

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

MORPHOLOGIE DES FACIES VOLCANIQUES  
ET STRUCTURES ASSOCIEES A DES COULEES  
BASALTIQUES DU GROUPE DE KINOJEVIS,  
CANTON D'AIGUEBELLE,  
ABITIBI.

PAR

MAXIME J. LEDUC

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

DECEMBRE 1981



### **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.

## Avant-propos

Initialement deux zones d'affleurements devaient faire l'objet de cette étude, dont le sujet principal se voulait une description des transitions latérales apparaissant entre les faciès coussiné et bréchique.

Pour différentes raisons dont la rareté et la soudaineté du phénomène, le sujet de l'étude évolua sur la description de structures particulières affectant une coulée coussinée de la seconde zone d'affleurements.

Dès lors la première zone a été écartée et n'est présentée ici (**carte 1 avec annotations**, en pochette) que pour illustrer les relations entre les faciès coussiné et bréchique d'une même coulée.

Dans ce mémoire, une emphase est mise sur l'aspect descriptif de coulées basaltiques archéennes; ainsi, même si plus de cinquante (50) lames minces ont été observées, la pétrographie des faciès volcaniques n'est présentée que très sommairement. De même, 51 échantillons ont été analysés par fluorescence X pour les éléments majeurs; les résultats bruts sont présentés en annexe et brièvement discutés dans le chapitre traitant des faciès volcaniques.

Ce travail sera donc divisé comme suit:

le premier chapitre introduit la zone d'étude et décrit la méthode de travail;

le second chapitre nous situe dans le contexte géologique régional et local;

le chapitre trois constitue un apport descriptif sur les différents faciès volcaniques;

le quatrième chapitre présente un modèle de formation des différents faciès volcaniques;

le chapitre cinq traite des phénomènes structuraux associés au volcanisme;

le sixième chapitre présente une description des différents phénomènes rencontrés dans chacune des coulées, alors que le chapitre sept présente une interprétation volcanologique et structurale de la zone d'affleurements étudiée;

enfin, le chapitre huit apporte une conclusion aux différents sujets traités.

Il est à noter ici que les descriptions et interprétations des différents phénomènes volcaniques se basent aussi sur les observations effectuées lors de notre cartographie du quart sud-est du canton d'Aiguebelle à l'été 1978 (Sanschagrin et Leduc, 1979).

## TABLE DES MATIERES

Avant-propos . . . . .	ii
Table des matières. . . . .	iv
Résumé. . . . .	xiv
Chapitre 1 - <u>Introduction</u> . . . . .	1
1.1 Choix de la zone d'étude . . . . .	1
1.2 Localisation et accès . . . . .	1
1.3 Physiographie . . . . .	2
1.4 Buts de l'étude . . . . .	4
1.5 Méthodes de travail . . . . .	4
Chapitre 2 - <u>Cadre géologique</u> . . . . .	6
2.1 Géologie régionale . . . . .	6
2.1.1 Généralités . . . . .	6
2.1.2 Stratigraphie régionale . . . . .	9
2.2 Géologie du canton d'Aiguebelle . . . . .	11
2.2.1 Travaux antérieurs . . . . .	11
2.2.2 Lithologie . . . . .	15
2.2.3 Stratigraphie . . . . .	17
- La formation du ruisseau Paré . . . . .	17
- La formation du ruisseau Déguisier . . . . .	17
- La formation de la mine Hunter . . . . .	18
2.2.4 Esquisse structurale . . . . .	18
- Plissement . . . . .	18
- Cassures majeures . . . . .	19
- "Break" de Duparquet-Destor-Manneville (DDM) . . . . .	21
2.2.5 Métamorphisme . . . . .	21
2.3 Géologie de la zone d'étude . . . . .	23
2.3.1 Situation stratigraphique . . . . .	23
2.3.2 Présentation du terrain . . . . .	23
Chapitre 3 - <u>Description des faciès volcaniques et des roches associées</u> . . . . .	27
3.1 Généralités . . . . .	27
3.2 Faciès massif . . . . .	27
3.2.1 Généralités . . . . .	27
3.2.2 Description des unités massives . . . . .	29
- Bordure de trempe inférieure . . . . .	30
- Zone laminaire . . . . .	32

	page
- Zone grenue . . . . .	32
- Zone vésiculaire . . . . .	33
- Zone basaltique supérieure . . . . .	35
- Bordure de trempe supérieure . . . . .	35
3.2.3 Phénomènes particuliers apparaissant à l'intérieur des coulées massives . . . . .	35
- Phénomènes associés à la base des coulées massives . . . . .	35
- Structures en colonnades . . . . .	37
- Phénomènes observés au sommet d'une coulée massive . . . . .	39
3.2.4 Sommaire sur l'analyse géochimique des laves massives . . . . .	42
3.3 Faciès coussiné . . . . .	43
3.3.1 Généralités . . . . .	43
3.3.2 Description d'une coulée coussinée . . . . .	45
3.3.3 Mode de formation et de mise en place . . . . .	45
3.3.4 Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée coussinée . . . . .	48
3.3.5 Description d'un coussin . . . . .	48
3.3.6 Sommaire sur l'analyse géochimique des coussins . . . . .	51
3.3.7 Morphologie des coussins . . . . .	54
- Généralités . . . . .	54
- Facteurs influençant la morphologie des coussins . . . . .	54
3.3.8 Caractères spéciaux des coussins . . . . .	58
- Structures internes . . . . .	58
- Critères de polarité . . . . .	62
3.3.9 Types particuliers de coussins . . . . .	66
3.3.10 Sommaire sur les coussins . . . . .	68
3.4 Faciès bréchique . . . . .	70
3.4.1 Définition et classification . . . . .	70
3.4.2 Brèches hyaloclastiques . . . . .	73
- Matrice hyaloclastique . . . . .	73
- Brèches sommitales. . . . .	73
- Polygonite. . . . .	74
- Brèche de fragments . . . . .	76
- Brèche de coussinets . . . . .	76
- Brèche de "sheet flow" . . . . .	79
3.4.3 Brèches autoclastiques . . . . .	82
- Brèche d'effondrement . . . . .	82
- Brèche à fragmentation synvolcanique . . . . .	82
- Brèches de remplissage . . . . .	82

	page
3.4.4 Géochimie sommaire des brèches volcaniques . . . . .	83
3.5 Autres types lithologiques . . . . .	83
3.5.1 Dykes basaltiques . . . . .	83
3.5.2 Dykes gabbroïques . . . . .	86
3.5.3 Filons-couches gabbroïques . . . . .	86
 <b>Chapitre 4 - Modèles d'organisation des coulées basaltiques sous-marines archéennes . . . . .</b>	 88
4.1 Modèle de formation des faciès volcaniques . . . . .	88
4.1.1 Faciès massif (et bréchique) . . . . .	88
4.1.2 Faciès coussiné (et bréchique) . . . . .	88
4.2 Transitions de faciès à l'intérieur d'une coulée . . . . .	91
4.2.1 Généralités . . . . .	91
4.2.2 Transitions verticales de faciès . . . . .	91
4.2.3 Transitions latérales de faciès . . . . .	92
- Transitions entre les faciès massif et coussiné . . . . .	92
- Transitions entre les faciès coussiné et bréchique . . . . .	95
4.3 Interprétation générale des faciès volcaniques sous-marins . . . . .	97
4.3.1 Généralités . . . . .	97
4.3.2 Organisation des coulées . . . . .	97
4.3.3 Interprétation . . . . .	98
 <b>Chapitre 5 - Phénomènes structuraux associés au volcanisme . . . . .</b>	 99
5.1 Généralités . . . . .	99
5.2 Evidences de dislocations synvolcaniques . . . . .	100
5.3 Fissures ouvertes issues d'un tectonisme synvolcanique . . . . .	101
5.3.1 Description de la brèche associée . . . . .	101
- Brèche à fragmentation synvolcanique autochtone . . . . .	101
- Brèche à fragmentation synvolcanique allochtone . . . . .	104
- Sommaire sur les brèches à fragmenta- tion synvolcanique . . . . .	104

	page
5.4 Description des quatre zones de fissures ouvertes . . . . .	106
5.4.1 Première zone . . . . .	106
5.4.2 Deuxième zone . . . . .	109
5.4.3 Troisième zone . . . . .	109
5.4.4 Quatrième zone . . . . .	111
5.4.5 Stéréogramme des "laminations" et des cisaillements associés aux fissures . . . . .	111
5.5 Continuité latérale de la zone de fissures ouvertes . . . . .	114
5.6 Cassures nord-sud associées aux zones de fissures synvolcaniques . . . . .	119
5.6.1 Généralités . . . . .	119
5.6.2 Brèches associées . . . . .	119
- Brèche à matrice basaltique . . . . .	121
- Brèche d'hyaloclastite . . . . .	121
5.7 Analogies avec les phénomènes rencontrés dans la dorsale médio-Atlantique . . . . .	123
5.8 Interprétation de la zone de fissures ouvertes . . . . .	126
5.9 Failles tardives affectant l'empilement . . . . .	127
 Chapitre 6 - Description et organisation des six coulées formant la zone d'étude . . . . .	128
6.1 Coulée massive No. 1 . . . . .	128
6.1.1 Description générale . . . . .	128
6.1.2 Sommet de la coulée . . . . .	128
6.2 Coulée coussinée No. 2 . . . . .	130
6.2.1 Description générale . . . . .	130
6.2.2 Altération spécifique . . . . .	132
6.2.3 Evidences de talus . . . . .	134
6.2.4 Sommet de la coulée . . . . .	134
6.2.5 Direction d'écoulement . . . . .	138
6.3 Coulée massive No. 3 . . . . .	138
6.3.1. Description générale . . . . .	138
6.3.2 Sommet de la coulée . . . . .	139
6.3.3 Direction d'écoulement . . . . .	140
6.4 Coulée coussinée No. 4 . . . . .	141
6.4.1 Description générale . . . . .	141
6.4.2 Sommet de la coulée . . . . .	141
6.4.3 Direction d'écoulement . . . . .	142

	page
6.5 Coulée No. 5 . . . . .	142
6.5.1 Description générale . . . . .	142
6.5.2 Sommet de la coulée . . . . .	143
6.5.3 Direction d'écoulement . . . . .	144
6.6 Coulée coussinée No. 6 . . . . .	144
6.6.1 Description générale . . . . .	144
 Chapitre 7 - <u>Interprétation de la zone d'étude</u> . . . . .	145
7.1 Interprétation volcanologique . . . . .	145
7.2 Interprétation structurale . . . . .	148
7.3 Sommaire . . . . .	148
 Chapitre 8 - <u>Conclusion</u> . . . . .	150
Remerciements . . . . .	152
Références . . . . .	153
Annexes:	
A. Géochimie des laves massives . . . . .	159
A.1 Données analytiques sur les laves massives de la coulée No. 3 . . . . .	160
A.2 Equivalents normatifs des laves massives de la coulée No. 3 . . . . .	161
A.3 Diagramme AFM des laves massives de la coulée No. 3 . . . . .	162
B. Géochimie des coussins . . . . .	163
B.1 Données analytiques sur les coussins de la coulée No. 2 . . . . .	164
B.2 Equivalents normatifs des coussins des coulées No 2 et 4 . . . . .	165
B.3 Diagramme AFM des coussins des coulées No. 2 et 4 . . . . .	166
C. Géochimie des dykes mafiques . . . . .	167
C.1 Equivalents normatifs des 3 échantillons du dyke gabbroïque et de l'échantillon du dyke basaltique . . . . .	168
C.2 Diagramme AFM des 3 échantillons du dyke gabbroïque et de l'échantillon du dyke basaltique. . . . .	169

<u>Figures:</u>	page
Figure 1- Localisation et accès de la zone d'étude . . . . .	3
Figure 2- Distribution des ceintures volcaniques du sud de la province du Supérieur . . . . .	7
Figure 3- Distribution des complexes volcaniques à l'intérieur de la ceinture d'Abitibi . . . . .	8
Figure 4- Carte géologique et stratigraphique de la région élargie de Rouyn-Noranda . . . . .	12
Figure 5- Tableau stratigraphique régional . . . . .	13
Figure 6- Localisation des cantons environnant la zone d'étude . . . . .	14
Figure 7- Localisation du break de Duparquet-Destor-Manneville . . . . .	22
Figure 8- Carte géologique schématique du quart sud-est du canton d'Aiguebelle . . . . .	24
Figure 9- Carte géologique schématique de la zone d'étude . .	26
Figure 10- Modèle général de la distribution des laves massives et coussinées . . . . .	28
Figure 11- Subdivisions, de la base au sommet, d'une coulée massive . . . . .	31
Figure 12- Phénomènes apparaissant à la base d'une coulée massive . . . . .	36
Figure 13- Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée massive . . . . .	40
Figure 14- Modèle de formation des coussins . . . . .	47
Figure 15- Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée coussinée . . . . .	49
Figure 16- Subdivisions d'un coussin basaltique . . . . .	50
Figure 17- Morphologie observée de certains coussins archéens	
	(en pochette)
Figure 18- Morphologie des coussins d'après la coupe observée	57

	page
Figure 19- Systèmes de fractures de refroidissement apparaissant à l'intérieur d'un coussin . . . . .	59
Figure 20- Critères de polarité des coussins . . . . .	64
Figure 21- Types de brèches sommitales . . . . .	77
Figure 22- Comparaison entre une brèche de "sheet flow" et une brèche d'effondrement de tube . . . . .	81
Figure 23- Modèle de formation des faciès volcaniques . . . . .	89
Figure 24- Modèle de transitions latérales entre les faciès massif et coussiné . . . . .	93
Figure 25- Modèle de transition latérale entre les faciès coussiné et bréchique . . . . .	96
Figure 26- Phénomènes apparaissant au contact inférieur de la coulée no. 3; détail des zones de fissures synvolcaniques	(en pochette)
Figure 27- Coupes illustrant l'agencement des faciès dans la première zone de fissures . . . . .	107
Figure 28- Coupe illustrant l'agencement des faciès dans la seconde zone de fissures . . . . .	110
Figure 29- Coupe illustrant l'agencement des faciès dans la troisième zone de fissures . . . . .	112
Figure 30- Coupe illustrant l'agencement des faciès dans la quatrième zone de fissures . . . . .	113
Figure 31- Stéréogramme de Wulff: pôles $\pi$ des "laminations" à la base de la coulée massive no.3 . . . . .	115
Figure 32- Stéréogrammes de Wulff: pôles $\pi$ des zones de cisaillements à proximité des zones de fissures ouvertes . . . . .	116
Figure 33- Localisation et continuité latérale de la zone de fissures ouvertes . . . . .	118
Figure 34- Carte géologique schématique de la zone d'étude	129

	page
Figure 35- Altération chloritique en bordure de certains coussins de la coulée no.2 . . . . .	133

Planches:

Planche 1- Vésicularité de la zone vésiculaire de la coulée massive no.3 . . . . .	34
Planche 2- Blocs basaltiques appartenant à la coulée no.2, incorporés à la base de la coulée massive no.3 . . . . .	34
Planche 3- Joints prismatiques délimitant des colonnades à l'intérieur de la coulée no.3 . . . . .	38
Planche 4- Colonnades à la base de la coulée massive no.3 . . . . .	38
Planche 5- Première phase du phénomène de polygonisation; fractures ouvertes au sommet d'une coulée massive . . . . .	41
Planche 6- Développement de coussins à partir du sommet d'une coulée massive . . . . .	41
Planche 7- Morphologie de certains coussins observés . . . . .	55
Planche 8- Petit coussin de forme tubulaire . . . . .	55
Planche 9- Bordures de trempe successives à l'intérieur d'un coussin . . . . .	60
Planche 10- Colonnades à l'intérieur d'un mégacoussin au sommet de la coulée no.2 . . . . .	60
Planche 11- Tube évidé rempli par une seconde pulsion de lave . . . . .	63
Planche 12- Détail de la planche 11 . . . . .	63
Planche 13- Tube horizontal montrant des digitations, au sommet de la coulée no.2 . . . . .	67
Planche 14- Linéations faiblement marquées pouvant représenter des sculptures de surfaces produites lors de la formation du coussin . . . . .	67
Planche 15- Coussin en feuillets ("sheet flow") . . . . .	69
Planche 16- Détail de la planche 15 . . . . .	69

	page
Planche 17- Première phase de formation de la polygonite, à l'intérieur de la zone vésiculaire d'une coulée massive . . . . .	75
Planche 18- Deuxième phase de formation de la polygonite . . . .	75
Planche 19- Brèche de coussinets au sommet d'une coulée massive . . . . .	78
Planche 20- Brèche de fragments et de coussinets au som- met d'une coulée coussinée . . . . .	78
Planche 21- Brèche de "sheet flow" à l'intérieur de la coulée no.2 . . . . .	80
Planche 22- Brèche d'effondrement de tubes évidés au sommet de la coulée no.2 . . . . .	80
Planche 23- Terminaison digitée du petit dyke basaltique recouplant le sommet de la coulée no.2 . . . . .	85
Planche 24- Brèche à fragmentation synvolcanique autoch- tone (premier sous-type) . . . . .	102
Planche 25- Brèche à fragmentation synvolcanique autoch- tone (second sous-type) . . . . .	102
Planche 26- Brèche à fragmentation synvolcanique alloch- tone. . . . .	105
Planche 27- Fissure ouverte remplie d'hyaloclastite: située à 400 mètres à l'est de la zone d'étude . . .	117
Planche 28- Détail de la planche 27 montrant un fragment de coussin incorporé dans la hyaloclastite . . . . .	117
Planche 29- Dyke d'hyaloclastite au sommet de la coulée no.2 . . . . .	120
Planche 30- Gros coussin avec bourgeon, soudé en son milieu par la hyaloclastite. . . . .	120
Planche 31- Brèche de remplissage à matrice basaltique . . . .	122
Planche 32- Brèche de remplissage à matrice hyaloclastique . . .	122
Planche 33- Attitude sub-horizontale de la brèche à fragmentation synvolcanique sur les coussins sous-jacents de la coulée no.2 . . . . .	125
Planche 34- Fragment montrant plusieurs épisodes de fracturation de la brèche à fragmentation synvolcanique . . . . .	125

	page
Planche 35- Type particulier de brèche rencontrée au sommet de la coulée no.2 . . . . .	136
Planche 36- Passage latéral de la brèche de la planche 35 à une brèche à fragmentation synvolcanique autochtone . . . . .	136

Tableaux:

Tableau I- Données analytiques sur les laves massives de la coulée no.3, par zones texturales . . . . .	44
Tableau II- Données analytiques sur les coussins de la coulée no.2, par zones texturales . . . . .	52
Tableau III- Données analytiques sur le coussin de la coulée no.4, par zones texturales . . . . .	53
Tableau IV- Classification des brèches volcaniques rencontrées à l'intérieur de la zone d'étude . . . . .	72
Tableau V- Données analytiques sur les différents types de brèches rencontrées à l'intérieur de la coulée no.2 . . . . .	84
Tableau VI- Données analytiques sur les dykes mafiques . . . . .	84

Cartes:

Carte 1- Zone d'étude no.1 (abandonnée)	(en pochette)
Carte 2- Géologie simplifiée du canton d'Aiguebelle	(en pochette)
Carte 3- Zone d'étude no.2	(en pochette)

## RESUME

La principale zone d'affleurements se situe dans la partie sud-est du canton d'Aiguebelle, à quelques 50 kilomètres au nord-nord-est des villes de Rouyn-Noranda.

Elle est constituée de six coulées basaltiques appartenant à la base du groupe de Kinojévis. Les affleurements étudiés se situent sur le flanc sud du synclinal d'Abijévis. La séquence montre une direction est-ouest accusant des pendages de l'ordre de 60 degrés vers le nord. Les sommets sont tous orientés vers le nord.

La coulée No. 1 (au sud) est massive. Elle est surmontée par une coulée coussinée. Cette dernière renferme un grand nombre de phénomènes volcaniques inédits. Cette coulée contient entre autres tous les types de brèches décrits dans ce mémoire, dont un est associé à un tectonisme synvolcanique. Ce tectonisme se traduit par une série de fissures ouvertes remplies par le basalte massif de la coulée No. 3. Ces fissures ouvertes ("gjar") ont été décrites à l'intérieur de la dorsale médio-Atlantique. Sur le terrain d'étude, elles n'apparaissent que dans une zone étroite orientée parallèlement au "break" de Duparquet-Destor-Manneville, représentant la limite nord de l'activité tectonique de ce dernier.

La coulée qui remplit ces fissures ouvertes est très épaisse (95 mètres) et montre de fréquents décrochements en son sommet. Elle est à son tour recouverte d'une coulée coussinée (No. 4). Le sommet de chacune de ces coulées est constitué par une brèche de coulée d'épaisseur variable.

La coulée No. 5 forme une lentille de lave massive, passant latéralement à l'ouest à un faciès coussiné. La portion massive de cette coulée est recouverte d'une brèche sommitale alors que sa portion coussinée, faute de brèche sommitale, s'amalgame avec les coussins de la coulée sus-jacente.

L'empilement volcanique constituant la zone d'étude se serait construit sur une plaine de basalte relativement éloignée du centre éruptif principal.

Enfin, comparativement au volcanisme sous-marin actuel, le volcanisme archéen montre une fréquence d'éruptions et un taux d'écoulement de lave de beaucoup supérieurs.

## 1. Introduction

### 1.1 Choix de la zone d'étude:

De par sa surface d'affleurements exceptionnelle, de même que le faible métamorphisme affectant les roches de la région, le canton d'Aiguebelle offre une multitude de phénomènes volcaniques très bien représentés.

Le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec amorça à l'été 1977, une cartographie dans le quart sud-ouest de ce canton (Hocq, 1977). C'est à la fin de ce même été, lors d'une visite sur le terrain de M. Erich Dimroth que les zones d'études furent sélectionnées.

La première d'entre elles, située à proximité du "break" de Duparquet-Destor-Manneville (localisation sur carte 2, en pochette) fut cartographiée à l'automne 1977. L'ensemble des affleurements montrait de fortes schistosités, masquant les relations inter-faciès. Ce secteur fut donc abandonné au profit de la seconde zone d'affleurements. Outre la présence de nombreux affleurements de qualité, cette dernière ne montrait aucune schistosité et présentait une grande diversité de phénomènes volcaniques inédits. De plus, le relief accentué favorisait l'observation de certains phénomènes en 3 dimensions.

### 1.2 Localisation et accès

La zone d'étude principale se situe dans la portion sud-est du canton d'Aiguebelle, à l'intérieur du parc provincial d'Aiguebelle. Ce dernier est situé à près de cinquante (50) kilomètres au nord-nord-est des villes de Rouyn-Noranda, en Abitibi.

L'accès au quart sud-est du canton se fait par le poste d'accueil de la rivière Kinojévis, lequel est situé à environ huit (8) kilomètres au nord-nord-est du village de Mont-Brun (figure 1).

La zone étudiée couvre une superficie de 0.375 kilomètre carré (soit 750m x 500m) entre les longitudes  $78^{\circ}44'$  et  $78^{\circ}45'$  et les latitudes  $48^{\circ}27'$  et  $48^{\circ}27'30''$ .

Pour y accéder, on doit emprunter à partir de la barrière de la rivière Kinojévis, la route gravelée nord-sud (conduisant au village de Tachereau) jusqu'à l'embranchement est-ouest conduisant au village de Destor (figure 1). A cinq (5) kilomètres du début de l'embranchement, un chemin bifurque vers le nord en direction du lac Patrice. Sur ce dernier, à environ quatre-vingt (80) mètres du ponceau du ruisseau Brunet, un petit sentier de direction est-ouest nous amène sur la zone d'étude, située à un demi kilomètre à l'ouest du chemin.

### 1.3 Physiographie:

La région environnante montre une topographie assez accidentée, constituée par une série de buttes rocheuses séparées entre elles par de petites vallées boisées, orientées grossièrement nord-sud. L'ensemble de ces buttes montre un alignement est-ouest, formant la limite sud des collines Abijévis. Ces dernières comptent parmi les collines les plus élevées d'Abitibi, puisqu'elles culminent à plus de 500 mètres. Les affleurements y sont très abondants, apparaissant sur les versants et les sommets des nombreuses buttes dénudées par d'anciens feux de forêt.

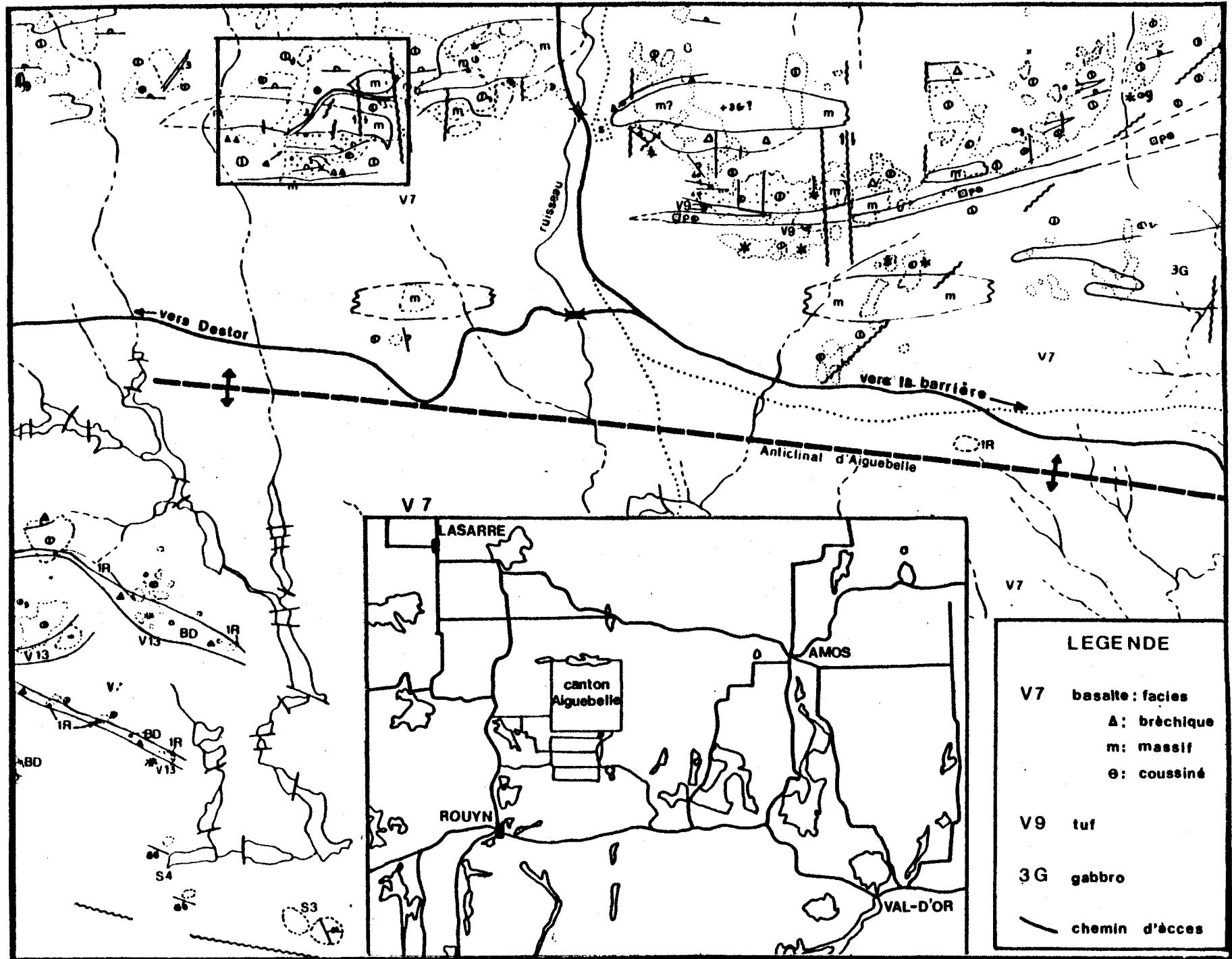


Figure 1- Localisation et accès de la zone d'étude (modifiée de Sanschagrin et Leduc, 1979).

#### 1.4 Buts de l'étude:

Initialement, les buts de cette étude étaient de détailler le faciès bréchique et ses transitions verticales et latérales avec le faciès volcanique l'engendrant (faciès massif et coussiné).

En plus de nous permettre d'effectuer la description de divers types de brèches d'origine volcanique et l'étude de la morphologie des faciès sources, une cartographie détaillée de la zone principale d'affleurements (échelle de 1:500) nous permit d'identifier des fissures ouvertes associées à un système de failles synvolcaniques.

Outre la description de ces fissures (similaires à celles observées sur le plancher de la dorsale médio-Atlantique (Ballard et Moore, 1977)) et des brèches qui leur sont associées, ce mémoire, par son aspect descriptif vise à une meilleure compréhension de certains phénomènes associés à un volcanisme basaltique sous-marin. Il s'inscrit donc dans l'étude générale du groupe de Kinojévis et des terrains volcaniques de la région de Rouyn-Noranda.

#### 1.5 Méthodes de travail:

Vu la précision demandée pour un tel travail de cartographie, une ligne de base est-ouest fut d'abord coupée et chaînée, à partir du chemin gravelé menant au lac Patrice (figure 1), recoupant la zone d'étude dans sa partie supérieure. Une seconde ligne est-ouest fut tracée et chaînée dans la partie méridionale de la zone d'affleurements.

Des cheminements systématiques de direction nord-sud ont ensuite été mesurés avec un espacement de 10 mètres, recouplant l'ensemble de la séquence (est-ouest). En plus de ces cheminement, tous les contacts interfaciès et intercoulées furent suivis et reliés latéralement.

L'ensemble des six (6) coulées fut échantillonné (250 échantillons) de façon à obtenir des coupes nord-sud dans les faciès massif, coussiné et bréchique. Une attention particulière fut portée à prélever toutes les zones pétrographiques des unités formant les différents faciès.

La carte de base fut dressée par superposition du quadrillage d'arpentage à l'échelle de 1:500 avec un agrandissement (10x) d'une photographie aérienne à l'échelle initiale de 1:5,000.

La cartographie a été effectuée à l'automne 1978, le travail de laboratoire durant l'année 1979 et la recherche bibliographique durant l'année 1980.

## 2. Cadre géologique

### 2.1 Géologie générale:

#### 2.1.1 Généralités

La région étudiée appartient à la ceinture de roches vertes d'Abitibi. Elle est localisée dans la portion sud-est de la province géologique du Supérieur (figure 2). Cette dernière présente une alternance de bandes volcaniques et gneissiques de direction est-ouest. La ceinture d'Abitibi constitue la plus grande ceinture de roches vertes archéennes du Bouclier canadien couvrant une superficie de 750 Km x 200 Km (Goodwin et Ridler, 1970).

Elle est tronquée à l'Est par des roches cristallines de la province de Grenville et à l'Ouest par celles de la sous-province de Kapuskasing (figure 3). Ces deux frontières montrent une direction nord-est. Cette ceinture ne représente aujourd'hui qu'une partie d'une orogénèse archéenne originellement plus vaste incluant à l'est les roches (devenues cristallines) de la province de Grenville et les roches orogéniques de la ceinture de Wawa, plus à l'ouest (Goodwin et Ridler, 1970; Goodwin, 1977).

La région de Rouyn-Noranda montre l'alternance, typique à l'Archéen, d'une bande de roches vertes (ceinture d'Abitibi) au nord et d'une bande gneissique (gneiss de Pontiac) au sud. Dans l'ensemble de ces deux bandes, le métamorphisme est généralement peu poussé et les structures originelles des roches sont bien conservées.

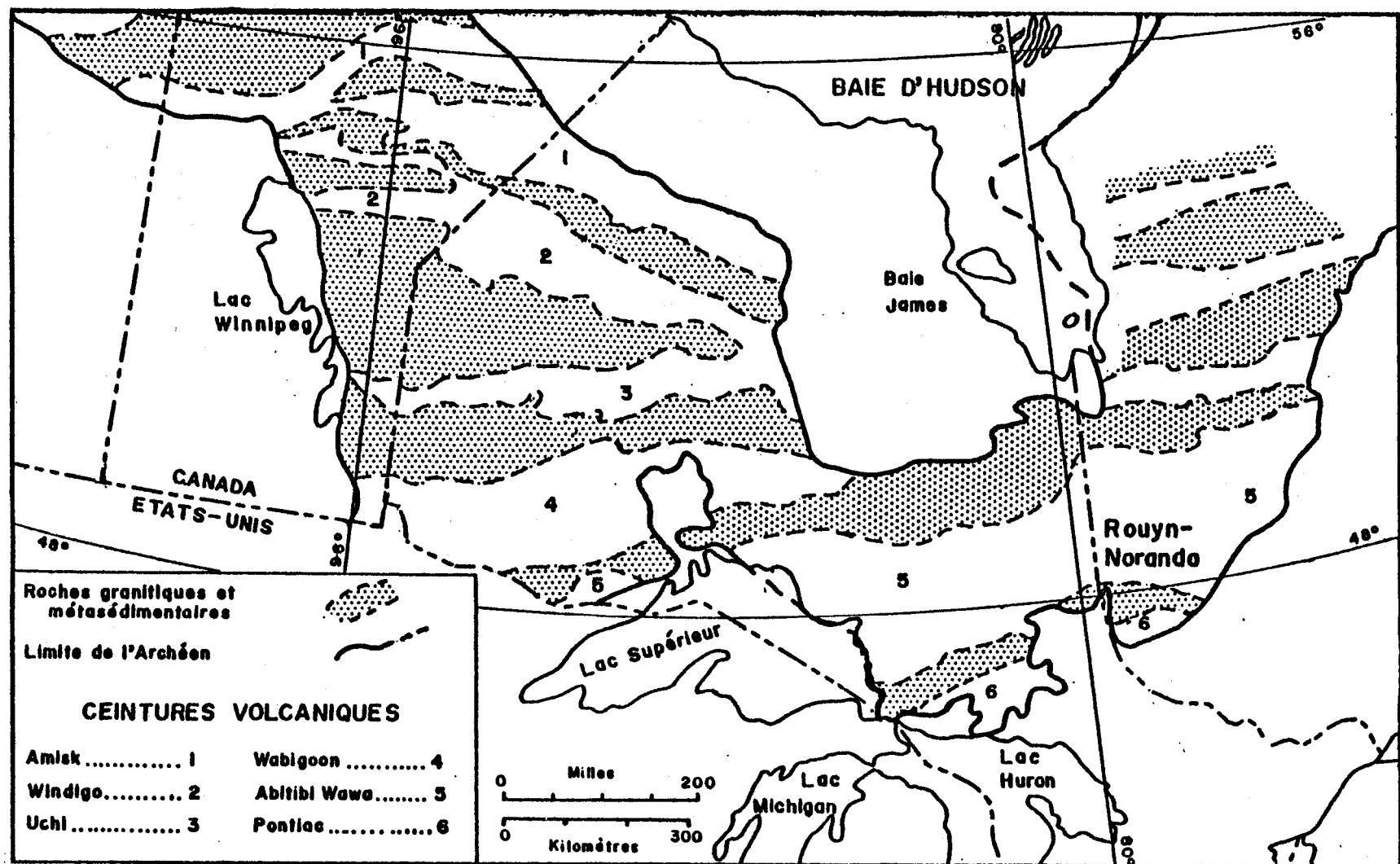


Figure 2- Distribution des ceintures volcaniques du sud de la province du Supérieur (tirée de Cousineau, 1980).

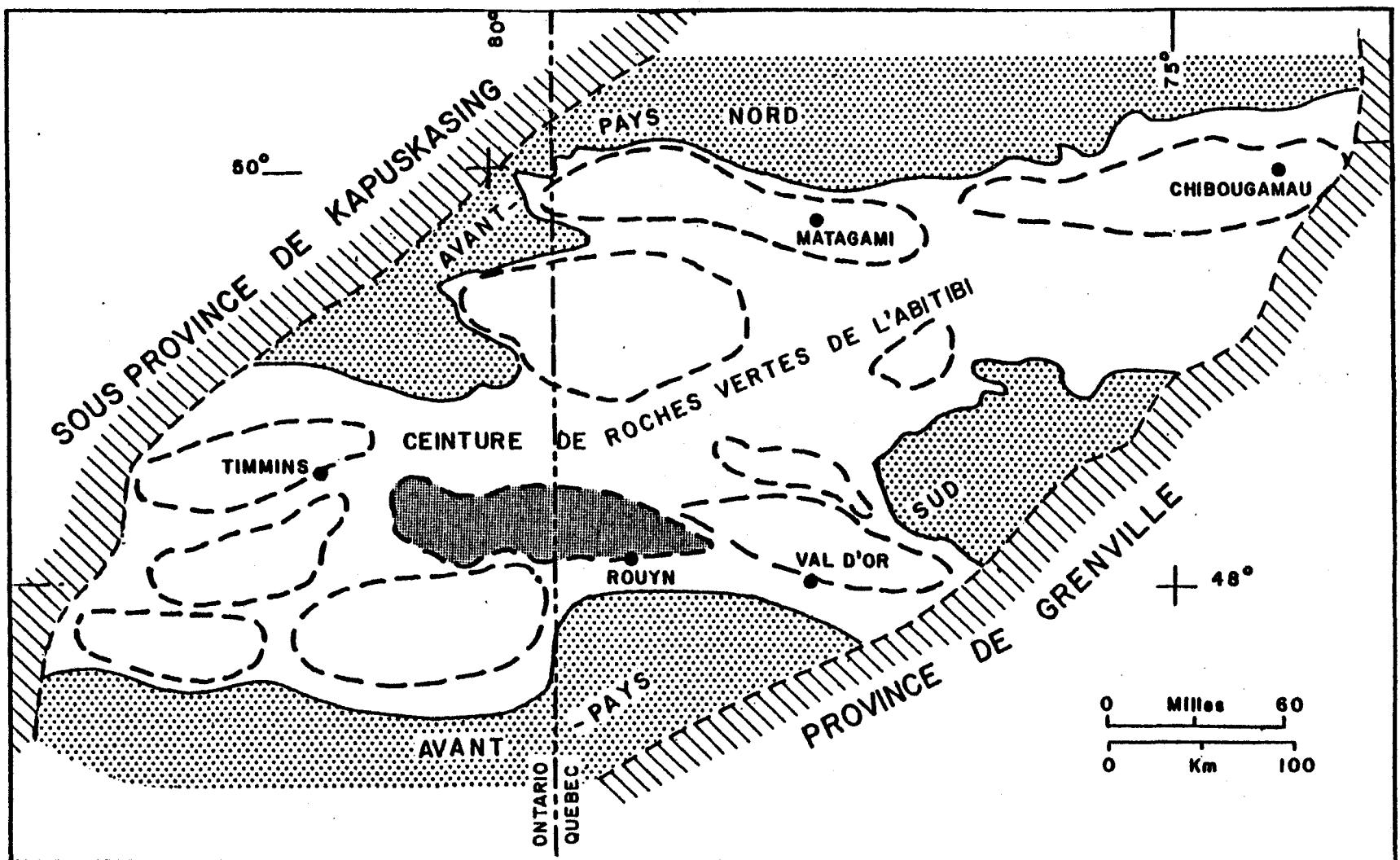


Figure 3- Distribution des complexes volcaniques à l'intérieur de la ceinture d'Abitibi (tirée de Cousineau, 1980).

La ceinture de roches vertes d'Abitibi consiste en une puissante séquence volcanique subdivisée par de nombreuses lentilles de roches sédimentaires métamorphisées. Cette séquence volcanique représenterait d'après Dimroth et Rocheleau (1979), une migration vers le sud d'une chaîne volcanique active ayant comme limite méridionale un bassin sédimentaire.

Ces deux unités auraient été séparées épisodiquement par des grandes zones de cassure jouant alternativement de façon synvolcanique et synsédimentaire. Ces zones apparaissent aujourd'hui comme des lieux de fort cisaillement montrant des déformations intenses dans les roches affectées. Ces zones sont appelées "breaks"; le "break" de Duparquet-Destor-Manneville, mieux connu sous le pseudonyme de Destor-Porcupine, et le "break" de Cadillac sectionnent la ceinture d'Abitibi.

Toutes ces roches archéennes ont été plissées isoclinalement lors de l'orogénèse kénoréenne. Ces plis montrent des plans axiaux verticaux avec des directions est, sud-est ou sud-ouest.

Le métamorphisme dans la région de Rouyn-Noranda est généralement faible, pouvant aller du faciès préhnite-pumpellyite au faciès schiste vert. Cependant, à proximité des intrusions granitiques, il peut former des auréoles au faciès amphibolite (Dimroth et Rocheleau, 1979).

### 2.1.2 Stratigraphie régionale

Dans le passé, les corrélations stratigraphiques furent difficiles à établir à cause du manque d'unités repères, mais surtout à cause de la segmentation de la région par les "breaks" de Duparquet-Destor-Manneville et de Cadillac.

A ce stade, un bref aperçu historique s'impose. Les roches archéennes de la région de Cadillac-Malartic furent d'abord subdivisées en quatre (4) groupes distincts (Gunning et Ambrose, 1939, 1940). Le premier, à la base, était le groupe de Malartic composé de roches volcaniques et de matériel pyroclastique associé. Venait ensuite le groupe de Kewagama composé de grauwackes et d'argilites; selon eux, il recouvrait en concordance le groupe de Malartic. Le groupe de Kewagama était à son tour recouvert en concordance par les roches volcaniques du groupe de Blake River, lequel était recouvert en concordance par le groupe de Cadillac.

Deux ans plus tard, Ambrose (1941) conserve la même stratigraphie dans la région de Cléricy-La Pause; il suggère cependant une discordance d'érosion entre les groupes de Malartic et de Kewagama, sans toutefois la préciser. Notons ici, qu'avant 1939, les roches appartenant aux trois plus vieux groupes (Malartic, Kewagama et Blake River) étaient classées comme "Keewatin" alors que l'équivalent du groupe de Cadillac était nommé "Timiskaming".

Wilson, dans son rapport sur la région de Rouyn-Beauchatel (Wilson, 1962) décèle, au sud de Rouyn, une discordance à la base du groupe de Cadillac.

Latulippe (1966) considère que les roches volcaniques constituant le synclinal d'Abijévis sont stratigraphiquement différentes de celles du Blake River; il suggère aussi que les roches sédimentaires du groupe de Pontiac seraient l'équivalent des roches volcaniques du groupe de Malartic et des roches sédimentaires du groupe de Kewagama. Mac Intosh (1972) subdivise le groupe de Malartic en quatre unités alternantes, mafiques et

felsiques; de plus, il nomme trois unités dans le groupe de Kewagama. Dimroth et al (1973) et Larouche (1974) suggèrent que le groupe de Kinojévis devrait devenir une unité distincte du groupe de Blake River, puisque ces deux groupes ont une organisation stratigraphique et volcanologique différente. Le groupe du lac Caste est alors l'équivalent de la base du groupe de Kewagama de Latulippe (1966).

Le présent travail est en accord avec la stratigraphie telle qu'énoncée dans Dimroth et al (1975) et reprise dans Dimroth et Rocheleau (1979). Le tableau stratigraphique de même que la carte géologique et stratigraphique du secteur agrandi de Rouyn-Noranda sont présentés aux figures 4 et 5.

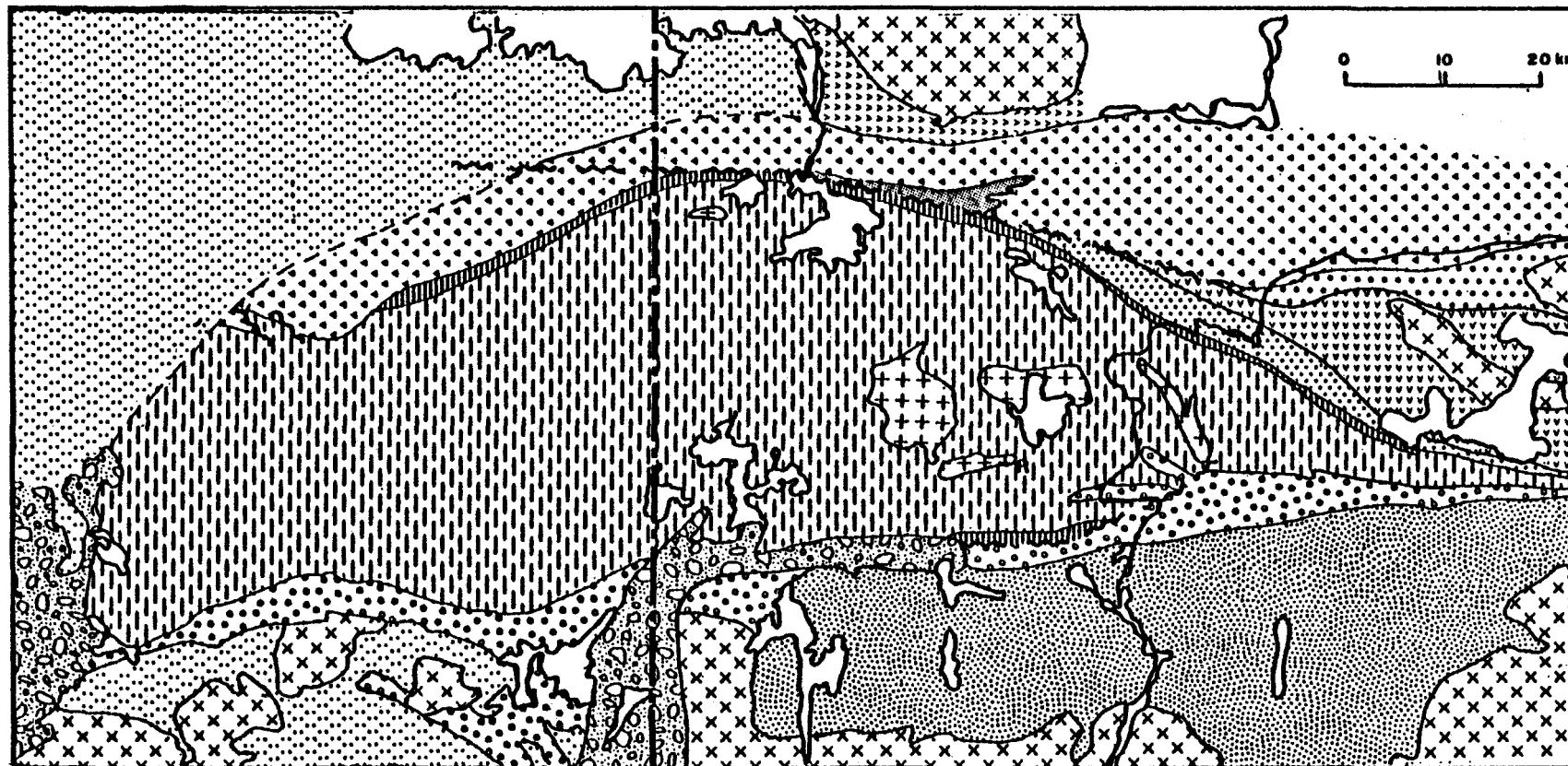
## 2.2 Géologie du canton d'Aiguebelle:

### 2.2.1 Travaux antérieurs:

(La localisation des cantons cités est présentée à la figure 6).

Les premiers travaux d'importance furent menés par Ambrose (1941) dans le cadre de son étude de la région de Cléricaly-La Pause. Lee cartographia en 1957 la partie septentriionale du canton d'Aiguebelle avec une partie des cantons voisins de Destor, Poularies et Privat. Eakins (1974) et Mac Intosh (1977) publièrent respectivement sur les cantons au nord et au sud d'Aiguebelle, soit les cantons de Privat et de Cléricaly. Le canton de Destor immédiatement à l'ouest fit l'objet de plusieurs rapports géologiques: Bannerman (1940), Lee (1950), Graham (1954), Dugas (1956) et Larouche (1974).

Dans la région de Rouyn-Noranda, Dimroth amorça en 1971 une étude globale devant mener à une meilleure compréhension



██████████	Protérozoïque	██████████	Roches volcaniques non-differentiées	██████████	Sous-groupe de Pelletier	██████████	Groupe du Lac Caste
××	Granites et tonalites tardifs	██████████	Groupe de Pontiac	██████████	Groupe de Kewagama	██████████	Groupe de Malartic
++	Tonalites récentes	██████████	Groupe de Duparquet	██████████	Groupe de Kinojévis	R	Rouyn
···	Groupe de Timiskaming-Cadillac	██████████	Groupe de Blake River sous-groupes supérieurs	██████████	Groupe de Hunter Mine		

Figure 4- Carte géologique et stratigraphique de la région élargie de Rouyn-Noranda (traduit de Dimroth et Rocheleau, 1979).

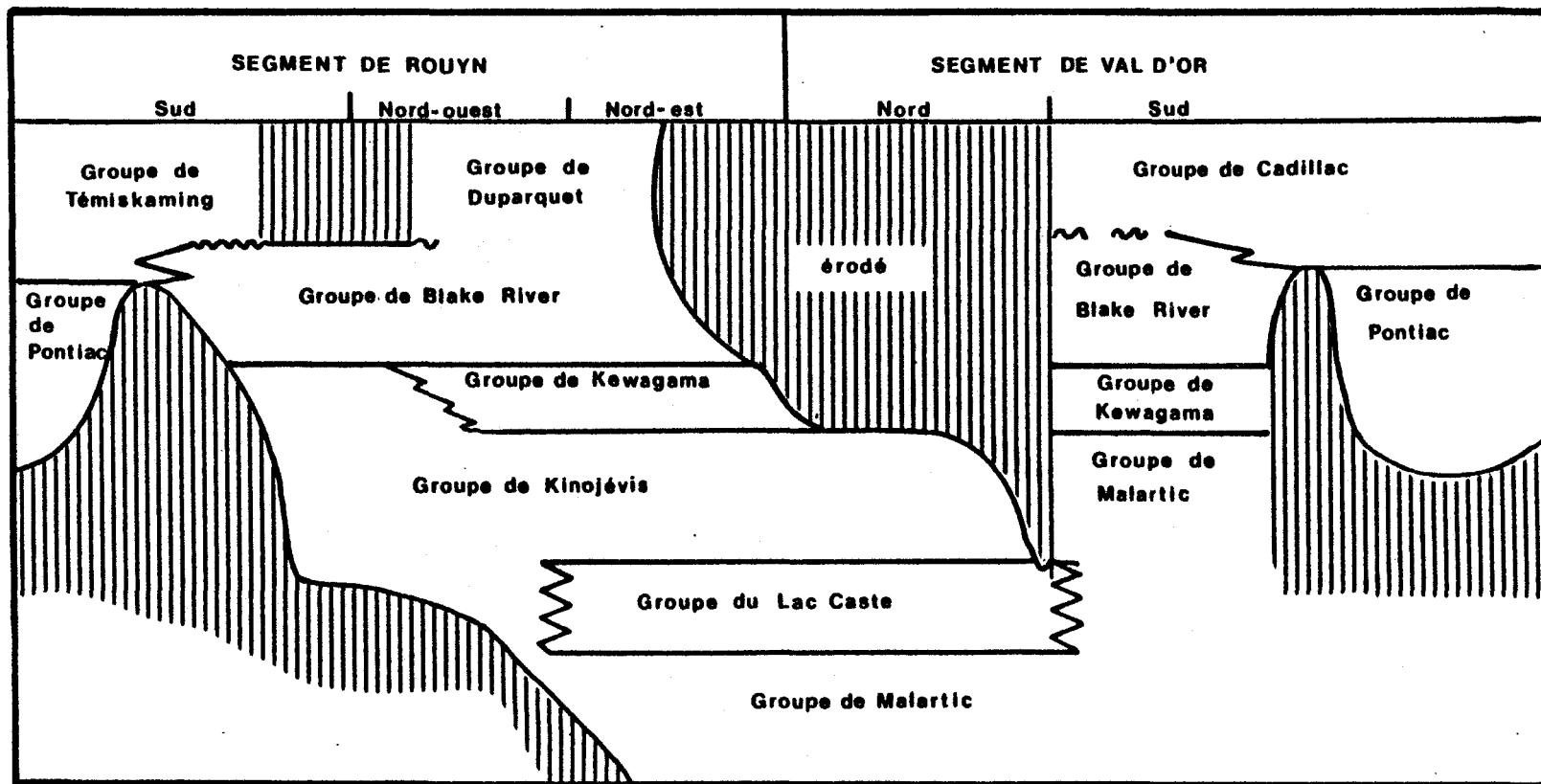


Figure 5- Tableau stratigraphique régional (traduit de Dimroth et Rocheleau, 1979).

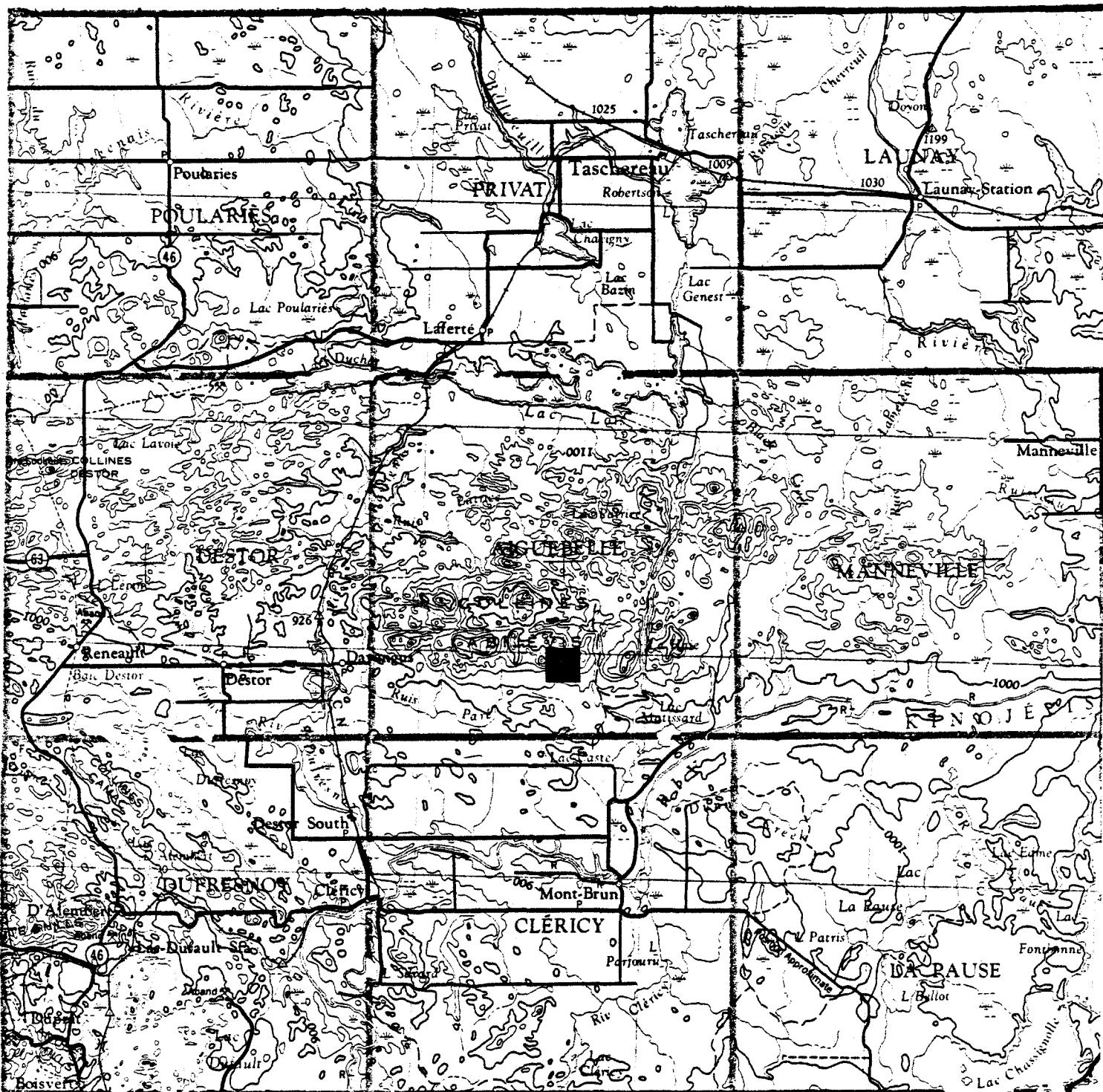


Figure 6- Localisation des cantons environnant la zone d'étude.

des appareils volcaniques. Dans le cadre de cette étude, La-rouche cartographia en 1972 et 1973 une bande est-ouest comprenant la partie sud du canton d'Aiguebelle. Hocq, en 1977, cartographia la partie sud, plus précisément le quart sud-ouest du canton. En 1978, il terminait la demie nord du canton d'Aiguebelle. Le quart sud-est fut cartographié par Sanschagrin et Leduc à l'été 1978.

Enfin, trois excursions, à l'intérieur du canton d'Aiguebelle, sont présentées dans Dimroth et Rocheleau (1979).

### 2.2.2 Lithologie

Les roches du canton d'Aiguebelle appartiennent à la ceinture de roches vertes d'Abitibi et sont en majeure partie d'origine volcanique. La carte 2 (en pochette) présente la géologie simplifiée du canton.

Ces roches basaltiques montrent un caractère tholéïtique (Baragar (1968), Gélinas et al (1977)) et ne contiennent généralement qu'un faible pourcentage d'amygdales.

Dans la partie sud-est du canton, le faciès coussiné domine (Sanschagrin et Leduc (1979)), tandis que le faciès massif se retrouve dans une proportion plus forte au sud-ouest du canton (Hocq (1977, 1979), Sanschagrin (1981)).

Les brèches de coussins contribuent peu à l'édifice volcanique bien que certaines peuvent atteindre localement des épaisseurs de 100 mètres et une continuité latérale de plus de 500 mètres.

Deux niveaux de lave gloméroporphyrique ont été cartographiés dans le sud du canton; un de ces niveaux a pu être suivi sur près de 30 kilomètres de part et d'autre de l'axe du

synclinal d'Abijévis (Hocq (1977, 1979), Sanschagrin et Leduc (1979)). Ces laves, par leurs caractéristiques, leur faible épaisseur et leur grande extension latérale, forment d'excellents niveaux repères dans cet empilement monotone.

Des niveaux lenticulaires de tuf felsique et de brèches pyroclastiques apparaissent ici et là avec des épaisseurs variant de quelques centimètres à plusieurs mètres. On a pu noter (Hocq (1977, 1979)) que la granulométrie des roches pyroclastiques diminue d'ouest en est à partir de Destor et que leur degré de classement augmente (en s'éloignant de la source) dans le même sens.

Les roches intrusives de composition gabbroïque (surtout sous forme de filons-couches) participent de façon importante à l'empilement volcanique (**carte 2**, en pochette). Leur similitude avec la lave massive est telle que seules les relations de terrain permettent d'interpréter l'origine intrusive ou extrusive de la roche.

Deux forages ont révélé la présence d'une syénite à épidote au nord-ouest du lac Matissard, prolongeant ainsi le massif décrit dans Mac Intosh (1977), dans la partie septentriionale du canton de Cléricy.

Quelques coulées komatiitiques ont été observées au sud du canton. Ces roches ultramafiques sont spatialement associées à des dômes de rhyolite massive et bréchique et à la brèche de Davangus décrite dans Larouche (1974). Elle se situe au sud-ouest du canton et montre une direction est-sud-est grossièrement parallèle au "break" DDM. C'est une brèche qui, par endroits, montre des caractères monomictes et ailleurs des caractères polymictes, incorporant indifféremment des fragments de basalte, de gabbro, de rhyolite, de tuf, de chert noir et

d'autres roches sédimentaires du groupe du lac Caste. La brèche de Davangus est interprétée comme une brèche de faille passant latéralement à ce qui pourrait être une brèche de talus d'escarpement (Dimroth et Rocheleau, 1979).

Enfin, les roches sédimentaires, surtout situées au sud de la brèche de Davangus, sont constituées de grauwackes et d'argilite.

### 2.2.3 Stratigraphie

Le groupe de Kinojévis occupe la majeure partie du canton et comprend les roches volcaniques situées au nord du break de Duparquet-Destor-Manneville. Il est divisé en trois(3) formations (Dimroth et al, 1973), soit: la formation du ruisseau Paré, la formation du ruisseau Déguisier et la formation de la mine Hunter.

#### - La formation du ruisseau Paré

C'est une formation assez complexe, composée principalement de coulées basaltiques et de petites coulées de komatiites associées spatialement à des dômes de rhyolite. Des tufs acides de même que des cherts noirs sont intercalés dans la séquence. La brèche Davangus fait aussi partie de cette formation, de même que les argilites avoisinantes. Cette formation apparaît dans la partie méridionale du canton.

#### - La formation du ruisseau Déguisier

Cette formation est composée à 95% de basaltes aphanitiques et de filons-couches gabbroïques. La formation contient localement des horizons de basalte gloméroporphyriques et des

niveaux lenticulaires de roches pyroclastiques. Elle contient aussi quelques rares lentilles de porphyres rhyolitiques et de coulées komatitiques.

- La formation de la mine Hunter

Cette formation est principalement constituée de coulées de rhyolite, d'agglomérats et de tufs rhyolitiques, souvent recoupés de nombreux dykes et filons-couches mafiques.

Les roches sédimentaires du canton d'Aiguebelle sont limitées à la portion sud-ouest et appartiennent soit au groupe de Kewagama, soit au groupe du lac Caste. Le premier se situe au sommet du groupe de Kinojévis alors que le groupe du lac Caste lui est antérieur.

Les relations stratigraphiques entre les formations du groupe de Kinojévis ne sont pas très claires. Toutefois, les rhyolites de la mine Hunter se retrouvent en-dessous des basaltes du ruisseau Déguisier, mais, faute d'affleurements, les relations entre la formation du ruisseau Paré et celles du ruisseau Déguisier sont peu claires; en effet, une faille est soupçonnée entre ces deux formations. (Dimroth, E., Communication verbale). Ainsi, la formation du ruisseau Paré ne se situerait pas nécessairement au sommet de l'empilement volcanique du groupe de Kinojévis.

2.2.4 Esquisse structurale

Plissement

Lors de l'orogénèse kénoréenne, les roches du canton d'Aiguebelle furent plissées, formant deux structures principales. La première, (située presqu'au centre du canton), le

synclinal d'Abijévis, fut décrite par Ambrose (1941). Le plan axial de ce pli montre une direction est-sud-est, et serait, d'après certaines données, sur le litage d'horizons tuffacés, légèrement déversé vers le sud (Sanschagrin et Leduc, 1979). En effet, sur le flanc sud, les litages donnent des pendages de 60 à 65 degrés alors qu'ils seraient voisins de la verticale sur le flanc nord (Hocq, 1979). D'après Hocq (1979), ce pli aurait une longueur d'onde égale ou supérieure à 12 kilomètres, avec une amplitude de l'ordre de quelques kilomètres.

La seconde structure, l'anticinal d'Aiguebelle, a été décrite par Larouche (1974). Ce pli montre une direction grossièrement parallèle à celle du synclinal d'Abijévis et occupe le tiers sud du canton. Cette structure pourrait, d'après Larouche (1974) être un pli-faille.

Certaines observations compilées lors de la cartographie du quart sud-est du canton corroborent ce fait. Ainsi, certains indices permettent de soupçonner une série de petits plis serrés au sud du canton, dans la formation du ruisseau Paré. De plus, une brèche de coulée en forme de "Y" a été cartographiée, de même que des polarités s'opposant sur des distances de 30 mètres dans des roches ultramafiques (Sanschagrin et Leduc, 1979).

#### Cassures majeures

Trois systèmes de fractures ont été définis à l'intérieur du canton d'Aiguebelle. Le premier système, de direction est-ouest, est constitué du "break" DDM, de la zone de faille du lac Vose (partie sud du canton) et de la zone de faille longeant la rive sud du lac Lois (au nord du canton (Hocq, 1979). A ce système peut s'ajouter la zone de fissures ouvertes située au sud des collines Abijévis et décrite subséquemment.

Le deuxième système est constitué d'une série de failles nord-sud. Ce dernier contient des fractures de deux âges différents.

Un premier groupe de cassures est contemporain à l'empilement volcanique et semble n'avoir affecté qu'un nombre restreint de coulées.

Ces cassures montrent peu ou pas de déplacement et sont souvent occupées par de petits dykes mafiques qui coupent les coulées perpendiculairement à leur contact. Ces dykes ont été décrits par Thorarinsson (1966) en Islande et montrent, au sud des collines Abijévis, une fréquence de un (1) dyke à tous les 100 mètres. Thorarinsson (1966) interprète ces dykes comme étant les fissures nourricières des coulées supérieures.

A certains endroits, nous avons pu observer des murs verticaux sur lesquels viennent buter des filons-couches gabbroïques. Le jeu de ces zones de faiblesse aurait donc contribué à introduire des dykes et à limiter latéralement certains filons-couches (Sanschagrin et Leduc, 1979).

Le second groupe de cassures s'est vraisemblablement produit au stade final de l'orogénèse. Ces failles apparaissent clairement dans la portion sud-ouest du canton (Hocq, 1977) mais sont aussi présentes dans l'ensemble du canton. Ces failles ont été repérées soit par le bris d'un niveau repère, soit par des zones d'intense cisaillement. Leur déplacement apparent n'excède pas 150 mètres (région du lac La Haie(Sanschagrin et Leduc, 1979)). Dans presque tous les cas, ces fractures sont soulignées par des escarpements.

Enfin, un système nord-ouest-sud-est signalé par Hocq (1979) apparaît dans l'angle nord-est du canton mais ne semble pas avoir d'équivalent ailleurs dans le canton.

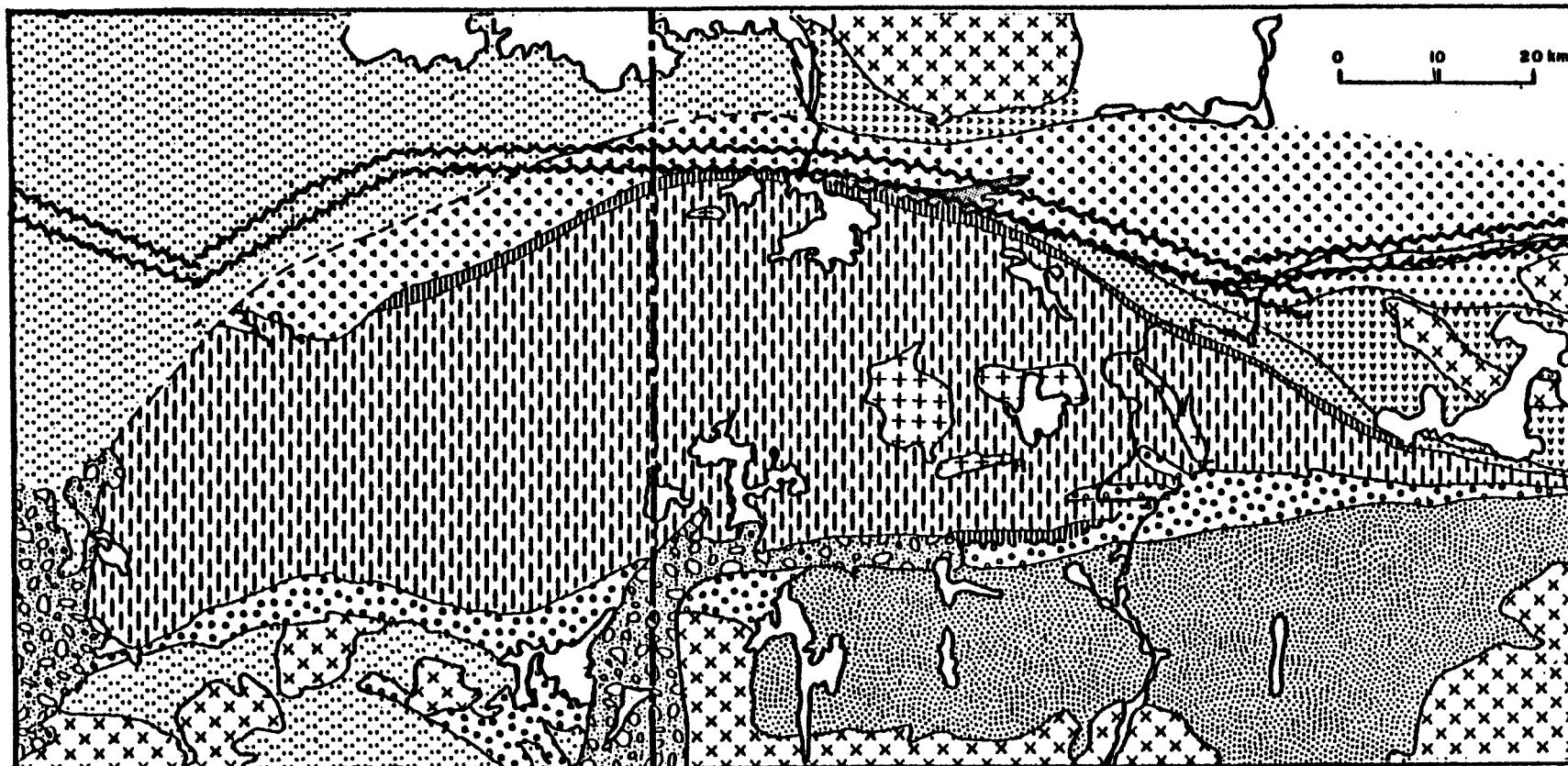
#### "Break" de Duparquet-Destor-Manneville (DDM)

Cette zone de cassure (souvent appelée Destor-Porcupine) sillonne la région avec une direction est-sud-est. Elle s'étend à partir des environs de Timmins et semble se terminer dans le canton de Manneville (à l'est du canton d'Aiguebelle). (figure 7). Partout au Québec, elle sépare le groupe de Kinojévis des autres groupes stratigraphiques. Dans le canton d'Aiguebelle, elle part de l'angle sud-ouest et se dirige (vers le centre du canton) dans la partie nord du canton de Cléricy (Larouche 1974, Hocq 1979). Elle se redresse ensuite plus à l'est pour traverser le lac Matissard en son milieu, puis reprend une direction est vers le canton de Manneville (carte 2, en pochette). Sa direction générale est parallèle à celle des plis majeurs de la région.

D'après Dimroth (1973) et Larouche (1974), cette zone de faille montrerait un mouvement vertical. Elle aurait eu plusieurs périodes actives et le mouvement le plus important aurait eu lieu lors de la formation des plis majeurs. D'après Dimroth et Rocheleau (1979), la première période d'activité aurait eu lieu au moment de la mise en place des roches volcaniques du groupe de Kinojévis et les autres seraient apparues ultérieurement.

#### 2.2.5 Métamorphisme

En règle générale, le degré de métamorphisme est faible dans le canton d'Aiguebelle (faciès préhnite-pumpellyite). Les roches ont d'abord subi l'altération du plancher océanique, suivi d'un métamorphisme d'enfouissement. Enfin, Hocq (1979) note que la clinzoïzite et la chlorite semblent stables dans certains filons-couches de gabbro-diabase.



	Protérozoïque		Roches volcaniques non-differentiées		Sous-groupe de Pelletier		Groupe du Lac Coate
	Granites et tonalites tardifs		Groupe de Pontiac		Groupe de Kawagama		Groupe de Malartic
	Tonalites récentes		Groupe de Duparquet		Groupe de Kinjévis		
	Groupe de Timiskaming-Cudilliac		Groupe de Blake River sous-groupes supérieure		Groupe de Hunter Mine		
						R	Rouyn

Figure 7- Localisation du "break" de Duparquet-Destor-Manneville (ajout à la figure 4).

### 2.3 Géologie de la zone d'étude

#### 2.3.1 Situation stratigraphique

La zone d'affleurements faisant l'objet de cette étude est formée d'une série de coulées basaltiques appartenant à la formation du ruisseau Déguisier du groupe de Kinojévis. Cette zone se situe sur le flanc sud du synclinal d'Abijévis immédiatement au nord du premier niveau de lave gloméroporphique (figure 8).

#### 2.3.2 Présentation du terrain

La carte à l'échelle de 1:500 (carte 3, en pochette) présente une série basaltique constituée de six (6) coulées alternant du faciès massif au faciès coussiné (figure 9). Chacune de ces coulées est surmontée soit d'une brèche sommitale, soit d'un horizon vésiculaire, soit des deux à la fois, réfutant ainsi la possibilité de filons-couches à la place des unités massives.

La séquence montre une direction généralement est-ouest avec des pendages variables mais voisins de 60 degrés vers le nord. Les sommets sont tous orientés vers le nord.

A l'intérieur de la zone d'étude, correspondant à la limite sud des collines Abijévis, la roche affleure sur plus de 75% de la surface. Elle se présente comme une série de petites buttes séparées par un système de failles nord-sud.

L'aspect de la roche est raboteux et sa couleur d'altération varie de beige à rouille, donnant un aspect monotone à l'ensemble.

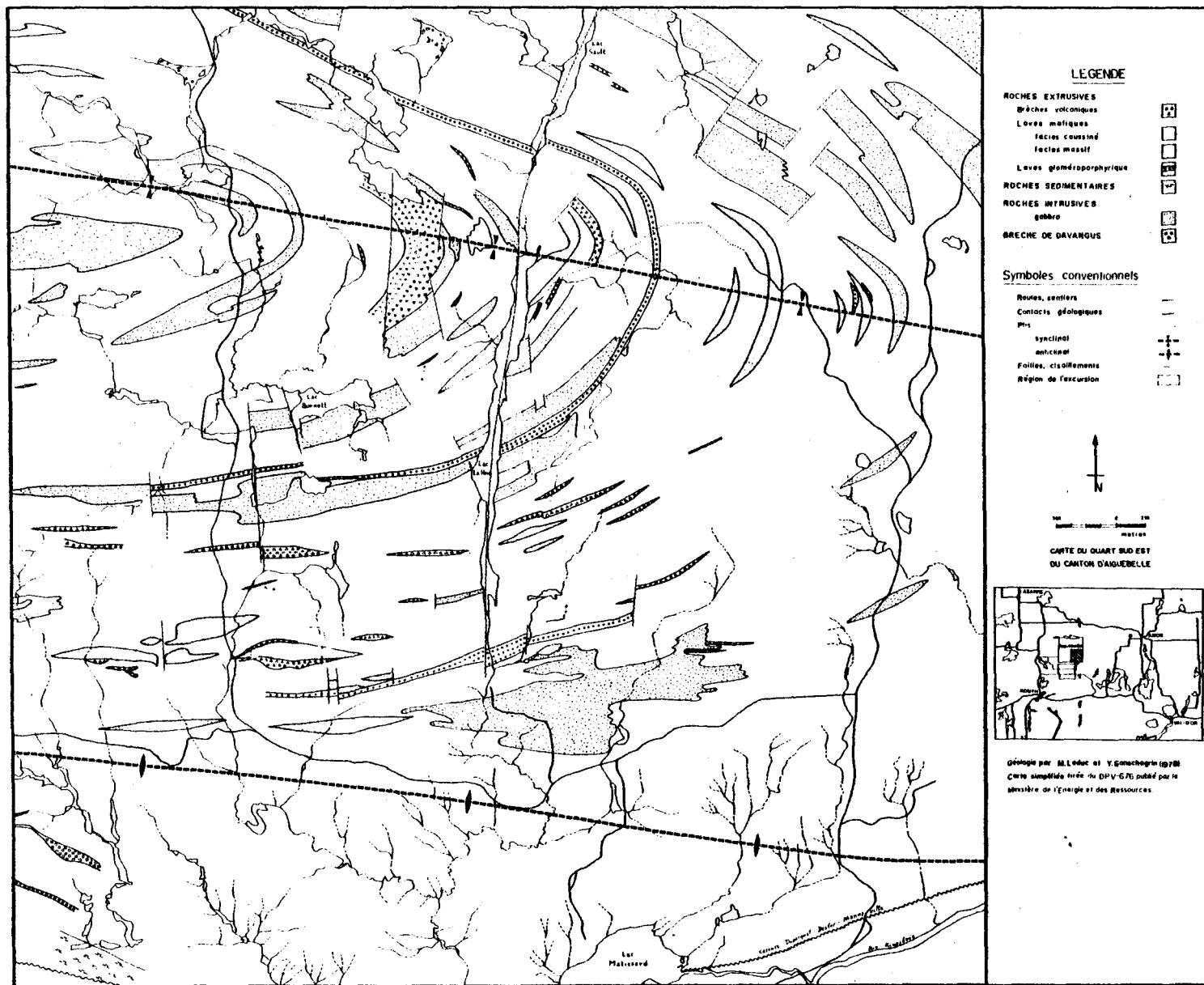


Figure 8- Carte géologique schématique du quart sud-est du canton d'Aiguebelle (simplifiée de Sanschagrin et Leduc, 1979).

Les six (6) coulées renferment des phénomènes volcaniques intéressants et diversifiés. Cependant, la majeure partie des descriptions présentées dans ce mémoire se retrouvent dans les coulées 2 et 3 ou dans les relations observables entre ces deux coulées.

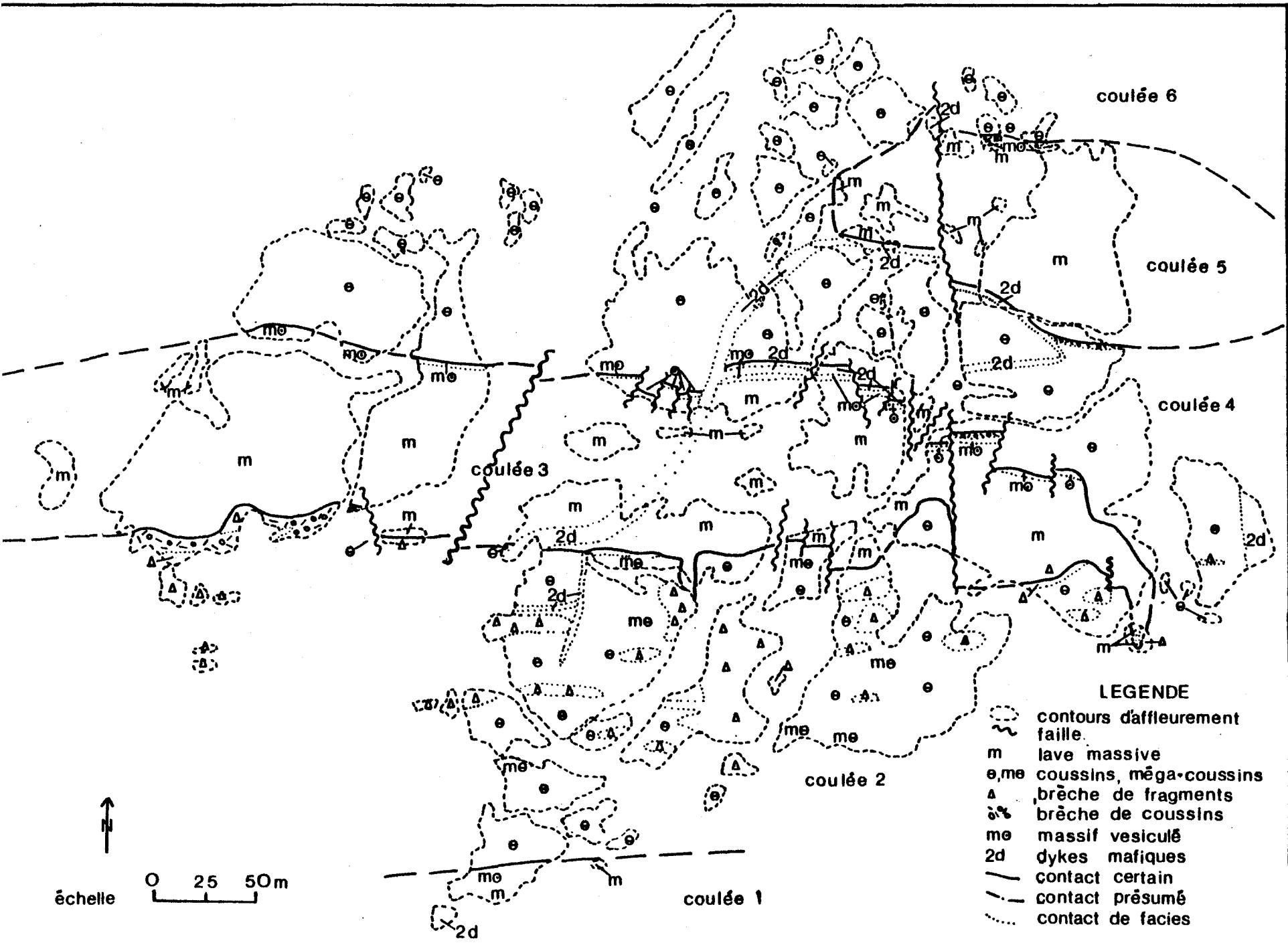


Figure 9- Carte géologique schématique de la zone d'étude.

### 3. Description des faciès volcaniques et des roches associées

#### 3.1 Généralités

Une séquence verticale idéale présente, à l'intérieur d'une coulée mafique sous-marine, de la base au sommet: le faciès massif, le faciès coussiné, le faciès bréchique (subdivisé en brèche de coussinets et en brèche de fragments) et enfin, occasionnellement le hyalotuf (Dimroth et al, 1978).

En pratique, notamment dans le canton d'Aiguebelle, les coulées simples sont le plus souvent formées par: le faciès massif surmonté d'une épaisseur variable de brèche de fragments ou de brèche de fragments et de coussinets ou encore par le faciès coussiné plus rarement recouvert de brèche de fragments.

Dépendant du relief présent lors de l'éruption, deux cas peuvent se présenter. Si la pente est très faible, la lave s'épanchera (à partir de la fissure nourricière) pour former une plaine de lave. Si, par contre, la lave se trouve en présence d'une pente plus forte (cas d'un volcan bouclier), elle formera un patron de chenaux tressés (Cousineau, 1980) (figure 10). Dans les deux cas, la lave massive représente le faciès de proximité du lieu d'éruption; tandis que les tubes, les coussins et les brèches (dans certains cas) représentent des faciès de plus en plus éloignés de la fissure nourricière.

#### 3.2 Faciès massif:

##### 3.2.1 Généralités

Le faciès massif, par opposition aux autres faciès volcaniques, est caractérisé par l'absence presque complète de structures. Ce faciès se présente à la base et au cœur

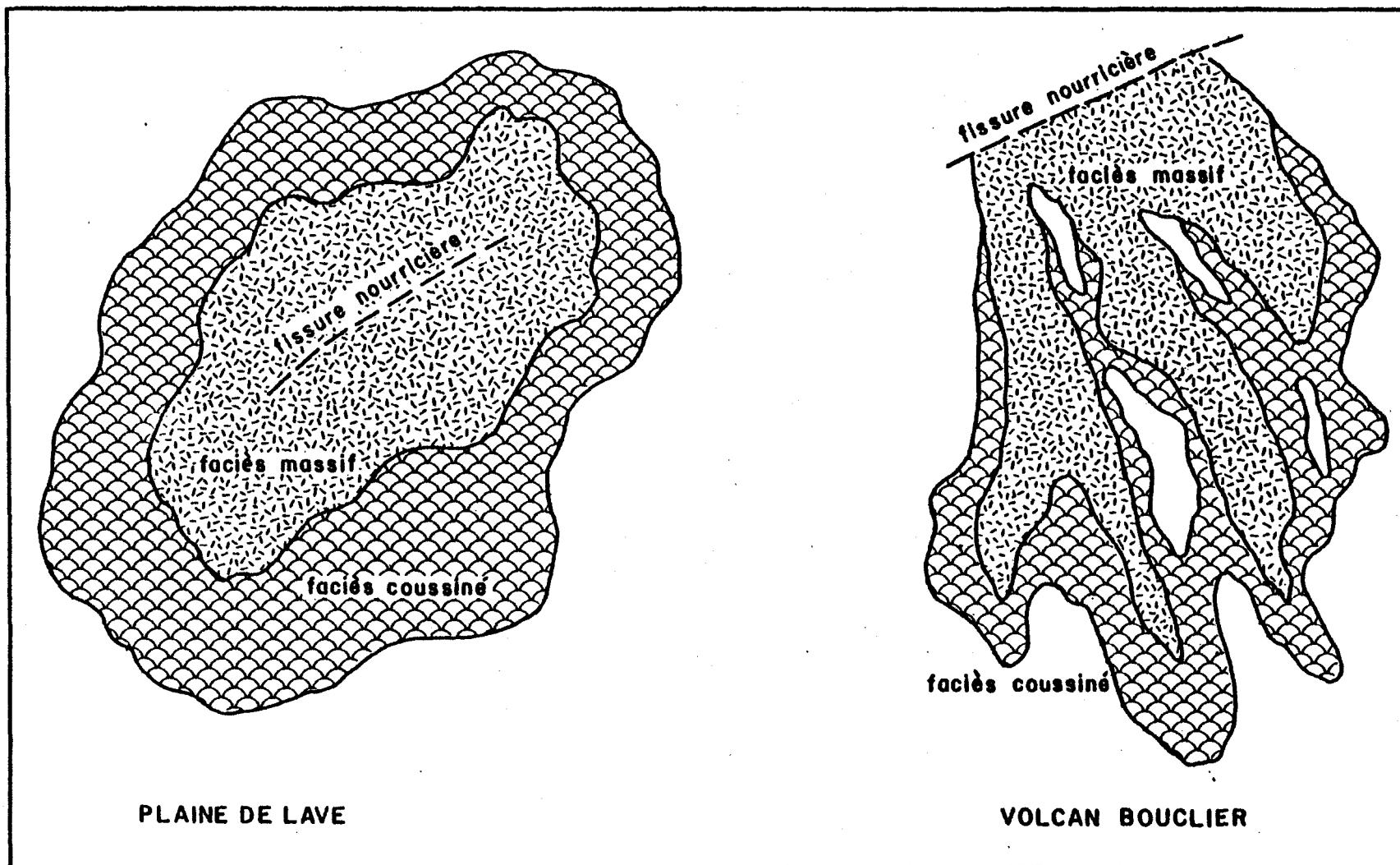


Figure 10- Modèle général de la distribution des faciès massif et coussiné dans les cas d'une plaine de lave et d'un volcan bouclier (tiré de Dimroth et al, 1978).

des coulées; pour cette raison, les différentes expéditions volcanologiques n'ont que très rarement pu observer ce faciès dans la dorsale médio-Atlantique. Pourtant, tel n'est pas le cas dans la dorsale des Galapagos où Ballard et al (1979) et Van Andell et Ballard (1979) en font d'excellentes descriptions.

Récemment, dans les roches volcaniques archéennes, plusieurs auteurs ont décrit des laves massives: Dimroth et al (1975, 1977, 1978, 1979) dans la région de Rouyn-Noranda, Hargreaves (1978) et Hargreaves et Ayres (1979) dans la région de Utik Lake au Manitoba et Jensen, (1978) dans le district de Cochrane en Ontario.

### 3.2.2 Description des unités massives:

Des laves massives ont été reconnues dans la totalité du canton d'Aiguebelle; elles sont cependant beaucoup plus fréquentes à l'ouest qu'à l'est (Hocq (1977, 1979), Sanschagrin et Leduc (1979), Sanschagrin (1981)).

L'épaisseur des unités massives peut varier de quelques mètres à près de cinquante mètres, avec une continuité latérale dépassant rarement un kilomètre. Leur forme est invariablement lenticulaire avec une étendue latérale d'au moins 10 fois leur épaisseur.

D'une façon générale, le faciès massif passe latéralement au faciès coussiné (Sanschagrin, 1981) et verticalement au faciès bréchique. C'est d'ailleurs cette brèche sommitale qui différencie les laves massives des filons-couches gabbroïques pétrographiquement semblables.

A l'intérieur de la zone d'étude, la coulée massive No. 3 atteint une épaisseur de 90 mètres ce qui est très peu fréquent dans l'ensemble du canton. Dans cette coulée, la lave massive montre des variations texturales et granulométriques de la base au sommet. A plusieurs endroits, ces variations peuvent aussi être observées latéralement. Toutes ces variations sont fonction de l'épaisseur donc de la vitesse de refroidissement de l'unité massive, de même que du taux d'émission de lave lors du refroidissement.

Un modèle a été développé à partir de la coulée No. 3; il présenterait 8 zones différentes de la base au sommet. Ce modèle correspond grossièrement au modèle développé dans Jensen (1978). Ainsi, l'unité massive se subdiviserait comme sur le modèle de la figure 11. Dans le cas des coulées épaisses, la zone grenue peut se subdiviser (Sanschagrin et Leduc, 1979).

#### Bordure de trempe inférieure:

Cette zone montre des épaisseurs moyennes de 2 à 3 centimètres, mais peut exceptionnellement atteindre une épaisseur de 15 centimètres. Elle ne présente aucune craquelure de refroidissement corroborant l'hypothèse d'une trempe instantanée de la base de la coulée massive. Cette zone rectiligne montre un contact plus ou moins régulier, quelquefois même ondulant, suivant l'attitude du sommet de la coulée sous-jacente.

Elle se compose de verre basaltique dévitrifié et s'altère couleur gris foncé, vert foncé ou noir, selon les minéraux d'altération.

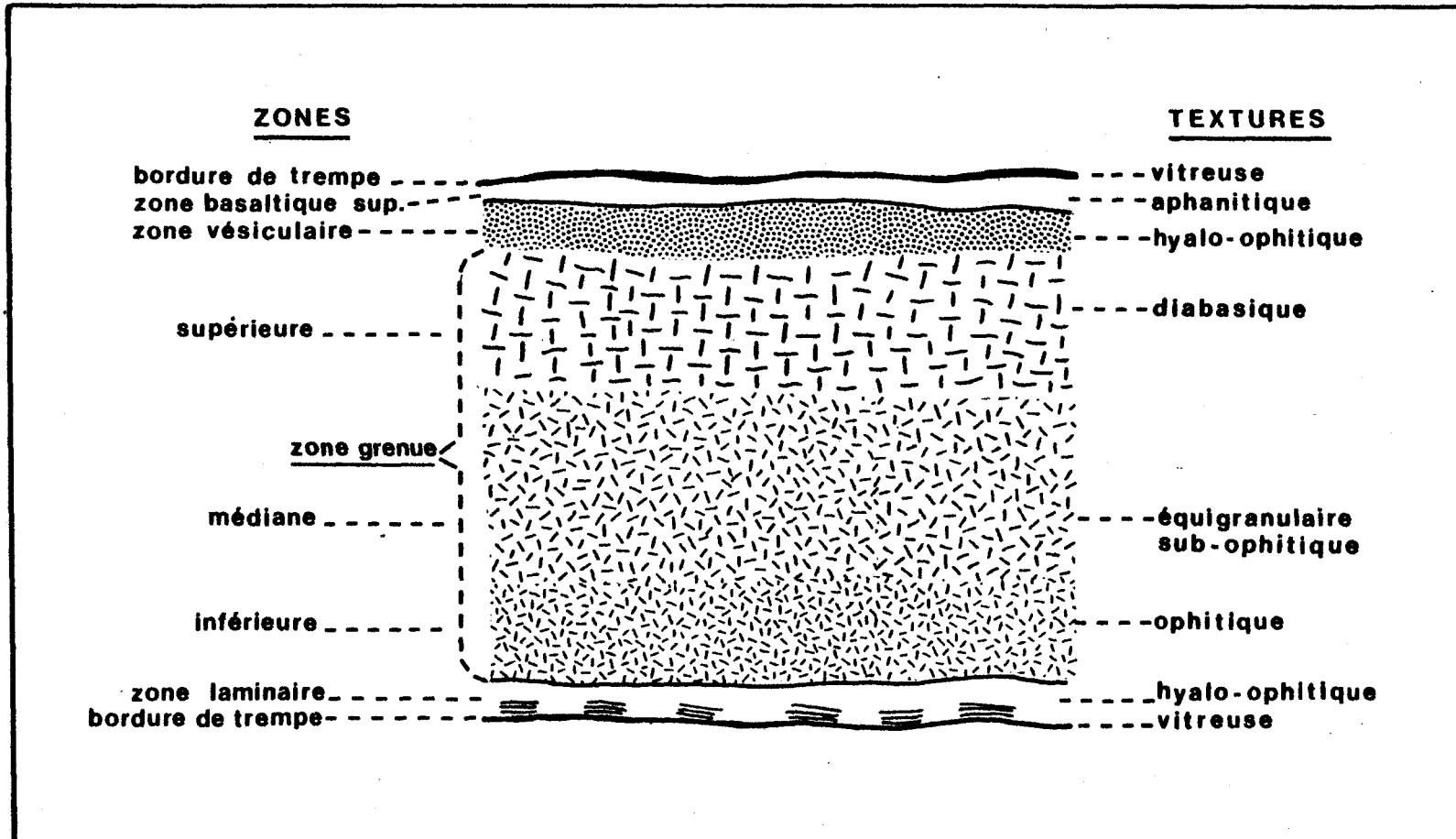


Figure 11- Subdivisions granulométriques et texturales d'une coulée massive épaisse.

Zone laminaire:

Cette zone montre des épaisseurs pouvant varier de 30 centimètres à près de 5 mètres. Elle est constituée d'un basalte aphanitique montrant une texture halo-ophitique où la quantité et la dimension des microlites de plagioclase augmentent de la base jusqu'à la zone grenue.

Dans tous les cas, des structures laminaires se présentent dans la partie inférieure de cette zone. Ces "laminations" sont inhérentes à la base des unités massives; elles apparaissent en relief positif sur la surface d'altération et sont toujours parallèles au contact inférieur de la coulée. Elles sont considérées comme des craquelures de contraction thermique et, conséquemment, le relevé systématique de ces plans montrerait le relief de la coulée sous-jacente.

Zone grenue:

Cette zone constitue à elle seule près des trois quarts de l'épaisseur des unités massives. Dépendamment de l'épaisseur des coulées, des sous-zones apparaissent (figure 11). Elles présentent toujours des différences granulométriques et texturales. Le contact entre les zones laminaires et grenues est généralement graduel bien qu'un changement brusque dans les textures ait quelquefois été observé.

A l'intérieur de la sous-zone inférieure, le plagioclase se présente en lattes ou en phéno-cristaux de 1 à 2 millimètres de diamètre et peut occuper jusqu'à 40% de la roche. La texture est alors ophitique et évolue vers le sommet à une texture équigranulaire (sub-ophitique). Les plagioclases deviennent plus altérés, et leur nombre diminue en faveur des clino-

pyroxènes et des chlorites qui comptent alors pour près de 60% de la roche. Dans la sous-zone supérieure, on passe graduellement à une texture diabasique. Les lattes de plagioclase, dont la dimension peut atteindre 5 millimètres, sont le plus souvent saussuritisées, montrant parfois une bordure de chlorite brune. Les minéraux mafiques sont l'augite avec très peu de hornblende basaltique. La texture diabasique disparaît progressivement vers le sommet et la quantité de magnétite, chlorite et carbonates augmente.

Zone vésiculaire:

La zone vésiculaire est formée par un basalte aphanitique à finement grenu montrant une vésicularité importante (25%); celle-ci peut atteindre 50 à 60% du volume de la roche (planche 1). Du point de vue textural et granulométrique, la zone vésiculaire représente la transition entre la zone grenue et la zone basaltique supérieure. Cette dernière représenterait la croûte basaltique déjà consolidée sous laquelle les gaz échappés de la lave liquide sous-jacente auraient été emprisonnés. Le nombre, de même que la dimension des vésicules augmentent vers le sommet. L'épaisseur de cette zone est rarement supérieure à un mètre, ne représentant le plus souvent que quelques centimètres.

Les vésicules (dont la dimension varie de 2 millimètres à 1 centimètre) sont généralement remplies de chlorite et de quartz et la roche basaltique qui les contient renferme de nombreux minéraux accessoires, tels: magnétite, chlorite, epidote, quartz et préhnite.



Planche 1- Vésicularité de la zone vésiculaire de la coulée massive No. 3.



Planche 2- Blocs basaltiques appartenant à la coulée No. 2, incorporés à la base de la coulée massive No. 3. (le manche du marteau indique le sommet).

Zone basaltique supérieure:

La zone basaltique supérieure est formée d'un basalte aphanitique sur une épaisseur variant de 30 cm à 1.5 m. Elle diffère de la zone basaltique inférieure en ce qu'elle ne contient presque jamais de "laminations". Ces dernières ont le plus souvent été bréchifiées et incorporées à la brèche de sommet de la coulée massive.

Bordure de trempe supérieure:

Cette zone n'apparaît que dans le modèle théorique d'une coulée massive. Elle se retrouve invariablement fragmentée et fournit le matériel nécessaire à la formation de la hyaloclastite de la brèche sommitale.

3.2.3 Phénomènes particuliers apparaissant à l'intérieur des coulées massives

Phénomènes associés à la base des coulées massives

Deux phénomènes particuliers ont été observés à l'intérieur de la zone laminaire des coulées massives et sont illustrés à la figure 12.

Le premier est constitué par la présence de bordures de trempe perpendiculaires au contact inférieur de la lave massive. Ces bordures, d'une épaisseur de 1 à 2 centimètres sont en continuité avec la zone de trempe inférieure et sont espacées de quelques centimètres (figure 12). L'espace entre ces bordures est maintenant rempli de basalte microgrenu.

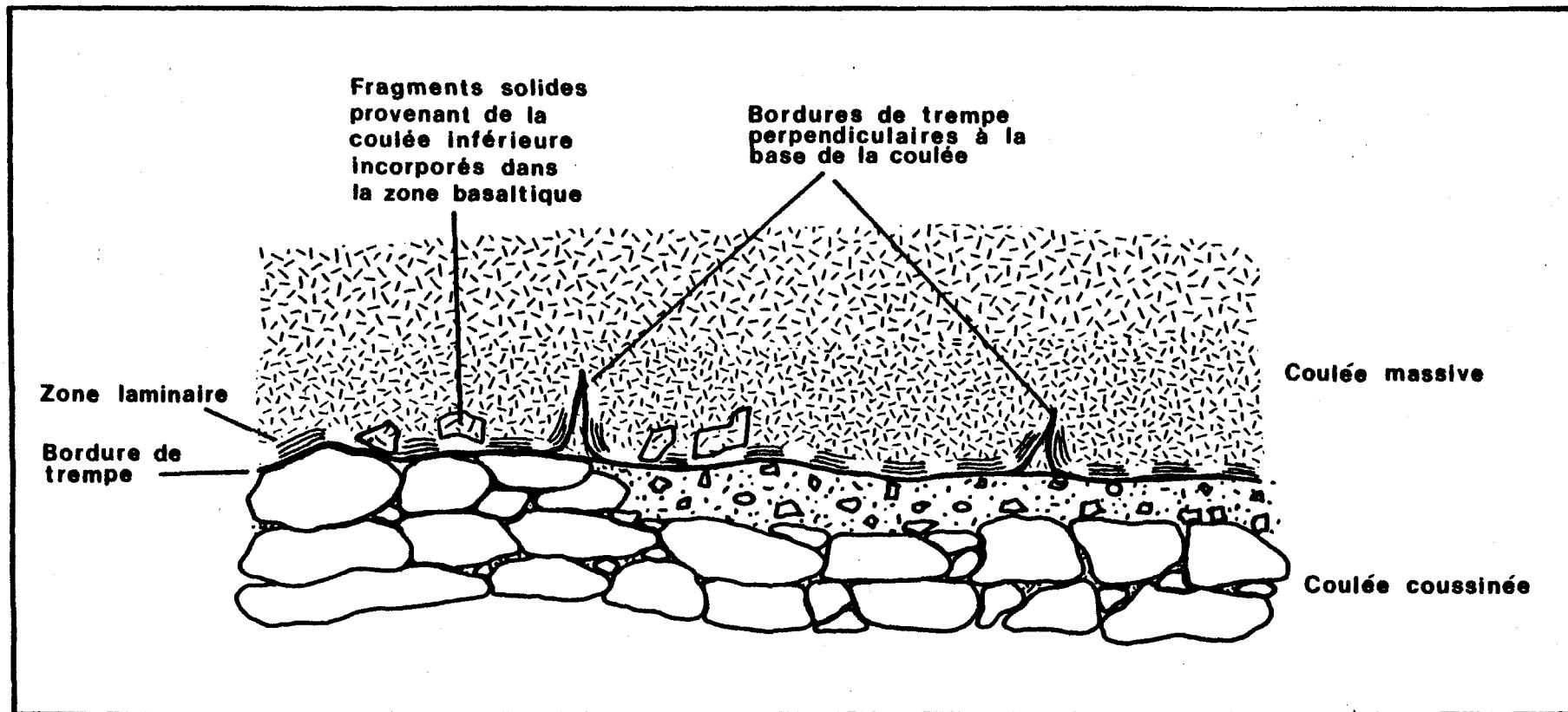


Figure 12- Illustration de deux phénomènes particuliers pouvant apparaître à la base d'une coulée massive.

L'espace interbordure est interprété comme un "mini chenal" d'évacuation de l'eau et de la vapeur d'eau accumulée à la base de la lave massive lors de son avancée. Cette eau aurait trempé les côtés du "mini chenal", lequel se serait par la suite rempli de lave moins chaude, conservant les bordures de trempe.

La formation de ce "mini chenal" se serait produite par un mécanisme similaire à celui de la polygonisation (traité subsequemment).

Le deuxième phénomène présente des blocs plus ou moins anguleux pris dans une matrice de basalte aphanitique identique à celui de la zone de trempe inférieure (planche 2). Ces fragments ont des dimensions variant de 2 à 25 centimètres et sont généralement composés d'un matériel basaltique grenu à texture micro gabbroïque ou gabbroïque contenant même des fractures de refroidissement.

Ces fragments appartenaient à la coulée sous-jacente et reposaient au sommet de celle-ci, comme résultat d'une fragmentation du sommet de cette coulée. Lors de l'avancée de la lave massive sur la coulée inférieure, elle aurait incorporé ces fragments, lesquels ont été cimentés par le basalte de la bordure de trempe inférieure de la coulée massive (figure 12).

#### Structures en colonnades:

Ces structures apparaissent à la base de la zone grenue, quelquefois en contact immédiat avec la zone laminaire. Le diamètre des colonnes varie de 8 centimètres à 40 centimètres avec une moyenne de 25 centimètres (24 mesures); leur forme étant généralement pentagonale (planche 3).



Planche 3- Joints prismatiques délimitant des colonnades à l'intérieur de la coulée No.3.



Planche 4- Colonnades à la base de la coulée massive No.3 (le manche du marteau pointe vers le nord).

D'est en ouest, aux différents endroits où la présence de colonnes a été relevée, leur pendage pointait vers la base de la coulée (planché 4), à des angles différents, marquant probablement un changement dans l'attitude de la coulée. En effet, d'après Spry (1962), les colonnes se forment perpendiculairement aux surfaces sur lesquelles les contraintes de tension thermiques sont égales dans toutes les directions, c'est-à-dire perpendiculaires aux surfaces isothermiques que représente le contact de la coulée.

#### Phénomènes observés au sommet d'une coulée massive

Le sommet d'une coulée massive est généralement marqué par une série de fissures perpendiculaires au contact supérieur (figure 13). C'est par ces fissures que s'amorce la bréchification en place de la zone basaltique (planché 5).

Sur certains affleurements, il est possible d'observer latéralement toutes les transitions entre la fragmentation en place (polygonisation) et la véritable brèche de coussinets, développée à l'intérieur de la brèche de fragment (figure 13).

Le passage vertical entre le faciès massif et sa brèche sommitale se produit brusquement dans le cas des brèches de fragments, mais plus graduellement dans le cas d'une brèche de coussinets. En effet, dans ce dernier cas, cette transition s'effectue souvent par l'intermédiaire de coussins prenant naissance sur la lave massive (planché 6); la bordure de trempe de ces coussins est alors la continuité de celle du faciès massif. De plus, dans ce cas, le dégazage de la lave massive a pu s'effectuer par le truchement des coussins, amenant l'effacement de la zone vésiculaire de la lave massive.

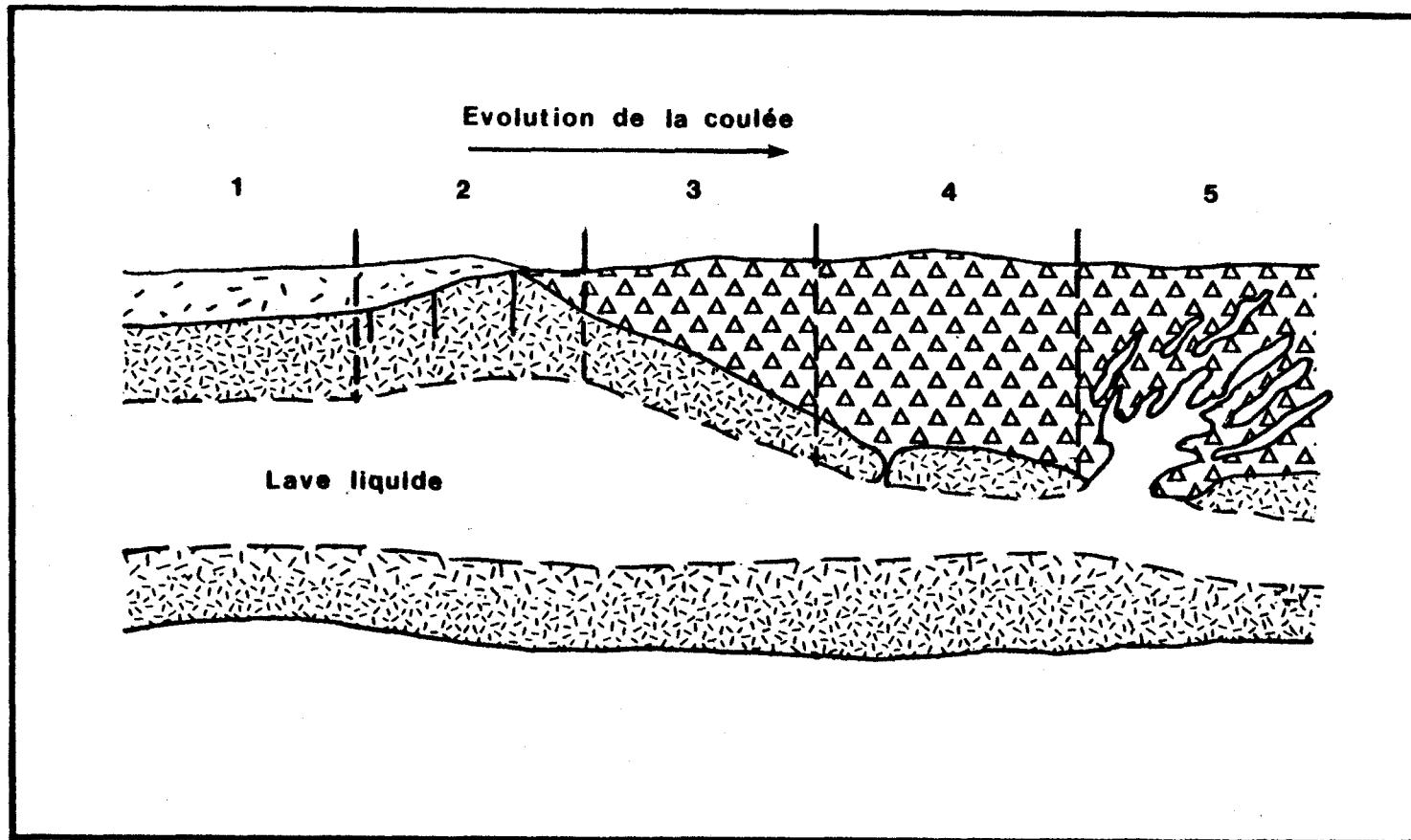


Figure 13- Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée massive. De gauche à droite, le sommet de la coulée évolue dans le temps, d'une fragmentation superficielle à une fragmentation plus intense et plus profonde: 1- fragmentation superficielle, seule la bordure de trempe supérieure est affectée, formant une hyaloclastite; 2- le premier stade de polygonitisation s'amorce; 3- le second stade de la polygonitisation apparaît formant un début de brèche de fragments; 4- la véritable brèche de fragments est formée et une fracture atteint la lave liquide; 5- formation de la brèche de coussinets à l'intérieur de la brèche de fragments par injection de lave liquide à l'intérieur de cette dernière.



Planche 5- Première phase du phénomène de polygonisation; fractures ouvertes au sommet de la coulée massive No. 5.



Planche 6- Développement de coussins à partir du sommet d'une coulée massive (le manche du marteau pointe vers le sommet).

La zone vésiculaire peut aussi être absente dans des unités massives qui ne présentent en leur sommet qu'une brèche de fragments. L'observation de nombreux sommets de lave massive nous amène à croire qu'un processus de fracturation du sommet, plus pénétrant, atteignant cette zone encore plastique, favoriserait l'échappement des gaz.

A ce moment, deux cas peuvent se présenter: dans le premier, les gaz ont pu s'échapper à travers la brèche non consolidée; dans le deuxième cas, les vésicules ont été coincées dans la brèche sommitale et devraient se retrouver dans la matrice hyaloclastique.

A d'autres endroits, le processus de bréchification a affecté la bordure de trempe supérieure, la zone basaltique supérieure et la zone vésiculaire consolidée. Dans ce cas, certains fragments, de même que la hyaloclastite, contiennent des vésicules.

### 3.2.4 Sommaire sur l'analyse géochimique des laves massives:

Pour cette étude sommaire, vingt (20) échantillons ont été retenus sur quatre coupes (de la base au sommet) réparties latéralement à l'intérieur de la coulée No. 3. La localisation des échantillons est reportée sur la **carte 3** (en pochette).

Les données analytiques des éléments majeurs, leur équivalent normatif, de même que leur situation sur un diagramme AFM sont présentés à l'annexe A.

Ces données ne sont présentées qu'à titre d'information; pour cette raison, aucune interprétation n'en est tirée sauf le fait que les laves massives de la coulée No. 3 présentent des caractères nettement tholéitiques.

Le tableau I présente les minima, maxima et moyennes pour les zones laminaire, grenue (inférieure, médiane et supérieure) et vésiculaire, de même que les moyennes pour l'ensemble de la coulée No. 3.

### 3.3 Faciès coussiné

#### 3.3.1 Généralités

Le faciès coussiné est de tous les faciès volcaniques le plus répandu et le mieux documenté. La littérature sur les coussins et leur mode de formation est abondante et remonte au siècle dernier. Historiquement, un coussin est défini comme une masse de lave entourée d'une croûte de verre appelée bordure de trempe.

Dans la région entourant la zone d'étude, le faciès coussiné est le faciès volcanique le plus abondant (Sanschagrin et Leduc, 1979). Ce faciès apparaît au front d'une coulée massive, ou encore, comme faciès de bordure du faciès massif (Dimroth et al, 1978). Le faciès coussiné apparaît rarement au sommet du faciès massif, laissant sa place au faciès bréchique.

Le faciès coussiné, lors d'une éruption impliquant de forts volumes de lave, apparaîtra après le faciès massif, lorsque la lave en bordure du faciès massif sera devenue plus visqueuse. Les coussins représentent donc un faciès distal par rapport au lieu d'éruption.

Au contraire, dans le cas d'une éruption de faible importance, des coussins pourront apparaître à proximité de la fissure nourricière, comme c'est souvent le cas à l'intérieur de la dorsale médio-Atlantique où ils construisent de petits monticules sur le fond océanique (Ballard et Moore, 1977).

Tableau I: Données analytiques sur les laves massives de la coulée No. 3, par zones texturales.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P.P.
<u>Zone 2: zone lamineuse (4 échantillons M-7, M-13 E-11, A-17)</u>											
Minimum:	46.18	13.67	8.00	8.26	0.68	0.24	0.70	0.05	13.06	0.20	3.03
Maximum:	48.15	14.24	9.07	10.71	2.44	0.83	0.84	0.49	15.18	0.21	3.81
Moyenne:	47.30	13.97	8.46	9.38	1.65	0.60	0.79	0.16	14.22	0.20	3.44
<u>Zone 3: zone grise inférieure (5 échantillons M-5, M-6, M-8, M-9, M-14)</u>											
Minimum:	46.95	13.69	7.94	9.64	1.32	0.45	0.71	0.04	12.61	0.18	2.89
Maximum:	48.32	14.10	8.77	11.30	1.73	0.87	0.91	0.05	13.59	0.20	3.50
Moyenne:	47.40	13.99	8.37	10.32	1.54	0.62	0.82	0.04	13.20	0.19	3.17
<u>Zone 4: zone grise médiane (4 échantillons M-3, M-4, M-10, M-11)</u>											
Minimum:	46.77	13.43	7.97	9.45	1.73	0.28	0.76	0.04	12.68	0.18	2.90
Maximum:	48.66	14.23	8.89	11.35	2.66	0.76	0.82	0.04	13.48	0.19	3.67
Moyenne:	47.40	13.99	8.37	10.19	2.13	0.48	0.78	0.04	13.15	0.19	3.22
<u>Zone 5: zone grise supérieure (3 échantillons M-2, A-2, F-9)</u>											
Minimum:	47.48	13.36	6.75	9.12	1.22	0.19	0.70	0.36	13.17	0.18	1.91
Maximum:	49.13	14.83	8.77	10.24	2.22	0.54	1.05	0.40	14.86	0.21	3.34
Moyenne:	48.05	14.21	7.90	9.61	1.72	0.38	0.85	0.15	14.06	0.19	2.84
<u>Zone 6: zone vésiculaire (4 échantillons M-1, M-12, A-1, F-2)</u>											
Minimum:	44.06	13.43	4.51	9.53	0.55	0.14	0.66	0.04	11.78	0.18	2.45
Maximum:	50.16	15.01	9.51	13.86	1.86	0.65	0.81	0.55	15.67	0.21	3.86
Moyenne:	47.57	14.10	7.55	11.34	1.23	0.38	0.73	0.17	13.48	0.20	3.21
Composition moyenne de la lave massive de la coulée No. (20 échantillons cf. annexe 1)	47.60	14.02	8.15	10.18	1.65	0.50	0.79	0.11	13.58	0.19	3.17
										total:	99.94

### 3.3.2 Description d'une coulée coussinée

Une coulée coussinée est formée par un ensemble de coussins de formes et de dimensions variables, généralement moulés les uns sur les autres et séparés par un faible pourcentage de matrice hyaloclastique.

Dans un modèle idéal, la dimension des coussins diminuera graduellement d'une façon latérale, à partir du faciès massif (Dimroth et al (1978), Sanschagrin (1981)).

Cette gradation est aussi visible verticalement, de la base au sommet d'une coulée coussinée. En effet, la base d'une coulée peut être formée par un ensemble de mégacoussins soudés ou individualisés d'un diamètre de cinq (5) mètres, évoluant (vers le sommet de la coulée) vers des coussins de taille normale (<2 mètres). Ce critère peut même servir à séparer une coulée composite en plusieurs coulées simples (termes décrits par Cousineau, 1980); c'est d'ailleurs le cas de la coulée No. 2 décrite au chapitre 6.

Outre l'affinage de la séquence coussinée vers le sommet, nous avons pu noter une augmentation de la vésicularité dans les coulées coussinées épaisses (>100 mètres).

### 3.3.3 Mode de formation et de mise en place

Depuis Daly (1903), de nombreux auteurs ont discuté de la forme des coussins, de leur origine, de même que de leur processus de formation.

En effet, dès 1914, Lewis leur donne une origine extrusive, non explosive en milieu sous-marin. Il envisage même leur mode de formation par croissance successive de tubes, par analogie avec les laves pahoehoe sub-aériennes.

Cette hypothèse fut réfutée par certains auteurs dont Wilson (1942), qui cite de nombreux critères distinguant les laves pahoehoe des véritables coussins.

Par la suite, différents auteurs évoquèrent des processus de formation par émulsion, par globulation et même par liquides immiscibles.

Ce n'est que depuis 1973, (Moore et al) qu'il semble irréfutable que les empilements de lave coussinée soient constitués par un enchevêtrement de tubes interconnectés. Depuis lors, de nombreuses publications traitant de la formation actuelle des laves coussinées, aussi bien à Hawaï que dans la dorsale méridionale-Atlantique, développent le même modèle: Moore (1975), Ballard et Moore (1977), Ballard et Van Andell (1977), Bellaiche et Cheminée (1977) et bien d'autres.

Differents auteurs ont aussi démontré la présence de coussins interconnectés à l'archéen. Pour n'en citer que quelques uns: Dimroth et al (1978, 1979), Hargreaves (1978), Hargreaves et Ayres (1979), Wells et al (1979).

La formation des coussins se ferait donc par étirement et bourgeonnement à la manière décrite par Moore et al (1973) et Moore (1975). Ce modèle veut qu'un tube de lave se déplaçant sur une pente irrégulière produise une série de tubes et de lobes par étirement et rupture successifs de son lobe frontal (figure 14 A). Lorsque ce lobe rencontre un obstacle ou lorsqu'il arrive sur un terrain plat, la croûte se fissure et, si le taux d'écoulement reste suffisant pour permettre un étirement frontal, un empilement de nouveaux tubes se formera (figure 14 B,C,D).

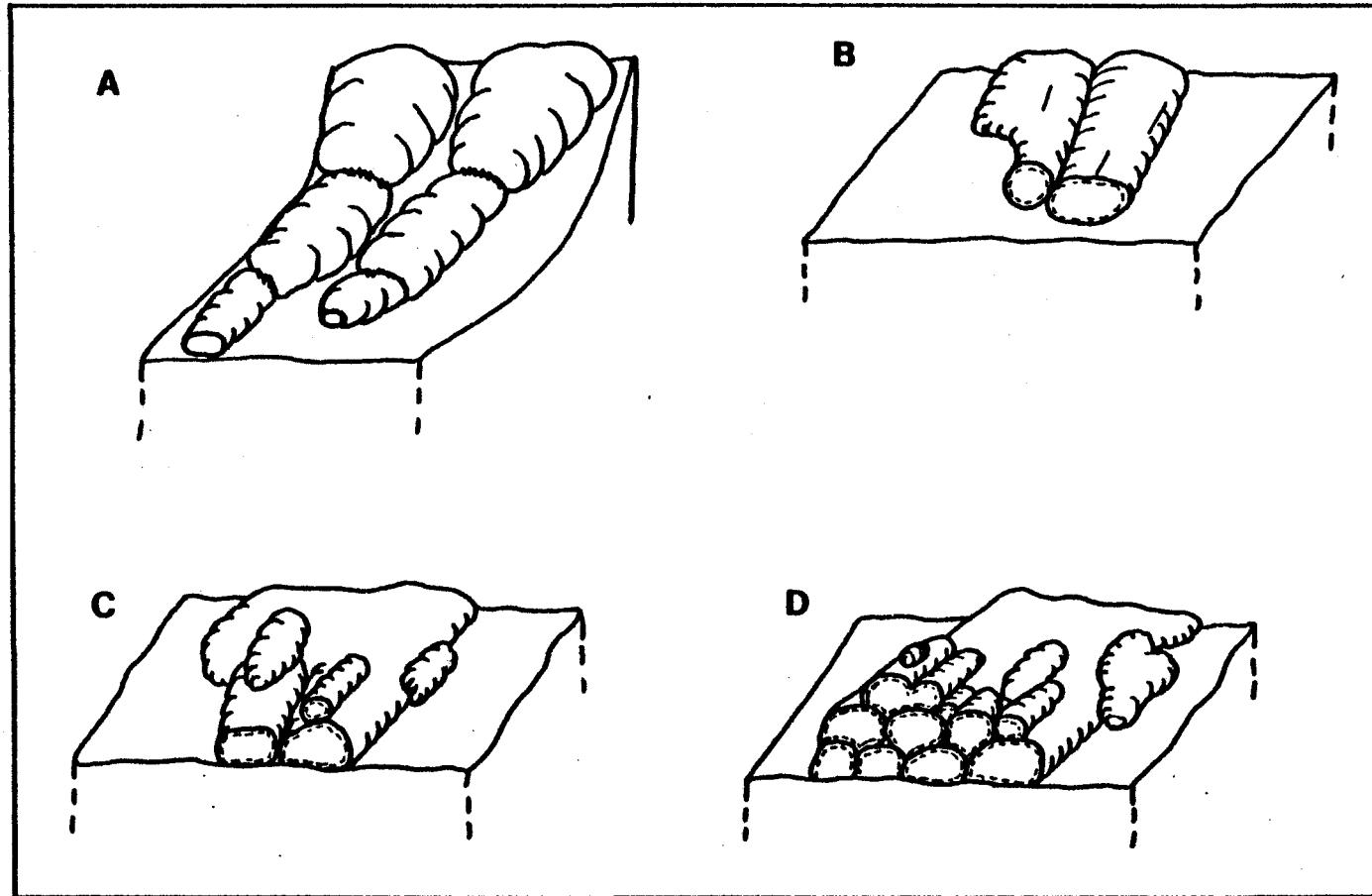


Figure 14- Modèle de formation des coussins: A- suivant le modèle de Moore (1975), des coussins se forment lorsqu'il y a une pente, par étirement et ruptures successives du lobe frontal des tubes; B- lorsque le degré de pente diminue ou lorsque le lobe frontal rencontre un obstacle, des fissures se développent au sommet et en bordure des tubes; C- par le truchement de ces fissures, de nombreux coussins apparaissent par un phénomène de bourgeonnement; D- si l'approvisionnement en lave continue, un empilement de coussins se forme par l'accumulation des lobes frontaux des tubes et par bourgeonnement de ces derniers.

### 3.3.4 Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée coussinée:

Le plus souvent, une coulée coussinée n'est composée que du faciès coussiné. Il arrive cependant que son sommet soit recouvert par le faciès bréchique. Dans ce cas, la brèche sommitale semble le plus souvent composée de fragments provenant des bordures de trempe bréchifiées (figure 15). Plus souvent, cette brèche est composée de fragments mais aussi de coussinets souvent arrondis issus du bourgeonnement des coussins fissurés (figure 15).

Ces types de brèche seront décrits dans la section 3.4.2.

### 3.3.5 Description d'un coussin:

Un coussin basaltique de dimensions moyennes ( $>1$  mètre) se compose de quatre (4) zones distinctes ayant chacune une histoire thermique différente (figure 16).

La première, la bordure externe, est constituée d'un verre basaltique dévitrifié, souvent chloritisé. En s'approchant de la seconde zone, la proportion des cristaux de trempe de plagioclase augmente; ces cristaux squelettiques ou prismatiques ne montrent aucune orientation préférentielle.

La seconde zone, la bordure interne, présente une augmentation de la proportion des cristaux de trempe, de même que l'apparition de sphérolites. Ces derniers se développent à partir des prismes de plagioclase; le nombre et la dimension des sphérolites augmentent vers l'intérieur du coussin jusqu'à la troisième zone.

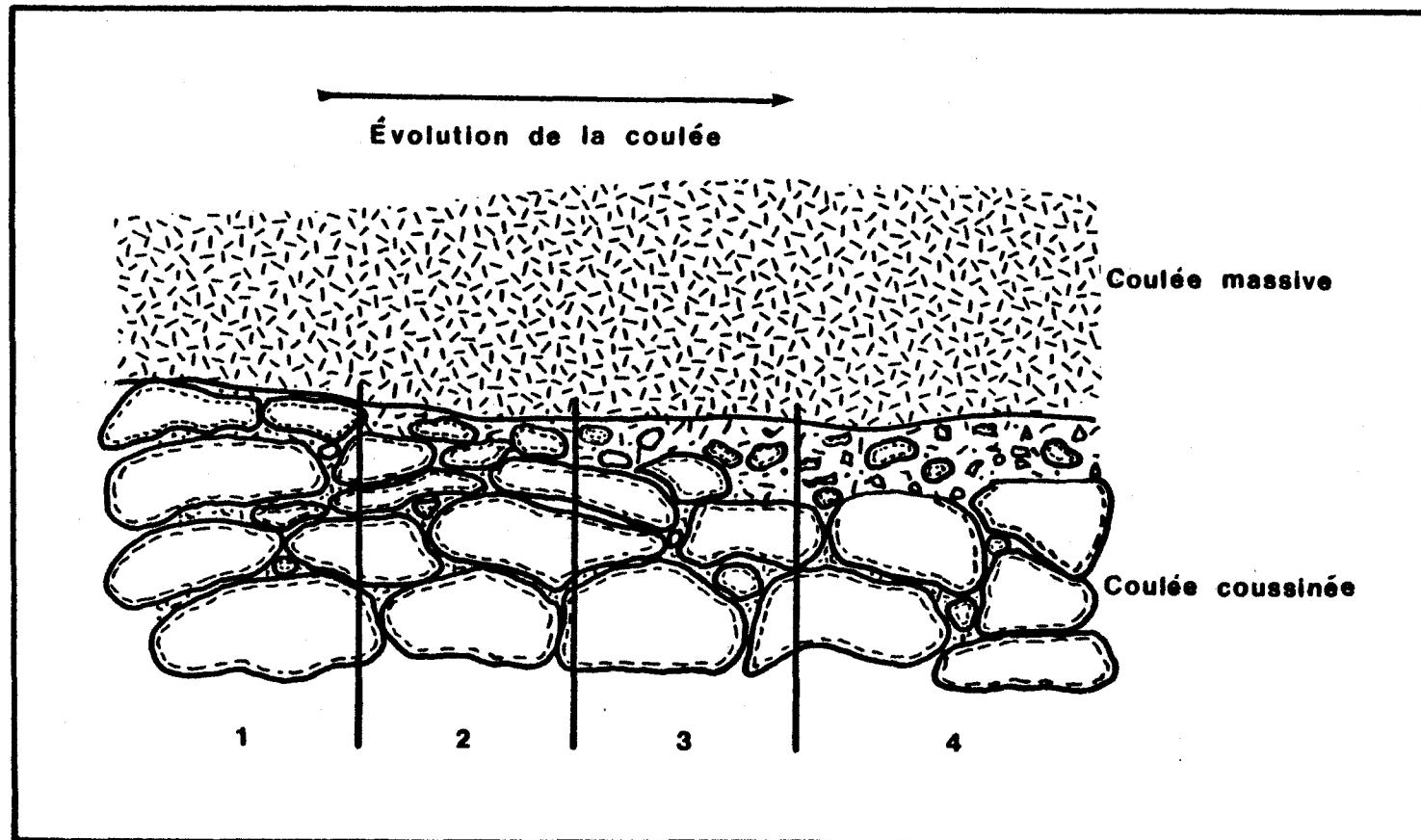


Figure 15- Phénomènes apparaissant au sommet d'une coulée coussinée. De gauche à droite, le sommet de la coulée évolue dans le temps, d'une fragmentation superficielle à une fragmentation plus intense; 1- seule la hyaloclastite est formée et se dépose au sommet des coussins; 2- la proportion de matrice hyaloclastique augmente entre les coussins; 3- la hyaloclastite est encore plus abondante et de petits coussins sphériques apparaissent; 4- développement d'une brèche de fragments (incorporant les petits coussins) par fracturation du sommet des coussins; dans de rares exceptions, il peut y avoir injection de lave chaude dans la brèche de fragments, formant localement une brèche de coussinets amiboides (non illustrés).

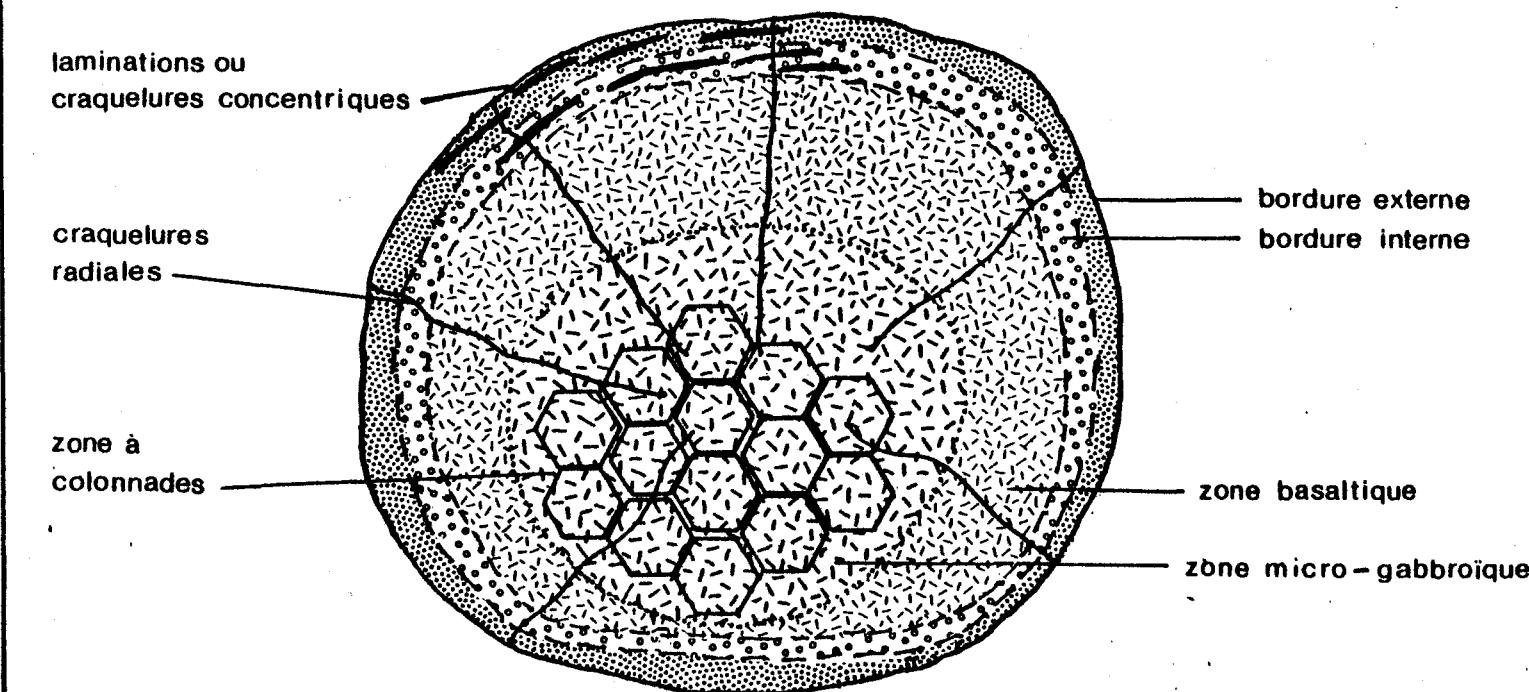


Figure 16- Subdivisions granulométriques et texturales d'un coussin basaltique archéen.

La troisième zone, la zone basaltique microlitique, est constituée d'une pâte aphanitique de chlorite, epidote, préhnite et calcite contenant des microlites de plagioclase.

La quatrième zone, la zone micro-gabbroïque, présente la même minéralogie que la zone basaltique, avec une texture équigranulaire; elle n'est présente que dans les gros coussins (diamètre supérieur à un mètre).

### 3.3.6 Sommaire sur l'analyse géochimique des coussins:

Pour cette brève étude, 20 échantillons ont été sélectionnés, représentant des coupes à l'intérieur de six (6) coussins; cinq coussins de la coulée No. 2 et un coussin de la coulée No. 4. Ces échantillons sont localisés sur la **carte 3** (en pochette).

A titre d'information, les données brutes d'analyse et du calcul normatif, de même qu'un diagramme AFM, sont présentés à l'annexe B. Les coussins analysés présentent des caractères chevauchant les champs tholéïtique et calco-alcalin. Le tableau II présente les minima, maxima et moyennes de chacune des zones composant les coussins de la coulée No. 2; les moyennes pour l'ensemble de la coulée coussinée No. 2 y sont aussi compilées.

Le tableau III présente les données analytiques des quatre zones du coussin de la coulée No. 4, de même que les moyennes compilées pour l'ensemble du coussin.

Tableau II: Données analytiques sur les coussins de la coulée No. 2, par zones texturales.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P.F.
<u>Zone 1: bordure externe (5 échantillons, C-2, C-10, D-20-1, D-30, E-9-1)</u>											
Minimum :	48.61	13.53	7.18	7.04	1.01	0.21	0.83	0.26	12.48	0.19	2.34
Maximum :	54.09	15.07	8.34	8.85	1.57	0.54	0.86	0.42	13.66	0.23	3.72
Moyenne :	50.84	14.63	7.58	7.82	1.27	0.33	0.84	0.33	13.15	0.20	3.00
<u>Zone 2: bordure interne (3 échantillons, C-2A-1, D-20-2, E-9-2)</u>											
Minimum:	48.41	14.28	7.28	8.22	1.01	0.36	0.83	0.30	13.10	0.19	2.60
Maximum:	49.52	15.59	8.22	9.62	1.30	0.46	0.86	0.51	14.14	0.23	2.87
Moyenne:	49.04	15.01	7.69	9.13	1.27	0.40	0.84	0.38	13.70	0.21	2.72
<u>Zone 3: zone basaltique (5 échantillons, C-2A-2, C-12A, D-21, D-31, E-10-1)</u>											
Minimum:	45.59	13.89	6.05	8.06	0.53	0.13	0.72	0.02	11.34	0.18	2.74
Maximum:	48.61	16.14	8.83	13.85	0.90	0.76	0.91	0.86	15.00	0.23	4.71
Moyenne:	47.77	15.01	7.10	10.91	0.79	0.42	0.83	0.39	13.11	0.20	3.46
<u>Zone 4: zone micro-gabbroïque (3 échantillons, C-12, D-22, E-10-2)</u>											
Minimum:	48.19	14.91	7.41	9.04	0.74	0.32	0.80	0.39	12.68	0.19	2.83
Maximum:	48.47	15.22	7.81	10.52	0.91	0.64	0.84	0.64	13.81	0.23	3.33
Moyenne:	48.29	15.02	7.63	9.87	0.82	0.50	0.82	0.48	13.32	0.21	3.03
<u>Moyenne des coussins de la coulée No 2. (16 échantillons, c.f. annexe 2)</u>											
	49.07	14.89	7.46	9.41	1.01	0.40	0.83	0.39	13.27	0.20	3.09

Tableau III: Données analytiques sur le coussin de la coulée No. 4, par zones texturales.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P. P.
<u>Zone 1: bordure externe (1 échantillon 4-25-1)</u>	52.14	16.06	6.39	6.85	1.37	0.39	0.90	0.27	12.47	0.18	2.95
<u>Zone 2: bordure interne (1 échantillon 4-25-2)</u>	45.21	15.89	8.71	9.12	0.61	0.46	0.93	0.38	16.25	0.38	2.21
<u>Zone 3: zone basaltique (1 échantillon 4-25-3)</u>	46.05	15.37	8.17	10.10	0.49	0.45	0.84	0.40	14.58	0.22	3.32
<u>Zone 4: zone micro-gabbroïque (1 échantillon 4-25-4)</u>	47.40	15.63	6.69	12.55	0.48	0.22	0.86	0.50	12.76	0.19	2.71
Moyenne des coussins de la coulée No 4 (4 échantillons 4-25-1, 2.3, 4)	47.70	15.74	7.49	9.65	0.74	0.38	0.88	0.39	14.01	0.24	2.80
										total:	100.02

### 3.3.7 Morphologie des coussins:

#### Généralités

Plusieurs auteurs ont considéré les coussins comme des sacs fermés de lave: Henderson (1953), Jones (1968), Johnston (1969). Il y a effectivement des coussins détachés sur de nombreux affleurements archéens (Dimroth et al, 1978), nous avons même pu, à l'occasion, en détacher quelques uns.

Les contestations sur la forme tridimensionnelle des coussins sont surtout dues au fait que les différentes observations ont été effectuées sur des affleurements en deux dimensions, ne montrant qu'une coupe aléatoire à travers ces masses de lave. A la lumière de la publication de Moore (1975), il apparaît évident que tous les coussins sont des sections en travers de tubes ou des bourgeons de ces mêmes tubes. Les coussins archéens, qu'il nous a été donné de rencontrer, présentent des formes diversifiées (figure 17, en pochette et planche 7) mais apparaissent le plus souvent avec des sections ellipsoïdales ou circulaires.

#### Facteurs influençant la morphologie des coussins:

D'une certaine manière, la forme des coussins est en relation directe avec leurs dimensions. En effet, la dimension des coussins est fonction de la viscosité de la lave, donc, de la chaleur d'émission ou de la composition même du magma. Suivant cette insertion, on peut constater d'une part que les coussins sont plus gros à proximité de la source (lave plus chaude) et qu'ils diminuent de volume en s'éloignant de la source (Dimroth et al, 1978); d'autre part, il appert que les coussins andésitiques sont généralement plus gros que les coussins basaltiques (Cousineau, 1980).



Planche 7- Morphologie de certains coussins observés (coulée No.2).



Planche 8- Petit coussin de forme tubulaire.  
(diamètre = 15 centimètres) (A la base de la coulée No. 2.)

Le temps de refroidissement serait aussi un critère entrant en ligne de compte dans la forme que prennent les coussins. En effet, plus le coussin est petit, plus son refroidissement est rapide et mieux sa forme originelle sera conservée. Dans le cas de gros coussins, le fait que leur centre reste plastique plus longtemps, agit sur l'aplatissement du coussin. Ainsi, nous pouvons poser comme règle générale que, sur une coupe perpendiculaire à l'allongement des tubes, les formes coussinées de moins de 10 centimètres sont sphériques, deviennent sub-sphériques de 10 à 30 centimètres, ellipsoïdales de 30 à 200 centimètres et apparaissent comme lenticulaires aplatis lorsque leur dimension dépasse deux mètres.

Il semble impossible de trancher sur le fait que les petits coussins soient des sacs fermés plutôt que des tubes secondaires issus de plus gros tubes. Règle générale, les plus petits coussins peuvent se détacher comme des volumes fermés de lave (sacs), mais, par contre, nous avons pu observer un petit coussin d'un diamètre de quinze (15) centimètres ayant une forme tubulaire (planche 8); dès lors, la question reste ouverte.

Le mode de formation des coussins influence aussi leurs formes. Comme mentionné précédemment, certains coussins sont formés par digitations et étirement de gros tubes, alors que d'autres le sont par bourgeonnement à la surface de ces derniers. Les nouveaux tubes formés auront tendance à s'aplatir alors que les bourgeons (plus petits) resteront plus arrondis. Dépendamment de la coupe observée, nous aurons des coussins individualisés ou rattachés avec des bordures continues, représentant la connexion entre le parent et le nouveau coussin (figure 18).

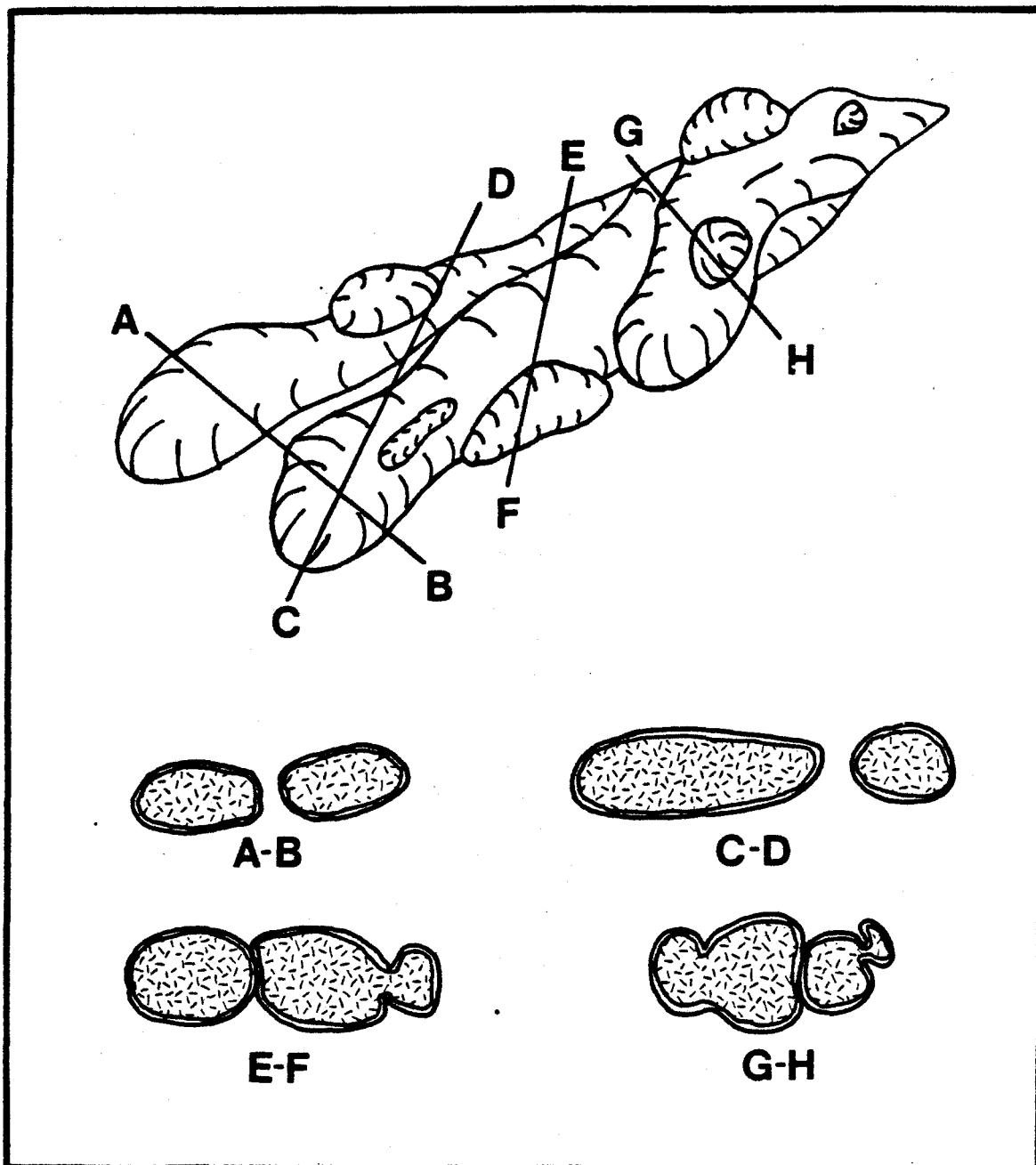


Figure 18- Morphologie des coussins d'après la coupe observée sur l'affleurement.

Les "sheet flow" traduit ici par "coussins en feuillets" sont formés par éjection de lave très chaude à partir du sommet d'un mégacoussin. Ce type de coussin présente des formes minces et allongées reliées à son mode de formation (les coussins en feuillets seront traités subseqüemment). De même, les coussins formés au sommet des coulées massives par injection forcée de lave chaude dans la brèche sus-jacente présenteront des formes amiboides très diversifiées reliées aussi à leur mode de formation (ces derniers seront traités dans la section 3.4.2).

### 3.3.8 Caractères spéciaux des coussins:

#### Structures internes

La structure interne la plus commune n'apparaît que dans les coussins ayant un diamètre supérieur à un mètre. Cette structure est laminaire et se développe de façon concentrique à l'intérieur de la bordure interne du coussin. Ces "laminations" sont partout parallèles à la bordure du coussin et sont interprétées comme des craquelures de refroidissement. Dans le cas de mégacoussins soudés (Dimroth et al, 1978), où il est impossible de distinguer les croûtes externes, le relevé de ces "laminations" sert à délimiter les mégacoussins.

Dans certains coussins, deux systèmes de fractures de refroidissement viennent se superposer à ces laminations (figure 19). Ces deux systèmes ont été décrits dans Dimroth et al (1978).

Le premier système forme un patron sub-concentrique et peut, dans certains cas, servir de système de circulation à l'eau de mer. Le résultat de cette circulation entraîne la formation de plusieurs croûtes séparées entre elles par de la matrice hyaloclastique (planche 9).

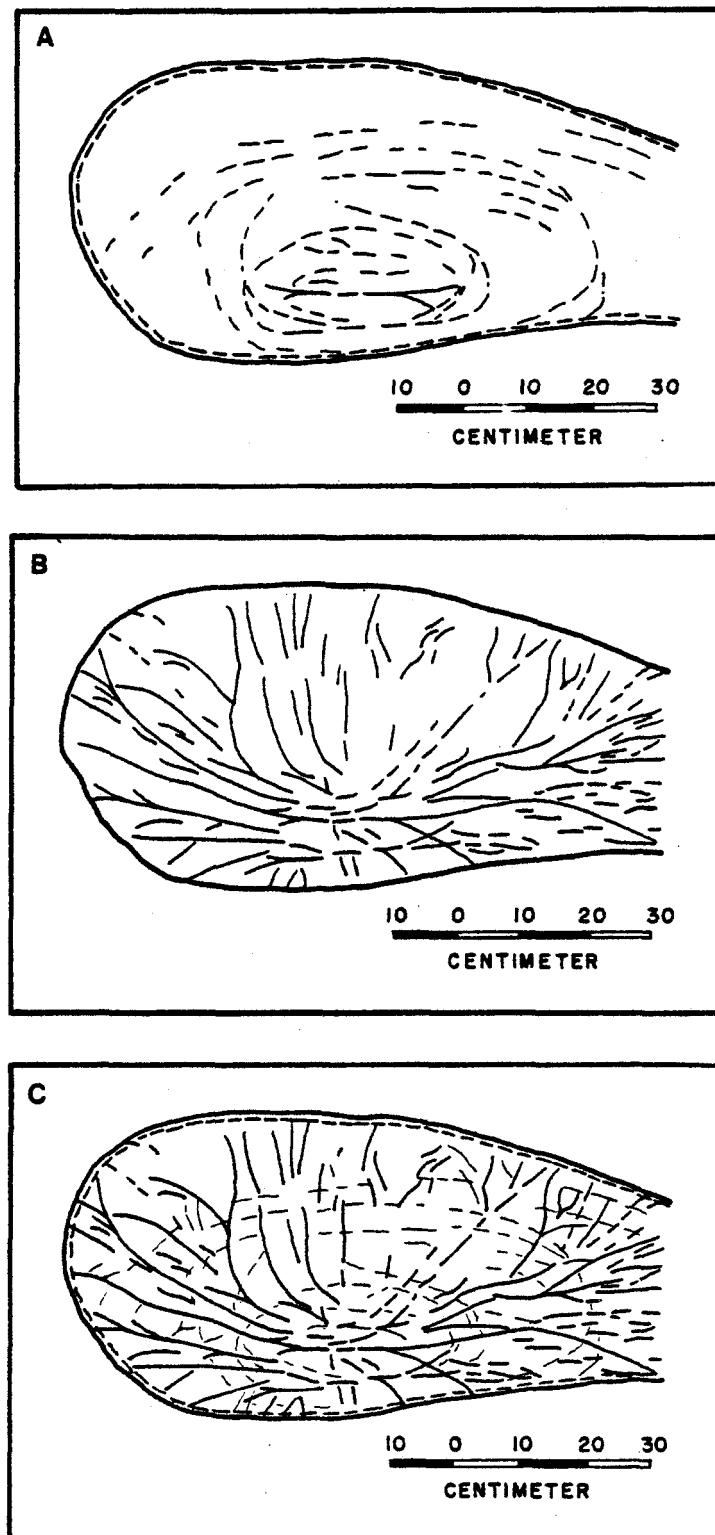


Figure 19- Illustration des différents systèmes de fractures de refroidissement apparaissant à l'intérieur d'un coussin archéen; A- patron sub-concentrique; B- patron radial; C- conjugaison des deux patrons. (tirée de Dimroth et al, 1978).



Planche 9- Bordures de trempe successives à l'intérieur d'un coussin. (Sommet de la coulée No. 1.)



Planche 10- Colonnades à l'intérieur d'un mégacoussin au sommet de la coulée No.2.

Presque partout où il a été observé, ce système affectait les bordures internes et externes, pénétrant rarement le cœur du coussin.

Le second système est sub-radial à un point situé légèrement sous le centre du coussin, indiquant ainsi un refroidissement à partir du sommet du coussin (figure 19).

Ces deux systèmes se rencontrent avec des angles variant de 10 à 30 degrés et cet angle aigu serait toujours parallèle à la surface du coussin (Dimroth et al., 1978).

Une autre structure est observée dans les mégacoussins: les colonnades. Elles apparaissent à l'intérieur du coussin avec une orientation sub-radiale (planche 10). Les craquelures limitant ces colonnades résultent souvent de la composition des deux systèmes précédemment décrits.

Lorsqu'un gros tube se solidifie, le refroidissement s'effectue préférentiellement sur les surfaces externes; conséquemment, la fracturation débutera en ces lieux. D'après Spry (1962), de telles contraintes se développent si le corps en cause est exempt de contraction ou d'expansion ou s'il y a une distribution inégale de température (ce qui est le cas dans notre modèle de refroidissement). Ces contraintes thermiques s'accumulent et le matériel s'étire de façon plastique jusqu'à ce que la résistance à la tension soit dépassée. Lorsque cette limite est atteinte, le matériel se rompt, formant des fractures à géométrie variable (joints prismatiques).

Les colonnes observées à l'intérieur des mégacoussins de la coulée No. 2 présentent le plus souvent une géométrie pentagonale, occasionnellement hexagonale. L'angle formé par la rencontre de deux côtés est invariablement voisin de 120 degrés. Le diamètre moyen de ces colonnes est de l'ordre de 5 centimètres avec un minimum de 2 centimètres et un maximum de 11 centimètres (24 mesures).

Une dernière structure apparaît à l'intérieur de certains gros tubes. De rares sections montrent deux ou plusieurs niveaux de lave à granulométrie différente. Ces niveaux sont bien visibles en surface altérée. Le niveau supérieur montre souvent des craquelures de refroidissement et sa surface inférieure présente des ondulations faisant penser aux stalactites décrites par Ballard et Moore (1977) dans de tels tubes (planches 11 et 12). Ces niveaux ont apparemment été formés lors d'un arrêt soudain dans l'approvisionnement en lave. La lave chaude au centre du tube aurait continué à couler en bas de pente, alors que le sommet et la base du tube se seraient refroidis progressivement, laissant un vide qui par la suite se serait rempli lors d'une nouvelle pulsion de lave. Ce phénomène, à plus petite échelle, amène la formation des chambres de quartz décrites dans la section suivante.

Critères de polarité:

De nombreuses caractéristiques inhérentes à différents environnements produisent d'excellents critères de polarité applicables sur une coulée coussinée. Nous présentons ici quatre critères observés sur notre terrain et illustrés à la figure 20.

Le premier critère de polarité et le mieux connu, est la présence du pédoncule, lequel pointe vers la base de la coulée. Les coussins avec pédoncules sont habituellement plus circulaires qu'ellipsoïdaux et dépassent rarement 75 centimètres de diamètre; ceci indique possiblement un état plus plastique que dans le cas des gros coussins. En effet, c'est en s'accumulant les uns sur les autres que certains coussins en viennent à posséder ce pédoncule; dans le cas d'un refroidissement trop lent, les coussins s'aplatissent les uns sur les autres et ne présentent aucun pédoncule.



Planche 11- Tube évidé rempli par une seconde pul-  
sion de lave au sommet de la coulée No.2.



Planche 12- Détail de la planche 11.

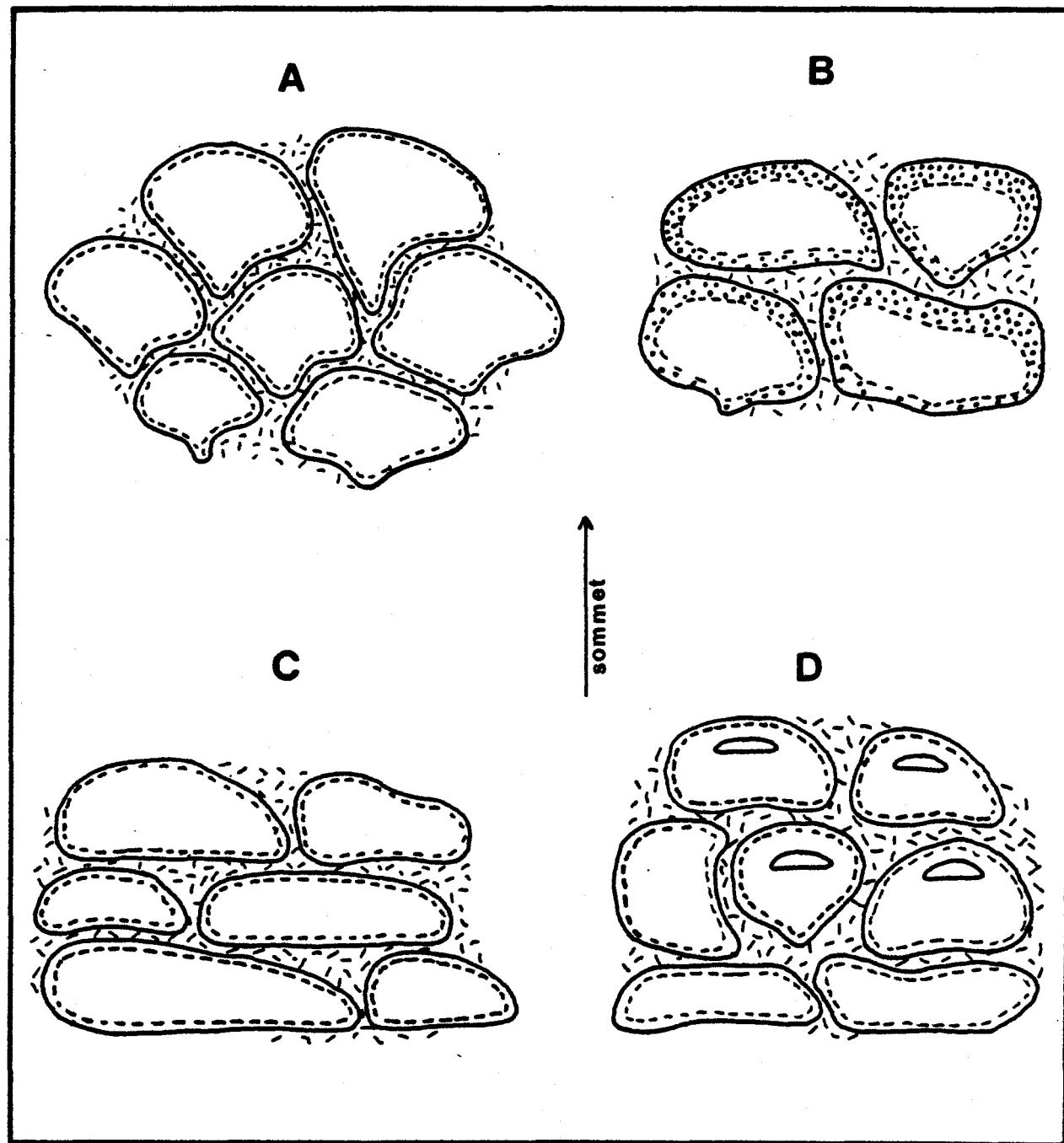


Figure 20- Critères de polarité des coussins observés. A- présence du pédoncule; B- accumulation de vésicules au sommet; C- aplatissement de la base du coussin; D- présence de chambres de quartz.

Le second critère de polarité réside dans la concentration de vésicules ou d'amygdales à la périphérie de certains coussins, la concentration la plus grande indiquant le sommet du coussin. Dans certains cas, ces vésicules sont cylindriques et leur grand axe est allongé avec un patron radial par rapport au centre du coussin. Ces vésicules allongées sont souvent concentrées de façon plus particulière au sommet; mais dans plusieurs cas, leur distribution est complètement aléatoire.

Dans la région étudiée, la vésicularité des coussins est toujours inférieure à 10% et la dimension des vésicules est inférieure à cinq millimètres. Dans la plupart des cas, la vésicularité est surtout indicatrice du milieu de mise en place (Waters, 1960, Jones, 1969) et ne sert de critère de polarité que conjuguée à d'autres évidences.

Le troisième critère est l'aplatissement de certains gros coussins. Le côté plat montre toujours la base et le côté convexe le sommet. Dans certains cas, l'alignement de ces gros coussins à base plate fait penser à un ancien plancher horizontal sur lequel une série de coussins seraient venus se déposer.

Le dernier critère est constitué par ce qu'on appelle les chambres de quartz. Ces chambres de quartz sont formées par un remplissage tardif d'un vide dû au retrait de la lave ou à une diminution du taux d'émission de la lave. Ce vide correspond à un niveau de lave (dans les gros coussins) et possiblement à une accumulation de gaz à l'intérieur de petits coussins. Ces vides ont postérieurement été comblés par du quartz. Ces chambres apparaissent dans les parties centrales ou dans le tiers supérieur des coussins. Elles ont toujours une forme de demi-lune avec leur surface convexe orientée vers le sommet. La base plate de ces chambres de quartz est parallèle aux pseudo-planchers décrits précédemment. Le vecteur orthogonal à ces

dernières indique la provenance de la lave.

### 3.3.9 Types particuliers de coussins:

Comme mentionné précédemment, certains coussins isolés (sacs) ont pu être observés. Leur diamètre est toujours inférieur à 75 centimètres. Contrairement aux petits tubes, ils contiennent souvent des "laminations" parallèles à leurs bordures et quelquefois des accumulations de vésicules à leur sommet. Dans de rares cas, ils ont pu être détachés de l'affleurement et ne présentaient aucune connexion avec leurs parents.

Certains gros tubes reposant actuellement à l'horizontal près du sommet de la coulée No. 2 ont pu être observés en trois dimensions. Ces tubes ont des diamètres de un mètre et montrent parfois des digitations (planche 13) et plus rarement des semblants de sculptures de surface (planche 14).

Des tubes de faible diamètre (15 centimètres) ont été observés au sud de la coulée No. 2 (planche 8). Ces coussins tubulaires pourraient correspondre aux "trap door" ou aux "tooth paste" pillow de Ballard et Moore (1977) qui les interprètent comme une variété spéciale de bourgeons qui auraient pris naissance à partir d'une craquelure circulaire. Ces coussins sont plus ou moins allongés et, dans les observations effectuées dans la dorsale médo-Atlantique, la croûte du coussin parent recouvre le "trap door pillow" et les côtés sont marqués par des stries et des ondulations parallèles à la direction du mouvement. Bien que ces dernières caractéristiques n'aient pas été observées, la morphologie de nos petits tubes correspond à la description des "tooth paste pillows".



Planche 13- Tube horizontal montrant des digitations,  
au sommet de la coulée No.2.



Planche 14- Linéations faiblement marquées pouvant  
représenter des sculptures de surfaces  
produites lors de la formation d'un cou-  
sin. (Sommet de la coulée No. 2).

Le dernier type est constitué par les coussins en feuillets ("sheet flow"). Il est à noter que ce terme ne correspond nullement aux "sheet flows" décrits par Van Andell et Ballard (1979) dans la ride des îles Galapagos. Notre définition des "sheet flow" est plus en accord avec celle donnée par Ballard et Moore (1977), bien que ceux qu'il nous ait été donné d'observer sont vraisemblablement plus minces que ceux de la dorsale médiо-Atlantique.

Aux trois endroits où nous avons pu observer ces "coussins en feuillets" (localisés sur la **carte 3**, en pochette), ces derniers apparaissaient comme des feuillets de basalte d'une épaisseur variant de 1 à 8 centimètres. Leurs surfaces inférieures et supérieures sont trempées et séparées des coussins avoisinants par une mince couche d'haloclastite (planches 15 et 16). Localement, leur extension latérale ne dépasse jamais 5 mètres. Ces "sheet flows" sont vraisemblablement formés lorsqu'une lave très liquide est éjectée du sommet d'un tube actif par le truchement d'une fissure. Cette lave s'étend sur la surface supérieure du tube et coule latéralement sur ses côtés, remplissant les vides entre le tube parent et les coussins adjacents. L'extrémité de ce feuillet peut quelquefois être bréchifiée (section 3.4.2).

### 3.3.10 Sommaire sur les coussins:

Comme nous avons pu remarquer, des observations rigoureuses sur des coupes favorables permettent, sur des affleurements archéens, de visualiser presque toutes les variétés de coussins décrits dans la dorsale médiо-Atlantique.

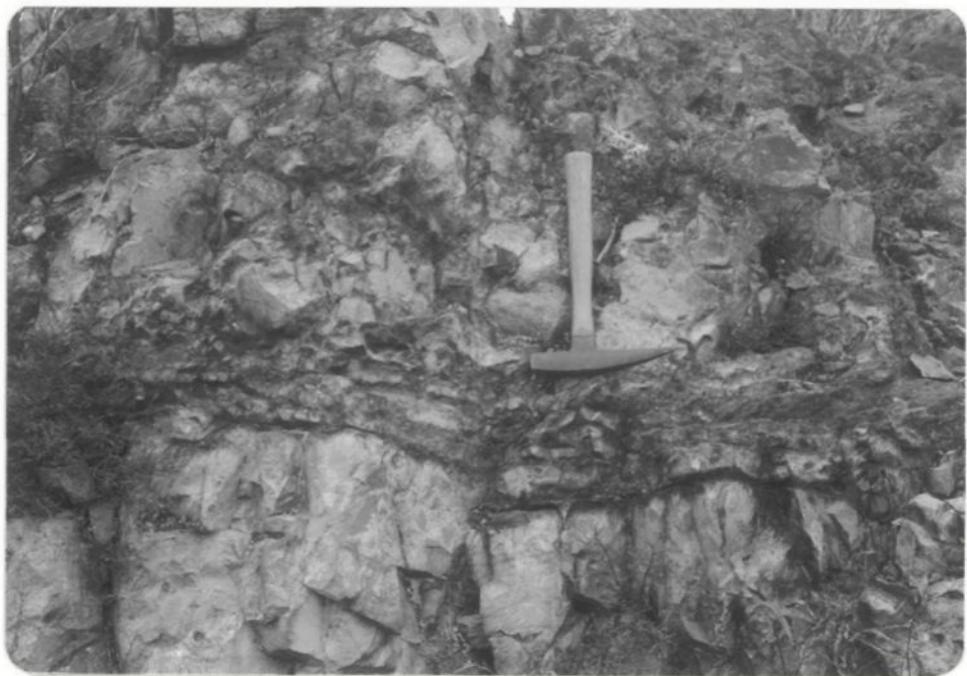


Planche 15- Coussin en feuillets ("sheet flow").  
(Portion centrale de la coulée No. 2.)



Planche 16- Détail de la planche 15.

Naturellement, des différences notoires apparaissent entre les coussins archéens et les coussins récents. Ainsi, l'absence à l'Archéen de sculptures de surface, la rareté des fractures radiales et des tubes creux, de même que la présence de nombreux sacs fermés impliquent, d'après Dimroth et al (1978), un taux d'écoulement beaucoup plus grand que celui qui prévaut actuellement dans la ride médo-Atlantique.

De plus, d'après Wells et al (1979), l'aplatissement des coussins archéens de même que leur fort degré de cohésion indiquent qu'ils ont été compressés alors qu'ils étaient encore chauds et plastiques; ce qui impliquerait une accumulation rapide donc, une température initiale et un taux d'extrusion de la lave plus élevé.

Les coulées coussinées contiennent donc des formes diversifiées dont l'examen approfondi, en plus de nous mener à une meilleure compréhension de leur mode de formation, peut nous mener, par comparaison, à une meilleure définition de l'environnement et de l'appareil volcanique dont ils sont issus.

### 3.4 Faciès bréchique:

#### 3.4.1 Définition et classification

La première définition formelle d'une brèche volcanique fut donnée par Tyrell en 1928 et fut reprise par Fisher (1958). Selon cette définition, une brèche volcanique serait une roche composée d'une façon prédominante de fragments volcaniques anguleux d'une dimension supérieure à 2 millimètres, pris dans une matrice de n'importe quelle composition ou texture, ou même sans matrice; elle pourrait aussi être composée de fragments d'origine autre que volcanique pris dans une matrice d'origine volcanique.

D'une façon générale, les brèches volcaniques sont classifiées d'après leur processus de fragmentation respectif. Ainsi, d'après Fisher (1961, 1966), il y aurait des brèches pyroclastiques, épiclastiques, autoclastiques, alloclastiques et hyaloclastiques.

De ces 5 classes, nous n'en retiendrons que deux:  
soit: - Autoclastique, définie comme étant une fragmentation suivie d'une incorporation durant le mouvement de la lave, qu'elle soit liquide, semi-solide ou solide.  
- Hyaloclastique, définie comme une fragmentation de laves sous-marines trempées au contact avec l'eau de mer.

Lors de la cartographie, nous avons pu distinguer des brèches sommitales composées de polygonite, de fragments divers ou de coussinets, et des brèches de "sheet flow". A ces types de brèches, on peut attribuer le terme hyaloclastique tel que défini précédemment.

Les autres types de brèches s'associent au terme autoclastique. Cette classe inclue les brèches d'effondrement de tubes, les brèches à fragmentation tectonique synvolcanique et les brèches de remplissage.

Toutes ces brèches peuvent se retrouver à l'intérieur d'une même coulée; pour cette raison, nous définissons le faciès bréchique d'une coulée sous-marine comme l'ensemble des brèches hyaloclastiques et autoclastiques provenant des divers constituants d'une même coulée volcanique.

Le tableau IV présente notre modèle de classification des types de brèches rencontrés à l'intérieur de la zone d'étude.

Tableau IV: Classification des brèches volcaniques rencontrées à l'intérieur de la zone d'étude.

Processus de fragmentation	Type de Brèche	Subdivisions	Mode de formation	Résultat
Hyaloclastique	BRECHES	sommittale	Lave massive	Lave massive
			Lave coussinée	Lave coussinée
		Polygonite	fracturation de la croûte solide (contraintes thermiques)	grès fragments polygonaux séparés par une mince couche d'hyaloclastite.
		De fragments	Fracturation plus intense Dégagement des fragments (contraintes thermiques)	Fragments de croûtes ou de basalte vésiculé dans une matrice hyaloclastique (20 à 50%)
	COULEE	De coussinets	Par injection de lave liquide	Par bourgeonnement du sommet de la coulée sous-jacente
				Coussins armibofides en rondis entourés d'une brèche de fragmants
		Brèche de "sheet flow"	fracturation de la terminaison de la coulée en feuillet arrivant dans un milieu aqueux confiné (contraintes thermiques)	superposition de fragments allongés montrant une bordure de trempe sur deux faces; séparés d'une mince couche d'hyaloclastite
Autoclastique	Brèche d'effondrement		Par effondrement de tubes évidés (physique, thermique)	empilement de fragments de croûtes, peu d'hyaloclastite
	Brèche à fragmentation syn-volcanique	autochtone (polygonite en place)	-fragmentation par contraintes thermiques -fragmentation associée à un tectonisme synvolcanique, s'a aidant des systèmes de craquelures de refroidissement	gros fragments de coussins bien tassés avec très peu de matrice hyaloclastique (1%)
		allochtone (talus d'éboulis)		fragments de coussins de dimensions variables entourés d'un peu de matrice hyaloclastique (5%)
	Brèche de remplissage	à matrice hyaloclastique	remplissage de fractures ou de "poches" par le matériel de la coulée susjacente	petites fractures nord-sud remplies d'hyaloclastite provenant du sommet de la coulée fracturée
		à matrice basaltique	idem	"poches" avec fragments de coussins en place, remplies de basalte aphanitique de la coulée supérieure.

### 3.4.2 Brèches hyaloclastiques:

#### Matrice hyaloclastique

Dans ce type de brèche, la matrice est toujours formée par une hyaloclastite. Cette dernière consiste en granules et en aiguilles de verre provenant de l'éclatement des bordures de trempe vitreuses. La dimension et la forme des fragments hyaloclastiques sont fonction de la vésicularité du matériel parent. Ainsi, un matériel peu vésiculaire donnera des globules d'une dimension pouvant atteindre un centimètre. Ces globules peuvent alors être fracturées par contraction thermique; on assiste alors à la formation de fractures conchoïdales appelées perlites. Au contraire, un matériel ayant une forte vésicularité donnera plutôt des échardes millimétriques.

Le pourcentage de matrice hyaloclastique dépend de chaque type de brèche et est directement fonction de la rapidité de la trempe et du volume impliqué.

#### Brèches sommitales

Les brèches sommitales sont des brèches de coulée, en ce sens qu'elles sont formées contemporainement à l'épanchement d'une coulée et qu'elles font partie intégrante de cette dernière. Mentionnons ici que les brèches de coulée renferment trois principaux types de brèches, soit: les brèches sommitale, frontale et basale (Dimroth et al, 1978).

Dans la zone d'étude, seule la brèche sommitale est représentée.

Le faciès des brèches sommitales recouvre le plus souvent le faciès massif d'une coulée, mais beaucoup plus rarement le faciès coussiné. C'est un faciès accidentel par rapport aux autres faciès volcaniques.

Lorsque la lave en fusion entre en contact avec l'eau de mer, une bordure de trempe est formée. Plusieurs facteurs dont la contraction thermique et les variations dans le débit de la lave contribuent alors à fissurer et à fragmenter cette croûte. Cette fragmentation se produit par étapes successives au sommet des coulées massives (figure 21 A) et occasionnellement au sommet des coulées coussinées. Ces étapes sont reliées à la durée d'exposition du sommet de la coulée avec l'eau de mer et correspondent chacune à un type de brèche particulier.

#### Polygonite:

La formation de la polygonite correspond au premier stade de fracturation du sommet consolidé. Dans un premier temps, de gros blocs se forment (planche 17); un temps de fracturation soutenu affinera les fragments (planche 18). Le résultat sera une polygonite composée de fragments anguleux, de sidéromélane et de basalte microlitique. Dans plusieurs cas, cette polygonite correspond à une bréchification in-situ aux endroits où des fractures thermiques se sont développées. Les fragments sont peu distancés et le matériel interstitiel est une hyaloclastite dont la proportion ne dépasse pas 5%.

Ce premier type de brèche sommitale est surtout présent au sommet des laves massives, mais peut à l'occasion affecter les derniers coussins d'une coulée coussinée (figure 21 B).



Planche 17- Première phase de formation de la polygonite, à l'intérieur de la zone vésiculaire de la coulée massive No. 3.

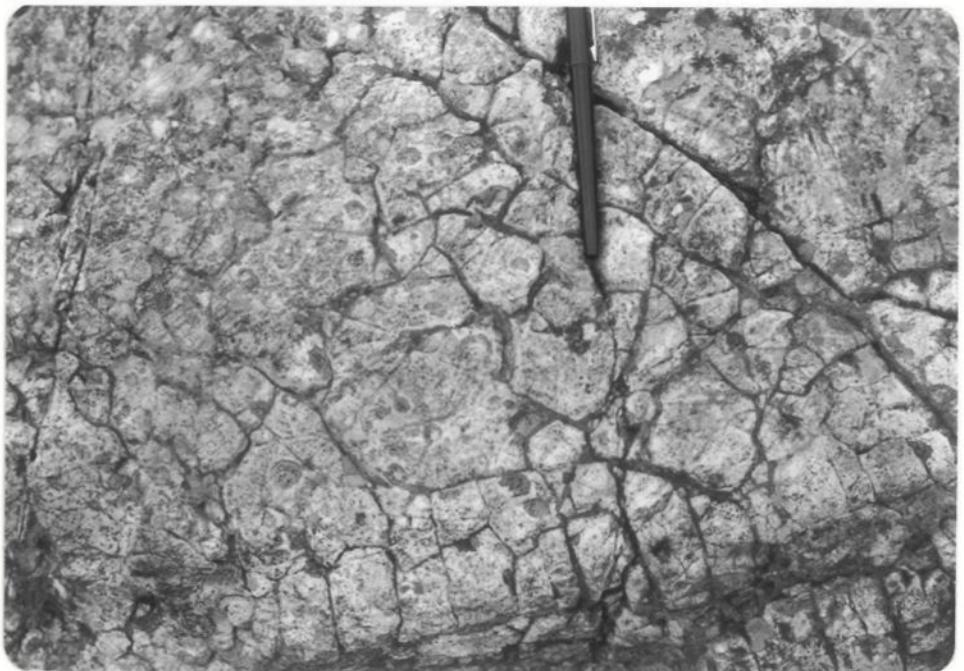


Planche 18- Deuxième phase de la polygonite (affinage des fragments).

Brèche de fragments:

Une fragmentation plus poussée produira une brèche de fragments (figure 21). Dans ce type de brèche, les fragments sont anguleux et leur dimension peut varier de quelques millimètres à plus de cinquante centimètres. D'une façon générale, la dimension moyenne des fragments à la base est supérieure à la dimension moyenne des fragments au sommet. Ces fragments montrent le plus souvent une texture basaltique mais peuvent aussi contenir une bordure de trempe sur un de leurs côtés, ce qui indique leur provenance, à partir de la bordure de trempe, de la lave massive ou de certains coussins.

La brèche de fragments est le type de brèche sommitale le plus commun, autant au sommet du faciès massif qu'au sommet du faciès coussiné.

Brèche de coussinets:

Si la fracturation de la croûte au sommet de la lave massive est assez importante et atteint la lave en fusion, il y a injection de cette lave dans la brèche de fragments gorgée d'eau. Ces injections forment alors des coussinets limités par une bordure de trempe (planche 19). L'ensemble de ces coussinets forme la brèche de coussinets. Cette dernière est caractérisée par la présence de coussins amiboides souvent interconnectés. Ces coussins aux formes irrégulières peuvent avoir des diamètres maximum de 50 centimètres, minimum de 3 centimètres avec une moyenne de 15 centimètres (18 mesures).

Quand la brèche de coussinets est présente, elle occupe généralement la base du faciès bréchique; bien que sa mise en place soit postérieure, elle passe progressivement vers le sommet à une brèche de fragments.

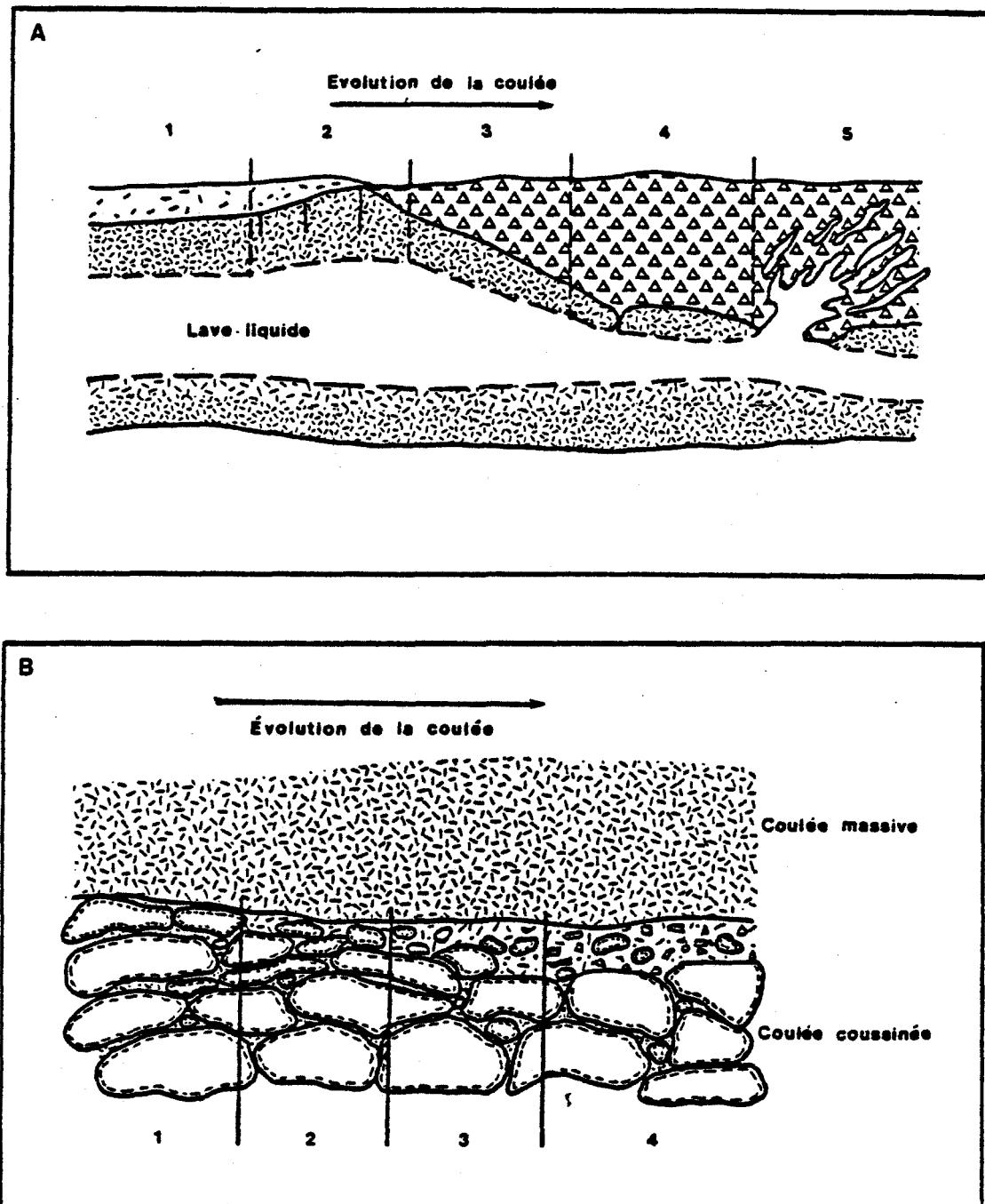


Figure 21- Types de brèches sommitales (reprise des figures 13 et 15).  
A- de gauche à droite: hyaloclastite, polygonite, brèche de fragments, brèche de coussinets (dans le cas d'une coulée massive); B- de gauche à droite: hyaloclastite, brèche de coussinets isolés, brèche de fragments de coussins.

Planche 19- Brèche de coussinets au sommet d'une coulée massive.

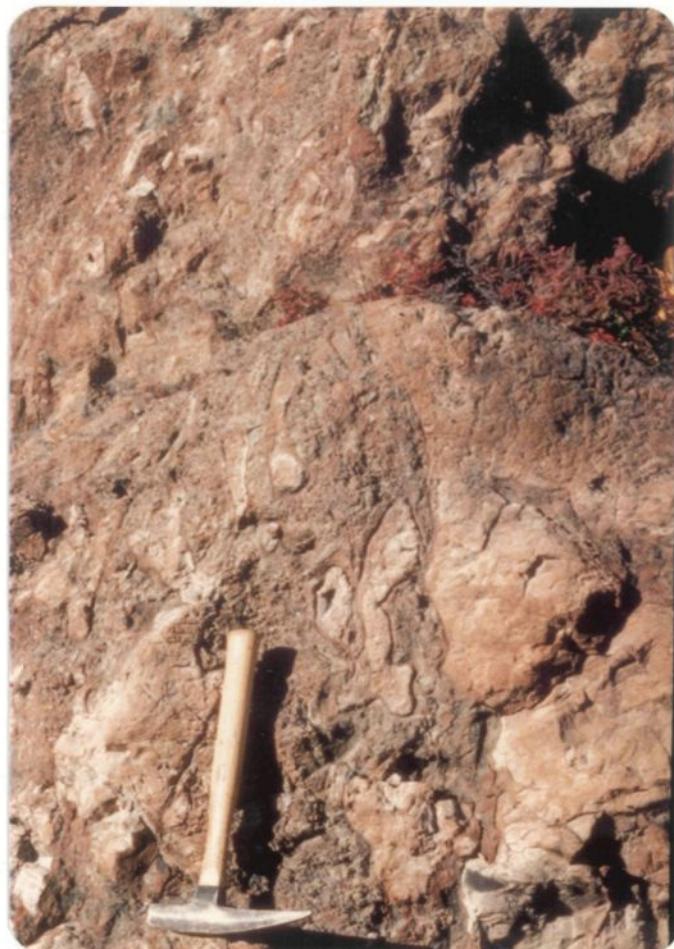


Planche 20-

Brèche de fragments et de coussinets au sommet d'une coulée coussinée.

Parfois, des coussinets ont pu être fragmentés à leur tour, contribuant à la formation de la brèche de fragments.

Le faciès coussiné peut aussi être recouvert d'une brèche de sommet. Cette brèche est alors peu épaisse et constituée presque uniquement de fragments avec quelquefois des coussinets arrondis (planché 20). Ces faits semblent confirmer que la lave qui engendre les coussins est dans un état beaucoup plus visqueux que celle qui donne naissance au faciès massif.

#### Brèche de "sheet flow"

Ce type de brèche volcanique ne se rencontre qu'en de rares endroits. Là où elles ont pu être observées, on les retrouve sur les côtés de gros tubes, à la terminaison latérale des "sheet flow". Dans ce cas, la lave aurait coulé latéralement sur les côtés du tube dont elle est issue, confinée latéralement par les tubes et les coussins avoisinants. L'extrémité de ces feuillets de lave aurait atteint une "poche" d'eau, et la bréchification se serait produite, donnant comme résultat une superposition de fragments allongés, montrant des bordures de trempe sur deux faces, séparées par une mince couche d'hyaloclastite (planché 21 et figure 22 A).

Ces coussins en feuillets (sheet flow) peuvent aussi être bréchifiés dès leur formation au sommet des tubes, dans un milieu non confiné. En effet, vu la faible épaisseur de ces feuillets, une bréchification thermique au contact avec l'eau de mer produira une série de plaquettes présentant des bordures de trempe sur au moins deux faces (inférieure et supérieure). Ces plaquettes peuvent s'accumuler, avec la hyaloclastite formée, au sommet ou sur les côtés des tubes formant la brèche de "sheet flow".

Planche 21-

Brèche de "sheet flow" à l'intérieur de la coulée No.2.

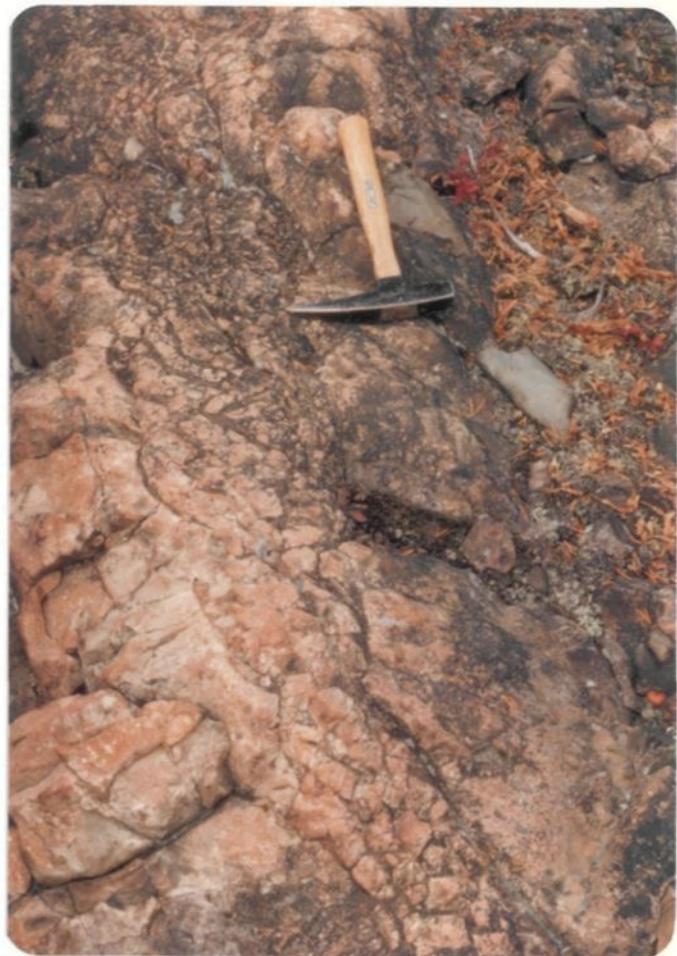


Planche 22-

Brèche d'effondrement de tubes évidés au sommet de la coulée No.2.



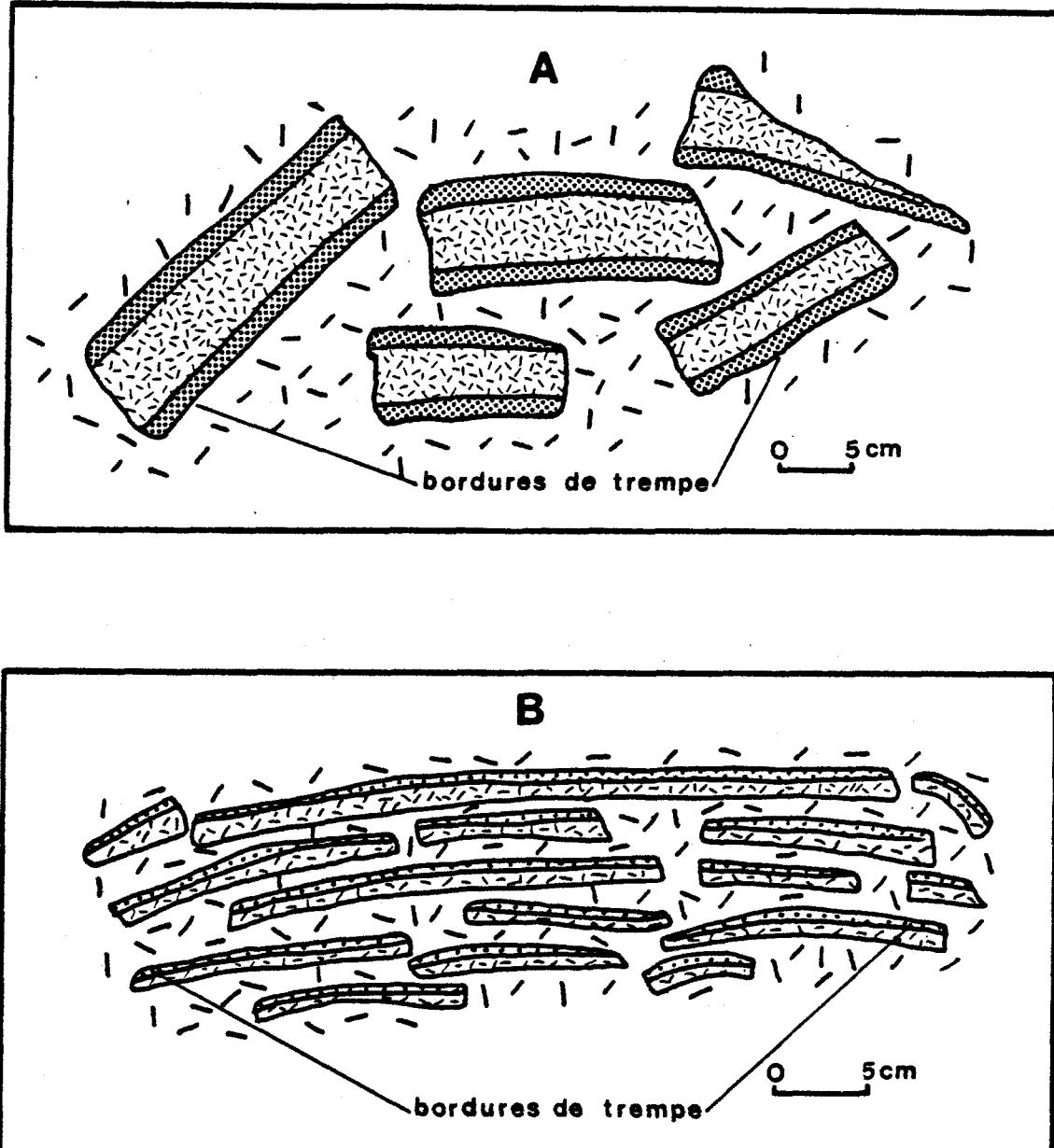


Figure 22- Comparaison entre une brèche de "sheet flow" (A) et une brèche d'effondrement de tube évidé (B).

### 3.4.3 Brèches autoclastiques:

#### Brèche d'effondrement

Ce type de brèche, défini par Cousineau (1980), consiste en des rubans de brèches de 10 à 50 centimètres d'épaisseur intercalés entre des coussins normaux.

Ce type de brèche est très rarement rencontré et contient uniquement des fragments anguleux de dimensions variables, dérivés de la bordure externe des coussins et entourés de matrice hyaloclastique (planche 22). Cette brèche est interprétée comme un effondrement de tube évidé, suite aux contraintes thermiques s'exerçant sur sa bordure (mince) ou simplement causé par le poids des coussins susjacentes.

La figure 22 B montre la différence fondamentale entre une brèche de "sheet flow" et une brèche d'effondrement.

#### Brèche à fragmentation synvolcanique

La formation de ce type de brèche est directement reliée à un phénomène de fissures synvolcaniques sur le plancher océanique. Pour cette raison, elle sera décrite à l'intérieur du chapitre 5 traitant de ce phénomène structural.

#### Brèches de remplissage

Elles sont associées à des cassures nord-sud apparaissant dans les zones de fissures synvolcaniques; pour cette raison, elles seront aussi décrites au chapitre 5.

#### 3.4.4 Géochimie sommaire des brèches volcaniques:

Différents constituants d'une brèche sommitale, d'une brèche à fragmentation synvolcanique et d'une brèche de remplissage à matrice basaltique ont été analysés par fluorescence X pour les éléments majeurs. Ces brèches apparaissent toutes dans la coulée No. 2 et la localisation des échantillons est présentée sur la **carte 3** (en pochette).

Le tableau V présente les données analytiques de chaque type de brèche.

#### 3.5 Autres types lithologiques:

##### 3.5.1 Dykes basaltiques

Ces dykes de faible épaisseur (inférieure à un mètre) sont toujours associés au système de fracture nord-sud affectant diverses coulées. Certains de ces dykes montrent des terminaisons abruptes et ne recoupent qu'une coulée. Sur certains affleurements, les fractures semblent avoir été remplies par la coulée massive qui recouvre la coulée affectée. Outre la similitude texturale de la roche, la terminaison digitée de ce type de dyke favorise cette hypothèse (planche 23).

L'échantillon DY-9 (localisé sur la **carte 3**, en pochette) a été analysé pour les éléments majeurs (tableau VI); sa composition normative et sa situation sur un diagramme AFM sont présentés à l'annexe C.

Tableau V: Données analytiques sur les différents types de brèche rencontrés à l'intérieur de la coulée No. 2.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P. P.
<b>Brèche de sommet de la coulée No 2.</b>											
Hyaloclastique: (A-25-1)	42.98	15.20	5.82	12.56	0.07	0.20	0.78	0.58	15.29	0.25	6.25
Coussinet (A-25-2)	50.53	8.50	8.32	10.97	0.23	0.18	0.79	0.51	14.60	0.28	5.08
<b>Brèche de fragmentation tectonique (synvolcanique).</b>											
Fragment de coussin, bordure externe (échantillon C-9-1)	47.99	13.74	7.16	9.08	0.79	0.42	0.84	0.41	15.83	0.30	3.42
Fragment de coussin, zone basaltique (échantillon C-9-2-2)	45.93	12.56	6.88	10.72	0.75	0.21	0.80	0.49	14.91	0.30	6.46
Fragment de coussin, zone gabbroïque (échantillon A-8)	48.03	13.78	6.12	12.62	0.64	0.32	0.78	0.60	12.61	0.22	4.25
Composition moyenne à fragment, à hyaloclastique (échantillon E-6)	42.70	14.05	7.16	10.57	0.89	0.21	0.83	0.48	15.55	0.31	7.23
<b>Brèche de remplissage à matrice basaltique.</b>											
Matrice (échantillon A-7)	50.42	14.04	6.77	7.07	0.77	0.36	1.90	0.27	15.24	0.21	2.95

Tableau VI: Données analytiques et moyenne des trois échantillons du dyke gabbroïque; données analytiques sur le petit dyke gabbroïque recoupant le sommet de la coulée No. 2.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P. P.
B-8 :	48.30	15.30	7.74	10.89	0.51	0.67	0.81	0.42	12.31	0.19	2.85
DY-8 :	56.39	14.92	4.71	5.72	1.44	0.21	1.20	0.22	12.58	0.16	2.43
P-5 :	58.45	13.96	3.04	6.99	1.08	0.31	1.39	0.26	11.95	0.16	2.40
Moyenne:	54.38	14.73	5.16	7.87	1.01	0.40	1.13	0.30	12.28	0.17	2.56
DY-9 :	51.20	14.50	5.58	8.66	0.65	0.22	1.65	0.34	14.18	0.20	2.81

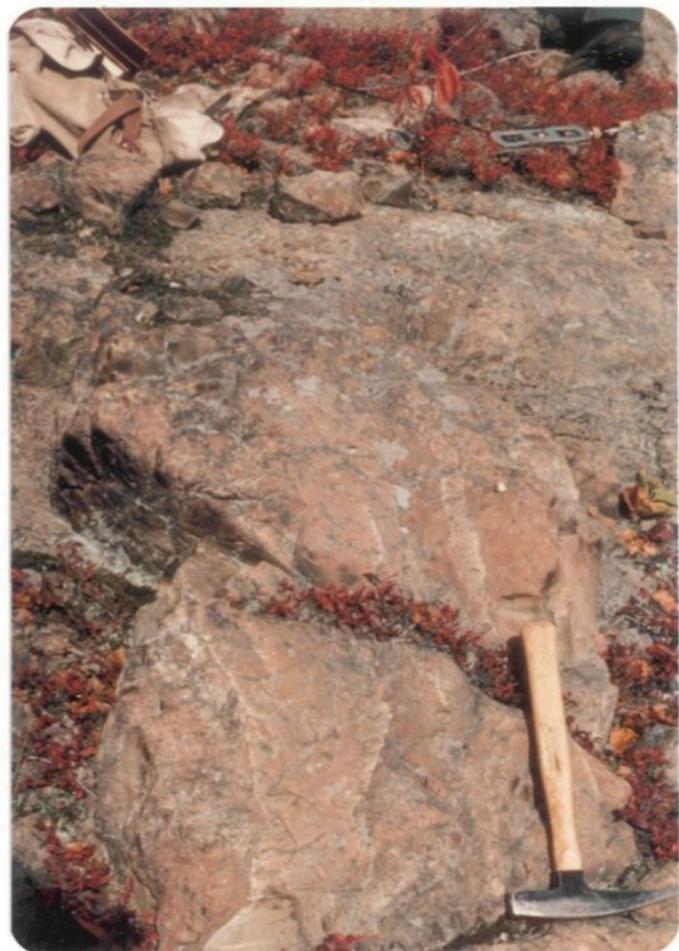


Planche 23- Terminaison digitée du petit dyke basaltique recoupant le sommet de la coulée No.2.

### 3.5.2 Dykes gabbroïques:

Ces dykes ont été reconnus dans l'ensemble du canton et sont aussi associés au système de fractures nord-sud. Leur largeur peut varier de 5 à 30 mètres, et, dans une zone d'affleurements voisine de la zone d'étude, leur fréquence est d'environ un dyke par 150 mètres.

Ils présentent des variations granulométriques et texturales de la bordure au centre. Leur aspect, leur texture et leur composition sont très semblables à ceux de la lave massive et pour cette raison, il pourrait s'agir d'anciens conduits par lesquels la lave a pu atteindre la surface.

De plus, certains dykes, comme le système de fracture associé, seraient à l'origine des murs verticaux sur lesquels sont venus buter certains filons-couches gabbroïques (Sanschagrin et Leduc, 1979).

Trois échantillons prélevés sur un dyke ont été analysés pour les éléments majeurs. Les données analytiques de même que la moyenne sont présentées au tableau VI; leur composition normative et leur situation sur un diagramme AFM (présentées à l'annexe C) leur confèrent un caractère tholéïtique.

### 3.5.3 Filons-couches gabbroïques:

Ces filons-couches sont peu importants dans la zone étudiée, mais ils représentent près de 20% de l'empilement volcanique dans la partie sud-est du canton d'Aiguebelle (Sanschagrin et Leduc, 1979).

Nous les retrouvons dans les coulées No. 3 et 4 (voir carte 3, en pochette). Un de ces filons sépare par endroits le niveau yésiculaire de la coulée massive No. 3; un autre sépare la brèche de sommet de la coulée No. 4, confirmant l'hypothèse de leur mise en place dans des niveaux de faiblesse de l'empilement volcanique.

Par rapport aux directions et pendages des coulées, ces filons-couches sont toujours sub-concordants, prenant très souvent des formes lenticulaires. De plus, par l'action du biseautage, un filon-couche peut se subdiviser en deux ou plusieurs filons-couches individuels (coulée No. 4 et 5). Enfin, comme mentionné antérieurement, il arrive fréquemment qu'ils se terminent abruptement contre des murs perpendiculaires, sans se poursuivre ni vers le haut, ni vers le bas. Ces murs marqueraient des lieux de fracturation antérieure à la mise en place des filons-couches (Sanschagrin et Leduc, 1979).

#### 4. Modèle d'organisation des coulées basaltiques sous-marines archéennes:

##### 4.1 Modèle de formation des faciès volcaniques

###### 4.1.1 Faciès massif (et bréchique):

D'une façon générale, le mode de mise en place des coulées mafiques archéennes semble très analogue à ce qui peut être observé aussi bien à Hawaï que dans les dorsales médo-océaniques.

Comme sur les planchers océaniques actuels, la lave se serait épanchée à partir d'une fissure nourricière. A proximité de cette fissure, la lave très chaude et peu visqueuse s'étend à la façon d'une crêpe, formant une plaine de lave (figure 23 A). Ce domaine proximal serait essentiellement constitué par le faciès massif.

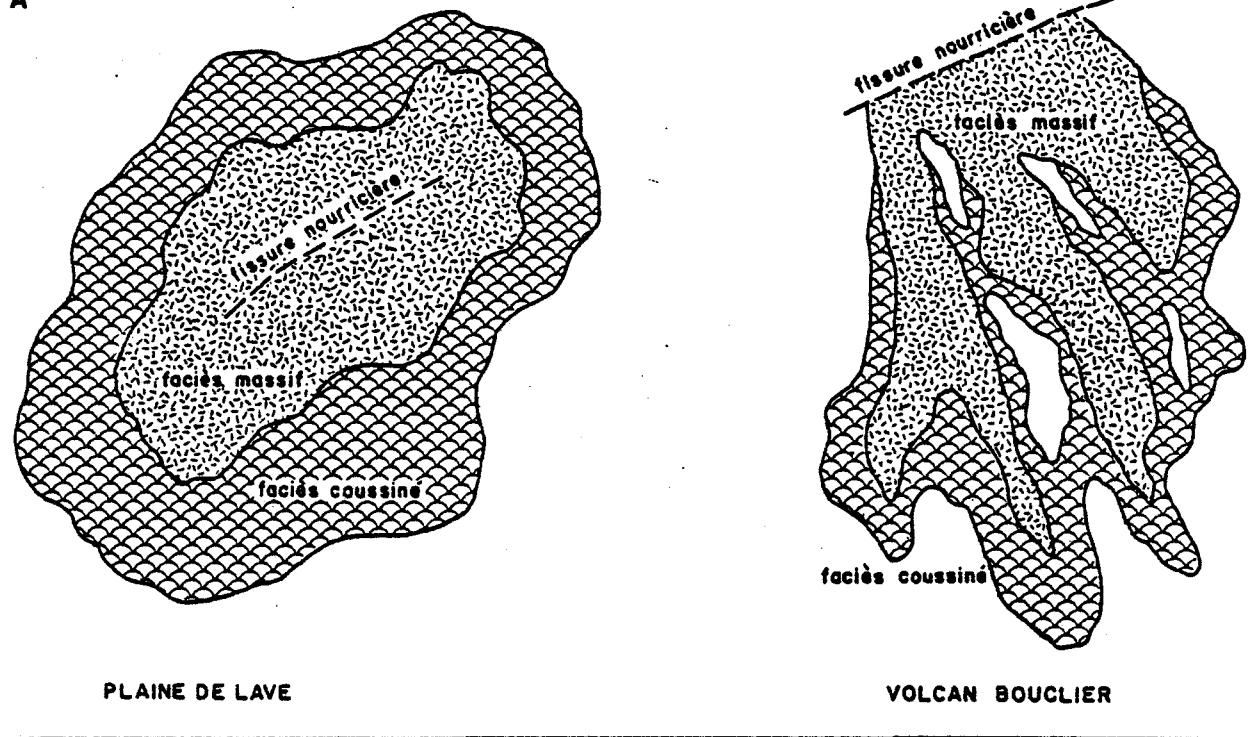
Ce premier apport de lave, étant entré en contact avec l'eau de mer, montre deux surfaces de trempe, soit à sa base et à son sommet. Entre ces deux croûtes indurées, la lave peut continuer de s'écouler tant que le taux d'émission est suffisant.

A ce stade, le refroidissement rapide et les variations dans le débit de la lave contribuent à fissurer et à fragmenter la bordure de trempe supérieure. Ce processus, se poursuivant tel que décrit précédemment (section 3.4.2), va former le faciès bréchique au sommet du faciès massif.

###### 4.1.2 Faciès coussiné (et bréchique):

Comme on s'éloigne de la fissure nourricière, la lave devient de plus en plus visqueuse et commence à former des lobes ou des tubes de dimensions diverses dans lesquels la lave continue de s'écouler (figure 23 B).

A



PLAINE DE LAVE

VOLCAN BOUCLIER

B

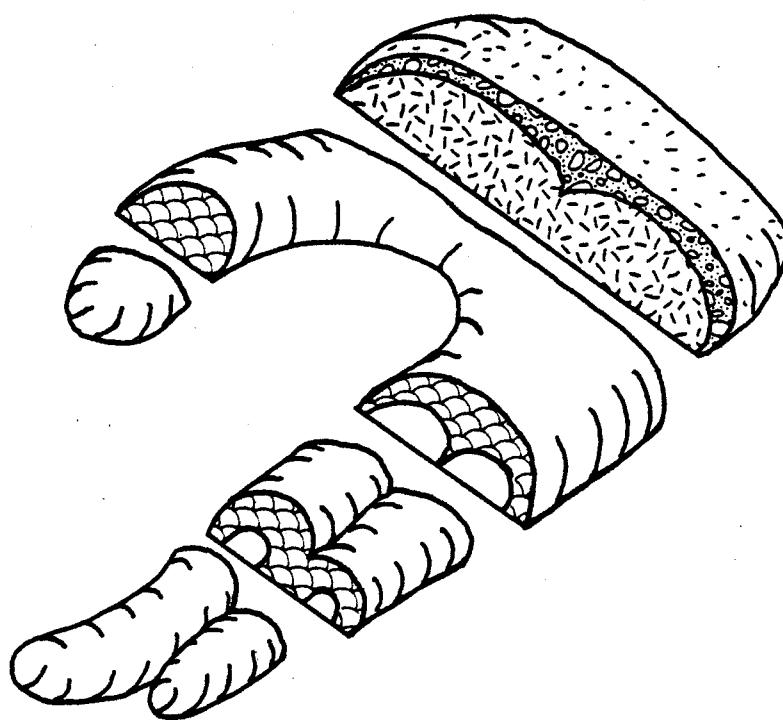


Figure 23- Modèle de formation des faciès volcaniques; A- développement et occurrence des faciès massif et coussiné dans le cas d'une plaine de basalte et d'un volcan bouclier (reprise de la figure 10); B- modèle d'évolution d'un lobe de lave pouvant s'appliquer aux deux environnements.

En allant vers l'aval, la dimension des tubes diminue et la viscosité de la lave augmente. A la surface de ces tubes, des craquelures et des fissures se forment. Quand les fissures atteignent la lave chaude et si l'écoulement de lave est continu à l'intérieur du tube, il y a formation de coussins de types "bulbes" ou "bourgeons" (Moore (1975), Ballard et Moore (1977)). C'est ainsi qu'une section dans l'empilement montrera à ce stade de gros coussins entourés de petits (figure 22B).

En s'éloignant encore plus de la fissure, la lave très visqueuse est aussi très confinée: le phénomène de bourgeonnement sera donc plus important. De même, à la terminaison des tubes, de nombreux sacs de lave se détacheront ou resteront connectés sur les tubes. Une section à ce stade montrera une très grande proportion de coussins moyens presque équidimensionnels avec de très rares mégacoussins. Le faciès coussiné sera donc en majorité constitué d'une série de tubes empilés les uns sur les autres.

Enfin, dans certaines conditions, une lave très visqueuse pourra donner naissance à une brèche de coussins. Cette brèche peut apparaître au front de la coulée, plus rarement en son sommet.

L'empilement volcanique se construit donc à partir d'un ensemble de coulées distinctes, lesquelles sont formées d'un domaine proximal (faciès massif) et d'un domaine distal (faciès coussiné).

## 4.2 Transitions de faciès à l'intérieur d'une coulée

### 4.2.1 Généralités

Des changements de faciès peuvent apparaître au sein d'une coulée, autant verticalement que latéralement (Dimroth et al, 1978). Cependant, ces deux types de changements n'apparaissent pas à la même échelle et n'impliquent pas les mêmes volumes de lave; ainsi, les transitions verticales de faciès sont beaucoup plus discrètes que les transitions latérales.

### 4.2.2 Transitions verticales de faciès:

Une séquence verticale idéale dans une coulée basaltique sous-marine devrait se présenter comme suit: à la base, le faciès massif surmonté par le faciès coussiné, puis par la brèche de sommet; le tout recouvert par un hyalotuf (Dimroth et al, 1978).

Cependant, la séquence verticale la plus souvent observée est constituée par le faciès massif recouvert uniquement par le faciès bréchique. A l'intérieur même de ce dernier faciès, une séquence verticale est aussi observable.

Ainsi, on pourra observer de la base au sommet une brèche de coussinets isolés passant graduellement à une brèche de coussinets brisés qui à son tour passera à une brèche de fragments basaltiques dont la dimension et la proportion décroissent vers le sommet en faveur de la matrice hyaloclastique. Enfin, plus rarement, le sommet de ce faciès bréchique pourra être constitué par une hyaloclastique lîtée appelée hyalotuf.

Quelquefois, le passage vertical de la lave massive à la brèche sommitale s'effectue par l'intermédiaire d'un horizon coussiné de faible épaisseur (souvent inférieure à un mètre), constitué par des coussins issus d'un bourgeonnement du sommet de la lave massive (voir figure 12).

A l'intérieur d'une séquence coussinée, la dimension des coussins diminue vers le sommet. Il est cependant assez rare qu'une coulée coussinée soit surmontée d'une brèche sommitale, passant le plus souvent avec un contact ondulant à une autre coulée massive ou coussinée.

#### 4.2.3 Transitions latérales de faciès:

Les changements latéraux de faciès dans les laves basaltiques sont des phénomènes fréquents qui ont été observés et décrits par plusieurs auteurs dont: Dimroth et al (1978 et 1979), Hargreaves (1978), Hargreaves et Ayres (1979) et Sanschagrin (1981). Ces transitions latérales apparaissent le plus souvent entre les faciès massif et coussiné d'une même coulée.

##### - Transitions entre les faciès massif et coussiné

Dans ce type de transition, deux cas ont été observés.

Le premier cas (figure 24 A) est représenté par la transition entre une lave massive homogène montrant, de la base au sommet, toutes les variations granulométriques précédemment décrites (section 3.2.2) et une lave massive présentant des zones lenticulaires où la granulométrie de la roche est uniforme. Cette lave massive constitue le faciès de mégacoussins soudés.

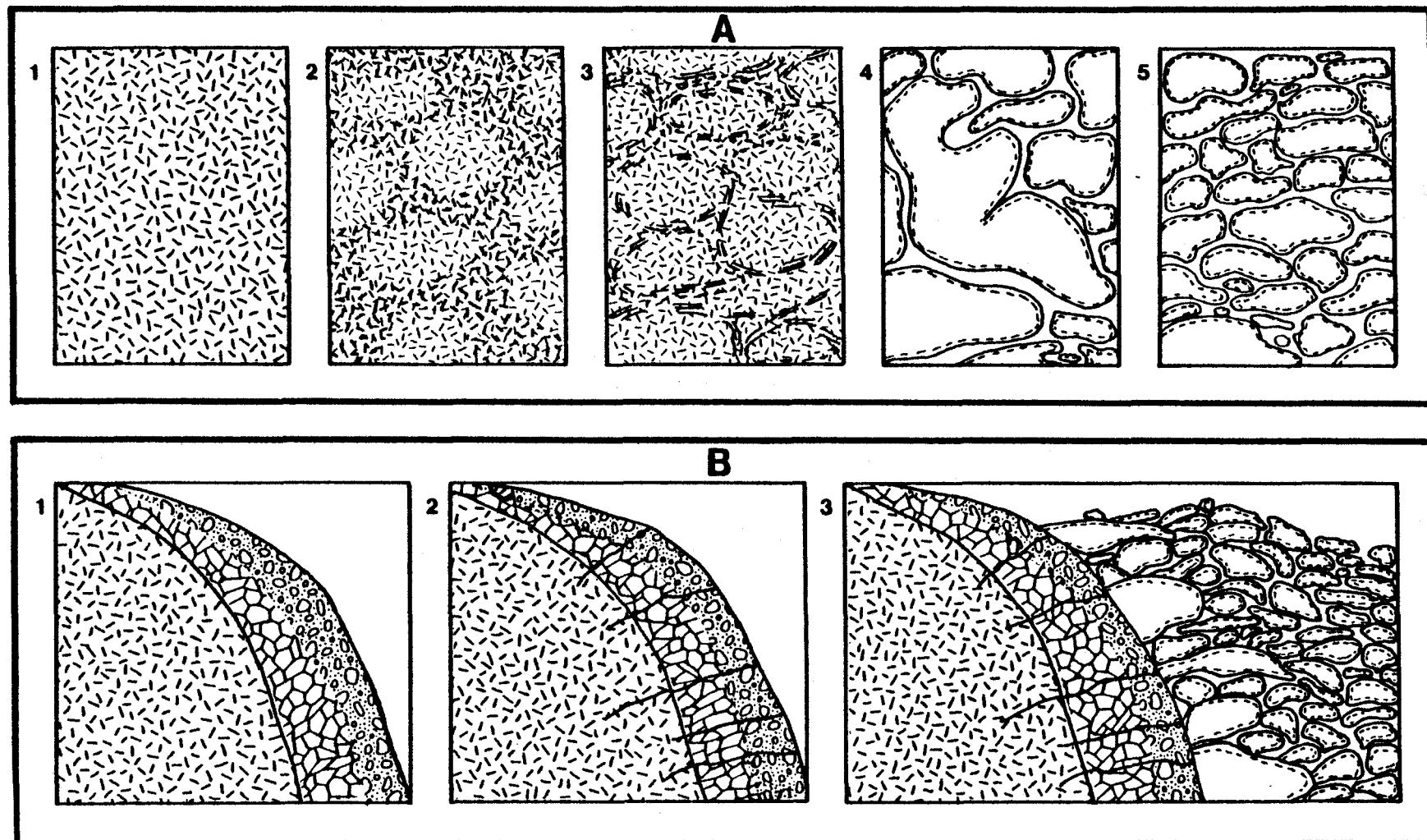


Figure 24- Modèles de transition latérale entre les faciès massif et coussiné: A- modèle développé et présenté dans Dimroth et al, 1978; 1- faciès massif; 2- mégacoussins soudés sans bordures de trempe visible, seule la granulométrie les distingue; 3- mégacoussins individualisés, "laminations" présentes et bordures de trempe quelquefois visibles; 4- mégacoussins avec coussins normaux; 5- coussins normaux ( $\approx 1$  mètre).

B- Modèle développé à partir des observations de terrain (coulée No.5); 1- formation d'une brèche de fragments au sommet et en bordure de l'unité massive; 2- fissuration de la bordure de l'unité massive; 3- formation du faciès coussiné.

Dans ce faciès, les bordures de trempe et les "laminations" sont absentes; la présence de ces mégacoussins est décelée par la dimension régulière du grain de la roche, faisant ressortir l'existence de différentes unités de refroidissement distinctes à l'intérieur d'une même coulée.

Ce faciès à mégacoussins soudés passe à un faciès à mégacoussins individualisés; ces derniers montrent parfois des bordures de trempe distinctes et toujours des "laminations" alignées parallèlement aux pourtours du mégacoussin.

Ce faciès à mégacoussins passe à son tour à un faciès constitué par des mégacoussins intercalés entre des coussins de dimension normale; ce faciès correspond à une section à travers les tubes et leurs bourgeons respectifs.

Enfin, ce dernier faciès passe à un faciès constitué de coussins de grosseur normale (un mètre); celui-ci correspond au front de la coulée. (Cette transition peut s'effectuer sur une distance de 100 à 300 mètres).

Un deuxième type de transition a été observé entre les faciès massif et coussiné. Dans ce type, la lave massive passe à une brèche de fragments peu épaisse (moins d'un mètre) en bordure de la lave massive; cette brèche se forme vraisemblablement quand il y a une éruption subite d'un certain volume de lave suivie d'un arrêt aussi soudain de l'approvisionnement. Ce volume de lave se comporte alors à la manière d'un gros tube et montre une zone de trempe aussi bien sur son sommet que sur ses côtés. A partir de cette trempe, il y a fragmentation et formation d'une brèche de fragments. Par la suite, il peut y avoir réactivation dans la pulsion de lave et ouverture de cratérolures en bordure et au sommet de ce tube gigantesque (200 mètres X 80 mètres).

La laye en bordure, déjà plus visqueuse qu'au centre de la coulée, se déverse en formant un cycle de coussins. Cette transition a été observée à l'intérieur de la coulée No. 5 et s'effectue en dedans de trois mètres; elle est illustrée à la figure 24 B.

- Transitions entre les faciès coussiné et bréchique:

Des transitions latérales de faciès peuvent aussi apparaître entre les faciès coussiné et bréchique. On peut alors passer d'un faciès à coussins normaux au même faciès entouré de petits bourgeons. Graduellement, le pourcentage de matrice hyaloclastique intercoussins augmente et les points triples sont souvent occupés par une brèche constituée de fragments de bordures de trempe. Les plus petits coussins montrent de plus en plus de fractures radiales, tandis que les plus gros montrent un développement en colonnades. Une fracturation ou polygonisation apparaît dans certains coussins; les coussins sont ensuite complètement bréchifiés et leurs fragments sont entourés de matrice hyaloclastique. Enfin, la brèche incorpore des colonnes, des bordures éclatées et des coussinets entiers.

Dans cette transition de faciès, le changement est généralement assez brusque et s'effectue en dedans de trois mètres. Cette dernière transition de faciès a pu être observée à l'intérieur de la première zone d'étude (carte 1, en pochette) et est illustrée à la figure 25.

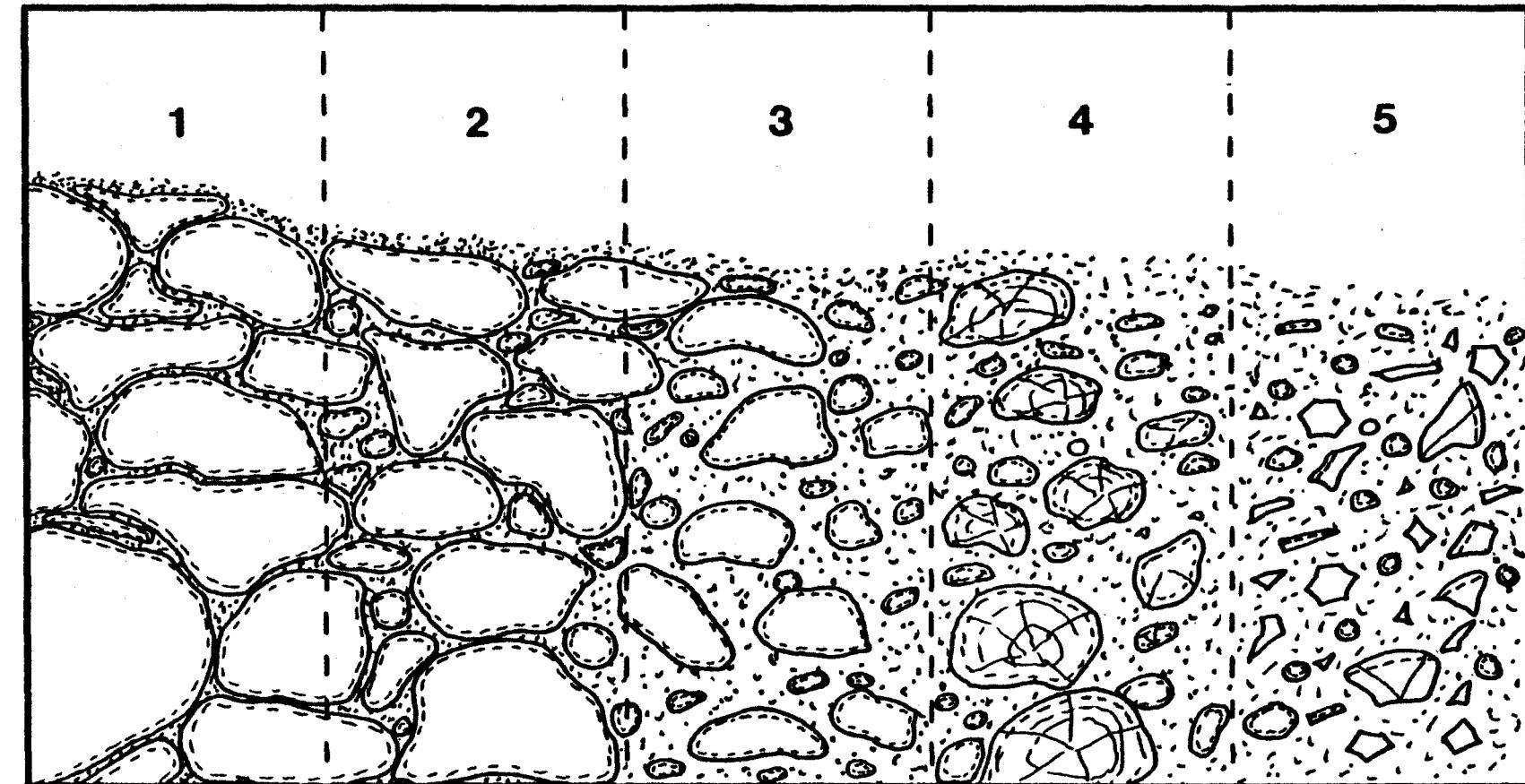


Figure 25- Modèle de transition latérale entre les faciès coussiné et bréchique; 1- coussins normaux; 2- coussins normaux entourés de "bourgeons" individualisés; 3- augmentation de la proportion de matrice hyaloclastique; 4- polygonitisation de certains coussins avec présence de brèche de fragments dans les points triples; 5- formation de la brèche frontale composée de colonnades, de bordures éclatées, de fragments de coussins et de coussinets entiers.

#### 4.3 Interprétation générale des faciès volcaniques sous-marins

##### 4.3.1 Généralités

Un empilement volcanique doit être défini à partir des différentes coulées qui le composent, et de façon à bien comprendre l'agencement de même que la morphologie d'une série de coulées, il importe de bien connaître les différents faciès qui les composent.

La construction de ces faciès est fonction d'une foule de facteurs tels: la proximité de la source, le volume et la régularité du débit lors de l'éruption, la viscosité de la lave et la topographie du plancher qui la reçoit. Les différents faciès volcaniques peuvent donc être interprétés en termes de conditions physiques (Dimroth et al, 1979).

Ainsi, une lave fluide éjectée d'une fissure nourricière donnera naissance à des coulées massives tabulaires (figure 23 A). Si, par contre, la lave est canalisée par la topographie, elle formera des chenaux de lave (figure 23 A). Lorsque la lave devient visqueuse, si elle est confinée, elle engendrera des tubes et des bourgeons. A un stade plus avancé, une lave plastico-visqueuse, si elle est confinée, donnera naissance à des brèches de coussins. Enfin, un jet de lave produira, à faible profondeur, des brèches de coussins stratifiées ou des hyalotufs.

##### 4.3.2 Organisation des coulées:

L'organisation et l'évolution des coulées se feraient suivant ce modèle: à partir d'une fissure nourricière, la lave s'étendra formant soit un faciès massif tabulaire, soit un chenal principal de lave massive;

ce dernier sera caractérisé par un faciès de leyé, lequel limite latéralement les chenaux principaux. Le faciès de leyé serait surtout formé de tubes effondrés. (Cousineau 1980). A mesure que la lave dévale la pente, des tubes prennent naissance à partir des chenaux principaux ou directement à partir de la couche tabulaire de lave massive. D'autres tubes secondaires viendront prendre naissance à partir des premiers, par un phénomène de digestion. Enfin, par bourgeonnement de tubes, des coussins s'en détacheront formant un front de coulée composé uniquement de coussins.

Il est toutefois possible qu'un front de coulée soit constitué de brèche de coussins. Le front de la coulée prend alors une structure deltaïque montrant des "lits deltaïques frontaux" (Cousineau, 1980). Les tubes, les coussins et dans certains cas les brèches de coussins constituent, par rapport à la lave massive, des faciès de plus en plus distaux.

#### 4.3.3 Interprétation

En général, une séquence verticale de coulées peut être interprétée en termes de changements dans les conditions d'écoulement de la lave. Ces changements proviennent surtout d'une diminution du taux d'émission de lave ou de l'augmentation de la viscosité (Dimroth et al, 1979).

Ainsi, quand on définit une coulée, on doit chercher des évidences à savoir si l'écoulement de la lave a été continu, ou si par contre il y a eu interruption dans l'approvisionnement en lave; le dernier cas produira une succession de coulées simples lesquelles constituent dans leur totalité une coulée composite (Cousineau, 1980).

## 5. Phénomènes structuraux associés au volcanisme

### 5.1 Généralités:

A l'échelle régionale, des mouvements répétés sont apparus le long du "break" de Duparquet-Destor-Manneville. Ces mouvements s'illustrent localement par plusieurs faits géologiques facilement observables sur le terrain.

Le premier est la présence d'une brèche de faille située au sud du canton d'Aiguebelle. Cette brèche a été appelée brèche de Davangus (Larouche, 1974). Elle se situe au sud du canton d'Aiguebelle, légèrement au nord de la zone occupée par le "break" DDM, auquel elle est grossièrement parallèle. Cette brèche est interprétée par Dimroth et Rocheleau (1979) comme une brèche polygénique d'origine sédimentaire et tectonique. La brèche tectonique apparaît dans une zone de faille associée au "break" DDM et la brèche sédimentaire représenterait le talus d'escarpement de cette faille.

Un autre fait est la présence de petites coulées ultramafiques et de petits dômes de rhyolites qui apparaissent dans des zones étroites situées légèrement au nord du "break" DDM. Nulle part ailleurs (dans le canton) on ne peut observer cette association. De plus, dans certaines portions de la brèche de Davangus, il y a interdigitation des coulées ultramafiques, indiquant que l'épisode de fracturation ayant produit la brèche aurait été contemporain ou légèrement antérieur à ces coulées ultramafiques (Sanschagrin et Leduc, 1979).

Enfin, des fissures ouvertes ont été observées dans des coulées basaltiques. Ces fissures sont le lieu de failles synvolcaniques auxquelles est associé un type particulier de brèche.

Ces brèches n'apparaissent que dans d'étroites zones situées au sud des collines Abijévis. Ces zones se situent à environ un kilomètre au nord du "break" DDM auquel elles sont parallèles.

### 5.2 Evidences de dislocations synvolcaniques:

En observant l'attitude de la coulée No. 3 (carte 3, en pochette), on remarque que cette coulée est recoupée par de nombreuses failles mineures. En défaissant ces décrochements, le sommet de la coulée devient régulier avec une direction est-ouest; tel n'est cependant pas le cas de la base de cette coulée qui est alors à nouveau découpée en une suite de blocs décalés les uns par rapport aux autres. Cette structure pourrait donc résulter de décrochements antérieurs à la mise en place de la coulée No. 3.

Partant de cette hypothèse, nous avons mesuré les "laminations" apparaissant à la base de cette coulée. Nous avons pu ainsi déceler la présence de dislocations est-ouest formant un angle faible avec la surface de l'affleurement.

Dans les quatre zones où ces décrochements apparaissaient, une brèche tectonique leur était associée et la lave massive de la coulée No. 3 remplissait les fissures ouvertes dans le sommet de la coulée No. 2.

Ces dislocations peuvent donc être interprétées comme des failles étant survenues au stade final ou immédiatement après la mise en place de la coulée coussinée No. 2 qui les contient. Du fait que les "laminations" de refroidissement de la coulée massive supérieure se suivent, ces décrochements auraient pris place avant la mise en place de la coulée massive, laquelle aurait rempli les fissures ouvertes associées à ces décrochements.

### 5.3 Fissures ouvertes issues d'un tectonisme synvolcanique

Ces fissures de type "gjar" ont été décrites à l'intérieur de la dorsale médio-Atlantique par différents auteurs tels que Bellaïche et Cheminée (1977), Ballard et Moore (1977) et par Ballard et Van Andel (1977).

#### 5.3.1 Description de la brèche associée:

Cette brèche n'apparaît que dans les zones ayant subi des dislocations synvolcaniques. Elle est reliée à un phénomène de fissures ouvertes apparaissant sur le plancher océanique. Elle se serait formée en réponse à des contraintes de tension exprimées par ces "gjar" elles-mêmes reliées à un système de failles synvolcaniques. Pour ces raisons, nous l'avons nommée "brèche à fragmentation synvolcanique".

Ce type de brèche présente à différents endroits plusieurs intensités de fracturation. Elle est formée par un processus tectonique additionné à un phénomène de polygonisation avec ou sans transport de ses constituants. Nous avons subdivisé ce type de brèche en deux classes, soit: autochtone et allochtone; les deux résultant d'un processus autoclastique (voir tableau IV, page 70 ).

#### Brèche à fragmentation synvolcanique autochtone:

Dans ce type de brèche, le processus de fragmentation est peu poussé et le transport est nul. Un premier sous-type contient de gros fragments anguleux de coussins séparés entre eux par un film d'hyaloclastite (planché 24). Dans ce cas précis, le processus de polygonisation (décrit dans la section 3.4.2) aurait été plus important que la fragmentation tectonique.



Planche 24- Brèche à fragmentation synvolcanique autochtone (premier sous-type).

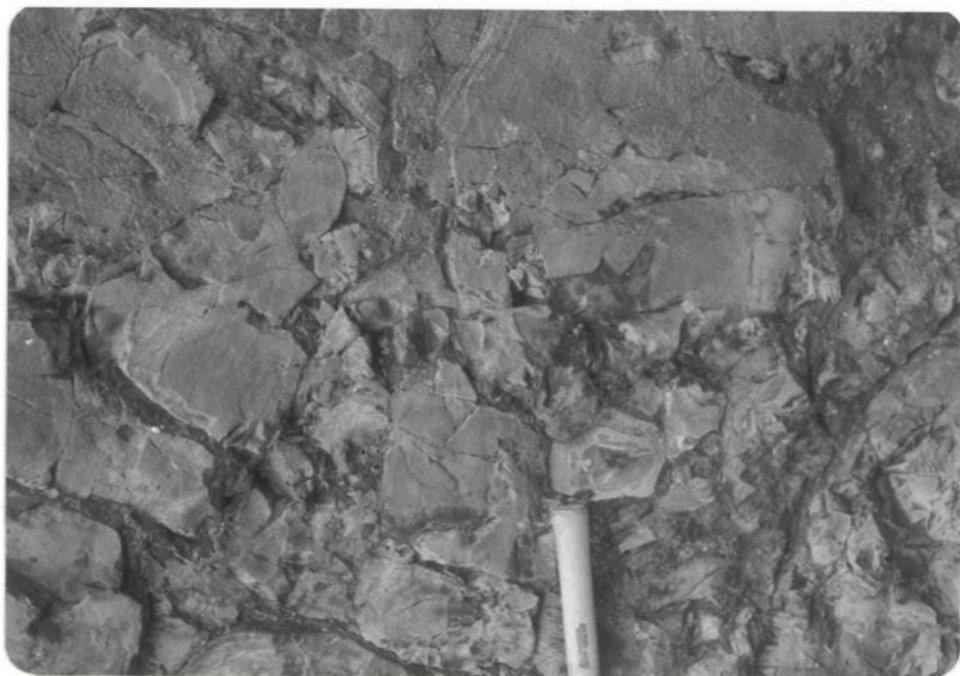


Planche 25- Brèche à fragmentation synvolcanique autochtone (second sous-type).

Le jeu de failles serait survenu alors que la lave était encore à l'état plastique à l'intérieur de la coulée affectée; l'eau de mer se serait infiltrée par le trichement de la fissure ainsi créée et les contraintes thermiques appliquées aux coussins encore plastiques les auraient transformés en polygonite, à proximité des fissures. Ce type de brèche autochtone apparaît à quelques endroits à au moins 25 mètres du sommet de la coulée.

Le second sous-type montre surtout des évidences de fragmentation tectonique. Cette brèche autochtone contient des fragments anguleux dont le plus grand axe mesure en moyenne 16 centimètres, avec un minimum de 1.5 centimètre et un maximum de 60 centimètres. Ces fragments sont entourés de matrice hyaloclastique pouvant représenter jusqu'à 5% du volume de la brèche.

Les fragments sont constitués de basalte microlitique de formes diverses (triangulaires, rectangulaires, pentagonales ou hexagonales); les deux dernières formes étant des sections de colonnades (planche 25).

Au moment de la formation de cette brèche, il est possible qu'une certaine proportion de lave ait été encore liquide. La trempe de cette dernière a sans doute produit une partie de la matrice hyaloclastique contenue dans la brèche. L'autre partie de la hyaloclastite s'est infiltrée, provenant du sommet de la coulée fissurée ou de la trempe de la coulée sus-jacente lors de sa mise en place.

Il est à noter que ce type de brèche apparaît surtout à proximité du sommet de la coulée No. 2 bien qu'il ait été observé jusqu'à 140 mètres plus bas.

Brèche à fragmentation synvolcanique allochtone:

Ce type de brèche est semblable au précédent sauf que les fragments qui le composent sont plus arrondis et que le pourcentage de matrice hyaloclastique est de beaucoup supérieur, pouvant atteindre 15%.

Cette brèche peut aussi contenir des coussinets issus de la brèche sommitale de la coulée observée; ces coussinets sont parfois bréchifiés en réponse à des contraintes de tension. Elle contient aussi des coussins entiers (planche 26) dont la dimension ne dépasse jamais 50 centimètres.

Son processus de formation est le même que la brèche précédente. Fait particulier, elle forme toujours des talus d'éboulis ayant l'aspect général des "flow foot rubble" décrits par Ballard et Moore (1977).

Sommaire sur les brèches à fragmentation synvolcanique:

- Ces brèches apparaissent à n'importe quel niveau de la coulée affectée.
- Elles montrent de faibles épaisseurs et une attitude parallèle à la surface de l'affleurement.
- Elles ne montrent aucune continuité latérale.
- Elles contiennent généralement moins de matrice hyaloclastique que les autres types de brèches rencontrés.



Planche 26- Brèche à fragmentation synvolcanique allochtone.

- Les fragments sont souvent beaucoup plus gros que dans les autres types de brèches, et présentent souvent des évidences de plusieurs épisodes de fracturation.

#### 5.4 Description des quatre zones de fissures ouvertes:

Ces quatre zones de fissures ouvertes se présentent au sommet de la coulée No. 2. La **figure 26** (en pochette) les situe d'ouest en est sur le contact entre les coulées No. 2 et 3 et en présente la géologie détaillée.

##### 5.4.1 Première zone:

Les premières évidences de ce phénomène apparaissent à l'extrême ouest de la zone d'étude. Cet affleurement montre 2 successions de brèche à fragmentation synvolcanique surmontées de basalte massif. C'est l'endroit où les plus grandes épaisseurs continues de brèche de fragments d'origine tectonique ont pu être observées (40 mètres). D'après l'attitude des colonnes à la base du premier niveau massif (direction sud, pendage 15 degrés) il semble que le basalte massif ait recouvert la brèche et les coussins sous-jacents avec un pendage initial de 75 degrés vers le sud (après déplissage de la séquence). Le basalte massif ne formerait alors qu'un mince feuillet par dessus la brèche à fragmentation synvolcanique (figure 27).

En assumant toujours que les "laminations" soient parallèles au contact, une seconde fissure présenterait, après déplissage de la séquence, une direction de 305 degrés avec un pendage de 70 à 75 degrés vers le sud-ouest.

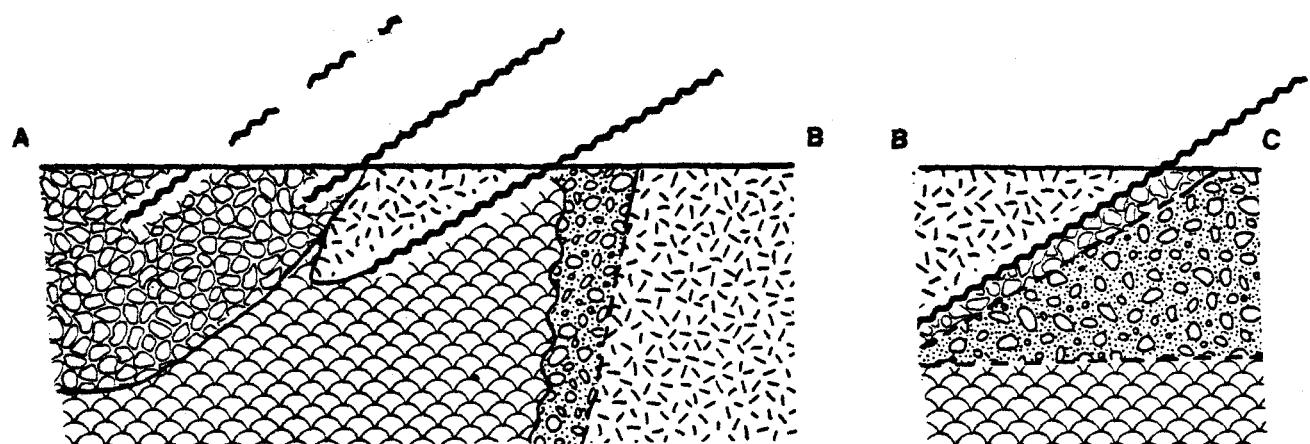
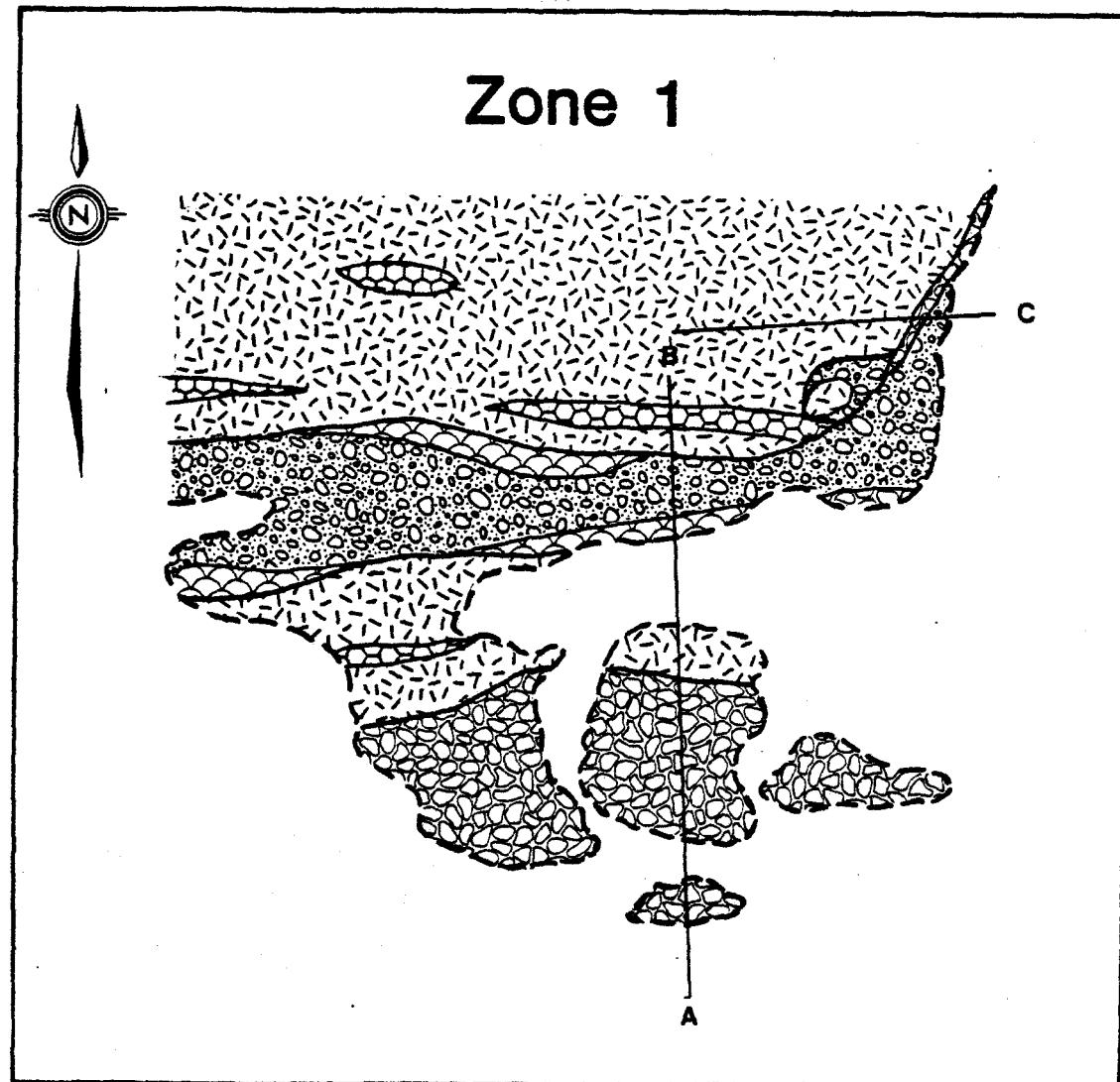


Figure 27- Carte géologique et coupes illustrant l'agencement des faciès à l'intérieur de la première zone de fissures (la légende est la même que celle de la carte 3, en pochette).

Au sud de cette fissure, la lave massive apparaît en minces plaquages sur la brèche à fragmentation synvolcanique (figure 26, en pochette). En fait, possiblement par un jeu de blocs, le basalte massif semble s'amincir jusqu'à l'endroit où tournent les "laminations" de la coulée No. 3. C'est à cet endroit que le basalte massif vient se mouler sur la brèche sommitale de la coulée No. 2, remplissant la seconde fissure. L'angle originel formé par la rencontre des deux fissures serait voisin de 45 degrés.

Donc, à la base de la coulée No. 3, les "laminations" peuvent être suivies partout et passent d'une direction est-ouest avec un pendage de 85 degrés vers le sud, à une direction nord-nord-est avec pendage de 45 degrés vers l'ouest, pour tourner graduellement à l'est et au sud-est avec des pendages de l'ordre de 30 degrés vers l'est rejoignant des plaques de basalte massif qui reposent directement sur la brèche de fragments d'origine tectonique.

Immédiatement au sud de la seconde fissure, nous avons remarqué que la brèche de coussinets de la coulée No. 2 montre deux périodes de fragmentation. Cette brèche de coussinets passe à une brèche de fragments. Enfin, la brèche issue d'une polygonisation de coussins passe verticalement à une brèche où les fragments ont été déplacés. C'est donc dire que dans ce cas, la fissure fut d'abord remplie d'une brèche de fragments issue en partie de la dislocation tectonique de la brèche sommitale et en partie de la dislocation de coussins, montrant plusieurs époques de mouvement. Par la suite, le basalte massif serait venu se mouler sur cette brèche, remplissant la fissure encore ouverte.

Sur l'affleurement, les évidences de ces failles ne sont plus visibles parce que recouvertes de basalte massif appartenant à la coulée No. 3.

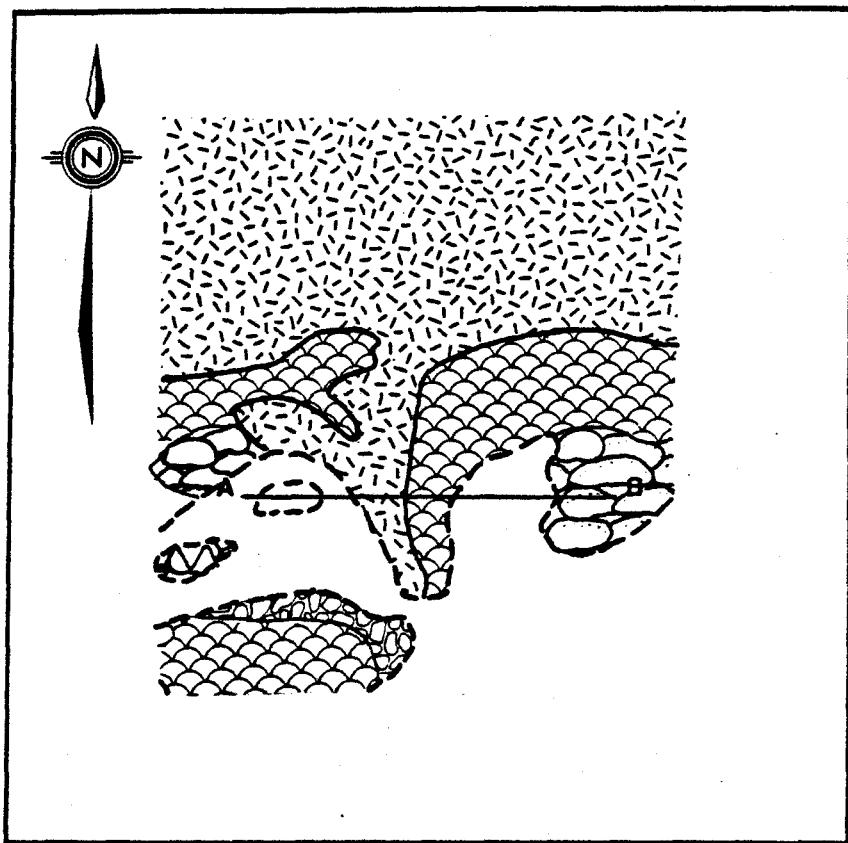
#### 5.4.2 Deuxième zone:

La seconde zone de fissure se situe à environ 200 mètres à l'est de la première zone. A cet endroit, deux fissures ouvertes furent remplies par du matériel dérivé de la coulée No. 3. Un de ces deux remplissages est préservé comme un plaquage très mince de lave massive sur la surface coussinée sous-jacente. Cette fissure aurait un plan sub-parallèle au plan de l'affleurement et, après déplissage de la séquence, présenterait une direction est-ouest et un pendage abrupt vers le sud.

La deuxième fissure coupe la série coussinée et montre, sur l'affleurement, une direction nord-sud avec un pendage de 45 degrés vers l'ouest (figure 26, en pochette). En remettant la séquence dans sa position originelle, elle se présenterait dans une direction nord-ouest avec pendage vertical. Les deux fissures s'intersecteraient donc à un angle de 45 degrés (figure 28).

#### 5.4.3 Troisième zone:

A environ 70 mètres plus à l'est, une troisième zone de fissures est indiquée par les directions des "laminations" à la base du basalte massif (figure 26, en pochette). Encore là, le basalte massif montre des épaisseurs d'environ quatre mètres et repose tantôt sur de la brèche de fragments, tantôt sur des coussins, avec un pendage d'environ 20 degrés vers le sud.



## Zone 2

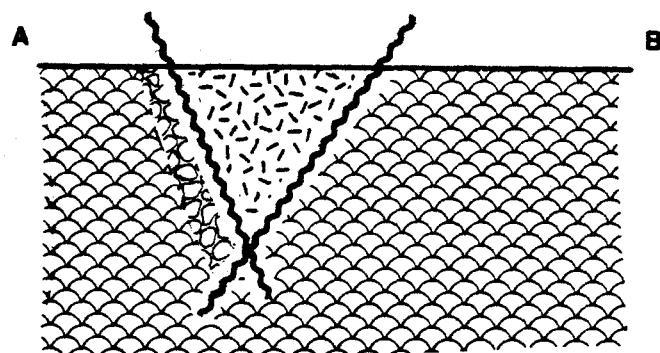


Figure 28- Carte géologique et coupe illustrant l'agencement des faciès à l'intérieur de la seconde zone de fissures (la légende est la même que celle de la carte 3, en pochette).

La direction de cette fissure serait aussi est-ouest et, une fois déplissée, aurait un pendage de 80 degrés vers le sud (figure 29).

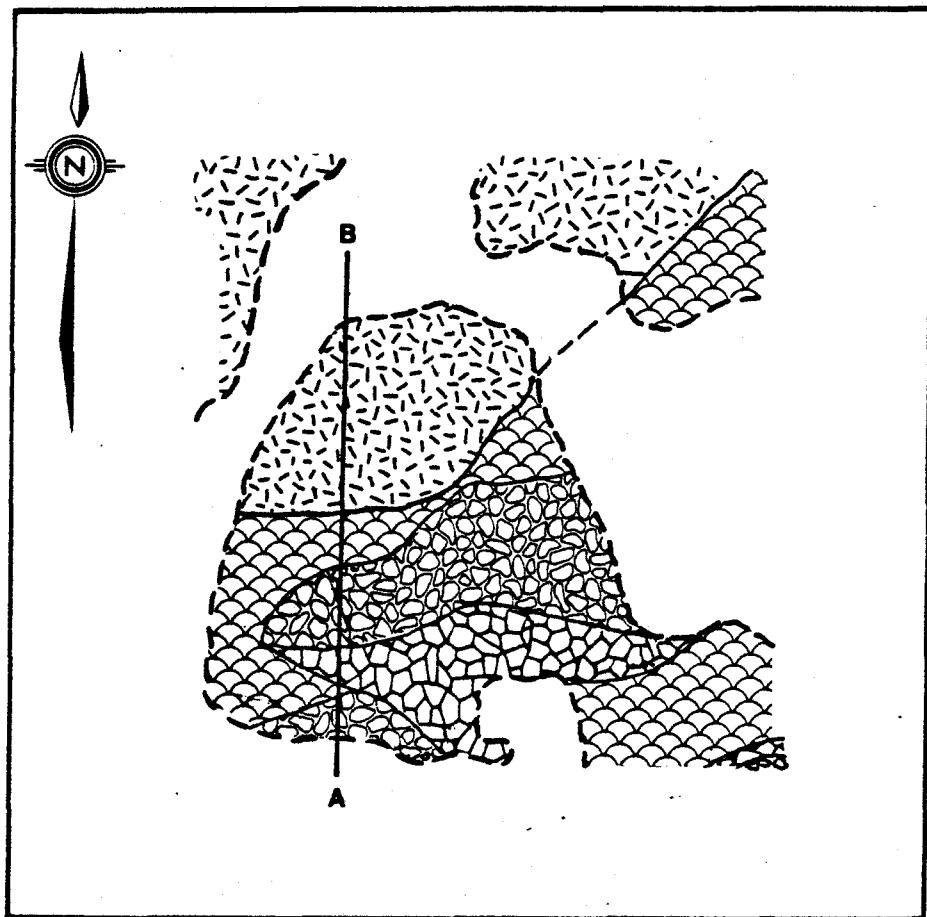
#### 5.4.4 Quatrième zone:

Enfin, à 80 mètres à l'est de la troisième zone de fissures, le contact de la lave massive montre des "laminations" tournant soudainement vers le sud-est. Ce décrochement représente la dernière zone de fissures ouvertes et contient la limite sud-est de la coulée massive no. 3 (figure 26, en pochette). Le début de cette langue de lave massive montre un pendage d'environ 20 degrés sud avec le faciès coussiné sous-jacent tandis qu'à sa terminaison, plus au sud, ce contact est quasi-horizontal (figure 26, en pochette). Comme dans les autres cas, cette fissure, après déplissage de la séquence, présenterait une direction est-ouest avec pendage variable de 60 à 80 degrés vers le sud.

Cet endroit représenterait la limite est de la partie massive de la coulée No. 3; elle passe plus à l'est au faciès coussiné. Le contact entre ces deux faciès prend une direction nord puis nord-ouest, avec des pendages variables de l'ordre de 30 degrés ouest, puis sud-ouest (figure 30).

#### 5.4.5 Stéréogrammes des "laminations" et des cisaillements associés aux fissures

A titre de curiosité, nous avons reporté sur diagramme de Wulff, les pôles des plans formés par des "laminations" apparaissant à la base de la coulée massive No. 3.



### Zone 3

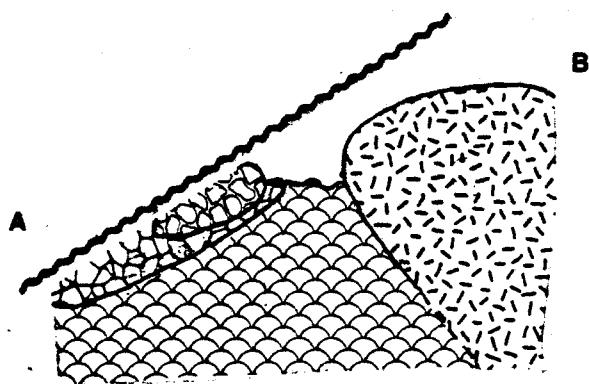


Figure 29- Carte géologique et coupe illustrant l'agencement des faciès à l'intérieur de la troisième zone de fissures (la légende est la même que celle de la carte 3, en pochette).

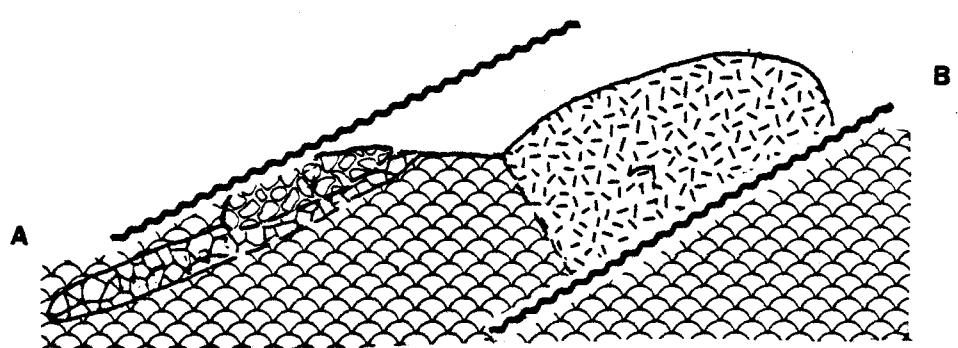
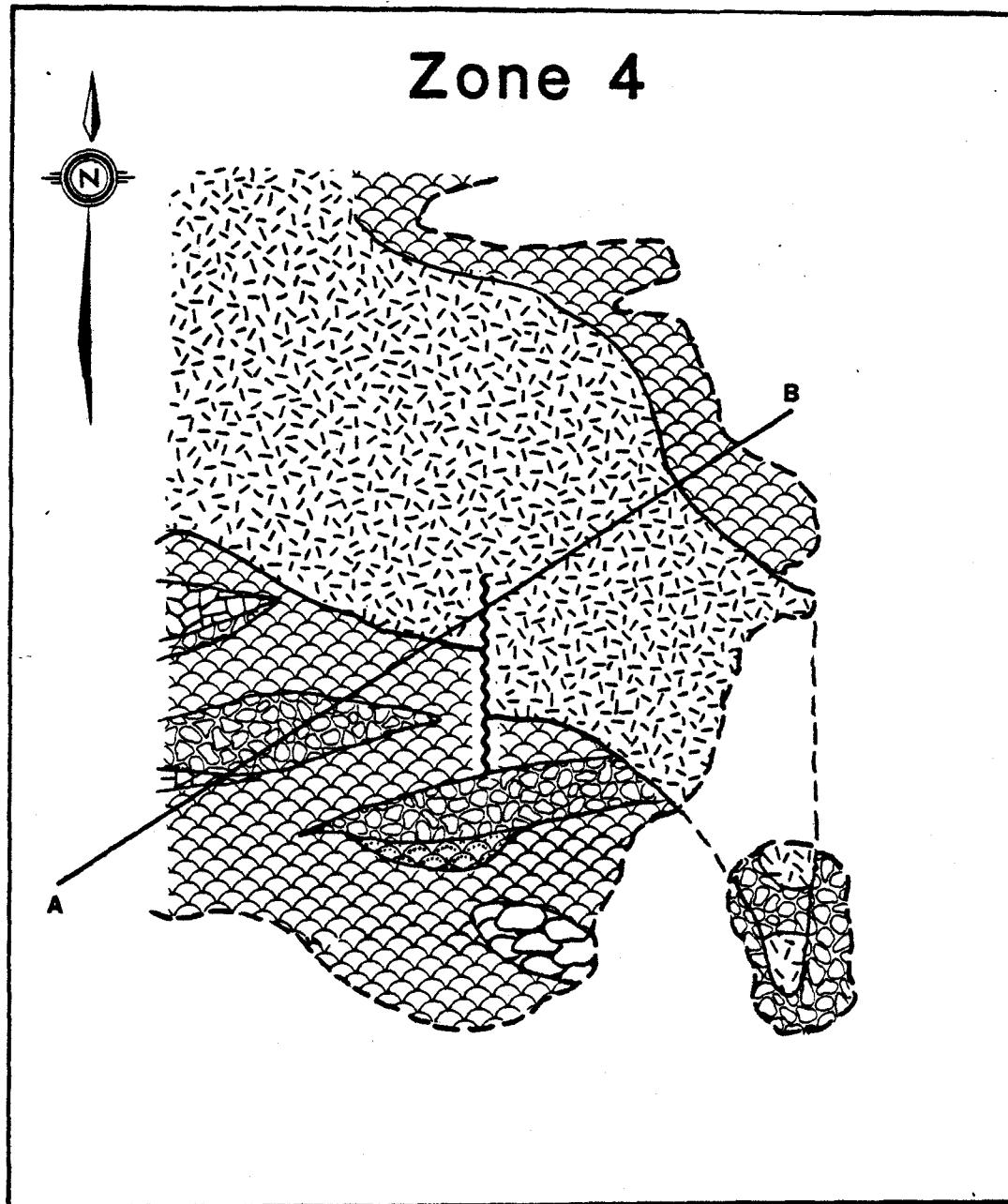


Figure 30- Carte géologique et coupe illustrant l'agencement des faciès à l'intérieur de la quatrième zone de fissures (la légende est la même que celle de la **carte 3**, en pochette).

La figure 31 présente les quatre zones de fissures; les triangles représentent les "laminations" des "langues" de basalte massif qui ont pénétré dans les fissures; les points noirs représentent les "laminations" avoisinantes.

La figure 32 représente les zones de cisaillement relevées à l'intérieur de la coulée affectée par les fissures. Nous avons pu ainsi remarquer que ces cisaillements ne correspondent que très rarement aux zones de fissures ouvertes, leur conférant un âge différent.

#### 5.5 Continuité latérale de la zone de fissures ouvertes:

Les quatre zones décrites précédemment s'étalent sur près de 600 mètres; en plus, nous avons pu reconnaître la brèche à fragmentation synvolcanique associée à ces fissures sur une distance de deux kilomètres à l'est de notre zone d'affleurements (figure 33). En annulant l'effet des failles tardives, les lentilles de brèche s'aligneraient sur un niveau continu correspondant à la limite sud des collines Abijévis.

De plus, nous avons pu reconnaître un autre type de remplissage de fissures. En effet, à environ 400 mètres à l'est de la zone d'étude, un remplissage d'hyaloclastite (à 85%) avec quelques coussins brisés apparaît comme plaquage sur un affleurement (planches 27 et 28). Après déplissage de la séquence, ce plaquage aurait lui aussi une direction est-ouest avec un pendage abrupt vers le sud. Il est à noter que ce phénomène est aligné avec le niveau de brèche à fragmentation synvolcanique situé immédiatement à l'est de la zone d'étude (figure 33).

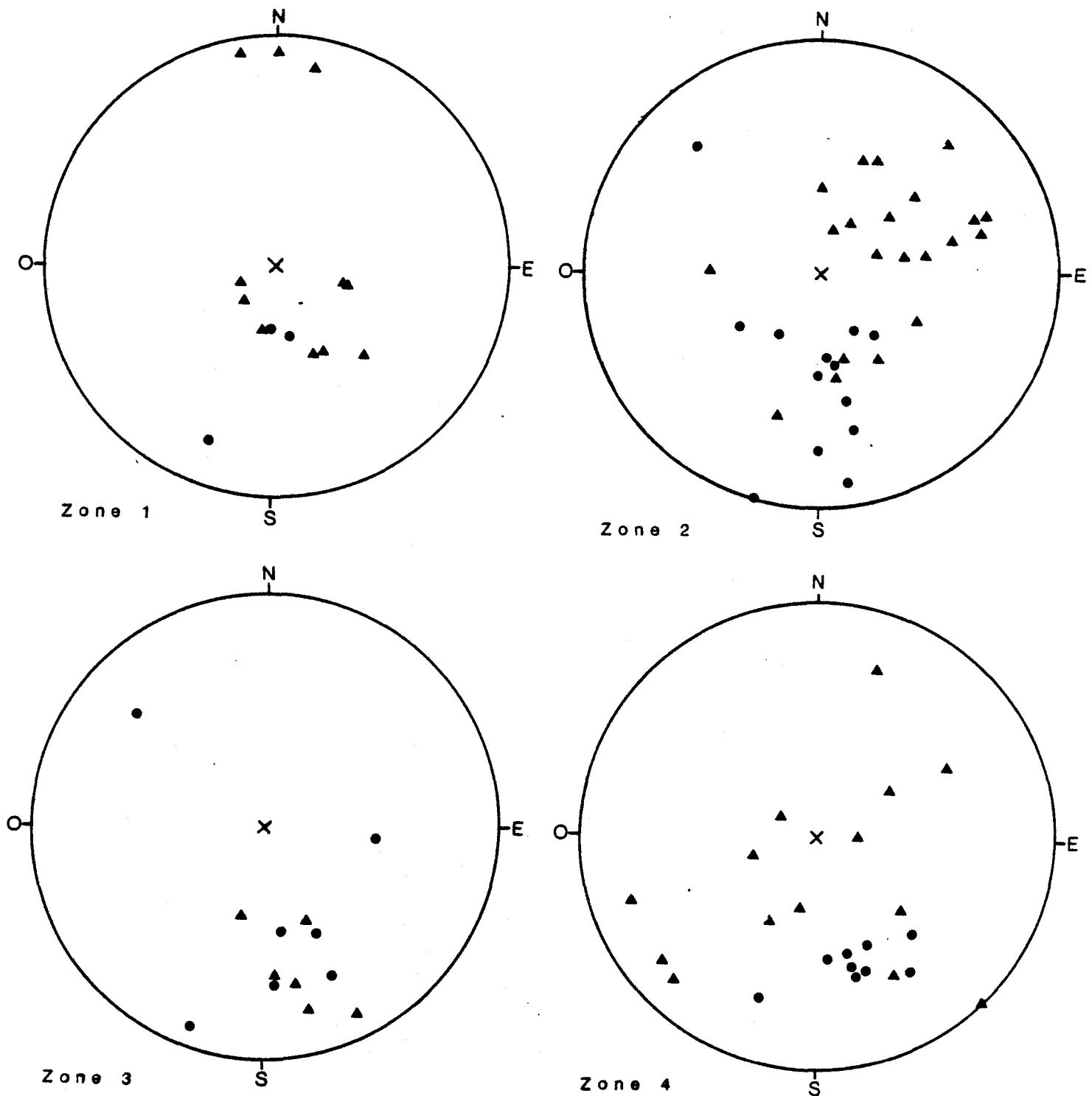


Figure 31- Représentation sur canevas de Wulff des pôles des "laminations" relevées à la base de la coulée massive No.3, pour chacune des quatre zones de fissures ouvertes.

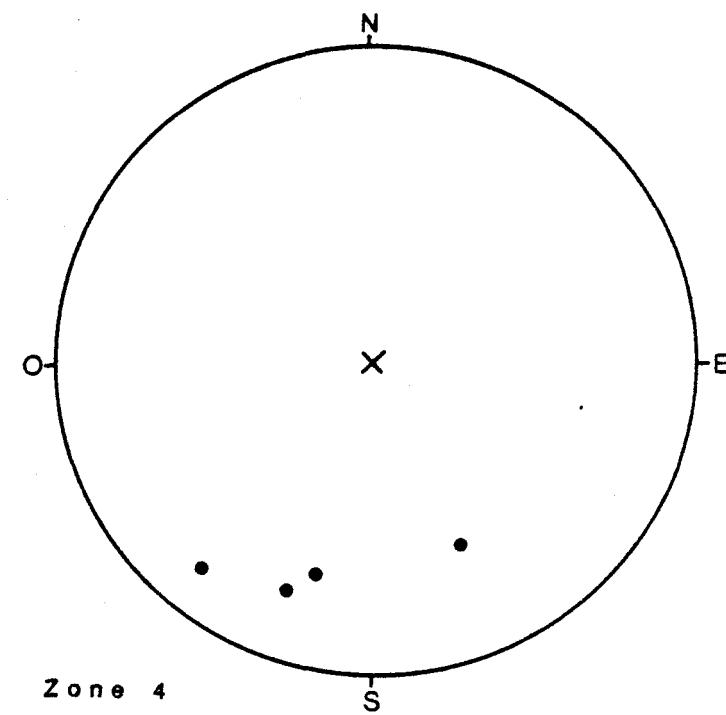
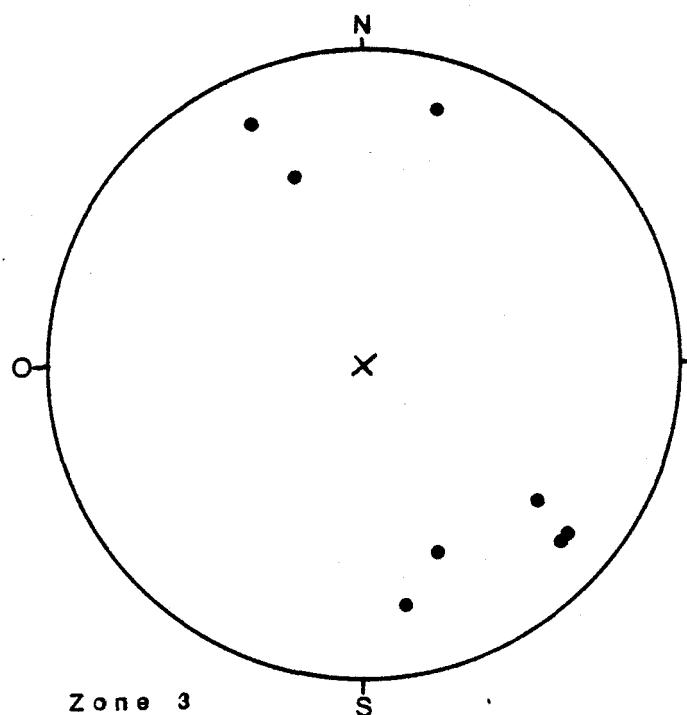
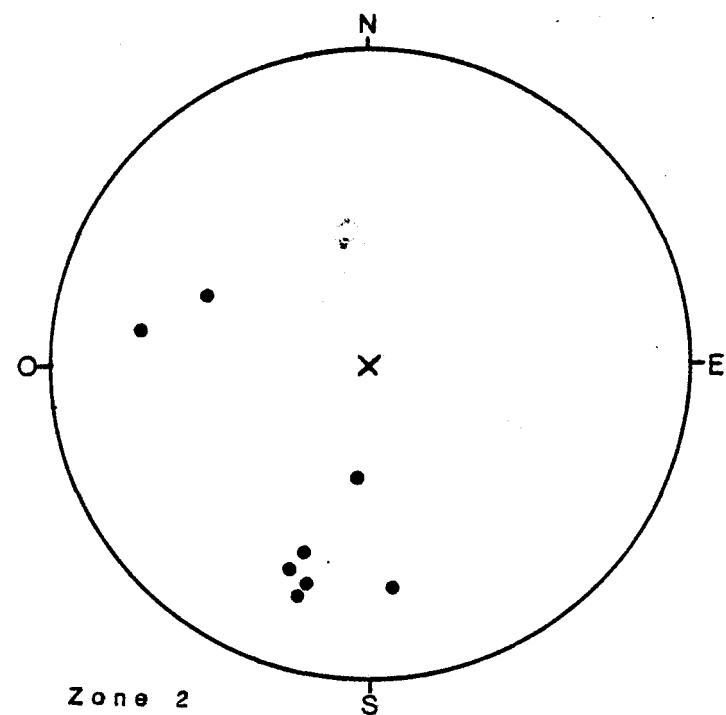
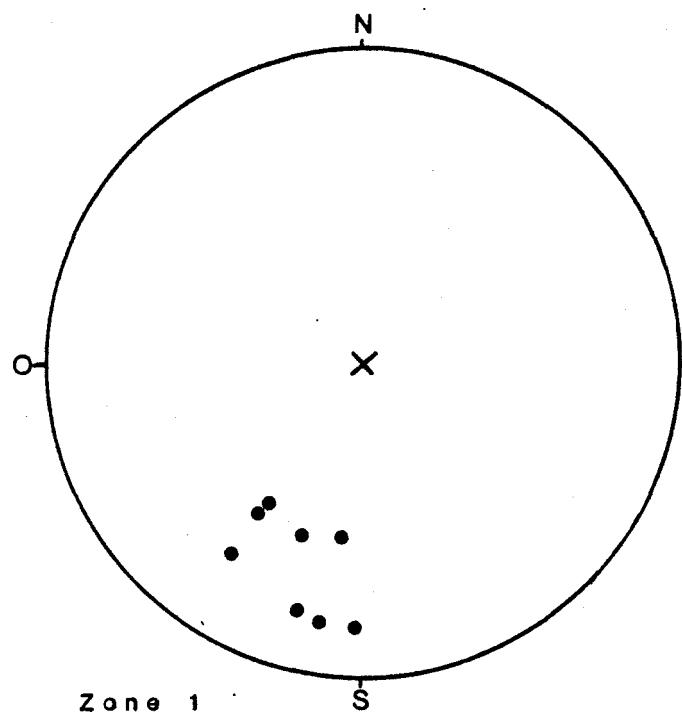
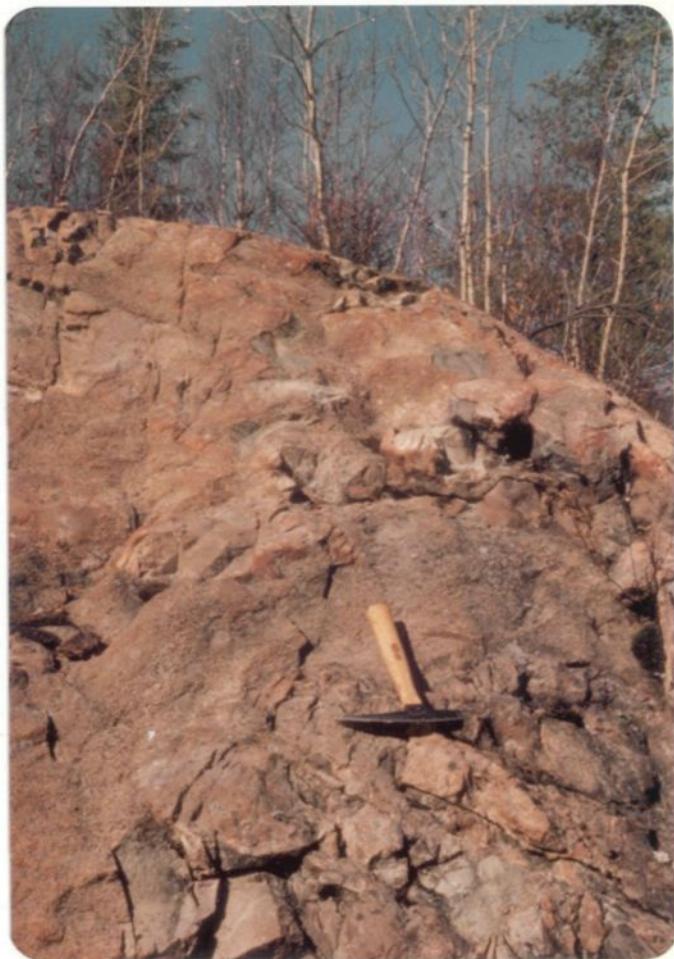


Figure 32- Représentation sur canevas de Wulff des pôles des différentes zones de cisaillement relevées à proximité de chacune des quatre zones de fissures ouvertes.

Planché 27- Fissure ouverte remplie d'hyaloclastite: située à 400 mètres à l'est de la zone d'étude.



Planché 28-

Détail de la planche 27 montrant un fragment de coussin incorporé dans la hyaloclastite.

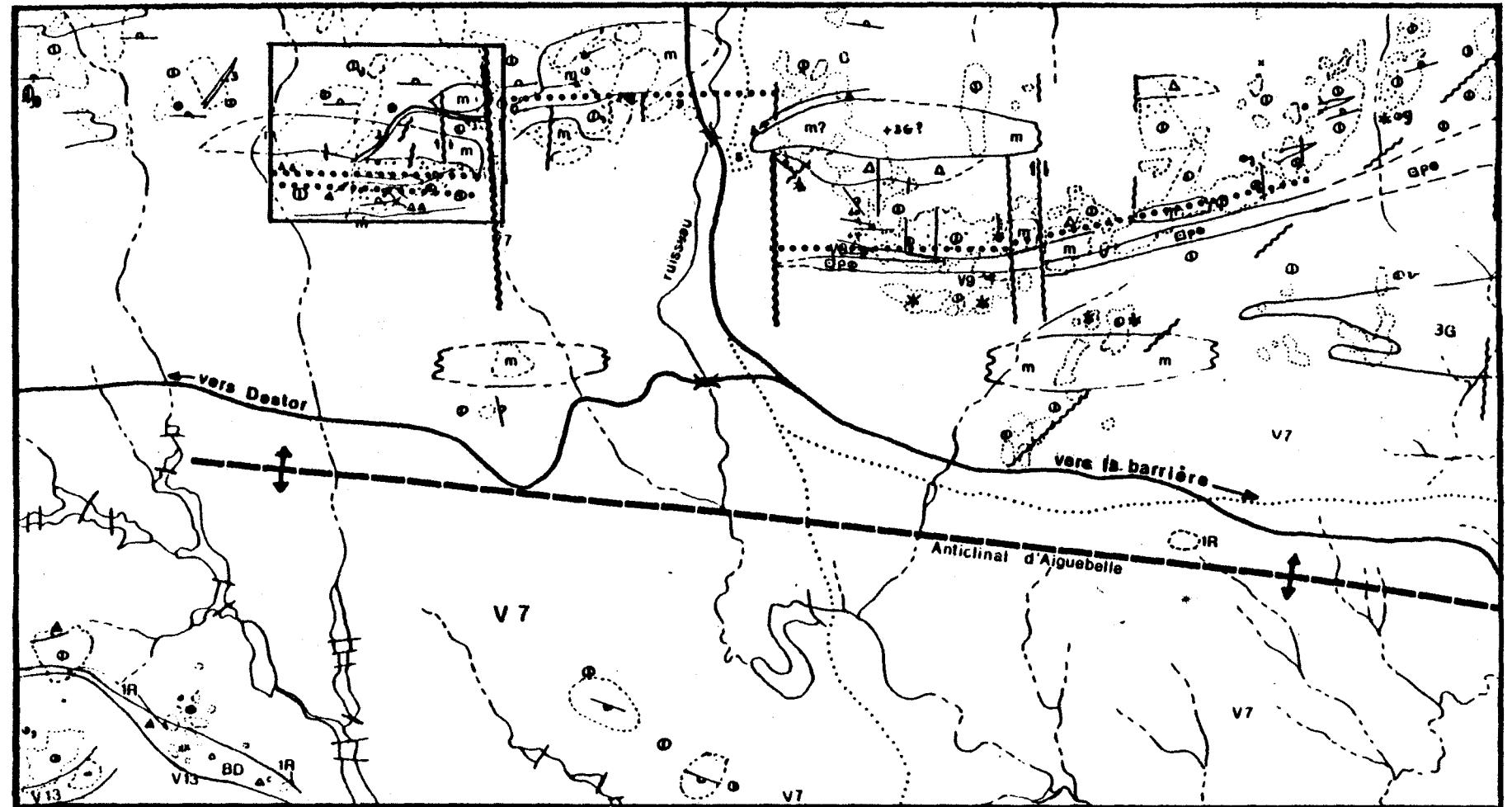


Figure 33- Localisation et continuité latérale de la zone renfermant les fissures ouvertes et la brèche à fragmentation tectonique synvolcanique.

## 5.6 Cassures nord-sud associées aux zones de fissures synvolcaniques

### 5.6.1 Généralités

Ce système de fractures affecte la coulée No. 2 de son sommet jusqu'à une profondeur d'environ 90 mètres. Il est invariablement associé aux zones de fissures est-ouest et sert de chemin à un petit dyke basaltique dont nous avons discuté dans la section 3.5.1. Le matériel de ce dyke proviendrait possiblement de la coulée massive supérieure, remplissant cette cassure nord-sud.

Les deux types de brèche de remplissage discutés subséquemment de même que les dykes d'haloclastite sont également associés à ce système de fracture. Dans ce dernier cas, les "dykes" observés n'étaient continus que sur 3 à 4 mètres (à partir du sommet de la coulée). Ces cassures d'une épaisseur variant de 5 à 15 centimètres auraient été remplies par la haloclastite qui se formait au sommet de la coulée (planche 29). Un autre phénomène connexe intéressant à souligner est la présence, au sud de la deuxième zone de fissures ouvertes, d'un gros coussin coupé en deux et dont la séparation fut soudée par du matériel haloclastique provenant du dessus de la coulée (planche 30). De tels phénomènes ont aussi été observés par Ballard et Moore (1977) et correspondent ici au système de fracture nord-sud associé aux fissures synvolcaniques.

### 5.6.2 Brèches associées

Ces brèches, classées comme autoclastiques (tableau IV, page 70) sont constituées par un phénomène de remplissage associé aux cassures nord-sud précédemment décrites.



Planche 29-

Dyke d'hyaloclastite au sommet de la coulée No. 2.



Planche 30- Gros coussin avec bourgeon, soudé en son milieu par la hyaloclastite.(Au sommet de la coulée No. 2).

- Brèche à matrice basaltique

A certains endroits de la coulée No. 2, des fragments de coussins se voient cimentés par un basalte aphanitique qui, selon nous, proviendrait de la coulée massive No. 3.

Ce type de brèche est formé par des fragments de basalte microlitique dont la longueur du plus grand axe varie de 12 à 80 centimètres avec une moyenne de 37 centimètres (19 mesures); ces derniers sont cimentés par du basalte aphanitique montrant à l'occasion des craquelures de refroidissement (planche 31).

Cette brèche présente un aspect similaire à celle observée dans la zone basaltique inférieure de la laye massive, mais illustre un phénomène complètement différent. En effet, ces fragments proviendraient des murs de la cassure et s'accumuleraient dans des "vides" propices à les accueillir; lors de l'avancée de la coulée supérieure, le matériel basaltique viendrait combler les vides interfragments.

- Brèche d'hyaloclastite

Par le même processus que précédemment, des fragments de coussins entassés dans des "vides" à la terminaison des cassures seraient entourés et recouverts d'hyaloclastite provenant du sommet de la coulée. Ce type de brèche forme la base des dykes d'hyaloclastite (planche 32).



Planche 31- Brèche de remplissage à matrice basaltique.  
(Coulée No. 2, portion est de la zone d'étude)



Planche 32-

Brèche de remplissage à ma-  
trice hyaloclastique (à pro-  
ximité de la seconde zone  
de fissures ouvertes, cou-  
lée No. 2).

### 5.7 Analogies avec les phénomènes rencontrés dans la dorsale médio-Atlantique

Les rapports du projet "FAMOUS" dans la dorsale médio-Atlantique renferment de nombreuses observations sur les talus de failles, les fissures ouvertes et les diverses cassures associées.

Des fissures de tension ont été observées sur les fronts de coulées et représentent la plus commune des ruptures tectoniques au niveau de la dorsale médio-Atlantique. D'après Ballard et Moore (1977), leur déplacement horizontal varie de quelques centimètres à près de 8 mètres alors que le rejet vertical (quand il est présent) peut atteindre 5 mètres. La majorité de ces fissures sont parallèles à la direction de la ride alors que le pendage des plans de failles varie de 60 degrés (près des murs) à 90 degrés (dans la vallée interne).

D'après ces mêmes auteurs, les escarpements de faille peuvent être retracés sur des distances de 50 à 100 mètres. Sur cette courte distance, de nombreuses variations ont été observées sur la direction de même que sur le degré de déplacement horizontal ou vertical. Ainsi, ces fissures apparaissent le plus souvent comme étant sinuuses et sont souvent divisées en deux ou plusieurs fissures qui prennent naissance sur la fissure principale, à des angles de 20 à 30 degrés. D'après Ballard et Moore (1977), une analyse complète des directions montre que toutes les fissures et les failles peuvent être attribuées à un seul champ de contraintes.

A l'intérieur de la zone d'étude, les fissures observées présentent les mêmes caractéristiques que les "gjar" décrits précédemment.

Ces fissures sont associées à des failles synvolcaniques qui ont pu jouer plusieurs fois dans un bref laps de temps. Partout où ces fissures ont pu être décelées, elles étaient associées à une brèche de fragments.

Les mêmes auteurs, Ballard et Moore (1977) et Ballard et Van Andell (1977) ont aussi décrit des brèches de fragments associées à ces dislocations synvolcaniques. Elles se présentent le plus souvent comme des talus pouvant contenir un mélange de petits et de gros fragments de coussins, de lave massive et de brèche de faille.

Ils décrivent aussi une "brèche soudée" comme ressemblant à un talus de basalte. Cette brèche soudée a une matrice finement grenue formée par un matériel faiblement coloré et contient de gros fragments de forme nodulaire. Cette brèche se retrouve en feuillets intercalés avec des feuillets de basalte massif. Dans nos observations, la brèche de fragments apparaît aussi en feuillets minces plaqués horizontalement sur les coussins sous-jacents (planche 33). Bien qu'il soit généralement impossible de mesurer la direction et le pendage des zones de brèche (à cause du relief des affleurements), leur tendance semble toujours est-ouest. Sur quelques surfaces exceptionnelles, nous avons pu observer une relation horizontale à sub-horizontale entre les coussins (sous-jacents) et la brèche à fragmentation synvolcanique. Ainsi, après déplissage de la séquence, ces contacts apparaissent avec des pendages de 60 à 90 degrés vers le sud.

La cause de la distribution irrégulière de ces brèches de fragments est sans doute le faible angle d'intersection qu'elles forment avec la surface de l'affleurement. Vers la base de la coulée coussinée, une alternance de niveaux de coussins et de niveaux de brèche de fragments (épaisseur moyenne de deux mètres) apparaît fréquemment.



Planche 33-

Attitude sub-horizontale de la brèche à fragmentation synvolcanique sur les coussins sous-jacents de la coulée No. 2.



Planche 34-

Fragment montrant plusieurs épisodes de fracturation de la brèche à fragmentation synvolcanique (première zone de fissures ouvertes). (Coulée No. 2)

Il est probable qu'une coupe favorable montrerait, vers le sommet de la coulée, l'alternance feuillets de brèche - feuillets de basalte massif décrits par Ballard et Moore (1977). D'après ces auteurs, les plans de failles limitant ces feuillets de brèche, la composition de cette brèche et la faible épaisseur de ces feuillets indiquent que les nombreuses fissures ouvertes observées dans la vallée interne de la dorsale médio-Atlantique sont à un certain moment remplies complètement ou partiellement par le matériel du talus. Lorsqu'un segment du plancher océanique subit un mouvement vertical, les fissures sont réactivées et agissent comme plan de faille. Durant ces mouvements, les sédiments et le matériel de talus sont broyés et comprimés pour former cette brèche soudée.

Dans la première zone de fissures, à l'ouest de la zone d'affleurement, une telle succession de niveaux est visible; de plus, notre brèche à fragmentation synvolcanique de même que la brèche sommitale montrent souvent des évidences de plusieurs épisodes de fracturation (planche 34) supportant l'hypothèse d'une réactivation de la zone de dislocation et de la présence de plusieurs fissures ouvertes parallèles les unes par rapport aux autres (voir figure 27).

#### 5.8 Interprétation de la zone de fissures ouvertes:

Comme mentionné précédemment, des évidences de terrain montrent que des mouvements répétés sont apparus le long du "break" de Duparquet-Destor-Manneville (section 2.2.4). En plus des petites coulées ultramafiques et des dômes de rhyolite, la brèche de Davangus semble aussi associée au "break" auquel elle est parallèle.

Enfin, des fissures ouvertes, associées à un faillage synvolcanique ont été cartographiées au sud des collines Abijévis à environ un kilomètre au nord du "break" DDM. Ces fissures n'apparaissent que dans une zone étroite et s'orientent parallèlement au "break" DDM.

Cette zone linéaire s'allongeant sur 2.5 kilomètres marquerait la limite nord de la zone d'activité du "break" DDM. En effet, les roches comprises entre le "break" DDM et la zone de fissures présentent une schistosité et des cisaillements est-ouest qui ne sont pas rencontrés plus au nord (Sanschagrin et Leduc, 1979).

Donc, à partir du "break" DDM, en passant par la brèche de Davangus et par la zone contenant les fissures ouvertes (située à environ un kilomètre au nord du "break"), il y aurait diminution (de la base au sommet) de l'intensité de fractuation contemporaine à la construction de l'empilement volcanique de la formation du ruisseau Déguisier.

### 5.9 Failles tardives affectant l'empilement

Ce dernier système présente des décrochements pouvant varier en direction de 340 à 040 degrés. Ces failles montrent peu ou pas de déplacement et ont été repérées dans l'ensemble du canton d'Aiguebelle. Elles n'affectent généralement que quelques coulées et le jeu de ces zones de faiblesse serait à l'origine de la mise en place de dykes et de filons-couches gabbroïques pouvant représenter les conduits nourriciers des coulées sus-jacentes.

A l'intérieur de la zone d'étude, plusieurs de ces failles ont pu être décelées, affectant surtout la coulée No. 3. Le déplacement apparent de ces failles peut varier de 2 à 40 mètres.

## 6. Description et organisation des six coulées formant la zone d'étude

Pour l'ensemble de ce chapitre, nous référons le lecteur à la figure 34 (ci-jointe) et à la **carte 3** (en pochette).

### 6.1 Coulée massive No. 1:

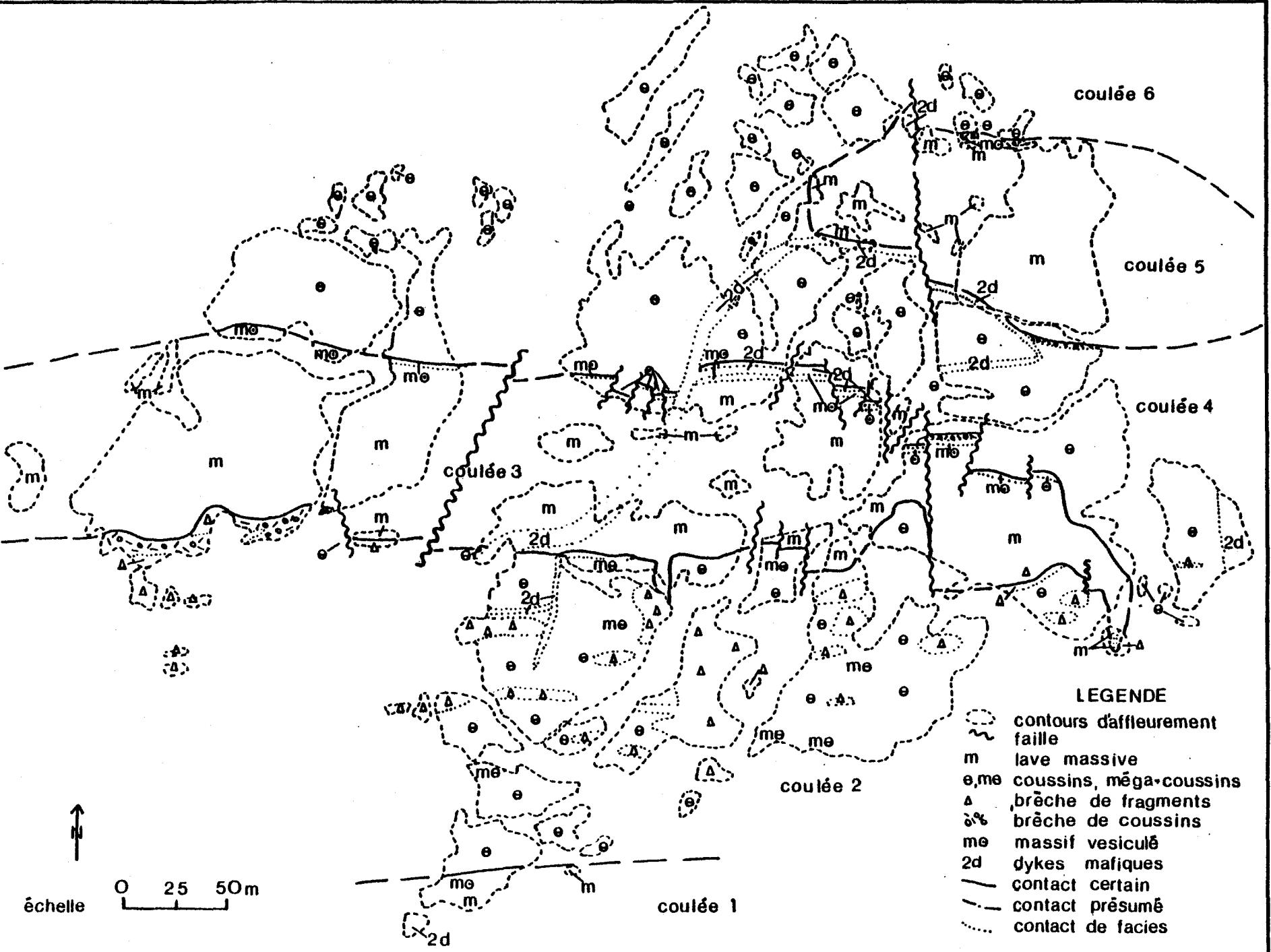
#### 6.1.1 Description générale

Seule la partie supérieure de cette coulée est exposée. L'absence d'affleurements au sud, nous empêche de donner l'épaisseur de cette coulée, mais, certains critères tels que la granulométrie de la zone exposée et l'épaisseur du niveau vésiculaire nous permettent, par analogie avec d'autres coulées massives, d'estimer l'épaisseur à moins de quarante (40) mètres.

Cette coulée ne contient aucune caractéristique spéciale. Au sud de la zone d'affleurements, elle est traversée par un dyke gabbroïque de direction est-nord-est accusant un pendage de 45 degrés vers le nord. Ce dyke d'une épaisseur de six (6) mètres se termine subitement avant l'affleurement de basalte massif comme arrêté sur un mur vertical.

#### 6.1.2 Sommet de la coulée

Le contact supérieur est aligné dans une direction est-ouest et montre par endroits une zone de transition entre les faciès massif et coussiné. Cette zone atteint trois (3) mètres d'épaisseur et ne montre ni bordure de trempe, ni aucune trace de brèche de sommet.



A environ deux (2) mètres au-dessous du contact avec la coulée coussinée No. 2, un niveau vésiculaire diffus apparaît, montrant des épaisseurs variables de cinquante (50) centimètres à deux (2) mètres. Ce niveau renferme des vésicules dont le diamètre varie de un à trois millimètres. Au sommet, le pourcentage de vésicules atteint 25%.

Par endroits sur le contact, le niveau vésiculaire est absent; les vésicules se retrouvent alors dans les coussins, en provenance de la lave massive. A ces endroits, aucun contact franc n'est visible et le faciès massif passe progressivement au faciès coussiné de la coulée No. 2.

## 6.2 Coulée coussinée No. 2:

### 6.2.1 Description générale

Cette coulée est entièrement coussinée sur une épaisseur maximale de cent soixante (160) mètres. Ces épaisseurs sont vraiment inhabituelles dans la région; pour cette raison, nous avons cherché des évidences de coulée composite et nous avons pu subdiviser cette coulée en trois coulées simples correspondant à trois pulsions successives de la même chambre magmatique.

La première coulée simple (au sud) aurait une épaisseur d'environ cinquante (50) mètres, s'amincissant vers l'est. Nous avons noté à un endroit que la base de cette coulée était en partie composée de coussins vésiculaires issus du sommet de la coulée massive No. 1. Le sommet de cette première coulée simple se situerait à la base d'un niveau de mégacoussins et de gros tubes lobés dont les diamètres peuvent atteindre dix (10) mètres.

On note également des changements d'orientation de certains coussins au sommet de la première pulsion, une augmentation du pourcentage relatif de matrice hyaloclastique jusqu'au niveau de mégacoussins et enfin, la présence de quelques coussins ci-saillés immédiatement sous le "plancher" formé par l'alignement des gros coussins à la base de la deuxième pulsion. Autre fait à souligner, aucune brèche à fragmentation synvolcanique n'est présente dans cette portion de la coulée No. 2.

La seconde coulée simple montre une épaisseur moyenne de cent (100) mètres. Elle contient des coussins de tous les types, de toutes les dimensions et de toutes les formes, de même que tous les types de brèches décrits précédemment. Cette portion de la coulée No. 2 n'est représentée à l'ouest que par quelques rares coussins surmontés d'une brèche sommitale de coussinets et de fragments. La brèche à fragmentation synvolcanique y est présente sur près de quarante-cinq (45) mètres d'épaisseur.

Dans la partie centrale de la zone d'étude, le sommet de cette coulée est caractérisé d'une part par l'absence de brèche de sommet et d'autre part, par la présence de mégacoussins à colonnades qui peuvent atteindre des diamètres de 10 mètres. Ce dernier fait étant vraiment inhabituel au sommet d'une coulée, nous a porté à chercher des évidences pour une troisième pulsion.

Il appert qu'aux endroits où la brèche d'effondrement de tubes est visible, elle se situe immédiatement au sud du niveau de gros coussins. La présence de ces brèches pourrait donc servir d'évidence pour postuler un arrêt dans le cycle volcanique. En effet, s'il s'agissait d'un même épisode d'écoulement, il n'y a aucune raison pour que certains tubes se soient vidés de leur contenu.

D'autre part, ces coussins ou tubes effondrés font penser aux "flattened pillows", décrits par Ballard et Moore (1977), comme étant indicateurs du sommet des centres volcaniques comme le Mont Pluton dans la dorsale médio-Atlantique.

La coulée No. 2 serait donc possiblement constituée de trois (3) pulsions différentes, mais sûrement de deux (2), formant une coulée composite assez complexe.

#### 6.2.2 Altération spécifique:

Un phénomène d'altération, probablement d'origine hydrothermale apparaît à l'intérieur des coussins de la coulée No. 2 et des fragments de coussins composant la brèche à fragmentation synvolcanique. Cette altération semble affecter l'ensemble de la coulée No. 2, autant à l'est qu'à l'ouest, malgré qu'elle soit plus poussée à proximité des anciennes fissures ouvertes. Cette altération présente des niveaux successifs de couleur vert foncé, en bordure des coussins alors qu'elle se résume en mouchetures vert clair au cœur des coussins (figure 35).

Cette coloration serait sans doute due à une activité hydrothermale de basse température; les solutions auraient profité des craquelures de refroidissement pour s'introduire. Le produit de cette altération est un ensemble de chlorite épidote et carbonates avec, à l'occasion, une serpentine amorphe et de la pyrite très disséminée.

Elle semble spatialement associée aux zones ayant été affectées par des fissures ouvertes. En effet, ce type d'altération n'a été reconnu qu'au sud des collines Abijévis (Sanschagrin et Leduc, 1979).

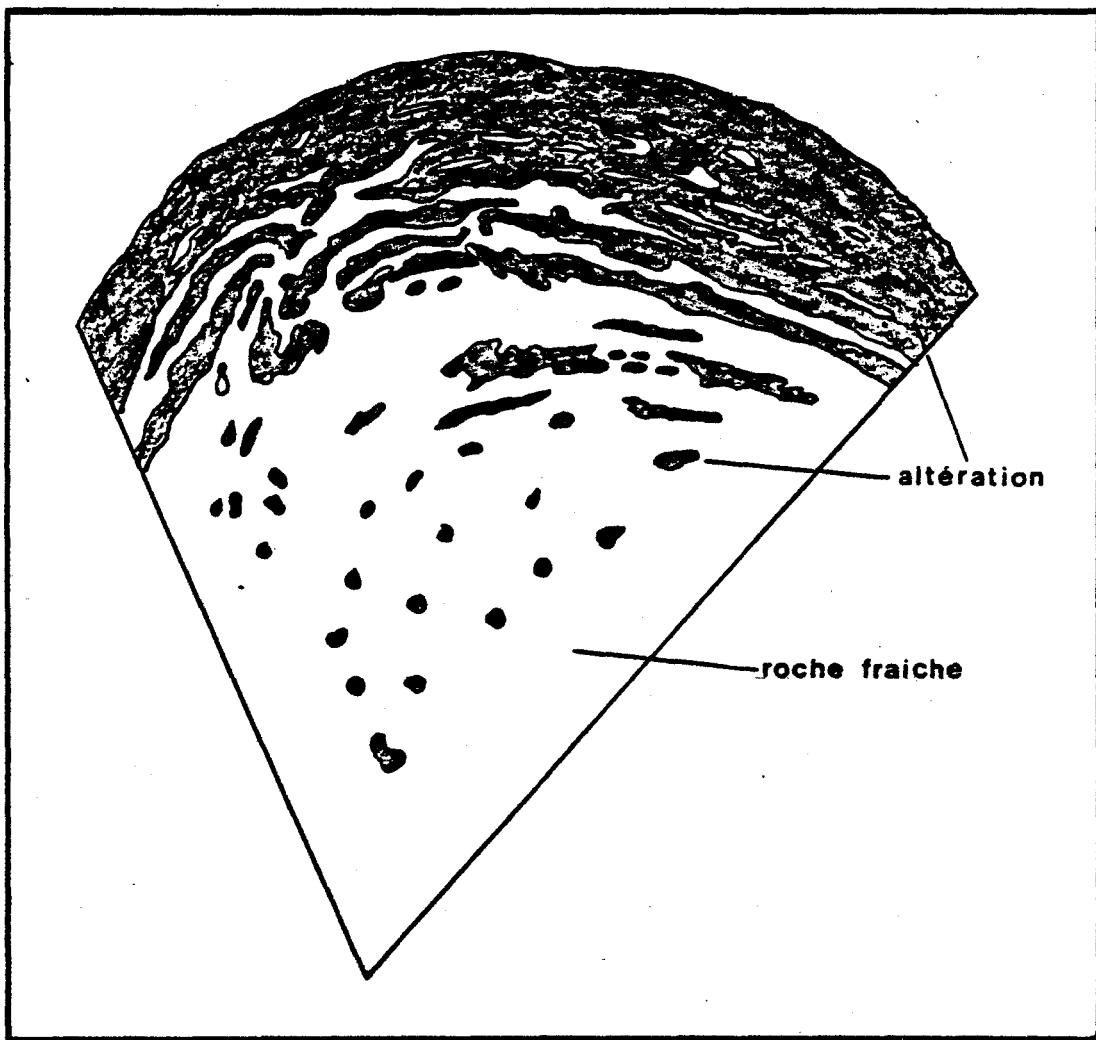


Figure 35- Représentation schématique de l'altération verdâtre typique affectant certains coussins de la coulée No. 2.

A notre connaissance, elle n'a été observée que dans l'aire d'étude et dans la zone située au sud-ouest du lac La Haie où la présence d'une brèche à fragmentation synvolcanique a été relevée (voir figure 33).

Cette altération serait survenue avant la fragmentation des coussins puisque, lorsqu'un fragment de coussin exhibe une bordure à l'intérieur de la brèche, les bandes d'altération se succèdent et s'alignent comme à l'intérieur des coussins. Quand, au contraire, il s'agit d'un fragment sans bordure de trempe, l'altération n'est limitée qu'à quelques mouchetures éparses.

#### 6.2.3 Evidences de talus:

Nulle part ailleurs dans la région, des tubes horizontaux n'ont pu être observés. Après déplissage de la séquence, ces tubes montreraient des pentes de 60 degrés vers le sud. Ces tubes sont visibles à deux (2) niveaux de la coulée, soit: au sommet de la première pulsion et au sommet de la seconde pulsion, à proximité du contact avec la coulée No. 3. En remettant la séquence dans son attitude originelle, l'allure de ces tubes reflèterait un relief de talus auquel serait associée la brèche à fragmentation synvolcanique allochtone.

#### 6.2.4 Sommet de la coulée:

Le contact supérieur de la coulée No. 2 présente une direction générale est-ouest.

Son aspect est plus ou moins ondulant et montre de nombreux décrochements, lesquels sont de deux ordres. Le premier type de décrochement est dû à la présence de fissures ouvertes ayant pris place au sommet de la coulée No. 2. Elles ont plus tard été comblées par la lave massive de la coulée No. 3. Le second, plus tardif, est dû à un système de failles nord à nord-nord-est avec déplacements apparents de quelques centimètres à plus de 35 mètres.

D'ouest en est, après la première zone de fissures, sauf en ce qui concerne de petits décrochements de l'ordre de 10 mètres, le contact, vers l'est, se suit assez bien, montrant un aspect légèrement ondulant. Par endroits, les "laminations" sont bien visibles et à d'autres endroits, la zone de trempe incorpore des fragments du sommet de la coulée No. 2.

Avant d'arriver à la deuxième zone de fissures ouvertes, le sommet de la coulée No. 2 exhibe une brèche de sommet d'un type particulier. En effet, cette brèche d'une épaisseur variant de 50 centimètres à un mètre, contient des blocs anguleux de plus de 25 centimètres de côté, ressemblant souvent à des morceaux de colonnes des mégacoussins sous-jacents (planche 35). Par opposition à la brèche à fragmentation synvolcanique, cette brèche contient plus de 25% de matériel hyaloclastique. Elle passe progressivement à l'est à une brèche à fragmentation synvolcanique typique (planche 36) issue de la brèchification in-situ des coussins sous-jacents.

Plus loin à l'est, on arrive à la seconde zone de "gjar" décrite dans le chapitre précédent. Au sud de cette bande, se trouve une large zone de brèche à fragmentation synvolcanique. Toutes les transitions entre les brèches autochtones et allochtones sont visibles.



Planche 35- Type particulier de brèche rencontré au sommet de la coulée No. 2, à l'ouest de la seconde zone de fissures.



Planche 36- Passage latéral de la brèche de la planche 35 à une brèche à fragmentation synvolcanique autochtone.

Cette transition peut apparaître brusquement ou s'étaler sur deux à trois mètres. Ces transitions se font aussi bien verticalement que latéralement.

Entre la deuxième et la troisième zone de fissures ouvertes, le contact se voit affecté par trois petits décrochements nord, nord-est, avec des déplacements de 4 à 15 mètres.

A la base de la troisième zone de fissures, la brèche à fragmentation synvolcanique est très fréquente et les tubes apparaissent souvent d'une façon horizontale par rapport à la surface de l'affleurement, indiquant un paléotalus vers le sud. A cet endroit, la ligne de plus grande pente aurait été vers le sud-ouest, telle qu'indiquée par la direction de certains gros tubes.

A environ 30 mètres à l'est de la troisième zone de fissures le contact inférieur de la lave massive subit un décrochement apparent d'environ 35 mètres. Ce dernier semble relié à une série de zones de décrochement nord-sud, affectant au nord, l'ensemble des coulées.

En suivant vers l'est le contact supérieur de la coulée No. 2, nous pouvons observer à quelques endroits une brèche de coussins sommitale peu épaisse (dix à vingt centimètres) mais, la plupart du temps, n'apparaît que le faciès coussiné. Partout, la base de la coulée No. 3 montre des "laminations" et incorpore des fragments de la brèche ou des coussins sous-jacents, dans son faciès de trempe.

Enfin, la quatrième zone de fissures représente la terminaison est de la portion massive de la coulée No. 3.

#### 6.2.5 Direction d'écoulement:

A l'intérieur de la brèche de coussinets, à l'ouest de la zone d'étude, les coussinets montrent une direction d'allongement nord-sud. Les tubes s'allongent nord-sud aussi avec des digitations ou des embranchements vers l'est ou l'ouest. La direction de l'allongement des coussins ne donne à notre point de vue aucune information sur la provenance de la lave, toutefois elle peut nous renseigner sur la paléotopographie à différents endroits de la coulée. Ainsi, une série d'allongements divergents par rapport à l'ensemble reflèterait de petits monticules dont les pentes s'amenuisent avec l'empilement des tubes.

Nous n'avons donc aucun critère sérieux pour déterminer la direction de la provenance de la lave. La direction des tubes et de leurs embranchements ne donnerait des renseignements que sur la direction de la pente et localement, sur la direction de l'écoulement de la lave.

### 6.3 Coulée massive No. 3:

#### 6.3.1 Description générale

La coulée No. 3 est presque toujours présente dans le faciès massif. Elle représente d'ailleurs l'unité massive la plus épaisse de la région (plus de quatre-vingt-dix (90) mètres) et montre des évidences d'amincissement d'ouest en est.

### 6.3.2 Sommet de la coulée:

Dans la partie ouest, cette coulée atteint près de cent (100) mètres d'épaisseur et son contact supérieur est très régulier sauf à l'extrémité ouest où il présente une inflexion vers le sud-ouest, permettant ainsi de soupçonner une terminaison lenticulaire de l'unité vers l'ouest (le manque d'affleurement ne permet pas de vérifier cette hypothèse).

Le contact supérieur se situe toujours à environ un mètre au nord de l'horizon vésiculaire et la zone de trempe supérieure n'est jamais visible. Cependant, sur l'aire d'affleurement à l'ouest, cet horizon est brisé en un endroit et le contact se traduit par une série de bourgeonnements formant de gros coussins vésiculaires d'un diamètre variant entre trois et sept mètres. Certains de ces coussins montrent une continuité avec la lave massive qui leur a donné naissance alors que d'autres, détachés, montrent en leur sommet une série de bordures de trempe successives.

Partout ailleurs vers l'est, le niveau massif vésiculaire est présent. Il représente une épaisseur de deux à six mètres, mais les vésicules ne sont vraiment concentrées que sur une épaisseur moyenne de cinquante centimètres. Ce niveau au sommet de la lave massive a d'ailleurs permis de déceler une série de petits décrochements espacés de dix à vingt mètres et n'affaiblissant généralement pas les coulées inférieures. Ces décrochements montrent presque toujours un mouvement dextre (sauf deux exceptions) et ont des directions variant de nord-nord-ouest à nord-nord-est.

vers l'extrémité est de l'affleurement, un niveau bréchique apparaît au sommet de l'unité massive. Cette brèche montre une épaisseur variant entre un et trois mètres et exhibe toutes les transitions verticales entre la polygonite, la brèche de fragments et la brèche de coussinets.

Encore plus à l'est, l'unité massive s'amincit et, partout où son contact supérieur est visible, on peut observer le niveau vésiculaire. Enfin, complètement à l'est, il est possible de suivre le contact de la lave massive avec les coussins sous-jacents sur un mur vertical. Ce contact nous montre l'unité massive comme un coin s'épaississant vers l'ouest. Le contact a alors une direction nord-ouest avec un pendage d'environ 30 degrés vers le sud-ouest (figure 30).

Enfin, la lave massive se termine par une "langue" de basalte massif qui a pris place dans la fissure ouverte (voir figure 26, en pochette). Quelques évidences nous montrent que le faciès massif de la coulée No. 3 passe assez rapidement à un faciès coussiné et ce, verticalement à sa base, et latéralement vers l'est. En effet, il nous a été permis d'observer une série de gros coussins sous la lave massive, semblant issus de cette dernière. Cette observation nous permet de supposer une transition rapide au faciès coussiné vers l'est.

#### 6.3.3 Direction d'écoulement:

D'une façon intuitive, il apparaît vraisemblable que la lave se serait écoulée d'ouest en est. Les observations venant supporter cette hypothèse sont: l'amincissement vertical et latéral de la coulée vers l'est, la terminaison de l'unité massive au sud-est et, d'une certaine façon, le mode de remplissage des fissures qui, par endroits, présentent la lave massive moulée contre la brèche à fragmentation synvolcanique.

#### 6.4 Coulée coussinée No. 4:

##### 6.4.1 Description générale

Cette coulée est entièrement coussinée et son épaisseur atteint une moyenne de soixante (60) mètres. Elle présente à sa base, à quelques endroits, une série de coussins vésiculaires sur une épaisseur pouvant varier de 2 à 10 mètres. Les coussins formant cette coulée varient de formes et de dimensions, pouvant atteindre deux (2) mètres avec une moyenne de soixantequinze (75) centimètres. Leur allongement, généralement est-ouest, présente toutefois de nombreuses variations dans la partie est de la coulée.

Dans la portion sud-est de la coulée, à l'endroit où le faciès massif de la coulée No. 3 se termine, il nous a été impossible de séparer les deux coulées (No. 3 et 4). En effet, aucun critère ne différencie ces coussins.

##### 6.4.2 Sommet de la coulée:

Le sommet de cette coulée est bien marqué, du moins à l'est, par un niveau bréchique formé de fragments et de coussinets. Ce niveau est peu épais (inférieur à un mètre) et sépare toujours la lave massive de la coulée No. 5, des coussins de la coulée No. 4.

D'une façon générale, le faciès bréchique ne surmonte que très rarement le faciès coussiné. Pour cette raison, on pourrait croire que cette brèche provient du faciès massif sus-jacent avec mise en place par reptation. Cette hypothèse de formation serait acceptable si cette brèche n'était présente un peu plus à l'ouest entre les coussins de la coulée No. 4 et la portion coussinée de la coulée No. 5.

Cependant, dans la partie ouest, les coussins de la coulée No. 4 sont presque partout en contact avec ceux de la coulée No.5. Dans ce cas, le contact peut être approximativement fixé par une zone linéaire où certains coussins présentent des évidences de cisaillement ou de contraintes thermiques (bordures éclatées). De plus, à deux endroits, un niveau de brèche de quelques centimètres d'épaisseur a pu être observé (carte 3, en pochette).

L'absence de brèche au sommet d'une partie de la coulée No. 4 pourrait s'interpréter comme un changement dans les conditions physiques à l'intérieur de la coulée. Par exemple, une augmentation locale de la viscosité ou un refroidissement local plus lent sans aucune fissuration ou éclatement des bordures de trempe des coussins pourraient expliquer l'absence de ce niveau de brèche.

#### 6.4.3 Direction d'écoulement:

Les évidences de direction d'écoulement sont nulles et seules quelques directions d'allongement de certains coussins formaient un angle oblique avec la direction générale est-ouest. Ces directions divergentes révèleraient ici aussi la présence possible d'anciens monticules de coussins tels que décrits par Ballard et Moore (1977).

### 6.5 Coulée No. 5

#### 6.5.1 Description générale

Cette coulée forme une lentille de basalte massif qui passe latéralement et verticalement à l'ouest à un faciès coussiné.

Elle montre une épaisseur maximale de quatre-vingt mètres et sa partie massive ne présente aucune caractéristique spéciale, étant en tout point analogue à la coulée No. 3. A la base, la portion massive est partout en contact avec la brèche sommitale de la coulée No. 4.

Comme mentionné précédemment, un changement latéral de faciès apparaît ici entre le faciès massif et le faciès coussiné de la même coulée. Dans le cas présent, la lave massive passe à une brèche de fragments peu épaisse (environ un mètre) sur sa bordure ouest, puis à une série coussinée. Cette transition s'effectue de la manière décrite à la section 4.2.3.

#### 6.5.2 Sommet de la coulée:

Le sommet de la portion massive de cette coulée est recouvert d'une brèche sommitale de fragments et de coussinets. Une certaine transition verticale existe entre les faciès massif et bréchique par l'intermédiaire d'une épaisseur d'environ un mètre de coussins contenant les vésicules du niveau sous-jacent.

L'absence en certains endroits de critères pour séparer deux coulées peut produire une amalgamation des deux coulées. Aucun contact n'a pu être tracé entre les coulées coussinées No. 5 et No. 6. En effet, vu le nombre limité d'affleurements, la portion coussinée de la coulée No. 5 n'a pu être différenciée du faciès coussiné de la coulée No. 6; contrairement à d'autres endroits, il est impossible sur la zone d'étude et dans ses environs, de différencier les coulées par leur contenu en phénocristaux ou tout autre critère semblable, comme ont pu le faire Rosen-Spence (1976) et Cousineau (1980).

### 6.5.3 Direction d'écoulement:

Dans la brèche sommitale, les coussins et les protubérances de la lave massive ont toujours des directions normales au contact. D'autre part, la géométrie et l'organisation de la coulée nous portent à croire que la lave serait issue d'une fissure située d'une façon parallèle à l'axe de la plus grande épaisseur de la lentille de basalte massif. L'écoulement se serait d'abord effectué vers l'ouest, fournissant possiblement le faciès coussiné de cette coulée.

## 6.6 Coulée coussinée No. 6:

### 6.6.1 Description générale

Cette coulée (partout coussinée) n'est présente qu'en partie et ne montre un contact certain qu'au dessus de la lave massive de la coulée No. 5. Partout ailleurs, elle s'amalgame à la portion coussinée de la coulée No. 5 et aucun critère ne nous permet d'individualiser ces coulées.

## 7. Interprétation de la zone d'étude:

### 7.1 Interprétation volcanologique:

Compte tenu de tous les facteurs affectant un empilement volcanique, il devient hasardeux d'interpréter une petite zone, localement définie. Il apparaît plus simple de la situer dans un contexte élargi.

Le groupe de Kinojévis, donc la majeure partie du canton d'Aiguebelle, est interprété comme une immense plaine basaltique sur laquelle apparaît quelques volcans en boucliers, résultant de petits centres éruptifs localisés (Dimroth et Rocheleau, 1979).

Aucun changement vertical de faciès n'est visible à l'échelle du canton; par contre, un changement de faciès latéral devient évident avec l'éloignement du centre volcanique principal. En effet, dans la partie sud-ouest du canton d'Aiguebelle, environ 50% du basalte est massif (Hocq, 1977, 1979) alors que la majeure partie du basalte est coussiné plus à l'est (Sanschagrin et Leduc, 1979); l'aire d'affleurements étudiée se situe dans la portion coussinée de l'empilement.

Certaines observations confirment l'existence d'un complexe volcanique central (tel que décrit par Larouche, 1974) situé au nord du village de Destor. En effet, la présence en cet endroit d'un stockwork de dykes de basalte, l'existence de plusieurs coulées rhyolitiques confinées au canton de Destor et à la partie ouest du canton d'Aiguebelle, l'affinage d'ouest en est des unités pyroclastiques, de même que l'augmentation vers l'ouest de la granulométrie et du degré de classement d'une unité conglomératique confirment le caractère distal de la portion est du canton d'Aiguebelle par rapport au centre volcanique principal de Destor.

De plus, selon Walker (1959, 1960), la densité des dykes augmente en fonction de la proximité à un centre volcanique. En Islande, cette densité est de 40 dykes par kilomètre à proximité du centre volcanique alors qu'elle diminue à 10 dykes par kilomètre dans l'ensemble de l'empilement. Dans la région avoisinante de la zone d'étude, cette densité est encore plus faible, soit environ six dykes par kilomètre; ce fait vient corroborer le caractère distal de la zone d'étude par rapport à un centre éruptif.

Le régime d'émission de la lave a sûrement été à l'archéen de beaucoup supérieur à celui qui prévaut actuellement dans les dorsales océaniques.

Plusieurs faits tendent en effet à prouver cette hypothèse. Ainsi, selon Dimroth et al (1979), la présence à l'archéen de nombreux sacs fermés de laves formant de petits coussins détachés, la rareté des tubes évidés et l'absence de sculptures de surface sur les coussins sont trois points en faveur d'un taux d'écoulement supérieur à l'archéen qu'à l'holocène. De plus, Wells et al (1979) préconisent aussi un volume de lave émis de même qu'une fréquence d'éruption plus grande durant les périodes de volcanisme archéen. En effet, ils s'appuient sur l'absence de sédiments interlités avec les roches volcaniques à l'intérieur de l'empilement du groupe de Kinojéyis de même que sur l'épaisseur énorme des séquences volcaniques de lave massive par rapport aux petits monticules de coussins observés à l'intérieur des dorsales océaniques. De plus, d'après les mêmes auteurs, l'aplatissement et le degré de cohésion des coussins archéens impliqueraient une accumulation plus rapide liée à une température plus élevée de la lave et à un taux d'extrusion de beaucoup supérieur à celui de l'holocène.

La continuité des coulées appuie aussi cette hypothèse. En effet, les coulées de basalte gloméroporphyrique peuvent se suivre latéralement sur près de trente kilomètres de part et d'autre du synclinal d'Abijévis (Hocq, 1979), (Sanschagrin et Leduc, 1979).

A l'intérieur du canton d'Aiguebelle, il y a augmentation de la vésicularité des basaltes de la base au sommet de l'empilement volcanique. Dans la zone d'étude, la vésicularité ne dépasse pas 5% comme dans tout le flanc sud des collines Abijévis. D'après les études de Jones (1969), on peut dès lors établir une profondeur d'eau supérieure à 200 mètres. D'autre part, Wells et al (1979) soutiennent qu'une profondeur d'eau de moins de 1 kilomètre pour l'océan archéen, suffirait pour amener la formation d'une succession de coulées sous-marines aussi épaisse que celle du canton d'Aiguebelle.

Dans le quart sud-est du canton d'Aiguebelle, la topographie de l'ancien fond océanique a été évaluée grâce aux variations d'épaisseur des deux niveaux de lave gloméroporphyrique. La variation la plus importante a été décelée au sud-est du lac La Haie où l'épaisseur du niveau atteint 135 mètres. Si le sommet du niveau gloméroporphyrique représente l'horizontal, l'ancien plancher océanique était une plaine légèrement ondulante où les élévations ne devaient guère dépasser 20 mètres (Sanschagrin et Leduc, 1979). Localement, certains fronts de coulée pouvaient certainement représenter des élévations de l'ordre de 50 mètres et plus.

### 7.2 Interprétation structurale:

L'environnement tectonique à l'archéen pose encore de nombreux problèmes mais quand même, la grande étendue des coulées archéennes nous force à penser qu'elles n'étaient pas restreintes à des dépressions tectoniques étroites comme c'est actuellement le cas dans les dorsales médio-océaniques.

Le tectonisme synvolcanique était probablement moins intense à l'archéen. En effet, les zones de fissures ouvertes qui sont partout présentes dans la dorsale médio-Atlantique, n'ont été reconnues qu'à l'intérieur d'une mince zone est-ouest, d'une épaisseur inférieure à 80 mètres, située à la limite sud des collines Abijévis.

Enfin, dans la région située au sud de la zone d'étude, trois faits structuraux se présentent. Du sud vers le nord, le "break" de Duparquet-Destor-Manneyville, la brèche de Davangus et la zone contenant des fissures ouvertes. Dans l'ordre, il y aurait diminution, de la base au sommet, dans l'intensité des dislocations contemporaines de l'empilement volcanique à la base du groupe de Kinojévis.

### 7.3 Sommaire:

A la lumière de ces différents faits, nous pouvons postuler que la portion sud-est du canton d'Aiguebelle, donc l'aire d'affleurements étudiée, présente les caractères d'un empilement volcanique archéen construit sur une plaine de basalte légèrement ondulante où de petits volcans boucliers pouvaient se constituer.

Le volcanisme se situerait à l'intérieur de zones actives beaucoup plus larges et aurait été en général plus intense que celui qui prévaut actuellement à l'intérieur des rides médo-océaniques, montrant un taux d'écoulement de lave et une fréquence d'éruptions supérieures.

L'agencement des faciès à l'intérieur de l'empilement représenterait (dans le cas de la zone d'étude) un lieu éloigné du centre éruptif. Cet empilement se serait construit à des profondeurs d'eau pouvant se situer entre 200 mètres et un kilomètre.

Enfin, l'activité tectonique synvolcanique affectant l'empilement du groupe de Kînojévis serait de beaucoup inférieure à celle qui est actuellement observée à l'intérieur des dorsales océaniques.

## 8. Conclusion:

Cette étude a permis une meilleure définition de l'empilement volcanique qui constitue la base du groupe de Kinojévis.

Ce mémoire apporte entre autre une contribution à l'étude de la morphologie et de l'organisation des différents faciès volcaniques et de leurs unités constitutantes.

Nous avons pu ainsi décrire différents phénomènes apparaissant à la base et à l'intérieur d'une coulée massive épaisse; déceler, à l'intérieur de coulées coussinées, différents stades d'éruption par la présence de niveaux de mégacoussins, de brèches d'effondrement de tubes et de petits monticules de coussins (définis par des allongements divergents); décrire des tubes de faible diamètre, semblables aux "tooth paste pillow" (observés dans la dorsale médio-Atlantique), observer des écoulements en feuillets "sheet flow" et la brèche qui leur est associée; enfin, nous avons pu en arriver à une meilleure compréhension du faciès bréchique, principalement des brèches sommitales.

Du point de vue structural, notre étude nous a permis la reconnaissance de fissures ouvertes issues de failles synvolcaniques similaires aux "gjar" décrites dans la dorsale médio-Atlantique; une brèche particulière, associée à ces fissures et ressemblant au "flow foot rubbles" de la dorsale médio-Atlantique, a pu être différenciée des autres types de brèches puis classifiée par son processus de formation; des cassures de moindre importance, orthogonales aux fissures ouvertes, ont été observées, servant à canaliser le matériel qui forme les deux types de brèches de remplissage que nous avons pu définir.

Par interprétation des données recueillies, nous avons pu préciser l'environnement de l'empilement au moment de sa mise en place et, d'une certaine façon, nous pensons avoir délimité la zone d'activité nord du "break" de Duparquet-Destor-Manneville.

Enfin, à divers points de vue, ce mémoire apporte, si légère soit elle, sa contribution à l'étude du groupe de Kinojévis.

Remerciements:

Je tiens ici à remercier le professeur Erich Dimroth de l'Université du Québec à Chicoutimi, mon directeur de thèse, pour ses observations et les discussions enrichissantes lors de ses visites sur le terrain. Le professeur Gérard Woussen a lu cet ouvrage et je le remercie pour la critique qu'il en a faite.

Je tiens également à remercier le ministère des Loisirs, de la Chasse et de la Pêche pour m'ayoir facilité l'accès et le logement à l'intérieur de la Réserve d'Aiguebel- le; le ministère de l'Energie et des Ressources qui m'a fourni le matériel nécessaire à ma cartographie à l'automne 1978; et le ministère de l'Education pour la bourse d'étude dont j'ai bénéficié au cours des années 1978 et 1979.

Je remercie de même Messieurs Cousineau et Sanschagrin, dont les commentaires furent hautement appréciés lors de nos discussions. Le personnel technique de l'Université du Québec à Chicoutimi m'a grandement aidé et je leur en suis reconnaissant.

Enfin, une reconnaissance toute particulière à mon épouse Louise, pour son constant soutien tout au long de mes études.

REFERENCES

- Ambrose, J.W. 1941. Clercy and La Pause map area. Québec. Can. Geol. Surv., Mem. 223, 86 p.
- Ballard, R.D. and Van Andel, T.H., 1977. Morphology and tectonics of the inner rift Valley at lat.  $36^{\circ} 50'N$  on the Mid-Atlantic Ridge. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 88, pp. 507-530.
- Ballard, R.D., Holcomb, R.T. and Van Andel, T.H., 1979. The Galapagos rift at  $86^{\circ}W$ ; 3. Sheet flows, collapse pits, and Payas lakes of the rift Valley. Jour. Geoph. Res., Vol. 84, #B10, pp. 5407-5422.
- Ballard, R.D. and Uchupi, E., 1978. Volcanic and tectonic processes of the Mid-Cayman Rise (abstract). EOS Trans. Agu., Vol. 59 (4), p. 406.
- Ballard, R.D. and Moore, J.G., 1977. Photographic atlas of the Mid-Atlantic Rift Valley. Springer-Verlag, New-York, N.Y., 114 p.
- Bannerman, H.M., 1940. Région du lac Lépine, canton de Destor, comté d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-4.
- Baragar, W.R.A., 1960. Petrology of Basaltic rocks in part of Labrador Trough. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 71, pp. 158-164.
- Baragar, W.R.A., 1968. Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Ontario-Québec. Can. J. Earth Sci., V.5, pp. 773-790.
- Baragar, W.R.A., Plant, A.G., Pringle, G.J. and Schaw, M, 1977. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335. DSDP. Can. J. Earth. Sci., V. 14, p. 837-874.
- Bellaïche, G. et Cheminée, J.L., 1977. Formes volcaniques observées au cours de plongées Famous dans le rift médico-atlantique et la faille transformante "A". Bull. B.R.G.M. 2e sér., sect. IV, no. 4, pp. 311-329.
- Bellaïche, G., Cheminée, J.L., Francheteau, J., Helkinian, R., Le Pichon, X., Needham, H.D. and Ballard, R.D., 1974. Inner floor of the rift Valley: first submersible study. Nature, 250, pp. 558-560.
- Bonnatti, E., 1965. Palagonite, hyaloclastite and alteration of volcanic glass in the ocean. Bull. Volcanol., Vol. 28, pp. 257-269.
- Carlisle, D. and Zeck, W.A., 1960. Pillow Breccias in the Vancouver volcanic Rocks and their origin. Geol. Soc. Am. Bull., V. 71, #12, pt. 2, p. 2053.

Carlisle, D., 19--. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *J. Geol.*, V. 71, pp. 48-71.

Chapman, C.A., 1955. Pillow breccia and its significance. Abstract. *Geol. Soc. America Bull.*, V. 66, p. 1541.

Côté, R., and Dimroth, E., 1976. Flow direction of Archean basalts determined from imbricated pillow breccias. *N. Jb. Miner., Mh.*, 3, pp. 97-109.

Cousineau, P.-A., 1980. Stratigraphie et faciès des andésites Amulet près de la mine Norbec, Noranda, Québec. Thèse de maîtrise à l'Université du Québec à Chicoutimi.

Daly, R.A., 1903. Variolitic pillow lava from Newfoundland. *Am. Geologist*, 32, pp. 65-78.

Descarreaux, J., 1972. Géochimie des roches volcaniques de l'Abitibi. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec.

Dewitt, M.J., and Stern, C., 1978. Pillow talk. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 4, pp. 55-80.

Dimroth, E., Boivin, P., Goulet, N. et Larouche, M., 1973. Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. Ministère des Richesses naturelles, R.P., GM28491, Québec, 59 p.

Dimroth, E. and Lichtblau, A.P., 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Québec, Part I: Comparison of Archean and Genozoic sea-floor metamorphism. *Can. J. Earth Sci.*, 16, pp. 1315-1340.

\_\_\_\_\_. and Rocheleau, M., 1979. Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area, Québec. *Geol. Assoc. Can., Guidebook A-1, GAC-MAC ann. meeting, Québec 1979.*

\_\_\_\_\_. , Cousineau, P., Leduc, M., Sanschagrin, Y. et Provost, G., 1979. Flow mechanisms of Archean subaqueous basalt and rhyolite flows: in *Current Research, Part A., Geol. Surv. Can., Paper 79-1A*, pp. 207-211.

\_\_\_\_\_. , Cousineau, P., Leduc, M., Sanschagrin, Y., 1978. Structure and organisation of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, pp. 902-918.

\_\_\_\_\_. , 1978. Archean autoclastic volcanic rocks, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada: Classification, diagnosis and interpretation. In *report of activities, Geol. Surv. Can., Paper 77-1A*, pp. 513-522.

- \_\_\_\_\_, Larouche, C. and Trudel, P., 1976. Fifth progress report on volcanological and sedimentalological work in Rouyn-Noranda area. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-500.
- \_\_\_\_\_, Gélinas, L., Provost, G., Rocheleau, M. and Tassé, N., 1975. Field trip and field conference on the volcanology of Rouyn-Noranda area. Resident Geologist's Office. Ministère des Richesses naturelles, Rouyn, P.Q., pp. 1-75.
- Dugas, J., 1956. Notes descriptives sur le quart nord-ouest du canton de Destor. Ministère des Mines du Québec, S-36.
- Eakins, P.R., 1974. Preliminary report on the geology of Privat township, Abitibi-West county, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec: DP-222, 12 p.
- Fisher, R.V., 1958. Definition of volcanic breccias. Geol. Soc. Am. Bull., V. 69, pp. 1071-1073.
- \_\_\_\_\_, 1960 b). Classification of volcanic breccias. Geol. Soc. Am. Bull., V. 71, pp. 973-982.
- \_\_\_\_\_, 1961. Proposed classification of volcanioclastic sediments and rocks. Geol. Soc. Am. Bull., V. 72, pp. 1409-1414.
- \_\_\_\_\_, 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sci. Rev., V. 1, pp. 287-298.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perreault, G., Carignan, J., Trudel, P. et Grasso, F., 1977. Chemo-stratigraphic division within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. In: Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. and Hall, J.M. eds. Volcanic regimes in Canada. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 16, pp. 297-310.
- Goodwin, A.M., 1977. Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. In: Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. and Hall, J.N. eds. Volcanic regime in Canada. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 16, pp. 205-242.
- Goodwin, A.M. and Ridler, R.H., 1970. The Abitibi Orogenic Belt. In: Symposium on Basins and geosynclines of the Canadian Shield. A.J. Baer ed., GSC, Paper 20-40, Ottawa, 265 p.
- Graham, R.B., 1954. Parties des cantons d'Hébécourt, de Duparquet et de Destor, comté d'Abitibi-ouest, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec. R.G. 61.
- Gunning, H.C. and Ambrose, J.W., 1939. The Timiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricanaw region, Québec. Trans. Roy. Soc. Can., Ser. 3.4, V. 33, pp. 19-49.

- Gunning, H.C. and Ambrose, J.W., 1940. Malartic Area, Québec. Can. Geol. Surv., Mem. 222, 142 p.
- Hargreaves, R. and Ayres, L.D., 1979. Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. Can. J. Earth Sci., pp. 1452-1466.
- Hargreaves, R., 1978. Morphology and chemistry of early precambrian metabasalt flows. Utik Lake, Manitoba. Thèse de maîtrise, Université du Manitoba, 82 p.
- Henderson, J.F., 1953. On the foramtion of pillow lavas and breccias. Royal Soc. Can. Trans., 3rd Ser., sec. 4, V. 47, pp. 23-32.
- Hocq, M., 1979. Demi nord et quart sud-ouest du canton d'Aiguebelle, comté d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV 644, 44 p.
- Hocq, M., 1977. Demi sud du canton d'Aiguebelle. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV 544, 23 p.
- Jensen, L.S., 1978. Geology of Thackeray, Elliot, Tannahill and Dokis Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey Report 165, 71 p.
- Johnston, W.G.O., 1969. Pillow lava and pahoehoe: a discussion. J. Geol., 77, pp. 730-732.
- Jones, J.G., 1968. Pillow lava and pahoehoe. J. Geol., 76, pp. 485-488.
- \_\_\_\_\_, 1969. Pillow lavas as depth indicators. Am. J. Sci., 267, pp. 181-195.
- Larouche, M., 1974. Etude stratigraphique, volcanogénique et structurale de la région de Destor-Cléricy-Mont-Brun. Thèse de maîtrise, Université Laval, inédite.
- Latulippe, M., 1966. The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami and Val d'Or districts of Québec. Geol. Assoc. Can., Spec. Pub. 3, pp. 21-42.
- Lee, B., 1950. A geological report on parts of Palmarolle, Duparquet, Poulearies and Destor Townships, Abitibi-West county, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-9, 36 p.
- \_\_\_\_\_, 1957. Région du lac Loïs, cantons d'Aiguebelle et de Privat, district électoral d'Abitibi-Ouest. Ministère des Richesses naturelles du Québec: R.P. 353, 9 p.

- Lewis, J.V., 1914. Origin of pillow lavas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 25, pp. 591-654.
- Luyendyr, B.P. and McDonald, K.C., 1977. Physiography and structure of the inner floor of the Famous rift Valley. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 88, pp. 648-663.
- Mac Intosh, J.A., 1972. Geology of north half of Cléricy township. *Ministère des Richesses naturelles du Québec*; DP-43, 52 p.
- \_\_\_\_\_, 1977. Demie nord du canton de Cléricy. *Ministère des Richesses naturelles du Québec*; R.G. 180.
- Moore, J.G., 1975. Mecanism of formation of pillow lava. *American Scientist*, 63, pp. 269-277.
- Moore, J.G., Phillips, R.L., Grigg, R.W., Peterson, D.W. and Swanson, D.O., 1973. Flow of lava into the sea, 1969-1971. Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp. 537-546.
- Parsons, W.H., 1969. Criteria for the recognition of volcanic breccias: a review in: L. Larson, V. Manson and M. Prieur eds.: Igneous and metamorphic geology; *Geol. Soc. Am. Mem.*, 115, pp. 263-304.
- Re, M.D., 1963. Hyaloclastites and pillow lavas of Acicastello, Mount Etna. *Bull. Volc.*, 25, pp. 282-284.
- Rosen-Spence, A.F. (de), 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda volcanic pile, Noranda, Québec. Ph. D. Thesis, U. of Toronto, Ontario.
- Sanschagrin, Y., 1981. Etude des variations latérales et verticales de faciès dans des coulées de basalte tholéitique du groupe de Kinojévis, canton d'Aiguebelle, Abitibi. Thèse de maîtrise à l'Université du Québec à Chicoutimi.
- Sigvoldason, G.E., 1968. Structure and Products of subaqueous volcanoes in Iceland. *Contr. Mineral and Petrol.*, Vol. 18, pp. 1-16.
- Silvestri, S.C., 1963. Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. *Bull. Volc.*, 25, pp. 315-321.
- Snyder, G.L. and Fraser, G.D., 1963. Pillowed lavas II: A review of select recent litterature. *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers* 454 B and C, pp. B 23 and C 7.
- Sry, A., 1962. The origin of Columnar jointing, particularly in basalt flows. *Geol. Soc. of Australia, Jour.*, V. 8, No.2, pp. 191-216.

- Swanson, D.A., 1973. Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 84, pp. 615-626.
- Thorarinsson, S., 1966. The median zone of Iceland. The world rift system. *Can. Geol. Surv. Pap.* 66-14, pp. 187-211.
- Tyrell, G.W., 1928. The geology of Arran. *Geol. Survey Scotland Mem.* 292 p.
- Van Andell, T.H. and Ballard, R.D., 1979. The Galapagos rift at 86°W; 2- Volcanism, structure and evolution of the rift Valley. *Jour. Geoph. Res.*, Vol. 84, No. B10, pp. 5390 - 5406.
- Walker, G.P.L., 1960. Geology of the Reydarfjordus area, eastern Iceland. *Quartely Journal of the Geological Society of London*; Vol. 114, pp. 354 --.
- Walker, G.P.L., 1960. Zeolite and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *Journal of Waters*, A.C., 1960. Determining direction of flow in basalts. *Am. J. Sci.*, 258-A, pp. 350-366.
- Waters, A.C., 1960. Determining direction of flow in basalts. *Am. J. Sci.* , 258-A, pp. 350-366.
- Wells, G., Bryan, W.B. and Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Jour. Geol.*, Vol. 87, pp. 427-440.
- Wilson, M.F., 1942. Structural features of the Keewatin volcanic rocks of western Quebec. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53, pp. 53-69.
- Wilson, M.F., 1962. Rouyn-Beauchatel map area, Québec. *Geol. Surv. Can.*, Mem 315, 140 p.
- Wright, A.E. and Bowes, D.R., 1963. Classification of volcanic breccias: a discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 74, pp. 79- 86.

## ANNEXE A

### Géochimie des laves massives.

A.1 Données analytiques sur les laves massives de la coulée No. 3.

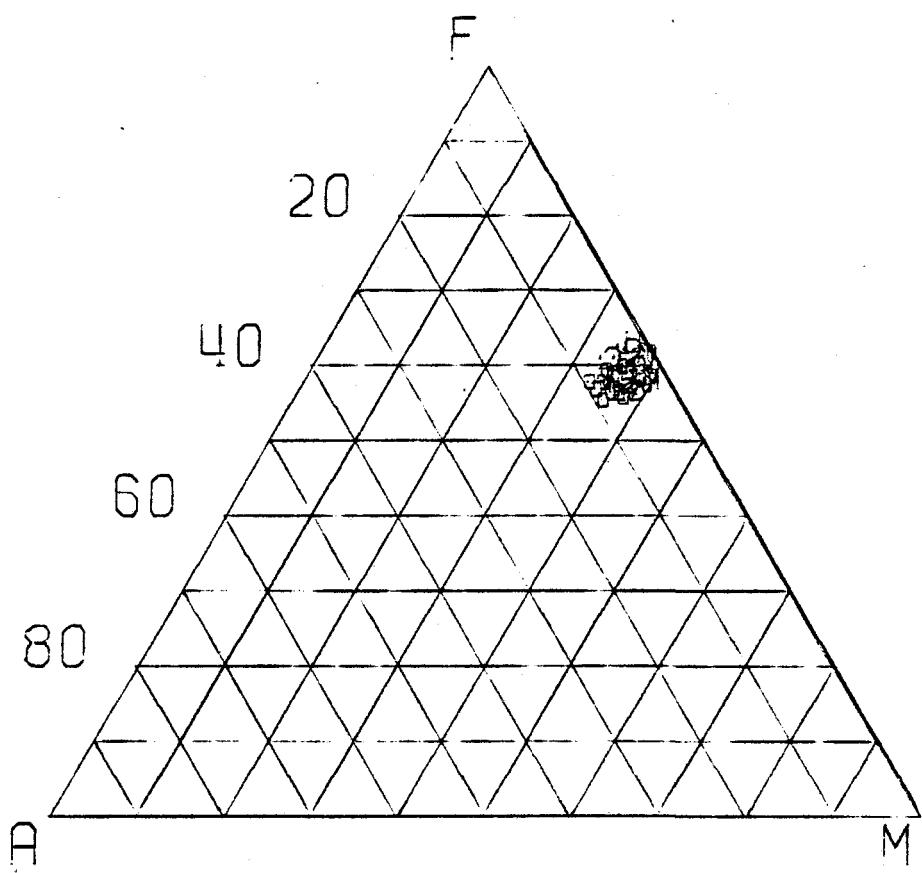
No. d'éch.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Per tot. en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P.F.	Total
M-1	44.06	13.43	9.51	11.35	1.02	0.14	0.66	0.04	15.67	0.21	3.86	99.95
M-2	47.53	13.36	8.77	9.12	2.22	0.40	0.81	0.04	14.16	0.19	3.34	99.94
M-3	46.77	14.23	8.89	9.45	1.73	0.76	0.76	0.04	13.47	0.19	3.67	99.96
M-4	47.26	14.10	8.52	9.84	2.66	0.52	0.80	0.04	12.68	0.19	3.36	99.97
M-5	47.74	14.07	8.74	9.95	1.32	0.87	0.91	0.04	13.21	0.18	2.91	99.94
M-6	47.81	13.70	8.27	10.41	1.45	0.45	0.90	0.04	13.25	0.19	3.50	99.97
M-7	47.61	13.67	9.07	8.26	1.87	0.81	0.84	0.05	13.93	0.20	3.65	99.96
M-8	46.95	14.10	8.77	9.64	1.73	0.74	0.75	0.04	13.59	0.20	3.43	99.94
M-9	48.02	14.01	7.94	11.30	1.63	0.53	0.81	0.04	12.61	0.18	2.89	99.96
M-10	46.92	14.19	7.97	11.35	1.82	0.28	0.76	0.04	13.48	0.18	2.96	99.95
M-11	48.66	13.43	8.11	10.14	2.33	0.36	0.82	0.04	12.97	0.19	2.90	99.95
M-12	47.84	13.82	8.11	10.62	1.50	0.65	0.73	0.05	13.02	0.18	3.43	99.95
M-13	47.26	13.76	8.20	8.80	2.44	0.24	0.78	0.05	15.18	0.21	3.03	99.95
M-14	48.32	13.69	8.11	10.32	1.57	0.51	0.71	0.05	13.34	0.18	3.14	99.94
E-11	46.18	14.21	8.59	9.34	1.63	0.53	0.70	0.05	14.72	0.20	3.81	99.96
F-2	48.24	14.14	8.07	9.53	1.86	0.61	0.71	0.04	13.44	0.19	3.12	99.95
F-9	47.48	14.44	8.18	10.24	1.71	0.54	0.70	0.04	13.17	0.18	3.27	99.95
A-1	50.16	15.01	4.51	13.86	0.55	0.14	0.81	0.55	11.78	0.21	2.45	100.03
A-2	49.13	14.83	6.75	9.46	1.22	0.19	1.05	0.36	14.86	0.21	1.91	99.97
A-17	48.15	14.24	8.00	10.71	0.68	0.83	0.84	0.49	13.06	0.21	2.77	99.98

Note: les échantillons M-1 à M-14 ont été analysés par fluorescence X aux laboratoires du Centre de Recherche minérale du ministère de l'Energie et des Ressources alors que tous les autres échantillons ont été analysés par fluorescence X aux laboratoires du module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi.

A.2 Equivalents normatifs des laves massives de la coulée No. 3.

	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14	E11	F2	F9	A1	A2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
GZ	.00	.00	.00	.00	.00	1.07	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.75	.00	.00	.00	11.83	6.55
DR	.89	.24	4.67	5.19	5.32	2.72	4.96	4.55	3.25	1.71	2.25	3.96	1.48	3.13	3.25	3.72	3.31	.89	1.18
PL	41.89	46.69	45.08	49.14	42.28	43.30	43.99	44.67	44.42	46.50	46.15	43.29	47.99	43.45	45.43	45.60	46.12	43.77	45.63
AN	32.92	27.31	29.43	25.87	30.77	30.50	27.48	29.53	30.21	30.60	25.84	30.09	26.67	29.75	31.05	29.36	31.14	39.04	35.05
AB	8.97	19.38	15.15	23.27	11.51	12.78	16.50	15.15	14.22	15.91	20.31	13.20	21.32	13.71	14.38	16.25	14.98	4.74	10.58
HE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
LE	.00	.00	.00	.04	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
KP	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
AC	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
NS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
KS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
C	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
WO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
DISS	20.86	15.80	15.12	19.91	16.19	18.57	12.04	16.15	22.32	22.33	21.04	19.80	14.89	18.68	13.82	15.76	17.33	23.10	8.61
DI	12.03	9.46	9.30	12.52	10.17	11.37	7.38	9.83	13.73	13.15	12.85	11.94	8.29	11.11	7.98	9.31	10.40	11.59	4.58
HE	8.83	6.33	5.82	7.39	6.02	7.20	4.66	6.32	8.59	9.18	8.19	7.86	6.60	7.58	5.89	6.46	6.93	11.52	4.02
HY	17.07	25.96	20.63	6.70	29.37	27.74	27.27	20.61	23.29	16.63	20.53	26.91	19.16	28.02	25.27	27.40	25.79	13.18	30.13
EN	9.26	14.68	12.02	3.99	17.49	16.07	15.82	11.86	13.56	9.24	11.86	15.34	10.01	15.72	12.57	15.30	13.48	6.16	15.01
FE	7.00	11.28	8.62	2.70	11.88	11.07	11.45	8.75	9.73	7.39	8.60	11.57	9.15	12.30	10.70	12.18	10.31	7.02	15.12
OL	13.27	4.55	8.35	14.89	.25	.00	5.29	7.90	.53	6.74	3.78	.06	10.12	.00	8.14	1.48	5.57	.00	.00
FO	6.88	2.47	4.67	6.53	.14	.00	2.94	4.36	.30	3.58	2.09	.03	5.04	.00	4.20	.79	1.94	.00	.00
FA	6.39	2.09	3.69	6.36	.11	.00	2.35	3.54	.24	3.16	1.69	.03	5.08	.00	3.94	.69	1.63	.00	.00
CB	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
MT	3.18	3.41	3.32	3.38	3.54	3.53	3.44	3.31	3.40	3.31	3.41	3.28	3.34	3.25	3.24	3.25	3.24	3.38	3.74
HM	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
IL	1.31	1.61	1.50	1.58	1.79	1.77	1.65	1.48	1.60	1.48	1.61	1.44	1.52	1.41	1.39	1.41	1.39	1.58	2.05
SP	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
PF	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
RU	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CM	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
AP	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.12	.09	.09	.09	.09	.12	.12	.12	.12	.09	.09	1.32	.87
FR	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
PR	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
NE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CC	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
TH	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
ML	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Z	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
H2O+	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
H2O-	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
TOTAL	98.55	98.35	98.77	98.81	98.84	98.84	98.75	98.77	98.91	98.80	98.86	98.86	98.82	98.81	98.86	98.81	98.83	99.06	98.77

A.3 Diagramme AFM des laves massives de la coulée No. 3.



## ANNEXE B

### Géochimie des coussins.

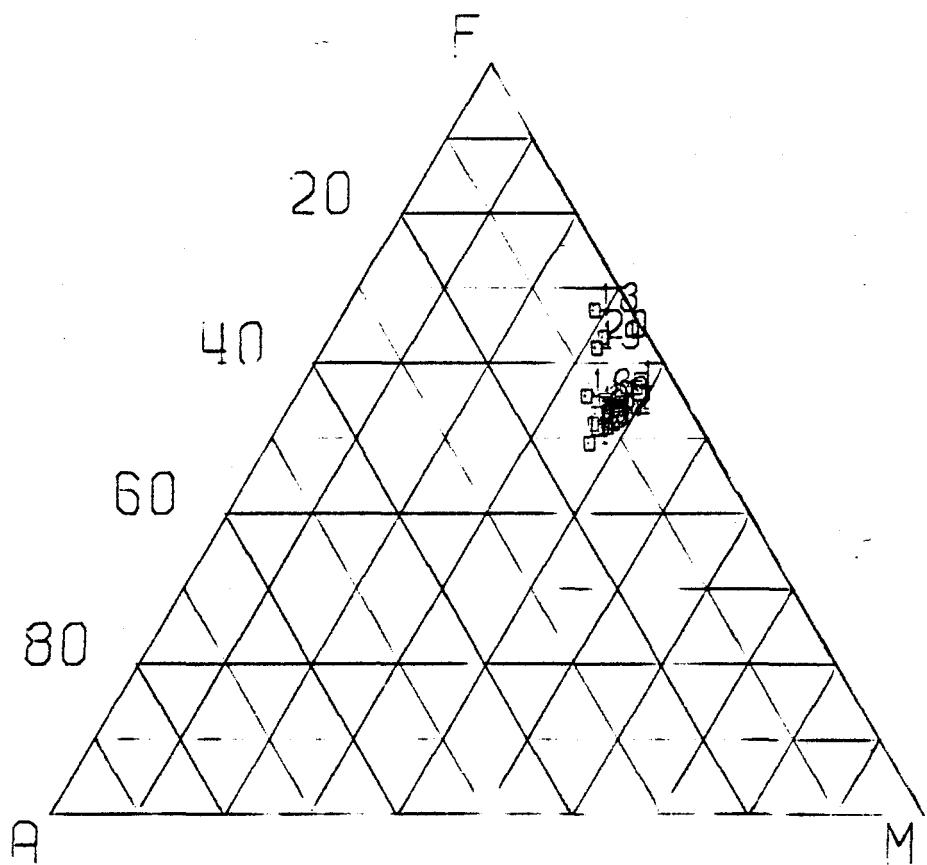
B.1 Données analytiques sur les coussins de la coulée No. 2.

No. d'éch.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fer tot. en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		MnO	P.F.	Total
C-2	48.61	15.06	8.34	8.85	1.01	0.39	0.85	0.26	13.65	0.21	2.75	99.98	
C-2 A-1	48.41	15.59	8.22	8.22	1.07	0.36	0.86	0.30	13.87	0.20	2.87	99.97	
C-2 A-2	45.59	16.14	8.83	8.47	0.80	0.37	0.91	0.33	14.93	0.21	3.41	99.99	
C-10	50.06	14.89	7.83	7.09	1.18	0.28	0.84	0.28	13.66	0.23	3.67	100.01	
C-12 A	48.61	15.24	6.31	12.20	0.89	0.29	0.83	0.46	12.19	0.22	2.74	99.98	
C-12	48.19	14.92	7.66	10.52	0.91	0.32	0.80	0.40	12.68	0.23	3.33	99.96	
D-20-1	50.48	14.61	7.18	8.78	1.31	0.54	0.86	0.42	13.26	0.20	2.34	99.98	
D-20-2	49.20	15.16	7.28	9.62	1.01	0.46	0.84	0.51	13.10	0.19	2.60	99.97	
D-21	48.35	14.96	6.47	11.96	0.53	0.54	0.84	0.86	12.08	0.18	3.24	100.00	
D-22	48.47	14.91	7.81	9.04	0.80	0.55	0.84	0.64	13.81	0.19	2.93	99.99	
D-30	50.97	15.07	7.28	7.33	1.29	0.21	0.83	0.41	12.70	0.19	3.72	100.00	
D-31	48.26	13.89	6.05	13.85	0.84	0.13	0.72	0.02	11.34	0.18	4.71	99.99	
E-9-1	54.09	13.53	7.25	7.04	1.57	0.23	0.84	0.27	12.48	0.19	2.50	99.99	
E-9-2	49.52	14.28	7.58	8.72	1.30	0.37	0.83	0.33	14.14	0.23	2.68	99.98	
E-10-1	48.06	14.81	7.82	8.06	0.90	0.76	0.85	0.30	15.00	0.23	3.19	99.98	
E-10-2	48.22	15.22	7.41	10.06	0.74	0.64	0.82	0.39	13.47	0.20	2.83	100.00	

## B.2 Équivalents normatifs des coussins des coulées No. 2 et No. 4.

	C2A1	C2A2	C2	C10	C124	C12	D201	D202	D21	D22	D30	D31	E91	E92	E101	251	252	253	254
29	30	31	32	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	25	26	27	28
OZ	5.05	1.25	4.98	9.12	6.60	5.37	7.57	6.86	6.20	6.46	11.13	6.33	13.83	5.97	4.56	13.41	2.22	2.87	6.13
DR	2.25	2.25	2.36	1.71	1.77	2.01	3.31	2.84	1.31	3.37	1.30	0.77	1.42	2.25	0.67	2.36	2.78	2.78	1.30
PL	47.04	47.77	45.22	45.03	45.49	44.90	44.49	45.16	42.80	43.53	46.35	42.91	43.56	44.26	43.11	45.21	45.41	44.02	45.16
AN	37.73	40.75	36.42	34.62	37.70	36.86	33.15	36.44	38.14	36.50	35.01	35.38	29.94	32.92	35.24	33.20	40.17	39.71	40.93
AB	9.31	7.02	8.80	10.41	7.70	8.04	11.34	8.72	8.65	7.02	11.34	7.53	13.62	11.34	7.87	12.02	5.25	4.32	4.23
NE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
LE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
KP	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
AC	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
NS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
KS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
C	.00	.00	.00	.44	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.39	.00	.00	.00	.00	1.62	.00	.00	.00
WD	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
DISS	1.80	.44	5.75	.00	17.57	11.87	7.05	7.54	14.32	8.42	.00	30.02	3.32	7.87	3.50	.00	2.94	7.78	16.19
DI	1.07	.26	3.46	.00	10.04	7.11	4.07	4.40	8.36	2.57	.00	17.41	1.99	4.33	1.82	.00	1.64	4.46	9.27
HE	.73	.18	2.29	.00	7.53	4.71	2.99	3.14	5.97	1.85	.00	12.61	1.34	3.34	1.48	.00	1.31	3.33	6.92
HY	36.79	40.85	34.80	36.74	21.42	28.90	30.31	30.20	23.26	34.44	33.92	14.22	31.12	32.80	37.20	30.41	40.97	35.24	23.78
EN	20.60	22.64	19.77	20.22	11.51	16.43	16.45	16.59	12.79	18.86	18.83	7.77	17.58	17.39	19.28	16.39	21.41	18.98	12.81
FE	16.19	18.21	15.03	16.52	9.91	12.47	13.87	13.61	10.47	15.59	14.89	6.45	13.54	15.90	17.92	14.02	19.57	16.26	10.97
OL	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
FO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
FA	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
HT	3.45	3.56	3.45	3.45	3.41	3.38	3.45	3.44	3.44	3.44	3.42	3.28	3.42	3.42	3.45	3.53	3.56	3.44	3.47
HM	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
IL	1.67	1.80	1.67	1.67	1.61	1.56	1.67	1.65	1.65	1.65	1.63	1.44	1.63	1.63	1.67	1.77	1.80	1.65	1.69
SP	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
PF	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
RU	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CH	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
AP	.75	.80	.64	.68	1.13	.99	1.04	1.23	2.08	1.56	.99	.07	.66	.80	.75	.66	.92	.97	1.23
FR	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
PR	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
NC	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CC	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
TM	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
HL	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Z	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
H20+	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
H20-	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
<b>TOTAL</b>	<b>98.81</b>	<b>98.72</b>	<b>98.87</b>	<b>98.84</b>	<b>99.00</b>	<b>98.95</b>	<b>98.90</b>	<b>98.91</b>	<b>99.06</b>	<b>98.86</b>	<b>98.94</b>	<b>99.04</b>	<b>98.98</b>	<b>98.97</b>	<b>98.88</b>	<b>98.71</b>	<b>98.96</b>	<b>98.61</b>	<b>98.75</b>

B.3 Diagramme AFM des coussins des coulées No. 2 et 4.



## ANNEXE C

Géochimie des dykes mafiques.

C.1 Equivalents normatifs des 3 échantillons du dyke gabbroïque et de l'échantillon du dyke basaltique.

	DY8	DY9	B8	F5
	21	22	23	24
QZ	23.38	16.04	5.96	28.12
OR	1.30	1.36	4.08	1.89
PL	40.14	42.72	43.04	42.51
AN	27.62	37.05	38.56	33.12
AB	12.52	5.67	4.48	9.39
NE	.00	.00	.00	.00
LE	.00	.00	.00	.00
KP	.00	.00	.00	.00
AC	.00	.00	.00	.00
NS	.00	.00	.00	.00
KS	.00	.00	.00	.00
C	2.50	.00	.00	.00
WD	.00	.00	.00	.00
DISS	.00	4.02	11.66	.58
DI	.00	2.19	7.20	.26
HE	.00	1.83	4.40	.32
HY	24.86	26.06	28.26	18.44
EN	12.03	13.28	16.51	7.65
FE	12.83	12.78	11.74	10.79
OL	.00	.00	.00	.00
FO	.00	.00	.00	.00
FA	.00	.00	.00	.00
CS	.00	.00	.00	.00
MT	3.96	4.64	3.40	4.24
HM	.00	.00	.00	.00
IL	2.34	3.23	1.60	2.70
SP	.00	.00	.00	.00
PF	.00	.00	.00	.00
RU	.00	.00	.00	.00
CM	.00	.00	.00	.00
AP	.54	.83	1.01	.64
FR	.00	.00	.00	.00
PR	.00	.00	.00	.00
NC	.00	.00	.00	.00
CC	.00	.00	.00	.00
TH	.00	.00	.00	.00
HL	.00	.00	.00	.00
Z	.00	.00	.00	.00
H2O+	.00	.00	.00	.00
H2O-	.00	.00	.00	.00
TOTAL	99.01	98.90	99.00	99.10

C.2 Diagramme AFM des 3 échantillons du dyke gabbroïque et  
et de l'échantillon du dyke basaltique.

