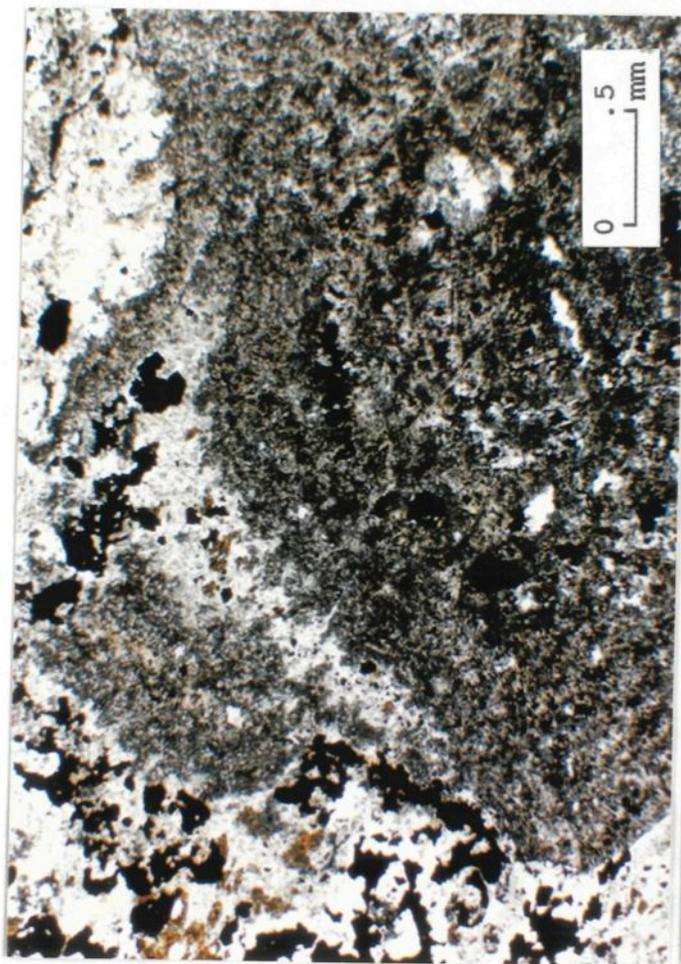


PHOTO 2B

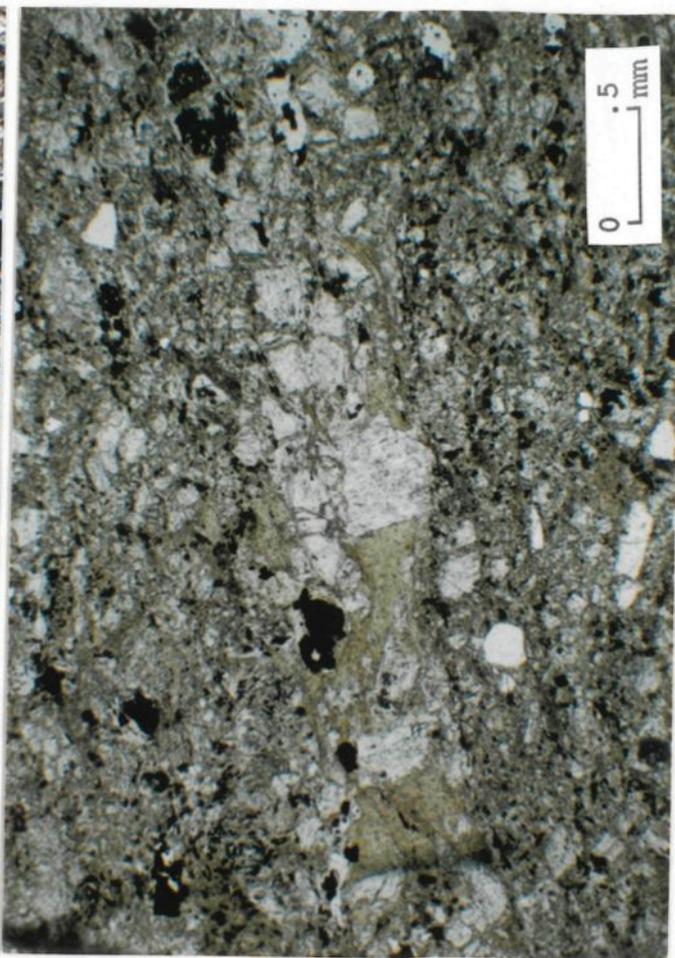


PHOTO 2C

structure concentrique de leurs minéraux de dévitrifications parallèle à la bordure des granules. Ces granules présentent typiquement en leur périphérie, un liséré ou halo plus ou moins continu d'albite limpide hypidiomorphe et pyrrhotite d'origine secondaire.

Il est possible que certains achnelithes étaient relativement près de leur point de fusion lors de leur incorporation au reste des sédiments. Le premier indice à cet effet est la déformation plastique de certains granules. Cette déformation plastique n'est pas reliée à la diagenèse, puisque les relations d'orientations par rapport à la stratification sont multiples, et que cette déformation n'affecte que quelques-uns des granules. De plus, dans certains lits qui contenaient de tels fragments déformés, on trouvait des fragments basaltiques anguleux holohyalins mis en place "à froid" qui n'ont pas été sensiblement modifiés de forme par la diagenèse.

L'autre indice de la mise en place à chaud des achnelithes est la présence de lisérés à leur bordure et l'éclatement de certaines bordures (planche 2B). Le liséré des bordures suggère la trempe alors que les bordures éclatées sans fragmentation hyaloclastique impliquent une certaine plasticité du granule (par opposition à rigidité fragile comme pour le verre). L'éclatement de la bordure a donc pu se produire, par expansion de vapeur sous un gradient de température faible, condition qui est plausible dans une coulée de débris pyroclastique ou lahar mis à chaud.

#### D) FRAGMENTS RHYOLITIQUES:

Ces fragments sont microporphyriques à cristaux de quartz résorbés et plagioclases et plus rarement en fantômes de minéraux ferromagnésiens totalement chloritisés. La mésostase de ces fragments est de deux types. Le premier consiste en un assemblage de quartz-albite polycristallin équigranulaire à grain fin. Cette mésostase était à l'origine probablement holohyaline, (les fragments pourraient donc être classés comme des vitrophyres rhyolitiques). Le second type de mésostase est hyalocristallin avec des microlites de feldspaths parfois dendritiques à sphérolitiques. Le verre interstitiel est remplacé par du quartz et de l'albite secondaire en continuité optique avec les microlites zonés de la mésostase. Les microphénocristaux de feldspath de ces deux types de fragments rhyolitiques, sont séricitisés et épidotisés (clinozoïsite; très rarement pistachite). Les microphénocristaux de ferromagnésiens sont remplacés par des pseudomorphes de chlorite, avec plus ou moins d'actinote.

#### E) FRAGMENTS JUVÉNILES (PONCES)

La forme et l'aspect général des fragments juvéniles dépend de leur état de conservation qui, en retour, dépend de leur position relative dans les lits. Règle générale, la préservation des fragments juvéniles (cendres de ponces) est meilleure au sommet des lits de coulées de débris de ponces et aussi meilleure dans celles qui sont dépourvues de fragments lithiques. Les

fragments juvéniles ne semblent pas tous vésiculaires à première vue et ce possiblement à cause de l'altération ou à cause de la taille cryptoscopique des vésicules, ils ont néanmoins l'aspect de fragments vitreux dévitrifiés. La forme et l'aspect général des fragments vésiculaires est grossièrement sub-elliptique avec des terminaisons plus ou moins anguleuses et recourbées. Le pourcentage des vésicules préservées visibles au microscope, varie de 20 à 85%, mais ce dernier cas est rare. La minéralogie produite par la séquence de dévitrification - métasomatisme - métamorphisme consiste en chlorite et séricite avec plus rarement un peu de quartz et leucoxène. Les microvésicules des cendres sont remplies par du quartz polycristallin. Les vésicules des cendres à l'intérieur d'un même lit sont d'aspect variable: parfois elles sont irrégulières et amiboïdes, ailleurs la bordure de grosses vésicules irrégulières ont leur périphérie formée par la coalescence de multiples micro-vésicules et enfin d'autres ponces ont des micro-vésicules bien rondes et abondantes (jusqu'à 85%). Ces variations doivent refléter les relations qui existent entre la pression partielle des gaz, les propriétés de viscosité et de tension de surface du magma, son taux de décompression et de refroidissement durant l'ascension, et enfin la chronologie du début d'exsolution des gaz vis-à-vis de l'évolution des autres paramètres; (voir pour exemple Fisher et Schmincke, 1984, pp. 55-58). La vésicularité des fragments n'est pas toujours évidente. Les microvésicules les plus grosses ont une dimension maximale d'environ 25-60 microns, mais la variation continue des

dimensions suggère que les vésicules de plusieurs fragments pouvaient être de taille cryptoscopique et/ou que la vésicularité aurait été oblitérée lors de la diagénèse et du métamorphisme subséquent. Les ponces bien préservées contiennent de rares microphénocristaux idiomorphes de plagioclases maclés albite et plus rarement encore de quartz.

#### F) CRISTAUX LIBRES et MATRICE:

Associé au matériel juvénile, existe une fraction de cristaux de plagioclases et de cristaux de quartz. De la base au sommet d'un lit contenant des fragments lithiques, on observe une concentration de quartz qui passait de 2 à 4%, leur dimension diminuait de .4 à .2 mm en moyenne, le plagioclase passe de 10 à 3% avec une légère diminution de la taille de ces cristaux de .4 à .2 mm. Dans une coulée de débris dépourvue de fragments lithiques, la variation du quartz allait est de .5% à la base, à .5-1% au sommet, avec une diminution des cristaux de plagioclases de 3-4% à 1-2% au sommet. Dans la division riche en fragments lithiques, le plagioclase est très saussuritisé; dans la division riche en fragments juvéniles, ceux-ci sont plus limpides et séricitisés, ce qui implique une composition originelle moins calcique. Les cristaux de feldspaths des divisions riches en fragments juvéniles sont typiquement idiomorphes avec des cassures planaires ou des fractures irrégulières.

Les cristaux de quartz sont arrondis à anguleux. L'arrondi de ces cristaux est vraisemblablement dû au phénomène de résorp-

tion.

Des baies de résorption dans les cristaux de quartz sont aussi présents et sont occupées par la matrice. Plusieurs des cristaux sont totalement disséqués et les fragments ainsi produits sont séparés les uns des autres par la "matrice" chloriteuse. Pourtant, chaque morceau pourrait être réassemblé aux autres comme un casse-tête pour former le cristal original. Ces fragments d'un même cristal n'ont pas été dispersés durant le transport du sédiment, il semble donc évident qu'une grande proportion de la matrice apparente et chloriteuse, est donc en fait la mésoctase dévitrifiée de microphénocristaux idiomorphes et cassés.

Il nous apparaît évident que les cristaux libres et leur matrice constitue dans la plupart des cas, soit des fragments juvéniles vitreux, peu ou pas vésiculaires ou des ponces effondrées (planche 2C). Le pourcentage de matrice véritable est impossible à déterminer à cause de la recristallisation du verre volcanique, en chlorite et en séricite authigènes et de l'oblitération fréquente d'une bordure distincte des fragments. Les lits ponceux ici décrits sont essentiellement monomictes, cependant les ponces mieux préservées et plus facilement discernables de la matrice sont typiquement dépourvues de microphénocristaux. Il semble que le potentiel de préservation du matériel juvénile est inversement proportionnel au contenu en cristaux. Il est probable que l'inertie a joué un rôle important dans l'effondrement des ponces et que le mécanisme de fragmentation est responsable de deux populations distinctes: une population aphyrique, et une

population plus riche en cristaux. Il est envisagé que plusieurs de ces mécanismes de concentration des cristaux pourraient être responsables de la genèse des arkoses volcanoclastiques ou tufs à cristaux décrits à la section 4.5.2.4.

#### 4.4.2 TUF DE RETOMBÉES

##### 4.4.2.2 Ponces aphyriques à texture pseudo-eutaxitique

Dans certaines unités de coulées de débris pyroclastiques, la division sommitale qui surmonte une division ou lit basal riche en fragments lithiques et granoclassé normalement, est constituée d'une variété de ponces qui présente un aplatissement marqué avec un taux d'élongation maximum d'environ 5:1. Cette sub-division (ou lit?) est dépourvue de fragments lithiques et est très pauvre en cristaux: moins de 1% de cristaux de quartz et feldspaths submillimétriques. Les fragments ponceux aplatis ont leur bordure lisse et lobée soulignée par un liséré d'oxydes de fer et il n'y a pas de matrice visible entre ces fragments. Le verre des ponces est remplacé par la chlorite et du quartz polycristallin remplit l'espace des micro-vésicules.

Il est difficile de réconcilier la texture aplatis de ces ponces déposées en milieu sous-marin avec une interprétation de soudure entre elles. Il semble que la déformation de ces ponces est post-dépositionnelle et reliée à la compaction diagénétique ou encore à la compression associée à la mise en place des filons-couches.

#### 4.4.3 Tuf oligomictite de retombées de ponces et lithiques

Cette variété de tuf ponceux a été observée dans un lit verdâtre, épais de 1,10 mètres d'épaisseur sur l'affleurement 90 (carte 1).

Ce lit présente à sa semelle, une concentration de granules et cailloux (environ 40%), qui déforment parfois le sommet des lits sous-jacents. Le lit est constitué en grande partie de matériel verdâtre (cendres ponceuses chloritisées) et d'horizons d'épaisseur centimétrique enrichis en cristaux qui sont à angle par rapport à la stratification générale. Ces horizons riches en cristaux n'ont pas de semelles et de sommets bien définis, et l'enrichissement en cristaux dans le lit est progressif et cyclique. Les horizons verdâtres riches en matériel juvénile sont constitués de ponces vitrophyriques (environ 70%) chloritisées, à phénocristaux submillimétriques de feldspaths (2 à 6%), de quartz (moins de 1%) et de fines vésicules microscopiques (15 à 70%; plus petites que .01 mm). A ces fragments ponceux sont associés des fragments lithiques parfois agglutinés (texture primaire) par les ponces. Ces fragments de lave appartiennent à deux groupes qui représentent probablement un même type de lave à des degrés variables de cristallinité: le premier type de fragment consiste en fragments de porphyres feldspathiques à mésostase hyalomicrolitique et le second consiste en fragments hypocristallins dévitrifiés en l'assemblage épidotes pauvres en fer. (60%), chlorite (30%), leucoxène (5%), et une quantité variable subordonnée de quartz-albite granoblastique (moins de 5%) à grain fin.

Les interstices entre les fragments lithiques et les fragments ponceux sont occupés par un ciment de calcite.

L'abondance de fragments lithiques souvent agglutinés par le matériel juvénile ponceux doit résulter d'un processus d'incorporation de ces fragments durant l'éruption du matériel juvénile. Les fragments lithiques hyalo- à hypocristallins constituent fort probablement des téphras remobilisés qui devaient engorger le conduit volcanique avant l'éruption du matériel juvénile.

#### 4.5 Faciès 3: Coulée de débris felsiques, épaisses et grossières; arkoses volcanoclastiques; tufs cendreux hydroclastiques

##### 4.5.1 Organisation mésoscopique du faciès 3

Ce faciès est caractérisé par des lits bien individualisés contenant une abondance de coulées de débris conglomératiques et gréseuses d'épaisseurs décimétriques. Les contacts basals et sommitaux des lits sont planaires, nets et non érosifs. Ces coulées de débris sont plutôt monomictes, à prédominance de fragments de laves felsiques aphanitiques ou porphyriques en plagioclases de couleur blanc jaune en patine d'altération. Le tri de ces unités est très mauvais, et on observe souvent dans un lit des niveaux mal définis et parfois lenticulaires de cailloux anguleux à sub-arrondis orientés parallèlement à la stratification.

Nous avons levé deux sections stratigraphiques des lits de ce faciès, espacé de 15 m seulement (figure 5), et ce, afin de démontrer les légères variations latérales permettant d'en déduire le mode de dépôt. Il en ressort que par rapport aux coulées de débris idéalisées, ces coulées de débris déposées en milieu sous-marin ont subi quelques modifications hydrauliques plus ou moins importantes durant leur écoulement.

Dans ce faciès, un lit individuel comprend généralement une division massive ou faiblement granoclassée surmontée ou non d'une division à lamination parallèle (20% des lits dans la section A; 33% dans la section B). De la section A à la section B (figure 5), on constate une diminution de lits massifs et une augmentation de lits granoclassés. Dans chaque section, le granoclassement, lorsque présent, est généralement flou ou statistique et le tri est toujours très mauvais. Le granoclassement normal peut être continu ou non à travers la division laminée: c'est-à-dire sans bris granulométrique depuis le passage de la division granoclassée, et avec une nette diminution progressive de la taille maximum ou moyenne vers le sommet du lit. Dans un lit, ce granoclassement peut se rapporter à la classe granulométrique grossière, ou à la matrice ou les deux à la fois. Le granoclassement peut en être un de densité où certains types de fragments persistent plus longtemps vers le sommet que d'autres. Enfin, on observe dans certains lits au coeur massif, un granoclassement inverse de quelques millimètres à la base, alors que le sommet du lit présente un granoclassement

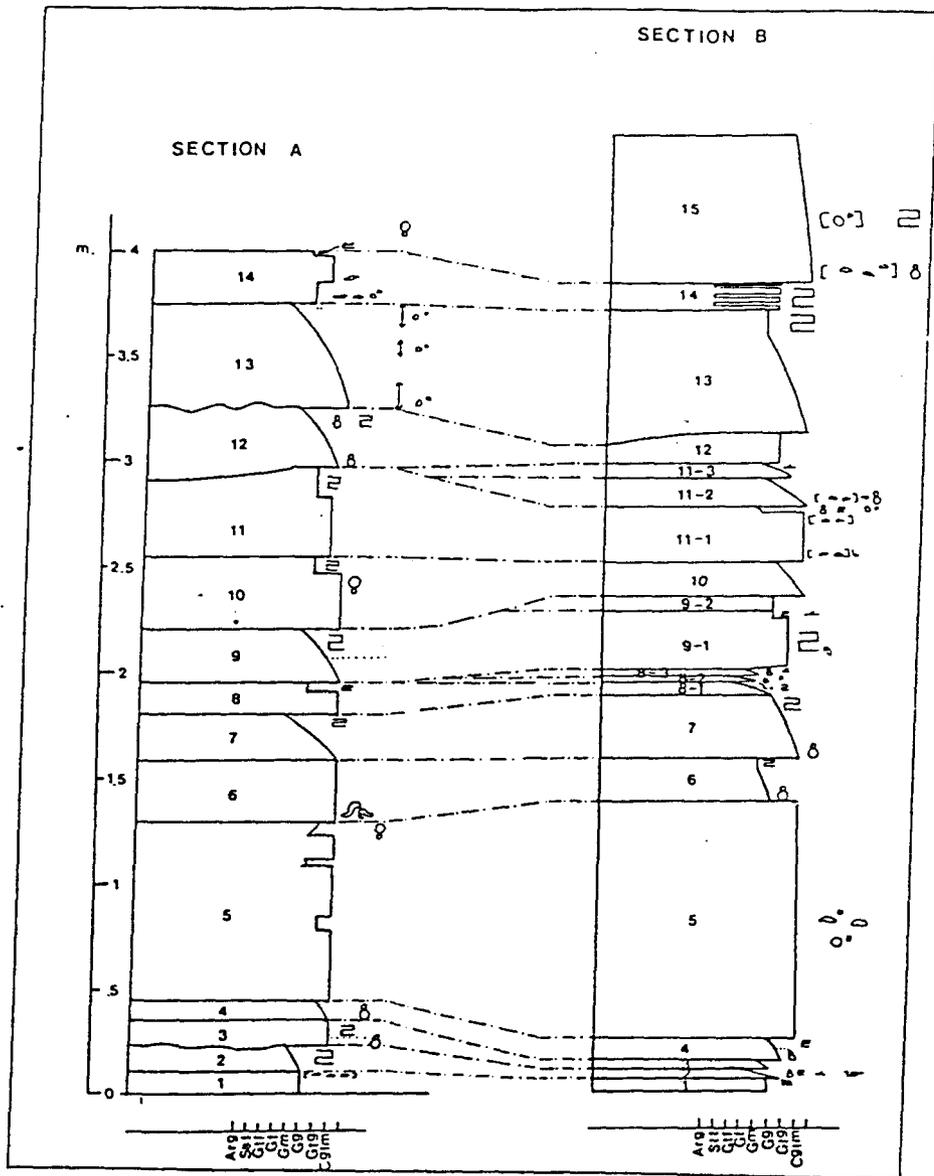


Figure 6: Schéma de corrélation entre deux sections stratigraphiques du faciès 3.

-trait tireté: équivalence de corrélation

lit massif ou division massive: lit ou division granoclassé:

lit ou division stratifiée: surface d'amalgamation:

Echelle granulométrique: Arg.: argillite; Sst.: siltstone; Gtg.: Grès très fin; Gf.: grès fin; Gm.: grès moyen; Gg.: grès grossier; Gtg.: grès très grossier; Cglm.: Conglomérat.

inverse de quelques centimètres d'épaisseur.

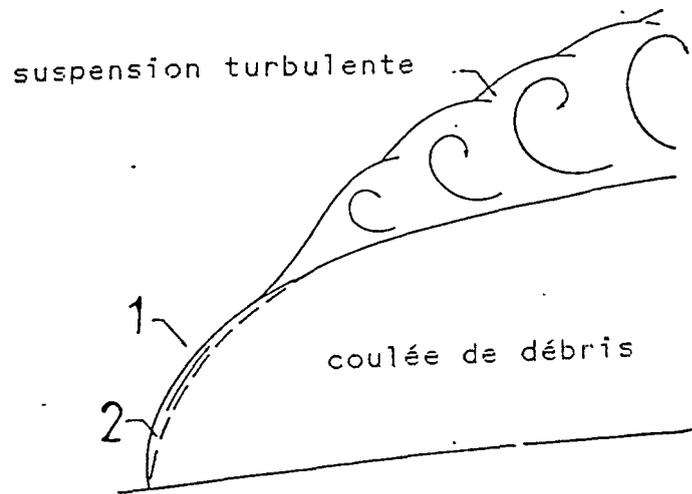
Toutes les variations latérales observées de la section A à la section B (figure 5) vont dans le sens d'une déposition avec une composante latérale de A vers B, c'est-à-dire d'est en ouest. Quelques coulées de débris ou lits massifs font alors place à des turbidites granoclassées et laminées. Ces variations sont analogues à celles qui surviennent pour des faciès progressivement moins proximaux dans le modèle séquentiel de cônes alluvionnaires sous-marins de Walker (1979). Ces variations sont aussi semblables à celles observées sur des distances kilométriques dans certains dépôts de coulées pyroclastiques sous-marines (Tassé et al., 1978).

Les transitions observées ici sont essentiellement latérales ou transverses à l'allongement et la direction de transport de la coulée de débris, avec une composante probable, dans la direction du paléocourant, faible ou nulle. Ces transitions s'observent sur des distances minimales (15 mètres). Ceci peut dépendre de la viscosité dynamique élevée des coulées de débris lors de leur écoulement. En milieu sub-aérien, les coulées de débris très visqueuses sont très sensibles aux changements de pente, la déposition en masse forme des lobes aux flancs élevés et avec des terminaisons frontales abruptes.

En milieu sous-marin, l'érosion du front de la coulée de débris en mouvement par le flux d'eau autour de la coulée peut produire des courants associés de turbidités dilués (Hampton 1972; figure 6). Sur les flancs et au front d'une coulée de

débris sous-marine, l'ingestion d'eau diminue la cohérence ou viscosité de la coulée et la turbulence peut contribuer au support des grains. Les coulées de débris sous-marines devraient donc théoriquement être plus étalées que les coulées de débris sub-aériennes. Les courants de turbidités produits par l'érosion d'une coulée de débris sous-marine peuvent recouvrir les flancs amincis de la coulée de débris après son dépôt. Ces considérations sont l'explication la plus probable des variations latérales observées dans notre section. Le coeur de la coulée est une unité massive mise en place sous la forme d'une coulée de débris, celle-ci passe latéralement à une ou des unités granoclassées et laminées, mise en place par une turbidite (figure 6). Le coeur de la coulée peut avoir été transporté par écoulement laminaire de plus ou moins haute viscosité ou a pu être transporté comme une nappe rigide où le cisaillement à sa base était inférieur à la rigidité (yield strength) (Hampton 1972). Ce dernier cas devrait être plus typique des coulées de débris épaisses et/ou visqueuses moins susceptibles à la dilution, alors que le premier cas devrait être caractéristique des coulées de débris moins épaisses ou moins visqueuses et plus susceptibles à la dilution. Nous verrons, dans la prochaine section, que la pétrographie de certaines coulées de débris épaisses semble confirmer cette mise en place par nappe rigide pour le coeur de ces coulées.

Considérons maintenant le lit 5, dans la section B. Ce lit est le plus épais et celui dont les attributs texturaux sont les



1. front de la coulée (nez)

2. couche de cisaillement antithétique

Figure 7: Erosion d'une coulée de débris sous-marine et  
génése d'une suspension turbulente. Tiré de  
Hampton M.A. 1972

plus caractéristiques des coulées de débris idéalisées, c'est-à-dire: 1) massif; 2) mal trié; 3) fabrique ouverte; 4) pas de division sommitale stratifiée; 5) orientation préférentielle des fragments parallèle à la stratification (Fischer 1982. Latéralement (dans la section A), ce lit perd son aspect massif et contient une série de subdivisions internes causées par des variations floues ou très progressives de la fabrique. Ces variations consistent en des fluctuations multiples du pourcentage de la fraction grossière, de leur taille maximum et plus rarement des variations granulométriques qui sont observées dans la matrice, soit sous forme de variation rapide d'une subdivision à l'autre, soit sous forme de granoclassement inverse continu à travers la subdivision. On constate aussi que les subdivisions internes de la coulée de débris contiennent des pourcentages variables de fragments intraclastiques, certaines en sont dépourvues.

Dans ce lit 5, la portion du lit qui comporte des subdivisions (section A), est la moins remaniée ou diluée; celle qui est la plus massive (section B), est, selon nous la plus modifiée. En effet, la portion d'aspect massif du lit (section B) comporte un classement de densité: la distribution homogène des fragments en fonction de leur taille sont tout de même répartis par types à certaines portions du lit. Les différences de densité d'une coulée de débris légèrement diluée, en écoulement laminaire a pu créer la ségrégation. D'autre part, les subdivisions internes observées dans la section A sont des

caractères primaires peu modifiés de la coulée de débris et non pas la resédimentation par courants de turbidités secondaires en lits multiples. Le lit 5 contient une abondance de structures concentriques diagénétiques de type pisolitique et d'intraclastes rouillés répartis de façon homogène à travers le lit et qui lui donnait un aspect rouillé manifestement distinct des lits supérieurs et inférieurs.

Les subdivisions internes observées dans ce lit 5 de la section A (figure 5), sont analogues à la stratification interne caractéristique de nombreuses coulées pyroclastiques sub-aériennes. Dans les coulées de débris sub-aériennes, la stratification interne peut résulter de trois choses: 1°) de multiples pulsions récurrentes d'une seule coulée (Smith 1960), 2°) de la différenciation mécanique due au cisaillement dans une coulée laminaire, ou 3°) de coulées multiples épanchées dans un très court laps de temps qui se chevauchent plus ou moins (Sparks 1976).

Il semble donc que la portion plus massive (section B; figure 5), en est une où cette stratification interne a été oblitérée par la dilution sous-marine et la ségrégation de densité et représente donc la levée de la coulée alors que le coeur de la coulée (section A) a du "être transporté" comme une nappe assez rigide, sans mouvement relatif des particules. La texture primaire locale de ces dépôts resédimentés est donc imputable à la nature du transport.

#### 4.5.2 Description individuelle des lithologies du faciès 3

##### 4.5.2.1 Généralités

On reconnaît dans ce faciès:

- 1) des coulées de débris volcanoclastiques felsiques: wackes volcanoclastiques à wackes volcanoclastiques conglomératiques; ces lithologies apparaissent sous forme de lits massifs à laminés d'épaisseur décimétrique et constituent avec les arkoses les unités les plus abondantes de ce faciès, soit environ 85%.
  
- 2) des conglomérats épicyclastiques à textures d'agglomérats-agglutinats qui par la nature du transport en nappe rigide, (voir section 4.5.1), ont parfois préservé cette texture primaire pyroclastique du dépôt original; cette lithologie est reconnue dans la subdivision médiane d'épaisseur décimétrique de la coulée de débris composite (lit #5, section A), elle constitue probablement moins de 12% du faciès 3.
  
- 3) des arkoses volcanoclastiques (parfois interprétés comme tufs à cristaux), ainsi que des arkoses-lithiques conglomératiques; forment des lits massifs à laminés d'épaisseur décimétrique, constituent avec les coulées de débris volcanoclastiques (voir au #1), environ 85% de ce faciès.

4) une quantité mineure de tufs à cendres hydroclastiques; forme des lits millimétriques à centimétriques massifs ou finement laminés, qui constituent probablement moins de 3% de ce faciès.

#### 4.5.2.2 WACKES VOLCANOCLASTIQUES FELSIQUES:

Ces sédiments volcanoclastiques riches en matériel juvénile dégradé sont interprétés comme des tufs resédimentés. La stratification de ces sédiments est typiquement mieux définie que la stratification floue et cyclique des tufs de retombées ou celle des coulées de débris pyroclastiques du faciès 2 desquels ils sont possiblement dérivés: la semelle et le sommet des lits est nette et chaque lit ou lamine contraste bien avec les autres. Le pourcentage des cristaux de quartz atteint souvent près de 25% et ceci représenterait un enrichissement dû au vannage du verre felsique lors du transport et aussi possiblement de sa dégradation chimique par les fluides météoriques avant la redéposition ou durant la diagenèse. Le pourcentage total de cristaux de feldspaths, liés dans des fragments ou libres, est d'environ 35% et donc plus élevé que dans les tufs primaires du faciès 2. Le degré d'altération de ces feldspaths est aussi plus intense que dans les tufs. Un assemblage de quartz-albite microcristallin (15 à 35%) constitue en majeure partie, le remplacement de verre felsique des wackes. Les minéraux authigènes présents dans l'assemblage sont la clinozoïsite (10-20%), la pistachite (1-2%), la

séricite (3%), la chlorite. (15%). Ces grès contiennent en proportion variable des fragments accessoires de laves felsiques porphyriques en plagioclases (2 à 10%) et en quartz (1-2%) qui sont vitrophyriques ou à mésostases microlitiques. Dans quelques lits, nous avons pu observer quelques échardes felsiques anguleuses bien préservées ainsi que des fragments de ponces bien arrondis. Intercalés entre les sédiments volcanoclastiques, il se trouve parfois des petits niveaux centimétriques à millimétriques de tufs hydroclastiques felsiques à caractère primaire. Il y avait donc une activité volcanique contemporaine lors de l'érosion et de la resédimentation de tufs déposés antérieurement en amont.

#### 4.5.2.3 PÉTROGRAPHIE DE LA COULÉE DE DÉBRIS COMPOSITE; (LIT #5 SECTION A):

La pétrographie de trois des divisions de cette coulée de débris composite, épaisse d'un mètre, a permis d'identifier une division basale conglomératique oligomictique, une division médiane constituée d'un agglomérat-agglutinat monomictite, une division sommitale qui est un conglomérat à cristaux de feldspaths et fragments de vitrophyres felsiques, comme on en retrouve plusieurs lits dans ce faciès.

##### Division basale

La partie basale de la coulée de débris est un conglomérat

oligomictique plus riche en fragments lithiques accessoires que le coeur de la coulée. Ces fragments consistent en achnelithes, fragments sédimentaires pélitiques ou de tufs cendreux avec ou sans éclats de cristaux, ainsi qu'en laves microporphyriques à feldspaths de composition probablement intermédiaire.

#### Division médiane

Cette lithologie est caractéristique du coeur de la coulée de débris composite. Elle est relativement monolithologique: elle est composée surtout de fragments de rhyolites ou rhyodacites à microphénocristaux de plagioclases épidotisés avec moins de 2% de quartz résorbés; certains fragments accessoires contiennent des reliques de microphénocristaux de ferromagnésiens carbonatisés et/ou chloritisés. Le degré de cristallinité de la mésostase de ces fragments est variable: de hyalocristallin-microlitique avec dévitrification du verre en albite et quartz (qui sont en continuité optique des microlites) à hypocristallin (où le verre est remplacé par un assemblage quartz-albite isogranulaire ou en mosaïque polygonale à grain fin). Les fragments sont parfois sub-anguleux, mais généralement, ils ont une bordure avec la particularité d'un contour brisé par la jonction de plusieurs arcs de cercles lisses.

Ces fragments ont donc la forme typique de certains téphras en formes de choux-fleurs produits par des explosions hydroclastiques (Fisher et Schmincke, 1984 p.92).

Les surfaces mutuelles de contact entre les téphras sont en général très grandes. Certains petits téphras ont leur bordure en contact continu avec les fragments adjacents. La bordure de certains d'entre eux présentent aussi des points et apophyses arrondies parfois réentrantes. Ces relations suggèrent que la forme primaire des téphras qui est modélisée par la fragmentation hydroclastique et les tensions de surface durant leur éjection, a été modifiée par les soudures de contact plus ou moins intenses durant la mise en place du dépôt. Cette lithologie est donc un agglutinat selon Fisher (1960) ou MacDonald (1972) ou encore agglomérat (Fisher et Schmincke 1984; p.92).

On observe une quantité variable ( 5%) de fragments lisses, et pisolites constitués de l'assemblage métamorphique clinozoïte-leucoxène-pyrrhotite; ces fragments sont surtout interprétés comme des gouttelettes (téphras) de basaltes ou andésites hypocristallins, (voir section 4.4.1.1-C). Dans certains niveaux de ces coulées de débris, on observe des fragments ( 5%) reliques de vitrophyres felsiques à texture perlitique pseudomorphés par la chlorite et la calcite, ces fragments représentent des fragments vitreux de bordures de coulées ou de dômes felsiques.

#### Division sommitale

Cette lithologie échantillonnée au sommet de la coulée de débris composite fait parti de la série des arkoses volcanoclastiques et conglomérats feldspathiques à fragments de vitrophyres felsiques.

Cette série de grès est une composante majeure du faciès 3 et est décrite comme une série à la section suivante.

#### 4.5.2.4 SÉRIE DES ARKOSES VOLCANOCLASTIQUES ET CONGLOMÉRATS FELDSPATHIQUES A FRAGMENTS DE VITROPHYRES FELSIQUES

On retrouve ces grès et conglomérats volcanoclastiques comme subdivision au sommet de la coulée de débris composite (lit 5), ainsi que dans une grande proportion de lits individuels du faciès 3. Ces lits sont granoclassés, massifs ou avec des laminations parallèles. La granulométrie de ces sédiments varie de conglomératique à grès fin. Les conglomérats feldspathiques riches en fragments de roches sont les sédiments de cette série, les plus grossiers et de tri les plus mauvais, alors que les arkoses très pures sont typiquement les plus fins et de meilleur tri. Ces sédiments sont à caractère définitivement épicyclastiques, et sont texturalement sub-matures (Folk 1974). Les arkoses (classification selon Folk 1968) sont constituées principalement ( $\geq 85\%$ ) de cristaux de plagioclases idiomorphes à anguleux, légèrement chloritisés et séricitisés. Les conglomérats feldspathiques à fragments lithiques contiennent en plus des cristaux de feldspath grossiers (plus de 2 mm), des fragments de laves (au moins 25%). Les cristaux de feldspaths contiennent fréquemment des inclusions de verre remplacé par la chlorite néoformée. Ces cristaux ont donc cristallisé sous des conditions de trempe, dues à des extrusions rapides.

Ce grès contient 2% de quartz anguleux ou arrondis. L'arrondis du quartz est interprété comme un effet de la résorption magmatique plutôt que le transport. Le pourcentage de matrice (chlorite et leucoxènes) authigène est inférieur à 5% et le tassement est excellent. Les conglomérats-feldspathiques contiennent moins de cristaux libres de plagioclases que les arkoses, une même quantité de quartz et une plus grande quantité de fragments de roches. Ces fragments lithiques sont des fragments de porphyres feldspathiques (25-40%) avec parfois du quartz (1%) résorbé, leur mésostase est hyalo- à hypocristalline (planche 3). La mésostase des fragments contient des microlites de feldspaths avec ou sans texture trachytique. La variété des fragments non trachytiques ont souvent sur leurs microlites des excroissances dendritiques ou sphérulitiques.

Les fragments vitrophyriques ont leur verre interstitiel remplacé par un assemblage de quartz-albite isogranulaire à grain très fin. Les conglomérats d'arkoses lithiques contiennent quelques fragments accidentels de bordures de coulées mafiques à intermédiaires (1-2%) et de fragments de ponces (1%).

#### INTERPRETATION DE LA SERIE DES ARKOSES VOLCANOCLASTIQUES ET CONGLOMERATS FELDSPATHIQUES

Cette série est interprétée comme celle de sédiments épicyclastiques dérivés d'une seule et même source très proximale. Les caractéristiques des cristaux libres de plagioclases sont les mêmes dans les arkoses à grain fin que dans les granules et cail-

Planche 3:

Détail d'un fragment de vitrophyre felsique des conglomérats feldspathiques: Phénocristaux idiomorphes de plagioclases dans une mésostase hyalocristalline dévitrifiée.

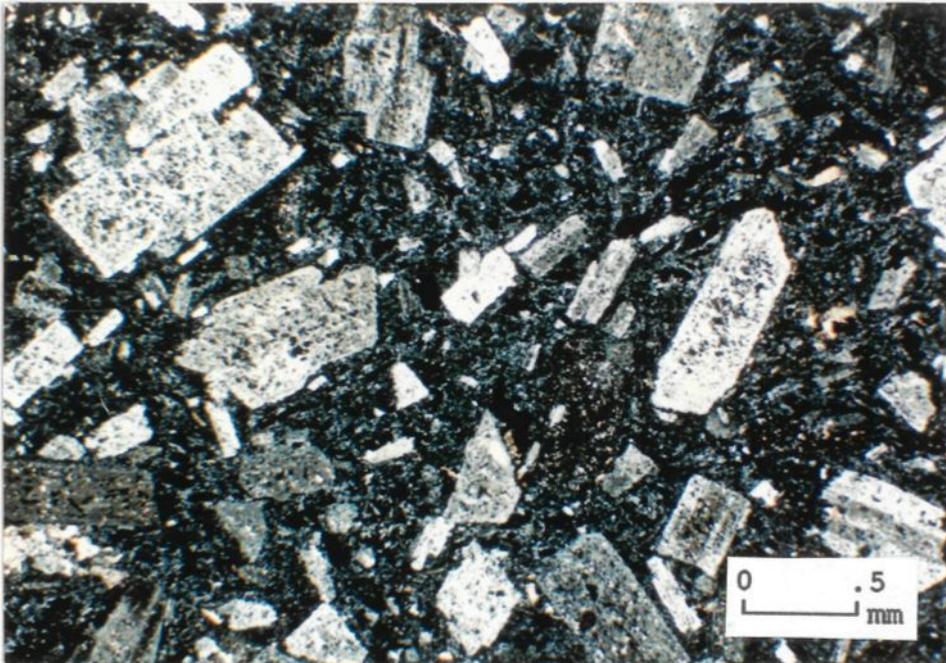


PHOTO 3

loux lithiques de la fraction grossière des conglomérats feldspathiques. Le contenu en quartz est aussi sensiblement identique entre les extrêmes de cette série. L'absence d'enrichissement significatif en quartz dans les horizons plus fins et l'absence d'émoussé des cristaux de plagioclases implique un transport minimal pour ces sédiments. L'absence de ferromagnésiens, l'altération en séricite de ces microphénocristaux ainsi que la présence de quartz en petite quantité suggère une composition felsique pour les fragments grossiers de la fraction essentielle. La présence de texture trachytique pour les microlites de la mésostase sous-entend une viscosité relativement faible du magma avant cristallisation et permet de supposer une composition rhyodacitique à dacitique plutôt que rhyolitique pour les fragments lithiques de la fraction essentielle.

Les arkoses et conglomérats feldspathiques contiennent presque uniquement des cristaux libres de feldspaths et des fragments de vitrophyres feldspathiques sans évidences de vésiculation. Cet aspect monolithologique suggère que ces lithologies sont sûrement reliées à un événement unique du volcanisme. L'effondrement de dômes ou épines felsiques riches en vitrophyres mécaniquement faibles a pu générer la quantité de cristaux libres de plagioclases qui constituent actuellement le sédiment. Les fragments de roche (vetrophyres feldspathiques) des conglomérats feldspathiques montrent des variations du pourcentage et de la taille de leur microphénocristaux, ainsi que des textures de leur mésostase. Ces variations sont typiques dans les extrusions

felsiques, elles sont produites par la différenciation de flux, la cristallisation hétérogène et les pulsions multiples (Cas et Wright 1987)

#### 4.5.2.5 TUFs CENDREUX FELSIQUES (HYDROCLASTIQUES):

Ces tufs sont une composante mineure du faciès 3; ils sont généralement finement laminés sans bases planaires nettes, les variations texturales et granulométriques d'une lamine à l'autre sont progressives et cycliques. Parfois des microséquences négatives (augmentation de l'épaisseur des lits et de leur granulométrie) sont visibles sur quelques centimètres. Microscopiquement, ces tufs apparaissent constitués de 3 à 6% de quartz et de cendres vitreuses. La dimension maximum des cendres varie de .4 à .7 mm; elles sont, en section, équidimensionnelles et anguleuses, leur assemblage de dévitrification consiste en chlorite, albite et quartz microgranoblastique, muscovite et plus ou moins de leucoxène. La morphologie des cendres et leur non-vésicularité indique qu'elles sont le produit d'explosions hydroclastiques (Heiken 1974). Les caractéristiques de ces tufs nous indiquent des dépôts cycliques en milieu de sédimentation calme, de suspensions diluées dérivées d'éruptions phréato-pliniennes.

### 4.6 Faciès 4: Turbidites volcanoclastiques

#### 4.6.1 Aspect mésoscopique

Ce faciès est constitué de grès volcanoclastique blanc et de

siltstones gris blanc.

Les grès se présentent en lits décimétriques à centimétriques, alors que les lits de siltstones et d'argilites sont d'épaisseur millimétriques à centimétriques.

Dans la section de ce faciès, comprenant 62 lits, les lits mésoscopiquement massifs sont les plus abondants (57% des lits), environ 19% des lits présentent des laminations parallèles généralement fines, millimétriques. Les granoclasses normaux nets ne sont observés que dans 5% des lits, un de ces lits avec granoclassement normal à la base (1,6% des lits) , présentait également un granoclassement inverse à son sommet. Quatre lits (6%) montrent des concentrations basales d'intraclastes, alors que 13% avaient de petits intraclastes noirâtres disséminés de façon homogène dans tout le lit (lits de grès intraclastiques c.f. Archer 1983). La base des lits de grès est généralement plane alors que les niveaux de silts et d'argilites présentent souvent des laminations ondulantes, interprétées comme des rides de courant ou des convolutes. Ces bancs d'argilites noirâtres sont typiquement rouillés et contiennent de la pyrite idiomorphe disséminée. La présence de structures de charge dans certains lits d'argilite confirment une polarité sud pour cette portion de la section.

#### 4.6.2 Interprétation du faciès 4

Ce faciès montre une nette diminution de l'épaisseur moyenne des lits (6cm par rapport à 31cm) et de la granulométrie par

rapport au faciès 3 (figure 7) (grès et grès conglomératique par rapport à grès moyens et siltstones); il est aussi caractérisé par la première apparition des argilites et siltstones noirs dans la séquence. La similitude mésoscopique des argilites avec celles du faciès 5 permet de supposer que plusieurs des argilites noires, dont l'apparition caractérise le faciès 4, sont en fait des siltstones et grès très fins constitués en grande partie de fragments anguleux felsiques dévitrifiés et que la présence d'une abondante matrice graphiteuse est responsable de la couleur noire de cette lithologie.

Les bancs de grès apparemment massifs de ce faciès ont pu être déposés par des coulées de débris moins volumineuses que celles du faciès 4, mais un tel type de dépôt en milieu sous-marin devient de moins en moins probable à mesure que diminue le volume et la granulométrie de la coulée puisque la dilution a tendance à transformer la coulée de débris en courant de turbidité.

D'autre part, l'absence de granoclassement peut résulter de la nature vitreuse du sédiment: l'altération du verre et le développement de minéraux authigènes a pour conséquence fréquente d'oblitérer la bordure des grains dans un tel sédiment.

La présence d'intraclastes de siltstones noirs dans les grès peut suggérer l'érosivité des turbidites gréseuses avant leur déposition. De même, la présence de convolutes suppose la déformation plastique du lit simultanément à sa déposition rapide par la suspension de masse. Il est possible de regrouper les bancs

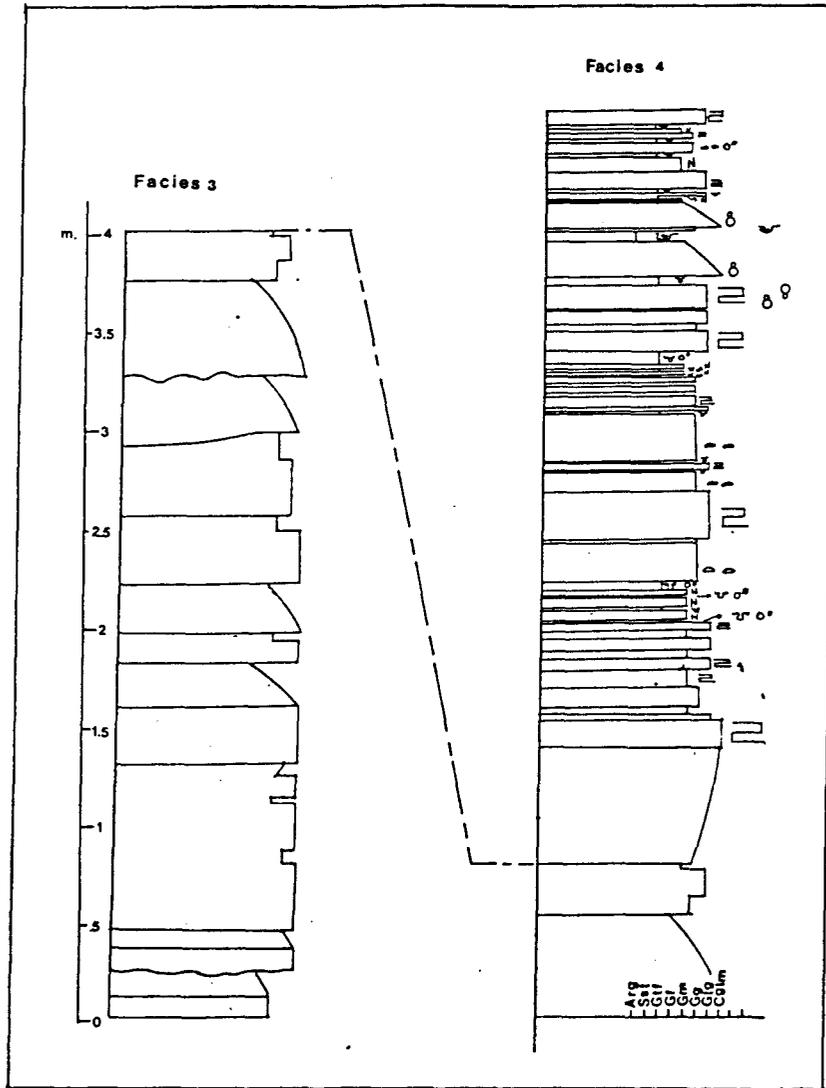


Figure 8: Faciès 4 (section de droite); notez la nette diminution des épaisseurs et de la granulométrie par rapport au faciès 3 (section de gauche)

- granoclasement normal:  $\curvearrowright$  8 granoclasement inverse:  $\curvearrowleft$  8  
 pseudonodules:  $\omega$  convolutes, ou rides:  $\omega$   
 lits intraclastiques: N oxydation:  $\circ^*$   
 (fragments noirs)  
 intraclasts:  $\circ$

Echelle granulométrique: Arg.: argillite; Sst.: siltstone; Gt.: Grès très fin; Gf.: grès fin; Gm.: grès moyen; Gg.: grès grossier; Gtg.: grès très grossier; Cglm.: Conglomerat.

de ce faciès en couplets Ta-b, Ta-c, Tb-c de Bouma (Bouma 1962); vraisemblablement, les divisions pélitiques, laminées ou massives, doivent représenter la sédimentation à partir de la suspension diluée de la turbidite.

Nous n'excluons pas la possibilité que certains bancs représentent des lits de cendres de retombées mais il nous semble que l'essentiel de cette section (faciès 4) est produite par des petites turbidites classiques de matériel volcanique riche en verre et cristaux.

Dans tous les cas, la diminution de la granulométrie et de l'épaisseur des lits du faciès 4 au faciès 5 doit correspondre à une diminution de l'activité volcanique, et du matériel susceptible à l'érosion.

#### 4.7 Faciès 5: Tuf de ponces felsiques de retombées pliniennes

Ce faciès est localement pépéritisé, c'est-à-dire bréchifié et fluidisé par des dykes de laves mafiques hypabyssaux.

Les attributs mésoscopiques de ce faciès dans les unités mieux conservées sont les suivants: lits de quelques décimètres à quelques centimètres d'épaisseur; apparence très massive; patine blanc jaune; surfaces basales parfaitement planaires, nettes et non érosives; régularité de l'épaisseur des lits sur des cycles de quelques décimètres; absence apparente de bordure de fragments, cristaux, ou autre textures discernables à l'oeil nu. On trouve intercalés entre plusieurs de ces lits quelques bancs d'argilites, siltstones noirs ou possiblement des tufs cendreux.

Microscopiquement, on peut observer dans un même lit, plusieurs granoclasses normaux à inverses très graduels et répétitifs de fragments originellement vitreux dont la taille varie de 2 mm à .25 mm (cendres volcaniques). Ces cendres constituent des fragments de vitrophyres à feldspaths idiomorphes où les feldspaths sont difficiles à distinguer de leur mésostase dévitrifiée en raison de la séricitisation qui affectent l'un et l'autre. Les cristaux de feldspaths sont idiomorphes ou cassés et représentent de 5 à 20% du sédiment, ils sont rarement libres, et sont presque toujours enrobés de verre dévitrifié. Quelques-uns de ces microphénocristaux de feldspaths présentent des reliques de zonage concentriques, signe de l'existence de cellules de convection dans la chambre magmatique avant l'expansion explosive ou de zonation par des processus de cristallisation (Lofgren 1980).

Il y a aussi dans ces tufs, de 3 à 4% de cristaux de quartz libres ou enrobés de verre, plus ou moins résorbés.

La forme générale des cendres est sub-elliptique ou plus rarement sphérique, le contour est généralement lisse avec toutefois la présence fréquente d'un segment de bordure d'aspect déchiqueté ou encore d'une extrémité en forme de pointe. Le verre de ces cendres est remplacé par l'assemblage chlorite-séricite-quartz.

Les interstices entre les cendres sont cimentées par du quartz granoblastique et de la chlorite.

Les cendres reposent les unes sur les autres avec des points

de contacts extrêmement réduits et le tassement est minime (planche 4A).

De rares vésicules remplies de quartz, de tailles microscopiques ont pu être observées dans certains fragments, ces vésicules avaient jusqu'à .2 mm de diamètre. Quelques fragments montraient une abondance de ces vésicules avec un aplatissement cinéritique de celles-ci (planche 4B).

En résumé les caractéristiques marquantes de cette lithologie sont:

- la composition rhyolitique déduite par la présence de rares cristaux telluriques de plagioclases et de quartz de certaines cendres
- la vésicularité très fine (microscopique à cryptoscopique) parfois observable de quelques cendres
- l'absence totale de matrice
- le tassement minime
- le ciment siliceux précoce qui a préservé la texture primaire du dépôt
- le tri extrêmement bon
- les granoclassements normaux à inverses cycliques à l'intérieur d'une unité de sédimentation
- la préservation de l'extrême délicatesse de la morphologie des cendres: échardes aciculaires témoin d'une composante hydroclastique de la fragmentation initiale, cendres avec bordures étirées par l'accélération hors du conduit, cendres avec surfaces concaves et convexes, quelques parois-reliques de vésicules sphériques plus grandes que la normale.

Planche 4:

A: Tuf de retombées de ponces phréatopliniennes. Notez la forme étirée de plusieurs des cendres ainsi que leur terminaison en pointe (P). Notez la paroi concave (PC) des quelques rares vésicules de bonne dimension (V). Le tassement minime du tuf a été préservé grâce à la cimentation précoce par la silice.

B: Détail d'une cendre ponceuse (microvésicules). Verre volcanique remplacé par la chlorite. Vésicules étirées, silicifiées. Malgré la recristallisation, on reconnaît l'abondance des vésicules et l'étirement primaire de celles-ci.

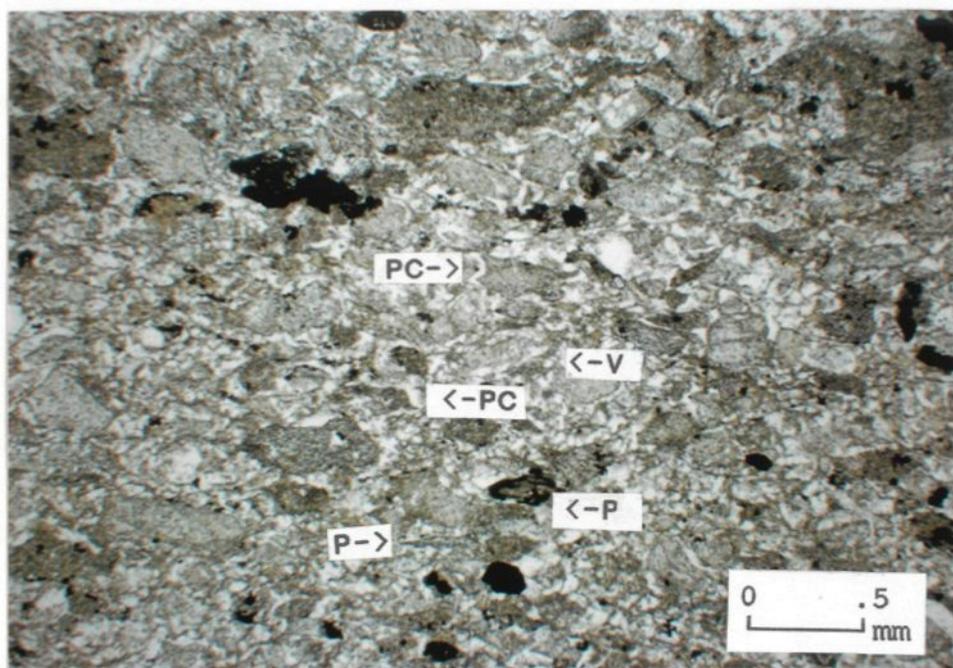


PHOTO 4A

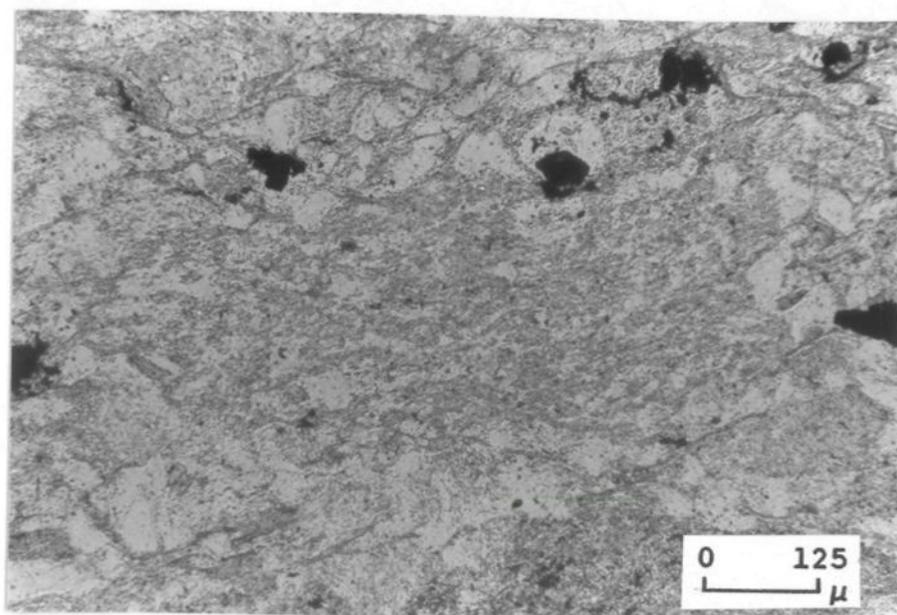


PHOTO 4B

Il semble donc que de telles cendres, si délicates, n'ont pu se déposer dans un tel arrangement que par des retombées aériennes dans un milieu sous-marin calme et de cimentation précoce. De telles conditions sont essentielles à la préservation de la texture si fragile du dépôt. La morphologie intacte des cendres implique aussi qu'elles n'ont pas été déposées ou redéposées par des courants de traction mais plutôt directement à partir de retombées. Les granoclasses normaux à inverses multiples et cycliques dans une même unité de sédimentation sont interprétées comme les produits d'une colonne éruptive continue mais pulsative. Les variations de la granulométrie des fragments juvéniles sont reliées soit à la puissance d'éruption, soit à des mécanismes pulsatifs de fragmentation. L'arrêt de la sédimentation était marqué dans le dépôt par un bris granulométrique marqué: cendres très fines (.05 mm) reposant sur des lapillis et la présence d'une concentration d'oxydes de fer à leur interface.

A quelques endroits par exemple, au contact des unités de glissements (slumps) pépéritiques (planche 5), ces tufs sont organisés en plusieurs cycles de quelques décimètres. Chaque cycle montre vers le sommet, une diminution de l'épaisseur des lits de quelques dizaines de centimètres à quelques millimètres ainsi qu'une diminution progressive de la granulométrie de 1 millimètre à moins de .06 millimètres. Les tufs sont aussi progressivement plus foncés vers le sommet, jusqu'à l'apparition de tufs cendreux noirs, en fin de cycle. Ces cycles ne semblent pas correspondre exactement au "double granoclasement" de Fiske

et Matsuda (1964) caractéristiques de coulées pyroclastiques sédimentées à partir de colonnes d'éruption pliniennes sous-marines, car ici l'on croit que le dépôt s'est formé in situ, c'est-à-dire à partir de retombées sensu-stricto. Chaque cycle correspond ici à une pulsion d'activité pyroclastique diminuant progressivement avec le temps.

La vésicularité microscopique des cendres n'est pas très élevée (au plus 15%) et les vésicules visibles sont de très petites tailles. Cependant, la morphologie des cendres n'est pas compatible avec une origine entièrement hydroclastique. Dans les faciès 2 et 3, les cendres hydroclastiques, avaient des morphologies isodimensionnelles et des bordures anguleuses.

La morphologie et la texture de dévitrification des cendres sont ici plus analogues à celles des ponces déjà observées au faciès 2. La présence de fines vésicules de taille sub-microscopiques et/ou oblitérées par le métamorphisme est présumée. Les bordures déchiquetées ou anguleuses de certaines cendres sont des indications qu'une contribution hydroclastique a pu aider la fragmentation (c.f. Heiken et Wohletz 1985).

Par ses caractéristiques générales, ce type de dépôt est interprété comme le produit non remanié de retombées de cendres à partir de colonnes d'éruptions pliniennes ou phréatopliniennes.

Les cycles observés mentionnés plus haut correspondent certes à une diminution de l'activité volcanique produisant des dépôts de cendres grossières allant aux cendres fines mais aussi à un changement progressif du style d'éruption avec une composan-

te progressivement moins magmatique et progressivement plus hydroclastique.

Les bancs de sédiments fins noirâtres deviennent plus abondants vers le sommet et le passage du faciès 5 au faciès 6 est plus ou moins transitionnel jusqu'à ce que ce type de sédiment devienne prédominant au faciès 6.

#### 4.8 Faciès 6: Siltstones et argilites graphiteuses, tufs cendreaux felsiques hydroclastiques et graphiteux

Mésoscopiquement, ces sédiments sont organisés en unités finement stratifiées ou laminées. Localement, des lentilles irrégulières de quelques décimètres de longueur par quelques centimètres de largeur de laves mafiques s'y sont mises en place sub-parallèlement à la stratification, la recoupant quelques peu dans le détail.

La couleur prédominante des bancs est noire avec quelques lamines millimétriques de couleur gris blanc. Les lits de sédiments noirs représentent plus de 90% du sédiment sur des épaisseurs de plus de 2,5 m.

Microscopiquement, le sédiment apparaît beaucoup plus grossier que ne le laisse supposer sa couleur, de plus les grains sédimentaires sont typiquement de composition felsique. La couleur noire des grès fins et siltstones est donc reliée à la matrice qui apparaît opaque en lumière transmise. La matrice mise en poudre souille les doigts comme le graphite et en contient probablement une bonne proportion.

La présence de graphite ou de bitume dans les sédiments fins de la formation de Blondeau a souvent été mentionnée: Gobeil (1979), Dimroth (1985), Tait (1987). On a émis l'hypothèse que le carbone de ces lithologies pouvait être d'origine organique (Tait, 1987).

Deux catégories de sédiments fins ont été identifiées: la première est distinctement d'origine tufacée; elle est composée d'échardes de verre felsique anguleuses et fines (dimension maximum de 2 mm) d'origine hydroclastiques. Ces échardes sont dévitrifiées en l'assemblage quartz, albite et plus ou moins de séricite; dans certaines lamines, elles sont granoclassées normalement avec une augmentation concomittante de la matrice graphiteuse vers le sommet, jusqu'à être supportées par celle-ci (planche 5). Ces tufs cendreaux contiennent aussi des fragments volcaniques accessoires surdimensionnés (dimension supérieure à l'extrême droite sur une population normale de granulométrie). Ces tufs de par leur texture sont donc interprétés comme des produits de retombées d'hydroexplosions, possiblement phréatopliniennes.

Le second type de sédiment fin est interprété comme volcanoclastique-épicyclastique. Il s'agit de siltstones et d'argilites riches en quartz monocristallin anguleux à sub-anguleux et quelques grains de microlites de feldspaths légèrement polygonisés, dans une abondante matrice chloriteuse.

Ce faciès suggère un changement de style d'éruption à la source vers des dépôts à prédominance hydroclastique.

Planche 5:

Tuf cendreux d'origine hydroclastique du faciès 5. Notez le granoclassement. Vers le sommet, les échardes sont isolées dans la matrice noire riche en quartz et graphite, avec très peu de chlorite. Notez que celles-ci sont souvent fracturées in-situ, par la compaction.

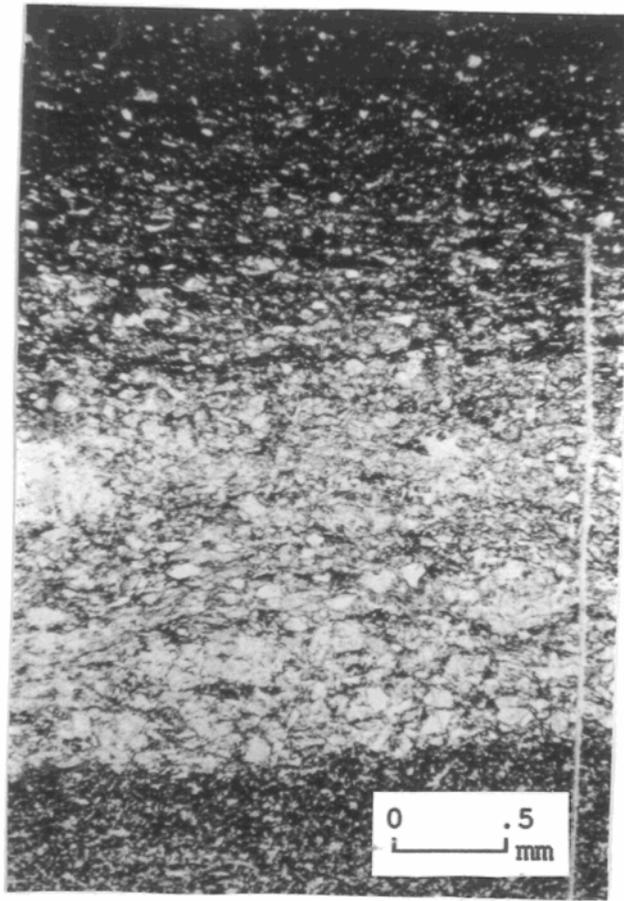


PHOTO 5

Il serait hasardeux de déduire de par la diminution de l'épaisseur des lits et de la granulométrie des tufs à une diminution de l'activité volcanique puisque celle-ci est aussi proportionnelle à la dispersion du sédiment (Fisher et Schmincke 1984). Cependant, la diminution de granulométrie concomittante des épicastiques suggère une diminution du matériel disponible à la source, et suggère donc une diminution de l'activité volcanique.

TABLEAU 1

## RESUME SYNOPTIQUE DES FACIES

|          | LITHOLOGIES                                                                                                                     | ACTIVITE MAGMATIQUE                                                                                                                                                                                          | TRANSPORT                                                                                                             |
|----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Faciès 1 | -1) brèches rhyolitiques autoclastiques<br>-2) sulfures massifs<br>-3) coulées grossières de débris felsiques                   | -1) effusion de magma anhydre<br>-2) activité exhalative                                                                                                                                                     | -1) effusion tranquille<br>-2) précipitation chimique exhalative<br>-3) avalanches ou glissements-> coulées de débris |
| Faciès 2 | -1) coulées de débris pyroclastiques fines<br>-2) tufs rhyolitiques de retombées pliniennes<br>-3) idem: retombées + lithiques  | -1) explosive, magma riche en volatils<br>-2) éruption plinienne<br>-3) débouchonnement ou désengorgement du conduit                                                                                         | -1) mécanisme final-> coulées de débris<br>-2) retombées en milieu sou-marin                                          |
| Faciès 3 | -1) coulées de débris felsiques épaisses et grossières,<br>-2) arkoses volcanoclastiques<br>-3) tufs de cendres hydroclastiques | -1) magma + riche en volatils->agglutinats->accumulation près du conduit->resédimentation.<br>-2) formation de dômes->bréchification et resédimentation<br>-3) explosions hydroclastiques; contact eau-magma | -1) coulées de débris<br>-2) "grain-flows" ou coulées de débris ou turbidites<br>-3) retombées                        |
| Faciès 4 | - turbidites innatures, volcanoclastiques                                                                                       | - diminution de l'activité, diminution du matériel mobilisable-> dilution des suspensions de masse                                                                                                           | - turbidites : transport par turbulence et traction                                                                   |
| Faciès 5 | - tufs cendreux de retombées pliniennes                                                                                         | - résurgence de l'activité magmatique; activité pulsative; activité oscillante-> magmatique-hydroclastique                                                                                                   | - retombées: transport aérien ?, sédimentation "in-situ" en milieu sous-marin                                         |
| Faciès 6 | - siltstones et argilites graphiteuses, tufs cendreux hydroclastiques et graphiteux                                             | - diminution et fin de l'activité pyroclastique felsique                                                                                                                                                     | - retombées: sédimentation "in-situ" -> redéposition par courants de turbidités dilués, courants océaniques ?         |

## CHAPITRE 5

### PEPERITES

#### 5.1 Introduction

Les pépérites pourraient être définies de façon usuelle comme un type de brèche où l'interaction entre le magma et le sédiment a produit une bréchification plastique ou solide (hyaloclastites) du magma, et un mélange de ces deux corps.

#### 5.2 Historique et étymologie du terme pépérite

Le terme pépérite est dérivé de l'italien "pépérino" qui suggère une roche à texture tachetée ou d'aspect poivre et sel (Cas et Wright 1987). Ce terme était utilisé par les géologues italiens pour décrire une roche mixte à fragments de lave et matrice sédimentaire. Ce terme fut adopté et introduit pour la première fois dans la langue anglaise (peperite) par Scrope (1858) dans "The Geology of Extinct Volcanoes of Central France". L'origine des pépérites de la localité type à la colline de Gergovia en France, a longtemps été débattu, Scrope envisageait leur formation par le dépôt de téphras basaltiques en milieu lacustre dans des sédiments carbonatés. Cette hypothèse était également supportée par Jones (1967). Michel Lévy (1890) et Michel (1948) considéraient quant à eux, que la formation des pépérites de la section type résultait de l'intrusion de basaltes dans des sédiments carbonatés, cette intrusion était accompagné de production

d'hyaloclastite ou de fragmentation par explosion, ou les deux, ou encore de la redéposition du mélange de sédiment et de basalte.

Etant donné l'origine problématique de plusieurs pépérites, il est suggéré par Cas et Wright (1987), que le terme pépérite soit utilisé avec discernement et dans un sens descriptif plutôt que génétique. Ils proposent l'utilisation du terme hyaloclastite pépéritique dans le cas où il peut être démontré que la roche est formée par le mélange fluidisé d'hyaloclastites et de sédiment. Ils suggèrent également l'utilisation du terme brèche pépéritique qui aurait selon eux, une connotation moins génétique que le terme seul de pépérite. Bates et Jackson (1984) quant à eux, définissent les pépérites, comme du matériel à l'aspect de brèche dont l'origine est reliée à un des deux processus mentionnés plus haut.

### 5.3 Nomenclature

La classification de la variété de pépérites observées à l'affleurement du lac Geoff sera utile à l'élucidation d'une séquence génétique. Cette variété texturale observée des pépérites, pose cependant le problème de la nomenclature. A la définition courante de pépérites semble indissociable la notion de brèche (e.g. Bates et Jackson 1984), dans le présent travail, seront considérées comme pépérites, les roches qui montrent une granulation ou une hyaloclastisation du magma alors que les brèches désigneront les roches qui montrent une bréchification des

sédiments lithifiés mais pas celle du magma. On observe aussi des roches intermédiaires entre ces cas. La définition non-génétique de pépérite de la littérature pourrait se résumer à celle d'une roche qui démontre de par sa texture, un mécanisme de formation par interaction physique, non-tectonique entre des produits d'effusion, d'intrusions ou d'éjections volcaniques avec du matériel sédimentaire ou pyroclastique, partiellement ou non-lithifié et qui a donc un potentiel de mobilité. En ce qui concerne les pépérites de notre section, elles seraient plutôt reliées à des intrusions volcaniques hypabyssales et des effusions mais pas à des produits d'éjection.

#### 5.4 Dykes et filons-couches avec halos de fluidisation

Les dykes et filons-couches avec halos de fluidisation sont des unités de formes irrégulières plutôt que tabulaires de lave massive recoupant la stratification sédimentaire. Ces unités intrusives de laves massives peuvent être localement parfaitement conformes au sédiment, alors qu'à d'autres endroits de leur périphérie, il y a projection de veines, apophyses ou masses bulbeuses dans le sédiment. Ces veines et apophyses ont communément des bordures irrégulières et digitées. Le meilleur exemple de ce type de filon-couche est celui vu sur l'affleurement 68 (figure 9) où un basalte s'est mis en place entre les coulées de débris felsiques du faciès 3, de façon conforme à transgressive. Parfois la mise en place de filons-couches irréguliers a déformé les sédiments à l'échelle métrique comme illustré à la planche 6A.

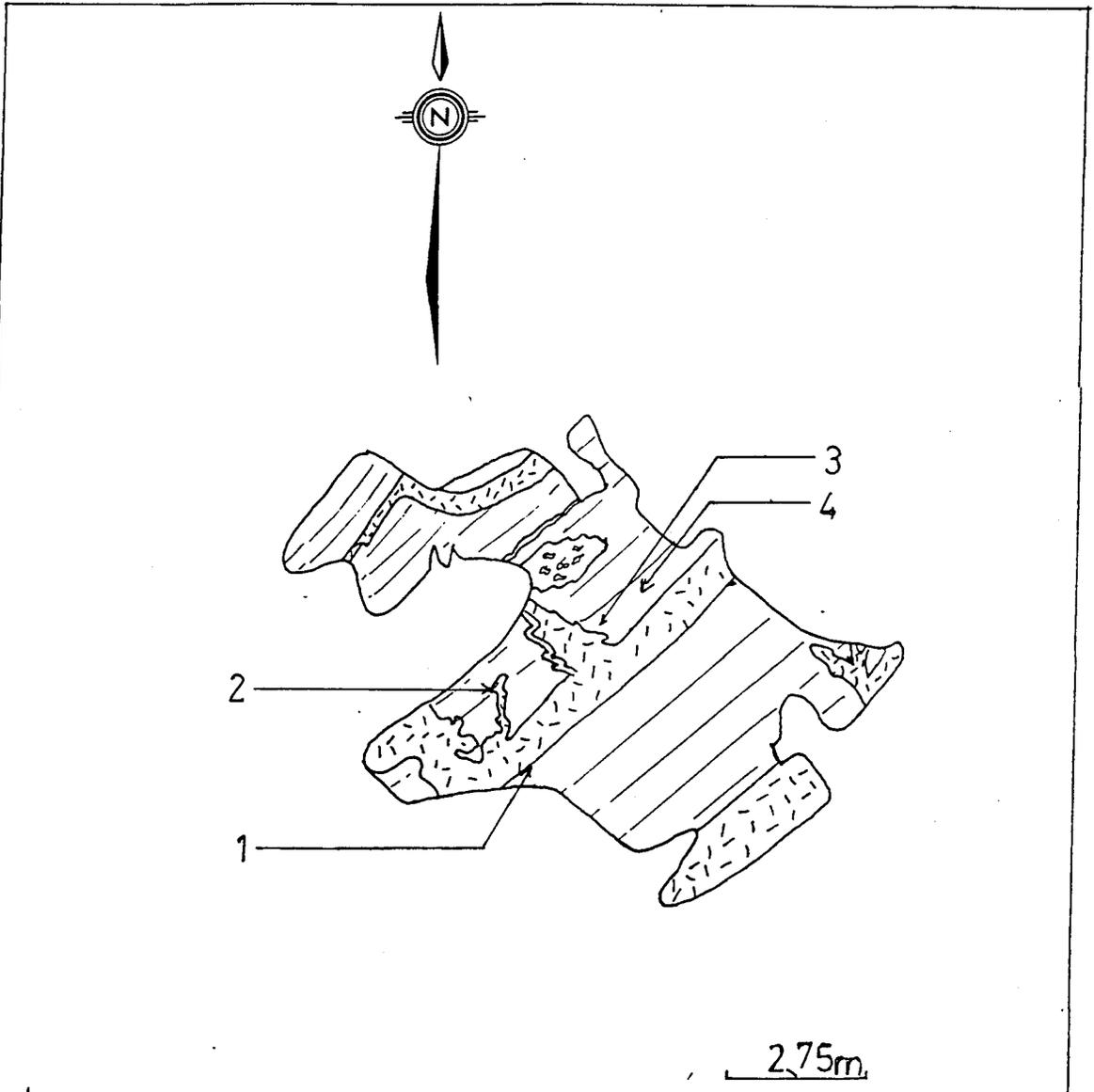


Figure 9: Filon couche fluidifiant: contact sommital irrégulier avec apophyses; contact basal planaire.

- 1 contact basal planaire
- 2 contact sommital avec apophyses
- 3 hyaloclastites isolées dans le sédiment
- 4 bulbes de lave isolées dans le sédiment

Planche 6:

A: Filons couches avec halos de fluidisation dans les sédiments et tufs fins du faciès 5: zone de recouplement et de déformation du "sédiment".

B: Pépérite en bordure d'un filon couche avec halo de fluidisation. Vers le haut de la photo, la lave (de couleur vert) recoupe nettement le sédiment gréseux. Plus bas (en dessous de la zone à sphérolite, on observe une zone de fluage homogénéisé, de rubans de lave et de sédiment.



PHOTO 6A

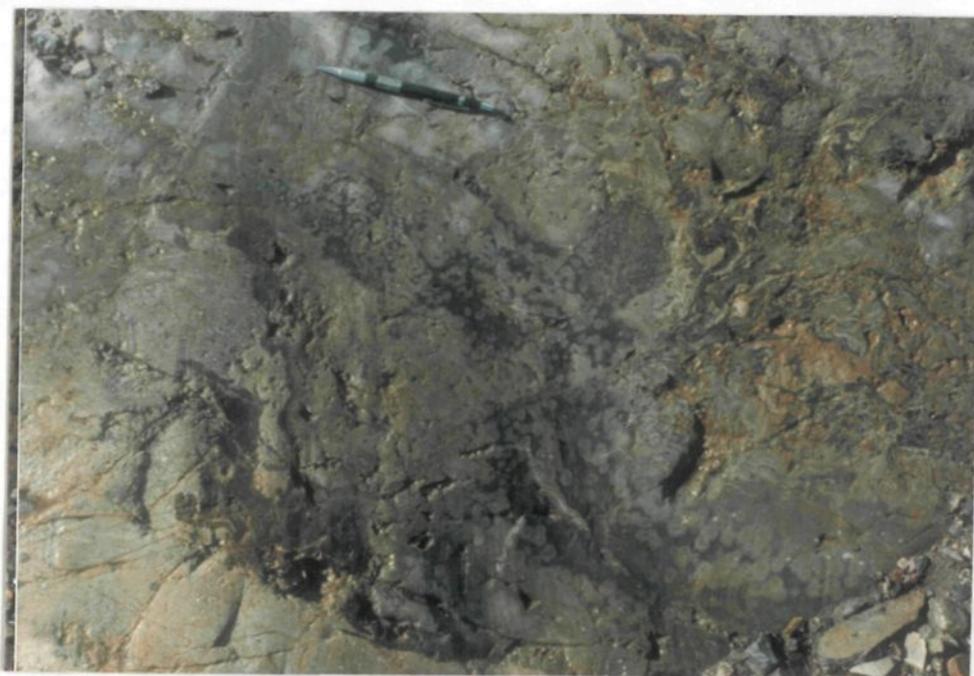


PHOTO 6B

En périphérie des filons-couches où la fluidisation s'est produite, on observe localement des lentilles, bulbes ou globules de lave isolées dans le sédiment ou encore des rubans de lave intensément contorsionnés avec le sédiment (planche 6B). Il y a aussi la présence de fragments anguleux d'hyaloclastites isolés dans le matériel volcanoclastique. La description plus détaillée de ces pépérites et leur genèse sera discutée à la section suivante.

Le mécanisme de mise en place des filons couches avec halos de fluidisation ne consiste pas simplement en un déplacement mécanique latéral des couches sédimentaires comme dans les filons couches communs, mais aussi en une remobilisation partielle du sédiment par fluidisation. Il est plausible que la pressurisation par vaporisation additionnée de la pression d'injection du magma aient contribué à la rupture du sédiment. Dans le filon-couche de la figure 9, il est aussi plausible que la vapeur formée avait tendance à rester stagnante à l'interface basal et ainsi servir d'isolant thermique, ces conditions locales inhibaient la mobilité du sédiment. Au contact sommital, le front de vapeur devait être constitué de colonnes pulsatives de vapeur qui favorisaient le bourgeonnement d'apophyses de lave dans le sédiment. Dans le cas d'intrusions avec halos de fluidisation recoupant les tufs finement lités du faciès 5 (section 4.7), la remobilisation est loin d'être aussi évidente, la stratification sédimentaire reste parfois préservée, parfaitement rectiligne jusqu'à une distance de quelques millimètres du contact, ce type

de relation avait aussi été observé par Kokelaar (1982) dans les pépérites du Midland Valley en Ecosse. Si le magma était venu occuper le volume actuel par compression latérale des couches, on constaterait une déformation des sédiments encaissants, comme ce n'est pas le cas, il est certain que le magma est venu progressivement occuper ce volume qu'occupait le sédiment par transport progressif du sédiment par la vapeur (fluidisation).

#### 5.4.1 Interprétation des halos de fluidisation en bordure des filons couches

Les halos de fluidisation en bordure des filons-couches consistent en hyaloclastites, lentilles et globules de lave isolées dans le sédiment ainsi qu'en zones de fluage de rubans de lave et de sédiment.

Les lentilles et bulbes isolés représentent des apophyses détachées à partir du filon-couche.

Les hyaloclastites isolés dans le sédiment (planche 7A et 7B) représentent probablement la phase initiale du contact entre le magma parent et le sédiment non lithifié. A cette phase initiale, l'eau interstielle et les particules sédimentaires sont froides, le gradient de température est maximum, la bordure de l'intrusif fige alors immédiatement comme du verre. Ce verre fragile est facilement fragmenté par la contraction thermique, et la pression du magma. Le transfert de chaleur des hyaloclastites au sédiment diminue progressivement le gradient thermique. Les

Planche 7:

A: Hyaloclastite pépéritique : fragments anguleux à "arrondis" d'hyaloclastites supportés par une matrice de fragments sédimentaires felsiques grossiers et mal triés. Cet échantillon provient de la périphérie des filons couches avec halo de fluidisation. La géométrie des fragments anguleux ou arrondis suggère des processus d'hyaloclastisation.

B: Photomicrographie de fragments anguleux d'hyaloclastite dans une matrice volcanoclastique intensément recristallisée: Les fragments d'hyaloclastite (H), sont remplacés par de la chlorite (en continuité optique) et des cristaux idiomorphiques de pistachite (P). La matrice est recristallisée en un assemblage de chlorite, quartz, albite, hydroxydes et épidotes(?) chargées d'inclusions d'oxydes de fer (cristaux semi-opaques). La matrice contient des cristaux détritiques de quartz anguleux monocristallins (Q).

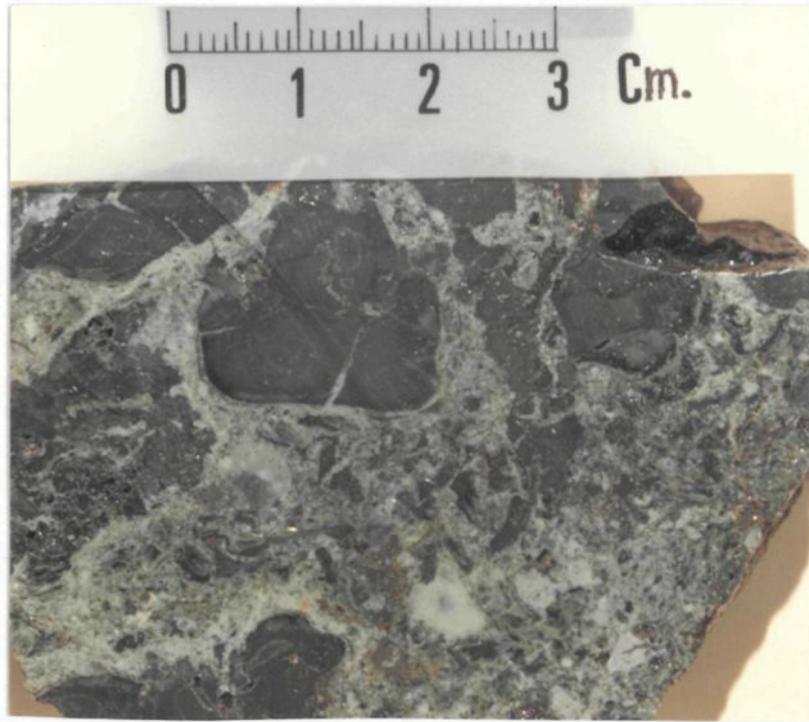


PHOTO 7A

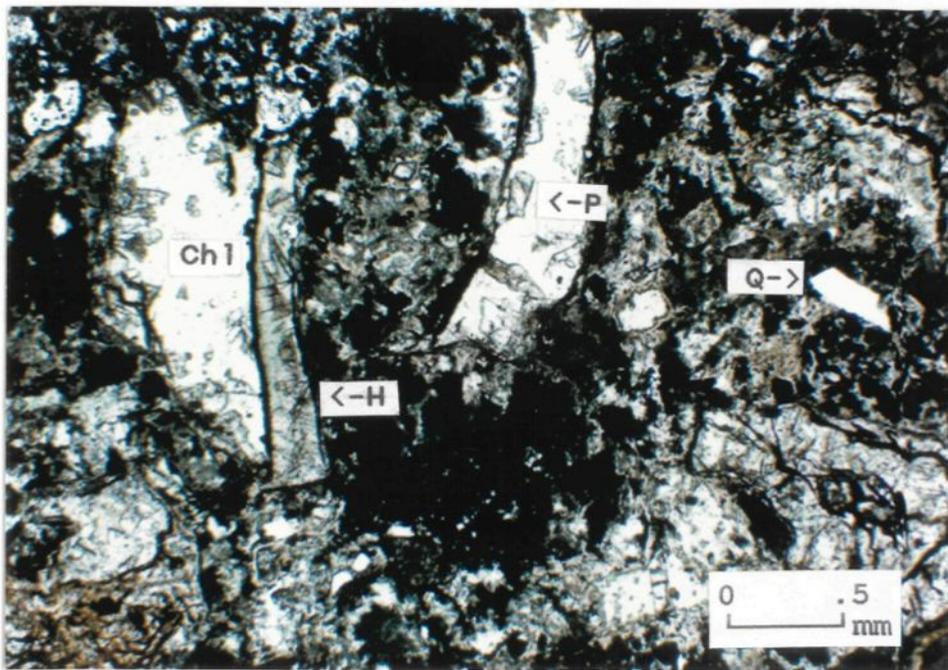


PHOTO 7B

nouvelles portions de magma amenées par l'intrusion sont en contact avec un système fluidisé de haute température, ce qui permet à la lave de rester fluide. Le détachement des bulbes à partir du filon couche principal doit être favorisé par les injections du sédiment fluidisé qui ont tendance à sectionner les apophyses et à les détacher du filon couche parent. Lorsque le taux d'intrusion du magma diminue et devient nul, le magma progressivement refroidit et fige avec localement, des apophyses et veinules non-détachées au corps intrusif principal telles que celles qui ont été décrites dans la section précédente.

Sur l'affleurement #17 (voir **carte** en pochette), on a observé des lentilles de laves très minces de quelques décimètres de longueur par quelques centimètres d'épaisseur et isolées entre les siltstones, argilites et tufs cendreux du faciès 6 (voir section 4.8). En surface d'altération la lave est extrêmement rouillée et de couleur typiquement rouge violacée. Ces lentilles de lave allongées, mise en place sub-parallèlement à la stratification pratiquement non dérangée, sont d'épaisseur et de contour irréguliers. De si minces lentilles, isolées, et représentant moins de 15% de l'affleurement, correspondent à des sections de tubes de lave originellement rattachés dans l'espace à une masse principale plus volumineuse de filons couche ou dyke fluidisant. Il n'est pas impensable que de petites lentilles de lave plus denses que le sédiment meuble encaissant, et mobilisées par fluidisation aient pu se séparer de leur filon nourricier et

descendre par gravité de petites distances, en aval de la source, à l'interface de la stratification sédimentaire.

### 5.5 Brèches pépéritiques

Les brèches pépéritiques sont des filons-couches de lave qui contiennent des enclaves anguleuses à subarrondies de sédiment. Ces pépérites de brèches sont généralement conformes à la stratification avec quelques recoupements locaux de celles-ci.

Les enclaves de tufs lités sont des blocs d'une trentaine de centimètres allant jusqu'à quelques mètres de longueur par un demi-mètre d'épaisseur. Sur l'affleurement #6 (voir **carte** en pochette et planche 8) on observe des exemples de ce type de brèche dans les tufs finement lités du faciès 5. On peut y observer des grands blocs anguleux métriques de tufs de retombées pliniennes presque en place, complètement inclus dans une matrice de lave. Il y a une variation entre de telles brèches où les fragments sont pratiquement en place, séparés de leur position originale par un mince entrefilet de lave (planche 8), à des brèches pépéritiques où les fragments sont isolés dans la lave et qui ont été transportés par le magma. De telles brèches représentent, soit des sections de conduits, soit des coulées qui originent de conduits de brèche.

Les brèches pépéritiques se distinguent donc des filons couches avec halos de fluidisation essentiellement par la présence d'enclaves sédimentaires anguleuses ou assimilées plutôt que la formation de zones de déformation plastique.

Planche 8:

Brèche pépéritique: infiltration de lave entre les fragments presque en place de sédiment.



PHOTO 8

On suppose que la mise en place des filons couches de brèche pépéritique s'est faite dans des tufs suffisamment lithifiés et que le taux d'intrusion était suffisant pour créer au front de l'intrusif, la pression nécessaire à la bréchification de l'encaissant.

Ces brèches pépéritiques sont tardives par rapport aux brèches fluidisantes ou alors elles se sont mises en place dans des sédiments mieux lithifiés. La dernière éventualité avait été envisagée au chapitre IV.

#### 5.6 Pépérites d'injection sédimentaire

Les pépérites d'injection sédimentaires consistent en un matériel sédimentaire recoupant des filons-couches et injectés dans ceux-ci. Les observations mésoscopiques suggèrent une quantité subordonnée de fragments provenant du filon-couche. Dans un premier cas on a observé des dykes d'argilites très oxydées de couleur rouge violacée recoupant des filons couches basiques aussi très oxydés, de couleur rouge-orangé. Le dyke d'injection sédimentaire ici décrit traverse toute l'épaisseur du filon-couche. Dans un deuxième cas plus complexe, (affleurement 11, **carte** en pochette), on observe des filons couches conformes à la stratification qui sont localement discordants et projettent des apophyses dans le sédiment. Ces apophyses semblent en retour avoir remobilisé un volume donné de sédiment qui s'injecte au travers de l'intrusion (figure 10).

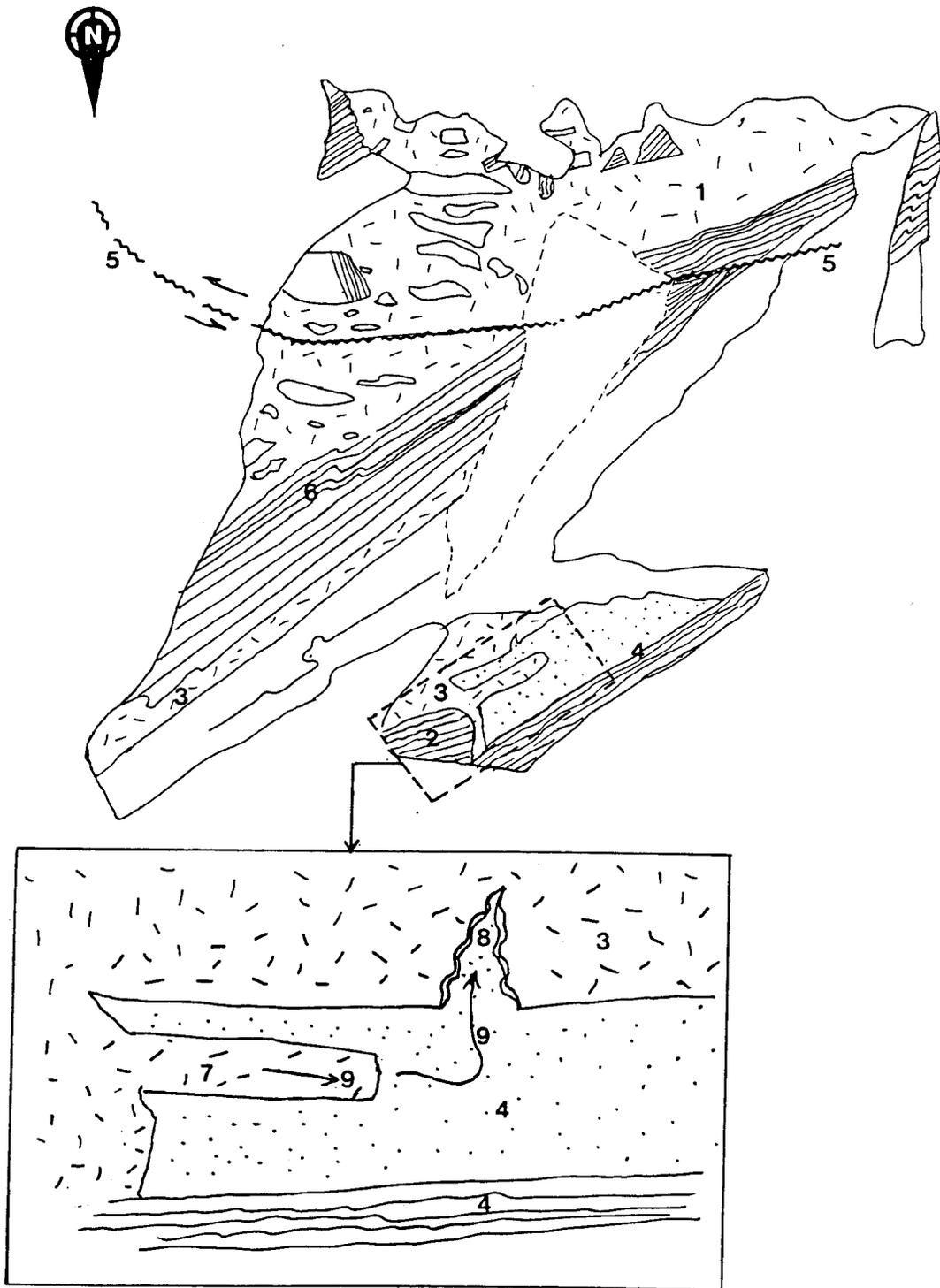


figure 10 LÉGENDE

- 1) Brèche pépéritique
- 2) Blocs de sédiments dans une matrice de lave
- 3) Lave
- 4) Sédiment
- 5) Paille de chevauchement synvolcanique
- 6) Déformation des sédiments
- 7) Apophyse de lave dans le sédiment
- 8) Apophyse de sédiment remobilisé dans l'intrusif: brèche d'injection sédimentaire
- 9) Remobilisation inférée du sédiment

Echelle: 0 5m

### 5.6.1 Mécanisme de formation

Dans le premier cas mentionné plus haut, les bordures injectées du filon couche démontrent une fracturation cassante, nette, et donc tardive du filon-couche. Si l'injection de matériel sédimentaire avait été précoce, elle aurait traversé, en allant vers le coeur de l'intrusion, des parties progressivement moins consolidées du magma, ceci se verrait par une variation texturale de brèche, où le magma du filon-couche aurait été granulé et homogénéisé avec le sédiment. Plutôt un lit fluidisé et pressurisé s'est injecté dans des fractures tardives d'un filon-couche ou coulée massive presque ou totalement consolidé. La fracturation peut être initiée par la contraction thermique et se propager par l'injection lente du matériel fluidisé et pressurisé qui produit aussi un refroidissement et donc une consolidation accentuée du magma. La perte de volume du sédiment sur lequel repose le filon couche entraîne un enfoncement de ce dernier. L'enfoncement du filon-couche entraîne en retour une force supplémentaire sur le sédiment qui contribue à sa remobilisation et à l'injection dans la fracture. Un tel mécanisme de remobilisation par fluidisation et tassement mécanique a été invoqué par Watson et O'Sullivan (1950) pour un dyke clastique recoupant un filon-couche mis en place dans les sédiments arkosiques Triassiques du Groupe de Newark.

Dans le deuxième exemple cité plus haut, la fracturation et l'injection du sédiment ne se sont pas propagées très loin dans

le filon-couche (quelques cm). La remobilisation locale d'un volume donné de sédiment et l'injection qui en résulte dans le filon-couche peut être produit par la poussée mécanique ponctuelle des apophyses provenant du filon-couche et recoupant cette même masse de sédiment. Le fait que le filon-couche n'est pas toujours conforme et projette des apophyses dans le sédiment doit être relié au fait que le sédiment contenait une quantité importante de vapeur interstitielle, et qu'il était donc très instable.

#### 5.7 Glissements pépéritiques

Les glissements (slumps) pépéritiques apparaissent méso-copiquement comme des brèches ou dépôts chaotiques où de grands blocs métriques de tufs ainsi que de plus petits lambeaux sédimentaires centimétriques sont contenus dans une matrice basaltique (planche 9A, planche 9B). La stratification des tufs que recouvre le glissement de la planche 9 est cependant divergente à celle de l'ensemble des affleurements avoisinants. L'affleurement doit constituer un bloc dont l'attitude a été modifiée soit par des failles synvolcaniques ou par la mise en place de brèches pépéritiques. Le contact du glissement pépéritique bien que conforme est légèrement onduleux et aussi oxydé. Le glissement pépéritique a l'apparence d'une pépérite de brèche et près du contact avec les tufs, il est constitué d'une grande densité de blocs de tufs plus ou moins en contact les uns sur les autres, dans un arrangement désordonné et sans orientation

Planche 9:

A: Glissement pépéritique au contact de sédiments bien stratifiés non-déformés. Les grands blocs sont plus ou moins dans un état de support partiel et contenus dans une matrice de lave et de sédiments plus fins déformés plastiquement.

B: Détail du glissement pépéritique. Notez la forme incurvée de certains blocs. Entre les grands fragments on retrouve de plus petits fragments de sédiments plus ou moins déformés inclus dans la pâte de lave.



PHOTO 9A



PHOTO 9B

préférentielle. Ces blocs de tufs sont très allongés, leur axe long est parallèle à leur stratification interne. Les blocs sont souvent légèrement incurvés. Ils sont aussi identiques en apparence aux tufs lités sur lesquels ils reposent, et semblent donc de par toutes ces caractéristiques, d'origine très locale. La matrice du glissement pépéritique est constituée de lave mélanocrate qui contient une grande quantité de lambeaux de sédiments et de granules sédimentaires beaucoup plus petits (centimétriques à millimétriques). Les affleurements limitrophes de l'affleurement 2-1 sont aussi des brèches plus ou moins semblables mais avec une quantité bien moindre de blocs, ceux-ci étant isolés ou supportés par une matrice de lave.

La matrice de lave apparaît microscopiquement très hétérogène et laminée irrégulièrement. La composition basée sur la pétrographie varie entre celle d'une métaclinopyroxénite à celle d'un métagabbro mésocrate essentiellement composé de reliques de pyroxènes chloritisés et de plagioclases albitisés. Notre hypothèse de formation est la suivante: l'intrusion ou l'épanchement de lave de faible viscosité à l'interface de tufs finement lités entraîne la rupture des bancs de tufs les plus instables. Ces bancs sont entraînés par la coulée au sommet des bancs non dérangés. La coulée ou partie de la coulée est entraînée par glissement sur une nappe de sédiments fins fluidisés. La dislocation des blocs continue probablement dans le magma, favorisée par la vaporisation de l'eau contenue dans les pores résiduels du sédiment relativement bien lithifié. Ce séjour des blocs dans un

magma, les rend suffisamment plastiques pour être déformés et prendre cette forme incurvée typique de plusieurs d'entre eux. La densité relativement faible des blocs de tufs leur permettrait de figer dans un état de support partiel les uns sur les autres dans un arrangement plutôt désordonné.

## 5.8 Pépérites fluidales

### 5.8.1 Observations mésoscopiques

Les pépérites dites fluidales sont des pépérites dont la texture est celle d'un mélange homogénéisé de granules centimétriques à millimétriques de lave et de sédiment. Ces pépérites ont extensivement dérangé les sédiments où ils se sont mis en place. Les meilleurs exemples de ce type de lithologie ont été observés sur les affleurements 66 et 67 (**carte** en pochette); (planche 10A). Les granules de lave ont des formes irrégulières, à l'apparence de lambeaux ou rubans à bordure effilochés interpénétrant une matrice sédimentaire. Typiquement les proportions lave - sédiment varient de 60-40% à 40-60% mais parfois les granules de laves sont très dispersés (<15%) dans la masse du grès. Mésoscopiquement la lave, très oxydée et de couleur brun orangé, apparaît en relief négatif par rapport au sédiment. La plus grande partie du sédiment a l'aspect d'un grès moyen à grossier, massif, de couleur blanc grisâtre, qui contient quelques granules et cailloux felsiques isolés (e.g.affleurement 66-67). Ce type de grès est mésoscopiquement semblable aux arkoses et arkoses lithiques déjà décrites au chapitre 4; ces

Planche 10:

A: Sédiments reposant de façon apparemment conforme sur un lit de pépérites fluidales. La pépérite à grain fin a effrité la bordure d'ilôts de sédiments partiellement remobilisés et plus ou moins déformés.

B: Pépérite fluidale (matériel gris moyen) qui a corrodé la périphérie d'ilôts reliques de sédiments (matériel blanchâtre et stratifié). La bordure des ilôts de sédiments préservés est à la fois curviligne et lisse ou parfois effiloché. On observe au coeur de ces ilôts reliques de sédiments, une stratification centimétrique rectiligne et non-déformée. La pépérite est constituée de fragments (gris moyen) d'hyaloclastite et de globules plastiques de lave dans une matrice gréseuse (blanchâtre).



PHOTO 10A



PHOTO 10B

grès massifs, parfois légèrement conglomératiques, sont interlités avec une quantité mineure de siltstones, d'argilites et de tufs du faciès 5. Ce sont dans de tels tufs (faciès 5) que se sont mis en place, les pépérites fluidales des affleurements 6 et 182.

La stratification des sédiments volcanoclastiques des affleurements 66 et 67 est partiellement détruite par la pépérite et est visible à l'état relique sur des masses plus volumineuses et mieux préservées de sédiments. Néanmoins la bordure de telles masses est aussi corrodée par la pépérite fluidale à grain fin (planche 10B). Il a ainsi été noté la présence de bancs de sédiments finement stratifiés, de 3 m de longueur par 50 cm d'épaisseur, démantelés en sections isolées et injectées par la pépérite fluidale.

Localement on observe des injections sédimentaires qui ne contiennent pas de fragments de lave: dans des masses de sédiment-relique, des dykes de grès massif recoupent des bancs stratifiés d'argilites (planche 11A). Apparemment du matériel sableux meuble et fluidisé s'est injecté à travers des bancs mieux lithifiés de silt et d'argiles. Dans cet exemple, la présence d'une lamine assez floue de grès qui remonte dans la zone de rupture d'un banc stratifié corrobore l'hypothèse d'une injection du bas vers le haut par fluidisation.

Ailleurs dans les lits de pépérites fluidales conformes, des portions de lave ont recoupé le sédiment et ont formé de l'hyaloclastite in-situ non-remobilisée: restites de lave (planche 11B).

Planche 11:

A: Dyke de grès recoupant des sédiments volcanoclastiques gréseux à silteux stratifiés centimétriquement. L'injection de grès est vraisemblablement imputable à la fluidification causée par la proximité de la pépérite fluidale (guirlande du bas de la photo pointée par l'extrémité inférieure de la plume).

B: Hyaloclastite in-situ d'une apophyse de lave qui a recoupé le sédiment. Les fragments vitreux assez grossiers sont restés stationnaires les uns par rapport aux autres sans remobilisation et homogénéisation avec le sédiment.

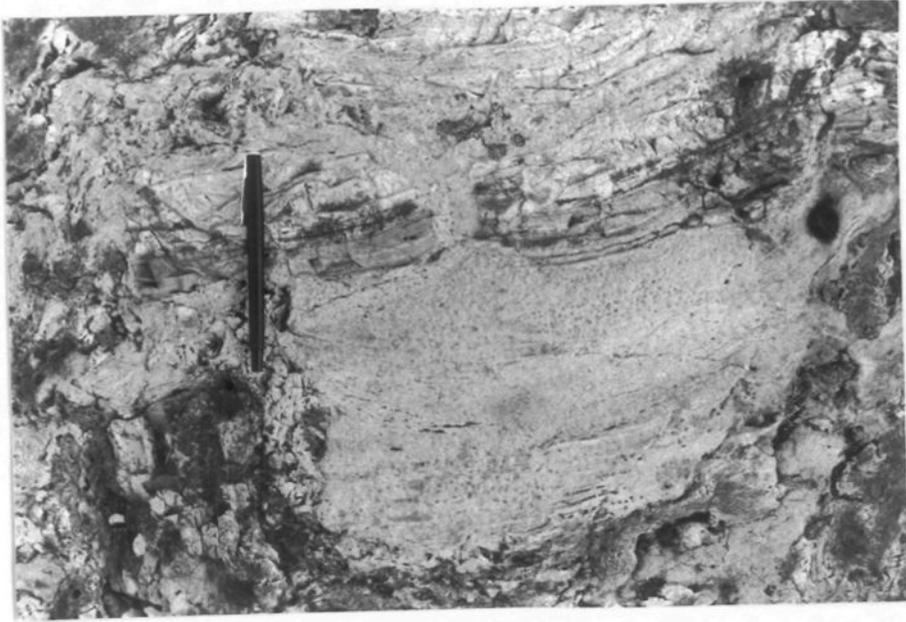


PHOTO 11A

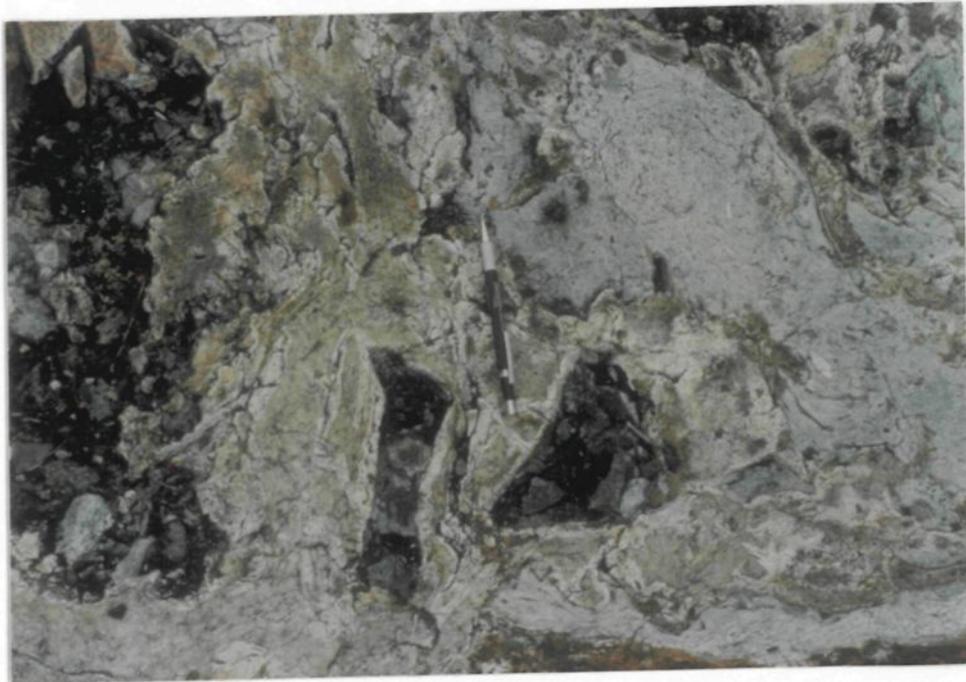


PHOTO 11B

Cette texture de la pépérite semble indiquer des gradients élevés de température durant la pépéritisation, ou la circulation de courants d'eau froide dans les pores du matériel non-consolidé durant la formation. La pression générée par la vaporisation n'était pas suffisante à ce site pour fragmenter et mouler de façon extensive ces masses d'hyaloclastites in-situ bien préservées.

La pépérite fluidale de l'affleurement 66 (**carte** en pochette), malgré son hétérogénéité texturale, possède une surface sommitale relativement nette et plane qui est surmontée par des sédiments lités de grès et pélites à stratification parallèle à cette surface (planche 11B). Sur cet affleurement la pépérite représente donc un lit conforme plutôt qu'une brèche discordante. Les stratifications reliques de certains volumes du sédiment de cette pépérite sont généralement subparallèles à la stratification des lits sus-jacents à la pépérite.

#### 5.8.2 Fabrication et microscopie des pépérites fluidales

Microscopiquement les pépérites fluidales se présentent sous plusieurs formes, dépendamment du degré de cristallinité des granules de lave, de leur vésicularité, de leur morphologie, et du type de matrice sédimentaire ou pyroclastique rencontrée.

La bordure des globules de lave de ces pépérites est presque toujours lisse, la forme des fragments varie de celle de gouttes (planche 12A) à sphérique à elliptique, ces fragments sont parfois très étirés en forme de rubans ou de cheveux (planche 12B).

Planche 12:

A: Détail microscopique de la pépérite fluidale, la forme des granules témoigne d'un étirement visqueux et de la globulation de la lave. Notez les halos d'altération autour des granules.

B: Pépérite fluidale d'un dyke de pépérite; les fragments de lave sont en gris clair, le matériel volcanoclastique est en vert moyen; Les fragments de lave ont tantôt un aspect globulaire, tantôt un aspect aussi effilé qu'un cheveux dû à la déformation plastique. Notez dans certains fragments de lave, de la présence de petits sphérulites blanchâtres.

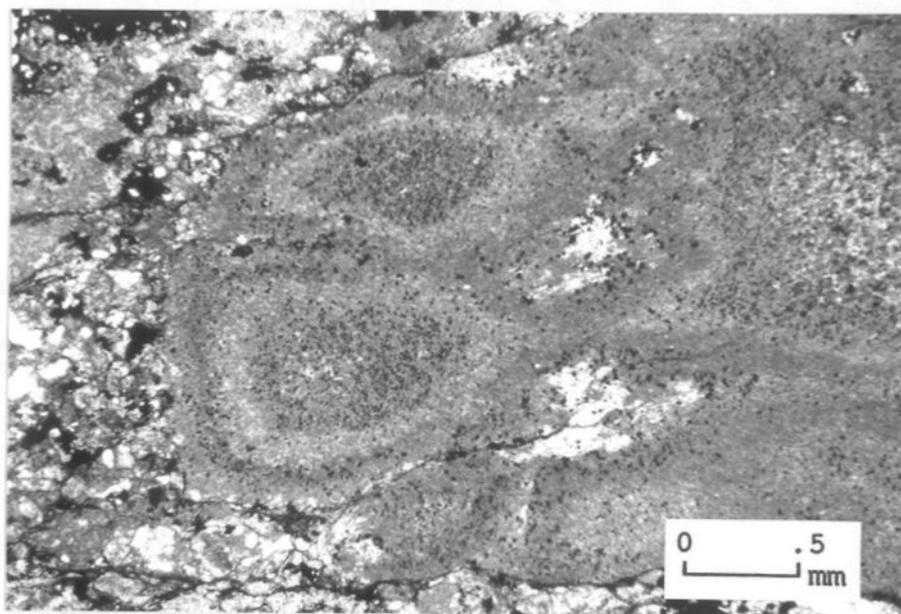


PHOTO 12A



PHOTO 12B

Cette dernière variété est habituellement rencontrée dans des pépérites de dyke où la déformation contemporaine due à l'injection est intense. Plusieurs globules de lave montrent en section, des inclusions du matériel sédimentaire (planche 13A).

Les pépérites ont une fabrique variable, parfois les granules de lave à bordure lisse sont isolés dans le sédiment, parfois des granules de forme elliptique sont jointifs à leur bordure ("imbrication" ?) et le sédiment est interstitiel de ceux-ci (planche 13B). Dans les sédiments fins graphiteux, la bordure des granules de lave est déchiquetée, effilochée et le sédiment omniprésent interpénètre les fragments (planche 14A).

Les globules de lave sont aphyriques ou légèrement phyriques (1%), en pyroxènes chloritisés. La mésostase des globules peut être hypocristalline dévitrifiée en fines aiguilles de chlorite (60-40%) et quartz-albite (40%-60%) microcristallines, elle peut contenir dans certaines pépérites, de très petits sphérolites remplacé par de la poussières d'oxydes ou des épidotes cryptocristallines et du leucoxène (planche 14B); ces sphérolites sont parfois très étirés elliptiquement.

La nature du sédiment des pépérites fluidales est variable: on observe surtout des ponces équidimensionnelles vésiculées microscopiquement à cryptoscopiquement; identiques à celles du faciès 5 déjà décrit; Les pépérites fluidales sont aussi impliquées avec des sédiments volcanoclastiques, riches en cristaux de feldspaths et avec des sédiments silteux ou tufs graphiteux du faciès 5 ou 6 (planche 14A bis). Le matériel volcanoclastique

Planche 13

A: Pépérite fluidale: inclusion de sédiment dans une granule de lave. La granule de lave est remplacée par l'assemblage chlorite, quartz, hydroxydes, à grains fins, et une abondance de gros cristaux hypidiomorphes d'oxydes secondaires. Le sédiment est un tuf à granules de verre (dévittrifiées), équidimensionnelles, très finement vésiculées.

B: Pépérite fluidale montrant une très bonne homogénéisation entre les fragments de lave (gris moyen à pâle) et le matériel tuffacé du faciès 5 (gris noir).

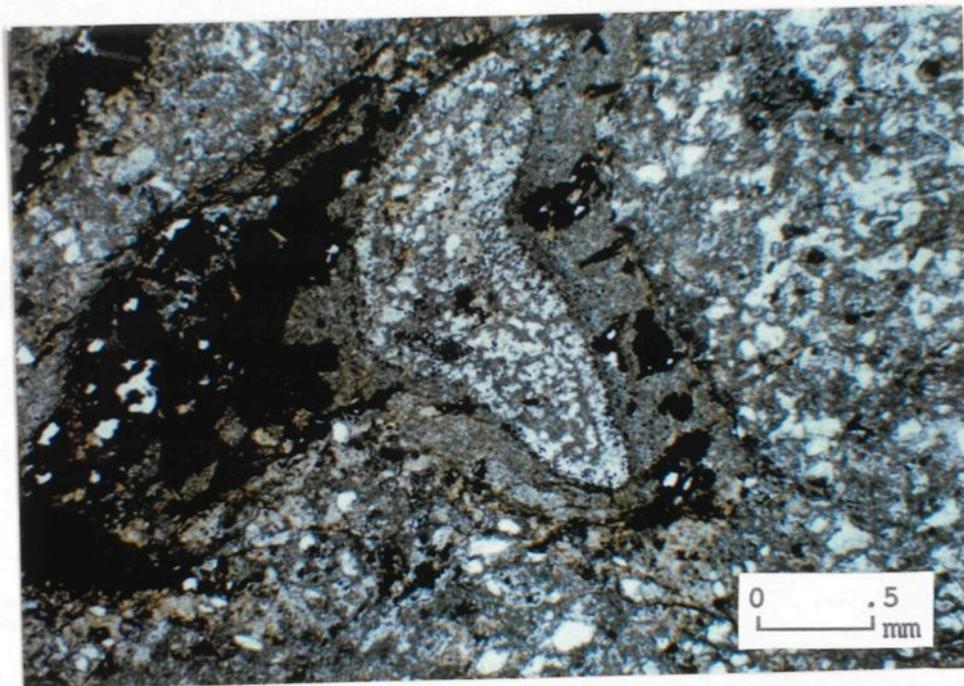


PHOTO 13A



PHOTO 13B

Planche 14:

A: Pépérite fluidale; Notez la déformation des granules de lave basaltique telle que démontrée par la forme ovoïde des reliques de sphérulites. Ces sphérulites (zones sombres) sont remplacés par des oxydes, de la chlorite, du quartz et de l'albite. Les interstices holohyalins des sphérulites sont remplacés par de la chlorite (zones gris clair). Notez dans le granule de lave de la partie supérieure centre de la photo, d'un microphénocristal de clinopyroxène totalement chloritisé. Le sédiment interstitiel de la pépérite (plages pâles) consiste en cendres vitreuses felsiques, chloritisées et un ciment de quartz-feldspath polycristallin.

B: Pépérite fluidale: tuf graphiteux du faciès 5 (noir) interstitiel des lambeaux de lave (gris clair à verdâtre), et interpénétrant ceux-ci.

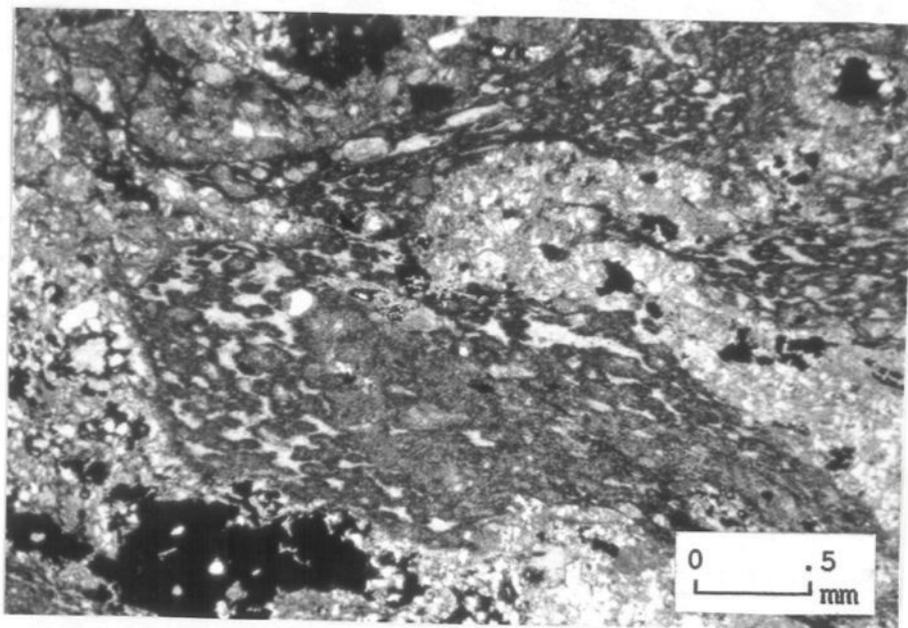


PHOTO 14A



PHOTO 14B

des pépérites fluidales n'a pas un aspect broyé, est relativement intact, sauf au contact immédiat des granules de lave, où il peut avoir un aspect légèrement soudé.

## 5.9 Pépérites polyédriques et à balles de lave

### 5.9.1 Observations mésoscopiques

Les pépérites polyédriques se distinguent des pépérites fluidales par une granulométrie beaucoup plus grossière, elles contiennent des blocs et balles de laves atteignant fréquemment une trentaine de centimètres de dimension maximale. Les pépérites polyédriques et à balle de lave ainsi que les pépérites fluidales ont été observées en étroite association spatiale: sur l'affleurement 65 (**carte** en pochette), les pépérites polyédriques reposent sur un mince lit de sédiment non-fluidisé qui les sépare d'un lit de pépérites fluidales. La dimension maximale des blocs et balles de laves atteint souvent une trentaine de centimètres. Malgré cette dimension des blocs, le banc mince de siltstone finement stratifié sur lequel repose la pépérites polyédrique est tout à fait rectiligne, non déformé, seules les dernières strates du banc sont localement légèrement plissotées. Cette observation suggère que la mise en place de ce type de pépérite s'est faite de façon laminaire, comme une coulée de débris. La pépérite polyhédrique contient deux types de blocs de lave: le premier consiste en blocs polyédriques, le second consiste en balles de lave dont les bordures présentent des évidences de déformation plastique (planche 15 A). Les blocs polyédriques de couleur

Planche 15:

A: Balle de lave (à droite du crayon), entourée de pépérite fluidale. La lave de la pépérite fluidale, très oxydée, est de couleur rouille; notez dans celle-ci, la présence de diverses enclaves déformées de sédiments (centre gauche). Les bordures de la balle ainsi que celles des sphérulites sont silicifiées et de couleur blanchâtre. Notez dans la partie supérieure de la photo, de fins tubes d'injection de pépérite fluidale et aussi la présence de petites apophyses bulbeuses.

B: Petit lobe de lave intrusif dans un banc de grès plutôt massif. Dans le coin inférieur droit, balles de laves à coeur sphérulitique flanquées d'injections de pépérite fluidale à grain fin. Dans le coin inférieur gauche on remarque que les laminations sont recoupées à seulement quelques millimètres de la bordure d'une balle de lave.

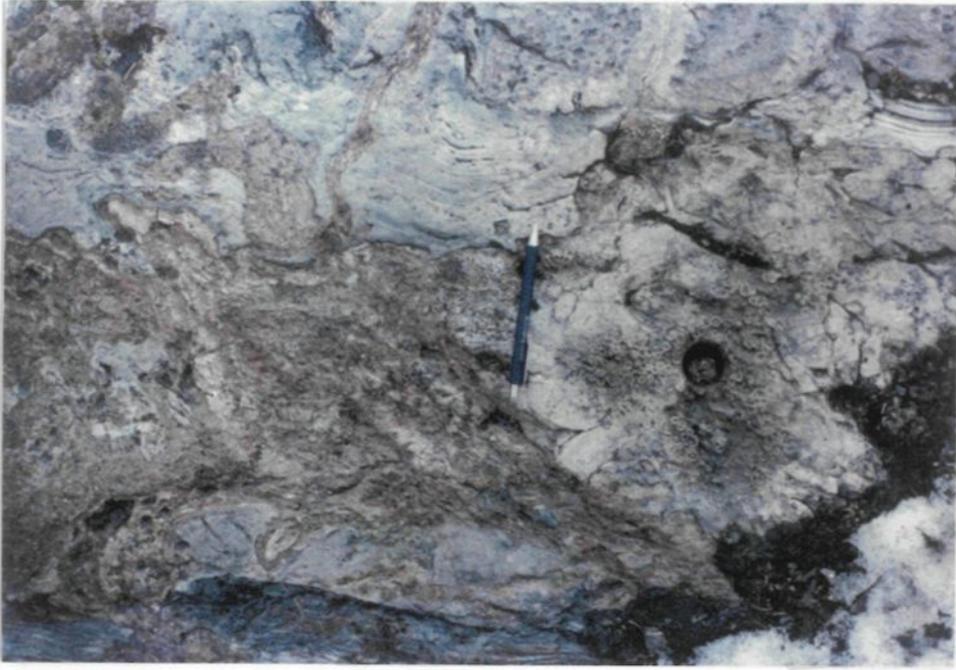


PHOTO 15A



PHOTO 15B

blanchâtre et silicifiés ont leur bordure légèrement "corrodée" par la pépérite à grain fin de couleur rouille, mais ces blocs gardent l'aspect typique de polyèdres. Les balles de lave ont aussi une bordure silicifiée de couleur blanche qui passe ensuite vers le coeur à une zone médiane de couleur rouille à lithophyses isolés, puis à une zone centrale de lithophyses coalescents. La silicification des balles de lave, leur confère une couleur et texture très semblable à celle du grès d'où l'utilité des lithophyses pour distinguer ces deux unités mésoscopiquement.

On peut observer dans les pépérites à balles des niveaux du lit qui sont surtout composés de grès massif localement recoupés par des masses bulbeuses isolées de lave sphérulitique, la masse bubleuse ou lobe (planche 15B), recoupe nettement le grès sans la présence d'un halo de pépérites à grain fin comme on en voit autour des balles de laves . Le grès massif est aussi recoupé par des veinules, d'un peu moins d'un cm de largeur, de pépérites à grain fin.

## 5.10 Mécanismes de formation

### 5.10.1 pépérites à blocs et balles

Les pépérites à blocs polyhédriques et à balles de lave sont probablement les premières à se former dans la séquence. Elles sont formées à partir de lobes de laves intrusifs dans un sédiment meuble, poreux et saturé d'eau. L'histoire précédente du lobe peut être relativement complexe; il peut par exemple s'être mis en place comme un filon-couche, puis ensuite comme un filon-

couche avec halo de fluidisation (voir section 5.4).

A la source, l'intrusif hypabyssal est constitué de magma très près de son point de fusion, dans ces conditions seule une mince bordure de l'intrusif est suffisamment refroidi pour former du verre. La formation d'une carapace de vapeur isolante permet de maintenir la température de l'intérieur du lobe élevée en maintenant une faible perte de chaleur par conduction. Lorsque le taux d'effusion diminue le lobe n'est plus alimenté de magma de haute température et le front du lobe est constitué de magma passablement refroidis dû à son trajet à travers les sédiments. A ce moment un plus grand volume de magma a donc refroidi rapidement pour former du verre ou initier la cristallisation. La contraction thermique après la solidification du verre est responsable de la formation de joints columnaires à la base du lobe ainsi que de joints parallèles à cette base.

La dislocation des blocs polyédraux peut être attribuée à la pression interne du magma contre cette carapace semi-rigide, à la pression créée par l'injection de matériel sédimentaire fluidisé dans les joints.

L'effet de la dislocation de la carapace semi-rigide du lobe intrusif est d'augmenter considérablement, la surface de contact et donc le taux d'échange thermique avec le milieu ambiant. La dislocation de la carapace du lobe permet de mettre à nu des portions encore fluides de haute température de l'intérieur du lobe. Progressivement le médium ambiant devient passablement fluidisé. Les taux de pertes de chaleur de la lave au dépend du

sédiment fluidisé viennent donc à diminuer radicalement puisque la vapeur est un moins bon conducteur que la phase aqueuse. Le gradient de température ainsi réduit permet à la lave de s'écouler comme un fluide quasi-plastique.

Le démantèlement des lobes de lave donne naissance aux balles de laves. Des diapirs de matériel sédimentaire fluidisé doivent contribuer à sectionner les lobes en balles plastiques.

Dans les conditions de départ, où une balle de lave est fraîchement extirpée d'un coeur de lobe plus épais, celle-ci doit être relativement homogène de par sa température et de par sa viscosité. Progressivement par l'interaction du médium fluidisé à sa surface, il s'établit un gradient de température et de viscosité à travers la balle de lave.

Découlant de ces conditions, il s'établit à la surface un second ordre de granulation si l'on en juge par l'ordre de grandeur de la digitation et granulation à la périphérie de certaines balles de laves (planche 15A bis). Les particules de lave se mélangent avec le matériel sédimentaire gréseux déjà fluidisé, et le matériel finement granulé devient extrêmement mobile. Le mélange fluidisé et pressurisé a tendance à s'injecter dans les bancs de grès pour former des veinules ou tubes de pépérites ou apophyses de pépérites dans le sédiment (planche 15A bis).

#### 5.10.2 Mécanismes de formation; pépérites fluidales

Les pépérites fluidales sont essentiellement constituées d'un mélange de granules de lave sub-centimétriques à millimétri-

que et de sédiment. Bien que la texture à l'échelle de l'affleurement est très hétérogène, ponctuellement la pépérite est un mélange assez homogène de lave et sédiment dans des proportions à peu près équivalentes. A distance de ces sites de mélanges uniformes, les granules de lave deviennent progressivement plus rares et isolées dans le sédiment. Les zones de sédiment massifs qui sont en contact direct avec de la pépérite à haute concentration de granules de lave, montrent parfois le phénomène d'injection sédimentaire (planche 11A). Les masses de sédiments relativement bien préservées constituent donc des îlots reliques dispersés assez homogènement du sommet à la base visible du lit de pépérite.

Une hypothèse viable pour la formation des pépérites fluidales, doit donc tenir compte de plusieurs des observations mentionnées plus haut. Le premier problème concerne le mécanisme de fragmentation et de mélange ou homogénéisation avec le sédiment. Le deuxième problème concerne la distribution spatiale en réseau de la pépérite fluidale autour d'îlots relativement bien préservés de sédiments eux-mêmes distribués de façon plutôt homogène dans le lit. Le troisième problème concerne la nature apparemment conforme de cette brèche. Enfin, le dernier problème concerne la nature plastique de cette lave jusqu'à la consolidation du dépôt, cette nature plastique est déduite du fait de la bordure lisse des granules ou la présence de fines projections à partir de cette bordure ainsi que l'absence de fragments anguleux d'hyaloclastites.

Trois hypothèses relatives à la fragmentation sont envisagées. Dans un premier mécanisme de fragmentation par explosion de vapeur, l'intrusion d'un lobe de lave dans le matériel sédimentaire non lithifié et saturé d'eau interstitielle produit un filon de vapeur instable dont l'expansion explosive fragmente le lobe de lave, puis mélange et homogénéise les granules.

Une seconde alternative pour la fragmentation du lobe ne fait pas intervenir d'explosion mais seulement une expansion rapide d'un lit pressurisé par la transformation de l'eau interstitielle du sédiment en vapeur, entraînant l'injection du matériel sédimentaire à la surface du lobe ou nappe de magma. L'injection du matériel sédimentaire fluidisé entraîne la granulation, augmente les échanges thermiques qui favorise à nouveau l'expansion du lit et le phénomène est continuellement itératif. La granulation par ce mécanisme serait donc rapide et continue mais pas catastrophique ou spontanée comme dans le cas d'une explosion de vapeur.

La troisième hypothèse relative au mécanisme de granulation en est une où la pression de confinement de vapeur est faible et ne joue pas un rôle essentiel dans la granulation. Dans cette hypothèse, la granulation est en partie contrôlée par une instabilité de type hydrodynamique à l'interface entre deux fluides. Le sédiment fluidisé a tendance à former des cellules de convections à l'interface d'un lobe ou nappe de lave. Les cellules de convection à l'interface des deux fluides peuvent engendrer la formation de diapirs ou d'injections de sédiments fluidisés dans

le magma si la viscosité du magma est suffisamment faible, ainsi que la formation de protubérances de lave dans le sédiment. La granulation s'effectue par la rupture à la limite d'élasticité visqueuse dues aux tensions provoquées par les vitesses différentielles d'écoulement à l'interface du lobe. Ces vitesses différentielles résultent en partie de l'injection du matériel diapirique et de la friction dynamique contre le sens du mouvement. La granulation s'effectue sur un front d'ablation des protubérances et qui se déplace continuellement vers le coeur du lobe. Ce mécanisme de granulation est donc plus ou moins analogue à celui qui avait été envisagé pour les balles de laves, sauf qu'ici la granulation doit être continue et former des populations de granules dont la taille suit une progression arithmétique plutôt que géométrique.

La condition essentielle pour former un tel mécanisme de fragmentation est que la lave garde longtemps une faible viscosité et donc qu'elle reste à température élevée. Dans cette hypothèse, le gradient de température entre le lobe et le médium ambiant est moindre pour la formation de pépérites fluidales que celles des pépérites à blocs polyédriques et à balles de lave. La formation des pépérites fluidales sous un gradient de température plus faible peut être reliée au fait qu'elles sont les dernières à se former dans le temps, après que les pépérites à blocs et balles aient préalablement réchauffé l'empilement. Également, la perte de chaleur par dissipation de vapeur est, peut-être moindre dans les pépérites fluidales, parce qu'elles

étaient bordées par des horizons imperméables ou parce que l'activité hydrothermale associée à la mise en place des pépérites à blocs et à balles, avaient à ce stade, scellé la porosité du sédiment, d'où l'impossibilité de la vapeur à s'échapper.

## CHAPITRE 6

### STRUCTURES DES COULÉES

#### 6.1 Généralités

Les sédiments, tufs et pépérites des faciès 5 et 6 sont surmontés au sud par des coulées de laves massives à coussinée. Ces coulées contiennent plusieurs types d'inclusions sédimentaires qui ont pu être variablement fluidisées; collectivement ces inclusions sédimentaires sont regroupées sous le terme de pépérites inter-coulées. Les structures des pépérites inter-coulées ainsi que leur distribution spatiale sont importantes pour comprendre l'environnement de déposition de toute la séquence. Afin de mieux illustrer la complexité des structures et leur variation latérale, deux sections seront décrites, soit la section est et la section ouest. Dans chacune de ces sections on observe deux groupes de coulées contemporaines étroitement associées spatialement: soit le groupe des basaltes et le groupe des andésites. Sur le terrain, les basaltes sont distingués des andésites par leur patine d'altération couleur vert moyen à vert bleuâtre foncé alors que les andésites sont de couleur blanc-verdâtre ou vert-pomme pâle. Une synthèse pétrographique qui a servie à la classification des coulées est développée dans l'annexe 1.

#### 6.2 SECTION OUEST

##### 6.2.1 Introduction

La section ouest comprend des coulées de lave qui reposent

présumément sur les tufs et argilites du faciès 6. On observe une première coulée massive constituée d'augite et d'olivine(?). Cette coulée massive et grenue se termine par un horizon lenticulaire de basalte magnésien aphanitique et coussiné qui contient localement des inclusions de sédiment de la taille de blocs, ainsi que des pépérites inter-coussins et des pépérites inter-coulées. Sur cette première coulée repose un basalte-andésitique grenu massif contenant du plagioclase et des phénocristaux d'augite. Au même niveau stratigraphique (?), on observe ce qui doit représenter une unité massive et composite de basalte-andésitique avec de l'andésite. Le basalte-andésitique (planche 16 A) massif à la base, devient coussiné vers le sommet, contient localement des inclusions sédimentaires, passe plus haut à une pépérite à coussins de lave (planche 16B) et enfin à une brèche de coulée sommitale pépéritique, cette dernière lithologie est un excellent repère et est observé d'est en ouest sur tout le secteur étudié. Localement sous la brèche sommitale, affleure une troisième coulée composite massive de basalte magnésien et d'andésite.

### 6.2.2 PREMIERE COULEE

#### 6.2.2a) coulée massive basaltique et grenue

On observe à la base de la section ouest, des coulées massives phanéritiques à grain fin qui apparaissent très rouillées en affleurement. La base de ces coulées grenues sont constituées

Planche 16:

A: Basalte andésitique porphyrique en phénocristaux de pyroxènes ouralitisés avec mésostase de plagioclase en éventails sphérulitiques (plus apparents par rotation de la platine du microscope).

B: Pépérite à petits coussins de lave: coussins de lave isolés dans la matrice sédimentaire.

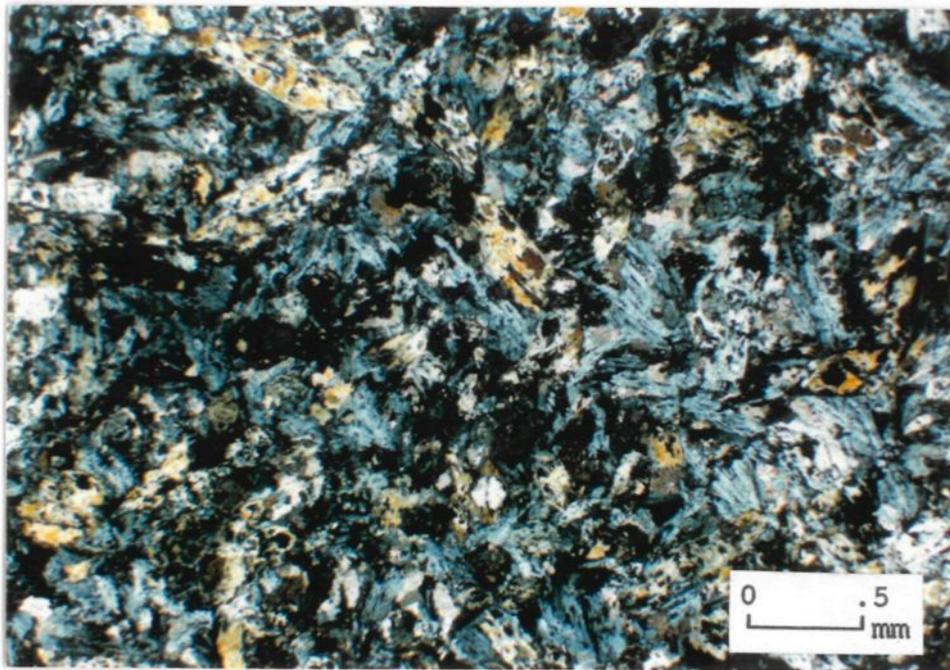


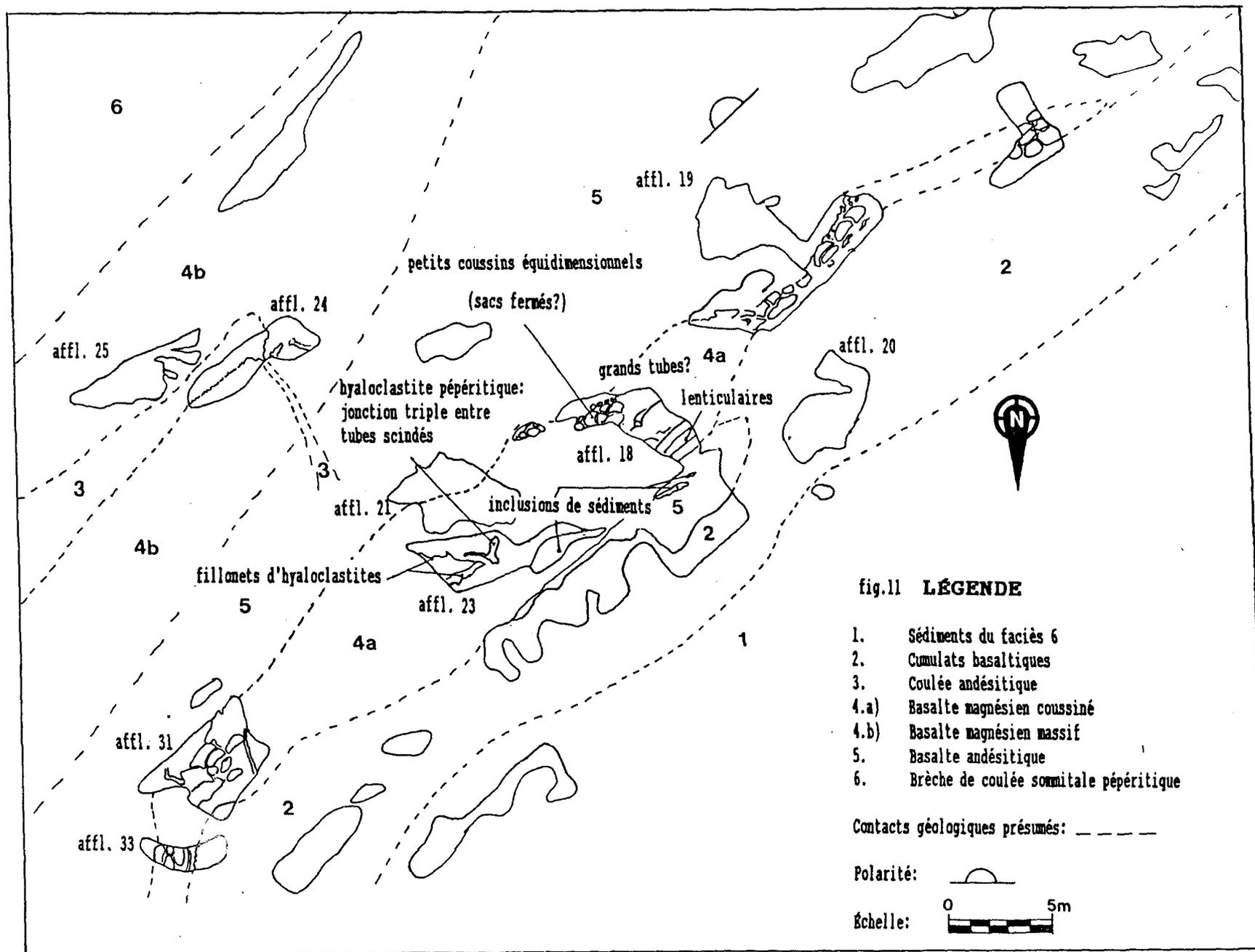
PHOTO 16A



PHOTO 16B

de 50 à 85% de phénocristaux d'augite trapus et équidimensionnels (2 à 1 mm) totalement ouralitisés ou remplacés par l'assemblage actinote - chlorite - épidote. Leur mésostase holohyaline (à l'origine) est chloritisée, et contient quelques amygdales (2%) de quartz polycristallin et/ou chlorite. Un deuxième type de coulée grenue qui surmonte le premier est constitué de phénocristaux (55-60%) en forme de prismes tabulaires, d'arrangement désordonné, et totalement remplacés par de la chlorite et des traces de pistachite. La texture intersertale de la pâte est remplacée par la chlorite (40-70%), ainsi que des plages holohyalines (60-30%) remplacées par de la chlorite en continuité optique. L'altération en chlorite des phénocristaux tabulaires semble indiquer qu'ils étaient des ferromagnésiens: soit des olivines lamellaires ou plus probablement des clinopyroxènes d'habitus cristallin distinct et de composition plus magnésienne que ceux du premier type d'ankaramite décrit plus haut.

Plus haut dans la section (sur l'affleurement #18), la partie grenue de la coulée passe progressivement vers le sommet à une lave basaltique de type aphanitique ponctuée de petites varioles ou sphérolites disséminés. Cette lave est surmontée par une coulée plus leucocrate d'andésite-basaltique (section 6.2.2 b) dont le contact irrégulier décrit localement une forte dépression coffrée dans la coulée sous-jacente, ce qui suggère une forme de chenalisation (figure 10). Au contact de cette coulée leucocrate, la lave basaltique, foncée, présente des fractures polygonales.



6.2.2 b) coulée d'andésite basaltique chenalisée dans la  
coulée basaltique

L'andésite-basaltique passablement altérée, apparaît constituée de microphénocristaux mafiques (4-5%) de type monocliniques (augites ?) et plus rarement de type orthorhombiques (moins de 1%), totalement chloritisés et/ou carbonatisés. La mésostase (95-96%) est constituée de sphérolites-coniques de plagioclases saussuritisés. On observe aussi en périphérie des microphénocristaux mafiques, des sphérolites d'actinote-plagioclase en remplacement de sphérolites primaires de plagioclases et clinopyroxènes. Cette lave est classifiée comme une andésite-basaltique.

La coulée d'andésite-basaltique contient des inclusions ovoïdes, constituées de grandes lattes (jusqu'à 4 mm x 1 mm) relativement limpides de plagioclase squelettique (56%) possiblement silicifié et albitisé (?) dans une mésostase de verre résiduel dévitrifié en chlorite (30%), leucoxène (4%), opaques (2%), goethite (1%) et calcite (1%). Le verre interstitiel des micro-lites dendritiques ou fasciculés de plagioclases contient 5% d'amygdales de quartz polycristallin. Ces inclusions sont à la frontière des andésites et dacites selon la classification de l'annexe 1.

### 6.2.2c) coulée coussinée-basalte riche en magnésium

Surmontant les unités décrites en 6.2.2a et b, on observe sur l'affleurement 18, des sections de tubes ou coussins de lave aphanitique qui deviennent en plus petits vers le sommet (figure 10). La pétrographie de ces coulées est donnée en annexe (échantillons 18-4b et 18-5a).

A ce niveau la coulée est interprétée comme constituée de lobes ou chenaux multiples de lave massives, flanqués latéralement d'orteils et tubes de laves et enfin de coussins.

Il y a d'est en ouest, de l'affleurement 23 à l'affleurement 19, une diminution de l'épaisseur, la taille et un changement de la morphologie des coussins. Sur l'affleurement 23, on n'observe pas de coussins fermés mais seulement la présence de filonets d'hyaloclastites, et de poches d'hyaloclastites (planche 17A) qui laisse supposer que l'on observe des sections de grands tubes coalescents rattachés aux lobes de laves massifs et entre lesquels du matériel sédimentaire était piégé: présence de cristaux détritiques de quartz et de quartz-albite polycristallin dans l'hyaloclastite.

Sur l'affleurement 18, les coussins ou sections de tubes deviennent plus petits et fermés. Ceci suggère une diminution progressive du taux d'effusion de cette coulée. La séquence coussinée mesure ici 5 mètres.

Sur l'affleurement 19, l'épaisseur des laves coussinées n'est que de 1.25 mètres. Elle consiste aussi en tubes ou sacs fermés de laves. Ces coussins sont surmontés de la deuxième

Planche 17:

A: Hyaloclastite pépéritique à la jonction entre trois gros coussins. La ramification de droite (coin supérieur de la photo) est de l'hyaloclastite "in-situ" à grain fin qui passe imperceptiblement à la zone de trempe non-bréchifiée et à l'intérieur cristallisé du coussin.

B: Inclusion sédimentaire ou pyroclastique dans la lave basaltique. L'inclusion arrondie est bordée de sphérulites. Le coeur de l'inclusion montre de nombreuses cavités: possiblement des vésicules ou amygdales érodées.



PHOTO 17A

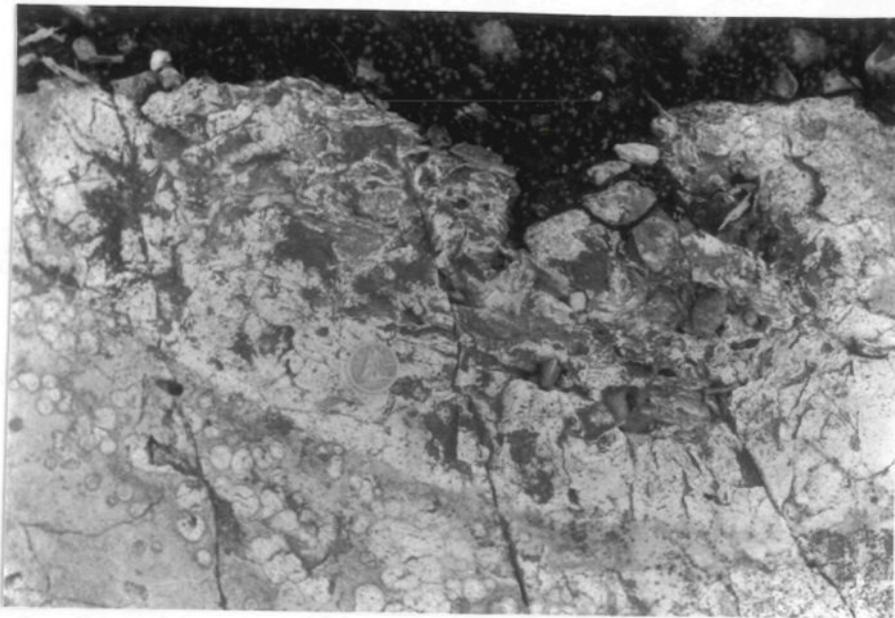


PHOTO 17B

coulée massive, qui moule les coussins sous-jacents.

Ce type de relations suggère donc l'effusion très rapprochée dans le temps, de plusieurs unités distinctes de laves massives qui sont bordées de tubes attachés et aussi possiblement de tubes détachés et de sac de laves isolées de leurs tubes nourriciers.

### 6.2.3 DEUXIEME COULÉE

Sur l'affleurement 19 et 18, la base de la deuxième coulée massive qui recouvre les coussins de la première coulée est visible et constituée d'augite (50 à 85%, 1 à 2 mm) trapues et partiellement ouralitisées à leurs bordures, dans une mésostase originellement hyalocristalline (?) et remplacée par du quartz et de l'albite granoblastique, qui contient aussi 1-2% d'amygdales de quartz. Un échantillon prélevé sur l'affleurement 21, de lave grenue mésocrate représente possiblement la composition du liquide non fractionné de la deuxième coulée à cause de sa texture dépourvue de phénocristaux et constituée d'une intercroissance à texture hypidiomorphe de plagioclases (40%) et de clinopyroxènes ouralitisés (60%).

### 6.2.4 TROISIEME COULÉE

Plus haut stratigraphiquement, on observe sur les affleurements 24 et 25, une troisième coulée composite et massive; son contact avec la deuxième coulée n'affleure pas.

Cette coulée composite comprend des basaltes de couleur vert foncé et des injections d'andésites de couleur vert pâle.

Sur l'affleurement 24, ces inclusions d'andésites consistent en masses irrégulières avec leurs bordures projetant des apophyses et varioles de diamètre centimétrique à partir de la masse d'andésite principale. Des varioles leucocrates se trouvent aussi totalement isolées dans le basalte de couleur vert plus foncé. L'attitude de l'axe long de ces inclusions ou injections contemporaines d'andésite est variable, plusieurs ont une attitude subperpendiculaire à la stratification avec quelques ramifications à partir de la masse principale. Sur ce même affleurement, un volume important d'andésite surmonte le basalte et le contact ponctué de varioles est planaire et sub-conforme à la stratification générale avec localement des protubérances de l'andésite se projetant dans le basalte sousjacent. Prises collectivement, ces structures semblent suggérer la collection de liquides moins denses .

### 6.3 PÉPÉRITES INTERCOULÉES: INCLUSIONS SÉDIMENTAIRES A L'INTÉRIEUR DES COULÉES DE LAVE; SECTION OUEST

Dans la section ouest, on remarque du matériel sédimentaire totalement inclus dans la lave massive et coussinée. On peut classer ces inclusions en deux types génétiques: les inclusions non-fluidisées et les inclusions fluidisées.

#### 6.3.1 Inclusions non-fluidisées

Ces inclusions, consistent en enclaves de matériel sédimentaire et/ou pyroclastique souvent lité ou laminé qui sont en

général peu déformé. La lave refroidie rapidement au contact des enclaves, présente typiquement des bordures de trempe et/ou une concentration de sphérolites plus pâles. Certaines inclusions ont l'aspect de bombes ponceuses felsiques, incorporées par la coulée (planche 17 B). Ces bombes pourraient signifier la présence d'une activité pyroclastique felsique pénécontemporaine de l'effusion des laves mafiques.

### 6.3.2 Inclusions fluidisées

On retrouve dans la lave coussinée, deux types de pépérites intercoussins. Ces inclusions sédimentaires ont assurément été fluidisées durant leur incorporation dans la lave:

-Le premier type consiste en matériel sédimentaire blanchâtre interstitiel des coussins ou tubes de lave et contenant du matériel hyaloclastique anguleux à grain fin (2 mm à 5 cm), (planche 18A). Il y a parfois de petits coussins-bourgeons (10-15 cm) qui se projettent à partir de la surface de gros tubes. Ces petits coussins-bourgeons se sont injectés de façon plastique dans le matériel sédimentaire interstitiel et fluidisé. L'injection de ces coussins-bourgeons démontre que la pression locale du magma à la bordure du tube nourricier peut excéder la force normale qu'exerce le sédiment interstitiel fluidisé contre la paroi de ce même tube. Vraisemblablement de tels coussins sont intrusifs

Planche 18:

A: Inclusion de pépérite inter-coussins: Le matériel blanchâtre entre les coussins consiste en sédiment volcanoclastique felsique qui contient des fragments anguleux d'hyaloclastites (gris foncés) probablement dérivés de la bordure des coussins. Notez la présence du bourgeonnement d'apophyses à partir de la bordure des plus gros coussins ainsi que leur injection dans la pépérite. La bordure des coussins et de leur apophyses est localement rubannée. Une apophyse de lave est plissée dans le matériel pépéritique.

B: Brèche d'hyaloclastite pépéritique dans une coulée basaltique coussinée. Ici le sédiment fluidisé a injecté les fractures thermiques du verre. Les fragments isolés dans la matrice sédimentaire (blanche) sont souvent fracturés in-situ et certains montrent la structure polygonale de fractures de contraction thermique (P).

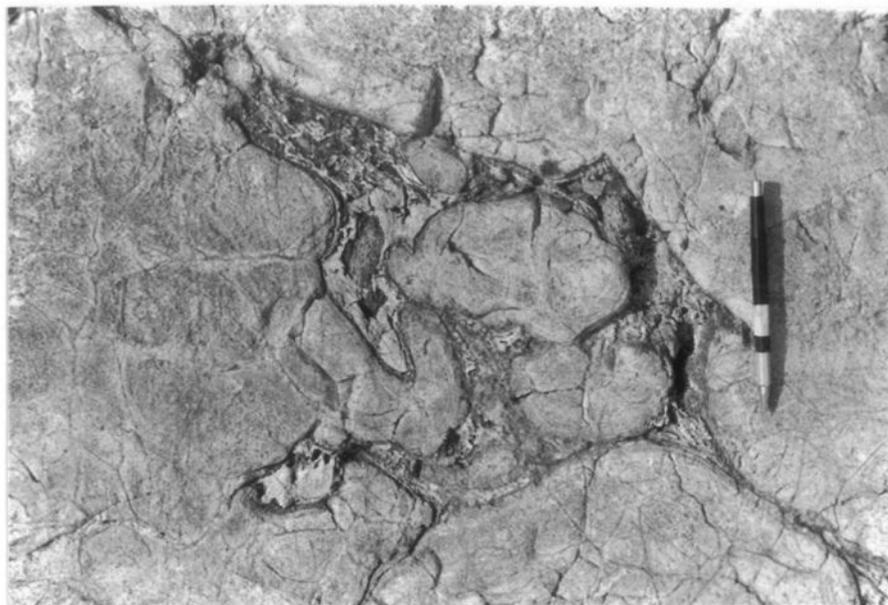


PHOTO 18A



PHOTO 18B

dans le sédiment.

-Le deuxième type de pépérite inter-coussins consiste en une brèche à fragments anguleux d'hyaloclastites isolés dans une matrice de sédiment blanchâtre . Les fragments d'hyaloclastites sont presque "in situ" et visiblement arrachés des parois de la coulée qui encaisse la brèche (planche 18B). Dans ce cas, il semble que le sédiment a suffisamment refroidi la lave pour inhiber la cristallisation et former du verre. Sur la planche 18B, on constate que le matériel sédimentaire a injecté les fractures du verre. La pression du matériel sédimentaire fluidisé a probablement contribué au développement des fractures.

### 6.3.3 Implications de la présence d'inclusions de matériel sédimentaire pour la mise en place des unités de laves massives et coussinées

L'incorporation de matériel sédimentaire dans ces unités de lave nous amènent à postuler trois hypothèses:

- 1) Ces blocs ont pu être bréchifiés par l'éruption de lave dans un conduit nourricier recoupant l'empilement sédimentaire puis emportés par la coulée.
- 2) Les coulées de lave sont chenalisées dans un empilement

de dépôts meubles. Les bases des coulées sont plus ou moins intrusives dans le sédiment non-lithifié, ce qui leur a permis d'incorporer des inclusions de matériel sédimentaire.

3) La mise en place du magma sur le sédiment provoque des glissements de terrain qui permettent d'incorporer des blocs ou du matériel meuble dans la coulée.

Les trois hypothèses ne sont pas mutuellement exclusives, Chaque mécanisme a pu intervenir.

## 6.4 SECTION EST

### 6.4.1 Introduction

A la base de la section est, on observe une première coulée coussinée composite, qui contient une prédominance de basalte et une quantité subordonnée d'andésite. Cette coulée coussinée composite est surmontée d'une coulée massive basaltique qui est recoupée par des dykes irréguliers de pépérite phréatomagmatique et des dykes d'andésite. Cette dernière coulée est surmontée par une troisième coulée, andésitique, qui contient à de nombreux endroits, des enclaves sédimentaires. Un horizon restreint de brèche magmatique composite et pépéritique repose sur l'andésite, Plus à l'est, c'est une pépérite à coussins de lave basaltique qui surmonte présumément l'andésite, cette dernière unité est

donc interprétée comme une quatrième coulée. Enfin une coulée massive composite est formée d'un horizon de basalte massif, à la base, recouvert par une andésite massive, contenant des tubes d'hyaloclastites pépéritique. Cette andésite est recouverte par la brèche de coulée sommitale pépéritique mixte (voir section 6.5) qui constitue un horizon marqueur sur le secteur d'étude.

#### 6.4.2 PREMIERE COULÉE; COULÉE COMPOSITE COUSSINÉE

A la base de la section est, on observe des laves coussinées composites (affleurement # 63 ). Les coussins de dimension métrique ont leur axe long sub-parallèle à la stratification. Dans ces coussins, on observe à quelques endroits deux types de lave: le premier type de lave, de couleur blanc verdâtre en surface d'altération occupe parfois la partie sommitale du coussin et contraste avec la couleur vert foncé de la partie basale du coussin (planche 19A). Le contact entre les deux types de lave est ponctué de varioles centimétriques, et des varioles leucocrates sont isolées dans la lave mafique.

Microscopiquement la lave leucocrate est de type microporphyrrique en ferromagnésiens chloritisés et ouralitisés (25%; .2 mm) dans une mésostase de sphérolites en gerbe, d'actinotalbite. Cette lave appartient vraisemblablement au groupe pétrographique des andésites basaltiques (voir annexe).

La lave mafique, renferme des microphénocristaux (42%) chloritisés de clinopyroxène et de cristaux orthorhombiques d'olivine ou d'orthopyroxène (?). Ces cristaux ont en moyenne une

Planche 19:

A: Coussins composite: la partie supérieure du coussin du centre est composée d'andésite leucocrate, qui tranche nettement avec la portion inférieure, mélanocrate et basaltique. Notez la présence de petites varioles au contact des deux types de laves. Une bordure de coussin assez floue est visible en (C).

B: Dyke de pépérite phréatomagmatique. Cette brèche contient de gros fragments de coussins d'andésite (centre de la photo), elle recoupe des basaltes massifs (tête du marteau). La matrice de la brèche est constituée de granules de lave et de sédiments dans un ciment quartzo-feldspathique à grain fin.



PHOTO 19A



PHOTO 19B

dimension longue de .4 mm. La mésostase originalement hyalo-cristalline est constituée d'actinote (57-85%), de leucoxène (8%) qui localement remplacent des cristaux dendritiques d'ilménite et de 7% à 35% de cristaux idiomorphes d'épidotes pauvres en fer. Selon toute vraisemblance, cette lave est basaltique.

La quantité de lave leucocrate dans ces laves coussinées est subordonnée à celle des laves basaltiques.

#### 6.4.3 DEUXIEME COULÉE; BASALTIQUE

La lave coussinée est surmontée par une lave massive basaltique. Cette dernière est interprétée comme une seconde coulée.

Cette coulée massive est recoupée par des dykes leucocrates d'andésite de 30 cm d'épaisseur. Ces dykes apparaissent sub-perpendiculaires à la stratification; ils sont légèrement à très onduleux, sont parfois laminés et s'anastomosent parfois autour de petits coussins isolés dans la lave massive. A l'échelle microscopique, ces dykes d'andésites sont rubannés, porphyriques en plagioclases (5%) avec des textures de refroidissement rapide des zones marginales. La mésostase holohyaline a été dévitrifiée en un assemblage d'albite-chlorite et d'épidotes ferrifères en proportions variables. Ce type de dyke peut représenter des conduits nourriciers aux nombreuses lentilles et coulées d'andésite de la section.

#### 6.4.3 b) Dyke de pépérite phréatomagmatique

Sur l'affleurement 52, une série de basaltes massifs à coussinés sont recoupés par un dyke de brèche sub-perpendiculaire à la stratification. La brèche d'une largeur moyenne de 2.75 m est de forme très irrégulière et ses bordures curvilignes sont soulignées par la zone de trempe d'épaisseur centimétrique, de couleur pâle et donc silicifiée du basalte encaissant. Le sommet de la brèche se termine en forme de coupole. Le dyke contient quelques fragments reconnaissables (15% ou moins) de coussins (planche 19B) et des lambeaux de laves de quelques décimètres de dimension, ces fragments sont inclus dans une pépérite à fragments de lave millimétriques (85%) et de matériel sédimentaire recristallisé, de couleur blanchâtre (15%).

Les fragments de coussins de la brèche sont de couleur assez pâle, et apparaissent au microscope comme des andésites microporphyriques en plagioclases (2%, 4 mm) dans une mésostase hyalocristalline d'aiguilles d'actinote (3%, .1 x .015 mm) de sphérolites fins de plagioclases albitisés (55%,  $\leq$  .1 mm) et de leurs minéraux secondaires cryptocristallins de dévitrification. Ce type de roche est en contraste marqué avec les basaltes encaissants de la brèche qui sont constitués d'une multitude (< 80%) de microphénocristaux squelettiques et/ou zonés de ferromagnésiens chloritisés et ouralitisés.

Les fragments de coussins d'andésites proviennent donc fort probablement d'un horizon lenticulaire d'andésite coussinée localisé sous les basaltes de l'affleurement 52, mais qui n'affleure

pas.

L'ensemble de la brèche est constituée de lambeaux millimétriques de laves (40%) et d'une matrice felsique (60%) dérivée de matériel sédimentaire recristallisé. Les fragments de lave ont un contour à l'aspect très déchiqueté, ce qui n'était pas observé dans les autres types de pépérites (Chapitre 5).

La majorité des fragments de laves étaient originellement hypocristallins et basaltiques de composition. L'assemblage minéralogique des fragments est composé d'un assemblage d'actinote, de chlorite et leucoxène en proportions variables, dépendamment du degré de cristallinité et du métasomatisme. Ces fragments contiennent de 1 à 2% de microphénocristaux de ferromagnésiens chloritisés. Les fragments de lave sont supportés par une matrice (60%) quartzo-feldspathique (53%) granoblastique à grain fin qui contient du quartz monocristallin détritique (2%; dimension moyenne: .15 mm), des feldspaths idiomorphes altérés (10%; .1 mm); des épidotes intermédiaires en fer (~ 20%). et des hornblendes vertes hypidiomorphes (15%; ~ 3 x .05 mm) synformationnelles, car elles sont restreintes aux ciments présumément formées à haute température des pépérites alors que les amphiboles métamorphiques des laves mafiques sont généralement des actinotes ou des trémolites (voir aussi discussion à la section 6.5.1) .

Ce type de brèche présente plusieurs particularités qui impliquent des mécanismes de formation spécifiques et distinct des autres types de pépérites. Ces particularités sont les sui-

vantes: la brèche recoupe des unités massives et coussinées de basaltes et s'est donc injectée après leur formation; la brèche contient des fragments de coussins d'andésites qui sont différents de l'encaissant basaltique de la brèche et sont donc considérés comme allochtones bien que dérivés de source locale. Les fragments millimétriques de lave de la brèche ont cependant une minéralogie de dévitrification qui s'accorde avec la nature basaltique de l'encaissant. Vraisemblablement une grande partie de la fraction fine des fragments de lave a été arrachée à partir des parois de l'encaissant. Nombre de ces fragments originellement hypocristallins contiennent des inclusions de matériel sédimentaire. Ces points tendent à démontrer que la lave granulée des parois était encore visqueuse et partiellement cristallisée seulement, lors de l'injection du matériel sédimentaire dans la coulée. Notre hypothèse de formation est qu'une nappe de sédiment a été recouverte rapidement par des effusions de laves massives à coussinées qui comportait des andésites et des basaltes. Dans les conditions initiales, la nappe de sédiment en contact avec la lave, pouvait être relativement stable. L'interaction est initiée à la suite d'une instabilité locale telle un glissement ou la formation d'une faille synvolcanique, il y a pu y avoir remobilisation du sédiment non-lithifié, et reflux de celui-ci dans la lave avec augmentation de la surface de contact entre ces deux masses. Ceci s'accompagne d'un transfert de chaleur accru, d'une augmentation locale de la pression dû à la vaporisation et de la granulation de lave résultant de la mobilité

accrue du sédiment.

Au départ, le mécanisme de mélange mécanique est relativement lent, jusqu'à ce que la réitération entre les processus de fluidisation et de granulation soient si rapides qu'ils produisent une déflagration instantannée.

Cette déflagration est reflétée dans la brèche par l'aspect déchiqueté des granules de laves.

Cet aspect déchiqueté n'a pas été observé dans les autres types de pépérites étudiées (Chapitre 5), et ne correspond pas à la morphologie des granules de lave produit par contraction thermique. Une autre caractéristique de ce dyke de pépérite phréatomagmatique est l'intense recristallisation des feldspaths, de la matrice (?) cryptocristalline quartzo-feldspathique et de la présence de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de hornblende verte synformationelle.

Par analogie avec le modèle fuel-coolant interactions de Peckover et al. (1973) on peut dire que les pépérites phréatomagmatiques représentent un type d'interaction dans le spectre possible d'interactions, où la lave prédomine en volume sur l'eau et le sédiment alors que dans les autres types de pépérites, le cas contraire se produisait: c'est à dire un volume limité de lave pénètre une masse de sédiment considérable. L'interaction phréatomagmatique s'atténue théoriquement lorsque la proportion volumique d'eau et de particules sédimentaires par rapport au magma devient inférieure à un seuil optimal donné.

#### 6.4.4 TROISIEME COULEE-BRECHES PEPERITIQUES.

La troisième coulée, observée sur l'affleurement 179, est une coulée leucocrate d'andésite massive contenant des fragments de lits (3 m x 14 cm) de cherts (?), d'orientation subparallèle à la stratification générale. Cette coulée massive présente des fractures et joints très nets développés sur au moins 2 m qui sont possiblement l'expression de fractures de contraction thermiques. Localement, il y a hyaloclastisation in-situ et les fragments sont de taille centimétrique. L'hyaloclastisation est possiblement reliée à la présence des inclusions sédimentaires et à l'expulsion d'eau de celles-ci. Ce niveau relativement massif d'andésite est surmonté d'andésite coussinée comme le démontre la présence locale de bordures de coussins convexes (2 m de longueur minimum, affleurement 177).

#### 6.4.4 b) Brèche magmatique composite et pépéritique

Au dessus de la troisième coulée se trouve une brèche qui n'affleure que sur des petits affleurements discontinus, la distribution desquels suggère une attitude conforme de la brèche.

Cette brèche apparait constituée de fragments millimétriques vert moyen de verre dévitriifié dans une matrice de couleur vert pâle. Microscopiquement, la brèche montre des textures très complexes de déformations plastique des fragments, d'injections multiples et de recouplement par des microveinules felsiques, parfois bréchiques (planche 20A). La brèche est aussi constituée de globules sub-sphériques incorporés présumément à l'état liqui-

Planche 20:

A: Brèche de pépérite phréatomagmatique: portion de veinule felsique disloquée inter-rubannée avec du verre basaltique dévitrifié.

A: Brèche magmatique composite et pépéritique: fragments d'hyaloclastite basaltique dans une matrice riche en cristaux d'origine sédimentaires de quartz anguleux. On observe sur certains fragments hyaloclastiques (centre gauche de la photo), des fantômes de phénocristaux de ferromagnésiens chloritisés.

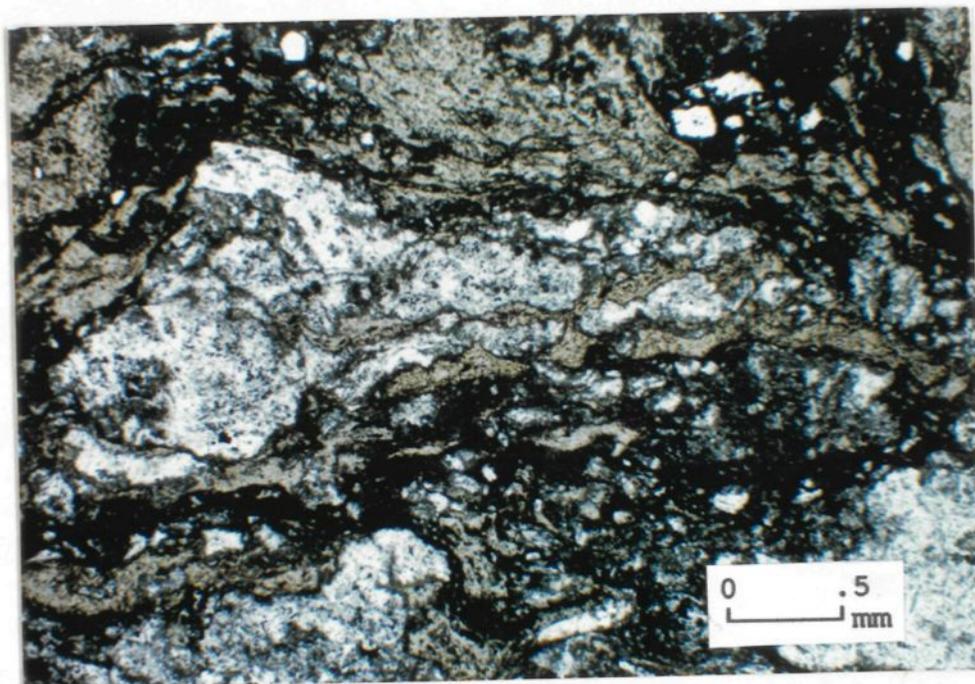


PHOTO 20A

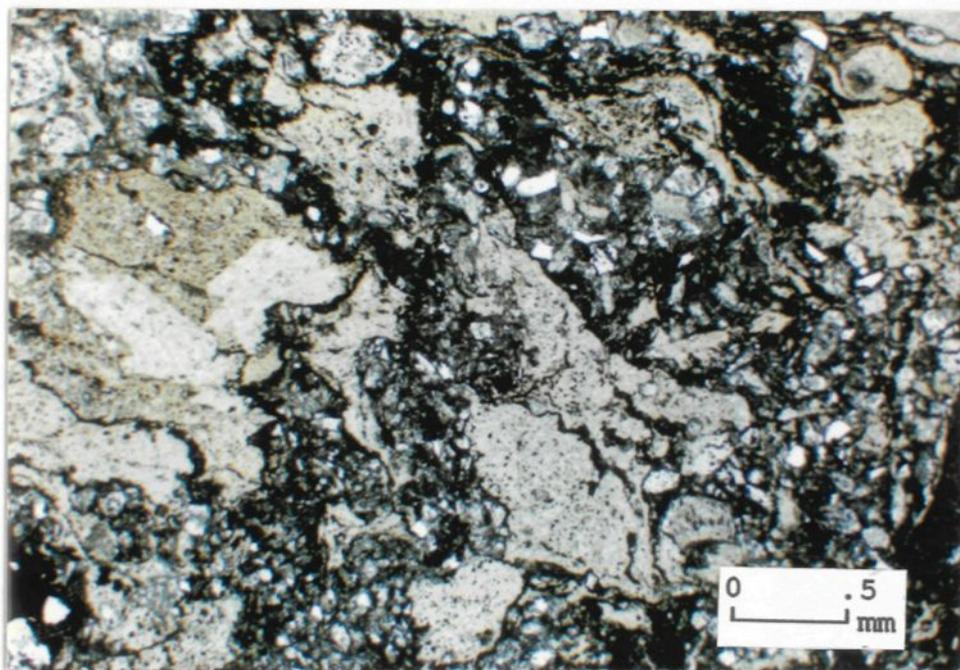


PHOTO 20B

de d'andésites feldspathiques (1%) d'andésites basaltiques (15%) et de basaltes (1% ou moins), qui sont contenus dans une pâte de verre basaltique ou dans une matrice de fragments de verre basaltique micro- à cryptoscopique dévitrifié en actinote (80-92%), clorite (0-10%) et leucoxène (8%). Ces minéraux authigènes transgressent souvent la bordure visible des petits fragments. Quelques injections précoces de matériel quartzo-feldspathique, irrégulières et aux bordures sinueuses, contiennent (jusqu'à 50%) des fragments d'andésites microporphyriques en plagioclases à sphérolites, dendrites, ou microlites d'actinote-albite.

Plusieurs des fragments individuels de verre basaltique de la brèche sont recoupés par de multiples veinules, anastomosées, constituées soit de matériel quartzo-feldspathique granoblastique, soit d'albite. Cette génération de veines aux bordures franches et parallèle précède la fracturation du verre et s'est probablement mise en place pendant la phase de transition solide du verre. Les fragments de verre basaltique présentent soit des fractures elliptiques de contraction, soit des étirements produits dans le champ des déformations plastiques. Le verre basaltique et la matrice contiennent localement des grains de quartz ou de feldspaths d'origine détritique (planche 20B).

La pâte basaltique, les fragments vitreux de basalte, ou les veines quartzo-feldspathiques peuvent contenir des globules ou des fragments d'andésites feldspathiques (5% de la roche) de cristallinité variable. Ceux-ci sont aphyriques ou peuvent contenir jusqu'à 3% de microphénocristaux de plagioclases. La textu-

re dendritique ou sphérolitique est fréquente dans les globules d'andésite. Les sphérolites peuvent être constitués de grandes lattes de plagioclase uniquement, ou ceux-ci peuvent être en intercroissance avec un ferromagnésien ou du verre interstitiel remplacé par des opaques. Certains globules hypocristallins sont remplacés par l'assemblage clinozoïte et opaques avec parfois des reliques de microlites très allongés de plagioclases albitisés. Des fragments d'andésite sont contenus dans des veinules de quartz-feldspath à texture granoblastique, ils sont plus ou moins arrondis par résorption, (planche 21A). La résorption s'accompagne parfois d'une couronne kelyphitique remplacée par de l'ankérite secondaire.

La matrice de la brèche contient localement des fragments ou globules feldspathiques (planche 21B) de forme circulaire à elliptique avec une bordure souvent lisse et sinueuse. Ces fragments sont constitués à 100% de cristaux d'albite hypidiomorphes en contacts denticulés les uns contre les autres. Les cristaux d'albite sont parfois finement maclés polysynthétiquement. Le matériel qui constitue ces fragments est donc analogue à celui des veinules qui recoupent certains fragments basaltiques décrits précédemment et en sont possiblement dérivés.

#### 6.4.4 c) Mécanisme général de formation de la brèche magmatique composite pépéritique:

Dans notre hypothèse de formation, le matériel andésitique

Planche 21:

A: Brèche magmatique composite et pépéritique: veinule irrégulière quartzo-feldspathique (V) injectée dans de l'hyaloclastique basaltique pépéritique (HP). La veine contient des fragments résorbés d'andésite aphyrique à texture de fibres enchevêtrées (A).

B: Fragments feldspathiques dans un domaine de la brèche magmatique pépéritique composite. Fragments de feldspaths sub-arrondis (clairs), dans une matrice (brun foncé) de fragments microscopiques à sub-cryptoscopiques de verre basaltique dévitrifié et en grande partie oblitérés par la recristallisation. Les fragments feldspathiques présentent de nombreuses mâcles complexes (visibles en lumière polarisée) omnidirectionnelles.

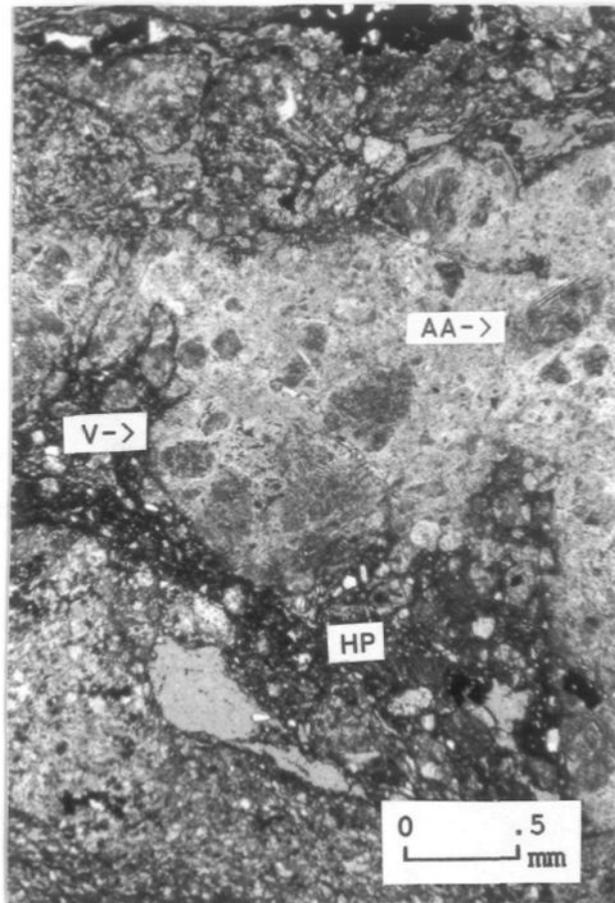


PHOTO 21A

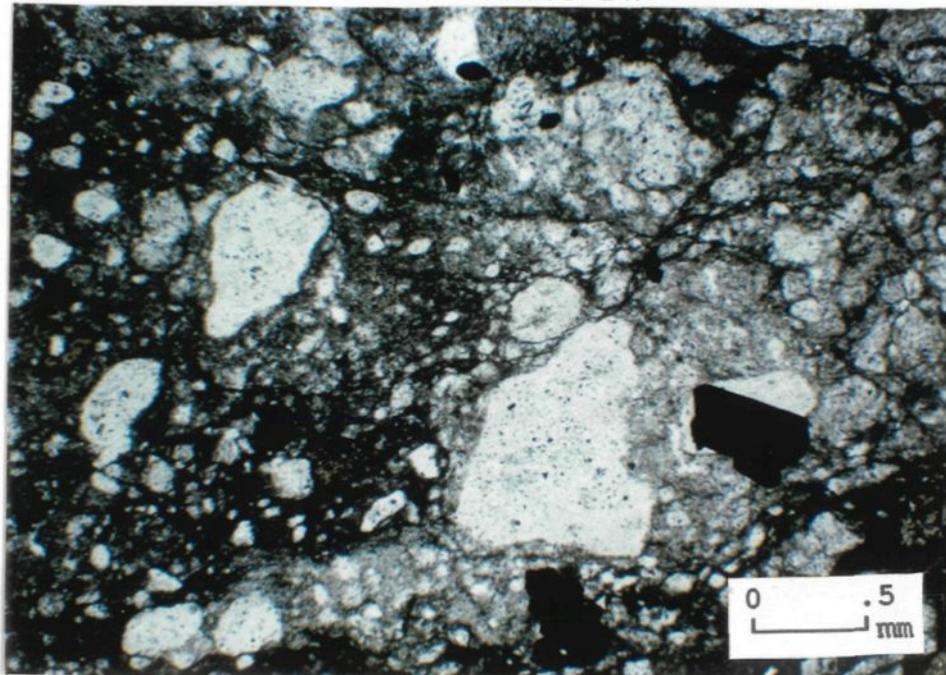


PHOTO 21B

de la brèche provient d'une coulée située entre deux coulées basaltiques. L'horizon basal présumé est le basalte qui encaisse la brèche phréatomagmatique. La brèche est engendrée par une remontée, de sédiments fluidisés et engorgés au passage d'une coulée composite stratifiée.

La remontée de sédiments fluidisés aurait ainsi entraîné la remontée d'un volume d'andésite en voie de cristallisation au niveau du basalte. Le magma andésitique, s'est défait en petites globules. La grande proportion de fragments basaltiques et andésitique hypocristallins de la brèche indique que celle-ci s'est formée près de la surface. La variation des textures de trempe des globules d'andésite indiquent qu'elles provient de diverses parties d'une unité de refroidissement.

Les veinules quartzo-feldspathiques et les veinules de plagioclases sont précoces à tardives dans la formation de la brèche. La génération de veinules précoces est dépourvue de fragments d'andésites. Ces veinules recourent des fragments individuels de verre basaltique mais pas l'ensemble des fragments isolés de la brèche. Des veinules plus tardives, (où mises en place plus près de la surface de refroidissement) se sont injectées dans un verre plus fragile et cassant, qui a formé une hyaloclastite à grain très fin. Les veinules perdant progressivement leur support durant l'hyaloclastisation se sont elles-mêmes démantelées en globules, et ont vraisemblablement cristallisé, dans le matériel de brèche fluidisé. Il est possible que le matériel des veines provient de fluides associés aux injections de matériel

sédimentaire fluidisé.

6.4.5 QUATRIEME "COULÉE": PÉPÉRITE A PETITS COUSSINS DE LAVE  
BASALTIQUE

Au-dessus de la troisième coulée se trouve sur l'affleurement 59, un niveau de brèche composé de multiples balles ovoïdes de lave (7 à 20 cm environ, 85-90% entre lesquels se trouve du matériel sédimentaire felsique (~ 10-15%). Au microscope, le sédiment recristallisé de cette brèche, est un assemblage de quartz-albite granoblastique à grain fin (94%, d.moy.  $\leq$  .012 mm) de quartz anguleux détritique (3%, .1 mm), de 3% de hornblende verte idioblastique aciculaire à prismatique. Une partie (20%), de cet assemblage granoblastique remplace visiblement des vestiges de fragments arrondis de lave felsique hypocristallin parfois porphyrique.

Les petits coussins de lave basaltique échantillonnés montrent une mince bordure holohyaline (2 mm; 95% actinote brunâtre - 5% leucoxène), une zone hyalocristalline (1.5 cm d'épaisseur) de clinopyroxène dendritique remplacé par des actinotes, et enfin une zone à sphérolites isolés, comprenant des dendrites de pyroxènes (20%) totalement chloritisées, du clinopyroxène (65%) totalement ouralitisé, et des épidotes cryptocristallines (15%) en remplacement du verre interstitiel.

#### 6.4.6 CINQUIEME COULEE: COULEE COMPOSITE MASSIVE ET BRECHE DE COULÉE COMPOSITE

##### 6.4.6 a) Généralités

Au-dessus de l'affleurement de pépérite à coussins de lave, (affleurement 59) décrit à la section 6.4.5, on observe deux coulées minces de lave (coulée composite) surmontées d'une brèche de coulée sommitale pépéritique (décrite à la section 6.5). La coulée basale est un basalte variolaire (épaisseur minimum de 1.60 m, vert-bleu foncé) qui contient 20% de varioles de .5 cm de diamètre, elle est surmontée d'une lave beaucoup plus felsique d'andésite blanc verdâtre, d'une épaisseur apparente de 1.40 m (planche 22A); l'épaisseur de la brèche de coulée sommitale pépéritique qui recouvre l'andésite est de 4.10 m minimum. Le contact rectiligne entre les deux coulées est ponctué de varioles d'andésites qui sont projetées à partir de la surface de la coulée d'andésite ou qui sont totalement isolées dans la coulée basaltique. Ces relations prouvent donc qu'il s'agit de deux coulées contemporaines et non pas le contact entre un filon-couche tardif et une coulée, ou entre deux filons-couches.

##### 6.4.6 b) Pétrographie du basalte

Le basalte, dans la partie sommitale de la coulée, contient moins de 1% de microphénocristaux fantômes d'olivine totalement chloritisés et légèrement résorbés, 17% de fantômes de microphénocristaux trappus de clinopyroxènes chloritisés, 34% de cristaux

Planche 22:

A: Contact de la coulée massive composite: à gauche, coulée basaltique, à droite: coulée andésitique. On peut voir en haut et à droite du marteau, la forme incurvée et étroite d'un conduit ou tube d'hyaloclastite pépéritique recoupant l'andésite.

B: Inclusion d'hyaloclastite pépéritique dans une coulée massive d'andésite. L'orientation de l'inclusion est sub-perpendiculaire à la direction du contact entre les coulées.



PHOTO 22A

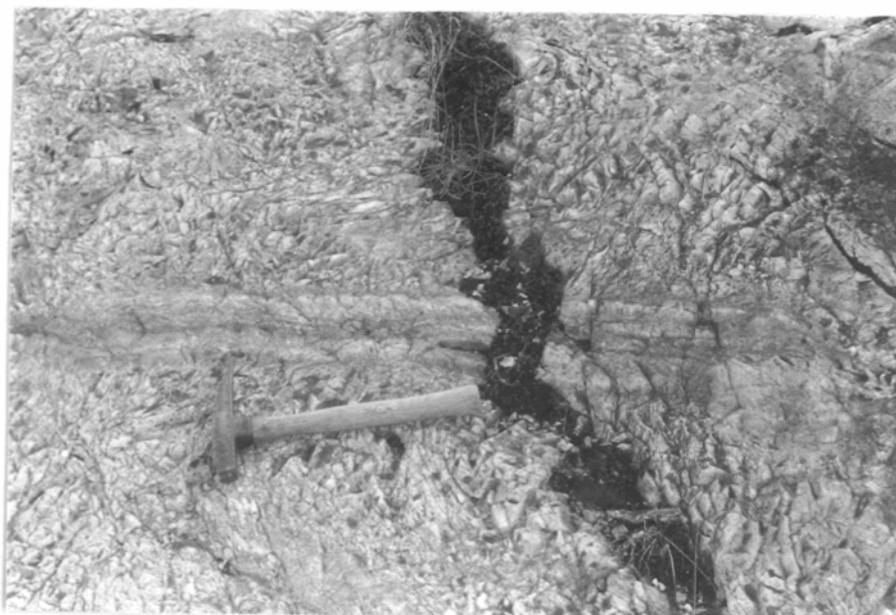


PHOTO 22B

aciculaires de fantômes de clinopyroxènes ouralitisés, le tout contenu dans une pâte (48%) dévitrifiée en actinote (20%), chlorite (10%), épidotes ferrifères (30%), clinozoïsite (35%), leucoxène (5%) (voir description plus complète en annexe; échantillon 58-P).

#### 6.4.6 c) Pétrographie des varioles

Les varioles prélevées au contact des deux coulées consistent en sphérolites de plagioclases aciculaires radiales (85%) contenant des pseudomorphes de cristaux de ferromagnésiens glomérphyriques (15%) chloritisés et ouralitisés, distribués de façon homogène dans la variolle. La variolle est bordée d'une auréole de fibres d'actinote. La mésostase des varioles est constituée de fantômes de ferromagnésiens? (80%) totalement chloritisés et ouralitisés dans une pâte (20%) dévitrifiée en actinote (92%) - leucoxène (8%).

#### 6.4.6 d) Pétrographie de l'andésite

La coulée d'andésite est microporphyrrique en plagioclase (5%) dans une mésostase de plagioclase sphérolitique (95%) avec parfois quelque peu de verre résiduel ( $\leq$  5%) dévitrifié en chlorite (70%), actinote (15%), calcite (10%), clinozoïsite (3%), albite et/ou quartz (2%) (voir description en annexe pétrographie-géochimie).

#### 6.4.6 e) Inclusions dans la coulée andésitique

Dans la coulée d'andésite, on observe la présence de structures mésoscopiques ovoïdes (1m x 55 cm à 1.10 cm x 17 cm) (figure 11), (planche 22B), dont la forme est parfois réminiscente de celle de coussins de lave. Le coeur de ces structures a l'aspect saccharoïde d'un grès recuit. L'andésite en bordure de ces structures apparaît plus verte et plus ou moins laminée parallèlement à la bordure de la structure (planche 23A). La pétrographie permet de constater que l'andésite en bordure de ces structures, a été trempée, et consiste en un verre porphyrique en plagioclase (environ 5%) dévitrifié en chlorite (80%), clinozoïsite (10%) et leucoxène (5%); ici le leucoxène est localisé le long de fractures de contraction thermique concentriques du verre (planche 23B). Au microscopie, l'intérieur des coussins se révèlent être des inclusions d'hyaloclastites pépéritiques. La structure de l'inclusion est concentrique avec un changement de la nature du matériel détritique et de la granulométrie vers le coeur de l'inclusion. Près de la bordure, au contact avec l'andésite dévitrifiée, le matériel pépéritique de l'inclusion forme un halo (.7 à .3 mm d'épaisseur), très recristallisé en minéraux fins micro- à crypto-cristallins: épidotes et oxydes de fer avec plus ou moins de quartz et albite. Ce matériel pépéritique contient probablement des fragments de l'andésite en grande partie oblitérés par les minéraux secondaires. Plus vers le coeur de l'inclusion, on reconnaît du quartz monocristallin et sub-anguleux (environ 4%; .06 mm en

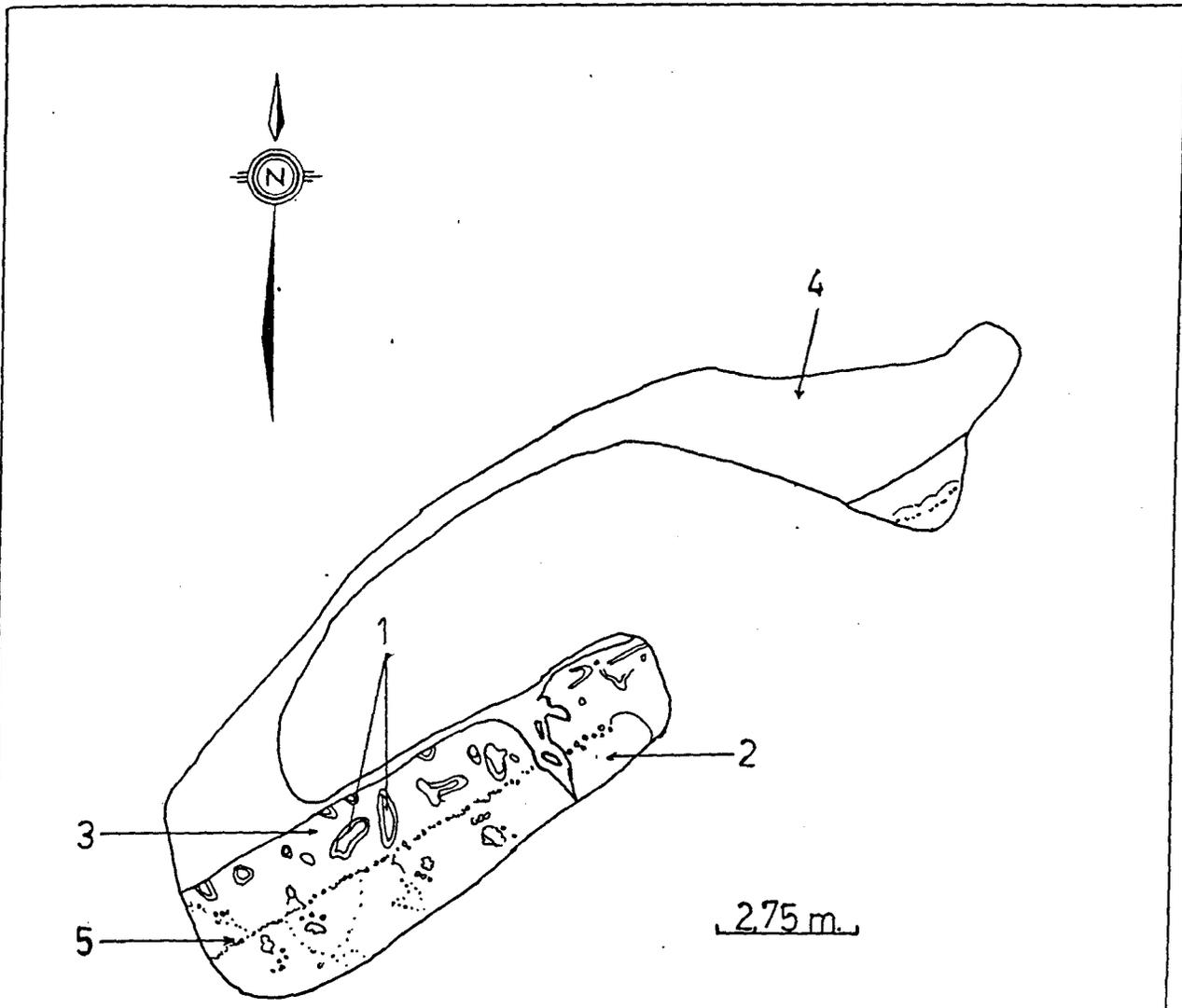


Figure 12 : Tubes d'hyaloclastite pépéritique dans une coulée d'andésite massive. La coulée d'andésite surmonte une coulée basaltique et est surmontée par la brèche de coulée sommitale pépéritique..

- 1 tubes d'hyaloclastite pépéritique
- 2 coulée massive basaltique
- 3 coulée massive andésitique
- 4 brèche de coulée sommitale pépéritique
- 5 varioles

### Planche 23:

A: Section d'une inclusion de pépérite hyaloclastique. Le matériel vert foncé à gauche est de l'andésite vitro-microporphyrrique à feldspath et à mésostase dévitrifiée en chlorite et épidote. Le matériel grisâtre est un mélange de fragments volcanoclastiques felsiques et d'hyaloclastite andésitique et basaltique. Notez la bordure effilochée de l'andésite contrôlée par l'hyaloclastisation en bordure de l'inclusion. Les plus grands fragments (volcanoclastiques et hyaloclastiques) sont concentrés au coeur de l'inclusion. Au contact entre le vitrophyre et l'inclusion, le matériel gris pâle représente de la pépérite microcristalline cuite.

B: Aspect microscopique d'un tube ou coussin d'hyaloclastite pépéritique. On observe le contact entre la pépérite qui contient des fragments volcanoclastiques felsiques (gris clair) et l'andésite chloritisée (verdâtre), avec des fractures de contraction thermique (F) remplacées par du leucoxène. On reconnaît également dans l'andésite des phénocristaux de plagioclases (P) totalement albitisés et des veinules ou trainées de silicification.

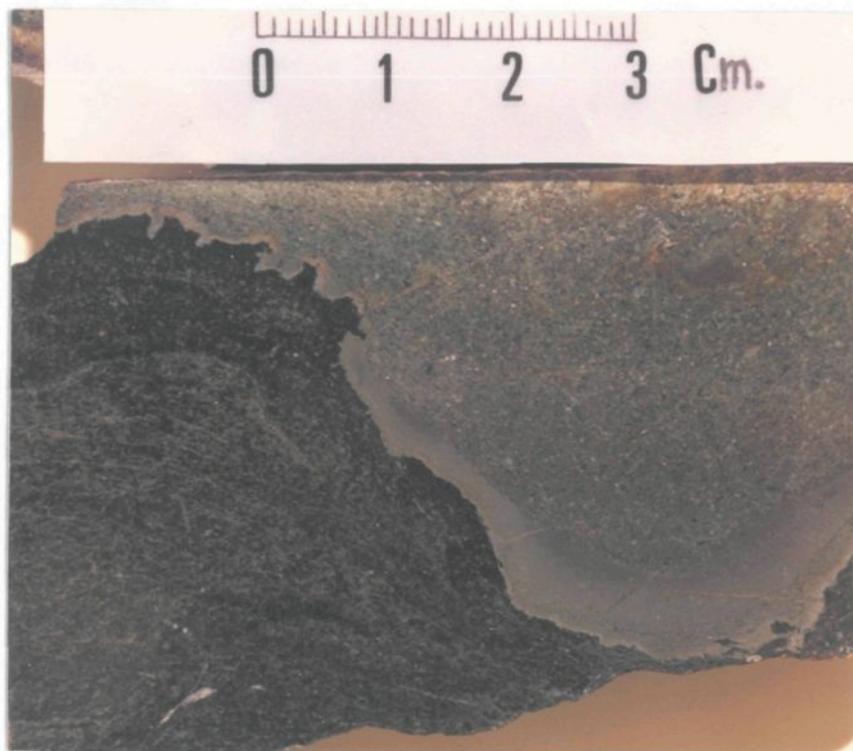


PHOTO 23A

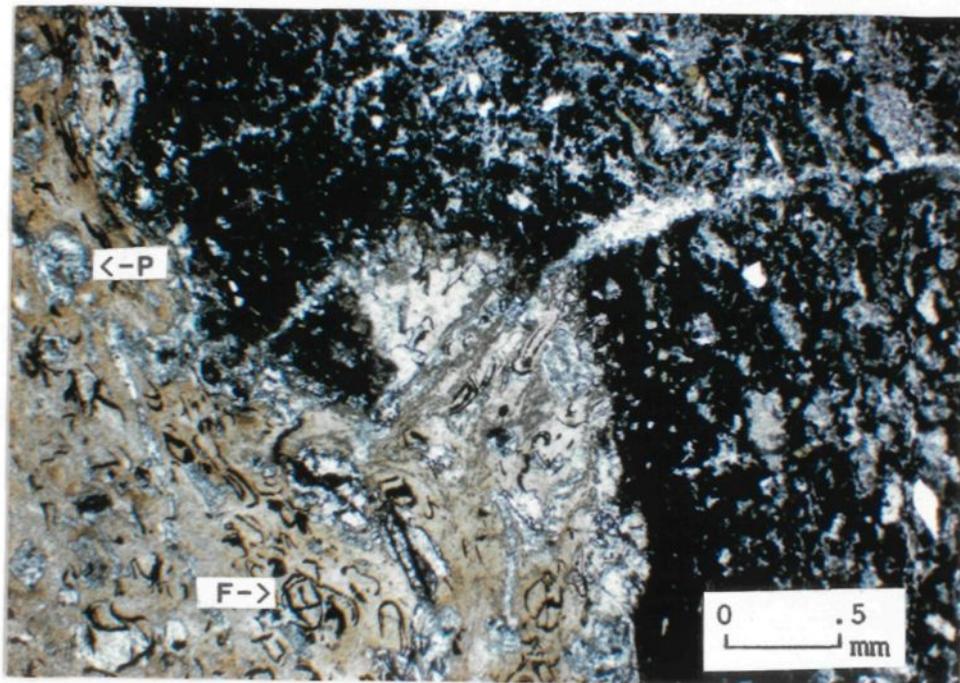


PHOTO 23B

moyenne) et des feldspaths reliques (3-4%), tous deux d'origine sédimentaire ou tufacée. Le coeur de l'inclusion contient des fragments (56%; jusqu'à 3 mm) anguleux d'hyaloclastite basaltique dévitrifiés en amphiboles (90%). Ces fragments sont inclus dans une matrice (44%) sédimentaire recristallisée qui contient environ 8% de grains de quartz détritique, anguleux et monocristallin de .2 mm de dimension moyenne et des minéraux de recristallisation métamorphique: épidotes hypidioblastiques (8%), hornblendes vertes hypidioblastiques (3%), opaques (5%), chlorite (20%; petites pailletes plus fines que .005 mm).

#### 6.4.6 f) Brèche de coulée sommitale pépéritique

Cette brèche qui recouvre la coulée d'andésite sera décrite en détail à la section 6.9. Pour les fins de l'interprétation qui suit, il suffit de mentionner que la brèche de coulée sommitale est composée d'hyaloclastite basaltique et andésitique dans une matrice sédimentaire ou tufacée felsique.

#### 6.4.6 g) Mécanismes de formation des pseudo-coussins d'hyaloclastites pépéritiques

Il est envisagé que la présence d'inclusions de matériel sédimentaire ou tufacé dans la coulée d'andésite décrite, à la section 6.4.4, confirme l'hypothèse que ces coulées sont plus ou moins intrusives dans les volcanoclastiques felsiques. Lors de l'épanchement de ces deux coulées, la partie frontale de la coulée n'était constituée que d'une nappe simple de basalte. Au-

dessus de cette coulée se formait un horizon d'hyaloclastite sommitale.

A supposer que la coulée basaltique était intrusive dans un niveau de sédiment ou tuf felsique, l'hyaloclastite formée à son sommet a pu être homogénéisée avec ce sédiment. Une autre possibilité est que le sédiment ou tuf felsique est plus ou moins contemporain à la coulée basaltique et s'est déposé au sommet de cette coulée, tout en se mélangeant durant le transport en aval, avec l'hyaloclastite basaltique. Quoiqu'il en soit la séquence des événements est très rapprochée à cause du contact ponctué de varioles entre les deux coulées, ce qui est une indication de leur contemporanéité. Le niveau d'hyaloclastite basaltique homogénéisé avec l'hyaloclastite pépéritique a été vraisemblablement balayé du sommet de la coulée basaltique par le passage de la coulée d'andésite. Cette coulée d'andésite n'a pas repoussé complètement l'hyaloclastite pépéritique mais en a incorporé une partie, ce matériel aurait ainsi formé ces structures lenticulaires maintenant observées. Une autre hypothèse est que ces inclusions ont été amenés par des dykes transitoires d'hyaloclastite pépéritique coupés progressivement de leur racine par les coulées dans lesquels ils se sont injectés. On reconnaît dans la brèche de la coulée sommitale qui recouvre l'andésite, une composante de fragments de verre andésitique (voir section 6.5). Ces structures lenticulaires ou ovoïdes d'hyaloclastite pépéritiques contiennent aussi des fragments d'andésite (< 10%) que l'on suppose arrachées des parois même de l'andésite encaissante.

### 6.5 BRECHE DE COULÉE SOMMITALE PÉPÉRITIQUE

La brèche de coulée sommitale pépéritique est une unité qui généralement repose de façon conforme sur les andésites feldspathiques mais qui localement est chenalisée dans celles-ci. Cette brèche affleure de façon discontinue sur une distance minimum de 100 m, son épaisseur apparente estimée varie de 6 m jusqu'à 10 m à l'endroit des chenaux. Cette brèche constitue probablement un horizon repère de grande extension latérale puisqu'on retrouve une lithologie identique immédiatement sous le membre pyroxénitique du filon couche de Bourbeau dans la région du Lac Laronne, (Pierre Pilote, comm. pers.). Sur les affleurements de notre terrain, la brèche à l'endroit des chenaux (affleurement 39) contient des blocs de lave, de nature diverse, mesurant jusqu'à 50 cm d'axe long. Ces blocs, très mal triés, sont supportés par une matrice de granules monolithologiques millimétriques de lave verdâtre (80-60%) et de matériel volcanoclastique blanchâtre et aphanitique (20-40%), interstitiel de ces fragments (planche 24A).

Au sommet du chenal et sur ses flancs, il y a une diminution rapide de la granulométrie et de la quantité des blocs polyolithologiques de lave suivie de leur disparition totale. La brèche devient alors essentiellement constituée d'un seul type de fragment centimétrique de lave aphanitique verdâtre. La brèche a alors un aspect massif avec localement une stratification grossière, d'épaisseur décimétrique bien développée causée par la

Planche 24:

A: Brèche de coulée sommitale pépéritique: fragments de lave basaltique (vert) déchiquetés et amygdalaires dans une matrice de grès volcanoclastique (beige).

B: Brèche de coulée sommitale pépéritique. Notez la stratification grossière de la brèche. La brèche est ici essentiellement composée de granules et de blocs de lave basaltique hypocristallins dans une matrice felsique d'origine sédimentaire (voir texte). La stratification est définie par une variation du pourcentage de la matrice et de la granulométrie des fragments de lave.



PHOTO 24A



PHOTO 24B

variation du pourcentage de matrice (20-80%) volcanoclastique felsique et par la variation de la granulométrie (moyenne: 4 à .75 cm) des granules de lave (planche 24B).

La brèche de coulée sommitale, à l'endroit du chenal, repose sur des andésites feldspathiques originalement hyalocristallines, ces andésites présentent un rubannement centimétrique induit par la variation de cristallinité originelle.

Dans le chenal, les blocs de la brèche de coulée sommitale sont de composition, de taille, de forme et d'arrondis variables. Plusieurs des faciès sous-jacentes à la brèche sont observés sous forme de blocs ou fragments dans le chenal de cette brèche: on observe ainsi la présence de blocs polyhédriques et anguleux de laves aphanitiques et vésiculaires (jusqu'à 10% de vésicules), de blocs arrondis de lave verdâtre à varioles felsiques (70%) de 2 à 5 cm de diamètre, de fragments oblongs (19 cm x 1 cm; 9 cm x 1.5 cm) et parfois déformés de façon plastique d'andésite silicifiée, de blocs ovoïdes de lave mafique verdâtre qui représentent possiblement des coeurs de coussins ou sacs de lave plus ou moins entiers. Il y a aussi, la présence dans cette brèche, de fragments de lave grenue et de fragments de laves ankaramitiques (jusqu'à 80% de pyroxènes amphibolitisés). Bien que mal triée, la brèche démontre dans le chenal, un certain granoclasement de densité, puisque les blocs de lave pyroxénitique et de lave variolaire sont restreints à la moitié inférieure de ce chenal, alors que les fragments d'andésites feldspathiques (planche 25A), sont concentrés surtout dans la moitié supérieure du che-

Planche 25:

A: Fragment d'andésite hyalocristallin (centre de la photo) dans la brèche de coulée sommitale pépéritique à prédominance de fragments basaltiques, notez ici comment le matériel volcanoclastique felsique est omniprésent en liséré mince entre des fragments de lave qui sont fréquemment fracturés "in situ" et peu remobilisés.

B: Lave basaltique pyroxénitique. En section les prismes des pyroxènes squelettiques totalement actinotisés apparaissent fréquemment comme des périmètres rectangulaires (P). Des gerbes de sphérulites pyroxène actinotisés (SP) sont aussi contrastés sur la mésostase. La mésostase est constituée de sphérulites d'actinote fibreuse (53%) et de verre dévitrifié en un assemblage de clinozoïsite (7%); épidotes brunes (35%); leucoxène (5%).

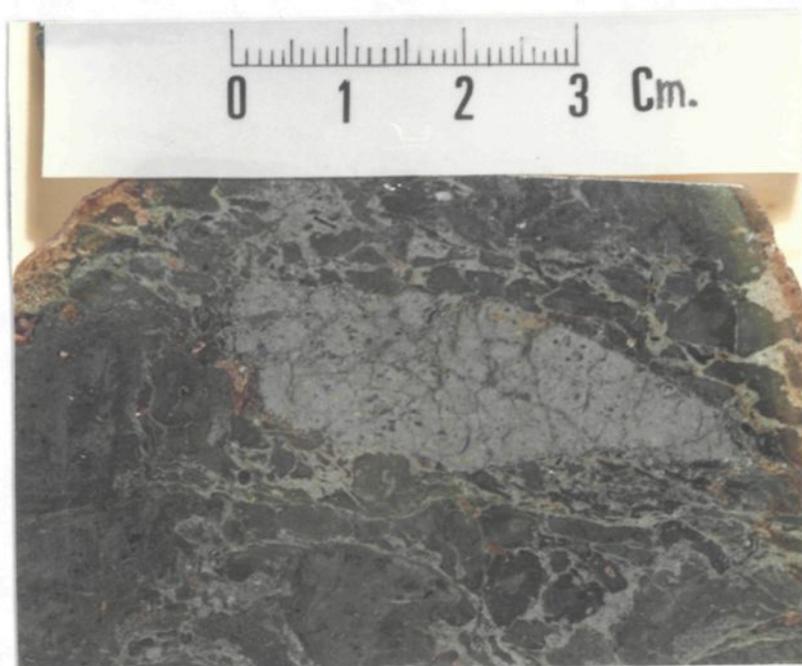


PHOTO 25A

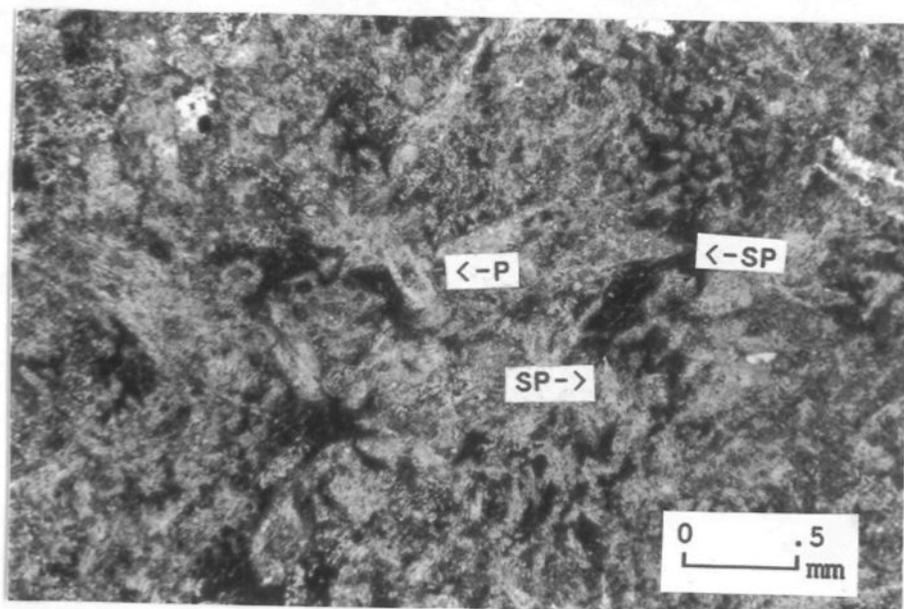


PHOTO 25B

nal. La pétrographie de divers échantillons de la brèche de coulée sommitale pépéritique, a permis de distinguer trois sous-unités particulières qui permettront ultérieurement de proposer des mécanismes de mise en place pour l'ensemble de ce lit.

Nous avons distingué ces sous-unités par les types de fragments de lave qui composent ces brèches et par la nature de la matrice entre les fragments. Les deux premiers types de brèche de coulée pépéritique sont de type monolithologique, les fragments de laves (85-60%) sont constitués à plus de 95% de fragments millimétriques à centimétriques hypocristallins de basaltes de type pyroxénitique (planche 25B). Les deux premiers types de brèches peuvent aussi contenir jusqu'à 5% de fragments de laves accessoires holocristallins dérivés de l'intérieur des coulées basaltiques sous-jacentes à la brèche; tous ces fragments sont supportés par une matrice felsique qui représente entre 15 et 40% de la brèche. Les fragments essentiels sont de type anguleux d'hyaloclastite (type I; 20% des fragments), de type arrondi ou globulaire de lave plastique (type II; 80% des fragments); ces deux types de fragments contiennent des microphénocristaux idiomorphes chloritisés (1-2%; .35-.8 mm) dont les formes en section suggèrent une proportion équivalente de cristaux monocliniques (clinopyroxènes) et de cristaux orthorhombiques (olivines ou orthopyroxènes). Les fragments de lave aux bordures arrondies ou globules de lave (type II) montrent des évidences d'étirements et de déformation plastique acquis durant leur mise en place. Ils sont constitués d'un assemblage d'actinote fibreuse (72-92%),

leucoxène (5-10%), chlorite (0-15%). Il est fréquent d'observer dans les fragments de type II, des xénocristaux de quartz et de feldspaths ou des inclusions de matériel volcanoclastique felsique recristallisé souvent alignées parallèlement à la bordure de ces globules. Les fragments anguleux (type I) sont de l'hyaloclastite sensu-stricto, ils sont remplacés par la paragenèse de chlorite monocristalline (65%) et pistachite idiomorphe (35%). En dépit des distinctions morphologiques et des paragenèses distinctes, ces deux types de fragments sont dérivés de la même coulée basaltique:

- 1° Les fragments d'hyaloclastite (type I) contiennent des microphénocristaux glomérophyriques et chloritisés identiques en taille et abondance aux fragments de type II.
- 2° Dans les unités de brèche sommitale qui contiennent les fragments de type I et de type II, la forme de certains granules d'hyaloclastites de type I, parfois très allongée et curviligne, est souvent parfaitement complémentaire à la bordure arrondie des fragments avoisinants de type II.
- 3° On peut observer à la bordure de certains fragments, la transition rapide (.15 à .30 mm) entre la paragenèse des fragments de type I et celle de type II.

Les fragments de type I sont des fragments d'hyaloclastite

dérivés de la bordure trempée de globules de lave, leur forme allongée et curviligne est contrôlée par la distribution concentrique, à la bordure des grosses globules de lave, de fractures de contraction thermique. Pour expliquer la distinction entre les paragenèse des deux types de fragments, il est présumé que le verre fragile est hautement sujet au métasomatisme (Rawson 1980) et que sa composition a dû s'équilibrer avec la matrice.

Les fragments de type II étaient plastiques, ils étaient probablement exposés à un milieu où le gradient de température était moindre que lors de la formation des fragments de type I. On suppose que les fragments de type II étaient refroidis suffisamment lentement pour produire une multitude de cristallites de clinopyroxènes. Les fragments de type III consistent en hyaloclastite andésitique chloritisée, porphyrique en plagioclase (3 à 8%) avec de fréquentes fractures de contraction thermique concentriques. Ces fragments sont en général une composante accessoire de la brèche, sauf dans la sous-unité trois (voir section 6.5.3) et au coeur du chenal de la brèche.

#### 6.5.1 Sous-unité I

Cette lithologie est reconnue dans la partie sommitale massive de la brèche de coulée sommitale pépéritique. Dans la sous-unité I de la brèche de coulée sommitale pépéritique, les fragments de lave (type I et II) sont supportés par une matrice volcanoclastique felsique (environ 15-20%) recristallisée qui con-

tient de 35 à 85% de quartz-albite polycristallin finement granoblastique (moins de .05 mm), de 0 à 45% d'épidotes brunes microcristallines, de 3 à 20% de hornblende verte idiomorphe aciculaire ou prismatique (dimension maximum:.20 mm), de 0 à 5% de fines (moins de .08 mm) paillettes idiomorphes de chlorite, de 0 à 2% de minéraux opaques, de 0 à 5% de cristaux anguleux monocristallins de quartz (jusqu'à .5 mm) d'origine détritique ou tufacée. Occasionnellement, on peut reconnaître dans la matrice volcanoclastique, des vestiges d'échardes anguleuses de verre felsique recristallisée en un assemblage de quartz-albite polycristallin à grain fin. Une grande proportion sinon la totalité de la matrice est donc dérivée de matériel volcanoclastique felsique recristallisé qui est probablement apparenté aux tufs de cendres rhyolitiques d'origine hydroclastique déjà décrits à la section 4.5.2.5. On suppose que la recristallisation intense du matériel volcanoclastique felsique s'est effectuée durant la mise en place même de la brèche, par la chaleur libérée par les granules de laves et d'hyaloclastites basaltiques. Il est envisagé que la hornblende verte idiomorphe de la matrice est synformationnelle aux fluides de haute température qui ont accompagné la formation de la brèche. Cette hornblende ne peut être reliée au métamorphisme régional prograde puisque les autres lithologies de la section ont des assemblages typiques du faciès schiste vert avec comme amphiboles des actinotes ou plus rarement de la trémolite. Le long des clivages de cette hornblende, il y a fréquemment des dislocations (strain-slip), qui n'ont aucun lien avec quelque défor-

mation tectonique ou post-dépositionnelle, ces dislocations peuvent être attribuées à des contraintes durant la mise en place, ou durant la compaction de la brèche.

#### 6.5.2 Sous-unité II de la brèche de coulée sommitale pépéritique

Cette lithologie est plus ou moins semblable à la sous-unité I qui est aussi composée presque exclusivement des fragments de type II. Cette lithologie est localisée dans la partie stratifiée de la brèche de coulée sommitale en marge du sommet du chenal.

Les matrices de ce type de brèche ont plutôt l'aspect de ciments synformationnels, de quartz et d'albite limpides uniquement qui se présentent sous trois formes:

- 1° Albite et quartz polycristallins granoblastiques.
- 2° Albite finement maclée polysynthétique à hémitropie erratique (voir section 6.6.2)
- 3° Combinaison de quartz et/ou albite limpide granoblastique à grain fin (.02 mm) et de cristaux plus grands (.35 mm) hypidiomorphes d'albite à macles polysynthétiques imparfaites.

Notre hypothèse est que ces trois types de matrice sont reliés à des fluides synformationnels. Nous écartons l'hypothèse

que ces types de matériaux felsiques représentent des ciments post dépositionnels ou diagénétiques car, il est observé fréquemment que ces matériaux felsiques se sont injectés dans les granules de laves et semblent, dans plusieurs cas, avoir contribué à la division des granules. Les granules de lave contiennent aussi des inclusions ou amygdales synformationnelles de ces matériaux quartzo-feldspathiques; de telles amygdales ont typiquement des formes qui témoignent de déformation à l'état visqueux (planche 26A). La lave à l'interface de ces amygdales montre des halos de trempe et de silicification. D'autre part, on a observé des amygdales d'un autre type qui sont jugées secondaires et occupées par des minéraux d'origine diagénétique et métamorphique. Ces amygdales sont rondes ou ovoïdes, elles sont remplies par de la calcite ou par de la chlorite qui exhibe souvent une structure fibro-radiale possiblement superimposée sur celle de la pumpellyite lors du passage du faciès prehnite-pumpellyite au faciès schiste vert (Dimroth et Lichtblau 1979).

### 6.5.3 Sous-unité III

La sous-unité III est une variété locale de la brèche de coulée sommitale pépéritique dont on retrouve un représentant qui recouvre la coulée composite de basalte et d'andésite, affleurement 58, section 6.4.6). Cette brèche présente la particularité d'une absence relative de fragments de type II et une dominance de fragments anguleux d'hyaloclastite (type I) (planche 26B) qui avaient durant la mise en place un comportement fragile. La

Planche 26:

A: Dans la brèche de coulée sommitale pépéritique: Inclusion de pépérite (P) et amygdale associée (A) dans un granule de lave basaltique (L). L'amygdale est composée de chlorite (C) et de quartz-feldspath polycristallin (QF). Le matériel pépéritique est composé de quartz détritique et de minéraux secondaires cryptoscopiques.

B: Hyaloclastite mixte de la sous-unité 3 de la brèche de coulée sommitale pépéritique. Cette unité est composée en grande partie de fragments de type I (hyaloclastite) de fragments basaltiques (amphibolitisés), et de fragments d'andésite (chloritisés et albitisés avec parfois des vestiges de fractures pseudoperlitiques). Une texture rhéomorphique de soudure entre les fragments est assez bien définie. On reconnaît des cristaux détritiques de quartz et des cristaux synformationnels de hornblende.

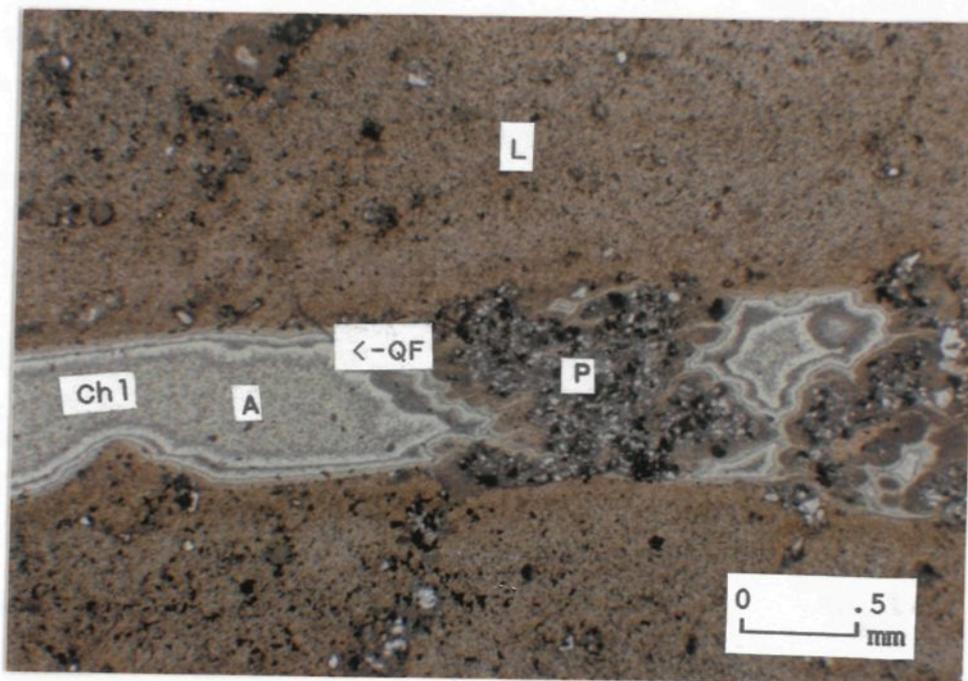


PHOTO 26A

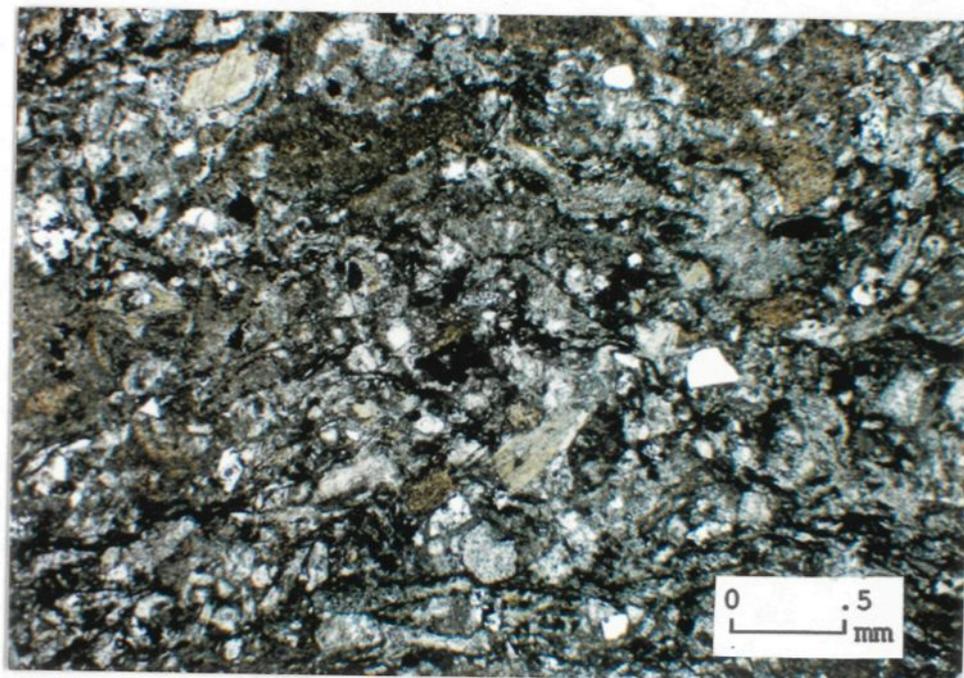


PHOTO 26B

proportion de matrice volcanoclastique felsique est assez faible (probablement moins de 10%) et ne supporte pas dans ce cas les fragments d'hyaloclastites. Cette brèche est aussi bilitologique avec une forte proportion (plus de 30%) d'hyaloclastites d'andésites chloritisées et silicifiées avec reliques de fractures perlitiques. Les fragments d'hyaloclastites basaltiques présentent quelque fois des fractures de contraction thermique. On a observé une petite proportion de fragments (moins de 5%), qui démontrent des étirements témoins du comportement ductile durant la mise en place: des hyaloclastites basaltiques ayant des bordures anguleuses, encroûtent néanmoins de l'hyaloclastite andésitique. La relation inverse est aussi observée. Ces déformations doivent avoir été produites à la phase de transition du verre. Dans d'autres cas, les fragments d'hyaloclastites anguleux ont entre eux de grandes surfaces de contact et sont étirés parallèlement à la stratification, dans ce cas, la déformation et la soudure des fragments sont probablement post-dépositionnelles, associées à la compaction.

Ormis 7-8% de cristaux monocliniques et anguleux de quartz, les constituants de la matrice volcanoclastique et leurs pourcentages sont difficiles à déterminer à cause de la recristallisation avec les plus petits fragments d'hyaloclastites et le développement de cristaux idiomorphes de hornblendes vertes (10-15%) qui transgressent leur bordure.

## 6.6 DYKES, INJECTIONS ET VEINULES DE PÉPÉRITES AU TRAVERS DES COULÉES

On a observé plusieurs types d'injections de pépérites qui recoupaient les coulées de lave en dessous du niveau de la brèche de coulée sommitale pépéritique. Parmi ces structures les pseudo-coussins (ou tubes) d'hyaloclastites pépéritiques (section 6.4.6 e) et le dyke de pépérite phréatomagmatique (section 6.4.3 b) ont déjà été décrites. On observe localement (affleurements 58-59-60) des structures ressemblant plus étroitement à de véritables dykes, c'est-à-dire avec des bordures relativement parallèles quoique onduleuses et qui contiennent du matériel pépéritique de texture variée : hyaloclastite pépéritique (affleurement 52B); pépérite fluidale (affleurement 180) (planche 27A). Ces dykes se sont probablement mis en place à un stade relativement avancé de la consolidation de la coulée encaissante. De tels dykes peuvent représenter des conduits nourriciers qui ont possiblement contribué à l'apport de matériel pépéritique à la brèche de coulée sommitale. L'apport de matériel fluidisé et pressurisé peut aussi avoir conduit à la formation de véritables fontaines sousmarine.

L'omniprésence de matériel pépéritique injecté dans les coulées de lave se manifeste à plusieurs échelles: il était fréquent d'observer dans nos échantillons de lave, de petites veinules de matériel pépéritique, telle que montrée à la (planche 27B).

Planche 27:

A: Dyke hyaloclastite pépéritique onduleux recoupant la lave massive basaltique; notez dans le dyke, les grands lambeaux de laves basaltiques arrachés des parois de l'encaissant et aussi (bas de photo) des fragments volcanoclastiques felsiques.

B: Veinule de pépérite à grain fin (gris foncé) dans la bordure d'une coulée hyalocristalline dévitrifiée d'andésite (blanchâtre et moucheté).



PHOTO 27A



PHOTO 27B

## DISCUSSION

La séquence que nous avons étudiée comprenait à la base des volcanoclastiques et pyroclastiques à prédominance de fragments de roches felsiques (rhyolites et dacites) et une quantité subordonnée de sédiments de composition intermédiaire. La présence de coulées rhyolitiques autoclastiques, de pépérites, de blocs dans des tufs fins et de coulées de débris suggèrent un milieu proximal.

Des filons-couches d'andésite et de basalte sont intercalés dans cette séquence et des dykes de même composition recoupent aussi l'empilement. Plusieurs types de pépérites sont intercalées entre les sédiments et les roches pyroclastiques ou se manifestent par la présence de brèches qui recoupent, déforment ou remobilisent les sédiments. Les sédiments sont surmontés par des coulées pénécontemporaines de basaltes et d'andésites massives à coussinées et d'une brèche de coulée sommitale pépéritique. Des pépérites sont aussi présentes dans les coulées sous forme d'enclaves anguleuses de sédiments, d'inclusions fluidisées entre les coussins ou encore de dykes recoupant l'empilement.

La séquence des sédiments volcanoclastiques et pyroclastiques felsiques est subdivisée en six lithofaciès qui sont mutuellement transitionnels: le premier faciès consiste en brèches rhyolitiques autoclastiques, en sulfures massifs volcanogènes et en coulées de débris felsiques: ce faciès implique une phase d'effusion tranquille de magma anhydre et une activité exhalative occasionnelle durant l'arrêt de la sédimentation. Le deuxième

faciès comprend des coulées fines de débris pyroclastiques et des retombées ponceuses, chacune avec ou sans fragments de roches. Ce deuxième faciès implique une activité explosive à la source, des éruptions pliniennes et le désengorgement des fragments lithiques obstruant le conduit. Le troisième faciès est constitué de coulées de débris, d'agglutinats, d'arkoses volcanoclastiques et de "conglomérats feldspathiques" ainsi que de tufs hydroclastiques. Ces lithologies impliquent une nette diminution du contenu en volatils des magmas felsiques à la source, de la production d'éjectas hydroclastiques, de la formation et de l'effondrement de dômes ou épines felsiques suivie de la resédimentation des produits d'érosion. Le quatrième faciès comprend des turbidites immatures de grès et siltstones volcanoclastiques impliquant une diminution de l'activité volcanique et la resédimentation des produits déjà déposés. Le cinquième faciès est composé de tufs de ponces de retombées pliniennes, de tufs hydroclastiques graphiteux qui indiquent une résurgence de l'activité magmatique explosive et une oscillation entre des produits d'éruption magmatiques et hydroclastiques. Le sixième faciès est composé de siltstones, d'argilites et tufs cendreux, tous pouvant être plus ou moins graphiteux. Ce faciès indique la diminution de l'activité pyroclastique felsique et à nouveau la redéposition épyclastique des produits déposés en amont.

La fin des éruptions et de la sédimentation des produits felsiques est suivie par la mise en place de dykes et filons couches hypabyssaux d'andésites et de basaltes recoupant l'empilement volcanoclastique plus ou moins lithifié. Synchrones

à ces dykes et filons, des coulées de basaltes et d'andésites pénécontemporaines recouvraient les sédiments du cône alluvionnaire. La venue des dykes, des filons-couches et des coulées à travers, ou à la surface, des sédiments variablement lithifiés, a produit une série d'interactions menant à la formation de diverses pépérites.

Nous avons classé les pépérites en deux grands groupes: en premier lieu, les pépérites intrusives qui sont des brèches produites par l'intrusion de magmas sous forme de dykes ou filons-couches dans un empilement sédimentaire de lithification variable; et en deuxième lieu, les pépérites intercoulées qui sont produites par la mise en place des coulées venant forer ou chenaliser les sédiments sur lesquels ils se sont déposés

Parmi les pépérites intrusives, on note les brèches qui sont formées dans des niveaux lithifiés et cassants de sédiments: Lorsque la brèche ne montre pas de remobilisation extensive des blocs par gravité, ce sont des brèches pépéritiques. Lorsque les blocs montrent l'évidence de transport par glissement en aval de la pente, ce sont des slumps pépéritiques.

D'autres pépérites d'intrusions sont formées dans des niveaux peu ou non lithifiés de sédiments. Les pépérites d'injections sédimentaires consistent en matériel sédimentaire remobilisé par fluidisation et injecté dans des structures de dilatation, des fractures de contraction thermique ou des joints tardifs des filons-couches. Les pépérites d'injection sédimentaire ne contiennent pas de fragments des filons-couches ou des coulées.

Certaines pépérites d'intrusion, dans des sédiments non-lithifiés, impliquent une granulation modérée à importante de la lave, soit sous forme ductile ou sous forme d'hyaloclastite. Plusieurs structures observées peuvent être interprétées comme des stades différents d'une évolution séquentielle: les premières structures de la séquence montrent une interaction partielle entre le sédiment fluidisé et l'intrusif hypabissal. Ces structures sont associées à des filons-couches avec halos de fluidisation dont les relations avec l'encaissant varient de conformes à transgressives, avec la présence d'apophyses et veinules irrégulières dans l'encaissant. Les pépérites périphériques à ces filons couches avec halos de fluidisation consistent en hyaloclastites ou en globules de lave isolées dans le sédiment, ou en zone de fluage de rubans de laves et de sédiments.

Enfin il existe deux types de pépérites d'intrusion dont la granulation de la lave peut être extensive et qui ne montrent pas de relations spatiales directes avec un filon-couche ou dyke nourricier. Ces lithologies sont le plus souvent conformes mais elles peuvent aussi être remobilisées et former des dykes. Les pépérites à blocs polyédriques et à balles décimétriques de lave constituent le premier type, ces pépérites représentent les premiers stades d'une désagrégation avancée d'un corps intrusif dans le sédiment fluidisé sous forme de blocs polyédriques et de balles de lave. La morphologie des blocs polyédriques est probablement contrôlée par des joints polygonaux à la base des lobes intrusifs de lave.

Le second type de pépérite à granulation extensive de lave sont les pépérites fluidales qui sont constituées de granules millimétriques à centimétriques de lave dont les formes témoignent de leur ductilité durant la mise en place dans le sédiment. Ces deux derniers types de pépérites sont le plus souvent en contact planaire avec les sédiments sur lesquels ils reposent ou qui les recouvrent et dans le cas des pépérites fluidales, elles peuvent aussi former des dykes.

Les pépérites intercoulées sont toutes les structures pépéritiques que l'on retrouve au niveau des laves massives et coussinées. Elles peuvent être sub-divisées en inclusions pépéritiques et en brèches. Les inclusions pépéritiques sont subdivisées en inclusions non-fluidisées et en inclusions fluidisées: les inclusions non-fluidisées sont simplement des enclaves anguleuses de sédiments bien lithifiées retrouvées dans les coulées. Les inclusions fluidisées consistent en matériel sédimentaire remobilisé et injecté dans les coulées ou qui se trouvent interstitielles des coussins ou hyaloclastites.

Les brèches pépéritiques intercoulées regroupent ces brèches ou l'interaction dynamique entre le magma des coulées et le sédiment humide a produit une granulation ou une fragmentation du magma et sa remobilisation. Les brèches pépéritiques intercoulées comprennent les dykes de pépérites phréatomagmatiques, la brèche de coulée sommitale pépéritique et les tubes d'hyaloclastite pépéritique.

## CONCLUSION

L'environnement de la section du lac Geoff correspond à un faciès de cône alluvionnaire sous-marin interstratifié de deltas de lave (lobes et levées). Ce cône serait immédiatement adjacent à une ou des sources volcaniques émergentes.

L'interprétation de la stratigraphie suggère un milieu proximal de déposition et un milieu de transition entre le volcanisme mafique et le volcanisme felsique.

La base de la formation de Blondeau en milieu proximal se distingue du milieu distal décrit par Archer (1983), par la présence de pépérites, de coulées de débris et de l'absence de séquence épaisse de siltstones et de shales gris et verts. En milieu distal, les tufs sont quasi-absents de la base de la formation, ils apparaissent seulement vers le sommet de la séquence où ils consistent en coulées pyroclastiques plus épaisses que les tufs observés de notre séquence. Inversement le sommet (sections non-décrites dans ce mémoire) de la formation en milieu proximal est dominé par des conglomérats et des grès volcanoclastiques, ces observations mènent à conclure à une progradation de la Formation. Notre séquence se corrèlerait avec l'apparition de la séquence de volumineuses coulées pyroclastiques de la section distale de Archer (1983). Les deux séquences sont surmontées à ce point de siltstones et shales noirs. Les volumineuses éruptions de ponces outrepassaient donc le milieu proximal pour être déposées dans les facies distaux.

Seuls les agglutinats grossiers de fragmentation hydroclastique, les échardes hydroclastiques et les cendres fines de début ou de fin de cycles phréatopliiniens étaient occasionnellement préservées dans le milieu proximal.

Les pépérites sont générées lorsque les magmas de faible viscosité (basaltes et andésites) ont accès à l'empilement peu lithifié du cône alluvionnaire sous-marin présumément via des failles synvolcaniques pour former des filons-couches, des dykes, et des coulées. Divers types d'interactions prennent alors place, en fonction des paramètres physiques impliqués.

Deux grands groupes de pépérites ont été distinguées, en fonction de la nature extrusive ou intrusive du magma: les pépérites intercoulées et les pépérites d'intrusions. Les pépérites intercoulées sont formées par l'incorporation dans le magma, de sédiment à divers stades d'induration, avant ou durant la mise en place des coulées. Les enclaves de sédiments sont incorporées durant l'extrusion du magma à travers les conduits nourriciers recoupant des sédiments indurés. D'autre part l'extrusion du magma à la surface de sédiments peu lithifiés permet la formation de coussins intrusifs et l'injection de sédiment fluidisé à travers le magma pour former des tubes et dykes pépéritiques. Certaines structures démontrent que l'injection de sédiments est accompagnée d'une granulation dynamique extensive du magma: dykes de pépérites fluidales, tubes d'hyaloclastites pépéritiques; dans certains cas le processus peut être itératif et violent: pépérite

phréatomagmatique.

L'intrusion de magma dans les sédiments lithifiés produit des contraintes mécaniques et la formation de vapeur qui produisent la destruction des structures du sédiment: brèches sédimentaires et injections sédimentaires. Le magma peut aussi s'infiltrer entre le sédiment et produire des brèches pépéritiques et des slumps pépéritiques lorsque la brèchification est suivie du glissement en masse avec fluidisation du sédiment dans la coulée. L'intrusion dans des sédiments peu lithifiés a produit une granulation dynamique du magma et son homogénéisation avec le sédiment. Les mécanismes importants de l'interaction sont la pressurisation par vaporisation de l'eau interstitielle, la fluidisation, le développement d'une instabilité hydrodynamique de Raleigh et le déplacement progressif du front d'ablation des protubérances et d'homogénéisation vers le coeur du lobe. Une fois formées, les pépérites fluidales ont un grand potentiel de mobilité, elles peuvent s'injecter dans des fractures, former des dykes, recouper l'empilement sédimentaire ou les coulées qui se sont déposées à leur surface.

Le développement des diverses structures et textures des pépérites dépend des propriétés physiques propres du sédiment et du magma ainsi que d'une évolution séquentielle des conditions qui entourent leur mise en place.

## REFERENCES

- Allard, G.O. 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau Geology and Metallogeny. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP-368, 466p.
- 1979a. Prolongement du complexe du Lac Doré dans la province de Grenville. Ministère Energie et Ressources, Québec, DPV-685, 18p.
- Allard, G.O., Caty J.L., Chown E.H., Cimon J., Gobeil A., Baker D. 1979. Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association minéralogique du Canada. Québec, Excursion B-1, 95p.
- Allard, G.O., and Gobeil A. 1984. General geology of the Chibougamau Region. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 5-19.
- Archer, P. 1983. Interpretation de l'environnement volcano-sédimentaire de la Formation de Blondeau dans la section stratigraphique du Lac Barlow, Chibougamau. Mémoire de maîtrise en Sciences appliquées en géologie, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada 160p.
- Archer, P. 1984. Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section. pp. 92-106.
- Bates and Jackson. Dictionary of the American Geological Institute (3rd edition)
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic approach to Facies Interpretation. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168p.
- Brooks, E.R., Wood M.M., Garbutt, P.L. 1982. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 93: 1208-1231.
- Branney, M.J., Suthern, R. 1988. High Level peperitic sills, in the English Lake district : distinction from block lavas, and implications for Borrowdale volcanic Group stratigraphy. Geological Journal, 23: 171-187.
- Busby Spera, C.J., White, J.D.L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. Bulletin of Volcanology, 49: 765-765.

- Carignan, J., Dembele, Y., Guha, J., Gobeil, A., and Fowler A.D. 1984. Basic geochemical profile of the Blondeau Formation in the Barlow Lake stratigraphic section. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 107-119.
- Cas R.A.F., and Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin Publishing, London.
- Caty, J.L. 1977. Demie est du canton de Richardson. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-447, 11p.
- 1979. Demie ouest du canton de Bignell. Ministère Richesses Naturelles du Québec DPV-678, 22p.
- Cimon, J. 1976. Géologie du canton de Qeylus (NE), Abitibi-est: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-439, 34p.
- Cimon, J. 1977. Quart Sud-Est du canton de Queylus, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-448, 33p.
- 1979. Géologie structurale des roches archéennes; région de Chibougamau. Dans Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Editeurs: Allard, G.O., Caty J.L., Chown E.H., Cimon J., Gobeil A., Baker D. 1979. Association minéralogique du Canada. Québec, Excursion B-1, pp. 29-31.
- Cousineau, P., and Dimroth, E. 1982. Interpretation of the relations between massive, pillowed and brecciated facies in an Archean submarine andesite volcano-Amulet andesite, Rouyn-Noranda, Canada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13: 83-102.
- Couture, J.F. 1986. Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du canton de Roy, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada. 101p.
- Daigneault, R., et Allard, G.O. 1984. Evolution Tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 212-228.
- Duquette, G. 1976. North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-357, 126 p.
- 1982. Demie nord des cantons de Mckenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill. Ministère Energie et Ressources, Québec, DPV-837, 72 p.

- 1962 cartes des cantons McKenzie et Roy, publiées dans le rapport de 1982.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., and Goulet N. 1982 a. Evolution of the south central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, 19: 1729-1758.
- Dimroth, E., Mueller, W., Archer, P., Gobeil, A. and Allard, G.O. 1982 b. Evidence for extensive shallow marine sedimentation in the Chibougamau Area, Québec: Geological Survey of Canada, Current Research, Part A, 82-1a: 29-36.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer., Brisson H., Fortin, G., Jutras, M. Lefebvre, C. Piché, M., Pilote, P. et Simoneau, P. 1985. Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec. Geologische Rundschau, 74/1.
- Dimroth, E., and Lichtblau, A.P. 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. Canadian Journal of Earth Sciences, 16: 1315-1340.
- Ferriz, H., Mahood, G.A. 1987. Strong compositional zonation in a Silicic Magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt, Part I. Journal of Petrology, 28: 171-209
- Fisher, R.V., 1960 a. Criteria for recognition of laharc breccia, southern Cascades , Washington. Geological Society of America Bulletin, 69: 1071-1073.
- 1960 b. Classification of volcanic breccia. Geological Society of America Bulletin, 71: 973-982.
- 1982. Debris flows and lahars. Dans Pyroclastic volcanism and deposits of Cenozoic intermediate to felsic volcanic Islands with implications for precambrian greenstone-belt volcanoes. Editeur: L.D. Ayres. Geological Association of Canada, Short course notes Volume 2, pp. 136-220.
- Fischer, R.V., and Schmincke H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin. 472p.
- Fiske, R.S. and Matsuda, T., 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formations, Japan. American Journal of Sciences, 262: 76-106
- Folk, R.L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing company, Austin, Texas 78703. p.127.
- Goodwin, A. M., and Ridler, R.H. 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Editeur: A.J Baer. Geological Survey of Canada, Special Paper 70-40, pp. 1-30.

- Gobeil, A. 1979. La Formation de Blondeau au Lac Geoff. Dans Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Editeurs: Allard, G.O., Caty J.L., Chown E.H., Cimon J., Gobeil A., Baker D. 1979. Association minéralogique du Canada, Québec, Excursion B-1, pp. 63-65.
- Hampton, M.A. 1972. The role of debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 775-793.
- Hébert, G. 1978. Contexte géologique régional du gisement aurifère de la mine Chibex, Chibougamau, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 106p.
- Heiken, G.H. 1972. Morphology and petrology of volcanic ashes. *Geological Society of America Bulletin*, **83**: 1961-1988.
- Heiken G.H., Wohletz K. 1985. Volcanic Ash. University of California Press, Los Alamos National Laboratory. 246 p.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 10153-10192.
- Jones, J.G. 1967. A lacustrine volcano of central France, and the nature of peperites. *Proceedings of the Geological Association*, **80**: 177-188.
- Jaeger, J.C. 1959. Temperature outside a cooling intrusive sheet. *American Journal of Science*, **257**: 44-54
- Kokelaar, B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society of London*, **139**: 21-33.
- Lofgren, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. Dans *Physics of Magmatic Processes*. Editeur: Hargraves R.B., Chapitre 11.
- Lorenz, B.E. 1984. Mud-magma interactions in the Dunnage mélange, Newfoundland. Dans *Marginal Basin Geology*. Editeurs: Kokelaar B.P. and Howells, M.F., Special Publication of the Geological Society of London, **16**: 271-277
- Ludden, J., Francis, D., Allard, G. 1984. The geochemistry of the volcanic rocks of the Chibougamau Region of the Abitibi Metavolcanic Belt. Dans *Chibougamau Stratigraphy and Mineralization*. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 20-34.
- Macdonald, G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 510p.
- Mawdsley, J.B., and Norman, G.W.H. 1935. Chibougamau Lake map area, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 185, 95p.

- Mudge M.R. 1968. Depth Control of Some Concordant Intrusions. Geological Society of America Bulletin, 79: 315-332.
- Midra, R. 1989. Géochimie des laves de la Formation Obatogamau: (bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami), Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec 101p.
- Mueller, W., and Dimroth, E. 1984. Sedimentology and evolution of the Blondeau and Chebistuan Formations in the Waconichi syncline Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 137-152.
- Michel, R. 1948. Etude géologique du plateau de Gergovia. Revue des Sciences Naturelles, Auvergne, 14: 1-68.
- Michel-Lévy, A. 1890. Compte rendu de l'excursion du 16 Septembre à Gergovia et Veyre-Monton. Bulletin de la Société Géologique de France. 18: 891-897.
- Norman, G.W.H. 1937. East half Opemisca map area, Quebec. Geological Survey of Canada. Paper 37-11.
- Peckover, R.S., Buchanan D.J., and Ashby D. 1973. Fuel-coolant interactions in submarine vulcanism. Nature, 245: 307-308.
- Poitras, A. 1984. The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section Chibougamau, Quebec. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 163-167.
- Racicot, D., Chown, E.H., and Hanel, T. 1984. Plutons of the Chibougamau - Desmaraville belt; a preliminary survey. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 178-197.
- Rawson H. 1980. Properties and applications of glass. Glass Science and Technology 3. Elsevier Scientific Publishing Company, 314 p.
- Reynolds, D.L. 1950. Fluidization as geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. American Journal of Sciences, 252: 577-614
- Sheridan, M.F., Wohletz K. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of Water-Pyroclast equilibration. Science, 212
- Scrope, G.P. 1858. The geology and extinct volcanoes of central France (2nd edition). Editeur: John Murray, London, England. 258 p.
- Simoneau, P. 1986. Etude sédimentologique de la Formation de Daubrée, Chapais, Québec. Mémoire de maîtrise en sciences appliquées en géologie, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec 110 p.
- Smith, R.L. 1960. Ash Flows. Geological Society of America Bulletin 71: 795-842.

- Sparks, R. S. J. 1976. Grain size variation in ignimbrites and applications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23: 147-188.
- Tait, L. 1987. The character of organic matter and partitioning of trace and rare earth elements in black shales; Blondeau Formation, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec 140 p.
- Tassé, N., Lajoie, J., and Dimroth, E. 1978. The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 874-888.
- Trudel, P., and Cloutier, M.A. 1984. Lithogeochemistry of the Gilman and Blondeau Formation in the Chibougamau Region. Dans Chibougamau Stratigraphy and Mineralization. Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 120-136.
- Vandine, D.F. 1985. Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, 22: 44-68.
- Walker, G.P.L. and Croasdale, R. 1972. Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bulletin of Volcanology*, 35: 303-317.
- Walker, R.G. 1979. Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits. Dans Facies Models. Editeur: Walker R.G., Geoscience Canada Reprint Series 1, pp. 91-103.
- Walton, M.S., O'Sullivan, R.B. 1950. The intrusive mechanics of a clastic dike. *American Journal of Sciences*, 248: 1-21 .
- Witte, L.C., Cox J.E., and Bouvier J.E. 1970. The vapor explosion. *Journal of metals*, New York, American Institute of mining and metallurgical engineers, Metals branch, February 1970, pp. 39-44.
- Wohletz, K.H. 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*, 48: 245-264.
- Wolhuter, L.E. 1962. Géologie du quart sud-est du canton de Daubrée, comté d'Abitibi-est. Ministère des mines Québec, RP-474, p. 3; pp. 6-7.
- 1971. The Opemisca Pluton: Ministère Richesses Naturelles du Québec. Special Paper 6, 122 p.
- Yagi, K. 1969. Petrology of the alkalic Dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. Dans Igneous and Metamorphic Geology, a volume in honor of Arie Poldervaart. Editeurs: Leonard H. Larsen, Martin Prinz and Vincent Manson, Geological Society of America, memoir 115, pp. 103-147.

## ANNEXE 1

## PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES LAVES

La pétrologie a permis de confirmer la présence, dans notre section, de plusieurs types de magma contemporains et étroitement associés spatialement. Ont été sélectionnés pour analyse géochimique une dizaine d'échantillons représentatifs du produit de cristallisation directe de trempe à partir de liquides présumément non fractionnés et non enrichis en cristaux cumulats.

Les résultats de ces analyses démontrent la présence de deux populations géochimiques (tableau 5) plusieurs éléments majeurs et traces ont une variation linéaire des compositions. Les patrons linéaires des diagrammes de variation montrent d'une façon qualitative, l'étendu ou la variation des compositions primaires des magmas même si l'abondance des divers oxydes ainsi que la pente des droites des diagrammes de variation binaires ont été modifiés par

les processus d'équilibration tardi magmatiques ainsi que le métamorphisme (voir chapitre 3).

Les laves présentes dans la section sont divisées en deux groupes, soit le groupe des basaltes et le groupe des andésites-dacites. Le groupe des basaltes comprend des laves microporphyriques en olivine et/ou clinopyroxène alors que le groupe des andésites comprend essentiellement des laves porphyriques en plagioclases. Le groupe des andésites comprend quelques roches dont les analyses tombent dans le champ des dacites mais il n'est pas évident que ce soit un caractère primaire, puisque ces roches contiennent très peu de quartz modal et qu'il ne peut être démontré si ces grains, en général très petits quoique monocristallins sont produits par la silicification de la mésotase ou sont des microphénocristaux de petite taille ou encore des xenocrysts partiellement résorbés, d'origine sédimentaire.

Le groupe des basaltes comprend quelques basaltes komatiitiques. Plusieurs évidences pétrographiques permettent de démontrer que certaines de ces roches sont le produit de la cristallisation directe d'un liquide de cette composition, et non pas le produit de l'accumulation gravitationnelle de cristaux (cumulats).

Pour certains types de laves, nous avons utilisé les termes de picrites et d'ankaramite. Plusieurs de ces roches présentent des textures remarquablement analogues, soit à certains basaltes komatiitiques, soit à certains basaltes péridotitiques microporphyriques.

### GROUPE DES BASALTES

Le groupe des basaltes comprend des laves contenant des pseudomorphes de microphénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxènes dans des quantités et proportions relatives. La mésostase est hyalocristalline à holohyaline, dans le premier cas, elle peut contenir des reliques de clinopyroxènes souvent sous forme de gerbes sphérulitiques de cristaux aciculaires. Le groupe des basaltes est caractérisé notamment par une absence de plagioclase modal.

Les variations pétrographiques observées de ces laves démontrent l'existence d'une suite continue de liquides dans la section, cette suite continue est aussi constatée sur des diagrammes chimiques de variation.

## CARACTERES PÉTROGRAPHIQUES

### Échantillon - 18-4B

Représentatif des basaltes à textures analogues aux basaltes komatiitiques ou "ankaramites-picritiques" non cumulitiques.

Occurrence: Ce type de lave est relativement rare et représente moins de 1% des laves de la section. Ce type de lave a été prélevé d'un niveau coussiné (affleurement #18) nettement plus pâle que les coussins adjacents. Cette couleur pâle de la lave est imputable à une altération felsique (silicification; apport de potassium) comme permet de supposer la comparaison entre la texture pétrographique et les résultats de la géochimie.

Ce type de lave contient une myriade de microphénocristaux de ferromagnésiens (43%) remplacés par l'assemblage chlorite (60-70%), quartz-feldspath (25-35%), séricite (5%) et goethite (1-2%).

Les microphénocristaux reliques ont une dimension moyenne de

.28mm; ils sont idiomorphes ou squelettiques. Une grande proportion des microphénocristaux (au moins 30%) ont la morphologie de prismes orthorombiques trappus ou squelettiques (lanternes chinoises) avec projections dendritiques de la face 021, particulièrement évidentes dans les sections hexagonales, du secteur (001) (planche 28 A). D'autres sections ont la forme de trapèze ou rectangle allongés (ceux-ci non squelettiques) qui peuvent correspondre à des sections de prismes monocliniques (clinopyroxènes) dans le cas des sections les plus trappues (équidimensionnelles) ou à une coupe sub-parallèle aux plans (010) ou (0T0) de cristaux orthorombiques. Certaines sections allongées peuvent aussi correspondre à des olivines de types lamellaires, ce que suggère les accolements épitaxiaux de certains cristaux. Il est donc difficile, en raison de ces similitudes morphologiques selon certaines orientations des sections, de déterminer précisément les pourcentages relatifs entre phases monocliniques (Clinopyroxènes) et orthorombiques (Olivines).

La mésostase (57%) est constituée de cristaux aciculaires très fins, de trémolites et/ou actinotes (30-62%; m = 40%) agencés sous forme de "roues" sphérulitiques ou de grappes sphérulitiques en forme de régime de bananes. Ces pseudomorphes de clinopyroxènes se détachent d'un fond d'antigorite-népouite (62-30; m = 44%) et de leucoxène en amas granulaire disséminé (16%; 10% au total).

Planche 28:

A: Basalte "picritique". Contient environ 40% de microphénocristaux. Certains ont la forme de prismes allongés monocliniques (clinopyroxènes; extrême gauche, coin supérieur droit de la photo), les autres ont la forme typique de "lanternes chinoises" des prismes orthorombiques squelettiques, (cristal du centre de la photo; notez la terminaison en forme de chapeau du cristal) La mésostase comprend des sphérulites d'actinotes en gerbes ouvertes ou en forme de "régime de bananes" en remplacement de clinopyroxènes.

B: Basalte microporphyrrique à clinopyroxènes et contenant des phénocristaux telluriques d'une phase orthorombique chloritisée (moins de 1%), centre de la photo. La mésostase est constituée d'aiguilles de clinopyroxènes actinotisés et de verre dévitrifié en actinote, clinozoïsite et leucoxène.

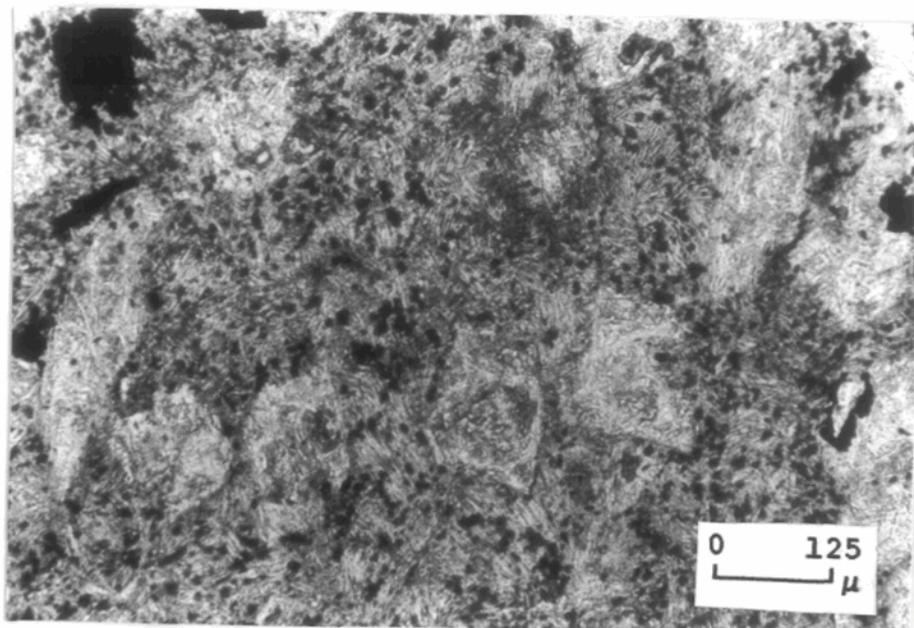


PHOTO 28A

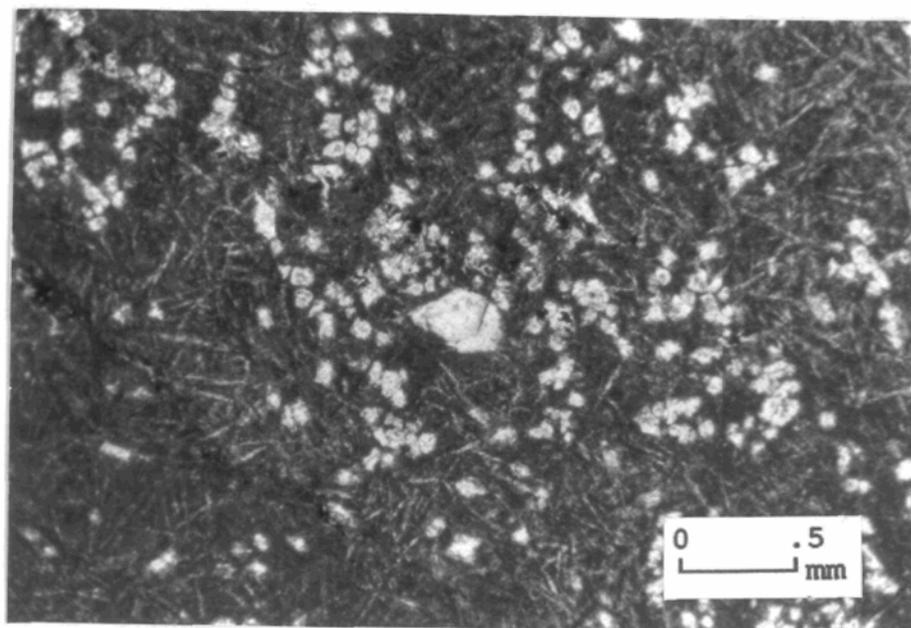


PHOTO 28B

Les microphénocristaux forment souvent des amas glomérophyriques et sont aussi souvent accolés de façon épitaxitique. Ces caractéristiques, en plus de la morphologie squelettique des reliques d'olivines suggèrent que les microphénocristaux ont précipité directement du liquide et ne sont pas des phases cumulats.

#### Échantillon 18-5A

Occurrence: Un deuxième échantillon plus mafique chimiquement, de la série des liquides basaltiques, provient du coeur d'un coussin ou tube de lave de grande dimension (1.5 mètre d'épaisseur).

Les données de la chimie, le montre plus riche en MgO et plus pauvre en SiO<sub>2</sub> que ne l'est l'échantillon 18-4B (respectivement: 10.70 comparé à 9.18 et 47.67 comparé à 56.19). Ceci est relié en parti au métasomatisme par des fluides felsiques qui ont affecté 18-4B. D'autre part, l'échantillon 18-5A est beaucoup

plus riche en FeO\* par rapport à 18-4B, ce qui en conjonction avec certains rapports d'éléments traces (par ex.: Zr/Y vs Zr; permet de supposer que cet échantillon est moins mafique ou plus "différencié" dans la ligne des liquides.

Pétrographiquement, l'échantillon contient 5.5% de microphénocristaux glomérophyriques d'olivine et clinopyroxènes (d.moy.: .4 mm) remplacés par la chlorite (80%) et l'actinote (20%; en bordure et dans les craquelures). Ces microphénocristaux sont en général trappus et "solides" (pleins) mais sont parfois squelettiques: prismes monocliniques de formes octogonales incomplètes. Les prismes orthorombiques sont subordonnés en quantité par rapport aux prismes monocliniques, sans qu'il soit possible de quantifier exactement dans quelle mesure.

La mésotase (94.5%) est constituée de fines fibrilles d'actinote sphérulitiques (60%); de chlorite (10%), de leucoxène disséminé (10%), de clinozoïsite (11%). Les sphérulites d'actinote-chlorite sont constitués d'un "noyau" ou aiguille de chlorite capuchonné d'une phase métamorphique inconnue (biréfringence dans les blancs du 1er ordre et qui passe radialement à la fibre d'actinote). Il est envisagé que les sphérulites d'actinotes se sont transposés (remplacement partiel suivi de surcroissance) aux sphérulites primaires de clinopyroxènes aciculaires. Les arguments pétrographiques qui semblent appuyer la nature hyalocristalline primaire plutôt qu'une texture entièrement

métamorphique de dévitrification sont les suivants:

- Variation texturale observée entre ces sphérulites et une zone réellement holohyaline: cette dernière constitue un assemblage de chlorite (50-52%), pistachite idiomorphe (45%) et sphère (3-5%).
- La nature glomérophyrique des microphénocristaux, suggère qu'ils ont cristallisé directement à partir du même liquide (magma) qui a subséquemment cristallisé la mésostase et ne sont pas cumulus.
- Les cristaux de trempe de la mésostase exclus aussi un fractionnement avancé de celle-ci.

Échantillon 58-P: "Basalte haut Mg"

Cet échantillon de basalte provient de la partie basale et mafique d'une coulée massive et composite (basalte et andésite) (affleurement 58; échantillon P; **carte** en pochette). Le basalte présente une texture analogue à certains basaltes komatiitiques, c'est-à-dire à microphénocristaux glomérophyriques et à "microspinifex" de clinopyroxènes (planche 28B). La chimie actuelle est cependant trop basse en MgO pour confirmer une telle

affinité (MgO seulement 7.67%). Ce basalte contient moins de 1% de microphénocristaux d'olivine (?) chloritisés (.5 mm), 17% de cristaux de clinopyroxènes (pauvres en Ca) (d.moy. ~.05 mm) remplacés par l'assemblage chlorite (plus de 85%), actinote-calcite, oxydes opaques (totalisant moins de 15%).

La mésostase (50% de la roche), originellement hypocristalline à holohyaline, est constituée de 64% de cristaux aciculaires (jusqu'à .6 mm x .03 mm) d'actinote en remplacement de clinopyroxènes microlitiques, de seconde génération, et de 36% de produits de dévitrification xénomorphes à grain fins (environ .2 mm): clinozoïste (35%), épidotes ferrifères (32%), actinote (20%), chlorite (~10%).

Il a pu être observé dans cet échantillon, une variation continue de la morphologie du clinopyroxène actinotisé, interprétée comme un effet de la trempe croissante lors de la cristallisation:

- i) Microphénocristaux trappus isométriques.
- ii) Microlites aciculaires avec bon parallélisme des faces cristallines.
- iii) Microlites avec une extrémité en éventail (excroissance

dendritique; branchement non cristallographique).

iv) Microsphérulites en gerbes ou régime de bananes.

v) Dans les degrés ultimes de trempe, pas de cristallisation; formation de verre.

Échantillon 25-2: "Basalte ferrifère"

Cet échantillon est un metabasalte à microphénocristaux fantômes d'olivine et clinopyroxènes dans une mésostase hyalocristalline de sphérulites d'actinote (planche 29A).

Les microphénocristaux (1.5%; dim. moyenne; .4 mm) sont totalement remplacés par un assemblage de chlorite (75-85%), zoïste (15-25%), pistachite (0-2%), albite (0-2%).

Ces microphénocristaux idiomorphes sont squelettiques avec les sections typiques de cristaux orthorombiques et celle de cristaux monocliniques.

La mésostase peut être divisée en plusieurs sous-domaines:

La périphérie des microphénocristaux montre trois types

Planche 29:

A: Texture hyalocristalline de basalte. Cette lave contient des microphénocristaux de ferromagnésiens chloritisés (1,5%), (MF), des sphérulites en spirales de clinopyroxènes actinotisés (SP), et du verre (V) dévitrifié en l'assemblage clinozoïsite, chlorite, actinote.

B: Andésite-basaltique aphyrique à texture en "dents de peigne enchevêtrés". Provient d'un schlieren leucocrate dans des basaltes de couleur plus foncés. Les pyroxènes aciculaires sont remplacés par des actinotes (gris moyen), les masses plus sombres sont constituées de grappes de très petits sphérulites en "éventail ouverts", de pyroxènes remplacés par la trémolite. La pâte claire est constituée de cristaux aciculaires et sphérulitiques de plagioclases de dimensions identiques aux pyroxènes actinotisés. L'axe long des fibres de plagioclases et de pyroxènes contigus ne sont pas parallèles.

C: Echantillon de filon couche à la frontière des andésites et des dacites, à phénocristaux et microlites squelettiques-dendritiques de feldspaths mâclés Carlsbad. La mésostase est dévitrifiée en un assemblage microcristallin de pistachite, actinote, chlorite et leucoxène.

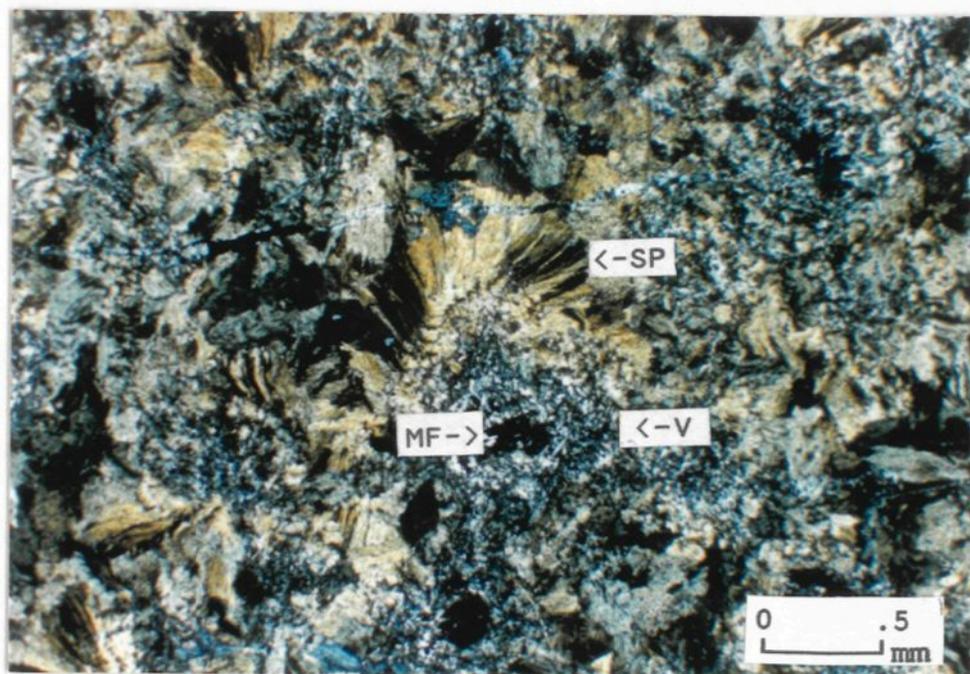


PHOTO 29A

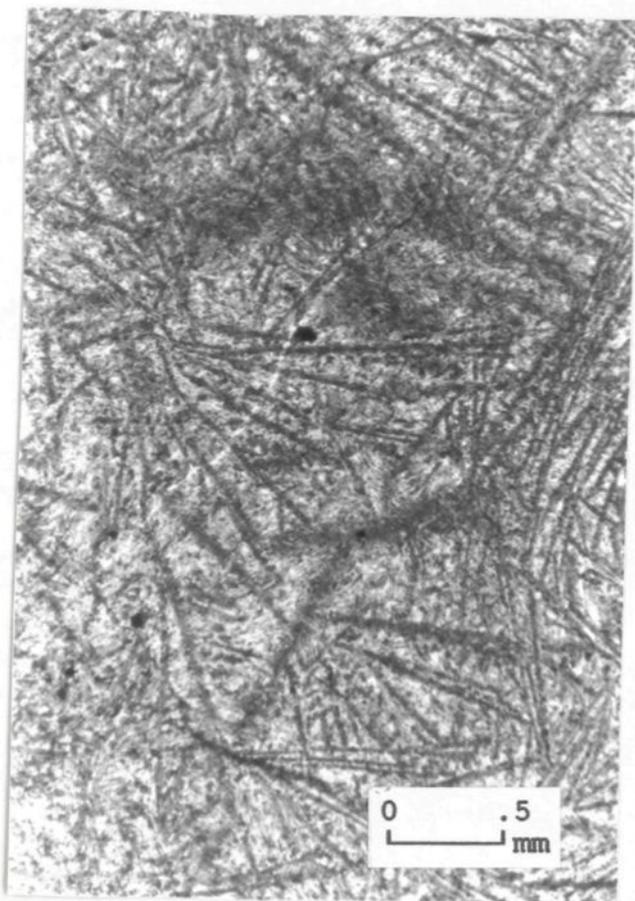


PHOTO 29B



PHOTO 29C

de textures, la première texture consiste en zones hyalocristallines, où on peut observer des fantômes de clinopyroxènes aciculaires chloritisés avec parfois des arborescences dendritiques à une extrémité du cristal fantôme. Ces cristaux fantômes se détachent d'un fond holohyalin dévitrifié en zoïsite (90%); épidotes ferrifères (5%), actinote ( $\leq$  5%). La deuxième texture est identique à la première, moins les fantômes de cristaux aciculaires de clinopyroxènes. La troisième texture observée autour des microphénocristaux consiste en petites gerbes sphérulitiques fantômes de clinopyroxènes actinotisé ou en lattes rectilignes aux extrémités fibrillées ou dendritiques d'actinote (75%) qui se détachent d'un fond limpide d'albite limpide interstitielle (~25%).

Finalement, la texture occupant le plus de surface (50-70%), localisée en périphérie des microphénocristaux et de leurs zones adjacentes (décrites plus haut) consiste en "sphérulites-coniques" d'actinote. Les aiguilles d'actinotes sont plus grosses que celles qui ont été décrites dans les zones adjacentes aux microphénocristaux (.38 mm comparé à .064 mm). Ces sphérulites apparaissent sous une variété de formes: on distingue les sphérulites en éventails, les sphérulites en accordéon, et les sphérulites spiralés (voir planche 29A). Nous croyons que les actinotes remplacent des sphérulites primaires et que ces sphérulites ne représentent pas l'expression de l'habitus métamorphique de l'actinote comme produit de dévitrification.

### GRUPE DES ANDÉSITES

Le groupe des andésites de notre section est caractérisé par l'abondance de plagioclase modal. Ces laves sont en général porphyriques en plagioclases, sauf quelques variétés qui sont probablement transitionnelles entre les basaltes et andésites caractérisées par des fantômes de microphénocristaux de clinopyroxène et plus rarement d'olivine et que, nous avons regroupé informellement comme des andésites basaltiques.

Une des caractéristiques marquante de la texture de ces andésites est l'omniprésence des textures de trempe ou cristallisation immature manifestées par des sphérulites de plagioclases dans les andésites et des sphérulites d'actinote-plagioclase dans les andésites basaltiques.

Échantillon 36-2 Andésite basaltique (microporphyrique en clinopyroxène (actinotisé)

Occurrence: Cet échantillon provient d'une coulée massive, dans la partie médiane de la section.

Cette lave est constituée de 11% de reliques de microphénocristaux (d.moy. ~ .4 à .6 mm) clinopyroxène remplacé par un assemblage de chlorite (50-85%) et d'actinotes brunes (15-50%),

de 23% de gerbes sphérulitiques d'actinote-albite (en remplacement de clinopyroxène et plagioclase), de 59.5% de lattes de plagioclases saussuritisées, de 3.5% de leucoxène à grain fin dissimulé et de 3% d'amygdules de quartz polycristallin. Les lattes de plagioclases épidotisées sont généralement maclées Carlsbad.

Les particularités de ce type de lave est la présence de gerbes sphérulitiques d'actinote, ce qui est relativement rare lorsque le plagioclase modal est abondant.

Echantillon 24-4A: Andésite aphyrique à texture  
en dents de peigne enchevêtrée.

Occurrence: Cet échantillon provient d'une coulée d'andésite vert pâle en contact avec la lave verte foncée, basaltique. Le contact ponctué de varioles est généralement rectiligne et l'andésite semble avoir été nourrie par un petit dyke nourricier "précoce" recoupant le basalte.

L'andésite est aphyrique et présente une texture en "dents de peigne enchevêtrés" (planche 29B). La dimension originelle de l'axe long des cristaux aciculaires de clinopyroxène est de .8 mm par .040 mm de largeur; ils sont remplacés par des actinotes

souvent en grappes sphérolitiques grossières qui seraient probablement d'origine métamorphique.

Le plagioclase (57%), en forme de prismes tabulaires (.020 mm de largeur, longueur variable), est agencé sous forme de sphérolites coniques accolés sub-parallèlement à l'allongement des cônes sphérolitiques, et peut être parallèle ou recoupant l'axe long des fibres de clinopyroxènes actinotisés.

Localement, on observe des grappes de sphérolites coniques ou en forme de "régime de bananes" constitués de petits (1.3 mm x .012 mm) prismes divergents de trémolites (brunâtres en L.N.) accolés à une de leur extrémité. La densité des fibres laisse supposer que ces textures sont des reliques de textures primaires de trempe dans des conditions de nucléation hétérogène.

Échantillon 34-5A: Andésite microporphyrrique en plagioclase

Occurrence: Coulée massive (?) surmontant présumément des basaltes.

Cette andésite contient 6% de microphénocristaux de plagioclases dans une mésostase de sphérolites d'actinote-albite. Les microphénocristaux de plagioclases (d.moy. = .6 mm) sont sous forme de

prismes squelettiques, ainsi que de microlites avec des excroissances dendritiques à leur extrémité. Ces microphénocristaux sont souvent d'aspect troubles avec leur coeur parfois intensément épidotisés (épidotes pauvres en fer) alors que la bordure est séricitisée, ce qui suggère un zoning compositionnel primaire marqué, on observe aussi parfois des extinctions ondulantes de certaines mâcles qui suggèrent aussi un zoning relique. La mésostase (94%) est constituée de gerbes sphérulitiques d'actinote-albite, en remplacement de sphérulites primaires de clinopyroxènes-plagioclases. La longueur moyenne des fibres est de .5 mm, leur largeur moyenne est de .0075 mm.

Le néo-assemblage métamorphique est constitué d'environ 35% d'aiguilles d'albite, de 5% de leucoxène disséminé, de 20% de phases sub-microscopiques (possiblement des épidotes) ainsi que de 40% d'aiguilles d'actinote. L'accolement ou épitaxie contigüe des fibres d'albite et d'actinote sur leur axe long est fréquente et ceci est une indication possible de la cristallisation cotectique des plagioclases et clinopyroxène primaires de la mésostase.

#### Échantillon 49-1

Occurrence: Coulée massive, section médiane

Cette andésite est constituée de 7.5% de microphénocristaux sque-

lettiques et microlites dendritiques de plagioclases d'aspect très limpides (peu saussuritisés - altération alcaline possible). La mésostase (92.5%) est à texture dendritique en dent de peigne très fin où les fibres de ferromagnésiens reliques remplacées par des amphiboles (?) atteignent .4 mm de longueur par .008 mm de largeur. Les fibres sont parallèles entre elles et perpendiculaires à une première génération de ces mêmes fibres. Les fibres de plagioclases (80-75%) à extinction ondulante (sur l'axe long), sont greffées sur les "fibres" d'amphiboles de première génération et parallèles à la seconde génération. Cette texture est analogue à certaines textures de dévitrification décrites par Lofgren (1974), sauf qu'ici elle est interprétée comme une texture de refroidissement rapide puisque son développement n'est pas relié à des surfaces libres (fractures) et que la texture varie progressivement vers une texture de "sphérulites coalescents" très fins (typique des sommets de coulée).

#### Échantillon 58-1A

Occurrence: Andésite d'une coulée composite massive, section est.

Cette andésite contient 5.5% de microphénocristaux légèrement squelettiques, et de microlites dendritiques de plagioclases (dimension moyenne: .6 mm). La mésostase est à sphérulites de plagioclases coalescents avec 6% de verre résiduel dévitrifié en

chlorite (70%) - actinote (15%), calcite (10%) - clinozoïsite (3%), albite et/ou quartz (2%). Les microphénocristaux sont saussuritisés (20%) et séricitisés (10-15%). Les sphérulites de la mésostase sont composés d'environ 65% de fibres très fines de plagioclases (albite) et de 35% d'amphiboles et/ou épidotes (pétrographiquement irrésolvables).

#### Échantillon 9B

Occurrence: Échantillon d'un filon couche de 4 mm d'épaisseur; intrusif au niveau du faciès 4.

Dacite (?) originellement hyalocristalline contenant 13.5% de microphénocristaux squelettiques et dendritiques de plagioclase dans une mésostase de sphérulites grossiers et ouverts (branchements non cristallographiques) de microlites de plagioclases maclés Carlsbad (84% de la mésostase) (planche 29C).

La dimension moyenne des microphénocristaux est de .4 mm, celle des microlites de .5 par .05 mm. Le verre interstitiel des microlites de la mésostase (16% de la mésostase) est remplacé par l'assemblage chlorite (50%), leucoxène (45%), pistachite (5%), et traces d'hématite et sphère. Des traces de cristaux de quartz xénomorphes (.25 mm de diamètre) sont présents mais sont possi-

blement d'origine détritique puisque légèrement polygonisés et entourés de quartz et/ou albite granoblastiques plus fins.

|                                | 9A     | 18-4B | 18-5A | 24-4A  | 25-2  | 34-5A | 36-2  | 49-1  | 58-P  | 58-1A  |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 65.11  | 56.19 | 47.67 | 60.94  | 53.47 | 60.42 | 59.33 | 58.66 | 53.81 | 62.27  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.18  | 12.28 | 12.18 | 14.47  | 11.31 | 16.83 | 15.45 | 17.76 | 10.93 | 16.50  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.73   | 4.17  | 3.56  | 1.63   | 4.51  | 1.71  | 1.76  | 1.59  | 4.43  | 1.75   |
| FeO                            | 3.65   | 5.47  | 12.90 | 5.36   | 7.23  | 5.43  | 5.81  | 5.83  | 8.26  | 4.93   |
| CaO                            | 1.92   | 7.50  | 10.58 | 5.11   | 15.32 | 3.86  | 5.19  | 3.35  | 13.09 | 3.38   |
| MgO                            | 2.87   | 9.18  | 10.70 | 4.15   | 6.58  | 3.59  | 4.73  | 3.63  | 7.66  | 3.18   |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.27   | 0.44  | 0.05  | 6.92   | 0.07  | 6.88  | 6.13  | 7.63  | 0.27  | 6.88   |
| K <sub>2</sub> O               | 1.35   | 2.99  | 0.42  | 0.11   | 0.05  | 0.16  | 0.14  | 0.44  | 0.04  | 0.17   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.67   | 1.41  | 1.44  | 1.03   | 1.13  | 0.80  | 1.15  | 0.81  | 1.17  | 0.69   |
| MnO                            | 0.09   | 0.25  | 0.34  | 0.14   | 0.20  | 0.14  | 0.15  | 0.13  | 0.22  | 0.11   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.17   | 0.11  | 0.11  | 0.14   | 0.11  | 0.15  | 0.15  | 0.15  | 0.11  | 0.14   |
| TOT.                           | 100.01 | 99.99 | 99.95 | 100.00 | 99.98 | 99.97 | 99.99 | 99.98 | 99.99 | 100.00 |

**TABEAU DES ANALYSES CHIMIQUES**  
**ANALYSES NORMALISÉES, SANS VOLATILS, AVEC PARTAGE DU FER**  
**POURCENTAGES POIDS**

|                                | 9A     | 18-4B | 18-5A | 24-4A | 25-2   | 34-5A  | 36-2  | 49-1  | 58-P  | 58-1A  |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 63.35  | 54.11 | 45.40 | 59.91 | 52.30  | 59.07  | 58.04 | 57.37 | 52.21 | 60.92  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.71  | 11.83 | 11.60 | 14.22 | 11.06  | 16.46  | 15.11 | 17.37 | 10.60 | 16.14  |
| FeO*                           | 5.62   | 9.87  | 17.04 | 7.45  | 12.27  | 7.57   | 8.04  | 7.89  | 13.20 | 7.07   |
| CaO                            | 1.86   | 7.22  | 10.09 | 5.02  | 14.99  | 3.78   | 5.08  | 3.28  | 12.70 | 3.11   |
| MgO                            | 2.79   | 8.84  | 10.19 | 4.09  | 6.44   | 3.51   | 4.62  | 3.56  | 7.43  | 3.31   |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.12   | 0.42  | 0.05  | 6.81  | 0.07   | 6.73   | 5.99  | 7.46  | 0.26  | 6.73   |
| K <sub>2</sub> O               | 1.31   | 2.88  | 0.39  | 0.11  | 0.05   | 0.16   | 0.14  | 0.43  | 0.04  | 0.17   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.65   | 1.36  | 1.37  | 1.00  | 1.11   | 0.79   | 1.12  | 0.79  | 1.14  | 0.68   |
| MnO                            | 0.09   | 0.24  | 0.33  | 0.14  | 0.20   | 0.14   | 0.15  | 0.13  | 0.22  | 0.11   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.17   | 0.11  | 0.11  | 0.14  | 0.11   | 0.15   | 0.15  | 0.15  | 0.11  | 0.14   |
| P.A.F                          | 2.31   | 3.11  | 3.42  | 1.09  | 1.40   | 1.64   | 1.55  | 1.56  | 2.08  | 1.63   |
| S                              | 0.05   | 1.05  | 0.07  | 0.07  | 0.12   | 0.06   | 0.03  | 0.01  | 0.16  | 0.02   |
| CO <sub>2</sub>                | 0.27   | 1.67  | 0.58  | 0.20  | 0.08   | 0.08   | 0.15  | 0.15  | 0.56  | 0.19   |
| H <sub>2</sub> O               | 1.99   | 0.39  | 2.77  | 0.82  | 1.20   | 1.50   | 1.37  | 1.40  | 1.36  | 1.42   |
| TOT.                           | 100.00 | 99.99 | 99.98 | 99.99 | 100.00 | 100.00 | 99.99 | 99.98 | 99.99 | 100.01 |

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES  
ANALYSES NORMALISÉES, AVEC VOLATILS, FER TOTAL  
POURCENTAGES POIDS

**ÉLÉMENTS TRACES (EN PPM)**

|           | <u>9A</u> | <u>18-4B</u> | <u>18-5A</u> | <u>24-4A</u> | <u>25-2</u> | <u>34-5A</u> | <u>36-2</u> | <u>49-1</u> | <u>58-P</u> | <u>58-1A</u> |
|-----------|-----------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| <b>Ti</b> | 4000      | 7400         | 7500         | 6400         | 6900        | 5200         | 6800        | 5300        | 7000        | 4500         |
| <b>Cr</b> | 60        | 270          | 260          | 120          | 130         | 110          | 130         | 96          | 200         | 110          |
| <b>Co</b> | 10        | 30           | 48           | 36           | 46          | 22           | 22          | 30          | 46          | 20           |
| <b>Ni</b> | 14        | 74           | 160          | 58           | 84          | 42           | 48          | 40          | 120         | 42           |
| <b>As</b> | 54        | 12           | 126          | 6            | 12          | 9            | 6           | 27          | 15          | 18           |
| <b>Rb</b> | 46        | 80           | 18           | 10           | 10          | 14           | 12          | 16          | 10          | 12           |
| <b>Sr</b> | 400       | 68           | 320          | 210          | 710         | 300          | 220         | 170         | 640         | 250          |
| <b>Y</b>  | 10        | 22           | 28           | 18           | 20          | 18           | 22          | 12          | 20          | 10           |
| <b>Zr</b> | 140       | 100          | 93           | 130          | 57          | 140          | 140         | 140         | 60          | 140          |
| <b>Nb</b> | 16        | 10           | 14           | 12           | 12          | 14           | 14          | 14          | 12          | 14           |
| <b>Pb</b> | 200       | 4            | 4            | 8            | 24          | 12           | 2           | 62          | 8           | 40           |
| <b>Ba</b> | 430       | 900          | 140          | 150          | 30          | 170          | 170         | 280         | 50          | 120          |

**TABLEAU DE COMPARAISON GÉOCHIMIQUE**  
**DES DEUX POPULATIONS DE LAVE**

215

| OXYDES/<br>% POIDS                   | MÉTA-BASALTES | MÉTA-ANDÉSITES<br>-DACITES ? |
|--------------------------------------|---------------|------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 47.67 - 53.81 | 58.66 - 65.11                |
| MgO                                  | 10.70 - 6.58  | 4.73 - 2.87                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 10.93 - 12.28 | 4.47 - 17.76                 |
| FeO*                                 | 10.08 - 17.51 | 5.75 - 8.17                  |
| TiO <sub>2</sub>                     | 1.13 - 1.44   | 0.67 - 1.15                  |
| CaO                                  | 7.50 - 15.32  | 1.92 - 5.19                  |
| Na <sub>2</sub> O                    | 0.05 - 0.44   | 5.27 - 7.63                  |
| K <sub>2</sub> O                     | 0.04 - 2.99   | 0.11 - 1.35                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0.11 - 0.11   | 0.14 - 0.17                  |
| MnO                                  | 0.20 - 0.34   | 0.09 - 0.15                  |
| <b>Éléments<br/>traces<br/>(ppm)</b> |               |                              |
| Cr                                   | 270 - 130     | 130 - 60                     |
| Ni                                   | 164 - 74      | 58 - 14                      |
| Co                                   | 48 - 30       | 36 - 10                      |
| Rb                                   | 80 - 10       | 46 - 10                      |
| Sr                                   | 710 - 320     | 400 - 210                    |
| Y                                    | 28 - 20       | 22 - 10                      |
| Zr                                   | 100 - 57      | 130 - 400                    |
| Nb                                   | 14 - 10       | 12 - 16                      |
| Pb                                   | 4 - 24        | 2 - 200                      |
| Ba                                   | 140 - 30      | 430 - 50                     |