

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

ETUDE DES VARIATIONS LATERALES ET VERTICALES
DE FACIES DANS DES COULEES DE BASALTE THOLEITTIQUES DU
GROUPE DE KINOJEVIS, CANTON D'AIGUEBELLE, ABITIBI

PAR

YVES SANSCHAGRIN

MEMOIRE PRESENTEE 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.

TABLE DES MATIERES

	Page
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES PLANCHES	x
RESUME	xi
1. INTRODUCTION	1
1.1 Objectif de l'étude	1
1.2 Localisation et durée du travail	1
1.3 Physiographie	3
1.4 Méthode de travail	3
1.5 Remerciements	4
2. GEOLOGIE	5
2.1 Travaux antérieurs	5
2.2 Géologie régionale	5
2.2.1 Stratigraphie	9
2.2.2 Structure et métamorphisme	14
2.2.3 Paléoenvironnement	16
2.3 Présentation de la carte	17
2.3.1 Contexte local	17
2.3.2 Géologie	17
3. LE FACIES MASSIF	23
3.1 Définition	23
3.2 Description morphologique: zonation du faciès massif	23
3.2.1 Les croûtes de verre	23
3.2.2 Les zones basaltiques inférieure et supérieure	25

	Page
3.2.3 La zone basaltique vésiculaire	25
3.2.4 La zone centrale microgabbroïque	27
3.2.5 La zone basaltique alvéolée	27
3.3 Les structures primaires pénécontemporaines	28
3.4 Morphologie du faciès massif	28
3.5 Relations avec les autres faciès	29
3.6 Interprétation	30
4. ETUDE DES COUSSINS	31
4.1 Introduction	31
4.2 Description d'un coussin	31
4.3 Description morphologique des coussins	33
4.4 Etude statistique de la morphologie des coussins	33
4.4.1 Introduction	33
4.4.2 Evaluation de la dimension des coussins	36
4.4.3 Evaluation de la forme des coussins	36
4.4.4 Relations entre la surface et la forme apparentes des coussins	38
4.4.5 Etude de l'orientation des coussins	46
4.4.6 Etude de la distribution des chambres de quartz	46
4.4.7 Sommaire	46
4.5 Interprétation des résultats	50
5. LE FACIES COUSSINE	52
5.1 Caractéristiques du faciès coussiné	52
5.2 Relations entre les faciès coussiné et massif	53
5.2.1 Occurrence du faciès coussiné	53
5.2.2 Transition verticale	57
5.2.3 Transition latérale	57
5.3 Interprétation	59
6. LE FACIES BRECHIQUE	64
6.1 Brèche d'origine extrusive (brèche de sommet de coulée)	64

	Page
6.1.1 Brèche de fragments	64
Description des fragments	64
Relations avec les autres faciès	67
6.1.2 Brèche de coussinets isolés	69
Description des coussinets	69
Caractéristiques du sous-faciès	70
Relations avec les autres faciès	74
6.1.3 Interprétation et discussion	77
6.2 Brèches d'origine intrusive (brèches accidentelles dans les coulées)	80
6.2.1 "Brèche par injection"	80
Description	80
Interprétation et discussion	81
6.2.2 Brèche par accumulation	81
6.3 Tuf felsique	82
6.4 Sommaire sur les brèches	83
7. INTERPRETATION DES PHENOMENES VOLCANIQUES	85
7.1 Modèle général	85
7.2 Application du modèle général à la région étudiée . . .	
8. ETUDE DE L'EMPILEMENT	90
8.1 Etude des coulées	91
8.2 Etude des coupes	97
8.3 Interprétation et discussion	99
9. COMPARAISON ENTRE LES VOLCANISMES ANCIENS ET ACTUELS	104
9.1 Volcanologie physiographique des dorsales océaniques .	104
9.2 Comparaison avec le groupe de Kinojévis	106
9.3 Comparaison avec le volcanisme de l'Islande	107
10. CONCLUSION	109
REFERENCES	110
ANNEXES	

LISTE DES FIGURES

	Page
FIGURES:	
Figure 1 - Localisation de la région étudiée	2
Figure 2 - Travaux effectués dans le canton d'Aiguebelle et sur les terrains environnants (Tirée de Hocq, 1979).	6
Figure 3 - Carte de localisation des ceintures volcaniques de la province du Supérieur (Tirée de Goodwin, 1972; modifiée par Cousineau, 1980).	7
Figure 4 - Localisation du complexe volcanique de Rouyn- Noranda dans le ceinture de roches vertes de L'Abitibi (Modifiée de Goodwin et Ridler, 1970).	8
Figure 5 - Compilation stratigraphique régionale (Tirée de Dimroth et Rocheleau, 1979).	10
Figure 6 - Carte géologique régionale simplifiée (Tirée de Dimroth et Rocheleau, 1979)	11
Figure 7 - Carte géologique simplifiée du canton d'Aiguebelle (Tirée de Hocq, 1979)	12 13
Figure 8 - Carte de localisation des principaux niveaux repères dans le canton d'Aiguebelle (Tirée de Hocq, 1979).	15
Figure 9 - Carte géologique simplifiée de la région entourant la surface étudiée (Tirée de Hocq, 1977) (Détail de la figure 1b)	18
Figure 10 - Carte géologique simplifiée de la région cartogra- phiée (Publiée dans Dimroth et Rocheleau, 1979) (Détail de la figure 9)	19

	Page
Figure 11 - Modèle de la zonation du faciès massif.	24
Figure 12 - Stéréogramme mettant en relation les pôles des laminations à la base d'une coulée avec le pôle de la base de la coulée (Localité 6.243).	26
Figure 13 - Différences morphologiques entre langue de lave massive et coussins rattachés au faciès massif . .	26
Figure 14 - Evolution des coussins	34
Figure 15 - Agencement caractéristique de gros et de petits coussins (Localité 12.221, exemples tirés de la planche 3).	35
Figure 16 - Mesures effectuées sur les coussins	37
Figure 17 - Histogramme de la distribution des grands axes et des petits axes des coussins mesurés en valeur réelle et en valeur logarithmique	39
Figure 18 - Histogramme de la distribution des surfaces apparentes et des élongations apparentes des coussins mesurés en valeur réelle et en valeur logarithmique	40
Figure 19 - Courbes cumulatives des histogrammes de la distribution des grands axes et des petits axes des coussins mesurés.	41
Figure 20 - Courbes cumulatives des histogrammes de la dis- tribution des surfaces apparentes et des élonga- tions apparentes des coussins mesurés	42
Figure 21 - Histogramme des élongations de quatre groupes de coussins divisés suivant la valeur de leur sur- face apparente	44
Figure 22 - Courbes cumulatives des histogrammes des élonga- tions de quatre groupes égaux de coussins divisés suivant la valeur de leur surface	45
Figure 23 - Histogramme des orientations des coussins (DIR) . .	47
Figure 24 - Histogramme des surfaces apparentes des coussins ayant une chambre de quartz (QSR)	47
Figure 25 - Coupes aléatoires au travers d'un coussin	47

	Page
Figure 26 - Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements (Diminution de la taille de la base vers le sommet de la coulée).	54
Figure 27 - Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements (Diminution latérale de la taille en fonction de l'éloignement du faciès massif).	55
Figure 28 - Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements (Variations latérales et verticales erratiques).	56
Figure 29 - Transition verticale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (Croquis schématique)	58
Figure 30 - Transition latérale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (Localités 12.220 et 12.221).	60
Figure 31 - Transition latérale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (Localité 7.171) (Détail de la figure 42).	61
Figure 32 - Transition latérale et verticale du faciès massif au faciès coussiné à grande échelle	61
Figure 33 - Evolution d'une coulée chenalisée par les irrégularités de la topographie (Croquis schématique)	63
Figure 34 - Histogramme de la distribution des grands axes des fragments les plus gros de la brèche de fragments .	65
Figure 35 - Histogramme de la distribution des petits axes des fragments les plus gros de la brèche de fragments .	66
Figure 36 - Exemples des formes des coussinets des brèches de coussinets isolés. (Dessins d'après photos).	71
Figure 37 - Histogramme de la distribution des grands axes des coussinets mesurés dans la brèche de coussinets isolés.	72
Figure 38 - Histogramme de la distribution des petits axes des coussinets mesurés dans la brèche de coussinets isolés.	73

	Page
Figure 39 - Relations entre le faciès massif et la brèche de sommet de coulée (brèche de fragments et brèche de coussinets isolés)	75
(Détail de la figure 40).	
Figure 40 - Relations entre les faciès massif et bréchique dans diverses coulées.	76
(Détail de la figure 10)	
(Publiée dans Dimroth et Rocheleau, 1979).	
Figure 41 - Modèle structural d'une coulée du faciès proximal au faciès distal (de a à c) et relations entre les faciès des différentes parties	88
Figure 42 - Terminaison ouest des coulées 5 et 7	93
(Détail de la figure 10).	
Figure 43 - Variations des proportions entre les faciès en fonction des coupes ouest, centrale et est à travers la région cartographiée	98
Figure 44 - Variations des proportions entre les faciès des coulées se terminant dans la région cartographiée en fonction des coupes ouest, centrale et est . . .	100
Figure 45 - Variations des proportions entre les faciès des coulées ne se terminant pas dans la région carto- graphiée en fonction des coupes ouest, centrale et est.	100

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1 - Coordonnées des coins de la région cartographiée	20
Tableau 2 - Valeurs moyennes des analyses chimiques	20
Tableau 3 - Définition des faciès en fonction de leurs proportions relatives	22
Tableau 4 - Valeurs minimales, maximales, moyennes et médianes des grands axes et des petits axes des surfaces apparentes et des élongations des coussins mesurés dans la région cartographiée	22
Tableau 5 - Définition des quatre groupes de coussins divisés suivant la valeur de leur surface apparente	43
Tableau 6 - Elongation des coussins divisés en quatre groupes en fonction de leur surface apparente	43
Tableau 7 - Valeurs minimales, maximales, moyennes et médianes des surfaces apparentes suivant la présence de chambres de quartz, de laminations ou de bour- geons	48
Tableau 8 - Tableau comparatif des caractéristiques de deux populations de coussins	49
Tableau 9 - Statistiques de la distribution des grands et des petits axes des fragments des brèches de fragments	68
Tableau 10 - Statistiques de la distribution des grands et des petits axes des coussinets des brèches de coussinets isolés	68
Tableau 11 - Tableau comparatif des différents types de brè- ches reconnues dans la région cartographiée	84
Tableau 12 - Epaisseur des coulées suivant les coupes ouest, centrale et est	101
Tableau 13 - Modèle schématique de l'évolution d'une coulée. .	

LISTE DES PLANCHES EN POCHETTE

Planche 1 - Cartographie détaillée du faciès coussiné.
(Localité 12.220)
(Détail de la figure 30)

Planche 2 - Cartographie détaillée du faciès coussiné.
(Localité 12.220)
(Détail de la figure 30)

Planche 3 - Cartographie détaillée du faciès coussiné.
(Localité 12,221)
(Détail de la figure 30)

Planche 4 - Colonnes stratigraphiques (ouest, centrale et est).

Planche 5 - Exemples de l'organisation des coulées dans la
région cartographiée.

Planche 6 - Variations de faciès dans des coulées de basalte,
groupe de Kinojévis, canton d'Aiguebelle.

RESUME

La région cartographiée à l'échelle de 1:1000 est localisée à environ 40 kilomètres au nord-est de la ville de Rouyn-Noranda en Abitibi. Les dix-neuf (19) coulées étudiées sont des laves de basalte tholéitique généralement aphiriques considérées comme caractéristiques de la formation du ruisseau Deguisier du groupe de Kinojévis auxquelles elles appartiennent. Le groupe de Kinojévis est un groupe de roches volcaniques qui s'est constitué dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

Le faciès massif des coulées cartographiées est généralement recouvert par une brèche de sommet de coulée, quelquefois par le faciès coussiné. Dans les deux cas, l'ensemble peut être recouvert par un tuf felsique. Latéralement, le faciès massif passe au faciès coussiné, très rarement et seulement localement à la brèche de sommet de coulée. En l'absence de contenus en phénocristaux contrastants entre les différentes coulées, il est donc possible de distinguer les coulées qui se recouvrent au faciès massif grâce à la présence des brèches sommitales. Le faciès coussiné est un faciès de bordure des coulées. Il est rarement recouvert par une brèche de sommet de coulée. En conséquence, lorsque plusieurs coulées au faciès coussiné se recouvrent les unes les autres, il y a amalgamation des coulées et il devient impossible de distinguer les coulées individuelles. La brèche de sommet de coulée est subdivisée en deux sous-faciès: la brèche de fragments et la brèche de coussinets isolés. La brèche de fragments est constituée de fragments de coussins, de coussinets isolés ou du toit massif dans une matrice d'hyaloclastites. La brèche de coussinets isolés est constituée de coussinets isolés aux formes variées séparés par la brèche de fragments. Les coussinets résulteraient alors d'une injection de lave chaude dans la brèche de fragments sus-jacente à partir de la zone de la coulée encore liquide et en mouvement.

Les coussins peuvent être subdivisés en deux groupes:

- les gros coussins aux formes plutôt ovoïdes montrent des laminations, des chambres de quartz, des croûtes ré-entrantes et des bourgeons;
- les petits coussins aux formes plutôt rondes montrent rarement les caractéristiques du premier groupe.

Les petits coussins seraient de petits tubes issus de tubes plus gros (gros coussins) et dont le développement aurait avorté.

Le volcanisme qui a donné naissance au groupe de Kinojévis a produit des coulées similaires à celles qui ont été observées dans les dorsales

océaniques actuelles. L'activité tectonique était plus limitée lors de la construction du groupe de Kinojévis alors qu'au contraire l'activité volcanique était plus importante. La zone volcaniquement active devait aussi être plus large que celle qui a donné naissance à l'Islande actuelle.

1.1 Objectif de l'étude

Ce mémoire définit les transitions entre les faciès massif, coussiné et bréchique d'une succession de coulées de basalte tholéitique appartenant au groupe de Kinojévis dans le canton d'Aiguebelle en Abitibi. Les relations observées sur le terrain constituent donc les principaux arguments invoqués; cependant, ils s'appuient également sur l'étude pétrographique des échantillons recueillis au cours des travaux sur le terrain. Il en résulte un modèle général de l'évolution des coulées de lave basaltique sous l'eau.

Après une brève introduction sur la géologie régionale, les travaux seront présentés dans l'ordre suivant: une première partie décrira les phénomènes volcaniques liés à l'épanchement de coulées de lave sous l'eau et les différents faciès reconnus alors que la seconde partie présentera le modèle de développement d'une coulée suivi de l'étude des coulées individuelles et de l'empilement lui-même. Enfin, la conclusion donnera une étude comparative des milieux sous-marins actuels et anciens à la lumière des découvertes récentes.

1.2 Localisation et durée du travail

La région cartographiée comprend une bande rectangulaire d'orientation est-ouest qui couvre une superficie de 0.5 kilomètre carré. Elle est située au sud-ouest de la réserve provinciale d'Aiguebelle dans le canton du même nom. Localisé à environ 40 kilomètres au nord-est de la ville de Rouyn-Noranda, le terrain étudié est facilement accessible par une route gravellée de direction est-ouest passant par le village de Destor. Cette route est rattachée vers l'ouest à la route qui relie les villes de Rouyn-Noranda et de La Sarre (cf. figure 1).

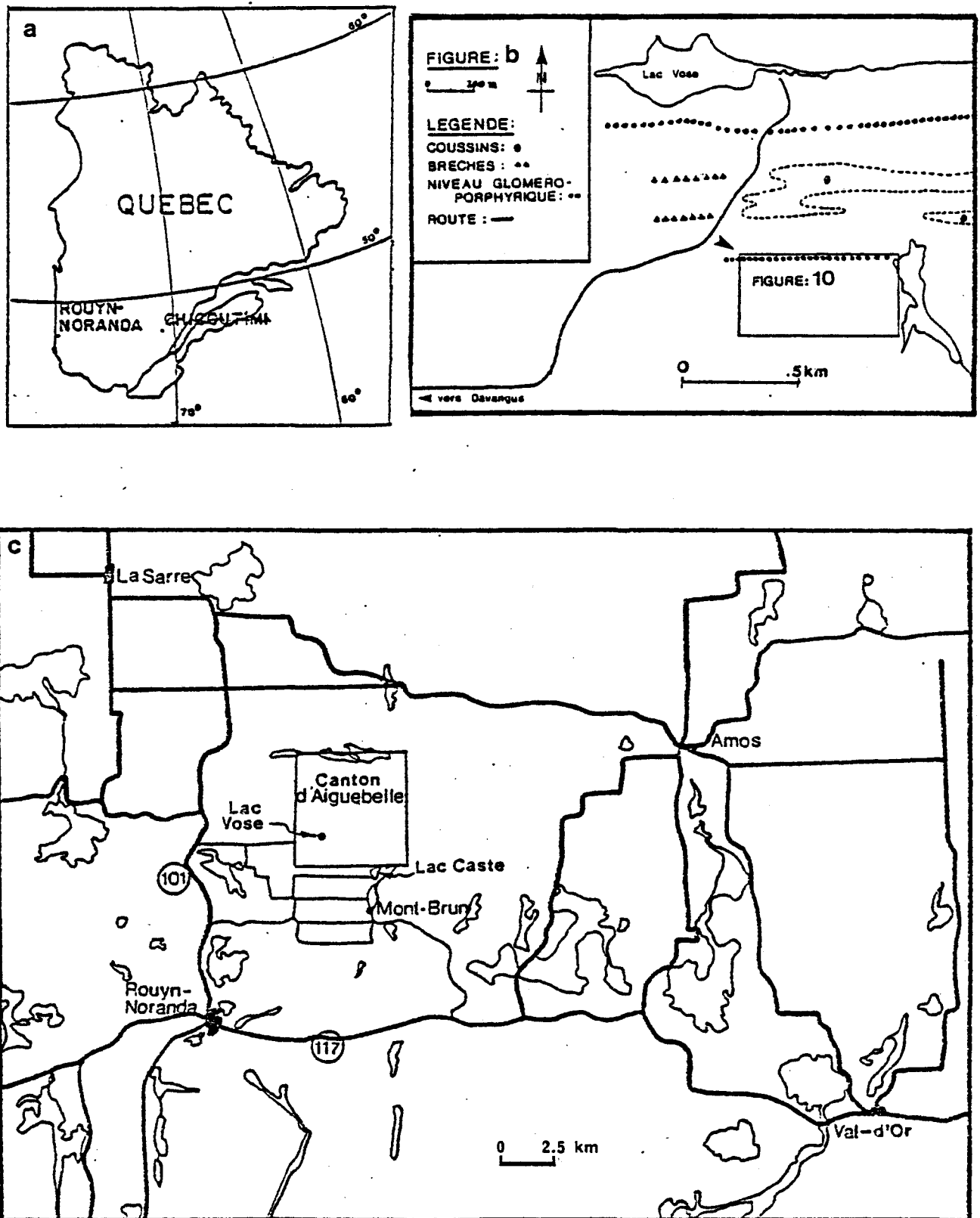
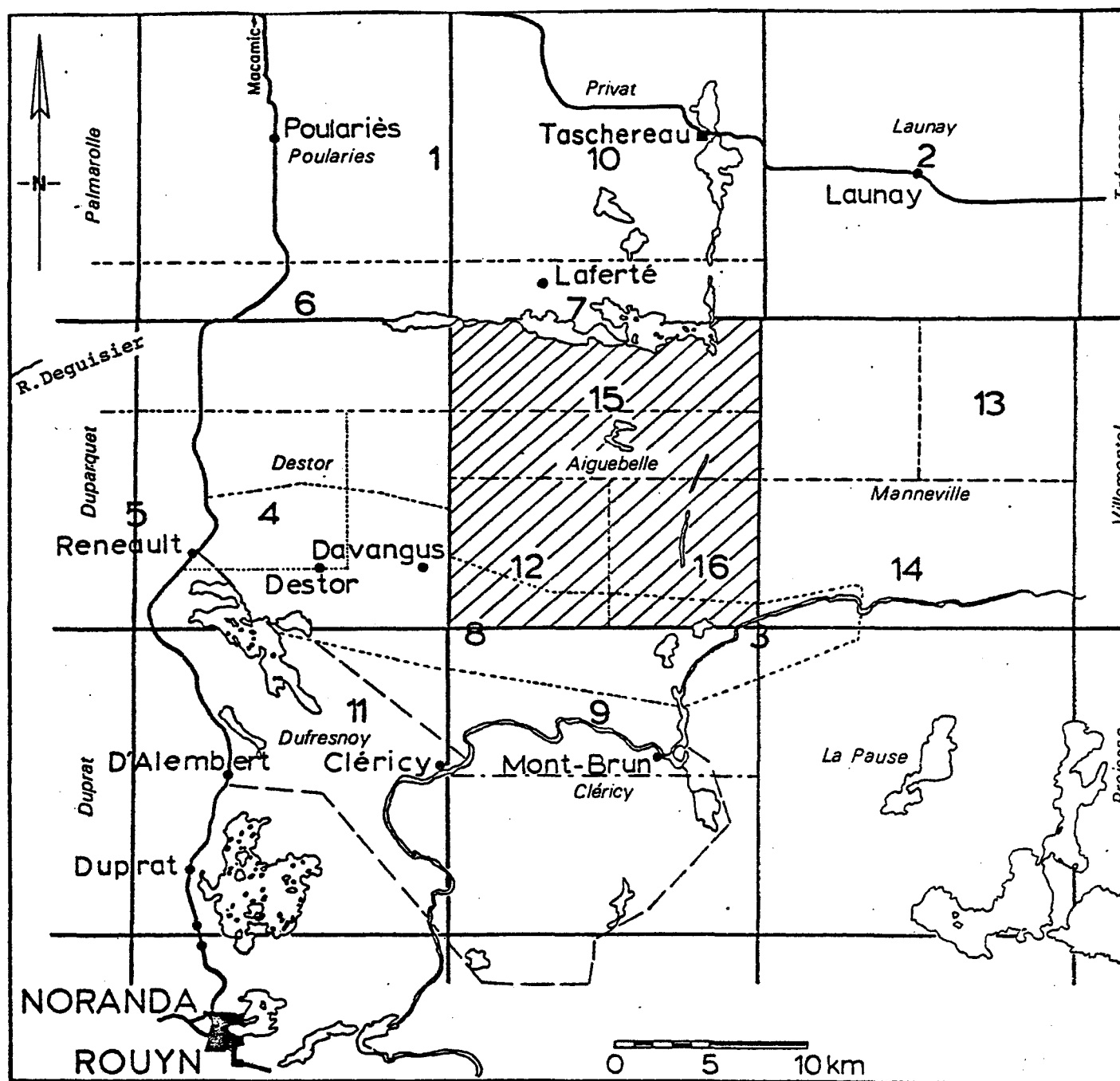


Figure 1- Localisation de la région étudiée 1a, b, c.



- | | | |
|---------------------|---------------------|-------------------|
| 1- Buffam (1925-26) | 6- Lee (1950) | 11- Trudel (1978) |
| 2- Ross (1939) | 7- Lee (1957) | 12- Hocq (1977) |
| 3- Ambrose (1950) | 8- Larouche (1974) | 13- Dubé (1977) |
| 4- Bannerman (1940) | 9- MacIntosh (1977) | 14- Dubé (1979) |
| 5- Graham (1954) | 10- Eakins (1974) | 15- Hocq (1979) |
| | | 16- Sanschagrin |

Figure 2- Travaux effectués dans le canton d'Aiguebelle et sur les terrains environnants.

(Tirée de Hocq, 1979).

Les travaux se sont déroulés en plusieurs étapes. Durant la première moitié du mois de septembre 1977, une reconnaissance générale du terrain a été effectuée et la zone intéressante a été localisée. Les travaux de cartographie proprement dit se sont déroulés de la mi-septembre de l'année 1978 à la mi-novembre de l'année 1978 et les travaux de laboratoire au cours de l'automne 1979. Enfin, le texte a été rédigé à l'automne 1980, pour être révisé pendant l'hiver de la même année.

1.3 Physiographie

L'altitude dans la région cartographiée varie entre 400 et 430 mètres. La topographie présente un modelé doux d'origine glaciaire coupé par quelques escarpements de direction nord-sud. Ces derniers, quelquefois importants, font généralement face à l'ouest. Les affleurements présentent donc occasionnellement une vue en trois dimensions des phénomènes.

La végétation occupe plus de 70% de la superficie cartographiée. Les résineux, épinette noire et sapin, dominent sur les feuillus, bouleaux et arbustes de sous-bois essentiellement.

1.4 Méthode de travail

La carte de base a été établie à partir d'un agrandissement au 1:5000 d'une photo produite originellement à l'échelle 1:15840 par le ministère des Terres et Forêts du gouvernement qui a été subséquentement agrandie manuellement à l'échelle de 1:1000. Les cheminements effectués à l'aide du comptepas et de la boussole furent planifiés de façon à visiter toutes les zones d'affleurements visibles sur la photo dans un premier temps puis, par la suite, de manière à repérer tous les affleurements isolés par des cheminements est-ouest et nord-sud entre les affleurements déjà repérés.

Nos trois cent soixante-cinq échantillons représentent tous les faciès des coulées relevées. Les lames minces représentent six (6) coupes au travers de deux (2) coulées ainsi que quelques phénomènes inusités dans l'empilement. Bien que les phénomènes décrits dans cette étude aient été observés en plusieurs localités ailleurs dans le canton d'Aiguebelle (cf. Hocq, 1977 et 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979; Dimroth et al., 1978), cette région

a été retenue à cause de la facilité de l'accès et de la densité des affleurements.

1.5 Remerciements

Nous remercions le Dr. Eric Dimroth, directeur de thèse, qui nous a fourni de précieux conseils à toutes les étapes de la réalisation de ce mémoire ainsi que le Dr. Gérard Woussen qui a fait une lecture critique du manuscrit. Les travaux ont été financés par une bourse du ministère de l'Éducation du gouvernement du Québec et le ministère de l'Énergie et des Ressources a fourni le soutien technique durant les travaux sur le terrain. Les discussions avec nos camarades Maxime Leduc et Pierre Cousineau ont largement contribué à l'éclaircissement des idées présentées dans ce mémoire.

Enfin, l'auteur tient à souligner l'excellente collaboration de tout le personnel du département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi.

2.

GEOLOGIE

2.1 Travaux antérieurs

Les aires sur lesquelles des cartographies géologiques ont été effectuées dans le passé sont représentées sur la figure 2 (figure tirée de Hocq, 1979). Ambrose (1941) fut le premier à faire une cartographie géologique de la région au 1:63360. Une partie du sud du canton d'Aiguebelle fut ensuite étudiée par Dimroth (1973) et ses collaborateurs (Larouche, 1974). Enfin, Hocq (1977, 1979) reprenait les anciens travaux à l'échelle 1:15000.

Les travaux antérieurs sur la volcanologie seront présentés aux endroits opportuns ci-dessous. Aucun travail volcanologique n'avait été fait dans cette région antérieurement à ce mémoire, exception faite de l'étude de Wells (1978) et Wells et al. (1979).

2.2 Géologie régionale

D'après Goodwin (1972) et Petitjohn (1972) la province du Supérieur est caractérisée par une alternance de bandes gneissiques au faciès amphibolite avec des bandes de roches vertes au faciès schistes verts (cf. figure 3). Dans la partie sud de la province, ces bandes sont d'orientation est-ouest.

Dimroth et Rocheleau (1979) soulignent que la région de Rouyn-Noranda (cf. figure 4) est typique de la partie sud de la province du Supérieur, étant à la limite de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi au nord et de la ceinture métasédimentaire du Pontiac au sud.

Selon ces auteurs, la construction de la bande de roches volcaniques au nord résulterait de la migration d'une chaîne volcanique active du nord vers le sud. Au sud de cette bande de roche volcanique, au même moment, un bassin de sédimentation se serait développé permettant la mise en place des roches qui forment aujourd'hui les gneiss du groupe de Pontiac. Des accidents

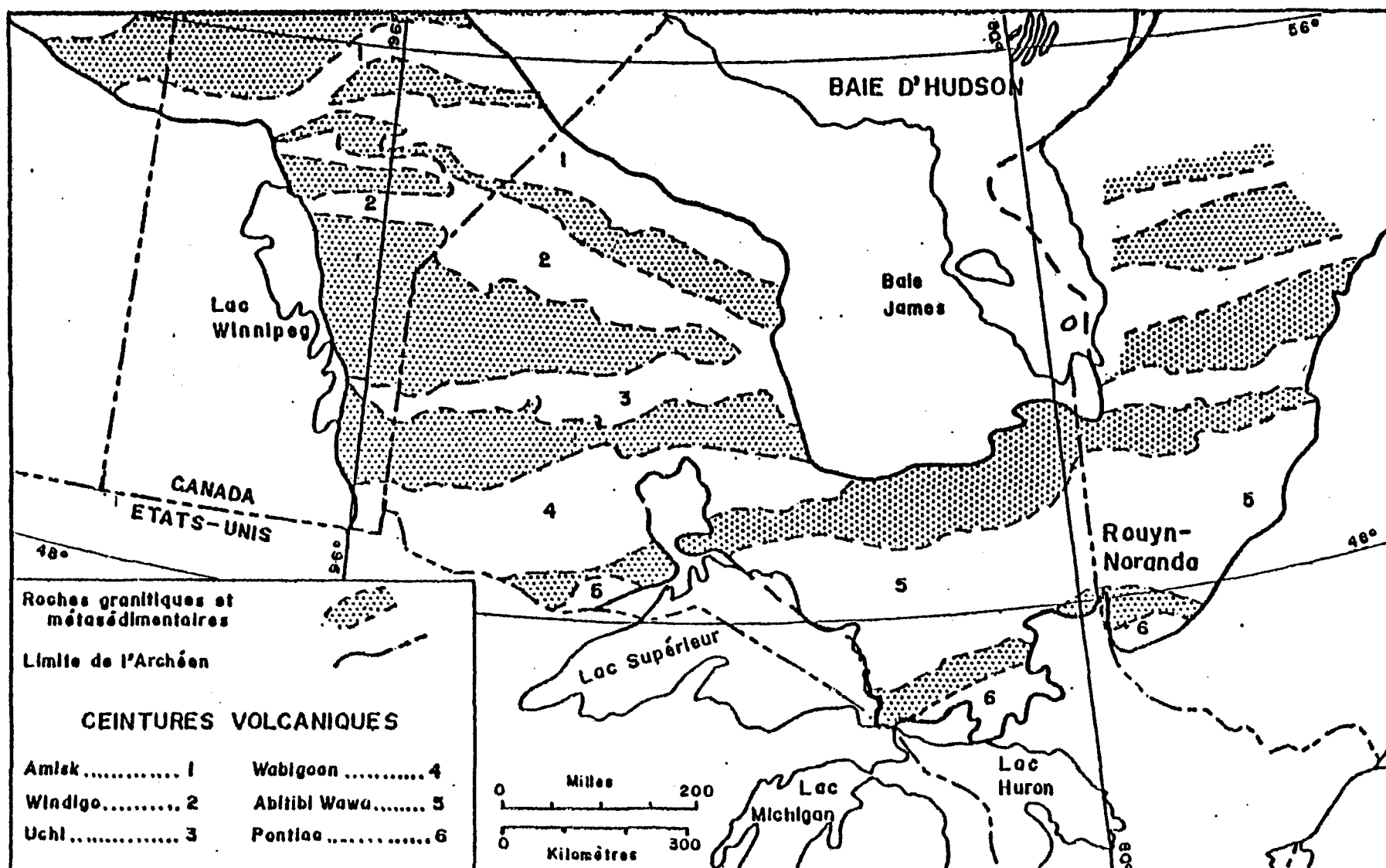


Figure 3- Carte de localisation des ceintures volcaniques de la province structurale du Supérieur.

(Tirée de Goodwin, 1972; modifiée par Cousineau, 1980).

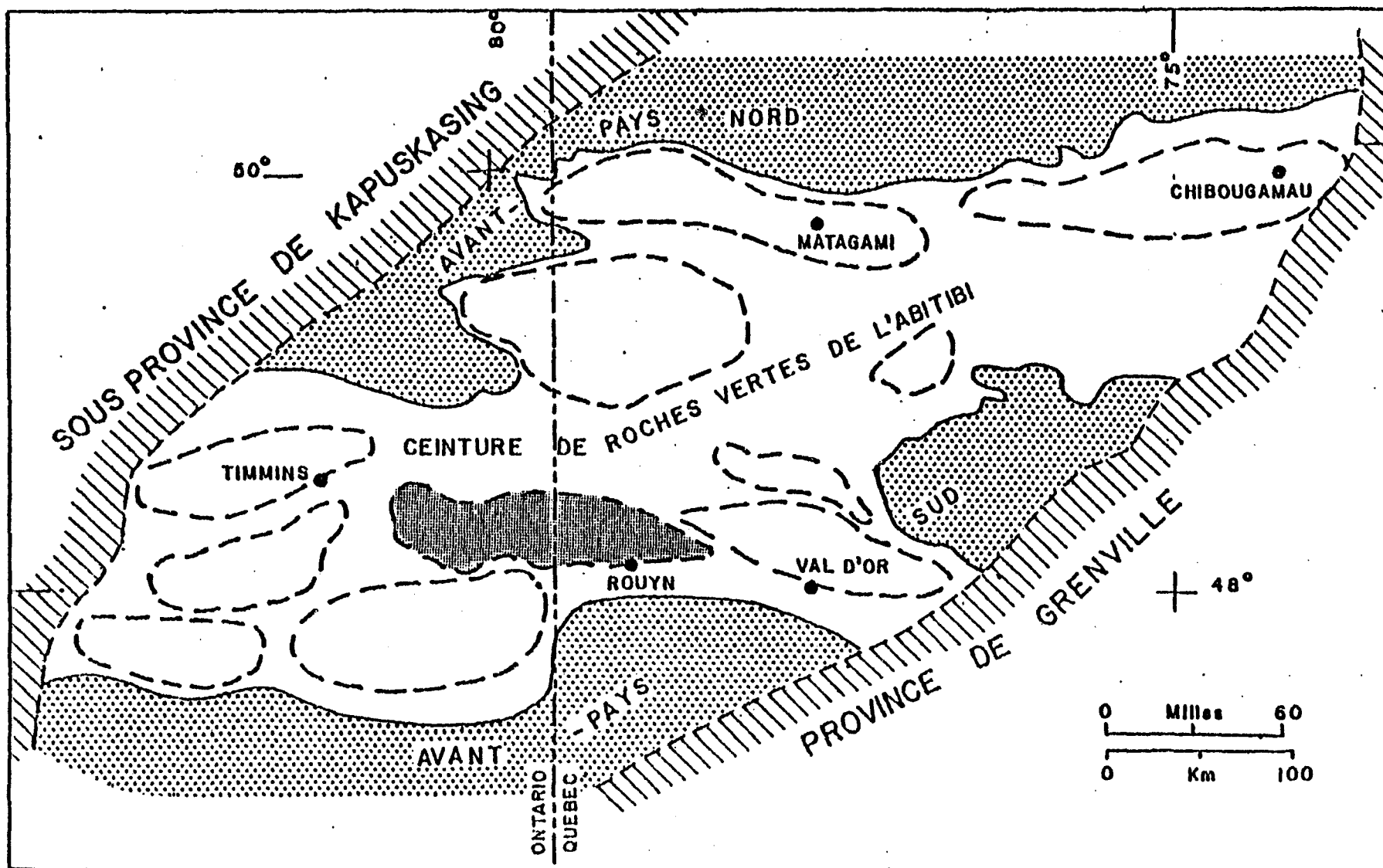


Figure 4- Localisation du complexe volcanique de Rouyn-Noranda dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (en pointillé fin).

(Modifiée de Goodwin et Ridler, 1970).

tectoniques actifs durant le volcanisme et la sédimentation séparaient les deux domaines. Connus sous le nom de "break", ces cassures auraient été par la suite actives à plusieurs époques notamment durant l'orogénèse Kénoréenne (Dimroth et Rocheleau, 1979).

La stratigraphie régionale présentée par Gunning et Ambrose (1940) a été remaniée à diverses reprises par les différents auteurs qui ont travaillé à l'échelle régionale (Ambrose, 1941; Graham, 1954; Wilson, 1962; Latulippe, 1972, 1966; Gélinas et al., 1977). Les figures 5 et 6 représentent respectivement la stratigraphie telle qu'établie par Dimroth (Dimroth et Rocheleau, 1979) et une carte géologique simplifiée de l'ouest du Québec ainsi que de l'est de l'Ontario.

2.2.1 Stratigraphie

La majorité des roches du canton d'Aiguebelle appartiennent au groupe de Kinojévis. Ce groupe est limité au sud par le "break" de Duparquet-Destor-Manneville (DDM) (cf. figure 6). Dans la partie ouest du canton, les sédiments plus vieux du groupe du lac Caste s'insèrent entre le "break" et le groupe de roches volcaniques (Dimroth et al., 1973); Larouche, 1974; Hocq, 1977, 1978) tandis qu'à la limite sud-est du canton, un stock de syénite tronque le groupe de Kinojévis ainsi que le "break" DDM (Sanschagrín et Leduc, 1979) (cf. figure 7). En Ontario, le groupe de Kinojévis apparaît aussi au nord du "break" DDM (Jensen, 1978; Dimroth et Rocheleau, 1979).

Le groupe de roches volcaniques du groupe de Kinojévis a été subdivisé en trois formations (Dimroth et al., 1973) qui sont:

- la formation du ruisseau Paré
- la formation du ruisseau Déguisier ainsi que
- la formation de la mine Hunter.

La formation du ruisseau Paré à la base du groupe de Kinojévis (Dimroth, 1980, communication orale) est un agencement complexe de coulées de basalte, de komatiite et de dômes de rhyolite. La séquence comprend aussi de minces lits de tuf felsique, de chert noir et d'argillite ainsi que la brèche de Davangus. Cette formation apparaît au sud du canton juste au nord du "break" DDM. (Larouche, 1974; Hocq, 1977 et 1979; Sanschagrín et Leduc, 1979).

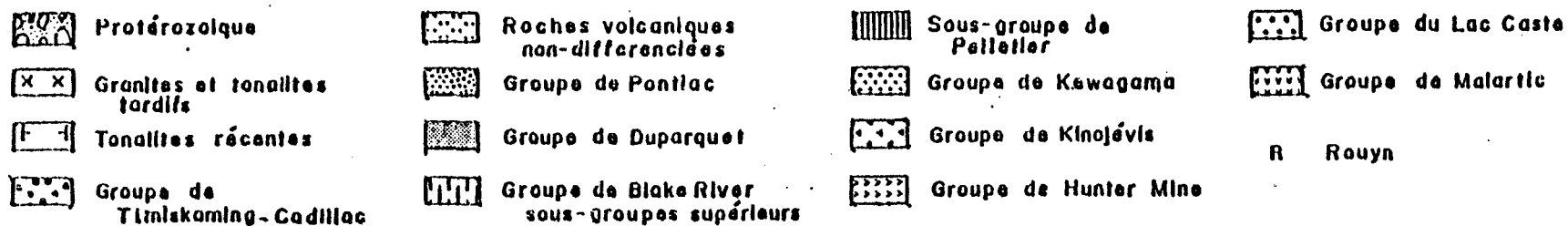
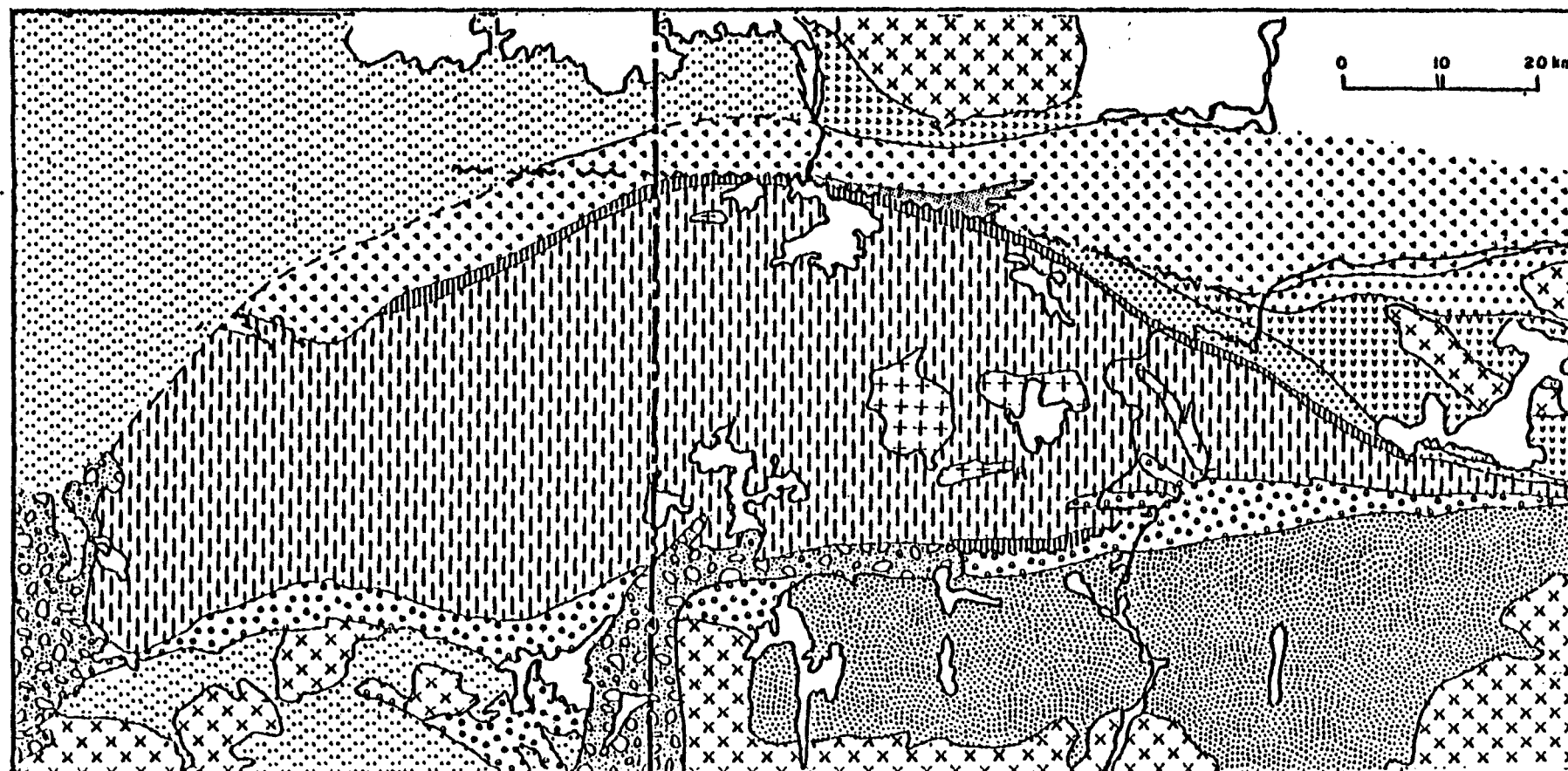


Figure 6- Carte géologique régionale simplifiée.
(Tirée de Dimroth et Rocheleau, 1979).

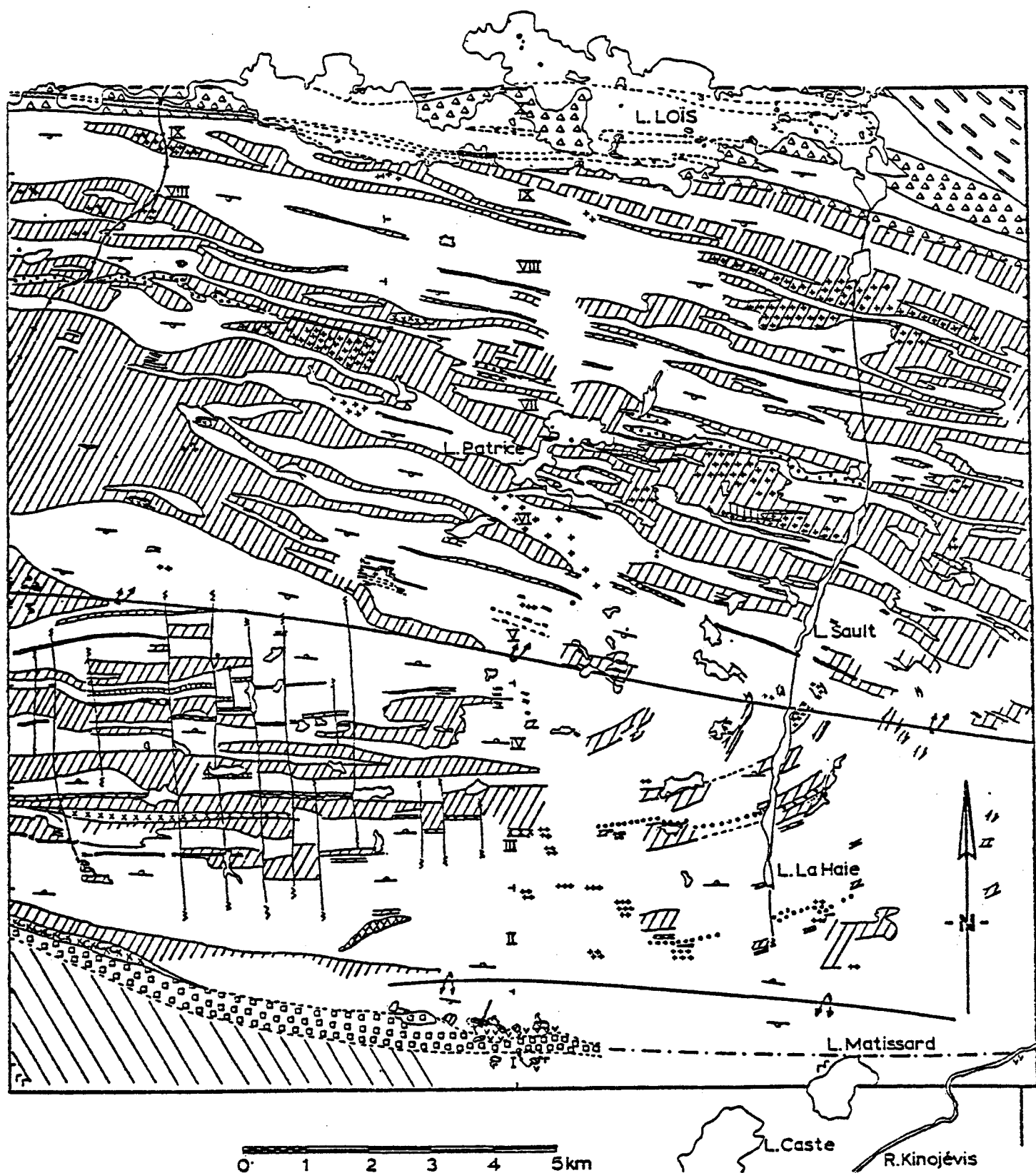


Figure 7

Carte géologique simplifiée du canton d'Aiguebelle.
 Voir la page suivante pour la légende
 (Tirée de Hocq, 1979).

- GROUPE DE KINOJEVIS
 — Basalte coussiné
 ... Basalte coussiné à phénocristaux de
 plagioclase
 +++ Basalte massif
 ... Basalte massif à phénocristaux de
 plagioclase
 /// Diabase
 xxx Diabase à phénocristaux de
 plagioclase
 / Diabase (dyke)
 XXX Gabbro
 ≡r R. acides effusives
 vvv R. ultramafiques
 ooo Brèche de Davangus
 ≡ R. volcanoclastiques fines
 t.r. Deguisier }
 ≡ R. volcanoclastiques grossières
 ... R. volcanoclastiques fines, sédiments
 ▲▲▲ R. volcanoclastiques grossières
 f.mine Hunter }
 ▲▲▲ Conglomérat volcanique
 KCKC GROUPE DE KEWAGAMA/L CASTE
 \\\ GROUPE DE KEWAGAMA
 rrr GRANITOIDE
 | FAILLE OU CISAILLEMENT NS
 \\\ ZONE DE FAILLE NW-SE
 ∪ SYNCLINAL D'ABIJEVIS
 ∩ ANTICLINAL D'AIGUEBELLE
 ——— FAILLE DDM (DUPARQUET, DESTOR,
 MANNEVILLE)
 — CHEMIN DE FER
 — ROUTE

Figure 7 (suite)

Légende de la carte géologique simplifiée du canton d'Aiguebelle.

Voir la carte à la page précédente

(Tirée de Hocq, 1979).

La formation du ruisseau Deguisier constitue plus de 60% du groupe de Kinojévis. C'est un empilement monotone de coulées de basalte tholéitique généralement aphyrique. Localement cependant, des niveaux de lave de basalte glomérophyrique caractéristiques du groupe de Kinojévis (Jensen, 1978; Dimroth et Rocheleau, 1979), constituent deux excellents niveaux repères dans cet édifice par ailleurs homogène. Ces niveaux ont été suivis sur plus de 30 kilomètres dans le canton d'Aiguebelle (Hocq, 1977, 1979); Sanschagrin et Leduc, 1979) (cf. figure 8). Des niveaux lenticulaires et discontinus de roches pyroclastiques apparaissent occasionnellement entre les coulées de basalte (Hocq, 1977, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979).

La région étudiée appartient à la formation du ruisseau Deguisier. Elle est localisée juste au-dessous du niveau de lave glomérophyrique inférieur (cf. figures 7 et 8). Les roches de cette formation ont subi l'intrusion de nombreux dykes et filons-couches de composition gabbroïque. Les dykes verticaux à sub-verticaux ont généralement une faible puissance alors qu'au contraire, les filons-couches dont l'épaisseur peut être considérable contribuent de façon importante à l'épaisseur apparente du groupe de Kinojévis.

2.2.2 Structure et métamorphisme

Lors de l'orogénèse Kénoréenne, le groupe de Kinojévis a été plissé suivant des axes de direction grossièrement WNW-ESE. Le synclinal Abijévis (Ambrose, 1941) traverse la demi-nord du canton alors que l'anticlinal (faillé?) d'Aiguebelle (Larouche, 1974; Hocq, 1977, 1979) occupe le tiers sud du canton (cf. figures 7 et 8). A proximité du "break" DDM de direction est-ouest, les roches de la formation du ruisseau Paré sont faillées, cisillées et elles sont déformées en petits plis serrés (Sanschagrin et Leduc, 1979). De nombreuses failles nord-sud coupent la stratigraphie mais les déplacements apparents sont généralement faibles et inférieurs à 80 mètres. Cependant, à l'est du canton, une des failles empruntant les lacs Sault et Lahaie montre un déplacement apparent d'environ 150 mètres. D'après les déplacements relatifs des niveaux glomérophyriques, le bloc ouest aurait été élevé par rapport au bloc est (Hocq, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979).

Le métamorphisme régional dans la région est au faciès prehnite-

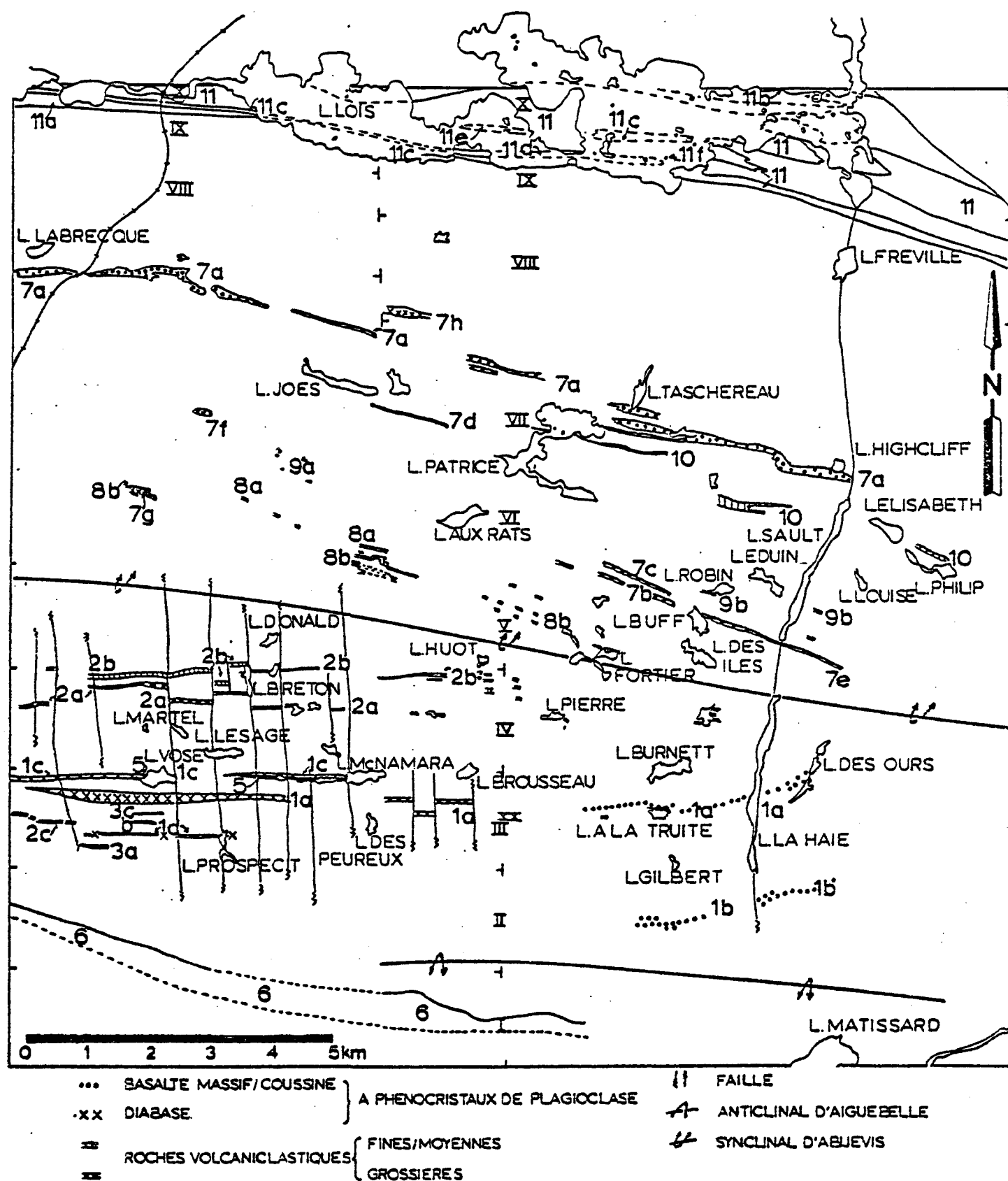


Figure 8- Carte de localisation des principaux niveaux repères.
 Voir légende de la figure 7.
 (Tirée de Hocq, 1979).

pumpellyite comme dans une grande partie de la région de Rouyn-Noranda.

2.2.3 Paléoenvironnement

La formation du ruisseau Deguisier est un empilement monotone de coulées sous-marines de basalte tholéitiques, appartenant au complexe volcanique de Destor.

Le centre de ce complexe est situé dans le canton de Destor, à environ 10 kilomètres à l'ouest de la région étudiée. On y trouve une proportion importante de coulées andésitiques, dacitiques et rhyolitiques intercalées entre les basaltes. Un essaim de dykes basaltiques, composant plus de 50% du socle rocheux, caractérise en outre le centre de ce complexe.

Le flanc sud du synclinal Abijévis dans le canton d'Aiguebelle est situé en marge de ce complexe. On y observe les changements de faciès suivants en s'éloignant du centre du complexe vers l'est: 1) passage du faciès massif dominant à l'ouest au faciès coussiné dominant à l'est, 2) absence de rhyolite à l'est et 3) diminution de la granulométrie des roches pyroclastiques dans la même direction. D'après les variations d'épaisseur des niveaux gloméroporphyriques, les dénivellations sur le fond océanique dans son ensemble dépassaient rarement 20 mètres (Sanschagrin et Leduc, 1979).

L'empilement est coupé par des failles et des zones de cisaillement de direction grossièrement perpendiculaires à la direction et au pendage des coulées. Une partie de ces zones de failles a subséquentement servi à l'intrusion des dykes et des filons-couches au moment même où l'empilement volcanique se constituait. Ce tectonisme synvolcanique a donné lieu à des fissures ouvertes sur le plancher sous-marin et à des talus d'éboulis remplis ou recouverts par les coulées subséquentes (Leduc, 1981; Sanschagrin et Leduc, 1979). Ces fissures apparaissent près de la base du groupe de Kinojévis. A proximité et parallèlement au "break" DDM, la brèche de Davangus présente deux faciès en alternance soit une brèche du type talus d'éboulis d'une part et une brèche tectonique d'autre part. Ceci constitue un dernier critère permettant de conclure que le "break" DDM était actif au moment même de la construction du groupe de Kinojévis (Dimroth et Rocheleau, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979).

2.3 Présentation de la carte

2.3.1 Contexte local

La région étudiée ici appartient à la formation du ruisseau Deguisier. Elle est localisée juste sous le niveau de lave gloméroporphyrique inférieur sur le flanc sud du synclinal Abijévis (figure 7).

La figure 9 présente la géologie simplifiée autour de la zone étudiée (d'après Hocq, 1977). Cette carte montre bien que les variations de faciès sont rapides et irrégulières dans l'empilement. Le faciès coussiné domine nettement dans la partie sud de la région alors que les faciès massif et coussiné sont à peu près équivalents en proportion dans la partie nord. Le faciès bréchique est rare. La zone étudiée (région encadrée sur la figure 9) montre un passage du faciès massif dominant à l'est au faciès coussiné dominant à l'ouest.

La région a été choisie en raison de son accès facile et parce que les relations entre les faciès présentées ici ont été observées ailleurs dans le canton d'Aiguebelle (Sanschagrin et Leduc, 1979).

2.3.2 Géologie

La région cartographiée (cf. figure 10) couvre une bande est-ouest d'une superficie d'un peu plus de 0.5 kilomètre carré (soit 1145 mètres de longueur par 460 mètres de largeur). Le tableau 1 donne les coordonnées des quatre (4) coins de la région cartographiée. Dix-neuf coulées ont pu être définies avec certitude grâce à trois niveaux repères, qui sont:

- à la base, une coulée massive surmontée d'une brèche assez épaisse (coulée 5);
- au centre, une coulée presque essentiellement constituée d'une brèche de coulée (coulée 10);
- et au sommet, deux coulées de lave gloméroporphyriques (coulées 17 et 18). Vers l'est, la cartographie s'est terminée en bordure d'un lac qui passe au sud à un marécage. Ce lac est limité sur sa rive ouest par une faille de direction nord-sud (cf. figure 9).

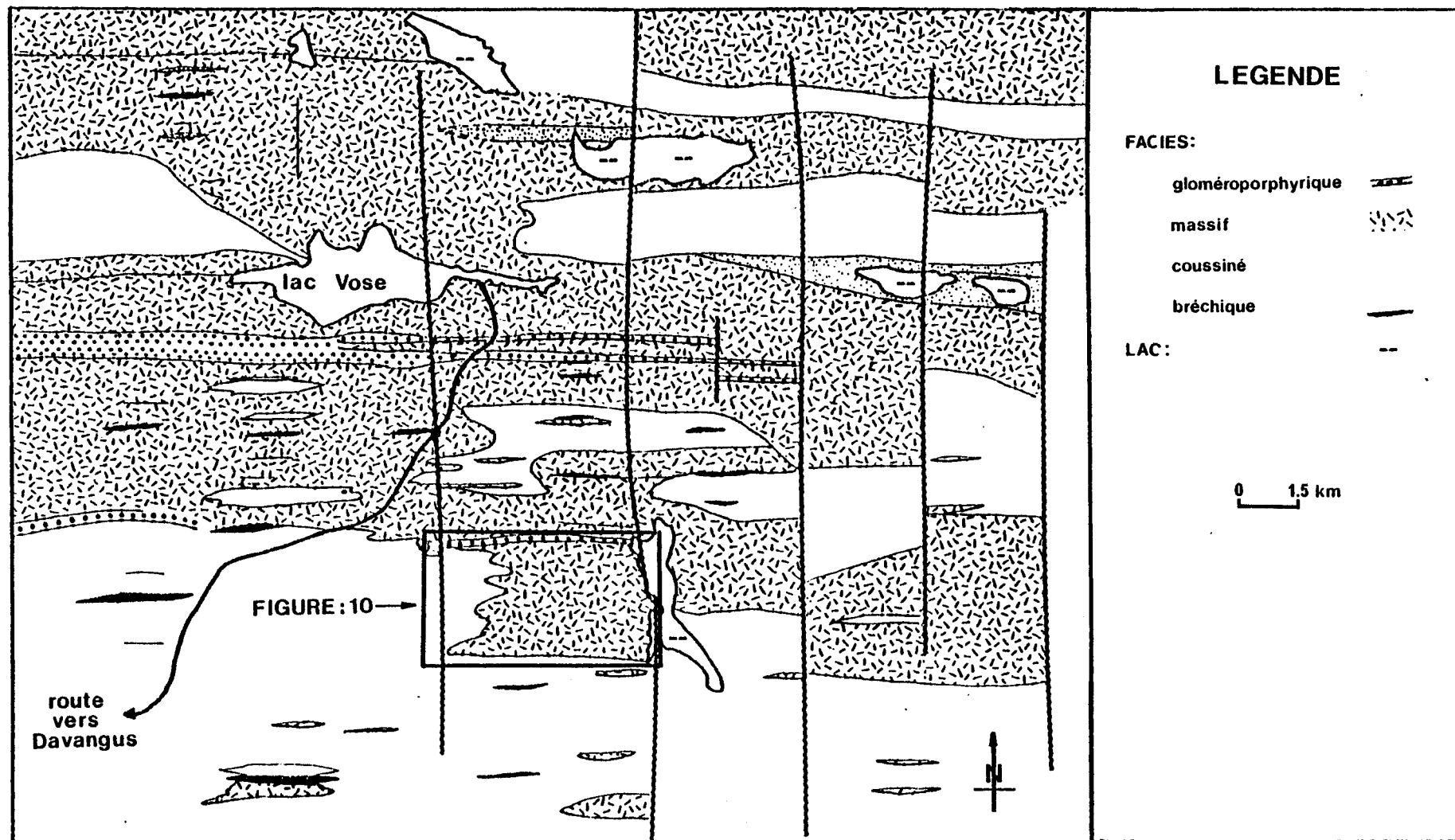


Figure 9- Carte géologique simplifiée de la région entourant la surface étudiée.

(Tirée de Hocq, 1977).

(Détail de la figure 1b).

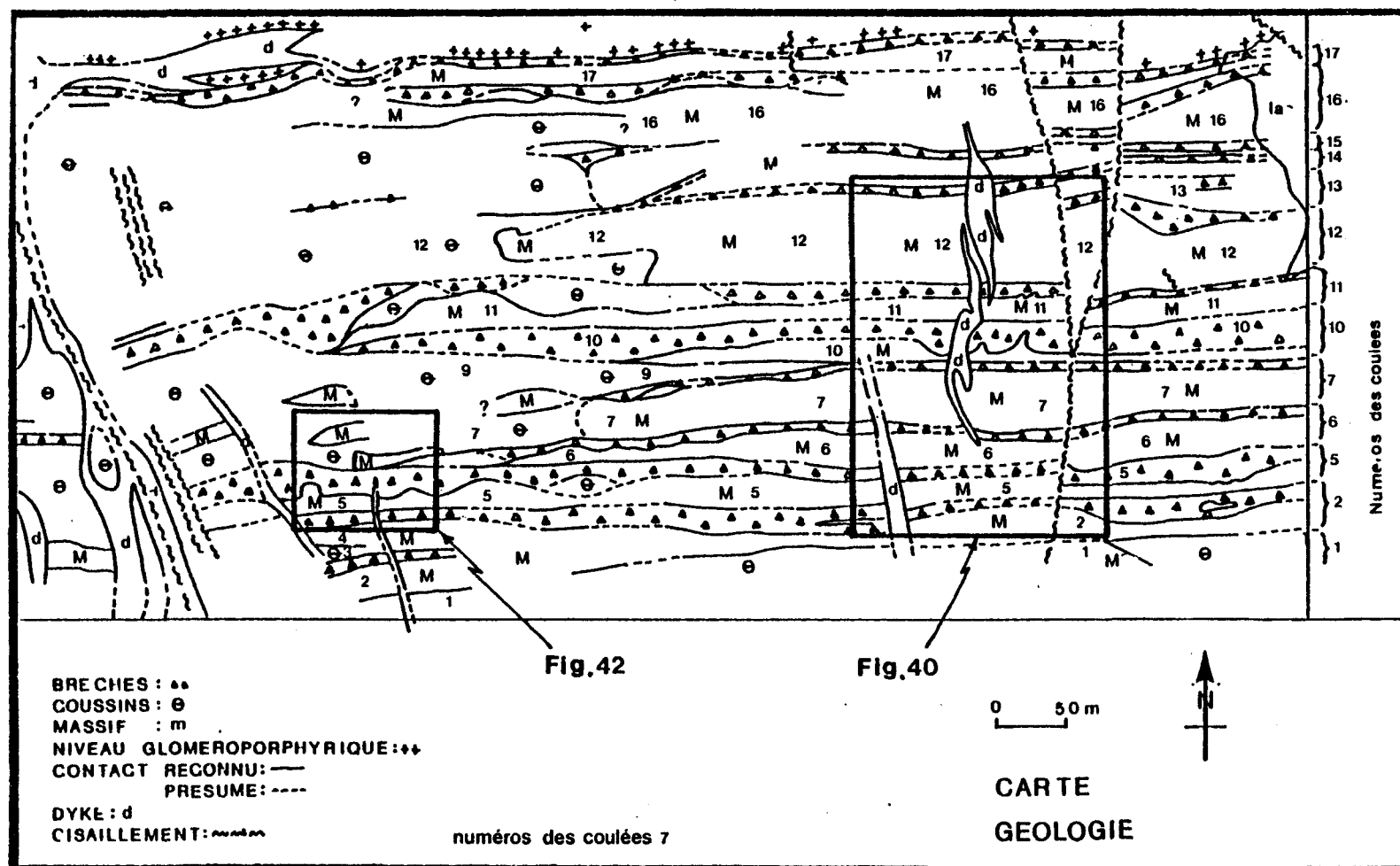


Figure 10- Carte géologique simplifiée de la région cartographiée.

(Publiée dans Dimroth et Rocheleau, 1979).

(Détail de la figure 9).

TABLEAU 1

COORDONNEES DES COINS DE LA
REGION CARTOGRAPHIEE

	Longitude	Latitude
NW	78° 49' 50"	48° 27' 55"
NE	78° 49' 5"	48° 27' 55"
SE	78° 49' 5"	48° 27' 42"
SW	78° 49' 50"	48° 27' 42"

TABLEAU 2

VALEURS MOYENNES DES ANALYSES CHIMIQUES
34 ECHANTILLONS

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
Coussins (14 échantillons)	52.39	15.78	11.75	4.89	12.53	0.79	0.17	1.03	0.50	0.20
Massif (20 échantillons)	51.64	14.92	12.26	7.23	10.86	0.76	0.78	0.89	0.45	0.19
Total	51.94	15.27	12.05	6.26	11.57	0.77	0.52	0.94	0.47	0.19

Vers l'ouest, les coulées ont pu être suivies jusqu'à une zone faillée injectée par des dykes.

La roche des coulées est un basalte tholéitique en général de teinte gris verdâtre pâle à foncé. La granulométrie varie suivant les faciès d'aphanitique à microgrenue. Le tableau 2 donne la valeur moyenne des analyses chimiques qui ont été réalisées sur 30 échantillons de lave coussinée et de lave massive.

La direction des coulées est approximativement de 267 degrés avec un pendage nord aux environs de 60 degrés d'après les mesures de litage prises sur les tufs dans le quart sud-est du canton d'Aiguebelle. Du point de vue tectonique, la zone étudiée est divisée en deux domaines.

Dans le domaine est des zones de cisaillements et de faille coupent localement la stratigraphie. Leur direction est grossièrement nord-sud. Les déplacements apparents des failles sont de l'ordre de 5 à 15 mètres. Occasionnellement, un dyke mafique occupe une zone de cisaillement.

Dans le domaine ouest, les failles sont beaucoup plus fréquentes et leur déplacement plus important. Le déplacement apparent du niveau gloméroporphyrique n'est cependant que de quelques dizaines de mètres (Hocq, 1977, 1978) (cf. figure 9). Quelques dykes felsiques et un dyke mafique ont profité de ces zones de faiblesse lors de leur mise en place. Au nord de la région cartographiée, le dyke mafique a envahi le niveau de lave gloméroporphyrique.

Le tableau 3 donne les limites dans la proportion entre faciès qui a servi à définir ces derniers.

TABLEAU 3

DEFINITION DES FACIES EN FONCTION DE
LEURS PROPORTIONS RELATIVES

Faciès massif	100%
Faciès coussiné	100% à 50% de coussin 50% à 100% de matrice hyaloclastique <i>↳ 0-50% ??</i>
Faciès bréchique	
- de coussinets isolés	40% à 80% de coussinets 0% à 50% de fragments 0% à 50% de matrice hyaloclastique
- de fragments	50% à 80% de fragments 20% à 50% de matrice hyaloclastique

TABLEAU 4

Valeurs minimales, maximales, moyennes et médianes
des grands axes et des petits axes des surfaces apparentes
et des élongations des coussins mesurés dans la région cartographiée

	VALEURS			
	Minimale	Maximale	Moyenne	Médiane*
Grand axe (cm)	7	600	121.	85
Petit axe (cm)	7	420	62.	43.34
Elongation	1	9.032	1.95	1.057
Surface (cm ²)	76	329867	18394	20842
*valeur approximative				

3.

LE FACIES MASSIF

3.1 Définition

Les structures primaires du faciès massif ne sont pas aussi évidentes que dans les autres faciès et seule une étude attentive peut permettre de les déceler. Le faciès massif présente une zonation qui est asymétrique dans les rares cas où elle est parfaitement développée. Parfois, des structures pénécontemporaines de l'écoulement, elles aussi, oblitèrent partiellement ou complètement les zones supérieures de la coulée.

3.2 Description morphologique: zonation du faciès massif

Dans le cas idéal, le faciès massif présente huit (8) zones successives caractérisées par des structures primaires. Ce sont du sommet vers la base:

- la croûte de verre supérieure
- la zone basaltique supérieure
- la zone basaltique vésiculaire
- la zone centrale basaltique
- la zone centrale microgabbroïque
- la zone basaltique alvéolée
- la zone basaltique inférieure
- la croûte de verre inférieure

La figure 11 présente le modèle de la zonation du faciès massif.

3.2.1 Les croûtes de verre

Les croûtes de verre supérieure et inférieure du faciès massif sont identiques à celles des coussins du faciès coussiné. Sur l'affleurement, chaque croûte prend l'aspect d'un ruban brunâtre d'une épaisseur moyenne de 1.0 à 1.5 centimètres. En général, à petite échelle, ce ruban oscille légèrement

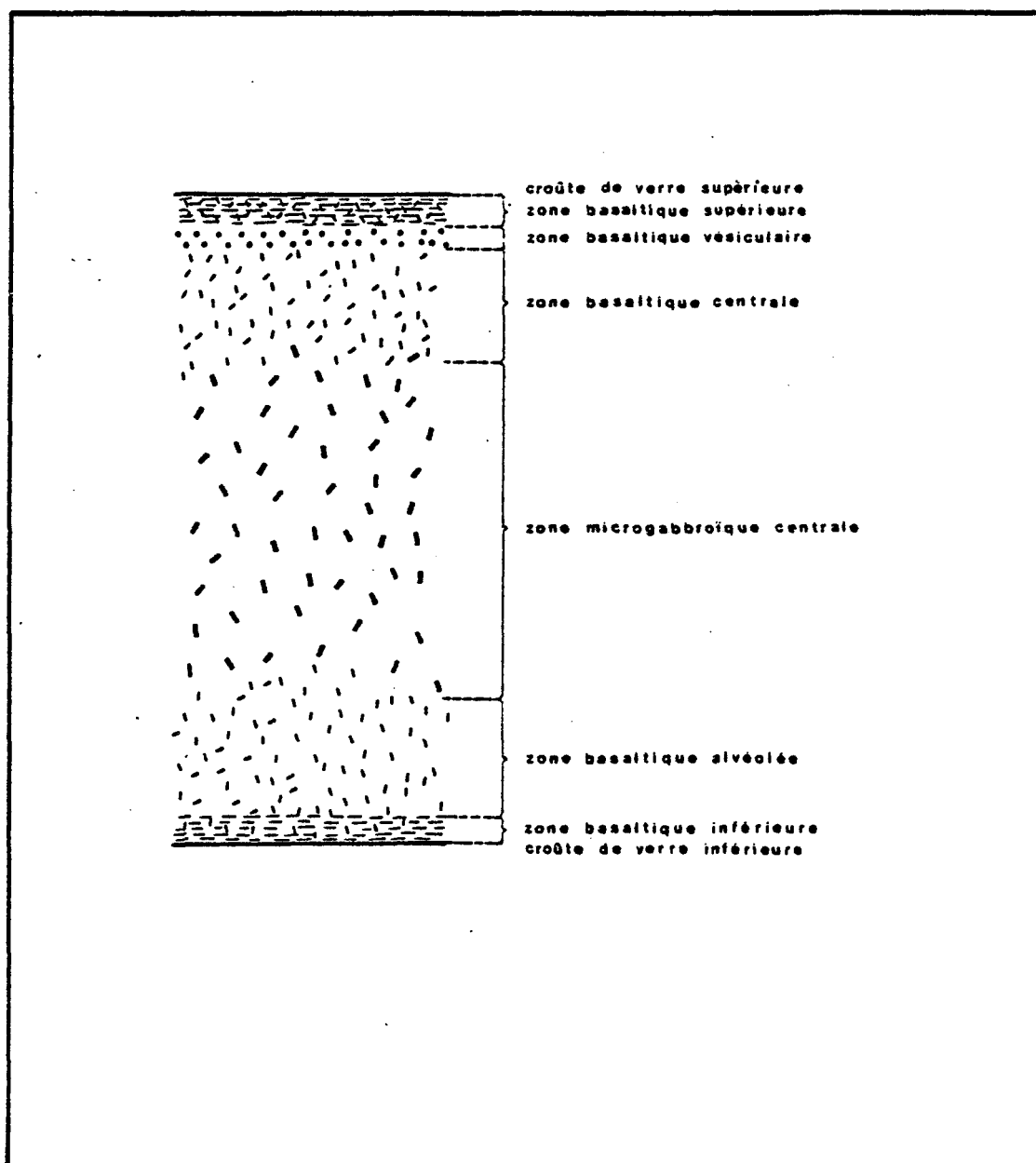


Figure 11 - Modèle de la zonation du faciès massif.

avec une amplitude d'une dizaine de centimètres sur une distance d'environ 1 mètre. Cependant, à plus grande échelle (10 ou 100 mètres), les variations sont beaucoup plus importantes, notamment dans le cas de la croûte de verre supérieure. En effet, la croûte de verre inférieure s'adapte étroitement à la forme de la surface de la coulée sous-jacente sur laquelle elle s'est répandue. La forme de la croûte de verre supérieure répond aux conditions dynamiques de la coulée à laquelle elle appartient. Ainsi, dans le cas d'un lac de lave peu agité, elle sera plutôt plane, légèrement ondulante alors qu'au contraire, dans les cas où la lave a été brassée par des tourbillons dus aux courants par exemple, la surface supérieure montrera des monticules et des aspérités.

3.2.2 Les zones basaltiques inférieure et supérieure

Le passage des croûtes de verre vers les zones basaltiques inférieure et supérieure s'effectue graduellement par augmentation de la proportion et des dimensions des microlites de feldspath. Elles se composent d'une roche aphanitique de couleur verte claire à foncée et leur épaisseur est d'environ 1 mètre. Ces zones présentent souvent des laminations qui apparaissent en relief positif sur la surface, et sub-parallèles à la croûte de verre adjacente. En une localité, il a été possible de mesurer le plan défini par les laminations à la base d'une coulée. Ces mesures ont été reportées sur le stéréogramme de la figure 12.

3.2.3 La zone basaltique vésiculaire

La zone vésiculaire apparaît juste au-dessous de la zone basaltique supérieure. Dans le quart sud-est du canton d'Aiguebelle, cette zone atteint souvent 1 mètre d'épaisseur et la proportion de vésicules est toujours au-dessus de 30% (Sanschagrin et Leduc, 1979). Dans la région cartographiée, le diamètre moyen des vésicules est de 4 millimètres. Cependant ici, il s'agit plutôt d'un mince niveau (quelques centimètres) plus ou moins continu. Les vésicules sont grosses et ovoïdes plutôt que rondes. En général, leur longueur est de 1 centimètre, leur largeur de 0.5 centimètre et leur grand axe est sub-parallèle à la croûte de verre. En une localité, cette règle n'est pas respectée: l'allongement est perpendiculaire à la croûte de verre. Les

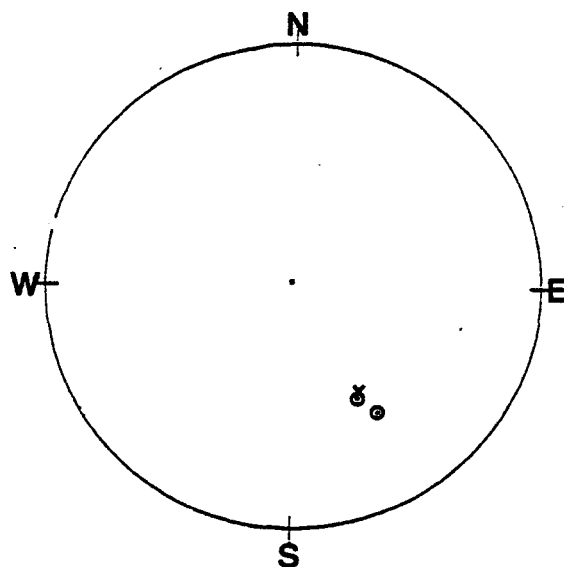


Figure 12- Stéréogramme mettant en relation les pôles des laminations à la base d'une coulée avec le pôle de la coulée (localité 6.243).

Pôle du contact inférieur de la coulée (x)
Pôle de laminations (⊙).

(Wulff. demi-sphère inférieure).

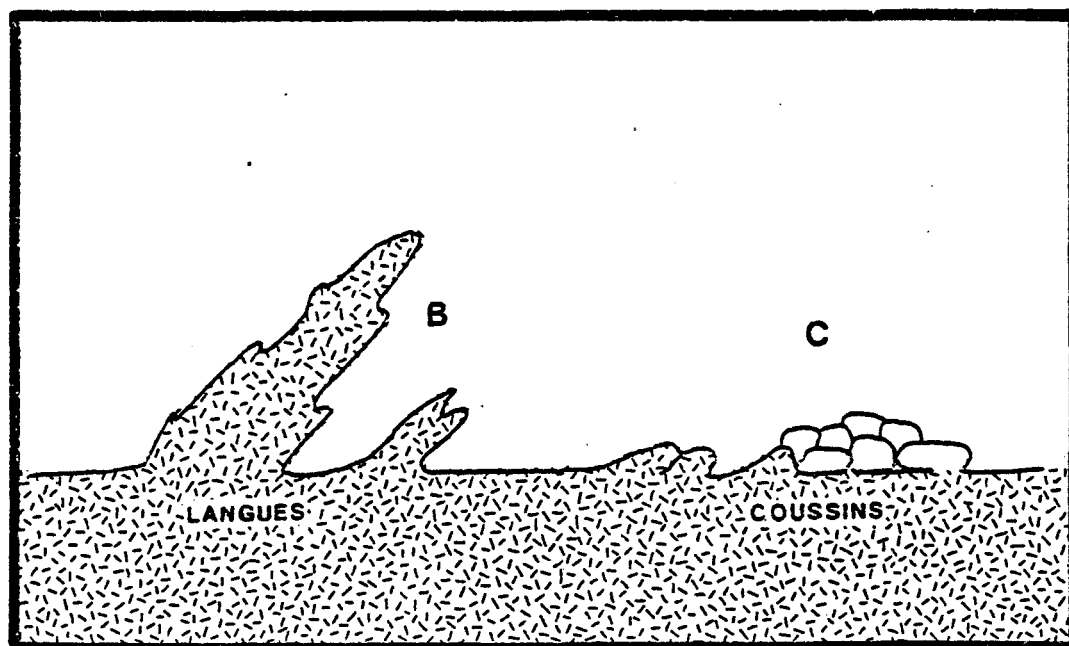


Figure 13- Différences morphologiques entre langue de lave massive et coussins rattachés au faciès massif.

vésicules sont en général remplies de chlorite et occasionnellement de pyrite.

Le passage de la zone basaltique supérieure à la zone basaltique vésiculaire n'est pas marqué par une variation granulométrique; cependant, il est abrupt. De façon systématique, les vésicules apparaissent à environ 1 mètre sous la croûte de verre dans la région étudiée. Dans le quart SE d'Aigubelle, le passage est plus spectaculaire, la proportion de vésicules passe abruptement de inférieure à 5% à plus de 30%. Ce niveau de vésicules se serait développé par suite de l'accumulation des gaz sous une croûte solidifiée qui constituait le toit original du faciès au-dessus d'une lave encore liquide (Sanschagrin et Leduc, 1979).

3.2.4 La zone centrale microgabbroïque

La zone centrale basaltique se développe progressivement par augmentation de la granulométrie des cristaux. Dans des coulées épaisses, une zone microgabbroïque dont la granulométrie varie de 2 à 3 millimètres et qui montre une texture sousophitique, peut être présente. Souvent, il est difficile de délimiter les zones basaltiques et microgabbroïque en raison des variations granulométriques verticales et latérales qui sont très graduelles.

Quelques phénocristaux de plagioclase (<1%) sont présents dans les coulées. Leur volume est trop petit pour permettre d'identifier les coulées exception faite des coulées glomérophyriques au sommet de la séquence contenant une forte proportion de glomérophénocristaux centimétriques de plagioclase.

3.2.5 La zone basaltique alvéolée

La zone de basalte alvéolée est caractérisée en surface altérée par la présence de petites alvéoles en relief négatif dans la roche. Les dimensions de ces alvéoles diminuent du sommet vers la base de façon progressive, passant de 4 millimètres au sommet de la zone à une fraction de millimètre à la base de la zone. La roche de texture aphanitique montre cependant en surface fraîche des plages vertes foncées correspondant aux alvéoles circonscrites par un matériel blanc verdâtre plus résistant aux intempéries. Le passage de la zone à basalte alvéolé vers les zones adjacentes est généralement

franc mais des passages graduels ont été observés occasionnellement. La zone basaltique alvéolée est interprétée comme le résultat d'une précipitation de cristaux au fond de la coulée au cours d'un refroidissement relativement lent et calme.

3.3 Les structures primaires pénécontemporaines

Fréquemment, le sommet de la coulée est affecté par deux systèmes de fractures perpendiculaires l'un à l'autre. Le réseau le plus dense est grossièrement perpendiculaire au sommet du faciès. Dans les deux cas, leur fréquence semble diminuer du sommet vers l'intérieur du faciès. Ce système de fractures oblitère donc la croûte de verre supérieure et la zone basaltique supérieure et occasionnellement la zone basaltique vésiculaire ainsi que la zone basaltique centrale. Comme nous le verrons plus loin, ce type de fracturation serait contemporain de l'écoulement et générateur des brèches de fragments qui surmontent fréquemment le faciès massif. Il serait à l'origine du débit en colonnes observé à la surface de coulées anciennes et récentes.

3.4 Morphologie du faciès massif

Le faciès massif d'une coulée présente rarement toutes les caractéristiques du modèle idéal développé précédemment: de plus, les zones qui y apparaissent ne sont pas nécessairement continues latéralement.

Le contact inférieur du faciès massif, toujours franc, est en général plat et régulier sauf dans les cas où un accident tectonique a affecté le plancher océanique avant l'écoulement de la lave. La base de la coulée donne donc un portrait de la topographie du plancher au moment de son écoulement. Dans certains cas, des fissures ouvertes et des talus d'éboulis ont été reconnues à la base de certaines coulées (Leduc, 1981; Sanschagrin et Leduc, 1979).

Le contact supérieur de la coulée, d'autre part, est en général très irrégulier. Il en résulte donc des variations d'épaisseur ainsi que des hiatus dans la continuité latérale des zones de ce faciès.

Le sommet du faciès massif présente quelquefois des protubérances qui

pénètrent dans le faciès sus-jacent ou adjacent de la même coulée. Quand la continuité entre le faciès massif et la protubérance est bien établie par suite de l'extension de la croûte de verre ou bien des laminations de la zone basaltique supérieure du faciès massif jusqu'à la protubérance, nous parlerons de langue de lave massive. Leur dimension varie de quelques dizaines de centimètres à plus de 20 mètres (localité 10.269, figure 13 et 39). Leur grand axe est généralement oblique par rapport au sommet du faciès. La roche présente les caractéristiques des zones basaltique supérieure et basaltique vésiculaire. Les laminations, entre autres, sont pratiquement toujours présentes mais les fractures perpendiculaires et parallèles à la croûte de verre sont absentes ou faiblement développées.

La zonation du faciès massif n'est pas toujours complète soit par suite d'un développement incomplet du faciès ou bien suite à une fragmentation ultérieure du sommet du faciès en particulier. Enfin, elle est semblable à celle qui se développe dans les dykes et les filons-couches de faible puissance (Sanschagrin et Leduc, 1979; Baragar, 1960; Pearce, 1974).

A l'échelle de la coulée, le faciès massif présente en coupe une forme lenticulaire. Il est caractérisé par une extension latérale beaucoup plus grande que son épaisseur (cf. carte). Le rapport extension latérale/épaisseur est toujours supérieur à 1/10 dans la région étudiée. C'est une valeur minimale puisque le faciès massif s'étend vers l'est dans la région non cartographiée en détail.

3.5 Relations avec les autres faciès

Une particularité du faciès massif dans la région étudiée est qu'il est toujours recouvert par un autre faciès. Généralement, c'est le faciès bréchique qui s'est développé au sommet du faciès massif. Occasionnellement, c'est le faciès coussiné. C'est souvent cette caractéristique qui permet de distinguer un filon-couche de composition gabbroïque du faciès massif d'une coulée. En effet, les deux unités présentent pratiquement la même zonation exception faite de la fracturation au sommet et de la zone vésiculaire qui introduisent une asymétrie dans le modèle du faciès massif qui n'existe pas dans celui du filon-couche gabbroïque. Latéralement, le faciès massif passe généralement au faciès coussiné quelquefois au faciès bréchique. Il arrive

qu'à sa terminaison, le faciès massif présente un bourrelet (localité 7.171). Les détails concernant les transitions entre les faciès seront présentées plus loin.

Dans la région cartographiée, le faciès massif domine largement dans la partie est mais sa proportion diminue vers l'ouest, par suite de l'amin-cissement puis de la disparition du faciès massif à l'intérieur de certaines coulées suivant cette direction.

3.6 Interprétation

La présence de croûtes de verre à la base et au sommet du faciès massif ainsi que les passages latéraux et verticaux sans discontinuité au faciès coussiné indiquent bien qu'il s'agit d'un écoulement sous-aquatique. Les croûtes de verre marquent l'interface entre la lave en fusion et le milieu ambiant. Le faible rapport épaisseur/extension latérale du faciès dans toutes les coulées cartographiées ici aussi bien que dans le quart SE du canton d'Aiguebelle (Sanschagrin et Leduc, 1979) indique que le faciès massif s'étale sous forme d'une crêpe (Dimroth et al., 1978). En périphérie, le faciès passe généralement au faciès coussiné et il arrive occasionnellement que ce passage soit marqué par un bourrelet du faciès massif. Bien que graduel à l'échelle de l'affleurement, ce contact serait abrupt à l'échelle de la carte.

L'épaisseur du faciès massif est fonction du volume initial de lave disponible. Le degré de développement de la zonation à l'intérieur du massif est fonction de son épaisseur originale; si elle est faible il y aura refroidissement rapide et par suite absence de la zone microgabbroïque. Il en est de même pour la zone alvéolée. En gros, la granulométrie augmente graduellement du sommet et de la base vers le centre. Localement, il existe tout de même occasionnellement des contacts abrupts entre deux zones.

Quand la zone basaltique alvéolée est présente, les alvéoles apparaissent abruptement en dedans de quelques millimètres à une distance constante au-dessus de la bordure de verre. Cette zone est considérée comme le produit de l'accumulation de cristaux à la base de la partie liquide. Dans la coulée glomérophyrique, le contact supérieur de la zone basaltique inférieure est marqué par un alignement de glomérophénocristaux nettement plus gros (jusqu'à

6 à 7 fois) que celles qui apparaissent dans tout le reste du faciès. La zone basaltique inférieure et la zone vitreuse inférieure sont interprétées comme le plancher rapidement refroidi de la coulée. La zone vitreuse et la zone basaltique supérieures, par contre, représentent le toit de la coulée, également rapidement refroidi. La présence de variations granulométriques latérales dans les coulées s'explique peut-être à la lumière des observations de Ballard et Van Andel (1979). Ces auteurs ont observé que le toit de coulées analogues sous-marines, partiellement effondré était soutenu par des piliers. Ces piliers, plus rapidement refroidis que le reste de la lave, sont forcément composés de basalte finement grenu. La lave active qui se trouvait entre ces piliers, d'autre part, va se refroidir plus lentement et peut donc au moins en partie, cristalliser avec une texture microgabbroïque.

L'épaisseur originale de la coulée règle donc en gros le développement de la zonation à l'intérieur du faciès massif et en conséquence, il est possible qu'une ou plusieurs zones décrites plus haut soient absentes. Cependant, le toit et le plancher devraient dans tous les cas être présents, or le toit du faciès comprenant la croûte de verre et les zones basaltiques supérieure et vésiculaire ne sont pas toujours observés. Cet hiatus peut s'expliquer par l'évolution ultérieure de la coulée. Après ou durant le refroidissement, le sommet du faciès massif d'une coulée est affecté par des contraintes physiques comme en font foi les deux réseaux de fractures qui apparaissent quelquefois au sommet. Les zones supérieures du faciès peuvent être arrachées par l'érosion ou bien s'effondrer (Ballard et al., 1979) modifiant ainsi l'épaisseur originale de la coulée et donnant naissance à d'autres faciès notamment au faciès bréchique. Nous reviendrons plus loin sur ces considérations.

Avant d'aborder l'étude du faciès coussiné proprement dit, il est intéressant de jeter un coup d'oeil sur les coussins eux-mêmes.

4.1 Introduction

Le terme "pillow lava" a été introduit dans la littérature par Cole et Gregory en 1890 et déjà en 1914, Lewis publiait une revue des diverses hypothèses concernant leur origine. Depuis ce temps, deux hypothèses ont été retenues:

- Les coussins sont des sacs entièrement fermés de lave (Johnston, 1969);
 - les coussins sont des tubes de lave reliés les uns aux autres (Jones, 1968; Moore et al., 1973; Moore, 1975; Vuagnat, 1975).
- L'observation de la formation de coussins à Hawaï a confirmé cette dernière hypothèse.

Dans les sections qui suivent, nous tenterons de définir quantitativement la population des coussins de la région cartographiée. Des observations serviront ensuite à l'étude du faciès coussiné.

4.2 Description d'un coussin

Le coussin est une masse de lave solide fermée par une croûte de verre montrant deux, quelquefois trois zones pétrographiques. Ce sont:

- la croûte de verre
- la zone basaltique
- la zone microgabbroïque.

Dans la région étudiée, la croûte de verre de couleur vert brunâtre est épaisse de 0.5 à 1 centimètre. La zone basaltique montre une roche aphanitique de couleur vert clair. Les laminations sont fréquentes mais de fai-

ble densité et sont présentes généralement seulement en bordure. Dans les coussins les plus gros, la zone basaltique passe progressivement à une zone à texture microgabbroïque qui occupe alors le coeur du coussin, dans les coussins les plus gros. Les vésicules rondes et remplies de chlorite ont des diamètres maximum de 3 millimètres. Quelques coussins ont une chambre de quartz.

4.3 Description morphologique des coussins

Le coussin idéal (figure 14a) a une forme elliptique avec un pédoncule à sa base, et quelquefois une chambre à gaz en son centre.

La cartographie systématique des coussins (Dimroth et al., 1978; Hargreaves and Ayres, 1979; Hargreaves, 1978; Wells et al., 1979) révèle que bien peu de ceux-ci répondent à ce modèle idéal. Notre cartographie (planches 1 à 3) suggère que les petits coussins sont en général sub-sphériques et de morphologie simple. Par contre, la majorité des gros coussins, bien que grossièrement ovoïdes, sont informes et ont une sculpture de surface complexe. Très communément, de grands coussins montrent des croûtes ré-entrantes (figure 14b), des bourgeonnements (figure 14c) ou les deux à la fois (figure 14d). De plus, les grands coussins sont généralement entourés de petits coussins dans un agencement très compliqué (figures 14e et 15).

Cette variabilité de la forme et, en particulier, les différences morphologiques entre les grands et les petits coussins, suggèrent la présence de plusieurs populations de coussins morphologiquement et génétiquement différents.

4.4 Etude statistique de la morphologie des coussins

4.4.1 Introduction

La présence de plusieurs populations de coussins de morphologie différente peut être vérifiée par une étude statistique de la dimension, de la forme et de l'orientation des coussins. Nous avons mesuré les grands axes (GA), les petits axes (PA) ainsi que l'orientation (DIR) de 364 coussins. Le grand axe du coussin est toujours plus ou moins parallèle à la direction

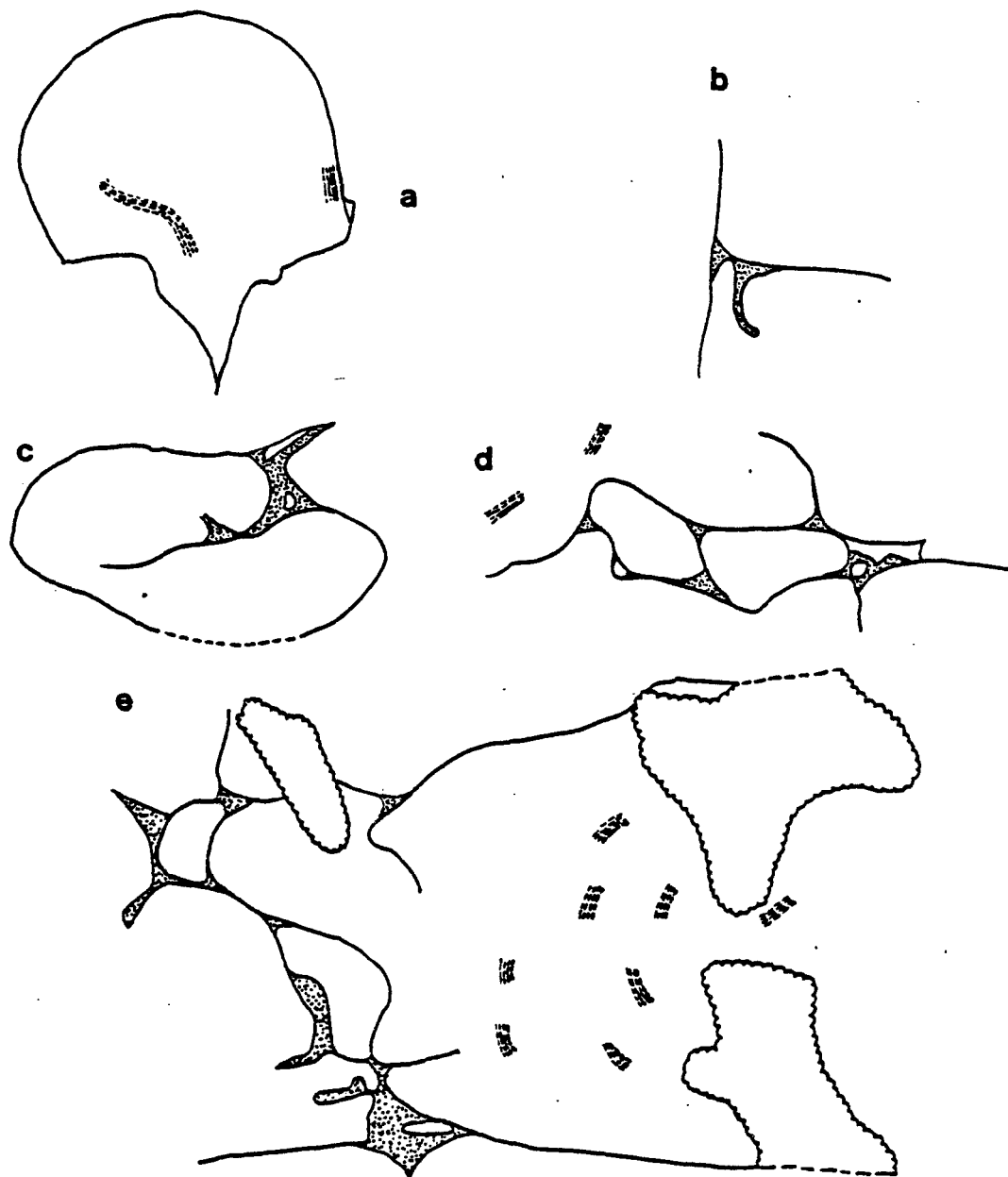


Figure 14- Evolution des coussins.

- a. coussin idéal
- b. croûte ré-entrante
- c. bourgeonnement
- d. bourgeonnement et croûte ré-entrante
- e. agencement complet

(Localités 12.220 et 12.221

(Exemples tirés des planches 1, 2 et 3).

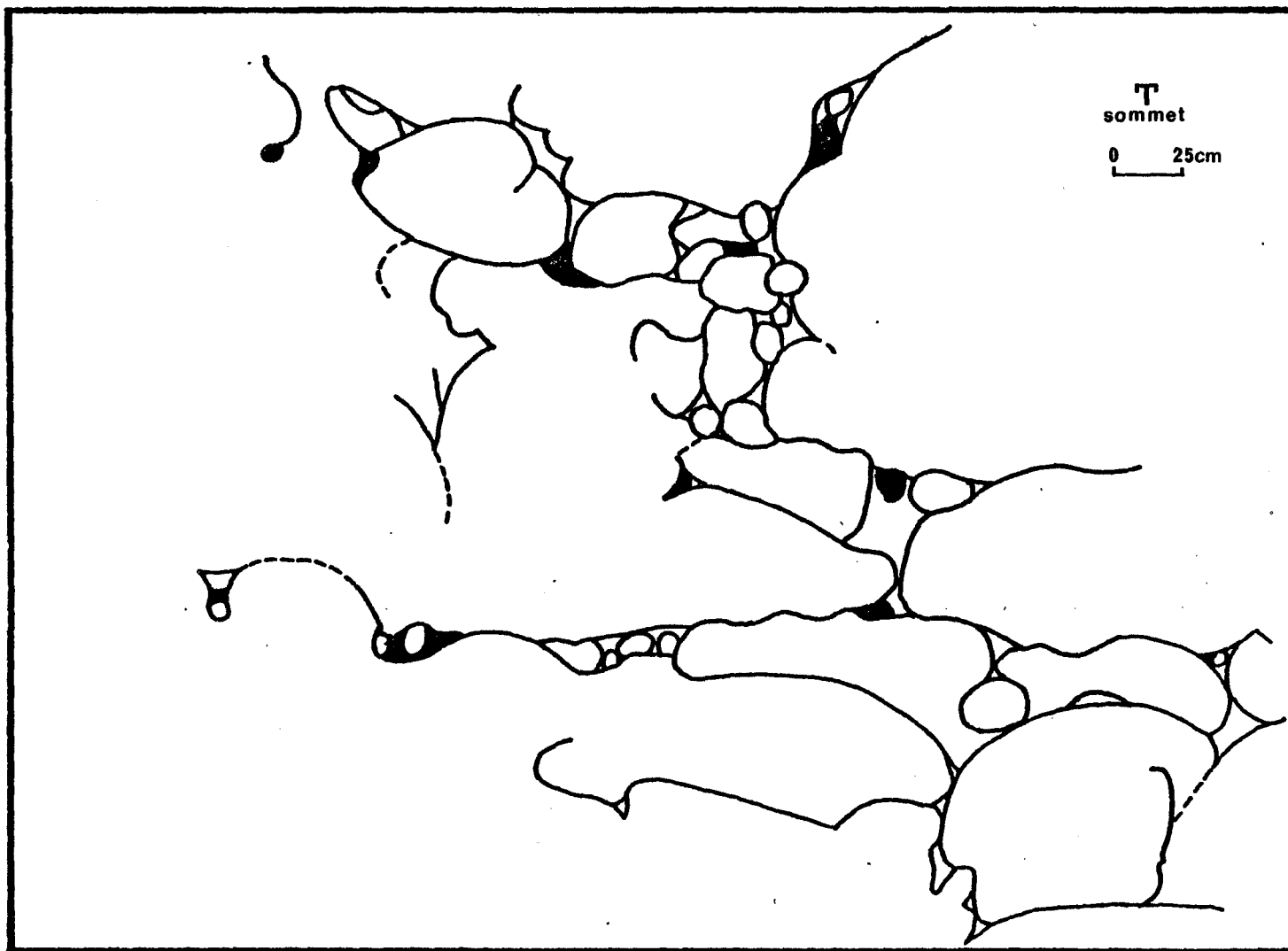


Figure 15- Agencement caractéristique de gros et de petits coussins (localité 12.221).
(Exemple tiré de la planche 3).

de la coulée et le petit axe y est plus ou moins perpendiculaire.

Dans les mesures du grand axe et du petit axe, les bourgeons bien individualisés formant en entier une saillie sur la surface du coussin, n'étaient pas considérés comme appartenant à ce dernier. Ces appendices ont été retirés de la mesure des axes pour ne pas augmenter l'erreur au moment de l'estimation de la surface du coussin (cf. figure 16). Les mesures ont été prises partout où la qualité de l'affleurement permettait de bien délimiter le coussin mesuré.

4.4.2 Evaluation de la dimension des coussins

Les affleurements de la région, par suite de leur modelé glaciaire, ne présentent en général qu'une coupe en deux (2) dimensions des coussins. De plus, comme il sera présenté plus loin, les variations erratiques dans la direction des coussins au moment de leur épanchement rend toute évaluation du volume difficile sinon impossible.

S'il est difficile de mesurer directement le volume des coussins, il est cependant possible d'estimer approximativement la surface apparente au moyen de la surface de l'ellipse qui circonscrirait le coussin étudié. La surface apparente du coussin a donc été estimée par la formule suivante:

$SUR = \pi (GA) (PA)$ où SUR est la surface apparente,

GA est le grand axe

PA est le petit axe.

Cette surface apparente a été calculée pour les 364 coussins mesurés. Les résultats apparaissent dans le tableau de l'annexe 1.

4.4.3 Evaluation de la forme des coussins

La forme des coussins peut être grossièrement évaluée au moyen de l'élongation du coussin, c'est-à-dire du rapport du grand axe sur le petit axe (GA/PA). Moins le coussin sera allongé, plus le rapport sera proche de 1. (ou GA=PA).

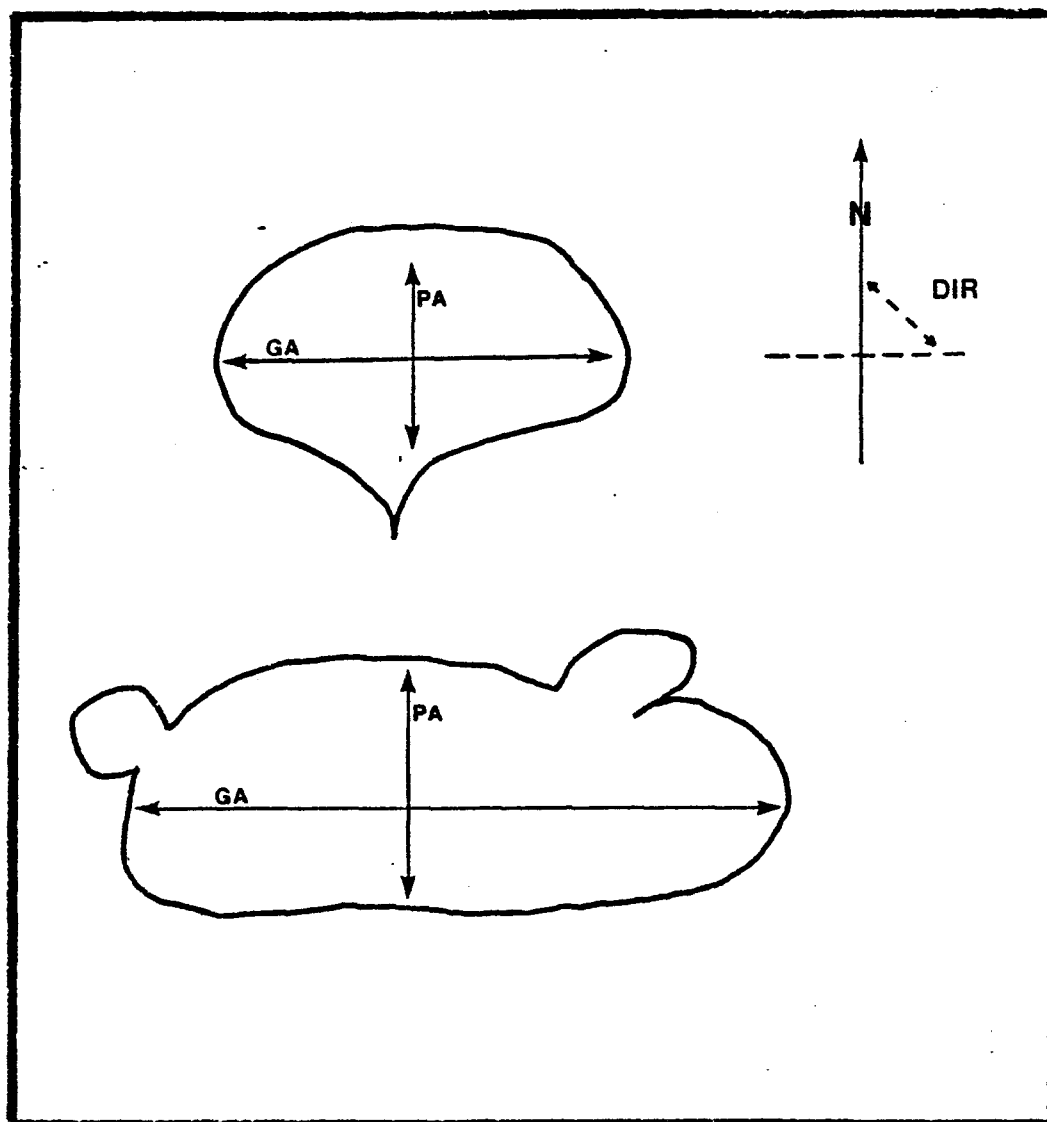


Figure 16- Mesures effectuées sur les coussins.

(GA: grand axe; PA: petit axe et DIR: direction du grand axe),

4.4.4 Relations entre la surface et la forme apparentes des coussins

Les figures 17 et 18 présentent les histogrammes des grands axes (GA), des petits axes (PA), des surfaces (S) ainsi que des élongations (E) en valeur arithmétique (en centimètres) (GAR, PAR, SR et ER) et en valeur logarithmique (GAL, PAL, SL et EL). Les courbes cumulatives des mêmes variables apparaissent sur les figures 19 et 20. Chacune de ces variables montre donc une distribution approximativement log-normale qui s'explique par la grande quantité de petites valeurs par rapport aux grandes. Les valeurs minimales, maximales, moyennes et médianes pour chacune des variables sont données dans le tableau 4.

Dans le but de savoir s'il existe une relation entre la surface apparente d'un coussin et son élongation, la population des coussins a été divisée, d'après leur taille apparente, en quatre (4) groupes égaux de 91 échantillons. Ces groupes sont définis dans le tableau 5.

Les figures 21 et 22 présentent respectivement les histogrammes des élongations pour chaque groupe (E1, E2, E3 et E4) et leur courbe de fréquence cumulative. Le tableau 6 compare les statistiques pour chaque groupe.

Comme l'indique ce tableau, les valeurs moyennes et médianes de l'élongation augmentent avec l'augmentation de la surface apparente des coussins. La valeur moyenne pour chaque groupe est toujours inférieure à sa valeur médiane; ce qui indique que certains coussins sont anormalement allongés comparativement à l'ensemble de la population. La valeur médiane pour chaque groupe de surfaces apparentes a été reportée sur la courbe de fréquence cumulative des élongations de tous les coussins (E1 de la figure 18). Les percentiles correspondant sont 27, 51, 60 et 73 respectivement pour les groupes E1, E2, E3 et E4.

On peut donc conclure qu'il existe deux (2) populations de coussins. La première population, de beaucoup la plus nombreuse, est celle des petits coussins aux formes rondes plutôt qu'ovoides. La seconde population est moins nombreuse et de forme plutôt allongée. Ces relations quantitatives entre les deux populations confirment les conclusions que nous avons tirées de la cartographie (voir les **planches 1, 2 et 3** présentées en annexe).

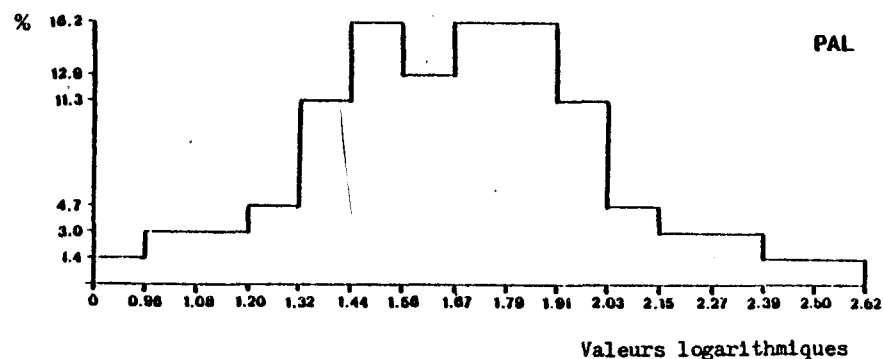
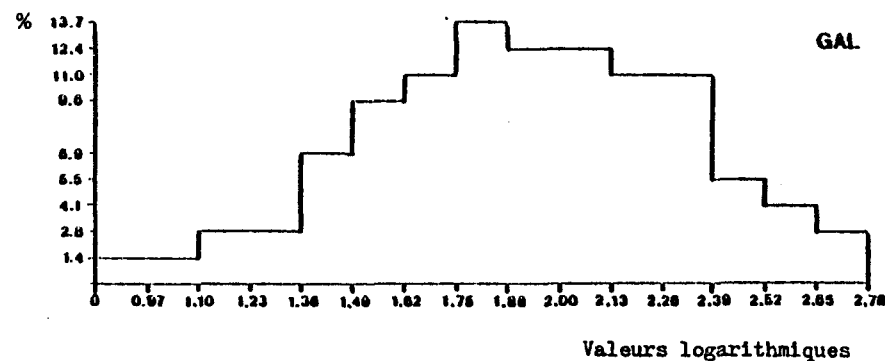
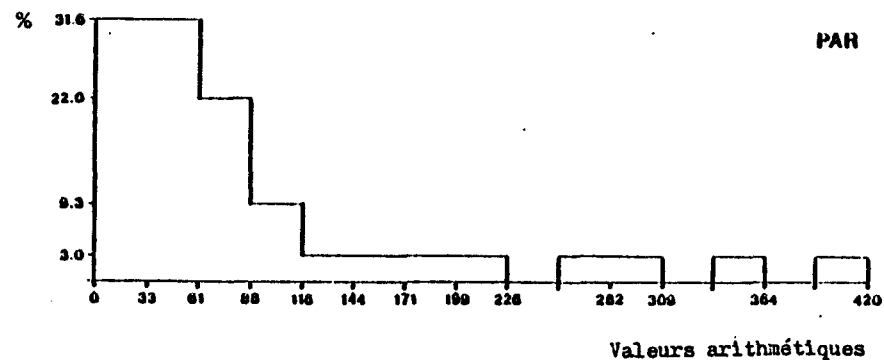
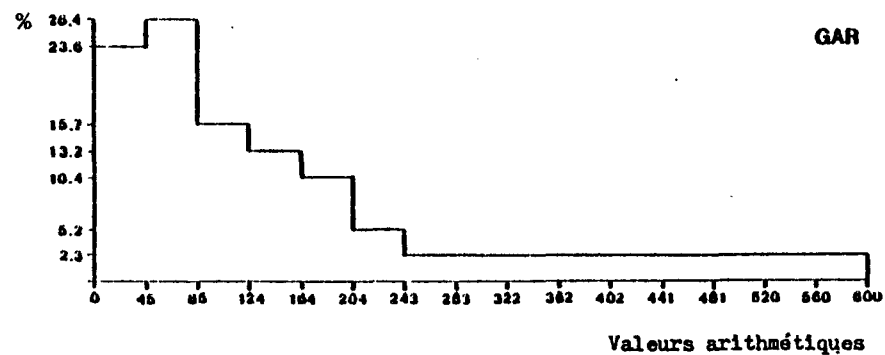


Figure 17- Histogramme de la distribution des grands axes (GA) et des petits axes (PA) des coussins mesurés en valeur réelle (R) (en centimètres) et en valeur logarithmique (L).

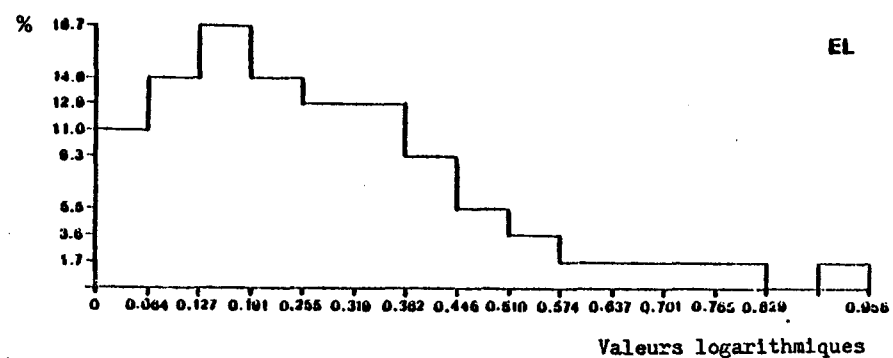
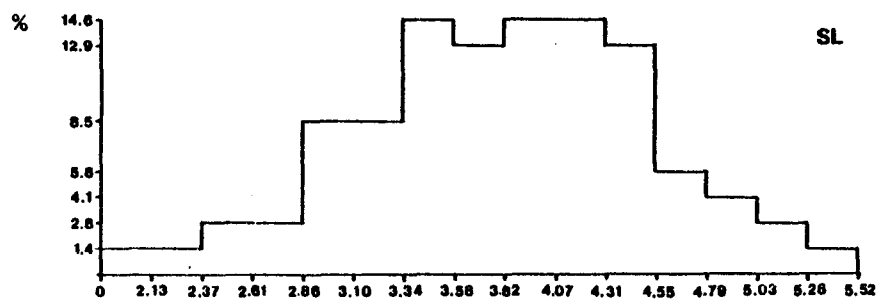
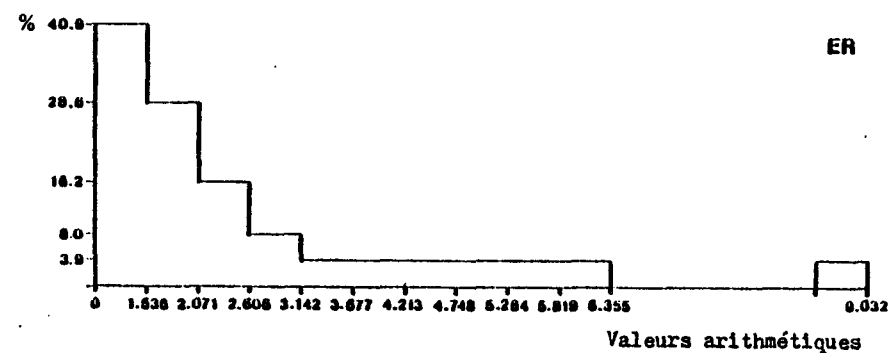
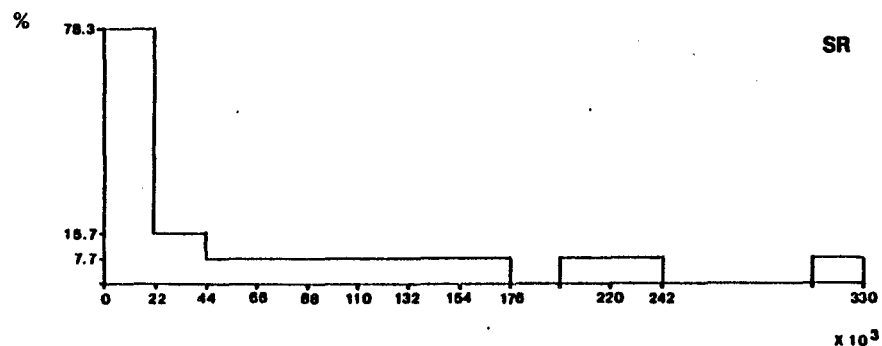


Figure 18- Histogramme de la distribution des surfaces apparentes (S) et des élongations (E) apparentes des coussins mesurés en valeur réelle (R) et en valeur logarithmique (L).

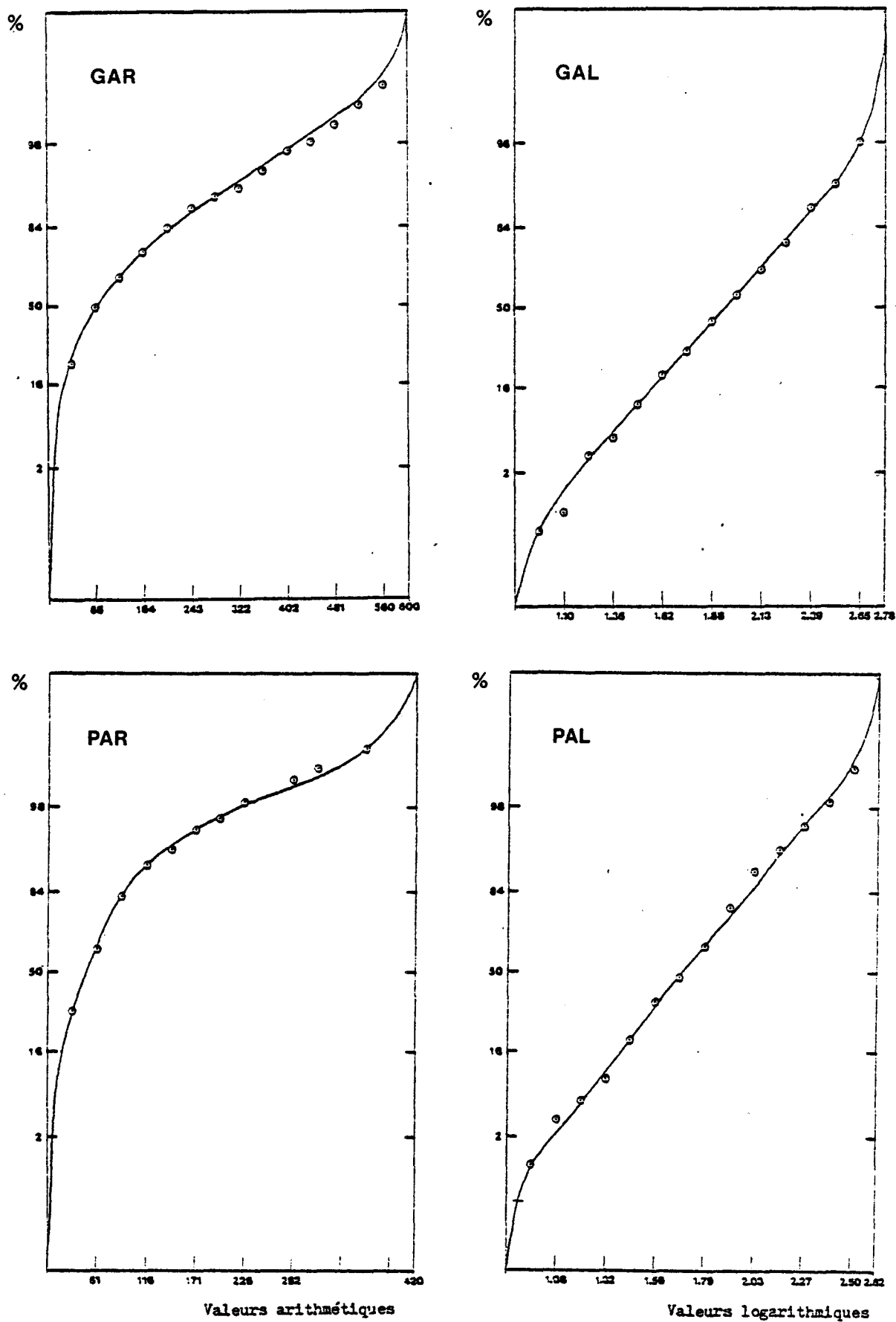


Figure 19- Courbes cumulatives des histogrammes de la distribution des grands axes et des petits axes des coussins mesurés. (Voir légende à la figure 17).

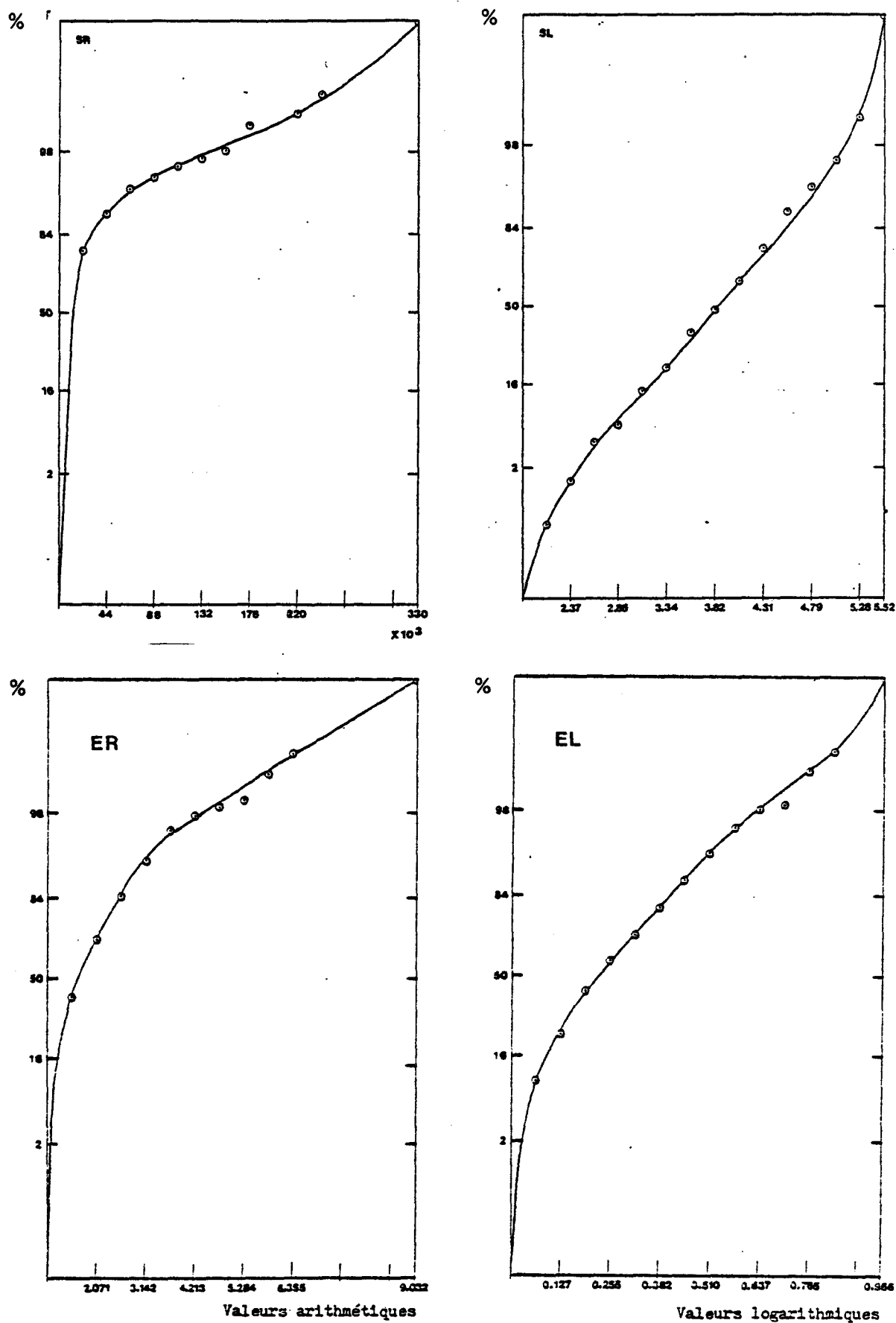


Figure 20- Courbes cumulatives des histogrammes de la distribution des surfaces apparentes et des élongations apparentes des coussins mesurés.

(Voir légende de la figure 18).

TABLEAU 5

DEFINITION DES QUATRE GROUPES DE COUSSINS DIVISES
SUIVANT LA VALEUR DE LEUR SURFACE APPARENTE

Nom du groupe	Dimension de la surface	Surface apparente (en cm ²)	
		intervalle	moyenne
1	Petite	76-2354	1191
2	Moyenne petite	2360-7079	4287
3	Moyenne grosse	7227-18406	12139
4	Grosse	18835-329587	56644

TABLEAU 6

ELONGATION DES COUSSINS
DIVISES EN QUATRE GROUPES
EN FONCTION DE LEUR SURFACE APPARENTE

Dimension de la surface	Groupe	En valeurs logarithmiques				Valeur en percentile par rapport à la population totale
		Minimum	Maximum	Moyenne	Médiane	
Petite (S1)	E1	0.000	0.456	0.152	0.135	0.27
Moyenne petite (S2)	E2	0.015	0.759	0.234	0.207	0.51
Moyenne Grosse (S3)	E3	0.006	0.759	0.275	0.261	0.60
Grosse (4)	E4	0.000	0.956	0.346	0.338	0.73

Note: E1 est l'élongation des coussins appartenant au groupe 1 des surfaces apparentes (S1), etc.

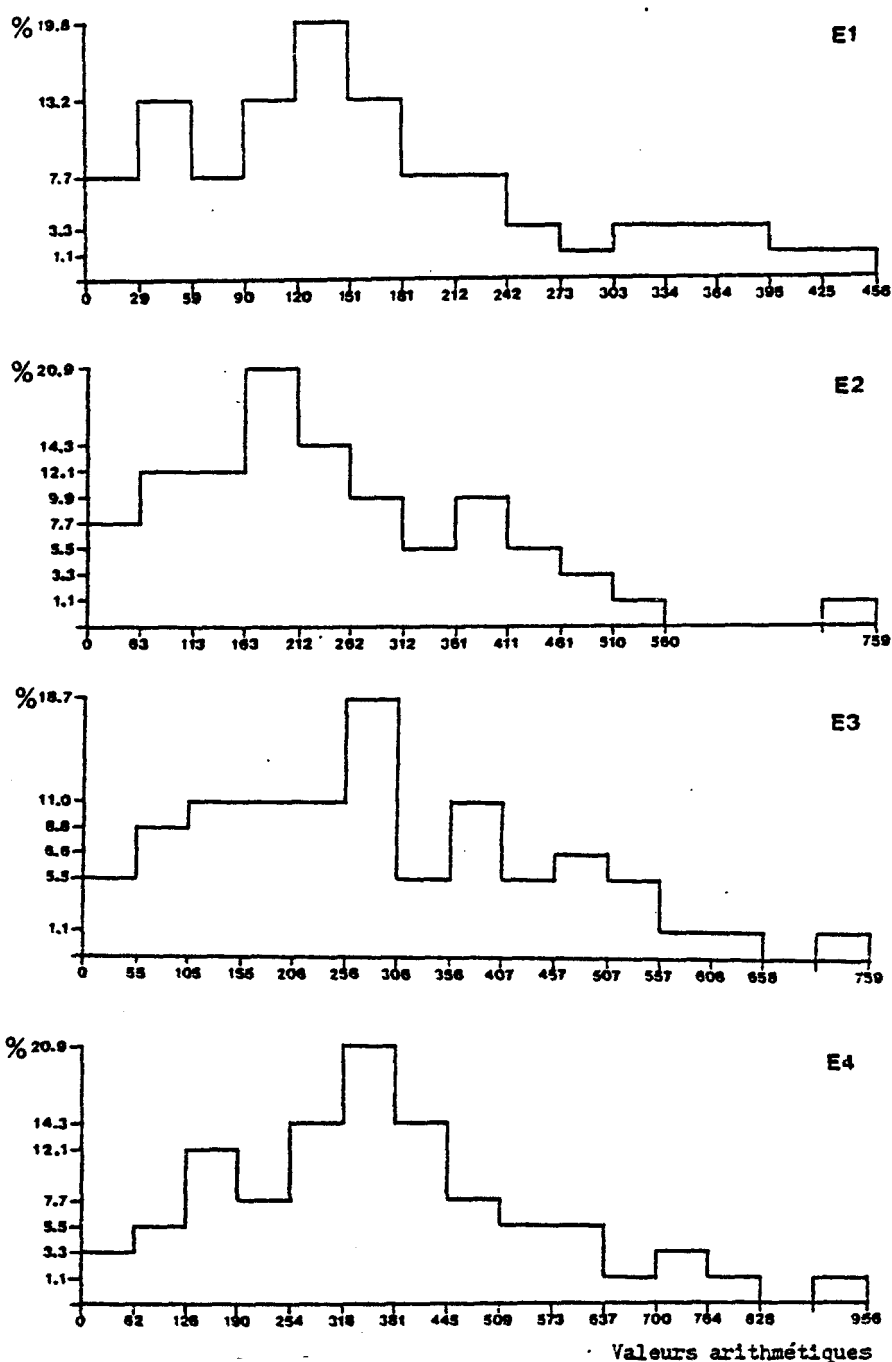


Figure 21- Histogramme des élongations de quatre groupes égaux de coussins divisés suivant la valeur de leur surface apparente.
 Remarque: Les intervalles sur l'échelle des abscisses diminuent de l'histogramme E1 à l'histogramme E4.
 (E1 est l'histogramme des élongations des coussins appartenant au groupe S1 tel que défini au tableau

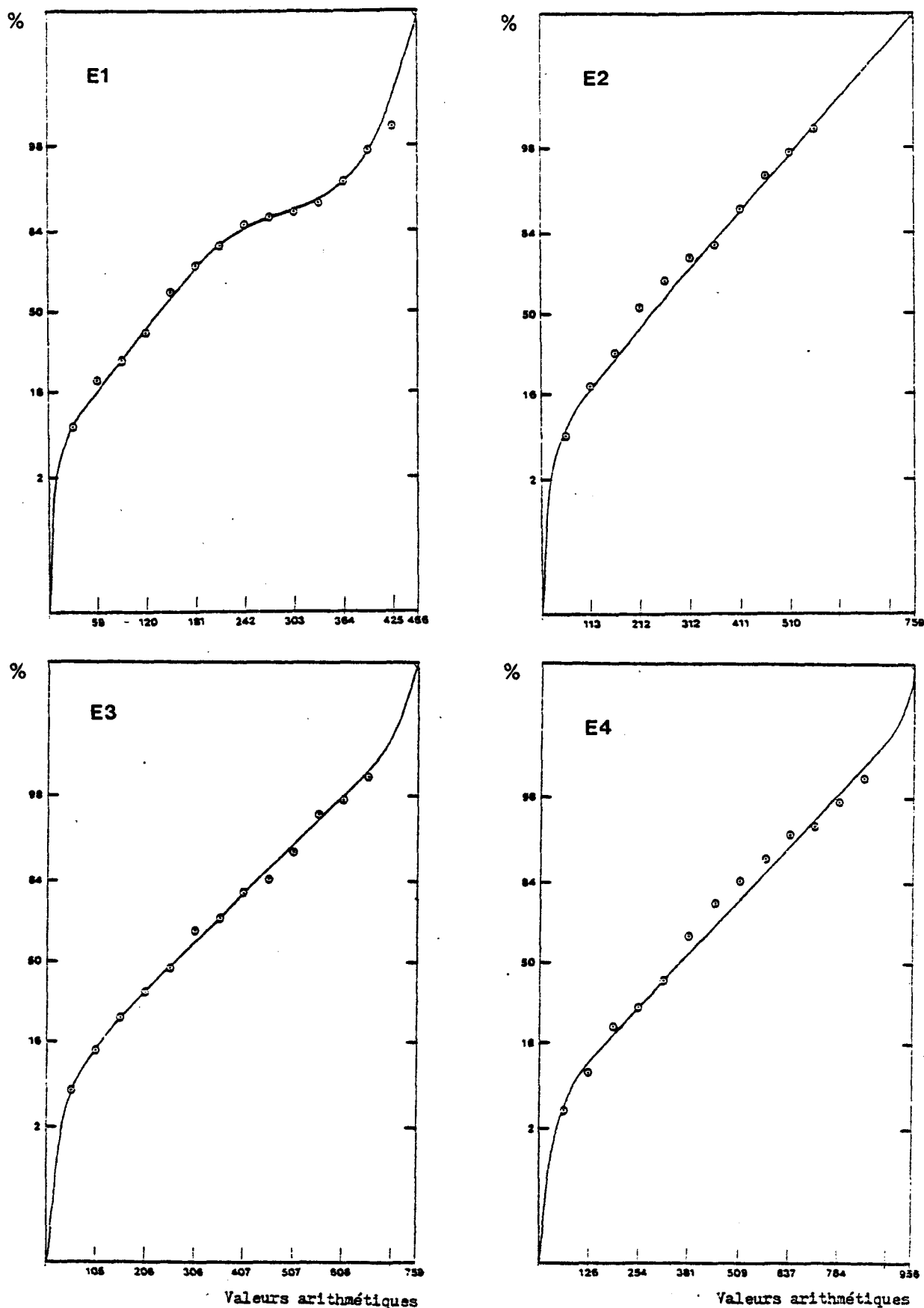


Figure 22- Courbe cumulative des histogrammes des élongations de quatre groupes égaux de coussins divisés suivant la valeur de leur surface apparente.

(Voir légende et remarque à la figure 21).

4.4.5 Etude de l'orientation des coussins

L'orientation des coussins est la direction du grand axe de ces coussins sans considération du pendage. La mesure de la direction du grand axe des coussins n'est possible que lorsque l'élongation du coussin est suffisante pour éviter toute confusion. Il faut noter que cette mesure n'a pas la précision de celles rapportées précédemment; il s'agit donc plutôt d'indications semi-quantitatives.

L'histogramme des orientations apparaît à la figure 23. La distribution est normale et la courbe est symétrique autour d'une valeur moyenne de 267 degrés. La courbe est unimodale et les irrégularités qu'elle présente sont probablement dues à un nombre insuffisant de données.

4.4.6 Etude de la distribution des chambres de quartz

Les coussins montrent ici et là des chambres de quartz, des croûtes ré-entrantes et des bourgeonnements. Les chambres de quartz n'apparaissent que dans 74 coussins sur les 364 coussins mesurés soit dans 20.32% des cas. La figure 24 présente l'histogramme des surfaces apparentes des coussins ayant une chambre de quartz. La distribution est log-normale. Les statistiques de cet histogramme sont présentées au tableau 7. Les valeurs minimales et maximales de cette courbe correspondent aux percentiles 1 et 97.5 de la courbe de fréquence cumulative de l'ensemble des surfaces (cf. SR de la figure 20). La moyenne est légèrement plus basse que celle des surfaces de tous les coussins mesurés. Il en est de même pour la médiane. Le tableau 7 donne aussi les statistiques des distributions des surfaces apparentes des coussins qui montrent des chambres de quartz et des laminations. La moyenne tombe dans le groupe 3 des surfaces apparentes mesurées.

4.4.7 Sommaire

Le tableau 8 résume ce chapitre: il présente un tableau comparatif des caractéristiques propres à chacune des deux populations identifiées. Il est basé sur les critères qualitatifs et quantitatifs établis précédemment. Il est important de préciser que les données quantitatives données ici ne

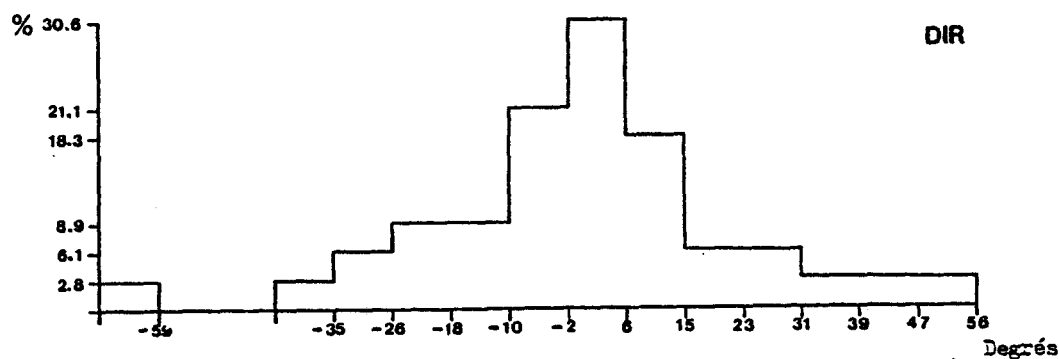


Figure 23- Histogramme des orientations des coussins (DIR).

(Les chiffres en abscisse indiquent la variation en degrés par rapport à l'orientation générale des coulées qui est de 267°).

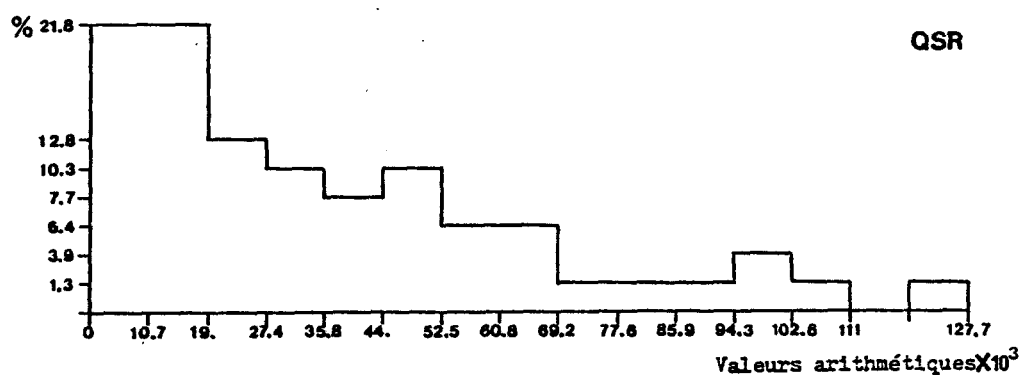


Figure 24- Histogramme des surfaces apparentes des coussins ayant une chambre de quartz (QSR).

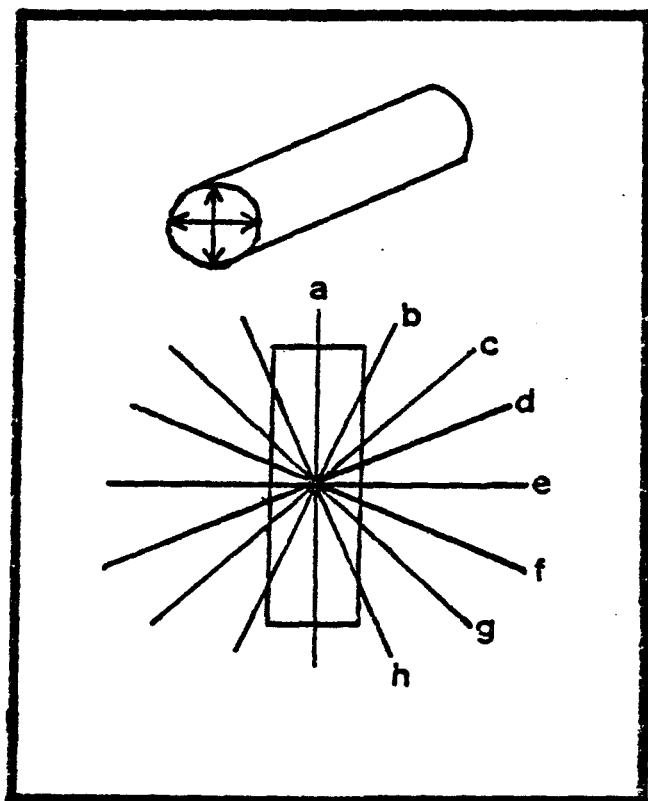


Figure 25- Coupes aléatoires au travers d'un coussin.

TABLEAU 7

Valeurs minimales, maximales, moyennes et médianes
des surfaces apparentes suivant la présence de
chambres de quartz, de laminations ou de bourgeons

Surface	Minimale	Maximale	Moyenne	Médiane	Groupe des surfaces *1
	cm ²	cm ²	cm ²	cm ²	
Ensemble des coussins	77	329,867	18,423	13,215	
Coussins à chambre de quartz	1,184	63,837	16,304	10,300	3
Coussins laminés	3,418	329,567	53,935	24,722	4
Coussins à bourgeons	2,714	94,342	26,486	11,851	3

*1 - Tel que défini au tableau 5.

TABLEAU 8

TABLEAU COMPARATIF DES CARACTERISTIQUES
DES DEUX POPULATIONS DE COUSSINS

<u>1ère population</u>	<u>2ième population</u>
<u>Critères quantitatifs:</u>	
petits coussins	gros coussins
Surface: 2382 cm ²	113.289 cm ²
Surface moyenne: 2,600 cm ²	
Forme: plutôt ronde	plutôt aplatie
élongation 1.41	élongation >1.41
% de l'ensemble de la population: = 80%	= 20%
% de la surface occupée par la population concernée: < 40%	> 60% (estimée d'après les planches).
<u>Critères qualitatifs:</u>	
pédoncule occasionnel	rare
chambres de quartz	très rares
croûtes ré-entrantes	très rares
bourgeonnement	très rare
lamination	occasionnelle
	20% des cas
	fréquentes
	fréquent
	fréquente
<u>Localisation:</u>	
Autour et dans les interstices entre les gros coussins	
<u>Transition:</u> Toutes les transitions existent entre les deux populations qui se recouvrent l'une l'autre; les petits coussins représenteraient des embryons avortés et peu évolués de gros coussins.	
<u>Interprétation:</u> dernière génération de coussins	tubes nourriciers

sont valables que pour la population étudiée. Cependant, il semble bien, d'après les études publiées ailleurs (Hargreaves et Ayres, 1979; Hargreaves, 1978; Wells et al., 1979; Dimroth et al., 1978), que la présence de deux populations de coussins de morphologie différente soit un fait assez commun.

4.5 Interprétation des résultats

Plusieurs auteurs (Arndt, 1973; Bellaiche et Cheminée, 1977) ont interprété les coussins comme des sacs fermés de lave. Par contre, les observations de la formation des coussins (Moore et al., 1972; Moore, 1975) et des coussins de la dorsale médio-atlantique (Ballard et Moore, 1977) suggèrent que la plupart des coussins sont des tubes curvilinéaires. Ballard et Moore (1977) distinguent deux morphologies de tubes, soit des tubes dont la section est plus ou moins circulaires ("elongated pillows") et des tubes aplatis ("flattened pillows"). Ballard et Moore (1977) ont également observé des excroissances (bourgeons) qui se forment sur ces tubes ("bulbous pillows").

Il nous paraît probable que les deux populations morphologiques de coussins représentent respectivement les coussins tubulaires ("elongated pillows") et aplatis ("flattened pillows") de Ballard et Moore (1977). En effet, une coupe aléatoire à travers un tube curvilinéaire, comme en montrent les affleurements de la région, sera très rarement parallèle à l'axe du tube (figure 25); en général, la majorité des coupes seront obliques par rapport à l'axe du tube. D'où, l'augmentation de l'élongation apparente des coussins avec leur taille est le résultat d'une réelle différence dans la géométrie des tubes en fonction de leur diamètre. Nous interprétons donc les gros coussins larges comme des tubes aplatis analogues aux "flattened pillows" de Ballard et Moore (1977).

Ces gros coussins montrent souvent des chambres de quartz. Moore (Ballard et Moore, 1977; Moore, 1975) considère que les chambres de quartz résultent d'un abaissement du niveau de lave dans le tube entre la croûte déjà solidifiée et le niveau de lave encore liquide dans le même tube. Le vide ainsi créé a par la suite été rempli par du quartz secondaire.

La présence de ces chambres de quartz prouve donc qu'il s'agit d'un système de tubes actifs chenalissant la lave au moment de l'écoulement.

Les petits coussins de forme plutôt arrondie, pourraient correspondre aux "elongated pillows" d'une part et aux "bulbous pillows" d'autre part. Il nous paraît fort probable que les deux soient présents. D'une part, il existe quelques petits coussins, subcirculaires, contenant une chambre de quartz: ces coussins ont certainement été des tubes actifs. D'autre part, les bourgeons attachés aux gros coussins correspondent certainement aux "bulbous pillows" de Ballard et Moore (1977) et, suivant des coupes aléatoires, certains coussins de ce groupe apparaîtront comme détachés du coussin sur lesquels ils ont bourgeonné.

Nous interprétons l'origine des coussins à la lumière des travaux de Lewis (1914), Moore et al. (1972), Moore (1975) et Ballard et Moore (1977). Les grands coussins sont interprétés comme des tubes se propageant à leur bout distal soit par une extension d'une croûte mince et ductile (Lewis, 1914), soit par l'ouverture et la croissance de fissures à la surface de cette croûte. Ces tubes se propagent sur une certaine distance jusqu'à ce que la lave soit devenue trop visqueuse en raison de son refroidissement avancé. A partir de ce moment, les bourgeons se forment par extension de la lave à partir de fissures dans la croûte du tube. Quand enfin la lave est devenue trop visqueuse pour s'écouler dans la partie distale du tube, un nouvel embranchement se forme en amont par avulsion et un nouveau tube se propage vers l'aval. Ces tubes sont aplatis par gravité quand ils sont gros; ils ont plutôt une section circulaire quand leur diamètre est petit.

Le faciès coussiné est le faciès du volcanisme sous-marin qui est le mieux connu et documenté. Dans le chapitre précédent, nous nous sommes attachés à la description des coussins; ici, nous étudierons le faciès lui-même.

5.1 Caractéristiques du faciès coussiné

Le faciès coussiné est caractérisé par un empilement de coussins dans une matrice d'hyaloclastites. La proportion de la matrice d'hyaloclastites est faible (10 à 20%). Comme nous le verrons plus loin, la forme et la dimension des coussins varient fortement sur un même affleurement comme d'un affleurement à l'autre.

Les coussins s'accumulent les uns par-dessus les autres suivant la logique de leur mode de formation. Ce sont des tubes enchevêtrés les uns dans les autres. Chaque tube pouvant donner naissance à un autre tube jusqu'au moment où la viscosité du matériel est telle que le mouvement est presque rendu impossible. C'est le cas notamment des petits coussins dont le grand axe est inférieur à 1 mètre dans la région étudiée.

Comme nous le montrerons ci-dessous, les coussins apparaissent par digitation progressive de la lave massive. D'autre part, les petits coussins et les bourgeons forment la dernière génération de coussins issus de tubes. On pourrait supposer que les coussins les plus gros (tubes nourriciers) apparaissent à proximité du faciès massif. En s'éloignant de la source, la quantité de lave active diminuant, il devrait y avoir une diminution de la dimension moyenne des coussins. Il y aura également une diminution de la dimension moyenne des coussins de la base au sommet. Comme les tubes nourriciers sont toujours entourés par des tubes plus petits et par des coussins de la dernière génération, il y aura une augmentation du classement des coussins avec l'éloignement. Au front de la coulée, les coussins devraient être

assez petits et à peu près tous de la même dimension.

Malheureusement, la région ne se prête pas très bien à une vérification de cette hypothèse en raison de la dispersion des affleurements. Nous avons tout de même déterminé la valeur moyenne de la surface des coussins mesurés en chaque point d'échantillonnage. Cette valeur a été transformée en percentile d'après la courbe de la distribution des surfaces des coussins (figure 21). Ceci exprime la taille moyenne des coussins en une localité relativement à l'ensemble de la population des coussins mesurés.

Nous avons effectivement observé en cinq localités une diminution verticale de la taille des coussins de la base de la coulée vers son sommet (cf. figures 26 et 27b). Trois localités par contre montrent soit une augmentation verticale (cf. figures 27a et 28b), soit des variations erratiques verticales de la taille des coussins (cf. figure 28). Une diminution latérale de la taille des coussins à partir du faciès massif peut être mise en évidence pour les coulées 9, 12 et 12A (figure 27) ainsi que pour les coulées 13 et 16 (figure 28). La présence de valeurs élevées s'expliquent par le fait que les percentiles ont été calculées sur la courbe ne représentant que 95% des échantillons d'une part, et que ce sont des valeurs moyennes qui y ont été reportées d'autre part. Il semble donc que cette hypothèse est plausible, les irrégularités rencontrées peuvent facilement s'expliquer par des variations locales dans les conditions de l'écoulement qui perturbent le modèle original, et par un échantillonnage incomplet. Il serait cependant nécessaire d'effectuer un plus grand nombre de mesures systématiques avant d'affirmer que le modèle est exact.

5.2 Relation entre les faciès coussiné et massif

5.2.1 Occurrence du faciès coussiné

Le faciès coussiné pratiquement absent dans la partie est de la région cartographiée est particulièrement bien développé du côté ouest.

L'association des autres faciès avec le faciès coussiné en coupe verticale, est rare. Cette particularité du faciès entraîne une amalgamation des coulées au faciès distal qui empêche de distinguer les coulées in-

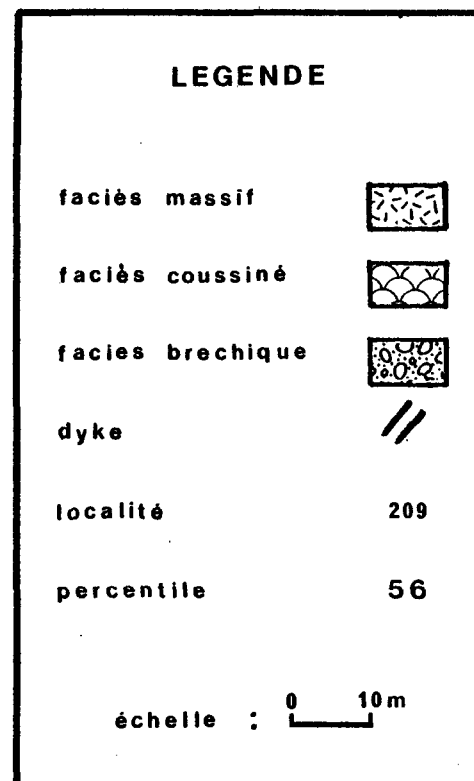
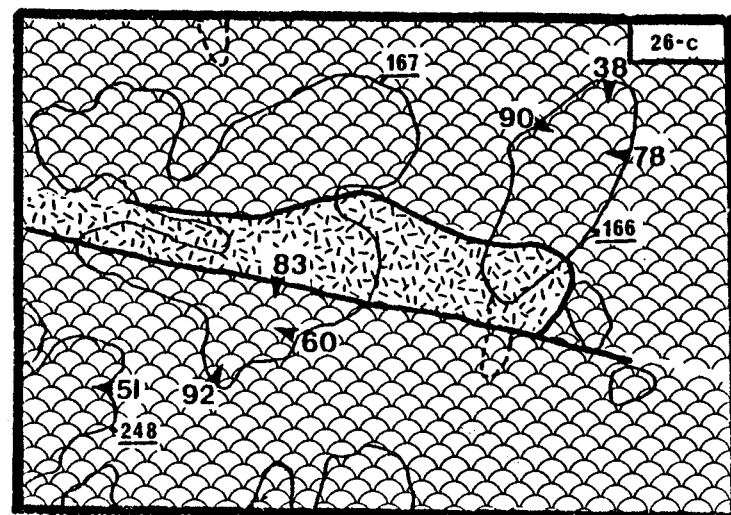
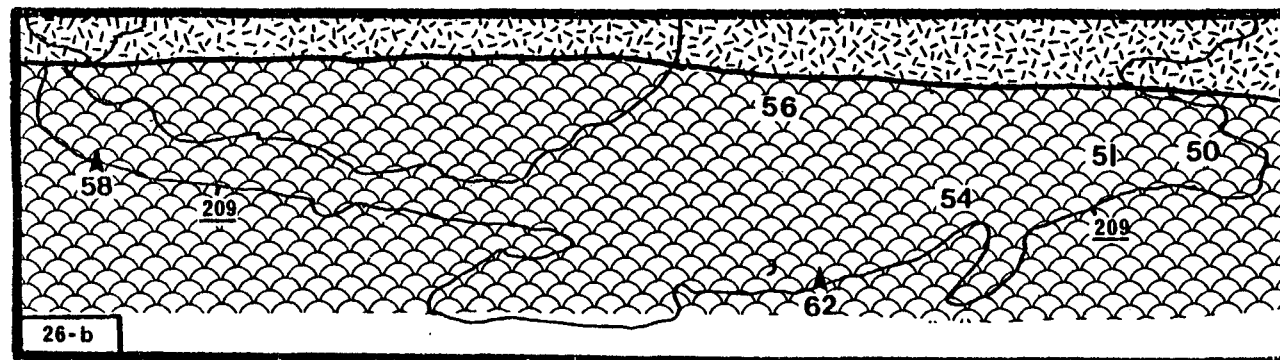
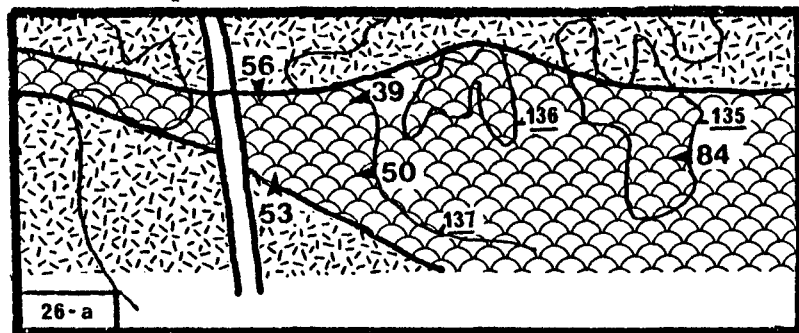
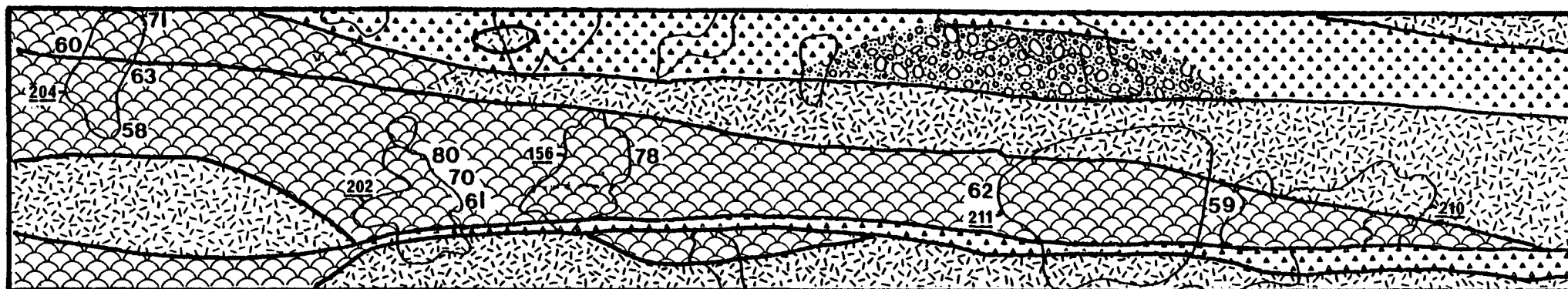
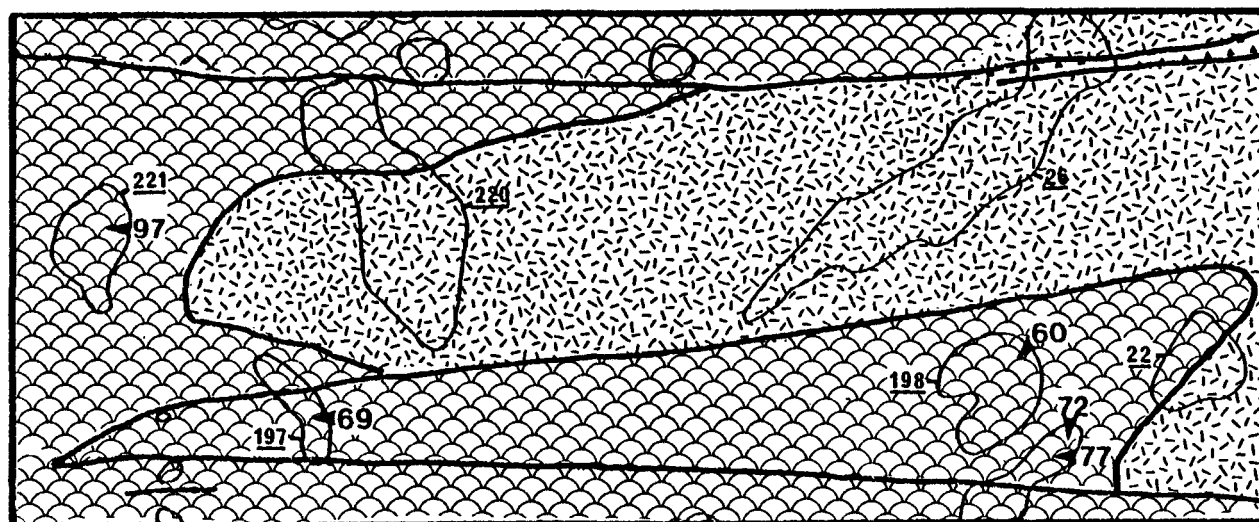


Figure 26- Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements.
(Diminution de la taille de la base vers le sommet de la coulée).



27 - a



27 - b

Figure 27- Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements.

(Diminution latérale de la taille en fonction de l'éloignement du faciès massif).

(Voir légende à la figure 26).

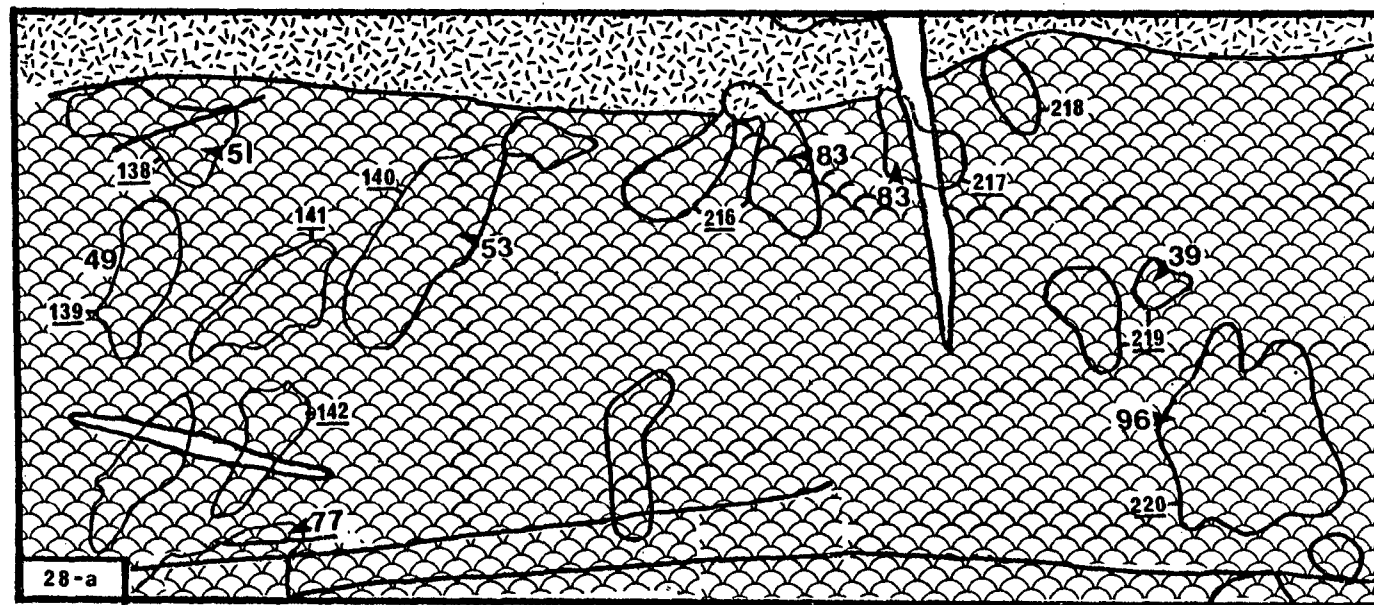
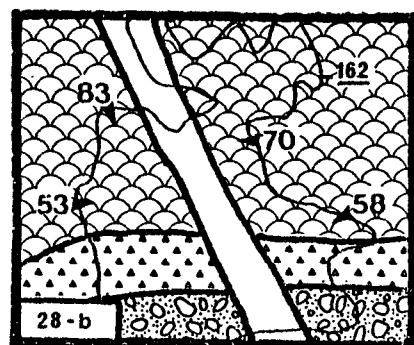


Figure 28- Valeurs en percentiles de la dimension moyenne des coussins sur différents affleurements.

(Variations latérales et verticales erratiques).

(Voir légende à la figure 26).



dividuelles en l'absence d'autres critères tels des contenus en phénocristaux ou une vésicularité contrastants (cf. Rosen-Spence, 1976, 1980; Cousineau, 1980, 1981). Très rarement, nous avons observé le faciès coussiné au-dessus du faciès massif, et le faciès bréchique au-dessus du faciès coussiné. Le cas inverse, c'est-à-dire le faciès massif recouvrant le faciès coussiné, ne se trouve qu'aux zones de transition latérale entre ces faciès (figure 31).

5.2.2 Transition verticale

Dans les rares cas où le faciès coussiné recouvre le faciès massif, toutes les transitions entre le faciès massif et le faciès coussiné existent. La figure 29 présente schématiquement cette transition graduelle. La surface de la lave massive est généralement légèrement ondulante. Le premier stade de développement du faciès coussiné, à la surface du faciès massif, est caractérisé par une exagération de ces ondulations (cas figure 29a). Cette exagération peut amener le développement de bourgeons dans un deuxième stade. Le processus de formation de ces bourgeons est probablement du même type que celui qui forme les coussins à partir de tubes nourriciers dans le faciès coussiné. Le troisième stade est le faciès distal du second où le coussin bien individualisé possède sa propre croûte de verre reposant sur celle de la lave massive (figure 29c). La différence dans la nomenclature entre les coussins dont la croûte de verre est en continuité avec celle de la lave massive et les langues de lave massive est essentiellement morphologique. Les coussins sont plutôt ovoïdes, leur grand axe est sub-parallèle à la croûte de verre de la lave massive et ils reposent sous d'autres coussins. Les langues de lave massive ressemblent à des flammes, leur grand axe est sub-perpendiculaire à la croûte de verre de la lave massive et elles pénètrent dans le faciès adjacent ou sus-jacent (cf. figure 13). Nous croyons que les mécanismes qui donnent naissance aux premiers ne sont pas les mêmes que ceux qui donnent naissance aux seconds: les coussins se forment à partir d'une lave visqueuse par étirement relativement lent d'une croûte mince alors que les langues résulteraient d'une injection rapide de lave fluide comme il sera démontré plus loin.

5.2.3 Transition latérale

Tandis que la transition de la lave massive à la lave coussinée est

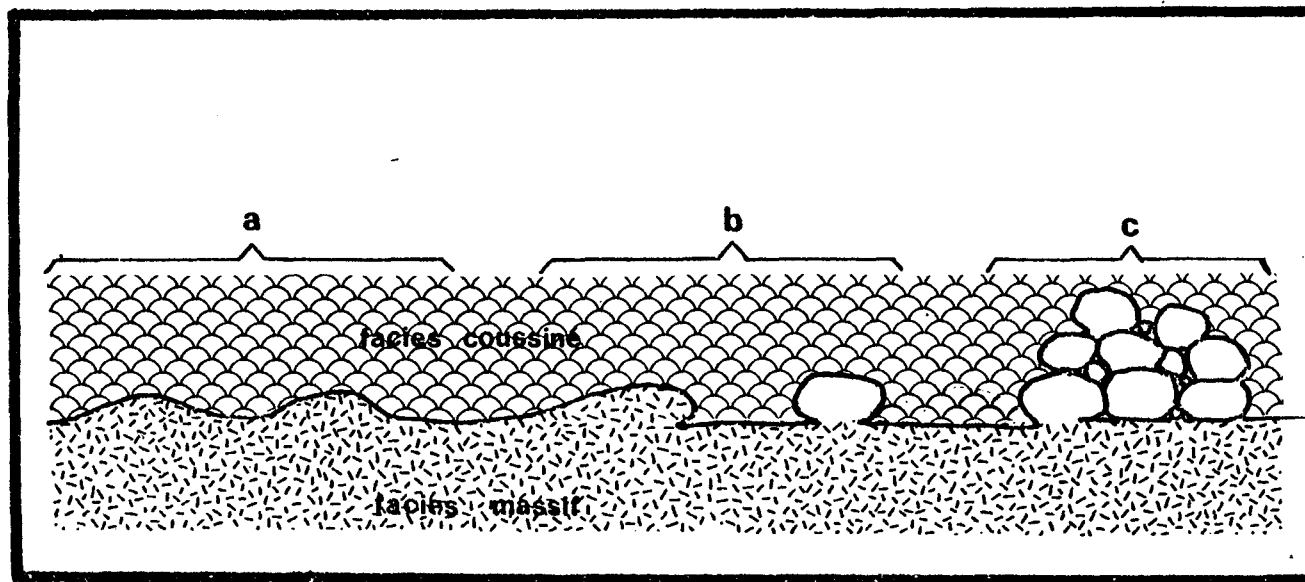


Figure 29- Transition verticale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (croquis schématique).

- a. Ondulations à la surface du faciès massif
- b. Bourgeonnement à la surface du faciès massif
- c. Coussin bien individualisé à la surface du faciès massif.

rare en coupe verticale, en direction latérale, elle est omniprésente. La figure 30 et les **planches 1** et **2** illustrent de façon claire cette transition du faciès massif au faciès coussiné. A petite échelle, cette transition se produit en moins de 2 mètres.

Les planches 2a et b localisées sur la figure 30 présentent à la base le faciès massif laminé en contact direct et graduel avec le faciès coussiné sus-jacent et adjacent. Les mêmes phénomènes de bourgeonnement et de croûtes ré-entrantes sont observables à la surface de la lave massive ainsi que des laminations. Le patron de laminations laisse présumer cependant qu'il s'agit de lobes de lave massive: en quelque sorte, de gros coussins soudés, sans croûte individuelle.

Les mêmes relations peuvent être observées sur la figure 31 où les relations entre les deux faciès ont été schématiquement représentées d'après la localité 7.171.

A grande échelle (centaine de mètres), deux cas extrêmes peuvent être distingués:

- transition abrupte
- transition graduelle

Dans le premier cas, le faciès massif est continu et bute sur le faciès coussiné sans réapparaître plus loin (cf. figure 32a) (exemple de la coulée 16). Dans le second cas, le faciès massif est discontinu: des lentilles de lave massive sont isolées les unes des autres et recouvertes par le faciès coussiné (cf. figure 32b) (exemple de la coulée 9).

5.3 Interprétation

Le faciès coussiné est le faciès de bordure du faciès massif comme l'indiquent les relations de terrain. En terrain relativement plat, le faciès massif s'étale en forme de crêpe, et le faciès coussiné occupe le pourtour de cette crêpe. En terrain vallonné, la lave est canalisée dans les creux topographiques et, en conséquence, le faciès coussiné peut apparaître très près de la source. Dans ce dernier cas, cependant, la proportion du faciès coussiné, relativement à celle du faciès massif, sera moindre qu'au faciès distal. Evidemment, ces relations ne sont bonnes qu'en autant que

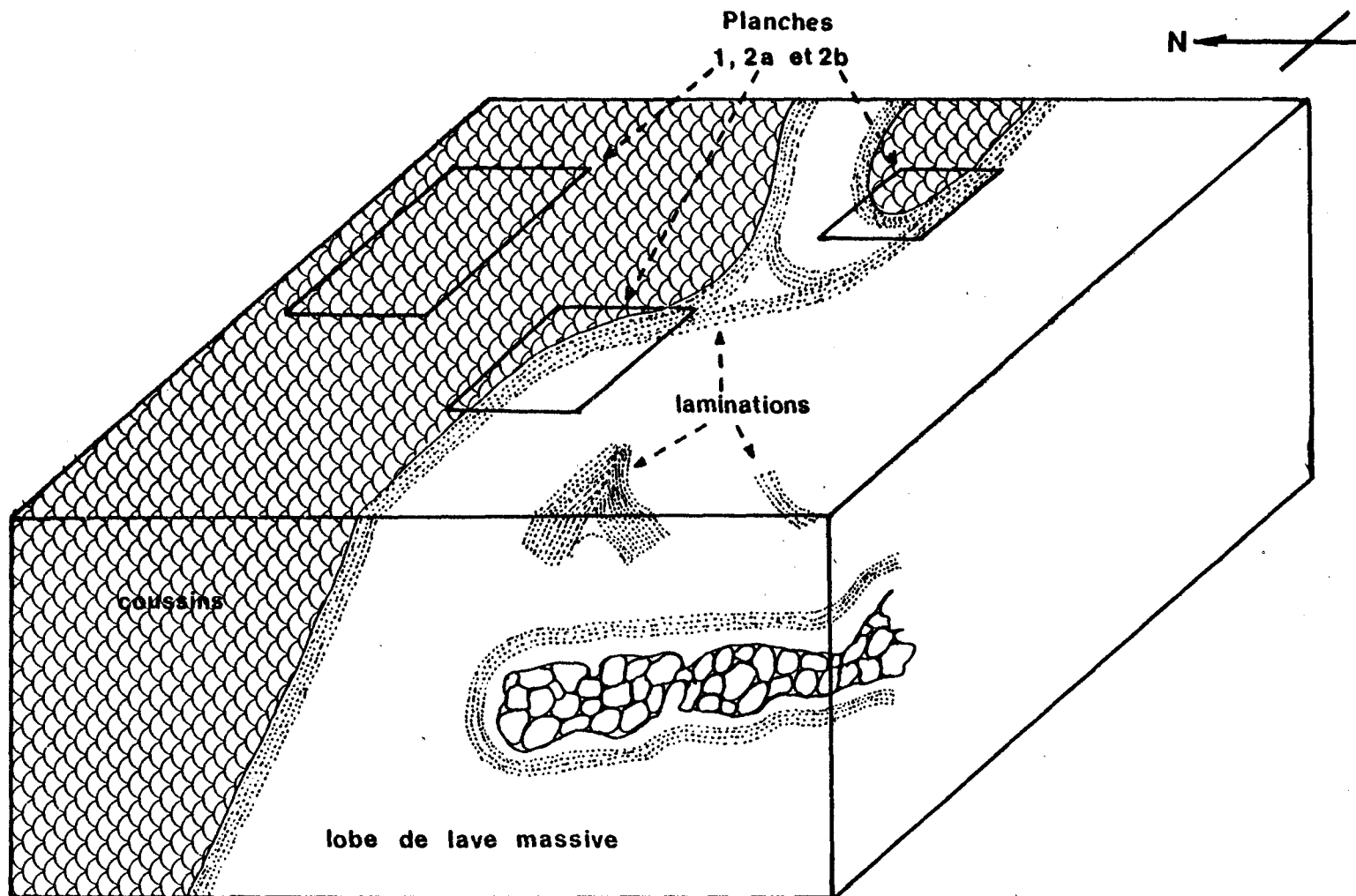


Figure 30- Transition latérale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (localités 12,220 et 12,221).

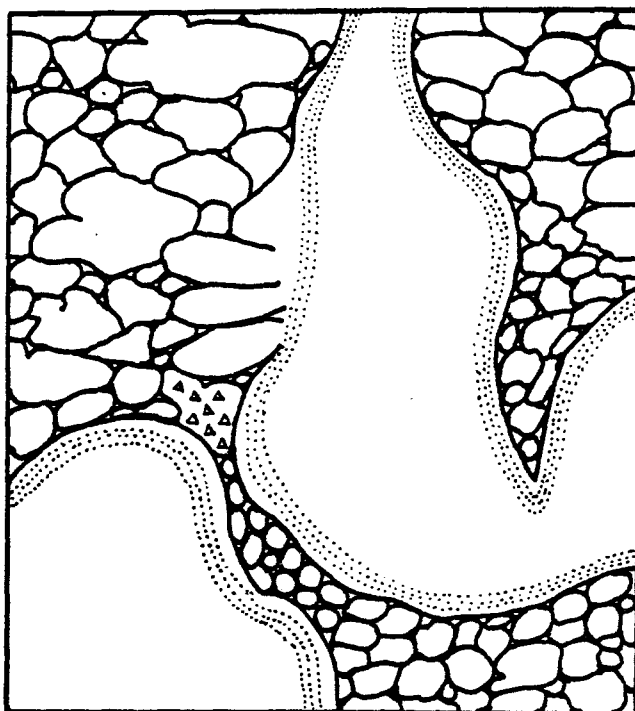


Figure 31- Transition latérale du faciès massif au faciès coussiné à petite échelle (localité 6-171).
(Détail de la figure 42).

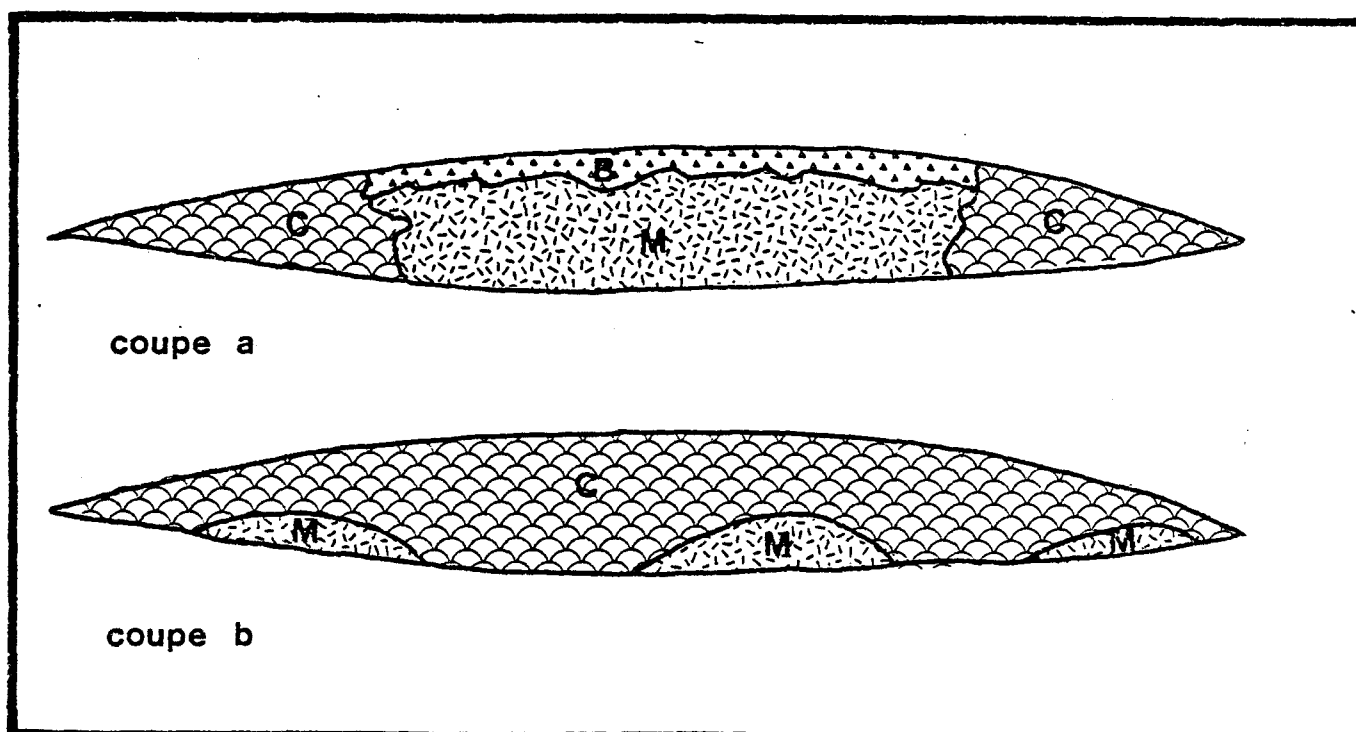


Figure 32- Transition latérale et verticale du faciès massif au faciès coussiné à grande échelle (croquis schématique)
8
a. coupe A: transition abrupte (exemple de la coulée 16)
b. coupe B: transition graduelle (exemple de la coulée 9)

l'éruption fournisse assez de matériel et avec un débit assez grand pour que le faciès massif puisse se constituer. Si l'éruption fournit peu de matériel et avec un faible débit, il en résultera un monticule constitué uniquement de coussins et reposant très près de la fissure nourricière (cas de la dorsale médio-atlantique). Ces relations seront présentées en détail plus loin.

A grande échelle, les deux types de transition (abrupte et graduelle) observées pourraient s'expliquer par l'orientation de la coupe par rapport à la direction principale de l'écoulement.

La figure 33 représente schématiquement l'évolution d'une coulée qui est chenalisée par les irrégularités topographiques. Dans le premier cas, (figure 32a), la coupe tendrait à être perpendiculaire au sens de l'écoulement et montrerait le faciès de levée constitué par le faciès coussiné. Dans le second cas, la coupe (figure 32b) tendrait à se paralléliser avec la direction de l'écoulement et en bordure du lieu principal de circulation (figure 32a). Il s'agirait d'une coupe au travers du faciès de levée. La même coupe apparaîtrait aussi au front de la coulée (figure 33b). Nous reviendrons sur ces remarques dans le modèle de l'évolution d'une coulée.

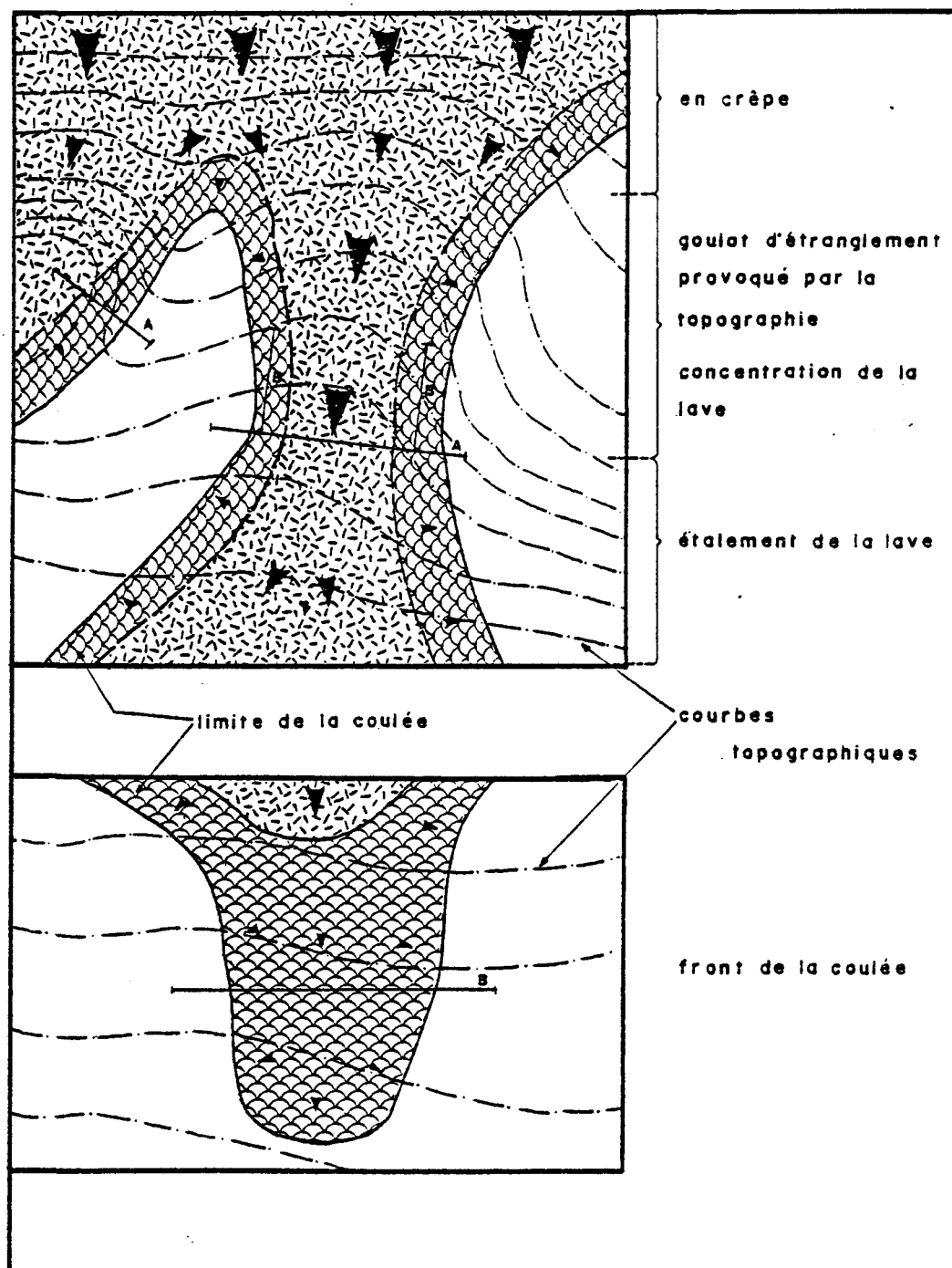


Figure 33- Evolution d'une coulée chenalisée par les irrégularités de la topographie. (Croquis schématique).

6.

LE FACIES BRECHIQUE

Les brèches d'origine volcanique sont de deux types principaux: les brèches extrusives et les brèches intrusives. Le premier type domine, et de beaucoup, sur le second.

6.1 Brèche d'origine extrusive: (Brèche de sommet de coulée)

Les brèches extrusives sont essentiellement les brèches qui apparaissent au sommet des coulées. Elles peuvent être sub-divisées en deux sous-faciès:

- les brèches de fragments
- les brèches de coussins isolés

6.1.1 Brèche de fragments

La brèche de fragments est constituée de fragments anguleux de basalte aphanitique dans une matrice hyaloclastique. La proportion des fragments varie de 60 à 80% de la masse totale de la roche.

Description des fragments

Les fragments anguleux sont généralement de texture aphanitique, quelquefois microgabbroïque. Il arrive qu'une croûte de verre soit présente sur une des faces du fragment; dans ce cas le côté qui porte la croûte de verre est légèrement arrondi. Quelques fragments montrent des laminations.

D'après des estimations effectuées à l'oeil, la dimension moyenne des fragments se situerait aux alentours de 3 centimètres. La figure 34 présente l'histogramme de la distribution des grands axes avant coupure (FGA) et après coupure (FGAC), alors que la figure 35 présente celui des petits axes avant et après coupure (FPA et FPAC respectivement). La coupure a éliminé un échan-

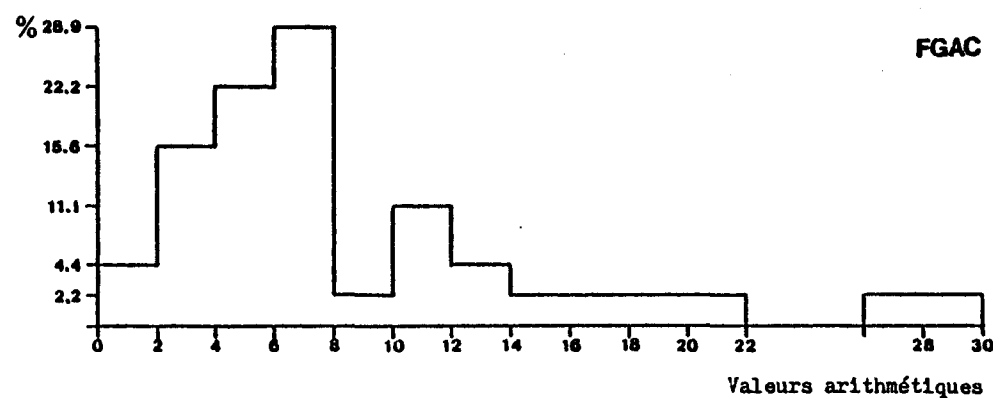
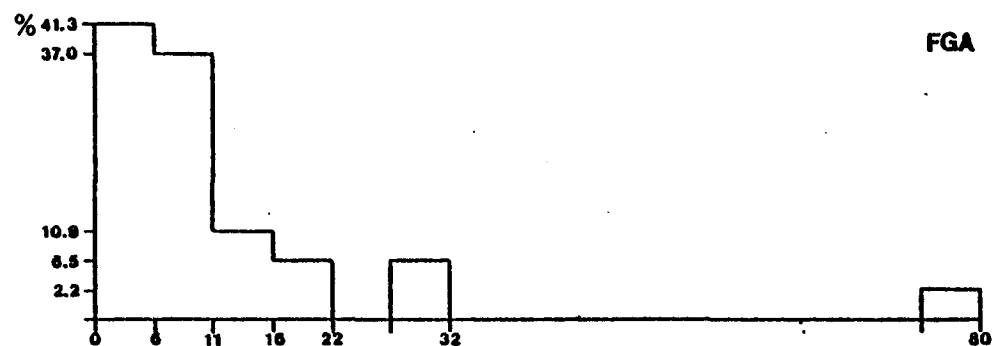


Figure 34- Histogrammes de la distribution des grands axes des fragments les plus gros de la brèche de fragments.

(FGA: histogramme des grands axes de tous les fragments mesurés;

FGAC: histogramme des grands axes des fragments après coupure).

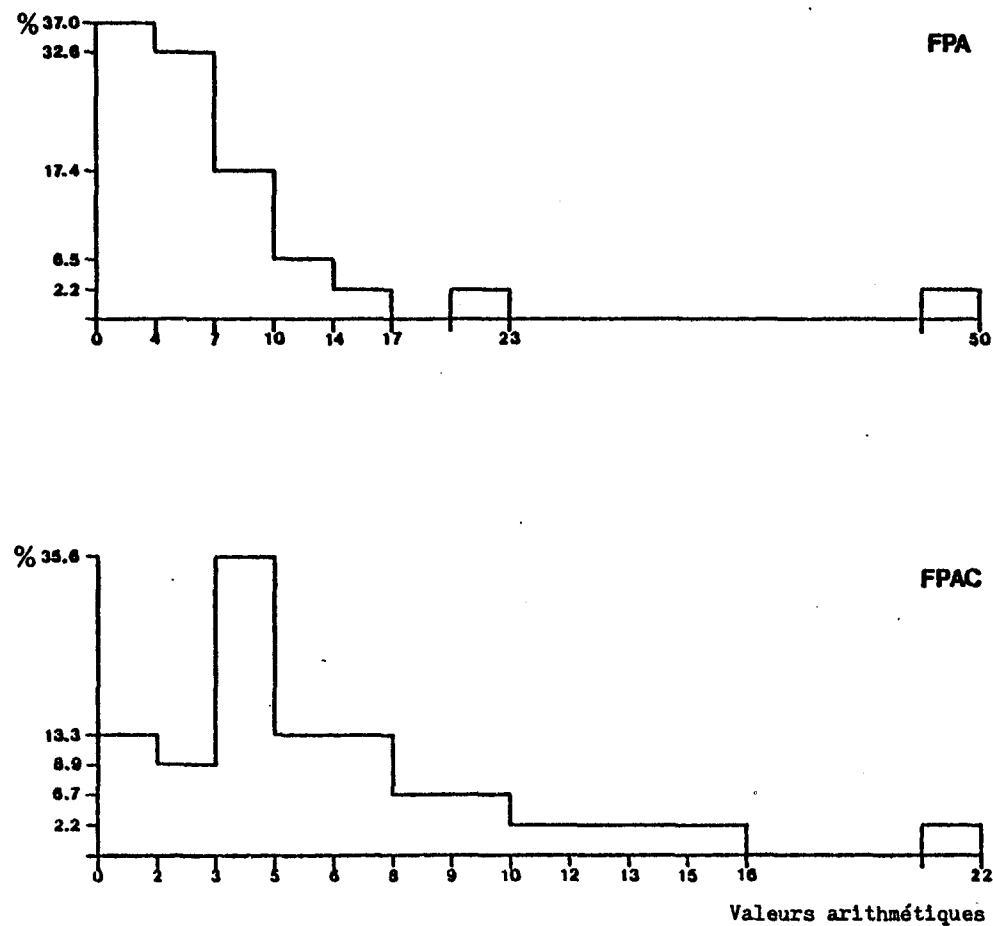


Figure 35- Histogrammes de la distribution des petits axes des fragments les plus gros de la brèche de fragments.

(FPA: histogramme des petits axes de tous les fragments mesurés;

FPAC: histogramme des petits axes des fragments après coupure).

tillon nettement plus gros que les autres fragments. Les mesures ont été prises sur les fragments les plus gros mesurés dans quelques brèches. Le tableau 9 donne les statistiques de ces distributions.

L'élongation moyenne des fragments est de 1.43. Les blocs sont donc plutôt rectangulaires que carrés ou plats. Il n'existe pas d'orientation préférentielle des fragments. Quelques-uns montrent des sections polygonales à 5 ou 6 côtés qui ressemblent à celle des colonnades radiales observées dans certains coussins.

En certaines localités, les fragments les plus gros apparaissent à la base et les plus petits au sommet de la brèche. Ce granoclassement grossier est visible surtout dans les brèches d'épaisseur moyenne et faible soit en deçà de 5 mètres. Dans les brèches plus épaisses, il arrive que ce tri des blocs se répète deux fois (localité 4.177) mais généralement, l'organisation des blocs y est plutôt anarchique. Il y a augmentation de la proportion et de la dimension des fragments vers la base de la coulée.

L'hyaloclastite est une roche constituée de globules et de granules de verre dévitrifié (Carlisle, 1963; Dimroth, 1977). Les globules sont des corps sphériques à amiboïdaux dont les contours sont arrondis. Ces globules et ces granules sont toujours recoupés par un réseau dense de fractures de contraction thermique. Toutes les transitions entre les globules et les "minicoussins" de quelques centimètres de diamètre existent. Les granules sont des échardes de verre anguleux et tranchant produites par la désagrégation des globules.

Dans la région étudiée, elle apparaît comme matrice dans le faciès coussiné entre les croûtes des coussins et dans les points triples ainsi que dans le faciès bréchique entre les fragments de coussins et entre les coussinets isolés. Dans le faciès bréchique, la proportion de matériel hyaloclastique est très variable.

Relations avec les autres faciès

La brèche de fragments apparaît de façon systématique au sommet des coulées. Elle repose généralement sur le faciès massif par passage graduel à la brèche de coussins isolés, ou bien elle est en contact abrupt avec le

TABLEAU 9

STATISTIQUES DE LA DISTRIBUTION DES AXES
DES FRAGMENTS DES BRECHES DE FRAGMENTS

Coupure	Grand axe des fragments			Petit axe des fragments	
	avant	après		avant	après
Nombre de mesures	46	45		46	45
Minimum	2 cm	2 cm		2 cm	2 cm
Maximum	80 cm	30 cm		50 cm	22 cm
Moyenne	10.35 cm	8.8 cm		7.2 cm	6.24 cm
Médiane	7 cm	7 cm		4.5 cm	4 cm

TABLEAU 10

STATISTIQUES DE LA DISTRIBUTION
DES GRANDS ET PETITS AXES DES COUSSINETS
DES BRECHES DE COUSSINETS ISOLÉS

Coupure	Grand axe des coussinets			Petit axe des coussinets	
	avant	après		avant	après
Nombre de mesures	61	59		61	59
Minimum (cm)	3 cm	3 cm		2 cm	2 cm
Maximum (cm)	124 cm	90 cm		85 cm	60 cm
Moyenne (cm)	23.11 cm	19.76 cm		13.8 cm	11.81 cm
Médiane (cm)	16 cm	16 cm		11.5 cm	10 cm

faciès massif. Occasionnellement, la brèche de fragments s'est mise en place au-dessus du faciès coussiné. Le sommet de la brèche est en général régulier alors que la base, en contact souvent graduel avec le faciès sous-jacent, est très irrégulier. Les variations latérales d'épaisseur sont très importantes. Le passage graduel de la brèche de fragments à la brèche de coussins isolés sera décrit à la section suivante. Quand la brèche de fragments repose directement sur le faciès massif, toutes les transitions entre deux cas extrêmes peuvent se présenter. Dans le premier cas, il y a bréchification "in situ" du sommet de la lave massive. De la lave massive vers le faciès bréchique, il y a un passage graduel de brèche autochtone à brèche allochtone sur une distance qui varie de 10 à 30 centimètres suivant la dimension des fragments. Dans le cas de bréchification "in situ" comme dans celui de la brèche allochtone, c'est la matrice hyaloclastique qui remplit les interstices entre les fragments. Cette transition graduelle du faciès massif au faciès de la brèche de fragments est bien développée aux localités 5.174 et 5.250.

Dans le cas général, par contre, la transition est brutale: des fragments allochtones reposent directement sur la croûte de verre ou bien sur la zone basaltique du faciès massif. La transition graduelle du faciès coussiné au faciès brèche de fragments n'a pas été observée. Dans tous les cas, des fragments allochtones reposent directement sur la croûte de verre des coussins.

6.1.2 Brèche de coussinets isolés

La brèche de coussins isolés est caractérisée par la présence de coussinets isolés dans une matrice identique à la brèche de fragments. La proportion des coussinets varie beaucoup: de 20 à 80% de la roche totale.

Description des coussinets

Une croûte de verre borde le pourtour des coussinets. La roche est aphanitique. Les vésicules y sont rares. Les coussinets des brèches des coussins isolés diffèrent nettement des coussins du faciès coussiné par la dimension, la forme, l'orientation et même le "type d'accumulation" (packing).

Généralement de forme amiboïdale ou tentaculaire, ils sont quelquefois ronds ou ovoïdes (cf. figure 36a). Occasionnellement, ils sont très allongés et, dans ce dernier cas, ils présentent tous à peu près la même orientation, généralement oblique par rapport au sommet de la lave massive. Cette orientation préférentielle des coussinets (cf. figure 36b) définit les plans d'imbrications décrits par Côté et Dimroth (1976). L'orientation préférentielle des coussinets très allongés indique que s'ils sont indépendants les uns des autres du point de vue de la forme, il n'en résulte pas moins d'un même processus qui détermine leur orientation.

Des mesures des grands et des petits axes de ces coussins ont été prises. Les figures 37 et 38 donnent les histogrammes du grand axe (CGA), du petit axe (CPA) avant coupure et ceux après coupure (CGAC et CPAC). La coupure a éliminé un échantillon anormalement gros. Le tableau 10 donne les statistiques de ces distributions. On voit que les fragments de la brèche de fragments peuvent aussi bien provenir des coussinets isolés que des coussins normaux ou du sommet du faciès massif.

L'élongation moyenne des coussinets isolés est légèrement inférieure à celle des coussins de la dernière génération (1.41) mais très proche de celle de tous les coussins, soit 1.8572 et 1.7844.

Caractéristiques du sous-faciès

La proportion des coussinets par rapport à l'ensemble de la roche varie de 0 à 80%. Il arrive quelquefois que les fragments soient presque complètement absents de la matrice mais, en général, ils occupent un volume à peu près inversement proportionnel à celui des coussinets; la proportion de la matrice hyaloclastite demeure inférieure à 20%.

Les coussins les plus gros se sont développés à la base du faciès à proximité du contact avec le faciès sous-jacent qui est de façon systématique le faciès massif de la même coulée. Ils diminuent en dimension et en proportion du bas vers le haut. Le passage de la brèche de coussinets isolés à la brèche de fragments s'effectue donc de façon graduelle et la limite entre les deux a été arbitrairement fixée à une proportion de 60% de coussinets.

Dans certains cas, les coussinets sont reliés les uns aux autres

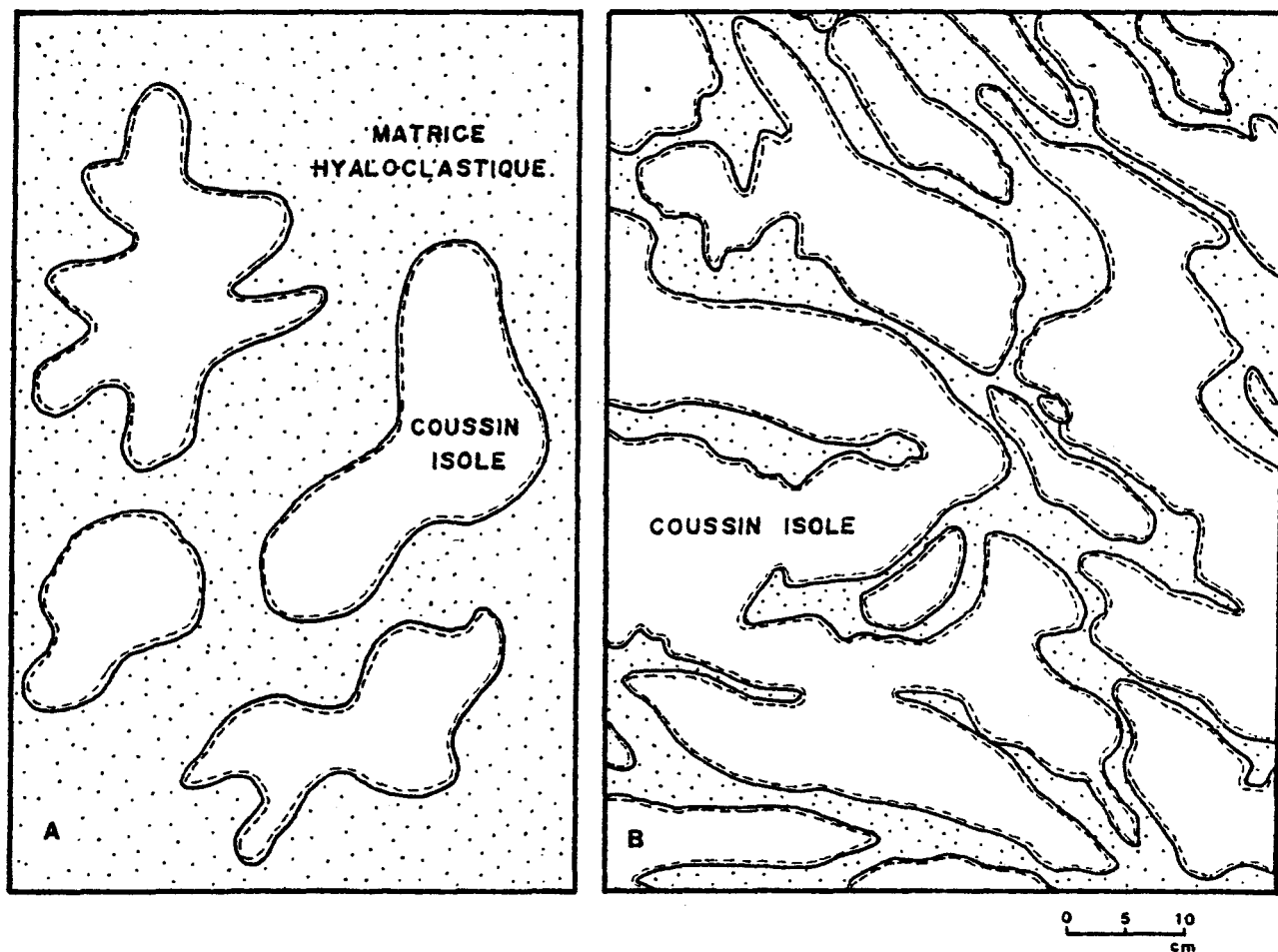


Figure 36- Exemples des formes de coussinets des brèches de coussinets isolés.

a. Amyboidaux et tentaculaires

b. Orientés (dessins d'après photos).

(Dessins d'après photos).

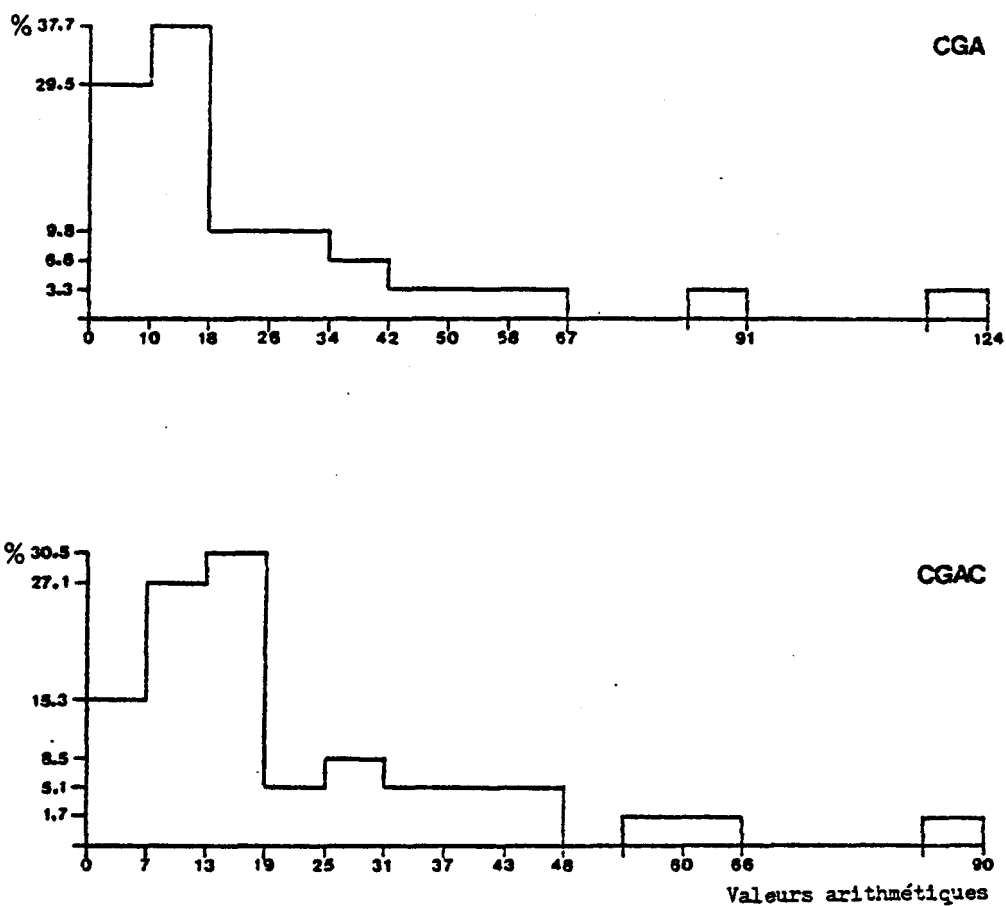


Figure 37- Histogramme de la distribution des grands axes des coussinets mesurés dans la brèche de coussinets isolés.
 (CGA: histogramme des grands axes de tous les coussinets mesurés;
 CGAC: histogramme des grands axes des coussinets après coupure).

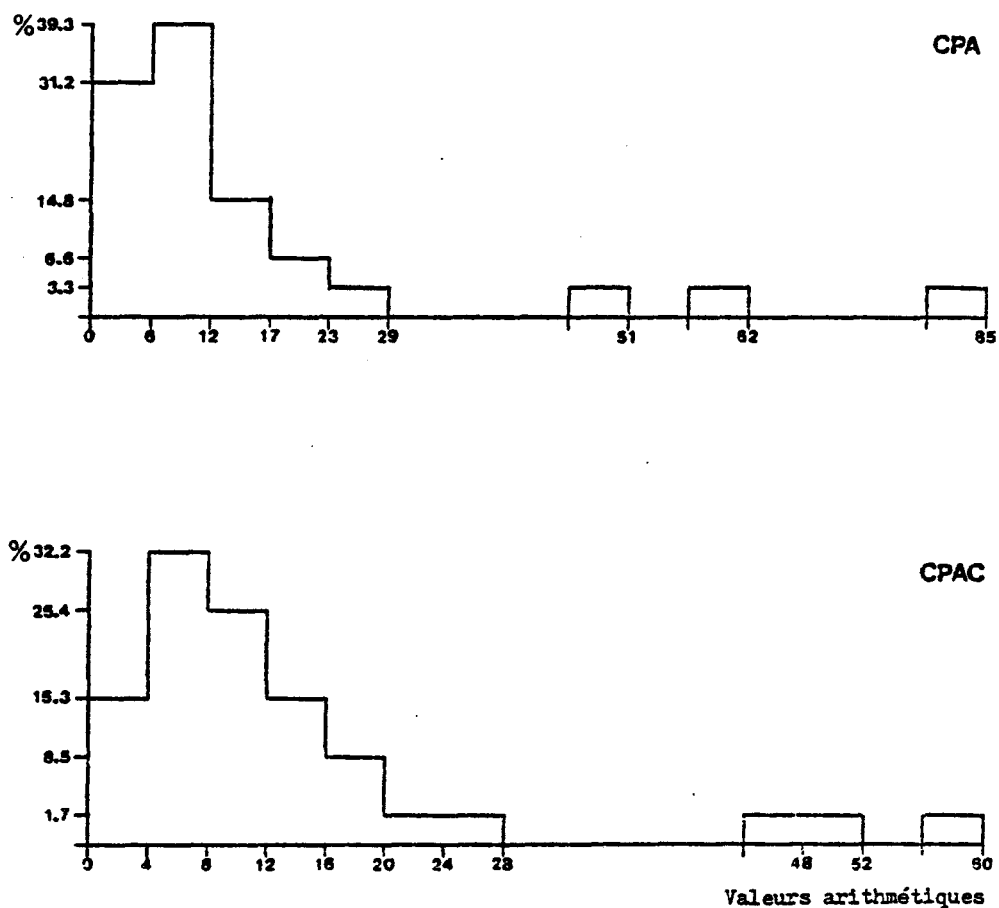


Figure 38- Histogrammes de la distribution des petits axes des coussinets mesurés dans la brèche de coussinets isolés.
 (CPA: histogramme des petits axes de tous les coussinets mesurés;
 CGAC: histogramme des grands axes des coussinets après coupure).

comme le démontrent quelques affleurements en trois (3) dimensions. Mais ils sont souvent véritablement isolés.

Relations avec les autres faciès

La mauvaise qualité des affleurements du faciès bréchique ne permet pas toujours de distinguer les deux sous-faciès des brèches de coulée. Cependant, quand la distinction a pu être faite, la brèche de coussinets isolés, quand elle est présente, apparaît généralement au-dessus du faciès massif et en-dessous de la brèche de fragments si cette dernière existe. Les exceptions à cette règle sont rares dans la région concernée. La transition en brèche de fragments s'effectue vers le sommet par diminution progressive de la dimension et de la proportion des coussinets.

Ici aussi, toutes les variantes possibles entre une transition brutale et une transition graduelle ont été observées. Dans le cas d'une transition graduelle, la surface supérieure du faciès massif montre des flammes ou des langues qui pénètrent plus ou moins profondément dans la brèche de fragment qui la surmonte (cf. figure 39). L'orientation générale des flammes ou des langues est sub-parallèle à celle des coussinets isolés qui sont allongés et orientés. Plus la langue du faciès massif est importante en dimension, plus elle pénètre profondément dans la brèche de fragments, plus les coussinets isolés adjacents sont gros et orientés (figure 36b). Certains affleurements en trois dimensions montrent une continuité de la croûte de verre de la langue du faciès massif à des coussinets qui apparaissent isolés en deux dimensions. La figure 40 présente ces relations dans diverses coulées.

La transition qualifiée de brutale est celle où la brèche de coussinets isolés repose sur la surface relativement plane du faciès massif. Dans ce dernier cas, il est rare d'observer des coussinets fortement allongés et orientés. Ils sont plutôt de forme quelconque et sans orientation particulière.

La transition du faciès bréchique au faciès coussiné est rare. Les affleurements où cette transition existe étaient de mauvaise qualité. Cependant, en aucune localité, la transition graduelle décrite dans la relation avec le faciès massif n'a été observée: aucun coussin ne montre une flamme

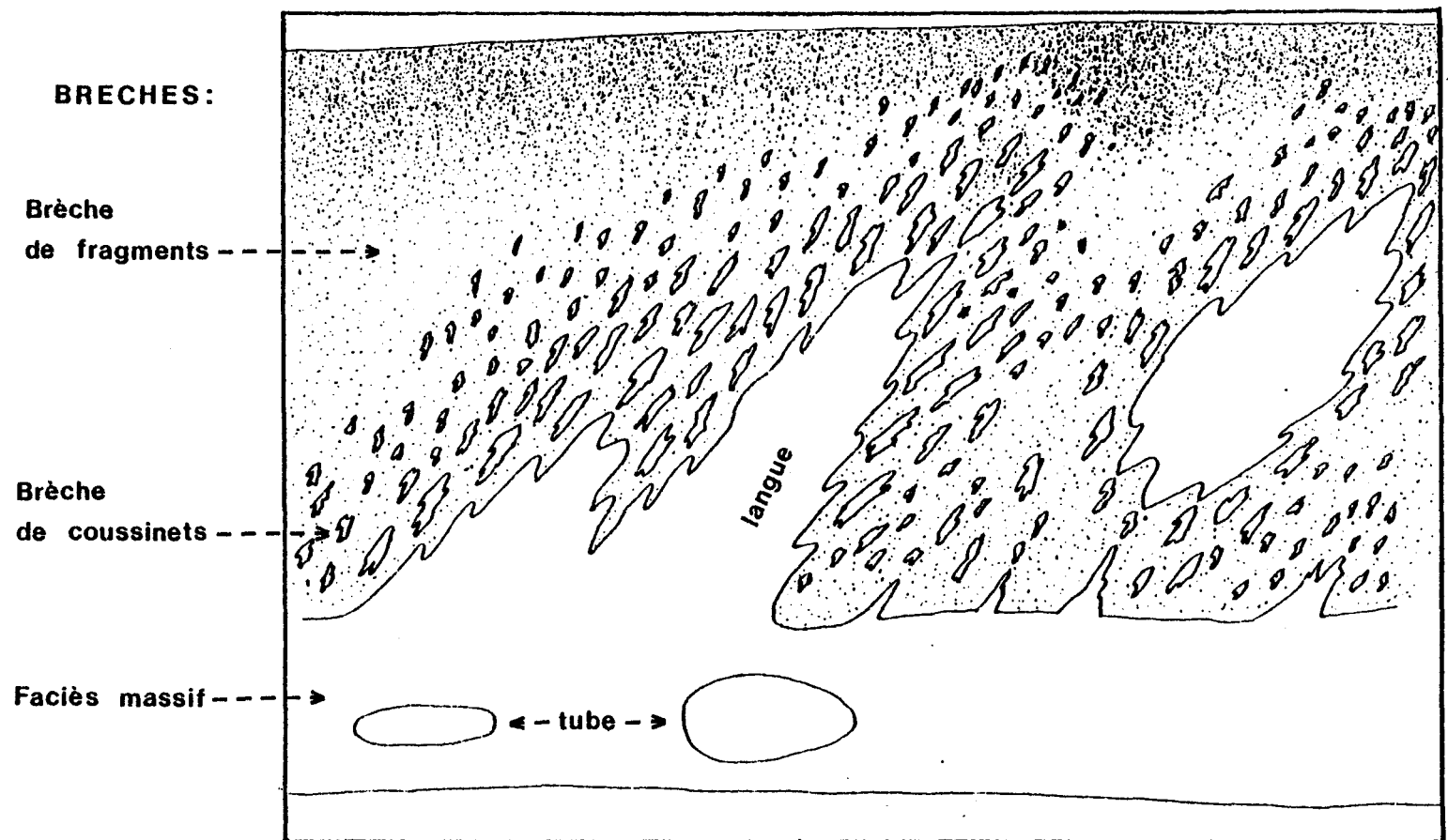


Figure 39- Relations entre le faciès massif et la brèche de sommet de coulée (brèche de fragments et brèche de coussinets isolés).
(Détail de la figure 40).

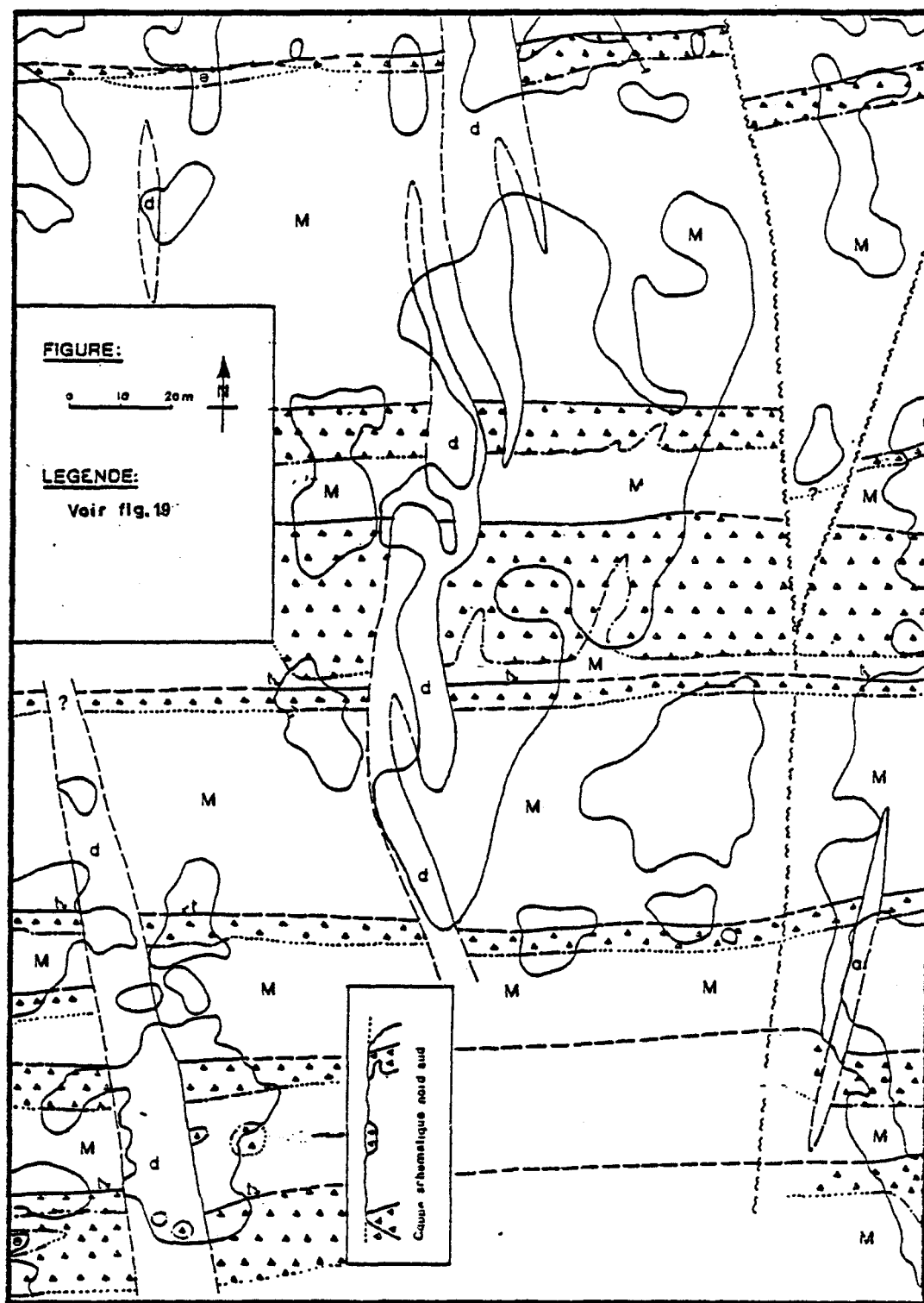


Figure 40- Relations entre les faciès massif et bréchique dans diverses coulées.

(Détail de la figure 10).

dont l'orientation serait parallèle à des coussinets allongés et orientés définissant un plan d'imbrication. De plus, le sous-faciès brèche de coussinets isolés est rare au-dessus du faciès coussiné et faiblement développé. De façon typique, la transition est du type abrupte et analogue à la transition abrupte observée dans la relation avec le faciès massif.

6.1.3 Interprétation et discussion

Dans cette section, nous tenterons de mettre en relation les transitions entre les faciès avec un développement continu dans le temps du sommet d'une coulée. Mais d'abord quelques faits doivent être rappelés ici:

- La brèche de fragments apparaît systématiquement au-dessus de la brèche de coussinets isolés quand elle est présente;
- la brèche de fragments apparaît comme matrice dans la brèche de coussins isolés. La transition entre les deux sous-faciès peut être graduelle;
- la dimension et la proportion des coussins isolés diminuent vers le sommet de la coulée;
- les deux sous-faciès montrent toutes les étapes entre une transition graduelle et une transition abrupte avec le faciès massif;
- les deux sous-faciès montrent une transition brutale avec le faciès coussiné.
- La brèche de coussinets isolés est rarement développée au-dessus du faciès coussiné.

La brèche de fragments est une brèche monogénique dans laquelle les fragments anguleux de basalte peuvent provenir de la bordure d'un coussin ou bien des parties supérieures du faciès massif (croûte de verre ou bien de la zone basaltique laminée). Les études pétrographiques ne permettent pas de distinguer si un fragment provient d'un coussin ou du faciès massif pour ces deux zones à l'intérieur d'une même coulée. Cependant, en quelques localités, une bréchification "in situ" de la lave massive a été observée. Nous croyons donc que la brèche de fragments provient à l'origine de la fragmentation du toit de la lave massive. Cette fragmentation serait facilitée par les deux réseaux de fractures qui y ont été observés. Quand la pression de

la lave encore liquide, sous-jacente au toit solidifié, s'exerçait avec violence sur ce toit, la fracturation s'étendait plus profondément à l'intérieur de ce dernier quelquefois jusqu'à ce qu'une rupture s'y produise. Il en résultait une injection de lave liquide à travers le toit dans la brèche de fragments. Cette injection de lave dans la brèche a donné naissance aux langues de lave massive qui pénètrent dans la brèche quand le débit était important et le jet violent (cf. figure 39 et 36b). Les coussinets dans la brèche tirent leur origine du même processus: un jet violent et soutenu donne naissance aux coussins très allongés et orientés qui définissent les plans d'imbrications et un jet moins vigoureux ou dont la source est plus éloignée donne naissance aux coussinets informes non orientés. La transition graduelle de la brèche de coussinet au faciès massif exprime la proximité à la source alors que la transition abrupte indique une source relativement éloignée.

Suivant ce modèle, le faible développement de la brèche à coussinet et l'absence de son faciès proximal au-dessus du faciès coussiné s'explique par l'état du matériel qui crée les coussins. Les coussins sont formés par un matériel dont la viscosité est généralement plus grande que dans la lave encore très fluide du faciès massif. Lorsqu'il y a fissuration de la croûte du coussin, il y a développement d'un autre coussin par étirement puis bourgeonnement de la croûte nouvellement formée au niveau de la fissure (Moore, 1975). Il est rare que la fluidité de la lave soit assez grande pour permettre une injection violente dans le milieu ambiant. Dans le meilleur des cas, c'est une brèche de "sheet-flow" qui est obtenue (Leduc, 1981).

Il est probable qu'après leur injection dans la brèche de fragments qu'une partie des coussinets éclatent et que les fragments qui en résultent viennent grossir le pourcentage de fragments dans la matrice. Cependant, la continuité qui existe dans la diminution du volume et de la proportion des coussinets de la base vers le sommet et l'étroite relation qui existe entre l'orientation des langues de lave massive et celle des coussinets allongés et orientés dans la brèche, permettent d'affirmer une filiation directe entre le faciès massif et celui qui lui est sus-jacent.

Le classement grossier qui apparaît en certaines localités dans la brèche de fragments peut s'expliquer de plusieurs façons:

- par l'éclatement des coussinets plus petits au sommet qu'à la base;
- par la fragmentation du toit de la coulée suivant les deux (2) réseaux de fractures dont la fréquence diminue en s'éloignant de la surface;
- par reptation des fragments sur le toit;
- par avalanche des fragments au front de la coulée.

Dans la classification des roches volcaniques autoclastiques, Dimroth (1977) classait les brèches de sommet de coulée parmi les brèches de friction. Ces brèches apparaissent généralement dans une coulée en mouvement où une partie solidifiée recouvre une partie plastico-visqueuse. La partie solidifiée casse, alors que la partie sous-jacente se déforme par fluage. L'auteur définit les brèches de friction suivant les critères suivants:

- la brèche appartient à une coulée ou à un dôme cartographiable;
- elle est associée dans la coulée au faciès massif quelquefois au hyalotuf;
- les transitions sont complexes de la brèche au faciès massif;
- les fragments sont monomictiques (sauf pour quelques blocs ramassés à la base de la coulée);
- les fragments sont anguleux à irrégulièrement corrodé;
- il y a des cas de bréchification "in situ" et des perlites.

Le sous-faciès brèche de fragments de la brèche de coulée coïncide parfaitement avec cette description. La bréchification "in situ", l'absence de structures sédimentaires ainsi que la transition au faciès massif militent en faveur d'un emplacement passif. Dans les rares cas où il y a un grano-classement grossier la mise en place peut s'être effectuée par avalanche ou suivant un des mécanismes donnés plus haut.

Le sous-faciès brèche de coussinets implique une mise en place plus dynamique que celle de la brèche de fragments. Cependant, la cause n'en demeure pas moins liée à l'activité de la lave encore liquide sous-jacente. De plus, les éléments de la brèche (coussinets) ne sont plus anguleux mais présentent des surfaces plus ou moins arrondies avec croûte de verre continue.

La faible élongation des fragments dans la brèche de fragments milite contre l'hypothèse de brèche par effondrement de tubes creux. Ce qui est en accord avec la faible dimension des chambres de quartz observées dans la plupart des coussins.

6.2 Brèches d'origine intrusive: brèches accidentelles dans les coulées

Comme nous le verrons plus loin, les deux types de brèches qui seront présentés ici ont des origines complètement différentes mais toutes deux sont caractérisées par des contacts recoupants.

6.2.1 "Brèche par injection"

Description

Ce type de brèche est caractérisé par la présence de fragments anguleux de basalte dans une matrice basaltique. Ce type de brèche a été repéré seulement en deux localités dans la région étudiée. Elle est bien visible seulement sur des surfaces dont l'altération est exceptionnelle et sur une superficie de quelques mètres carrés seulement.

Les fragments sont sub-anguleux à anguleux. Les diamètres maximum et moyen sont respectivement de 4 centimètres et d'environ 1 centimètre. Cependant, il ne s'agit pas là de dimensions caractéristiques. Lors de la cartographie du quart sud-est du canton d'Aiguebelle (Sanschagrin et Leduc, 1979), une brèche du même type avait été repérée et les fragments avaient un diamètre moyen de 15 centimètres environ.

La texture de la matrice basaltique est toujours aphanitique. Cependant, celle des fragments peut être aphanitique ou microgrenue suivant le faciès qui est affecté. La proportion de la matrice est généralement supérieure à 40%. Elle provient de petits dykes sinueux à contacts tantôt francs, tantôt graduels dont la largeur varie de 2 à 4 centimètres. Dans les cas de contacts graduels et quelquefois de contacts francs, la bordure de trempe n'est plus visible. Ces petits dykes n'ont pu être suivis sur plus de 1 mètre de part et d'autre de la zone bréchique. Ce type de brèche a été observé à l'intérieur du faciès massif.

Interprétation et discussion

Deux hypothèses peuvent être envisagées concernant le moment de la formation de cette brèche:

- au moment même de l'écoulement de la lave avant sa consolidation complète;
- après la consolidation de la coulée.

Dans le premier cas, la cause de la bréchification puis de l'injection du matériel serait la même: effondrement du toit au-dessus du faciès massif qui provoque l'injection de lave basaltique à partir de la zone encore active de la coulée. L'arrondi résulterait du remaniement d'une lave encore ductile par une lave encore chaude.

Dans le second cas, la fracturation est postérieure au refroidissement de même que l'injection. Le matériel injecté n'est pas d'origine effusive et serait rattaché à l'intrusion d'un dyke à proximité.

6.2.2 Brèche par accumulation

Ce type de brèche est caractérisé par une accumulation de fragments anguleux dans une matrice hyaloclastique. Elle est intrusive dans le faciès massif en deux (2) localités (13.99 et 13.100) dans la région concernée.

Dans le premier cas, il s'agit d'un petit dyke de brèche de 3 à 10 centimètres de largeur, visible sur un mètre. Les fragments sont petits et peuvent constituer jusqu'à 80% du dyke. La plupart d'entre eux présentent une texture aphanitique sans bordure de trempe. Les contacts du dyke avec l'encaissant sont francs et quelquefois complémentaire l'un de l'autre. Le fait que la plupart des fragments aient une texture aphanitique indique que ceux-ci ne proviennent pas des murs du dyke puisque la texture y est microgrenue.

Ce dyke est interprété comme la terminaison d'une fissure ouverte dans le faciès massif au moment où ce dernier était solidifié mais pas la brèche sommitale qui le recouvre. Cette fissure a donc immédiatement été remplie par des fragments et des aiguilles de verre dégringolés du sommet.

La seconde occurrence montre des blocs beaucoup plus gros que dans le premier exemple. La brèche apparaît comme un placage sur deux affleurements adjacents distants de 7 à 8 mètres. La matrice est une hyaloclastite. Les fragments montraient une texture semblable à celle de la roche encaissante. Il n'était donc pas possible de savoir avec certitude si les fragments étaient autochtones ou allochtones. Cependant, la présence de la matrice hyaloclastique indique une provenance du sommet de la coulée pour cette partie de la brèche. L'interprétation proposée est donc la même que dans le cas précédent. Leduc (1981) a observé des phénomènes semblables mais à plus grande échelle.

6.3 Tuf felsique

Le tuf felsique se présente en affleurement généralement comme des niveaux lenticulaires dont l'épaisseur maximale est égale à 10 centimètres dans la région cartographiée. La roche de couleur noirâtre à vert clair est aphanitique avec des fragments de cristaux de l'ordre de 1 à 2 millimètres ainsi que des fragments lithiques dont les diamètres sont du même ordre. En quelques localités, il est possible d'observer un granoclassement normal. Des chenaux y sont quelquefois visibles ainsi que des laminations parallèles et, quelquefois, des laminations obliques.

Les niveaux de tuf felsique apparaissent généralement au sommet des brèches de coulée et quelquefois, ils remplissent les interstices entre les coussins au sommet d'une coulée coussinée. Dans ce dernier cas, il s'agit du seul critère qui permette de différencier deux coulées au faciès coussiné. Il est souvent possible de suivre les niveaux de tuf sur plus de 500 mètres même quand ils sont de faible épaisseur et qu'ils sont discontinus.

Il arrive cependant que le niveau de tuf n'apparaisse pas au sommet de la brèche mais plutôt dans le premier mètre supérieur de la brèche. Dans ce cas, le niveau est brisé et la continuité est rompue. Les stratifications ont une orientation erratique et sont même quelquefois plissées, en particulier à proximité des coussinets isolés.

Les affleurements ne permettaient pas de discerner si la base des tufs étaient des bases d'érosion ou non. Il s'agit probablement du faciès

distal de coulées pyroclastiques issues du complexe volcanique de Destor.

Le déplacement de segment de tuf à l'intérieur de la brèche de fragment en certaines localités et à proximité de coussins isolés indique bien que ces coussinets isolés se mettent en place quelque temps après la mise en place de la lave.

6.4 Sommaire sur les brèches

Quatre principaux types de brèches ont été définis. Le tableau 11 résume leurs caractéristiques.

Les observations données plus haut permettent de différencier et de dater les brèches apparaissant dans une même coulée. Les brèches de sommet de coulée se développent durant l'écoulement de la lave. La brèche de fragments se développe dès qu'une croûte apparaît au-dessus de la lave encore en fusion. Les mouvements qui perturbent la croûte supérieure, par suite des courants et tourbillons qui affectent la lave encore liquide sous le toit, contribuent à sa fracturation. Dans les cas où la fracturation pénètre profondément dans la croûte, il y a injection de lave dans la brèche de fragment avec formation des coussins isolés. Après la solidification presque complète de la lave, et occasionnellement seulement, par suite d'une pulsation, il y a injection de lave dans le faciès massif solidifié. Enfin, après la solidification totale du faciès massif et quelquefois avant l'induration de la brèche sommitale, il peut y avoir fissuration du faciès massif immédiatement suivie d'une accumulation de débris venus du sommet et tombés dans la fissure.

Ci-dessus, nous avons décrit les divers faciès volcaniques des coulées étudiées et leurs transitions verticales et latérales; nous avons également discuté de l'origine de ces faciès à la lumière des observations sur les laves basaltiques sous-marines récentes. La cartographie détaillée des faciès nous a permis de définir les coulées individuelles et, dans une certaine mesure, de les suivre. Dans ce chapitre, enfin, nous interpréterons l'organisation spatiale des coulées en relation avec un modèle de leur mise en place. Nous commencerons ce chapitre par quelques considérations d'ordre général, ensuite nous présenterons un modèle de l'organisation de nos coulées, et nous le terminerons par une étude de l'empilement que nous avons étudié. Notre modèle se base dans une grande mesure sur les travaux sur l'organisation des coulées basaltiques observées lors de l'éruption du Mauna Ulu (Hawaii) en 1969-1972 (Swanson, 1972; Peterson and Swanson, 1974; Holcomb et al., 1974) et sur les travaux sur la construction des volcans de la ride des Galapagos (Océan Pacifique) par Ballard et al. (1979) et Ballard and Van Andel (1979).

7.1 Modèle général

Les trois variables qui déterminent le développement d'une coulée sont les suivants:

- 1- la viscosité du magma, qui dépend de sa composition chimique, de sa température et de la quantité de volatiles;
- 2- le taux d'émission du magma;
- 3- le relief sur lequel le magma est émis.

Notre discussion se limite aux magmas de composition mafiques à intermédiaires, peu visqueux lors de leur éruption. La viscosité des laves augmente exponentiellement lors de leur refroidissement en passant de la température du liquidus à celle du solidus (Williams and McBirney, 1979). D'autre part, la perte de chaleur à haute température est très rapide même

dans une coulée de lave continentale, et plus rapide encore en milieu sous-marin. Il suit, qu'en général, une coulée est confinée dans une croûte refroidie et de haute viscosité qui couvre le toit et le front de la coulée.

Si le taux de l'émission du magma au commencement d'une éruption est assez grand pour submerger le relief, la lave s'étale en forme de crêpe, donnant naissance à ce que Swanson (1973), et Ballard et al. (1979) appellent "une coulée d'inondation" (Sheet-flood flow). Or une telle forme d'écoulement n'est pas indéfiniment stable. Comme le taux de l'écoulement diminue et la viscosité de la lave augmente de la source vers le front de la coulée, la lave commence à avancer en forme de lobes et à se chenaliser au front de la coulée.

La topographie est évidemment un facteur qui contribue à la chenalisation, car la lave avancera préférentiellement dans les creux du terrain. De plus, le passage d'une pente douce à une pente forte entraînera une augmentation de la vitesse de l'écoulement et la concentration de l'écoulement dans les creux topographiques; au contraire, le passage d'une pente forte à une pente douce provoquera une diminution de la vitesse de l'écoulement et l'étalement de la lave (voir figure 33).

En général, le taux de l'émission du magma diminue au cours d'une éruption (Swanson, 1972). Cette diminution provoque une chenalisation progressive de la lave au cours d'une éruption normale. En somme, dans une très grande éruption, la lave s'étale d'abord radialement de la source: coulée d'inondation (sheet-flood flow). Ensuite, la lave se chenalise de plus en plus.

Lors de la chenalisation, le mode de progression du front de la coulée change. Dans une coulée d'inondation, et également dans un lobe très grand et avançant très rapidement, le front de la coulée est simultanément en mouvement et la coulée ne montre pas de chenalisation interne. Par contre, quand l'apport de lave devient trop faible pour tenir tout le front en mouvement, le front commence à se digiter. A partir de ce moment, la coulée progresse au moyen de petits lobes qui se digitent (lobes de pahoehoe) (cf. figures 33 et 32). Dès lors, une chenalisation à petite échelle se développe: la lave est transportée vers le front de la coulée dans des tubes qui se subdivisent à leur tour. C'est par ce processus de digitation que la

lave est progressivement acheminée vers le front actif de la coulée.

Dans le texte précédent, nous avons comparé les coussins avec les lobes de pahoehoe et le faciès coussiné avec la lave de pahoehoe. Il s'agit donc d'un faciès mis en place par la digitation de petits tubes nourris par un système de plomberie interne à la coulée. Le faciès massif, d'autre part, est analogue à la partie des coulées subaériennes où tout l'intérieur de la coulée ainsi que tout le front de la coulée sont simultanément en mouvement. Une digitation analogue peut se développer à la bordure latérale (faciès de levée) d'un grand lobe de lave: l'apport de lave diminuant latéralement; il s'ensuit que la digitation est assez brusque au front latéral du lobe.

Notre modèle général de l'organisation d'une coulée est donc le suivant: la lave s'étend d'abord en direction radiale du centre d'émission et forme une coulée d'inondation. Ensuite, certaines parties du front de la coulée perdent du terrain au profit d'autres parties et la coulée s'étend en forme de lobes dont la forme est largement déterminée par la topographie. Cette partie de la coulée, dont la mise en place s'est effectuée d'un jet, forme la lave massive. Enfin, le front de la coulée qui progresse par digitation de tubes et de lobes forme le faciès coussiné aux levées des lobes ainsi qu'en aval. Lors de cette phase, la lave en amont de la coulée est drainée vers l'aval; la lave massive s'effondre et la brèche de sommet se forme en conséquence. La figure 41 présente ces relations.

7.2 Application du modèle général à la région étudiée.

En appliquant le modèle général à la région étudiée, il faut tenir compte de deux faits:

- 1- il paraît que les unités d'éruption dans la région recouvrent une très grande surface; la surface recouverte par le second niveau glomérophyritique, continu sur 30 kilomètres sur les deux flancs du synclinal Abijévis (Hocq, 1977, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979). C'est une évidence de la grande extension latérale des épanchements.
- 2- Par contre, les coulées individuelles et leur faciès massif ont une extension ne dépassant pas 2 à 3 kilomètres. Ceci est évi-

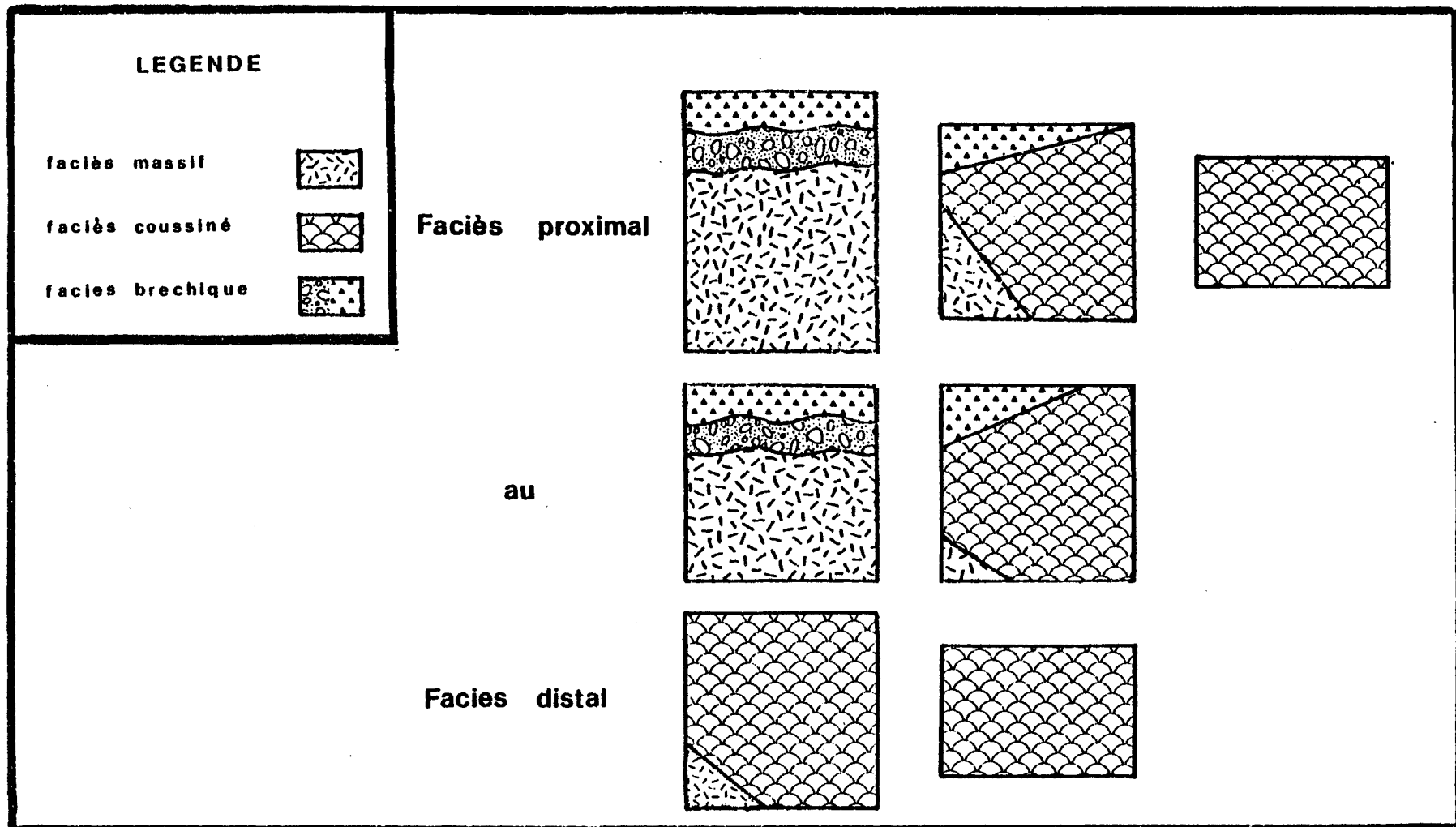


Figure 41- Modèle structural d'une coulée du faciès proximal au faciès distal (de a à c) et relations entre les faciès dans les différentes parties.

dent par l'extension latérale limitée de la zone de faciès massif dont nous avons relevé la limite ouest (cf. carte) et par le fait que plusieurs coulées se terminent dans la région d'étude. Il faut également noter qu'aucun dyke nourricier des coulées cartographiées affleure dans notre région d'étude. Il paraît donc que notre région est située assez loin du centre d'émission et que le faciès massif de notre région d'étude correspond donc aux lobes, en bordure de la coulée d'inondation plutôt qu'à cette dernière même.

Nous interprétons donc une coulée où seul le faciès massif est présent (par exemple coulée 17 comme une coupe relativement proximale, tandis qu'une coulée où la lave massive n'occupe que quelques petits chenaux (par exemple coulée 9 est une coupe relativement distale (voir planche 5).

Enfin, nous observons la même succession des faciès en allant du centre d'émission vers le front de la coulée qu'en allant du centre d'un lobe de lave massive vers sa levée. Pour une seule coulée, et par suite de l'absence de coupes tridimensionnelles, il n'est pas possible d'établir directement la distance de la coupe du centre d'émission.

Si l'apport en lave augmente de façon brusque, il y a submersion du faciès de levée et débordement hors du chenal d'écoulement primitif. C'est le cas de la coulée 12 (voir planche 5).

Si, au contraire, la lave est drainée soit vers la cheminée, soit vers l'aval de la coulée, un vide se crée sous le toit rigide du faciès massif qui s'effondre. Si l'effondrement du toit se produit alors qu'il y a encore de la lave liquide en circulation, il y a formation de la brèche à coussinets isolés. C'est le cas de la coulée 10.

Avec l'éloignement, l'épaisseur de la coulée diminue et la viscosité du matériel augmente d'où la formation de coussins non seulement en bordure mais aussi au sommet de la coulée (cas de la coulée 16). Enfin, le faciès coussiné se développe de plus en plus au détriment du faciès massif qui sera bientôt réduit à quelques lentilles à l'intérieur du faciès coussiné (cas de la coulée 9).

S'il n'est pas possible de déterminer quelle est la distance au centre éruptif à l'aide d'une seule coulée, un ensemble de coulée fournit plus de précisions. D'abord, il faut cependant faire une étude des variations de faciès coulée par coulée.

Pour mieux visualiser l'évolution des coulées dans l'ensemble de la région cartographiée, trois colonnes stratigraphiques ont été construites puis, la proportion du faciès au travers de ces trois coupes ont été comparées. Des conclusions sur l'interprétation de l'environnement en fonction des rapports entre les faciès seront tirées.

La différenciation de nos coulées et leur corrélation latérale sont essentiellement basées sur la superposition du faciès bréchique sur le faciès massif et sur la cartographie de la continuité latérale de ces deux faciès. Notre différenciation entre les coulées et leur corrélation est confirmée par:

- 1- la présence de minces niveaux de tufs felsiques à la surface de plusieurs coulées;
- 2- par la présence d'un niveau gloméroporphyritique très caractéristique au sommet.

Il se pose pourtant le problème de la corrélation du faciès coussiné là où il n'est pas subdivisé par le faciès massif ou bréchique. Dans ce cas, il devient impossible de subdiviser l'empilement et nous parlons d'amalgamation de coulées.

Lorsqu'il y a amalgamation de plusieurs coulées au faciès coussiné, il est difficile de distinguer les coulées entre elles. Hargreaves (1978) mentionne que la concentration de coussins irréguliers contenant une ou plusieurs chambres de quartz pourrait indiquer le sommet d'une coulée coussinée. Dans la région cartographiée, en une localité, plusieurs coussins montrent

des chambres de quartz et ceux-ci sont effectivement recouverts par un tuf. Mais est-ce toujours le cas? D'après les diverses cartographies effectuées à petite échelle (cette étude; Dimroth et al., 1978), il semble bien que les chambres de quartz sont réparties au hasard dans l'empilement.

Le même auteur mentionne que les "pillows at the base of pillowed flows that overlies smooth-topped massive flows commonly have a flat base". Nos cartes de détail montrent que les coussins ayant une base plane peuvent apparaître un peu n'importe où dans l'empilement (cf. **planches 1, 2 et 3**).

8.1 Etude des coulées

L'étude des coulées sera limitée à la zone s'étendant de la zone faillée à l'ouest jusqu'à la limite est de la carte. Les coulées présentent de nombreuses déviations par rapport au modèle structural présenté dans la section précédente. Elles seront présentées à tour de rôle.

Coulée 1:

La coulée 1 est constituée essentiellement des faciès massif et coussiné. Dans cette coulée à l'est, le faciès massif n'est pas recouvert par le faciès bréchique mais plutôt par le faciès coussiné. Du côté ouest, le faciès massif de la coulée 1 n'a pu être distingué du faciès massif de la coulée sus-jacente que par les variations granulométriques et la présence des fractures sub-parallèles et sub-perpendiculaires dans le faciès puisque la brèche sommitale n'a pas été observée ou est absente.

Coulée 2:

Cette coulée présente un problème d'interprétation et de corrélation. Elle est en grande partie constituée du faciès massif surmonté d'une brèche avec quelques occurrences du faciès coussiné, à l'intérieur de cette brèche. La coulée est surmontée par un tuf felsique qui permet de la suivre.

A l'ouest, le faciès massif de la coulée est distingué de celui de la coulée 1 grâce aux variations pétrographiques du faciès massif notamment la présence d'un niveau de basalte alvéolé.

A l'est, un lobe allongé de lave massive s'est développé dans la brèche-

che de sommet de coulée, (localité 2.134 et 2.277). Un phénomène semblable impliquant le faciès coussiné cette fois a été observé à la localité 2.147. Il pourrait s'agir d'une langue de lave massive, coussinée en bordure ou bien d'une réavancée de la coulée sur elle-même. Vers l'ouest, la faible densité des affleurements ainsi que la similitude des faciès ne permettent pas de suivre la coulée avec certitude.

Coulée 3:

Il s'agit d'un coin de lave coussinée qui pourrait peut-être se rattacher à la base de la coulée 4. C'est une coulée individualisée coincée entre la brèche de la coulée 2 et la base du faciès massif de la coulée 4.

Coulée 4:

Cette coulée mal définie est difficile à distinguer de la coulée 2 dans sa partie est. Elle est constituée d'une lave massive surmontée d'une brèche avec une transition complexe où les deux faciès sont intimement mélangés. Au sommet de la brèche, un affleurement montre des variations granulométriques des gros blocs à la base vers les petits blocs au sommet. Cette séquence est répétée deux fois (localité 4.177).

Coulée 5:

Un faible niveau de lave massive est recouvert d'une épaisse brèche de sommet. Localement, un niveau coussiné sépare les deux faciès. L'épaisseur de la coulée est à peu près constante. La coulée présente de beaux exemples de langues pénétrant dans le faciès sus-jacent, notamment aux localités 5.250, 5.174 et 5.146 (cf. figure 42 et carte générale). La langue des localités 5.250 et 5.174 se désagrège par bréchification "in situ" alors que celles de la localité 5.146 montre des langues bien individualisées avec croûte de verre. Des poches de brèche sont bien visibles sur l'affleurement; elles pourraient cependant être en relation avec l'introduction du dyke.

Coulée 6:

La coulée 6 se termine en biseau vers l'ouest par amincissement progressif. A l'est, le faciès massif est recouvert par une brèche de faible épaisseur, qui à l'extrémité ouest passe à un mince niveau de lave coussinée.

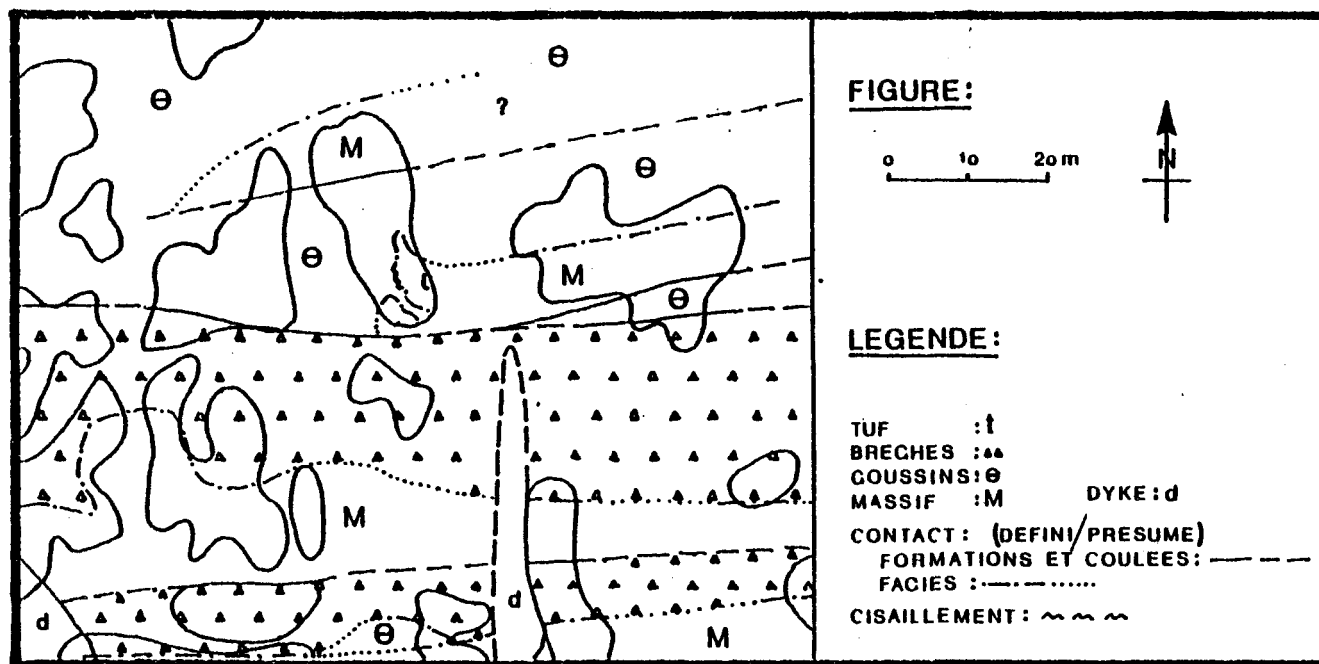


Figure 42- Terminaison ouest des coulées 5 et 7.
 (Détail de la figure 10).

Aux localités 6.160, 6.145 et 6.146 (centre de la coulée), la coulée est séparée en deux: à la base, faciès coussiné recouvert d'une brèche sommitale, surmonté à son tour d'un faciès massif recouvert par sa brèche sommitale à l'ouest. A l'est, seuls les faciès massif et bréchique sont présents. La corrélation entre les deux côtés du dyke est assurée par la continuité de la brèche sommitale de la coulée 5 d'une part et par celle du tuf felsique qui recouvre la coulée 6 elle-même en cette localité. Cette zone est interprétée comme un faciès de levée qui a été submergé par le faciès massif probablement à la suite d'une nouvelle pulsion à la source.

Coulée 7:

La coulée 7 répond parfaitement au modèle structural développé précédemment. Elle se termine en biseau vers l'ouest un peu plus loin cependant que la coulée 8 (voir figure 41).

Coulée 8:

Il s'agit de la partie extrême d'une coulée qui se termine vers l'est. Elle montre un mince niveau de lave massive recouvert par une bonne épaisseur de coussins. Il s'agirait d'une coupe au travers du faciès de levée.

Coulée 9:

La coulée 9 présente les mêmes faciès et les mêmes relations que la coulée 8. Son extension latérale vers l'est est plus importante cependant.

Coulée 10:

La coulée 10 est une coulée qui tranche sur les autres par l'épaisseur exagérée des faciès bréchiques par rapport à celle du faciès massif sous-jacent. Vers l'ouest, la coulée passe du faciès massif au faciès coussiné; elle devient par le fait même difficile à distinguer de la coulée sous-jacente qui elle aussi est au faciès coussiné. Elle se terminerait elle aussi vers l'ouest par amincissement progressif.

La coulée 10 présente aussi les langues les mieux développées de la région (figure 39). A la base de ces langues, des tubes de lave de basalte

alvéolé sont très bien définis. Ces tubes seraient les résidus des anciens canaux d'écoulement sous le toit rigide de la coulée. Les langues pénètrent dans le faciès bréchique par le biais de flammes de laves massives qui se poursuivent dans le faciès bréchique par des coussinets isolés. La dimension des coussinets isolés est de plus en plus faible avec l'éloignement par rapport aux langues. Au-dessus des langues, la proportion de matrice hyaloclastite atteint plus de 80% en quelques endroits.

Il est remarquable de comparer la brèche en cette localité avec celle de la localité adjacente (10.246). Du côté est, le faciès massif d'une faible épaisseur est recouvert par une brèche sommitale où les deux sous-faciès sont bien individualisés; la brèche de fragments est plus épaisse et surmonte la brèche de coussinets isolés. Le contact entre les deux, bien que graduel et arbitraire, est sub-parallèle au contact entre le faciès massif et le faciès bréchique. Du côté ouest, la brèche de fragments est indissociable de la brèche de coussinets isolés. Il est probable que l'introduction des langues a perturbé l'organisation de la brèche en deux sous-faciès pour ne conserver que le sous-faciès le plus tardif.

Coulée 11:

Cette coulée correspond aussi assez bien au modèle structural développé plus haut. D'est en ouest, le faciès bréchique qui recouvre le faciès massif, passe au faciès coussiné. Il y a épaissement de la coulée simultanément à l'apparition du faciès coussiné.

Coulée 12A:

La coulée 12A pose un problème: ou bien il s'agit d'un faciès de levée de la coulée 12 à laquelle elle appartiendrait de fait, ou bien il s'agit de la toute fin d'une coulée distincte. Les arguments qui militent en faveur de la première hypothèse sont les suivants:

- le contact avec le faciès bréchique et le faciès massif est abrupt du côté est;
- il n'y a pas de trace de brèche ni de variations granulométriques dans le faciès massif de la coulée 12 qui couvre une épaisseur importante et continue sauf en une localité (localité 12.107 et 12.108).

Coulée 12:

La coulée 12 est caractérisée par un faciès massif très bien développé et recouvert d'une mince brèche qui passe au faciès coussiné vers l'ouest. C'est dans cette coulée, à la localité 12.220 (cf. figure 30) que le passage du faciès massif au faciès coussiné est le mieux illustré. Dans le faciès coussiné, il devient difficile de savoir s'il s'agit seulement de la coulée 12 ou bien s'il y a amalgamation de coulées.

Au centre de la carte, il existe un bourrelet au sommet de la lave massive qui coïncide avec un bourrelet de lave coussinée qui pourrait représenter un faciès de levée. A l'ouest, la partie coussinée attribuée à la coulée 12 pourrait aussi résulter de l'amalgamation de plusieurs coulées comme le laisse présumer la localité 13.143 où un mince niveau de brèche coupe la séquence coussinée.

Coulée 13:

Cette coulée présente les mêmes relations et la même évolution que la coulée 12, exception faite du bourrelet qui apparaît dans cette dernière. Des indices de fracturation synvolcaniques apparaissent dans le faciès massif de la coulée 13 au nord du bourrelet de la coulée 12. Comme dans le cas de la coulée précédente, le faciès coussiné qui apparaît à l'ouest pourrait résulter de l'amalgamation de plusieurs coulées.

Coulées 14 et 15:

La coulée 14 est de faible épaisseur et n'apparaît que dans la partie est. Elle est au faciès massif recouvert par une brèche de sommet. Une faille marque sa limite à l'ouest.

Il en est de même de la coulée 15 dont l'épaisseur et l'extension vers l'ouest sont encore moindres.

Coulée 16:

Le cas de la coulée 16 est plus complexe. Elle semble en effet se subdiviser en deux unités vers l'ouest. L'absence d'une brèche sommitale, dans cette région, rend difficile l'interprétation. La coulée nommée 16A, à l'ouest, montre le même tuf sommital que la coulée 16 à l'est. C'est un

critère qui permet d'affirmer que la coulée 16A est le faciès de levée de la coulée 16.

Il y aurait eu migration apparente du centre de l'écoulement de l'est vers l'ouest.

Coulée 17:

La coulée 17 est une coulée plutôt normale avec un faciès massif recouvert d'une brèche. Le faciès coussiné n'apparaît qu'à l'extrême ouest à proximité de la zone faillée.

8.2 Etude des coupes

Dans le but de mieux visualiser l'évolution de l'empilement, trois (3) coupes stratigraphiques ont été construites à partir de la carte. Les coupes s'élèvent perpendiculairement au sommet de la coulée 1 suivant trois tracés du sud vers le nord où les affleurements sont plus nombreux qu'ailleurs. Une des coupes a été faite à la limite est de la région cartographiée, une deuxième a été effectuée au centre de la région et une dernière à la limite ouest à proximité de la zone faillée. La **planche 4** présente les trois colonnes stratigraphiques. Les coulées 1, 2, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 13, 16, 17 et 18 traversent toute la région cartographiée. Deux coulées se terminent vers l'est (3 et 4) et le même nombre vers l'ouest (14 et 15). Plusieurs montrent une transition du faciès massif au faciès coussiné vers l'ouest (1, 5, 6, 7, 11, 12, 13 et 16).

En résumé, la partie de l'empilement qui a été étudiée montre un déplacement apparent des chenaux d'écoulement de l'ouest vers l'est dans le temps.

Pour chacune de ces coupes, les proportions des faciès massif, coussiné et bréchiq (divisé en ses deux sous-faciès) ont été calculés et portés sur des diagrammes. La figure 43 présente les proportions des faciès suivant les coupes. La proportion du faciès massif diminue d'est en ouest. La proportion de la brèche de coussinets isolés diminue relativement à celle de la brèche de fragments et la proportion totale de la brèche sommitale diminue aussi suivant la même direction. La proportion du faciès cous-

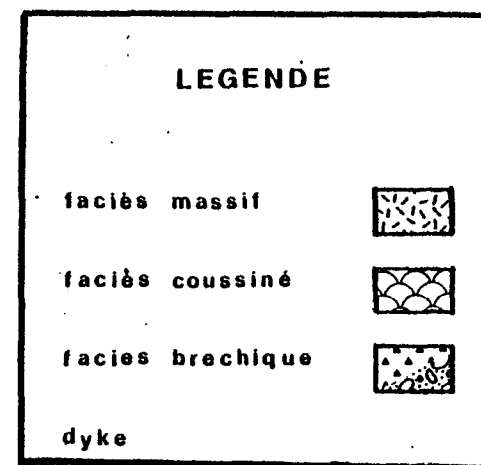
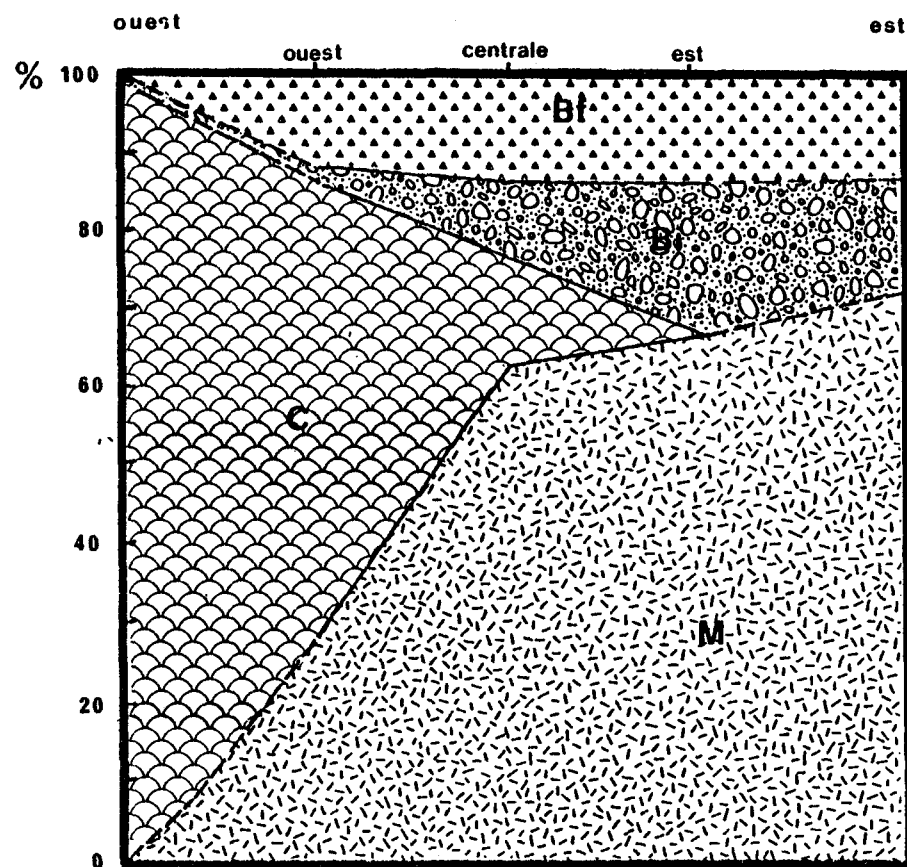


Figure 43- Variations des proportions entre les faciès en fonction des coupes ouest, centrale et est à travers la région cartographiée.

siné est inversement proportionnelle à celle des faciès massif et bréchique réunis. Il est cependant important de noter que cette figure et la suivante ne peuvent être utilisées que du point de vue qualitatif plutôt que quantitatif par suite du mode d'évaluation des valeurs sur lesquelles elles sont basées.

Dans le but de préciser l'évolution des proportions dans les phases terminales ou distales, les proportions des faciès des coulées se terminant dans la région cartographiée ont été reportées sur une même figure (figure 44). Cette figure montre qu'il existe une évolution progressive du faciès proximal au faciès distal qui se manifeste par la diminution de l'importance des faciès massif et bréchique au profit de l'augmentation du faciès coussiné.

La figure 45 présente les variations de faciès à l'intérieur des coulées qui traversent la région cartographiée sans changement latéral de faciès. Il s'en dégage que la majeure partie des coulées évoluent du faciès proximal au faciès distal d'est en ouest. La diminution moins systématique du faciès massif au profit du faciès coussiné pourrait s'expliquer par le fait que certaines coulées ont été coupées en leur point central, ou qu'il s'agit de réavancée de coulées sur elles-mêmes.

Le tableau 12 donne les épaisseurs approximatives des coulées suivant les coupes est, centrale et ouest.

8.3 Interprétation et discussion

Les figures et les tableaux présentés, bien que n'ayant pas de valeur quantitative à cause de la méthode d'évaluation et de la distribution aléatoire des affleurements, permettent de qualifier de façon claire l'évolution des coulées. La comparaison des coupes permet de qualifier l'empilement lui-même. L'ensemble confirme à grande échelle les relations observées à petite échelle même dans la définition de la repartition des deux sous-faciès bréchiques.

Wells et al. (1979) signalent que quelque soit la coupe, les proportions entre les faciès demeurent équivalentes. Nous parvenons à des résultats contraires. Ces différences peuvent s'expliquer par la fréquence des coupes en rapport avec l'extension latérale des coulées. Examinées du point

Figure 44- Variations des proportions entre les faciès des coulées se terminant dans la région cartographiée en fonction des coupes ouest, centrale et est.

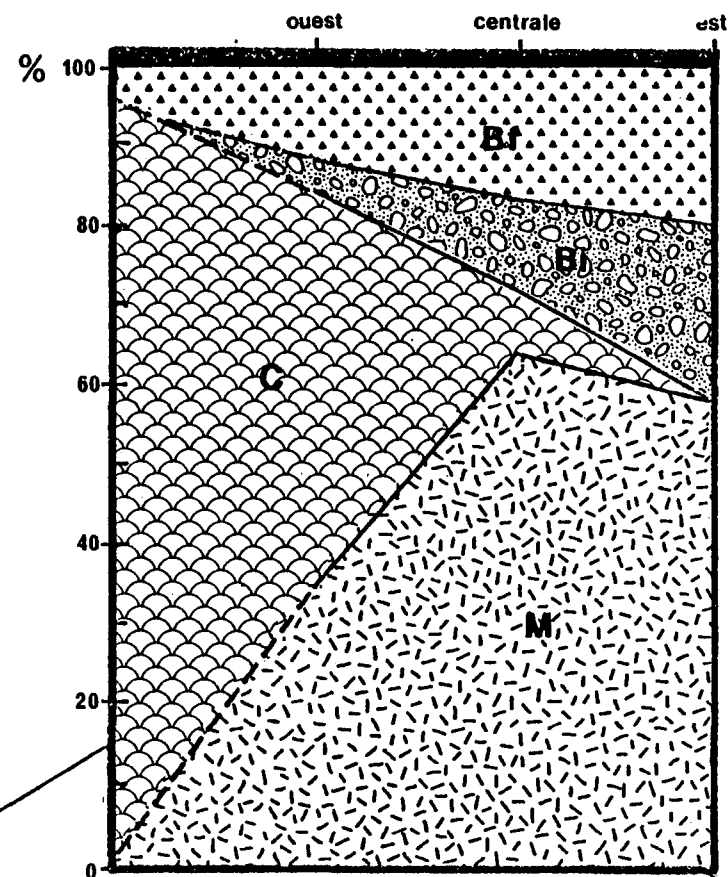
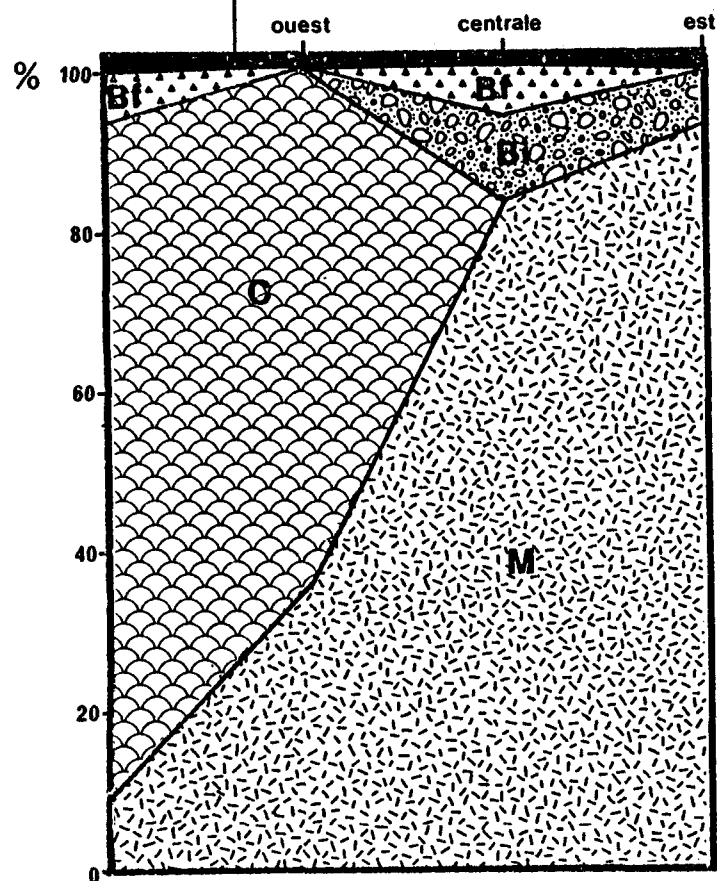


Figure 45- Variations des proportions entre les faciès des coulées ne se terminant pas dans la région cartographiée en fonction des coupes ouest, centrale et est.

TABLEAU 12

EPAISSEUR DES COULEES SUIVANT LES COUPES
OUEST, CENTRALE ET EST (EN METRES)

Numéro de la coulée	Coupe ouest	Coupe centrale	Coupe est
18 et 19	24	29	12
17	*	20	15
16	*	22.5	36.5
16a	-	24	-
15	-	-	10
14	-	-	15
13	*	43	21
12	*	30	59
12a	-	23	-
11	*	32	22
10	20	25	29
9	32	18	-
8	24	-	-
7	21	36	37
6	-	15	32
5	29	34	29
4	23	3?	-
3	7	-	-
2	32	34	23
1	28	34	28
EPAISSEUR			
MOYENNE	28.7	26.4	26.3
MAXIMALE	32	43	59

* Amalgamation de coulées au faciès coussiné:
épaisseur totale 190 mètres

de vue théorique, au faciès proximal, les coulées montrent une extension latérale et une épaisseur importantes. C'est l'inverse au faciès distal. Il en résulte que des coupes effectuées avec une maille plus large que l'extension latérale des coulées, ne fera pas ressortir les différences locales. Au faciès proximal, latéralement et verticalement, l'importance du faciès coussiné est négligeable par rapport au faciès massif. Au faciès distal, la relation n'est pas inverse mais le faciès coussiné prend plus d'importance en proportion. Par suite de la nature lenticulaire des coulées qui entraînent des interdigitations et des recouvrements incessants des faciès distaux sur les faciès proximaux, la fréquence du faciès massif par exemple peut demeurer constante à grande échelle alors qu'elle pourra varier à petite échelle. En conséquence, en particulier au faciès distal, les coupes ne présenteront des variations des proportions entre faciès que si elles sont assez rapprochées.

Enfin, la région cartographiée par Wells (1978) dans le canton de Aiguebelle, se situe environ à 1 kilomètre du coin nord-ouest de notre région. Elle est localisée au-dessus du niveau inférieur de lave glomérophyrique. L'absence de variations dans la proportion du faciès massif relativement au faciès coussiné, pourrait s'expliquer par un apport plus grand de lave au moment de l'émission. Il en aurait résulté un recouvrement complet de la topographie par la lave favorisant le développement du faciès massif. Ainsi, dans cette région, les coulées auraient une extension latérale plus grande que dans la nôtre. En ce sens, il aurait été intéressant de pouvoir comparer les épaisseurs des coulées au faciès massif.

Dans notre région, il apparaît qu'une majorité de coulées se terminent vers l'ouest, que quelques-unes se terminent vers l'est, alors que d'autres s'étendent d'est en ouest sans interruption. On ne connaît pas l'extension latérale de ces coulées puisque aucune d'entre elles n'a pu être suivie jusqu'à son autre extrémité. Cependant, d'après leur nature lenticulaire et leur relativement faible épaisseur, on peut présumer que leur extension latérale ne dépasse pas 2 ou 3 kilomètres.

Les accidents tectoniques synvolcaniques sont pratiquement absents exception faite de la brèche intrusive de fragments observée à la localité 13.99. La cartographie montre également que la topographie était relative-

ment plane et que les laves s'écoulaient sur un fond à pente relativement faible.

L'étude de la région permet d'émettre deux hypothèses concernant le centre d'émission:

- ou bien le centre était assez éloigné et nos coulées sont des lobes individualisés appartenant à un ensemble (unité d'éruption) plus vaste;
- ou bien le centre d'émission était plus proche, et chaque éruption ne fournissait qu'un volume réduit de lave.

Cependant, la cartographie de l'ensemble du canton d'Aiguebelle (Hocq, 1977, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979) a permis d'établir d'une part la présence de grandes unités d'éruption régionales (les coulées de lave glomérophyriques); d'autre part, il existe également une variation régionale des faciès des coulées d'ouest en est sur le flanc sud du synclinal Abijévis, le faciès massif serait dominant du côté ouest alors que ce serait le faciès coussiné qui serait dominant du côté est. Ces deux observations favorisent nettement la première hypothèse. En conséquence, la région étudiée dans ce mémoire et présentée ici se trouve, à notre avis, à mi-chemin entre les faciès distaux et proximaux.

Enfin, la vésicularité faible des coulées suggèrent une mise en place en eau assez profonde (Jones, 1969).

Depuis quelques années, de nombreux travaux concernant la morphologie des coulées de lave sous-marine ont été réalisés dans des terrains anciens (archéens en particulier) et actuels (dorsales océaniques). Ces deux points de vue complémentaires l'un de l'autre mettent en lumière les similitudes et les différences entre ces différents milieux.

9.1 Volcanologie physiographique des dorsales océaniques

Le milieu des dorsales océaniques actuelles a été décrit de façon détaillée pour la première fois par Ballard et Van Andel (1977) suite à l'opération FAMOUS qui a étudié une partie de la dorsale médio-atlantique. Nous résumons ici leur description.

La dorsale médio-atlantique est caractérisé par deux éléments morphologiques dominants qui sont:

- une série de segments de 20 à 45 kilomètres de longueur orientés suivant une direction de N23 E et
- les failles transformantes.

Chaque segment de la dorsale montre cinq provinces physiographiques. Ce sont:

- le plancher interne
- les murs internes
- les terrasses
- les murs externes
- les crêtes montagneuses (Ballard et Van Andel, 1977).

C'est sur le plancher interne que le volcanisme est le plus actif. Ce dernier a été subdivisé en trois unités morphologiques: la zone volcanique centrale, la zone tectonique marginale et la zone des murs est et ouest.

La zone volcanique centrale est constituée d'une crête irrégulièrement lobée formée de volcans de bouclier qui occupent 40% du plancher interne et qui sont séparés par des dépressions. Les collines ont un rapport d'élongation constant de 4:1. Elles résulteraient d'un volcanisme fissural linéaire parallèle à l'orientation de la vallée. C'est le lieu du volcanisme le plus récent.

Le mont de Vénus (3.7 km X 1 km X 250 m) est un bon exemple de ces collines volcaniques. Agé de quelques centaines d'années, il aurait créé 500 à 8 000 mètres de nouvelle croûte océanique. Les pentes d'environ 30 à 40 degrés, sont coupées localement par des escarpements raides (50 à 70 degrés) dont les contours sinueux sont associés à des fronts de coulée (Luyendyk et Macdonald, 1977).

Les lobes des fronts de coulée sont constitués de coussins allongés pointant vers le bas de la pente. L'allongement des coussins (égal en moyenne à 1.6) est d'autant plus prononcé que la pente est forte.

Les collines centrales ne sont pratiquement pas faillées mais elles sont intensément fissurées surtout à leur base. Les failles et fissures montrent généralement un rejet vertical inférieur à un mètre avec un pendage de 90 degrés. Elles indiquent un stress en tension.

Les dépressions centrales (2 km X 600 à 800 mètres X 100 mètres) ont une forme en U ou en V. Elles pourraient représenter des grabbens, des effondrements de calderas (Moore et al., 1974 et Luyendyk et Macdonald, 1977) ou bien un espace résiduel entre des fronts de coulée (Ballard et Van Andel, 1977). Il semble bien que ces trois hypothèses soient vérifiées en un lieu ou en un autre.

Donc, dans la zone centrale volcanique, le relief est d'origine volcanique et le tectonisme y contribue peu. Dans les deux autres zones du plancher interne ainsi que dans les quatre autres provinces physiographiques, c'est le tectonisme qui crée la topographie par le jeu de failles inverses et l'activité volcanique y est faible sinon inexistante.

L'étude de la dorsale médio-atlantique a donc fait la lumière sur la physiographie des dorsales. Elle a aussi permis d'accumuler une importante

documentation photographique sur les coussins. Cependant, ce n'est que lors de l'expédition dans le rift des Galapagos que des informations précises sur des coulées au faciès massif ont été rapportées.

Par la suite, les études effectuées sur la dorsale Cayman (Ballard et Uchipi, 1978), sur la région au sud de la région FAMOUS et sur la dorsale Pacifique-Est ainsi que dans le rift des Galapagos, devaient confirmer l'organisation générale des dorsales. De plus, elles ont démontré la présence de coulées au faciès massif (sheet flow) de façon plus fréquente que ne le laissait présumer la première région étudiée.

Les "sheet flows" ont des caractéristiques semblables à celles des pahoehoes terrestres. De plus, ces coulées auraient une extension latérale plus grande dans les dorsales où le taux d'extension est le plus élevé.

9.2 Comparaison avec le groupe de Kinojévis

Il existe évidemment des différences importantes entre les édifices volcaniques rencontrés sur le plancher interne des dorsales océaniques et l'empilement du groupe de Kinojévis, de la formation du ruisseau Deguisier en particulier.

L'activité tectonique synvolcanique semblait beaucoup plus limitée lors de la construction du groupe de Kinojévis que celle qui a cours actuellement dans les dorsales océaniques. La cartographie du groupe de Kinojévis dans le canton d'Aiguebelle (Hocq, 1977 et 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979) a permis de repérer quelques fissures ouvertes sur le fonds sous-marin (Leduc, 1981). Les dykes présumément nourriciers des coulées supérieures ont une fréquence proche du kilomètre à la base de la formation. Enfin, les deux niveaux de lave gloméroporphyrique constitué chacun de plusieurs coulées, mais dont l'épaisseur totale excède rarement 100 mètres, se poursuivent de façon quasi ininterrompue sur plus de 30 kilomètres.

Le volcanisme archéen ou tout au moins celui qui a donné naissance au groupe de Kinojévis semble plus important en volume et en fréquence. En effet, alors que les coulées du groupe de Kinojévis couvrent de grandes distances (exemple des coulées gloméroporphyriques) le volcanisme dans les dorsales construit de petits édifices aux pentes abruptes et en grande partie

constitués de coussins. Wells et al. (1979) ont déjà fait état de la prépondérance du faciès massif sur le faciès coussiné à l'archéen alors que la relation est inverse dans les dorsales actives. L'absence de stries à la surface des coussins archéen mais visibles sur les coussins récents est un indice de la rapidité de l'écoulement des laves archéennes. Cet écoulement rapide pourrait résulter d'une masse de lave plus grande au moment de l'éruption (Dimroth et al., 1978; Wells et al., 1979). Enfin, la fréquence des éruptions volcaniques qui ont construit le groupe de Kinojévis était telle qu'aucune roche sédimentaire n'est interstratifiée avec les laves comme l'ont souligné Wells et al. (1979). Ce n'est pas le cas dans les dorsales océaniques actuelles.

9.3 Comparaison avec le volcanisme de l'Islande

Il semble comme le soulignent Wells et al., (1979) que le type de volcanisme dont est issu le groupe de Kinojévis, se rapprocherait davantage de celui qui a cours en Islande actuellement.

En Islande, les laves basaltiques subaériennes et les laves subaériennes en général, forment des couches étendues (jusqu'à 25 kilomètres d'après Walker (1959) qui peuvent couvrir plusieurs centaines de kilomètres carrés des deux côtés de la fissure nourricière (Piper, 1973). Les fissures éruptives successives apparaissent "au hasard" dans la zone volcanique active ce qui crée une plaine de lave de bas relief.

Les fissures éruptives sont alimentées par des dykes et la fréquence de ces dykes a été estimée à 40 dykes/km dans un volcan central et à environ 10 dykes/km généralement dans le reste de l'empilement (Walker, 1960). La fréquence des dykes perpendiculaires et sub-perpendiculaires aux coulées cartographiées dans le groupe de Kinojévis est inférieur à 10 dykes/kilomètre (Sanschagrin et Leduc, 1979). S'il s'agit de dykes nourriciers des coulées subséquentes, il s'ensuit que la zone volcaniquement active lors de la formation du groupe de Kinojévis devait être sensiblement plus large que celle de la zone volcanique de l'Islande. Les fissures ouvertes sur le sol de l'Islande sont très fréquentes. D'après les données actuelles de la cartographie, elles seraient beaucoup plus rares dans le groupe de Kinojévis. Enfin, les stratifications en Islande montrent des pendages de 4 à 8 degrés

qui seraient compatibles avec l'allure générale de la carte dans la région que nous avons cartographiée.

Cette étude montre que les faciès des coulées de lave basaltique s'organisent d'une façon logique qui répond à des conditions spécifiques au moment de l'écoulement de la lave. L'organisation des faciès, en particulier celle des faciès coussiné et massif, était la même à l'archéen qu'aujourd'hui. La cartographie individuelle de chaque coulée est utile puisqu'elle permet d'avoir une idée du type d'empilement, donc du milieu dans lequel ces coulées se sont mises en place. Enfin, les différences qui existent entre le type de volcanisme qui prévaut actuellement dans les dorsales océaniques actives et celui qui a donné naissance au groupe de Kinojévis, résultent principalement de deux causes:

- le volume de lave émis et la fréquence des éruptions étaient probablement plus élevés à l'archéen qu'aujourd'hui et,
- le tectonisme à l'archéen était radicalement différent du tectonisme actuellement actif dans les dorsales océaniques. Le tectonisme étant le mécanisme qui permet l'arrivée du magma à la surface par le biais des fissures qu'il engendre, on peut présumer que les zones volcaniques actives qui ont donné naissance au groupe de Kinojévis d'une épaisseur considérable, étaient beaucoup plus larges que celles des dorsales océaniques ou de l'Islande actuelle.

REFERENCES

- Ambrose, J.W., 1941. Clericy and La Pause map area. Québec. Can. Geol. Surv., Mem. 233, 86 p.
- Arndt, N.T., 1973. Pillows and lava toes in modern and ancient lavas. Geol. Soc. Am. Abst. with Prog., 5, p. 536.
- Ballard, R.D. et T.H. Van Andel, 1979. Morphology and tectonics of the inner rift Valley at lat 36° 50'N on the Mid-Atlantic Ridge. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 88, pp. 507-530.
- Ballard, R.D., Holcomb, R.T. et T.H. Van Andel, 1979. The Galapagos rift at 86°W; 3. Sheet flows, collapse pits, and Pavas lakes of the rift Valley. Jour. Geoph. Res., Vol. 84, #B10, pp. 5407-5422.
- Ballard, R.D. et E. Uchupi, 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.
- Baragar, W.R.A., 1960. Petrology of Basaltic rocks in part of Labrador Trough; Bulletin de la Geological Society of America, volume 71, pp. 158-164.
- Bellaiche, G. et Cheminée, J.L., 1977. Formes volcaniques observées au cours de plongées Famous dans le rift médio-atlantique et la faille transformante "A". Bull. B.R.G.M. 2e sér., sect. IV no 4, pp. 311-329.
- _____, 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.
- Carlisle, D., 1963. Pillow breccias and their aquagege tuffs. Quadra Island. British Columbia. J. Geol., 71, pp. 48-71.
- Clifford, P.M., and McNutt, R.H., 1971. Evolution of Mt. St-Joseph - an Archean volcano. Can. J. Earth. Sci., 8, pp. 150-161.
- 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., 1981. Organisation des coulées de la formation andésitique d'Amulet, Min. Energie et Ressources, DPV-731, Québec, 48 p.

- 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.
- Descarreaux, U., 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 and Lichtblau, A.P., 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Québec, Part I: Comparaison 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.
- Dimroth, E., 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., and Sanschagrin, Y., 1978. Structure and organisation of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. Can. J. Earth. Sci., 16 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 sedimentological work in Rouyn-Noranda area. Min. des Rich. Nat., Québec, DP-500.
- _____, Gelinas, 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. Min. des Rich. Nat., Rouyn, P.Q., pp. 1-75.
- Dimroth, E., Boivin, P., Goulet, N. et Larouche, M., 1973. Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. Mins. Rich. Nat., R.P., GM28491, Québec, 59 p.
- Dimroth, E., 1971. The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline, part II: The ophiolitic suite. N. Jb. Geol. Palaeont., Abh., 137, pp. 209-248.
- Gelinas, 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. L6, 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. et 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., pp 1 à 24.
- 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., 16, pp. 1452-1466.
- Hargreaves, R., 1978. Morphology and chemistry et early precambrian metabasalt flows. Utik Lake, Manitoba. Thèse de maîtrise, Université du Manitoba, 82 p.
- Hocq, M., 1979. Demi nord et quart sud-ouest du canton d'Aiguebelle, comté d'Abitibi. Min. des Rich. Nat., Québec, DPV 644, 44 p.
- Hocq, M., 1977. Demi sud du canton d'Aiguebelle. Min. Rich. Na., Québec, DPV 544, 23 p.
- Imreh, L., 1976. Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val d'Or et son incidence géologique. Min. des Rich. Nat., Québec, DP-349 (v), 77 p.
- _____, 1978. Album photographique de coulées méta-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de la Motte-Vassan. Min. des Rich. Nat., Québec, Rapport V-6, 131 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-Clérick-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. Canada, Special Pub. 3, pp. 21-42.
- Lewis, J.V., 1914. Origin of pillow lavas. Geol. Soc. Am. Bull., 25, pp. 591-654.

- Leduc, M., 1981. Structures dans les basaltes à coussinets associés à une tectonique syn-volcanique, canton d'Aiguebelle, Québec; Thèse de maîtrise présentée à l'Université du Québec à Chicoutimi.
- Luyendyr, B.P., et Macdonald, K.C., 1977. Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 88, pp. 648-663.
- Moore, 1975. Mechanism of formation of pillow lava. *American Scientist*, 63, pp. 269-277.
- _____, 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.
- Peterson, D.W. et Swanson, D.A., 1974. Observed formation of lava tubes during 197--1971 at Kilauea Volcano, Hawaii, *Stud. Speleol.*, 2, pp. 209-222.
- Piper, J.D.A., 1973. Interpretation of some magnetic anomalies in Iceland. *Tectono physics*, Vol. 16, pp. 163-187.
- Pearce, T.H. et Birkett, T.C., 1974. Archean metavolcanic rocks from Thackeray Township, Ontario. *Can. Min.*, Vol. 12, pp. 509-519.
- Rosen-Spence, A.F. (de), Provost, G. Dimroth, E., Gochner, K., and Owen, V., 1980. Archean Subaqueous Flows, Rouyn-Noranda, Québec, Canada, and their Quaternary Equivalents. *Precambrian Res.*, pp. 43-77.
- 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. et Leduc, M., 1979. Quart sud-est du canton d'Aiguebelle. *Min. des Rich. Nat.*, DPV-676, 42 p.
- 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.
- Walker, G.P.L., 1960. Zeology of the Reydarfjordur area, eastern Iceland; *Quarterly Journal of the Geological Society of London*; Volume 114, pages 354 et suivantes.
- 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.
- Wells, G., Bryan, W.B. et Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Jour. Geol.*, Vol. 87, pp. 427-440.
- Wilson, M.F., 1962. Rouyn-Beauchatel Map area, Québec, *Can. Geol. Surr.*, Mem. 315, 140 p.

Williams, H., et McBirney, A.R., 1979. Volcanology. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, Calif., U.S., 397 p.