

DPV 731

ORGANISATION DES COULEES DE LA FORMATION ANDESITIQUE D'AMULET (PARTIE NORD), CANTON DE DUFRESNOY (COMTE DE ROUYN-NORANDA)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

**ORGANISATION DES COULÉES DE LA
FORMATION ANDÉSITIQUE D'AMULET**

(PARTIE NORD)

P.A. COUSINEAU

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES
DIRECTION GÉNÉRALE DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
DIRECTION DES LEVÉS GÉOSCIENTIFIQUES

ORGANISATION DES COULEES DE LA FORMATION ANDESITIQUE D'AMULET
(PARTIE NORD)

CANTON DUFRESNOY
COMTE ROUYN-NORANDA

Pierre A. Cousineau

Sciences de la Terre
Université du Québec à Chicoutimi



TABLE DES MATIERES

	Pages
INTRODUCTION	1
But du travail	1
Localisation et accès	1
GEOLOGIE REGIONALE	2
Travaux antérieurs sur l'organisation des laves sous-marines	3
Méthode de travail	4
Plan du rapport	4
STRATIGRAPHIE	4
Introduction	4
Cadre stratigraphique de la Formation d'Amulet	5
La Formation d'Amulet d'après de Rosen- Spence (1976)	6
Modifications apportées par le présent travail	7
Masses intrusives 2A	7
Aire d'affleurement des coulées W16 à W19	8
Résultats des modifications	8
FACIES DES COULEES MAFIQUES SOUS-MARINES	9
Faciès massif	9
Coulées massives minces	9
Coulées massives épaisses	9
Mode de mise en place	12
Faciès coussiné	14
Observations principales	14
Polygonisation des coussins	16
Observations secondaires	17
Faciès brèche	19
Brèche normale	19
Brèche sans organisation	19
Brèche d'effondrement	22
Tuf	23
ORGANISATION DES COULEES	23
Variations verticales	23
Coulées simples	23
Coulées composites	24
Formation d'Amulet	24
Variations latérales	25
Coulées simples	25
Chenaux tressés	26
Coulée visqueuse	26
RESULTATS DE L'INTERPRETATION DES VARIATIONS.	27
Coulées simples	27
Coulées composites	29
Formation de cycles effusifs	29
Remplissage de la caldeira	29
Localisation du centre éruptif principal ..	30
Nature de l'appareil volcanique	30

	Pages
ROCHES INTRUSIVES	30
Roches mafiques (2D)	30
Roches felsiques (1R)	30
TECTONISME	31
METAMORPHISME REGIONAL	31
ALTERATION CHIMIQUE DES COUSSINS	32
Localisation des échantillons	32
Pétrographie	33
Résultats	34
Interprétation	34
Discussion	35
MINERALISATION	35
Secteur de la mine Norbec	36
RESUME	36
REMERCIEMENTS	38
REFERENCES	39

FIGURES

1 - Localisation de la région étudiée	2
2 - Portion de la carte géologique à l'est de la mine Norbec montrant l'horizon vésiculaire (1) et la coulée unie (2)	13
3 - Carte montrant l'emplacement des figures 2, 11 et 14	14
4 - Exemple de détermination du sommet stratigraphique () et du sens de l'écoulement () dans un empilement de coussins. Aggrandissement d'une photographie. Tirée de Cousineau (1980)	15
5 - Petit coussin ayant crû par bourgeonnement et relié au plus gros par un étranglement (coulée W-6)	15
6 - Petit coussin (bourgeon) relié à un coussin plus gros par une croûte très mince (coulée W-6)	15
7 - Coussins vus en trois dimensions. Tubes avec deux embranchements visibles (coulée W-18)	16
8 - Formation de pseudo-coussins. La fracturation de la croûte du coussin cesse lorsque le coussin est séparé en deux (type 1) ou lorsque la partie interne du coussin est suffisamment cristallisée (type 2). Dans le type 2, la fracturation peut se poursuivre le long des craquelures de contraction	17

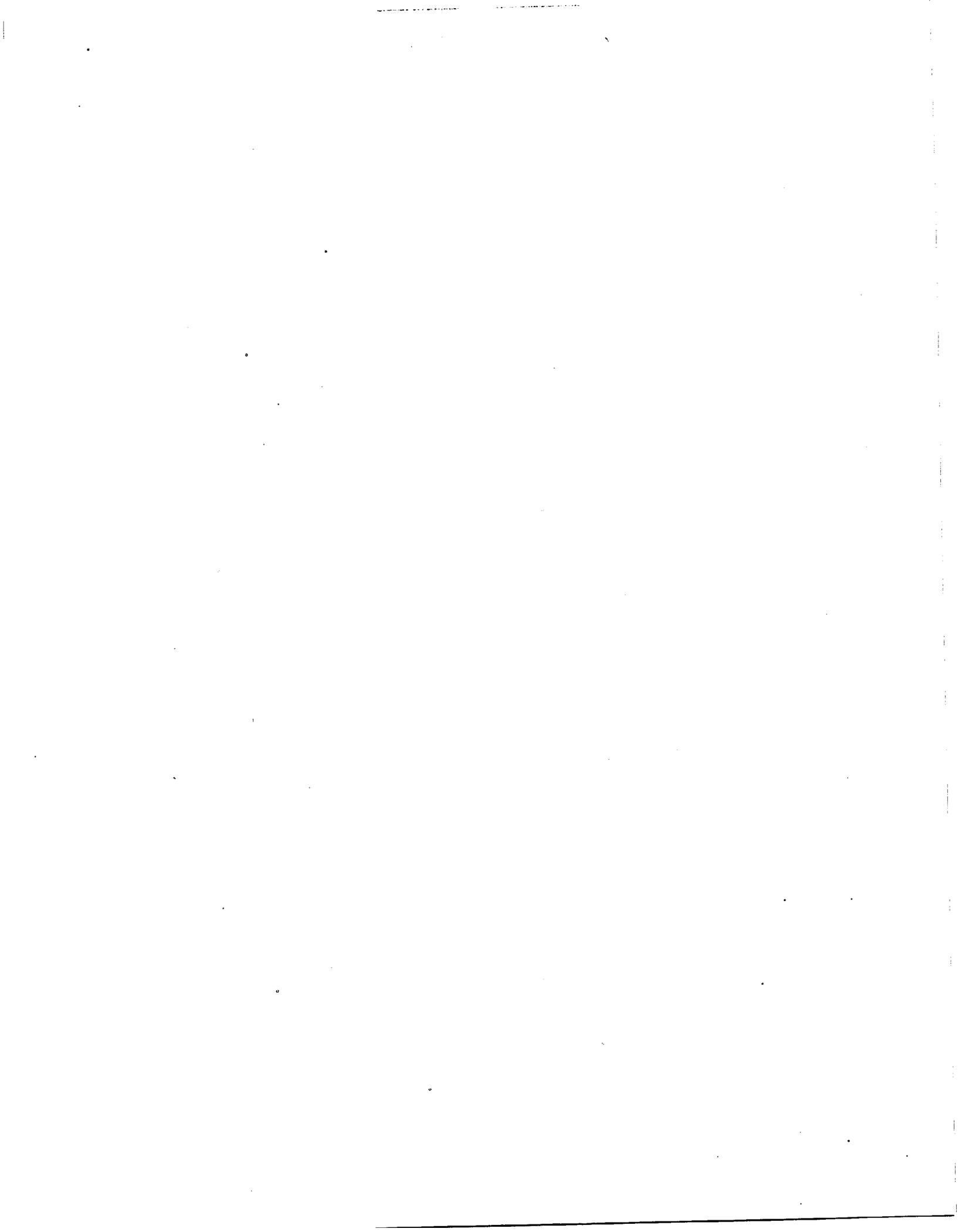
	Pages
9 - Augmentation de l'espacement et de la dimension des craquelures de contraction thermique dans la zone de bordure d'un coussin (coulée W-10)	19
10 - Organisation d'une brèche de coulée sommitale au dessus d'une unité de lave massive. Tirée de Cousineau (1980)	20
11 - Agrandissement de la coulée W-16. Noter la structure de type lits frontaux adoptée par certains rubans de brèche et de lave massive (1) et la présence d'un chenal rempli par une unité de lave coussinée (2)	21
12 - Coussins amiboïdes présents dans un ruban de brèche (coulée W-16)	22
13 - Petits coussins elliptiques avec des fragments de coussins présents dans un ruban de brèche (coulée W-15)	22
14 - Portion de la carte géologique à l'ouest de la mine Norbec. Noter la présence de lentilles de brèche à l'intérieur d'une unité de lave massive (1) la scission d'un chenal de lave massive en deux (2) une zone de brèche constituant une partie du faciès de levée (3) la présence de lentilles de lave massive interprétées comme une partie d'un dôme sans racine (4)	25
15 - Coupes montrant le processus de formation des levées. Modifiée de Cousineau (1980)	27
16 - Géologie générale de la zone d'étude montrant les principales intrusions. Le synclinal de Duprat (1) et l'anticlinal de Québec-Copper (2)	32
17 - Zones d'altération du coussin I. 1-centre, 2-bande blanche, 3-bande brune, 4-bordure	33

TABLEAUX

I - Modification apportées à la stratigraphie des coulées	10
II - Stratigraphie de la Formation d'Amulet.	11
III - Analyses chimiques des coussins I à IV.	33

CARTE

Formation andésitique d'Amulet (1:5000) .. Hors texte



INTRODUCTION

BUT DU TRAVAIL

Les nombreux gîtes volcanogéniques de Cu-Zn de la région de Rouyn-Noranda en ont fait un camp minier important et bien connu. Dans ce secteur, les gîtes se retrouvent généralement entre les volcanites mafiques et les volcanites felsiques. Il existe cependant des gîtes, telle la mine Corbet (Knukey et Watkins, 1978), entièrement localisés à l'intérieur des volcanites mafiques. On retrouve aussi des lentilles riches en zinc empilées au-dessus de la zone principale de minerai et qui se situent uniquement à l'intérieur de volcanites mafiques (Spence et de Rosen-Spence, 1975). C'est pourquoi il est important d'étudier la stratigraphie des laves mafiques de cette région.

Le présent travail, vise donc à établir un modèle de la structure et de l'organisation des coulées sous-marines de laves mafiques et à reconnaître la nature des changements de faciès, tant verticaux que latéraux, dans l'empilement des coulées andésitiques archéennes de la formation d'Amulet dans la région de Rouyn-Noranda. Des hypothèses seront alors émises quant à l'évolution du volcan Amulet-Despina, la localisation actuelle du centre d'éruption et quant aux directions d'écoulement des laves. Finalement, nous vérifierons l'existence d'un métamorphisme sous-marin initial et si les laves mafiques coussinées présentent des variations de composition chimique pouvant nuire à leur utilisation en lithogéochimie.

Le choix de la région à étudier a été effectué à partir de nombreux critères. Parmi ceux-ci, notons d'abord la grande accessibilité du terrain de même que la

présence d'affleurements importants et continus (ces éléments constituent des atouts majeurs pour une étude de ce genre) puis, l'absence de schistosité et un faible métamorphisme (schiste vert) qui ont conservé les textures originales (Gélinas et Eooks, 1974; Dimroth et al., 1975) permettant une étude pétrographique aisée. De plus, la Formation andésitique d'Amulet représente une unité stratigraphique importante puisqu'elle recouvre l'ensemble de la séquence des Mines (Spence et de Rosen-Spence, 1975) laquelle comprend la majeure partie des dépôts de Cu-Zn de la région. Toute information nouvelle à son sujet peut donc avoir une importance économique notable.

LOCALISATION ET ACCES

Le centre de notre région se situe à environ 12 km au nord de Noranda (figure 1), à la longitude 73°04' et à la latitude 48°21'. Le terrain se trouve en majeure partie dans les quarts sud-ouest du canton de Dufresnoy et sud-est du canton de Duprat (voir la carte géologique).

La zone étudiée représente une bande de quelque 12.5 km² à l'intérieur des collines Waite. Le relief de la région est modérément accidenté. Le point culminant est le mont Duprat (Beaver) à 490 m au-dessus du niveau de la mer et la dénivellation relative est de 150 m. En général, les affleurements sont nombreux, vastes et bien dégagés.

L'accès à la partie est de la région se fait par la route 101 qui relie Rouyn à Macamic. Le reste de la région est accessible grâce à un embranchement de la route 101 qui joint la concession de la

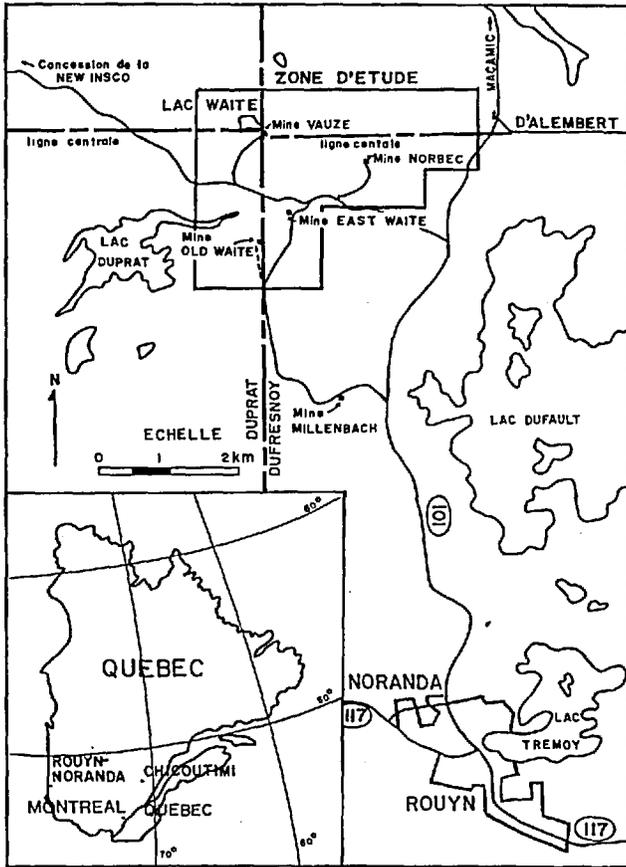


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

compagnie New Inesco; on peut aussi utiliser le chemin privé reliant les mines Norbec et Millenbach de même que d'anciens chemins, encore carrossables, allant aux anciennes mines Old Waite, East Waite et Vauze. De nombreux sentiers tracés lors d'anciennes campagnes d'exploration existent encore et permettent un accès aisé à la plupart des affleurements.

GEOLOGIE REGIONALE

Dans le Bouclier canadien, les roches volcaniques de la province de Supérieur forment des unités, de dimensions variables, appelés ceintures de roches vertes. La plupart de ces roches volcaniques, d'âge archéen, ont approximativement 2750 millions d'années (Krogh et Davis,

1972). Entre celles-ci se trouvent des ceintures de composition gneissique de dimensions tout aussi variables. Dans la partie sud de la province de Supérieur, ces deux types de ceintures sont orientées E-W.

Ces deux types de terrains se distinguent entre eux par des compositions, structures et grades métamorphiques différents. Les ceintures volcaniques ont une structure simple (principalement des plis isoclinaux à axes subverticaux) et un faible métamorphisme (sauf aux alentours des roches intrusives). Les roches intrusives sont de vastes batholites de composition tonalitique à granodioritique. Les ceintures gneissiques possèdent une structure à plis couchés repris et un métamorphisme élevé (amphibolite à granulite). Elles sont envahies par des masses intrusives de composition tonalitique à granitique.

La région de Rouyn-Noranda représente une section typique d'un tel terrain archéen, avec la ceinture gneissique de Pontiac au sud et les métavolcanites de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi au nord (à l'intérieur de laquelle les intrusions "granitiques" sont plus rare qu'ailleurs). Les roches de la Formation andésitique d'Amulet appartiennent à cette ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

Cette ceinture de l'Abitibi représente l'une des plus vastes et des plus continues parmi les ceintures de roches vertes du Bouclier canadien: 600 km de long et 250 km de large (Goodwin, 1977). Elle est composée majoritairement d'une épaisse séquence volcanique intercallée de lentilles de roches sédimentaires métamorphisées. Dimroth et Rocheleau (1979) interprètent cette séquence volcanique comme une migration vers le sud d'une chaîne volcanique active, bordée au sud par un bassin

sédimentaire. Entre les deux, on retrouve des failles syntectoniques et synsédimentaires importantes qui, au cours de l'orogénèse se sont comportées comme de grandes failles et zones de cisaillement appelées "cassures".

Dans la région, ces "cassures" sont celles de Duparquet-Destor-Manneville (DDM) au nord, et de Cadillac au sud. Entre ces failles, les roches sont plissées isoclinalement est-sud-est ou sud-est. Localement, de trois à quatre phases de plissement superposées peuvent se reconnaître sur le terrain.

Le groupe de Blake River représente l'un des nombreux complexes minéralisés de la ceinture de l'Abitibi. D'une épaisseur estimée de 12 000 à 15 000 m (Baragar, 1968), il est majoritairement constitué de laves sous-marines (basaltes à rhyolites). Stratigraphiquement, il se situe au-dessus des groupes de Kinojévis et de Malartic. Le groupe de Kewagama, composé de roches sédimentaires, sépare le groupe sous-jacent de Malartic de la base du Blake River au-dessus.

TRAVAUX ANTERIEURS SUR L'ORGANISATION DES LAVES SOUS-MARINES

Quelques modèles ont été avancés pour expliquer la structure et l'organisation des coulées de laves sous-marines. Ainsi Re (1963) et Silvestri (1963) proposent que la lave, au contact avec l'eau de mer, forme un épais manteau d'hyaloclastites sous lequel la lave massive circule. La présence des coussins, de même que celle des brèches de coulée, est expliquée par des injections réculières de lave de la partie massive dans la hyaloclastite. Carlisle (1963), par contre, explique l'organisation de ces coulées par des variations dans le rythme d'apport de la lave.

Les travaux de Moore et al. (1973) et de Moore (1975) ont surtout confirmé les travaux antérieurs décrivant l'organisation des brèches de coulée de base ("flow foot-breccia") d'origine littorale ou lacustre (Fuller, 1931). Quant à Ballard et Moore (1977), ils décrivent principalement de petits volcans en bouclier uniquement constitués de laves coussinées et situés au niveau de la dorsale médio-atlantique.

Dans le modèle qu'ils ont proposé, Dimroth et al. (1978) considèrent que la lave massive se forme lors de l'avanche rapide d'un grand volume de lave peu visqueuse à haute température. Les coussins prennent naissance au front distal de la coulée au moment où la lave perd en vitesse et qu'elle augmente en viscosité. La brèche de coulée se forme au stade terminal de l'éruption quand le volume de lave en écoulement diminue. Quant aux hyalotufs, ils se forment, en eaux peu profondes, à partir de fontaines de lave reliées à la fissure nourricière de la coulée.

Le processus de formation des coussins fut longtemps un sujet débattu. Contrairement aux opinions d'une certaine époque, les coussins ne représenteraient nullement des sacs ellipsoïdaux de lave entièrement fermés et les séquences de lave coussinée ne serait pas constituées par un empilement de tels sacs (Henderson, 1953).

Les travaux de Moore et al. (1973) de Moore (1975), Ballard et Moore (1977) ont clairement démontré que les empilements de lave coussinée étaient constitués par un enchevêtrement de tubes interconnectés à l'intérieur desquels la lave pouvait circuler. Le processus de formation de ces tubes est décrit en détail dans Moore (1975).

Diverses études ont aussi été effectuées sur les coussins afin de les utiliser comme outils stratigraphiques et indicateurs du milieu d'emplacement (Moore, 1965; Jones, 1969). Peu d'études ont par contre été faites sur la pétrographie des laves coussinées (Marshall et Cox, 1971; Baragar et al. 1977; Dimroth et al., 1978).

L'étude des phénomènes d'altération sous-marine de ce type de lave est récente. Les travaux actuels (Hart et al., 1974; Scott et Hajash, 1976; Seyfried et al., 1978) ont démontré que l'halmyrolyse initiale des coussins actuels (altération de basse température par l'eau de mer) produisait des modifications chimiques importantes dans certaines parties des coussins. Malheureusement, bien peu de travaux ont été effectués sur des laves plus anciennes afin d'y vérifier l'existence de telles altérations (Bailey et al., 1964; Baragar et al., 1978).

METHODE DE TRAVAIL

Les données nécessaires à la présente étude ont été recueillies au cours de deux saisons de travail (6 mois) avec l'aide d'un assistant. Il s'agissait principalement d'une cartographie à 1:4800 durant laquelle les affleurements de la région furent visités en détail. A cette fin, nous avons utilisé les cartes à 1:12 000 de la thèse de de Rosen-Spence (1976) et d'autres à 1:4800, fournies gracieusement par la compagnie Falconbridge Copper (plan A-400-123-260, Ms Lake Dufault Mines Ltd).

Les critères utilisés pour l'étude des brèches de coulées sont basés sur les travaux de Côté et Dimroth (1976) et de Dimroth (1977) et ceux pour l'étude des changements de faciès sur les travaux de Dimroth et al., (1976).

PLAN DU RAPPORT

Les pages qui suivent sont essentiellement une description de notre carte (hors texte) et des relations entre faciès telles qu'observées sur le terrain. La pétrographie des divers faciès et des divers phénomènes décrits y est de plus succinctes.

Le plan de ce travail comprend un premier chapitre qui situe la zone d'étude à l'intérieur de la stratigraphie régionale puis locale et qui traite ensuite des modifications apportées à cette stratigraphie locale par ce travail.

Les chapitres suivants décrivent les faciès présents dans les laves mafiques sous-marines puis l'organisation de ces coulées, notamment les variations verticales et latérales observées sur le terrain soit à l'intérieur d'une même coulée soit dans l'ensemble de la Formation d'Amulet. L'interprétation de ces observations constitue un autre chapitre.

Le travail se termine par un survol des intrusions recoupant la zone d'étude, du tectonisme régional, du métamorphisme régional et de la minéralisation dans cette zone. Il y a aussi un chapitre entièrement consacré aux altérations chimiques des coussins qui suit celui du métamorphisme régional.

STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION

Les premiers travaux importants furent effectués dans la région par la Commission géologique du Canada (Wilson, 1919; Cooke et al., 1931). Ces cartographies de reconnaissance furent suivies de travaux

plus détaillés notamment ceux de Wilson (1941) et de Gunning et Ambrose (1939), grâce auxquels la stratigraphie régionale fut élaborée. Par après, Edwards (1960) et Spence (1967) subdivisèrent le Blake River en unités stratigraphiques de types formation. Les géologues du ministère des Richesses naturelles ont permis une corrélation des unités et une interprétation plus juste de cette stratigraphie (Dimroth et al., 1975; Imreh, 1976). Enfin, c'est de Rosen-Spence (1976) qui a étudié la stratigraphie de la région centrale de Rouyn-Noranda.

Divers travaux ont aussi été effectués sur la géochimie de ce secteur (Baragar, 1968; Gélinas et al., 1977; Goodwin, 1977), le métamorphisme (Jolly, 1974; Gélinas et Brooks, 1974) et sur divers problèmes reliés à la minéralisation et aux mines de la région (voir entre autres Spence, 1975).

CADRE STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION D'AMULET

La formation andésitique d'Amulet appartient au Groupe de Blake River. La stratigraphie de ce groupe porte à controverse: absence de lits repères plus longs que 120 km et unités lenticulaires limitées (<120 km). Ces facteurs de même que l'existence de changements abrupts entre les faciès et la présence de grandes failles régionales (Cadillac et DDM) qui segmentent la région de Rouyn-Noranda rendent les essais de corrélation difficiles (Dimroth et al., 1975).

Des critères de nature chimique, reliés à la composition des magmas, ont été utilisés pour subdiviser le Blake River et deux modèles stratigraphiques ont été proposés. Goodwin (1977) subdivise toute la

région de Timmins-Kirkland Lake-Rouyn en 4 sous-groupes: Bowman (I), Garrison (II), Misena (III) et Noranda (IV). Ces sous-groupes peuvent se regrouper en une partie inférieure (sous-groupes I et II) et une partie supérieure (sous-groupes III et IV). L'ensemble des unités est déversée vers l'est et représente une évolution magmatique de l'ouest vers l'est.

Spence et de Rosen-Spence (1975) ont subdivisé par la suite le sous-groupe de Noranda en 5 zones rhyolitiques, nommées informellement de la base au sommet (1) Montbray, (2) Quésabe, (3) Mine, (4) Porphyrique et (5) Cléricy. Entre chaque zone, (et parfois à un degré moindre, à l'intérieur de ces zones) il y a une interzone andésitique. La Formation d'Amulet se trouve à l'intérieur de l'interzone andésitique 3-4.

Gélinas et al. (1977) suivent le modèle stratigraphique de Dimroth et al. (1975) dans lequel la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans la région de Rouyn-Noranda, est subdivisée en deux, avec à la base, le Groupe de Kinojévis et au dessus le Groupe de Blake River. Dans ce modèle, le Groupe de Kinojévis ne se subdivise que sur la base de critères de terrain; les subdivisions du Groupe de Blake River dépendent de critères de terrain et de données chimiques. Le Groupe de Blake River est subdivisé, du nord au sud, en cinq "séries": série tholéitique de Duparquet-Destor-Manneville, série calco-alcaline de Renault, série tholéitique de Dufresnoy, série tholéitique de Rouyn.

Dimroth et Rocheleau (1979) ont repris ces séries pour en faire des unités stratigraphiques. Ainsi la base du Blake River, représentant une plaine de basalte, est constituée par le sous-groupe de Pelle-

tier et comprend la série de Duparquet-Destor-Manneville et la partie inférieure de la série de Rouyn. Cette unité de base est surmontée par les sous-groupes de Dufault et Renault qui représentent de nombreux complexes volcaniques centraux d'affinité calcô-alcaline. Ces deux sous-groupes sont recouverts par des roches tholéitiques de la série de Dufresnoy et de la partie supérieure de la série de Rouyn qui sont des équivalents respectifs des sous-groupes de Dufresnoy et de Rouyn.

Notre aire d'étude appartient au sous-groupe de Dufault. Les roches, équivalentes ou légèrement plus jeunes que celles du sous-groupe de Renault, sont majoritairement composées d'andésites et de rhyolites. Il y a absence de termes intermédiaires tels dacites ou rhyodacites (SiO_2 entre 64% et 71%).

D'après Spence et Rosen-Spence (1975) le plus grand des complexes volcaniques centraux du sous-groupe de Dufault est celui de Noranda (centré à l'ouest du lac Dufault). Il se serait développé en plusieurs étapes compliquées dont, entre autres, la formation d'une grande caldeira au nord de Noranda. Cette caldeira est limitée au nord par la faille du ruisseau Vauze et au sud par celle actuellement occupée par le dyke nourricier de Quémont. L'effondrement de cette caldeira a débuté après l'éruption des coulées rhyolitiques microporphyriques de Joliette et de Browlee au sud, et d'Amulet au nord. Cet effondrement a été suivi du remplissage de la caldeira par du matériel principalement mafique (basalte et andésite) et localement, en bordure ou à l'extérieur de la caldeira, par des coulées rhyolitiques riches en phénocristaux de quartz et plagioclase. Cette activité rhyolitique a surtout été concentrée au sud, où il y a des indications de fai-

bles éruptions pyroclastiques. Bien qu'il y ait eu quelques dômes et coulées rhyolitiques à l'intérieur de la caldeira, la majeure partie du matériel de remplissage consiste cependant en basalte et andésite microporphyrique à porphyrique (plagioclase) regroupés dans les formations d'Amulet, de Despina et de Powell. Notons que les coulées individuelles d'Amulet et de Despina ont été corrélées entre elles par de Rosen-Spence (1976).

Ce remplissage de coulées andésitiques s'est effectué au moyen de deux grands volcans en bouclier: Amulet-Despina et Powell. Le centre du volcan Amulet-Despina se trouve proche de l'ancienne mine Old Waite (voir page 30), alors que le centre du volcan Powell (peu étudié) n'est pas connu.

LA FORMATION D'AMULET D'APRES DE ROSEN-SPENCE (1976)

En 1976, A.F. de Rosen-Spence a raffiné encore plus la stratigraphie locale en reconnaissant et délimitant les coulées de certaines formations andésitiques de la région puis en les corrélant entre elles. Elle a ainsi identifié 22 coulées dans la partie nord de la Formation d'Amulet (collines Waite) et 36 coulées dans la partie sud (collines Amulet). Nous avons étudié en détail les coulées de la partie nord de la formation (W-1 à W-22).

De Rosen-Spence reconnaît trois faciès dans les coulées: massif, coussiné et de brèches de coulée. Elle définit aussi des dykes acides, généralement avec phénocristaux de quartz et/ou feldspath, des dykes mafiques, composés majoritairement de diorite et gabbro et des dykes mafiques à grain fin de composition andésitique (?).

Dans sa cartographie, chaque coulée est caractérisée au moyen de critères spécifiques permettant une identification précise des coulées. Les critères utilisés par de Rosen-Spence (1976) sont: la taille des phénocristaux de feldspath (avec trois classes: 1 mm, 2 mm et 3 mm et plus), les laminations, la vésicularité et les yeux de quartz. Le terme "lamination" est une appellation erronée puisqu'il ne s'agit pas de laminations d'écoulement, mais plutôt de craquelures de contraction thermique (Dimroth et al., 1978). Celles-ci se produisent lors du refroidissement de la lave et sont surtout présentes dans les coussins. La vésicularité se réfère à la présence d'amygdales, sans mention de leur taille, ni de la nature du matériel de remplissage. Enfin, l'utilisation du terme "yeux de quartz" définit des amygdales de grande taille (1 à 6 cm) remplies principalement de quartz blanc et d'épidote.

Parmi les coulées identifiées, c'est le faciès coussiné qui domine sur les autres. Les coulées sont aussi fréquemment "recoupées" par des masses (dykes?) à grain fin.

MODIFICATIONS APPORTEES PAR LE PRESENT TRAVAIL

Notre cartographie utilise les mêmes critères que ceux de de Rosen-Spence (1976) mais avec en plus deux classes de vésicularité et de craquelures de contraction. La présence de phénocristaux de plagioclase dans la plupart des coulées ne peut, à notre avis, être utilisée comme outil de cartographie stratigraphique très précis. En effet, ces phénocristaux se concentrent généralement en bordure des coussins et le long des contacts dans les laves massives où ils n'apparaissent qu'en nombre réduit (3% et moins). Ceci rend

difficile la distinction entre les phénocristaux telluriques qui ont cristallisé lors de l'écoulement et du refroidissement de la lave. La distinction entre coulée porphyrique et non porphyrique est alors des plus difficiles. Aussi en comparaison avec de Rosen-Spence (1976), nous n'avons que deux coulées véritablement porphyrique et une faiblement porphyrique.

L'ensemble de nos critères sont donc:

- (1) V : lave fortement vésiculaire
- (2) (V) : lave faiblement vésiculaire
- (3) X : craquelures de contractions marquées (présentes dans l'ensemble du coussin)
- (4) (X) : craquelures de contraction peu marquées (présentes en bordure seulement)
- (5) [] : phénocristaux de plagioclase >3 mm
- (6) [] : phénocristaux de plagioclase <3 mm
- (7) O : grandes amygdales de quartz et épidote ("yeux de quartz")

De plus, la cartographie en détail des zones d'affleurement non-répertoriées au précédent nous a conduit à modifier la cartographie antérieure de de Rosen-Spence (1976). Deux de ces modifications, jugées assez importantes, sont présentées ci-dessous.

Masses intrusives 2A

La plupart des intrusions mafiques à grain fin (2A) de puissance supérieure à 5 m (et en l'absence d'indications contraires) sont maintenant considérées comme les parties massives de coulées andésitiques pour quatre raisons. 1) Ces masses irrégulières de composition andésitique (?) ont un aspect identique à celui des autres la-

ves massives déjà identifiées. 2) Les caractéristiques observées dans les zones de contact entre ces intrusions et les laves coussinée sont identiques à celles observées entre lave massive et lave coussinée. 3) A l'intérieur de ces intrusions de grandes puissances (40 m et plus), la granulométrie est fine et constante; parfois de faibles lentilles (1 à 2 m de diamètre) de brèche de coulée ou de lave coussinée sont présentes à l'intérieur de la "masse intrusive" (voir le chapitre "faciès massif"). 4) Ces grandes masses, concordantes ou légèrement discordantes avec les laves encaissantes, présentent une géométrie très irrégulière; ceci exclut leur mise en place comme dyke ou stock. Ces masses ne peuvent pas s'être mises en place sous forme d'injections forcées non plus, car il y a une absence marquée d'évidences tectoniques dans les laves encaissantes (comme la déformation de coussins).

La distinction entre "masse intrusive" et "lave massive" est d'autant plus difficile à établir que, déjà, l'identification des diverses laves massives s'avère presque impossible puisque toutes les parties massives des coulées possèdent en général les mêmes critères. Ces laves massives ne présentent les critères propres de la coulée (craquelure, vésicularité, phénocristaux, etc) que proche de leurs contacts inférieurs et supérieurs et au niveau des zones de transition latérale avec des laves coussinées. Ainsi, dans de telles zones la lave massive possède les mêmes caractéristiques que celles présentes dans les laves coussinées et seulement celles-là. Sans la présence d'affleurements dans les zones de contact et de transition, une distinction sûre entre lave massive et dyke devient presque impossible. A noter que les coulées ne possédant pas de critères d'identification précis n'ont pas été iden-

tifiées par un numéro mais plutôt par le signe m (V6-2A).

Aire d'affleurement des coulées W-16 A W-19

A cet endroit, les coulées de lave massive ou coussinée apparaissent maintenant comme une succession de minces rubans, souvent discontinus latéralement, qui alternent avec des rubans de brèche de coulée de 1 à 10 m d'épaisseur. Il existe aussi fréquemment des lentilles de lave massive ou coussinée à l'intérieur des rubans de brèche. Nous avons pu suivre certains de ces rubans sur plusieurs centaines de mètres. Cette succession de coulées forme une structure semblable à celle des rivières tressées (anastomosées).

L'empilement de ces diverses coulées simples produit un "cycle" où la proportion de brèche de coulée de chaque coulée devient de plus en plus importante en volume en montant dans la stratigraphie. Cette augmentation se poursuit jusqu'à ce qu'une nouvelle coulée massive importante apparaisse pour former la base d'un nouvel empilement de même nature.

La géométrie anastomosée des coulées, de même que l'augmentation cyclique de brèche de coulée, permettent de conclure que ces cycles représentent des réavancés multiples de la même période effusive et pour cette raison, les coulées W-16, 17, 18 et 19 sont des coulées composites.

RESULTATS DES MODIFICATIONS

L'ensemble des modifications apportées au travail de de Rosen-Spence (1976) sont suffisantes pour proposer une nouvelle numérotation des coulées de la partie nord de la Formation d'Amulet. Cette nouvelle numérotation est présentée

et comparée à la numérotation antérieure dans le tableau I; les raisons du changement sont aussi mentionnées.

La stratigraphie proposée (tableau II) pour la Formation d'Amulet (partie nord) comprend donc 19 coulées. De celles-ci, les quatre dernières (W-16, 17, 18 et 19) représentent des coulées composites à l'intérieur desquelles on ne peut distinguer comme critères d'identification qu'une forte vésicularité. Toutes les autres coulées identifiées (numérotées) représentent des coulées simples, qui peuvent se regrouper en coulées composites. Sur la carte, les limites entre les faciès des coulées simples ont été tracées contrairement à celles des coulées composites.

FACIES DES COULEES MAFIQUES SOUS-MARINES

Les coulées mafiques sous-marines récentes et archéennes se présentent sous trois formes principales: lave massive, lave coussinée et brèche de coulée. Comme il s'agit d'équivalents latéraux d'une seule et même coulée (Dimroth et al., 1976), nous utiliserons le terme de faciès pour y référer. Chacun de ces faciès sera décrit en détail. Les zones de transition entre faciès seront traitées avec l'un ou l'autre des faciès concernés.

FACIES MASSIF

De couleur gris vert à vert foncé, les laves massives présentent un caractère assez homogène dans l'ensemble de la Formation d'Amulet. Ainsi, il n'y a pas de variations granulométriques importantes, le grain étant de fin à très fin. L'épaisseur de ces coulées varie de 1 à plus de 200 m.

Les laves massives forment, dans les coulées supérieures (coulées W16, W17,

W18 et W19), de minces rubans ou lentilles de 1 à 5 m d'épaisseur qui alternent avec les faciès coussinés et, surtout, bréchiques. Dans les coulées inférieures (proches de Old Waite), elles forment des masses irrégulières de grande épaisseur (jusqu'à 200 m) intercalées entre les faciès coussinés et, plus rarement, bréchiques.

COULEES MASSIVES MINCES

Les contacts inférieurs et supérieurs des coulées massives minces se présentent sous forme de minces zones de trempe de quelques centimètres d'épaisseur seulement. Ces contacts dans les rubans de lave massive sont nets et ne sont que légèrement ondulants. Par contre, les lentilles de lave massive situées à l'intérieur d'épais horizons de brèche de coulée ont des contacts bréchifiés très irréguliers; une partie des fragments de la brèche environnante dérive certainement de ces lentilles de lave massive.

Toutes les laves massives minces de la partie supérieure de la Formation d'Amulet sont très vésiculaires (plus de 20%), non porphyriques et sans craquelures de contraction visibles.

COULEES MASSIVES EPAISSES

Le contact inférieur des coulées massives épaisses avec les autres faciès n'est que légèrement ondulant, la lave massive ne remplissant que les irrégularités de surface. Aucune trace de flammes renversées, telles que décrites par Côté et Dimroth (1976), n'a été trouvée. Le contact supérieur varie de plat et régulier à ondulant; les plus grandes irrégularités s'observent au contact avec le faciès des brèches de coulée. Dans tous les cas, les limites de ces contacts sont nettes.

TABLEAU 1 - MODIFICATIONS APORTEES A LA STRATIGRAPHIE DES
COULEES DE LA FORMATION D'AMULET (PARTIE NORD).

Présent rapport	De Rosen-Spence, 1976	Raisons de la modification
W-19	Non répertorié	Coulées composites se situant probablement au-dessus de W-16
W-18	Non répertorié	
W-17	Non répertorié	
W-16 représente	W-22, 21, 20, 19 et la section la plus à l'est de W-18.	Ces unités appartiennent à une même coulée composite.
W-15 représente	W-17	Simple décalage de numéro
	Partie ouest de W-18	Réinterprétation
W-14 représente	W-16	Simple décalage de numéro
W-13 représente	Partie de W-13 au SE de la mine Norbec	Réinterprétation
W-12 représente	W-15	Simple décalage de numéro
	Partie supérieure de W-12 au SE de la mine Norbec	Réinterprétation
W-11 représente	W-14	Simple décalage de numéro
	Partie inférieure de W-12 au SE de la mine Norbec	Réinterprétation
m(V6-2A) "	W-11 au SE de la mine Norbec	Coulée d'extension très limitée et sans critère précis d'identification
W-10 représente	Toutes les autres parties de W-13	Simple décalage de numéro
	Partie de W-10 au SE de la mine Norbec	Réinterprétation
W-9 représente	Toutes les autres parties de W-11	Simple décalage de numéro
	W-12 (au N de la mine Norbec)	Réinterprétation
W-8 représente	W-10	Simple décalage de numéro
W-7 représente	W-11 (au N de la mine Norbec)	Réinterprétation
	W-9	Réinterprétation
W-6 représente	W-8 et W-7	Distinction impossible entre les deux
W-5 représente	W-6	Simple décalage de numéro
W-4 représente	W-5 et W-4	Deux faciès d'une même coulée (W-4: massif, W-5: coussiné)
W-3 représente	W-3	Aucune modification
W-2 représente	W-2	Aucune modification
W-1 représente	W-1	Aucune modification

TABLEAU II - STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION D'AMULET (PARTIE NORD)

Numéro de la coulée	Lithologie	Coulée composite
W-19*	Lave vésiculaire	H' (?)
W-18*	Lave vésiculaire	G' (?)
W-17*	Lave vésiculaire	F' (?)
W-16*	Lave vésiculaire	E'
W-15	Lave vésiculaire	D'
W-14	Lave avec quelques "yeux de quartz"	C'
W-13	Lave vésiculaire avec craquelures de contraction peu marquées	C'
W-12	Lave peu vésiculaire avec craquelures de contraction très peu marquées et quelques phénocristaux de feldspath de 2-3 mm	B'
W-11	Lave très vésiculaire	B'
...	Une unité m(V6-2A) intercalée localement entre les coulées W-11 et W-10	
W-10	Lave avec craquelures de contraction marquées	A'
W-9	Lave avec craquelures de contraction marquées et "yeux de quartz"	A'
W-8**	Lave peu vésiculaire avec craquelures de contraction peu marquées	D' (?)
W-7**	Lave vésiculaire	D' (?)
W-6	Lave peu vésiculaire, très prophyrique (phénocristaux de feldspath de moins de 3 mm (concentration: 5%))	C
W-5	Lave très vésiculaire	C
W-4	Lave avec craquelures de contraction peu marquées et phénocristaux de feldspath de plus de 5 mm (concentration: 2-3%)	
W-3	Lave très vésiculaire	B
W-2	Lave vésiculaire avec craquelures de contraction peu marquées	A
W-1	Lave très vésiculaire	A

* Coulée composite

** Coulée très locale

Toutes les parties massives des coulées identifiées se ressemblent lorsqu'elles sont observées loin des zones de contact avec les autres faciès. Tel que mentionné précédemment, il est impossible d'identifier une coulée à partir de sa lave massive; seules les laves porphyriques échappent à cette règle, puisque leur phénocristaux se trouvent aussi au centre de la lave massive.

En général, les laves massives présentent une vésicularité faible (moins de 1 à 2%) et une absence presque totale de phénocristaux. Les vésicules, principalement remplies d'albite, sont de faibles dimensions (1-2 mm). Au niveau des zones de contact et de transition massif-coussin ou massif-brèche, le pourcentage, la taille et la composition des amygdales se modifient pour devenir semblables à ce qui est observable dans le faciès coussiné ou bréchique de la même coulée. Il en est de même pour les phénocristaux et les craquelures de contraction. Ainsi, au niveau d'une zone de contact entre deux faciès d'une même coulée, les particularités internes (vésicules, phénocristaux, craquelures) de part et d'autre de ce contact sont toujours identiques.

Les colonnades dans les laves massives sont rares et peu développées. Lorsqu'elles sont présentes, elles forment des hexagones réguliers de 30 à 40 cm de section. Localement, il existe aussi des structures polygonales ressemblant plus à des réseaux de fractures ("stockwerk") qu'à de véritables colonnades.

MODE DE MISE EN PLACE

Si les coulées massives minces peuvent aisément s'interpréter comme de véritables épisodes individuels d'écoulement de lave massive (pulsion), le mécanis-

me de mise en place des séquences épaisses est plus difficile à concevoir, d'autant plus que les indications morphologiques et tectoniques de la région excluent leur mise en place comme dyke, stock ou injection forcée.

La persistance d'une faible granulométrie sur toute l'épaisseur des coulées massives épaisses suggère qu'elles pourraient avoir été formées par des réavancées successives et rapides d'une même coulée de lave massive. Un exemple appuyant cette idée se trouve à l'est de la mine Norbec. A cet endroit, un horizon vésiculaire (1 à 5 m d'épaisseur) débouchant latéralement sur des lentilles de brèche de coulée nous a permis de subdiviser une épaisse séquence massive (plus de 200 m) en deux coulées épaisses de 75 à 100 m chacune (figures 2 et 3). Ce phénomène semble provenir de la réavancée d'une même coulée de lave massive ou de la mise en place rapide d'une nouvelle coulée. Les croûtes (c.à.d. les surfaces déjà cristallisées) de la première coulée et de la coulée subséquente vont se "souder" c'est-à-dire qu'il n'y aura pas, sur le terrain, de différence granulométrique suffisante permettant de distinguer la présence des croûtes de coulée massive (alphanitiques à microgrenues). Il est alors impossible de savoir si une coulée de lave massive épaisse est formée par une, deux ou même plusieurs coulées massives minces. Par contre, si une de ces coulées est très riche en gaz, il se forme, sous la croûte supérieure, une zone fortement vésiculaire. Par la suite, même si cette croûte se "soude" avec d'autres coulées massives mises en place au-dessus d'elle, l'horizon vésiculaire persiste. Malheureusement, la majeure partie des coulées massives dans la région sont peu vésiculaires et on ne connaît pas encore de critères permettant de distinguer clairement les divers épisodes de formation des laves massives épaisses.

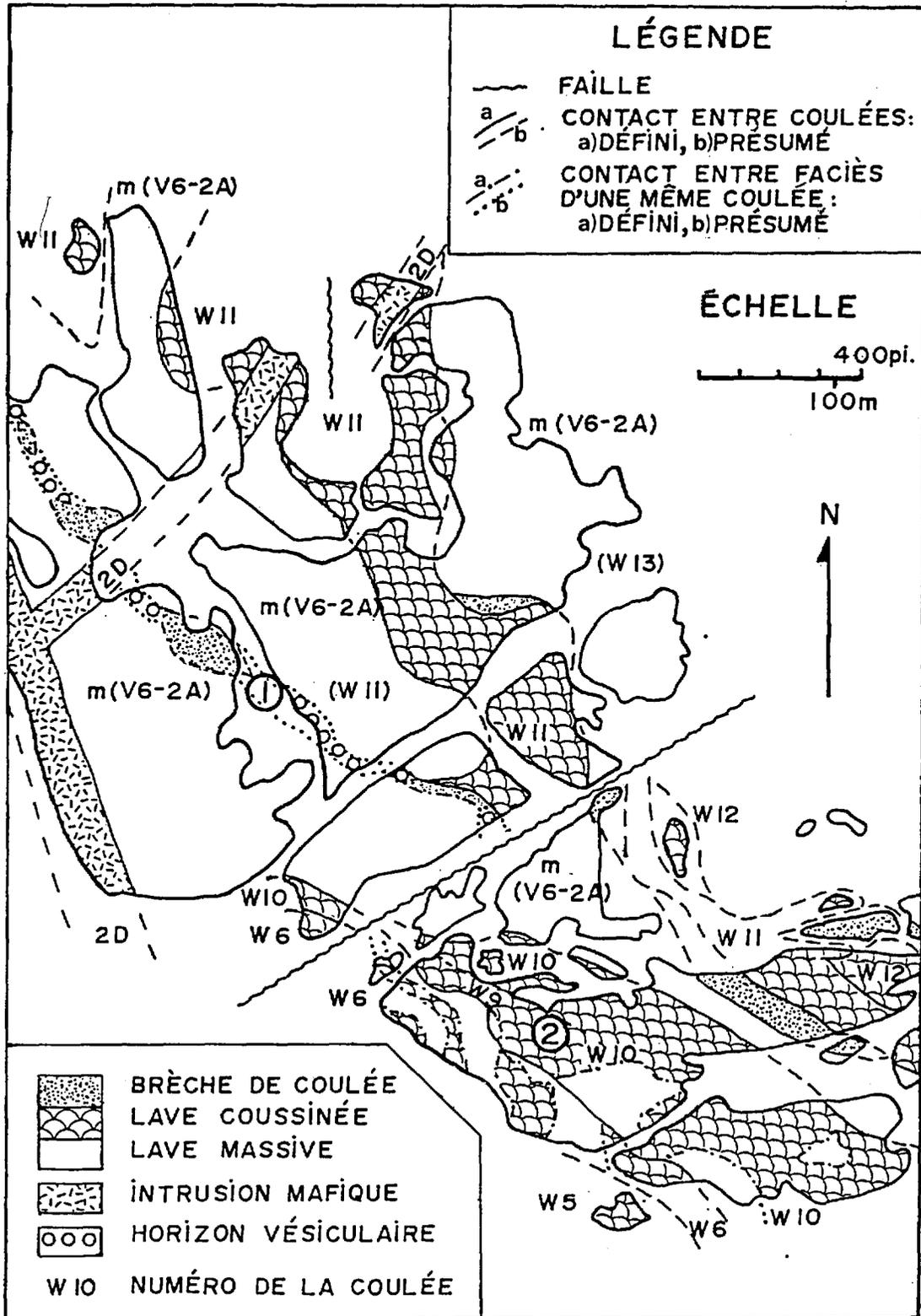


FIGURE 2 - Portion de la carte géologique à l'est de la mine Norbec montrant l'horizon vésiculaire (1) et la coulée unie (2). Voir figure 3 pour la localisation.

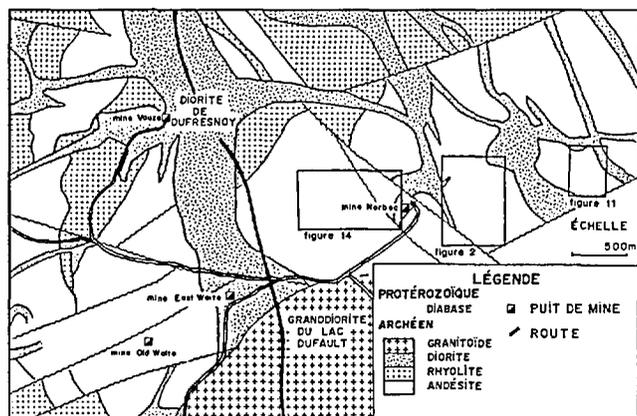


FIGURE 3 - Carte montrant l'emplacement des figures 2, 11 et 14.

Ailleurs, au sud-ouest de la mine Norbec, on trouve trois bandes concentriques d'épidote accolées ensemble par leurs bords extérieurs. Ce phénomène rappelle celui de la jonction de trois coussins normaux et représenterait, à notre avis, la jonction de trois mégacoussins "soudés". Ce phénomène n'a pu être observé qu'à cet endroit seulement, mais suggère que certaines grandes coulées de lave massive à granulométrie fine et uniforme sont peut-être constituées par un empilement de tels mégacoussins "soudés".

Enfin, certaines zones présentent aussi un intérêt particulier: ainsi dans la partie sud-ouest du terrain, on trouve des croûtes de coussins incomplètes (en forme d'arcs irréguliers) entourées par des craquelures concentriques très irrégulières. D'une façon plus générale, il existe à l'intérieur de quelques séquences massives des lentilles de faibles dimensions (1 à 3 m) composées de fragments de brèche et de petits coussins (figure 14). Ces lentilles semblent distribuées au hasard sur des distances de quelques centaines de mètres. Ces phénomènes représenteraient la zone de transition entre la lave massive et la lave coussinée.

FACIES COUSSINE

Les coulées de lave coussinée sont constituées par l'empilement serré de nombreux coussins individuels. Ces coussins présentent, en deux dimensions, une forme généralement elliptique et possèdent tous une bordure externe composée de verre volcanique et un coeur de matériel plus cristallin.

Nous décrirons d'abord les propriétés des coussins (forme, surface, etc) confirmant l'hypothèse selon laquelle les coussins se forment par propagation des tubes (Moore, 1975; Ballard et Moore, 1977). Un phénomène de polygonisation qui donne parfois naissance à des pseudo-coussins sera ensuite présenté. Les observations de moindres importances (vésicularité, craquelure de contraction, etc) seront ensuite décrites.

OBSERVATIONS PRINCIPALES

La taille et la géométrie des coussins varient grandement sur l'ensemble de la coulée. Les petits coussins (30 cm) sont subcirculaires et occupent surtout les interstices entre de plus gros coussins. Certains d'entre eux possèdent des croûtes réentrantes ou sont encore reliés aux plus gros par un étranglement. Les coussins normaux (30-200 cm) ont des formes elliptiques à subrectangulaires (forme de matelas) à subarrondies (forme de brioche). Au moment de leur formation, les coussins sont dans un état plastico-visqueux et leurs bordures inférieures (et parfois latérales) épousent les formes du relief local. Ce relief est généralement produit par d'autres coussins formés un peu auparavant. L'asymétrie résultante sert à déterminer la polarité de la formation volcanique (Waters, 1960). Malheureusement, cette asymé-

trie n'est visible que perpendiculairement au plan de stratification. La plupart du temps, le grand axe des coussins n'est pas parallèle à ce plan d'où une limitation considérable de l'utilité des coussins en stratigraphie. Dans un plan perpendiculaire au plan de stratification, mais aussi parallèle à la direction de l'écoulement, il existe une asymétrie latérale (Imreh, 1978) qui permet de déterminer le sens de l'écoulement. Dans ce cas, l'avant du coussin s'est déformé au contact des coussins déjà présents et a pris un aspect concave alors que l'arrière est demeurée convexe. Le sens de l'écoulement est donc de la surface convexe vers la surface concave (figure 4).

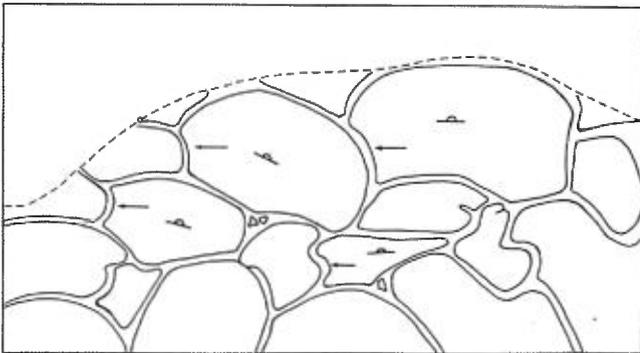


FIGURE 4 - Exemple de détermination du sommet stratigraphique (Δ) et du sens de l'écoulement (←) dans un empilement de coussins. Aggrandissement d'une photographie. Tirée de Cousineau (1980).

Les mégacoussins (>2 m) varient de subarrondis à subrectangulaires. Plusieurs de ces coussins, surtout dans les zones de transition, possèdent de nombreuses croûtes incomplètes et s'entourent de coussins plus petits. Certains de ces petits coussins sont reliés aux mégacoussins par des étranglements (figure 5) ou par des croûtes très minces (figure 6).

Les empilements de coussins peuvent se diviser latéralement en deux variétés. Une variété hétérogène avec des coussins

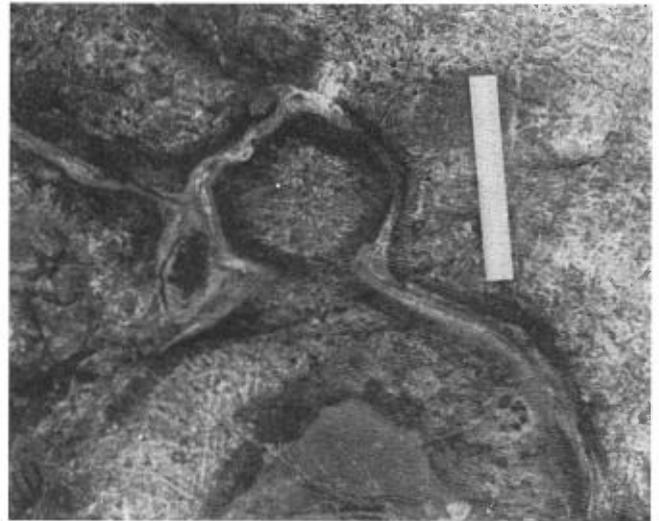


FIGURE 5 - Petit coussin ayant crû par bourgeonnement et relié au plus gros par un étranglement (coulée W-6); en bas au centre.

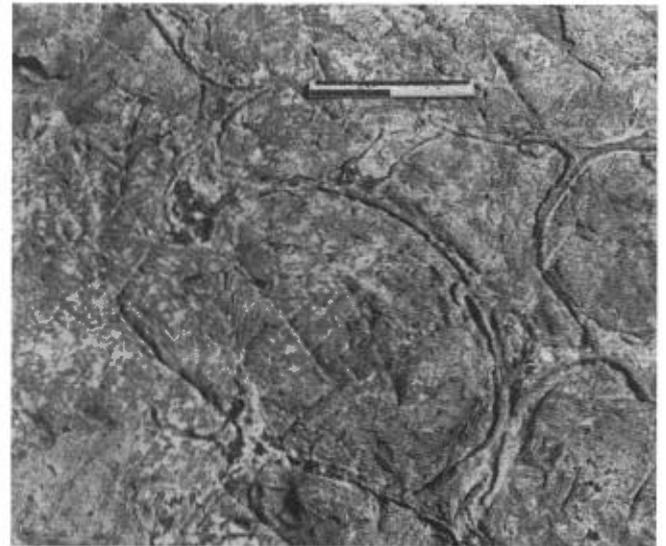


FIGURE 6 - Petit coussin (bourgeon) relié à un coussin plus gros par une croûte très mince (coulée W-6).

sins de tailles variables et une variété homogène constituée de coussins normaux tous de taille semblable (avec localement de petits coussins).

La présence de croûtes incomplètes, de croûtes réentrantes et d'étranglements suggère que la plupart des coussins sont reliés entre eux et qu'ils sont des

tubes interconnectés entre eux. Une telle hypothèse est confirmée grâce à un affleurement montrant des coussins dégagés en trois dimensions. A cet endroit, de véritables tubes sont visibles. Ceux-ci exposés sur environ 4 m ont un diamètre à peu près constant de 70 cm sur toute leur longueur (figure 7). De plus, à partir d'un tube principal, il se forme régulièrement des tubes secondaires de dimension (section) semblable au tube principal. Les embranchements de ces tubes secondaires sont bien visibles et forment un angle faible dans le plan de stratification. L'angle de l'embranchement donne donc le sens de l'écoulement.

Dans notre région, il a été impossible d'isoler des coussins individuels représentant des sacs de lave fermés, à



FIGURE 7 - Coussins vus en trois dimensions. Tubes avec deux embranchements visibles (coulée W-18).

cause d'un manque d'affleurement. Par contre, de tels sacs ont été observés dans d'autres empilements de coussins (Dimroth et al., 1978). Les empilements de coussins se forment principalement par croissance des tubes selon le modèle de Moore (1975) mais aussi par ramification des tubes, c'est-à-dire subdivision du tube original en de nombreux tubes de diamètres beaucoup plus petits. Nous considérons les mégacoussins comme les tubes nourriciers à partir desquels les coussins normaux croissent. Les petits coussins représentent, quant à eux, des bourgeons (coussins bulbeux) sur un tube (coussin normal). Il est aussi possible que des bourgeons aient pu se détacher complètement pour former des coussins isolés (sacs).

Malgré l'étude de très nombreuses surfaces de coussins, il a été impossible de trouver les traces de corrugations et les fractures parallèles ("fault-scrapes") décrites par Moore (1975) et Ballard et Moore (1977).

POLYGONISATION DES COUSSINS

Alors que la plupart des coussins de notre région se sont sans doute formés par le processus dynamique décrit ci-dessus, la découverte d'un phénomène de "polygonisation" semble indiquer qu'une formation de coussins, ou du moins de pseudo-coussins, est également possible par un processus statique. En effet, des coussins se sont localement désintégrés en polygones de 10 à 30 cm de section avec des bordures parfois constituées d'une mince croûte de verre. Dans certains polygones adjacents, les mêmes craquelures de contraction présentes dans l'un sont aussi présentes dans l'autre. Fréquemment, ces polygones sont encore rattachés à un coussin reconnaissable et présentent toute la gamme de transi-

tion entre des blocs véritables et des coussins véritables. Ils peuvent être considérés comme des pseudocoussins puisque malgré leur forme, certains ont une croûte de verre et que parfois du matériel hyaloclastique remplit les interstices entre deux de ces polygones.

Le processus de formation de ces pseudo-coussins est envisagé ainsi: à la surface du coussin, alors que l'intérieur est encore liquide, se forme une fracture. Dans le processus dynamique, la pression du liquide qui circule dans le tube (coussin) est suffisante pour produire une expulsion de lave liquide à l'extérieur et ainsi former un petit coussin appelé bourgeon. Dans un processus statique, la lave ne coule plus et la pression extérieure devient supérieure à la pression interne du liquide, il n'y a donc pas d'expulsion de liquide vers l'extérieur lors de la fracturation. Sous de telles conditions, il y a propagation des fractures thermiques vers l'intérieur du coussin. L'eau pénètre dans ces fractures, refroidit la lave environnante et forme ainsi une "croûte". Par propagation successive de cette fracture et refroidissement rapide de la zone de lave avoisinante, un pseudo-coussin peut se former par un processus statique (figure 8).

La croissance statique se termine lorsque le coussin original est entièrement divisé ou lorsque la partie interne du coussin a suffisamment cristallisé pour que cesse le phénomène. Dans un tel cas, la fracture ouverte peut changer de direction et suivre une fracture de contraction thermique sub-concentrique. Le résultat final est la formation de pseudo-blocs limités par des croûtes de verre fréquemment incomplètes. Ces polygones se développent principalement en suivant les réseaux de fractures de contraction thermique radiales et concentriques d'un coussin.

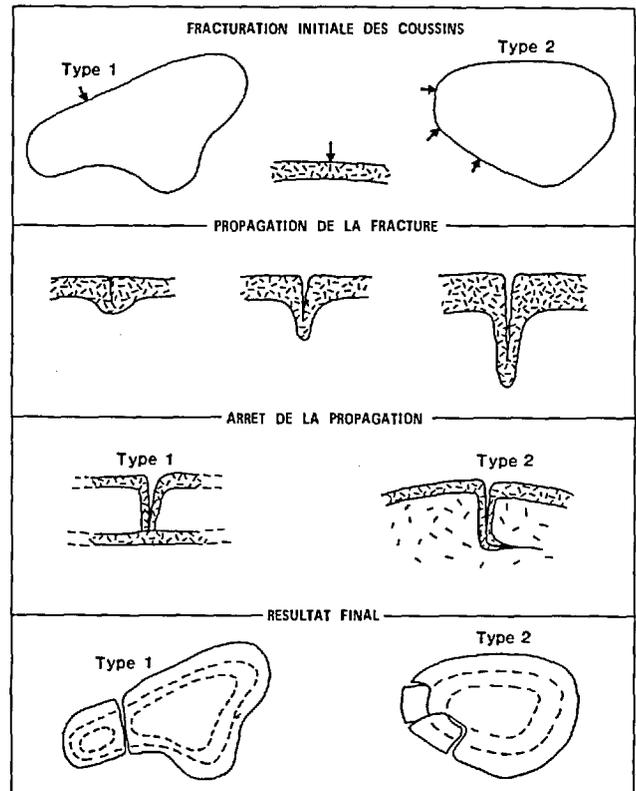


FIGURE 8 - Formation de pseudo-coussins. La fracturation de la croûte du coussin cesse lorsque le coussin est séparé en deux (type 1) ou lorsque la partie interne du coussin est suffisamment cristallisée (type 2). Dans le type 2, la fracturation peut se poursuivre le long des craquelures de contraction.

Une polygonisation d'une autre type est aussi observée; il s'agit de la formation d'un horizon de petits polygones de 1 à 5 cm de section à l'intérieur de certains coussins. Ces polygones ne possèdent pas de croûte de verre et représenteraient plutôt une altération tardive ayant affecté principalement la marge du coussin.

OBSERVATIONS SECONDAIRES

Il n'y a que peu ou pas de matériel hyaloclastique et bréchique entre les coussins d'un même empilement. Lorsque présent, ce matériel apparaît surtout au point de jonction de trois coussins limi-

trophes (appelé ici jonction triple). Par contre, à certains endroits, ce matériel est en quantité assez importante pour entourer complètement des coussins et en d'autres endroits, il forme des bandes. Ces cas représentent des zones particulières que nous traiterons en détail dans la chapitre des brèches.

Dans la Formation d'Amulet, la vésicularité des coussins passe de moins de 1% à plus de 30%. Le diamètre des vésicules varie de 1 mm à plusieurs centimètres. Le matériel de remplissage se compose fréquemment d'épidote fibroradiaire (probablement un pseudomorphe d'une zéolite), mais généralement, il s'agit d'un mélange de chlorite, albite, quartz et épidote en proportion très variables. Certaines grandes amygdales (1-6 cm) sont constituées d'un mélange irrégulier de quartz, épidote et chlorite.

Les coussins présentent souvent un enrichissement en vésicules dans la zone de bordure et dans la partie supérieure du coussin. Dans la bordure externe certaines vésicules présentent parfois un aspect allongé avec leur grand axe parallèle aux parois du coussin. En général, la taille des vésicules augmente du coeur vers la bordure des coussins. Enfin, de grandes vésicules tubulaires de 3 à 25 mm de long sont aussi présentes, surtout à la base des coussins; elles sont orientées radialement par rapport au centre du coussin.

Peu de coulées sont véritablement porphyriques, mais des phénocristaux de plagioclase sont fréquemment observés en faible quantité dans les bordures des coussins. Ces phénocristaux se disposent en général parallèlement aux contours des coussins et se composent d'albite et d'épidote avec des quantités moindre de chlorite, séricite et calcite.

Deux systèmes de fractures de contraction thermique existent dans les coussins. Le premier système est subconcentrique et est constitué de deux séries de fractures avec un angle de 10° à 30° entre elles. Ces fractures forment généralement une structure concentrique fermée et répétée, épousant la forme des contours du coussin. Dans certains cas par contre, elles ne sont pas entièrement fermées et ont alors l'aspect d'une succession d'arcs. Ces arcs apparaissent surtout dans la partie supérieure des coussins et en avant (face convexe). Certains coussins présentent un système de fractures concentriques beaucoup plus visible que d'autres. En général, ce système de fractures est toujours présent dans la croûte, fréquemment présent dans la zone de bordure (bordure externe surtout), parfois présent dans la partie externe du coeur et rarement présent dans la partie interne du coeur. L'épaisseur de ces fractures concentriques de même que l'espacement entre chacune augmentent de la croûte vers le coeur (figure 9). Dans les coulées où les fractures sont prononcées, les petits coussins ont, plus fréquemment que les autres, des fractures jusque dans leur coeur. Le matériel de remplissage se compose de chlorite et d'actinote avec des quantités variables d'épidote et d'albite. Dans quelques rares cas ce matériel est uniquement constitué d'albite.

Le second système est radial et se superpose sur le système concentrique mais est en général beaucoup plus faible. D'après Dimroth et al. (1978), le centre de radiation se situe au centre du coussin ou juste sous le centre géométrique du coussin.

Nous n'avons trouvé aucune structure de colonnade radiale dans nos coussins.

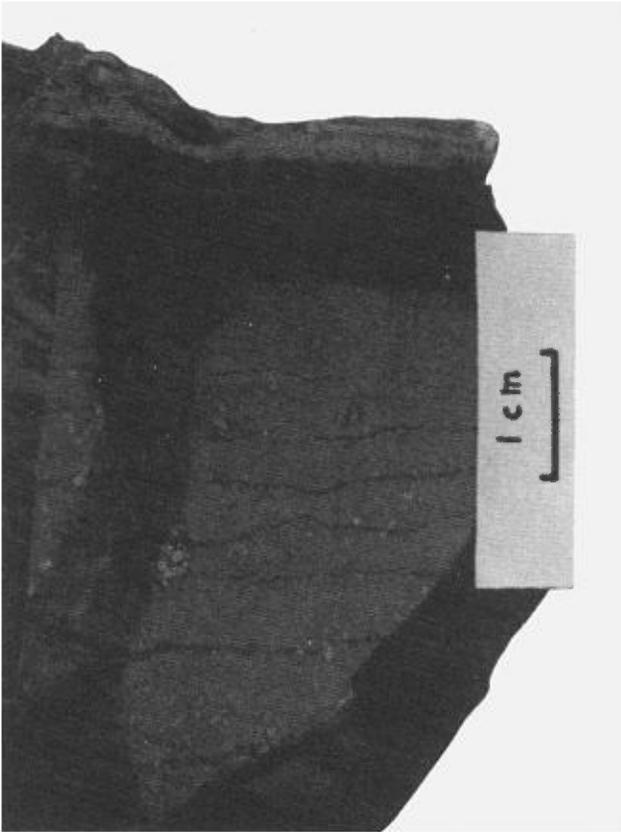


FIGURE 9 - Augmentation de l'espace et de la dimension des craquelures de contraction thermique dans la zone de bordure d'un coussin (coulée W-10).

FACIES BRÈCHIQUE

Dans ce chapitre, nous discuterons des différentes brèches associées aux coulées mafiques sous-marines. L'accent est d'abord mis sur les brèches de coulée normale puis sur les brèches d'effondrement.

BRECHE NORMALE

Dimroth et al., (1979) décrivent l'organisation des brèches de coulée et y reconnaissent trois variétés de brèches. Celles-ci reposent verticalement l'une sur l'autre et sont transitionnelles entre elles. Ces variétés sont les brèches à coussins isolés (coussins complets à l'intérieur d'une matrice hyaloclastique) les brèches à coussins brisés (fragments de

coussins) et les brèches à fragments de coussins (brèches à polygonite de trempe de Dimroth et Rocheleau, 1979). Ces dernières sont constituées par un empilement dense de petits fragments de coussins entre lesquels il y a peu de hyaloclastite (figure 10).

Dans notre région, ces trois variétés de brèches n'apparaissent qu'au-dessus des séquences de lave massive. La variété à coussins isolés est la plus rare et les coussins présents sont généralement petits (10-30 cm) et de forme arrondie à elliptique. Quelques coussins plus grands ont des formes amiboïdes. Tous les coussins peuvent être fracturés et les fractures sont alors remplies de hyaloclastite. En général, c'est la variété à coussins brisés qui est la plus répandue.

Dans les brèches à coussins isolés et plus fréquemment dans les brèches à coussins brisés, la bréchification s'effectue en place sur les coussins et fragments de coussin. Les fractures suivent les systèmes de craquelures de contractions radiales et concentriques des coussins et la bréchification se fait alors surtout par exfoliation. Le résultat donne des blocs en partie ou totalement sub-angulaires entourant les plus gros fragments (ou coussins) aux formes plus irrégulières. Tous les fragments ainsi produits peuvent se déplacer au cours de la fragmentation sur des distances de quelques décimètres et sont alors complètement mélangés entre eux.

Nous n'avons pas observé les structures de flamme ou d'imbrication de Côté et Dimroth (1976) dans les brèches de coulée de la Formation d'Amulet. Par contre, nous avons vu des patrons concentriques où les fragments entourent de plus gros fragments.

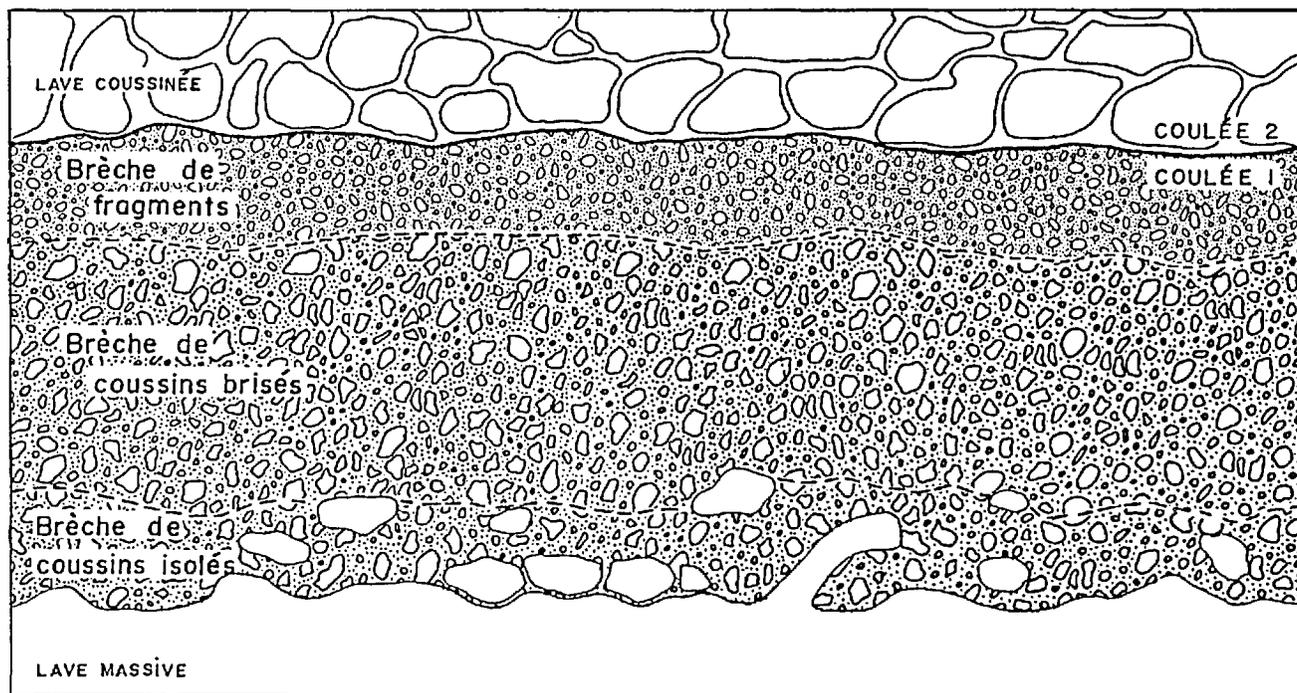


FIGURE 10 - Organisation d'une brèche de coulée sommitale au-dessus d'une unité de lave massive. Tirée de Cousineau (1980).

La transition entre la brèche de coulée et la partie massive se fait principalement par diminution de la quantité de matrice hyaloclastique entre les coussins et les fragments de coussins. Le contact lui-même semble constitué par une suite éparsée de coussins prenant naissance sur la surface irrégulière de la partie massive. Parfois la surface du contact est très irrégulière (présence de nombreuses protubérances) et possède un aspect bréchifié.

BRECHE SANS ORGANISATION

Dans la partie supérieure de la formation (coulées W-16, 17, 18 et 19) toutes les coulées simples sont recouvertes par une brèche de coulée. L'ensemble des coulées est constitué de minces rubans de brèche (1-10 m d'épaisseur) entre lesquels apparaissent des rubans de lave massive ou

coussinée. Ce type de coulée offre l'aspect d'une rivière anastomosée. Il y a interdigitation de faciès et présence de lentilles d'une ou deux lithologies à l'intérieur d'une autre. Les plus grandes lentilles montrent parfois une structure de remplissage de dépression (chenal).

Entre les faciès des coulées W-18 et W-19, les contacts semblent subparallèles et les indices de paléocourant (asymétrie latérale des coussins, embranchement de tubes) donnent un écoulement du S vers le N. Dans la coulée W-16, il y a présence d'une grande dépression (chenal) remplie de lave coussinée, et une séquence composée de rubans de brèche et de rubans ou lentilles de lave massive présentant une structure de lits frontaux. Ces lits frontaux donnent un écoulement du N vers le S (figure 11). Les coulées W-18 et 19 sont séparées de la coulée W-16 par un dyke gabbroïque.

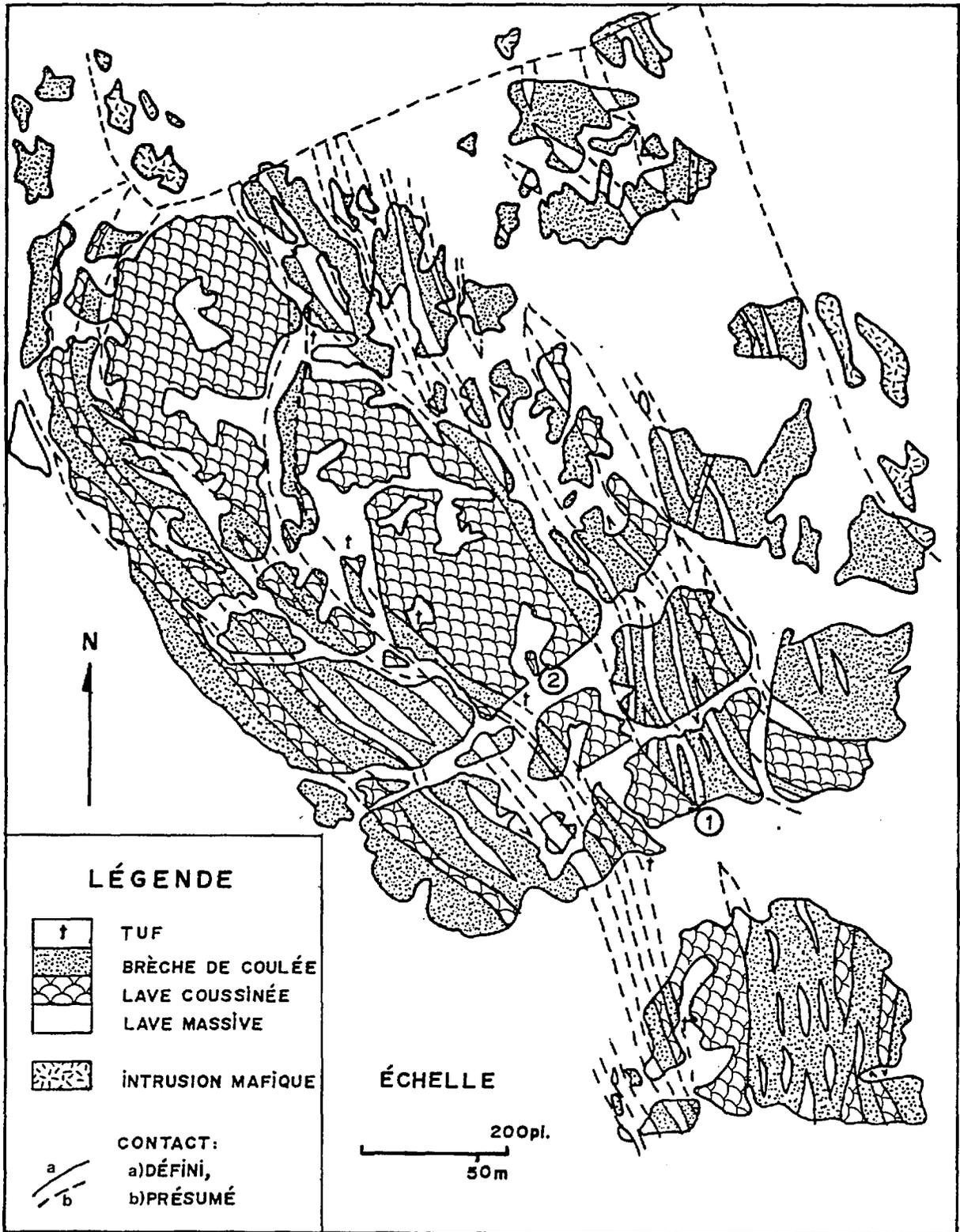


FIGURE 11 - Agrandissement de la coulée W-16. Noter la structure de type lits frontaux adoptée par certains rubans de brèche et de lave massive (1) et la présence d'un chenal rempli par une unité de lave coussinée (2).

Il y a une absence marquée d'organisation des fragments de la brèche dans ces "rubans". En effet, la séquence verticale brèche à coussins isolés, à coussins brisés et à fragments de coussins est absente.

Les coussins entiers présents sont de grands coussins amiboïdes (figure 12) ou de petits coussins elliptiques (figure 13); tous sont bréchifiés. Les grands coussins

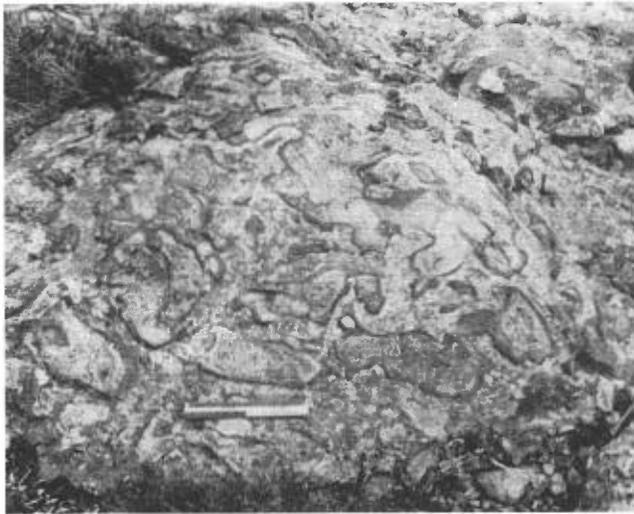


FIGURE 12 - Coussins amiboïdes présents dans un ruban de brèche (coulée W-16).



FIGURE 13 - Petits coussins elliptiques avec des fragments de coussins présents dans un ruban de brèche (coulée W-15).

amiboïdes prennent parfois l'aspect de lentilles de lave massive mais ont toujours une bordure fortement bréchique et très irrégulière. Les fragments en bordure de ces coussins présentent fréquemment des patrons subconcentriques ou en gerbe. Par contre, les rubans de lave massive et coussinée présentent un contact net et peu ondulant avec les brèches inférieures et supérieures. Ceci nous porte à croire que ces rubans de lave massive représentent peut-être des récatubes vus longitudinalement.

BRECHE D'EFFONDREMENT

Fréquemment, des bandes de plusieurs dizaines de mètres de long constituées de matériel bréchique s'observent proche du contact lave massive-lave coussinée. Certains coussins adjacents à ces zones de brèche ont une matrice bréchique importante. Tout ce matériel bréchique est constitué de fragments de coussins provenant majoritairement de la croûte et de la bordure des coussins. Pour ces raisons, on croit que de telles zones de brèches sont le produit final de tubes vides ayant subi un effondrement de leurs parois.

L'effondrement des parois de tubes survient lorsque la pression de la lave liquide dans le tube devient inférieure à la pression de l'eau de mer. Ceci se produit à la fin de l'éruption ou si le tube est abandonné (suite à la formation d'un nouveau tube). Il y a alors réduction progressive du volume de lave liquide circulant dans le tube. Des cas récents de tubes vides ou partiellement évidés ont été décrits par Ballard et Moore (1977). Il existe une grande variété de structures d'effondrement dans un empilement de lave coussinée. L'effondrement d'un tube totalement ou presque entièrement vide produit des zones de brèche comme celles mention-

nées ci-dessus. Si par contre l'effondrement se produit rapidement, au début de la réduction du volume de la lave, la croûte s'effondre mais le grand volume de lave encore présent s'enveloppe d'une nouvelle croûte. Un renouvellement fréquent de ce phénomène résulte en la formation de coussins possédant plusieurs croûtes de verre empilées les uns sur les autres et d'aspect légèrement bréchifié. Entre ces croûtes, il y a peu ou pas d'hyaloclastite, preuve que chaque réduction en volume était faible lors de ces effondrements.

Ballard et Moore (1977) ont décrit l'existence de tubes (coussins) partiellement évidés (présence de "chambres" vides dans la partie supérieure du tube). L'effondrement des parois du tube au-dessus de ce vide produira des lentilles de brèche au-dessus d'un coussin "normal". Encore une fois il y a peu ou pas de hyaloclastite entre les fragments, le matériel de remplissage étant tardif (épidote et albite).

Enfin, dans certains cas extrêmes, l'effondrement d'un tube entier en voie de solidification (effondrement tardif) produit une bréchification totale. De telles brèches contiennent, encore une fois, peu ou pas de hyaloclastite.

TUF

Il y a quelques unités de tuf dans l'ensemble de la formation mais aucune d'hyalotuf. Les tufs sont de composition mafique, de grain fin à moyen, non porphyriques. Les seules structures sédimentaires présentes sont de rares granoclassesments. Une faible minéralisation existe dans la majorité des tufs et consiste principalement en lits de pyrite ou pyrrhotine. Un seul tuf présente une minéralisation disséminée en chalcopryrite-sphalérite-pyri-

te; il se trouve au sud de la route allant à l'option de la New InscO, proche de l'embranchement pour la mine Vauze.

Les lits varient de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de longueur et de 20 à 70 cm en épaisseur.

ORGANISATION DES COULEES

Les coulées mafiques sous-marines présentent des variations verticales et latérales. Nous allons d'abord décrire les variations verticales qui ont été observées dans les coulées de lave, puis celles notées dans la Formation d'Amulet et ensuite nous décrirons les variations latérales et les phénomènes particuliers (chenaux de lave et coulée visqueuse) observés dans certaines coulées de la Formation d'Amulet.

VARIATIONS VERTICALES

LES COULEES SIMPLES

De nombreux auteurs ont déjà reconnu l'existence d'une organisation précise des divers faciès de lave (Re, 1963; Carlisle, 1963; Dimroth et al., 1978). Dans la Formation d'Amulet, la séquence idéale (lave massive surmontée de lave coussinée et de brèche de coulée) n'est pas présente. On retrouve surtout une lave massive recouverte de coussins ou une lave massive avec brèche de coulée au-dessus. La seconde séquence n'est présente que dans la partie supérieure de la formation, là où la lave est riche en gaz et où les coulées sont minces.

Ces changements verticaux sont particulièrement bien marqués dans une grande lentille de lave coussinée de la coulée W-16 (figure 11). La lentille en

question épouse la forme d'un chenal (en section) dont la base est soulignée par la présence d'un tuf. Aux extrémités et dans la partie supérieure, les coussins présentent une forme classique subsphérique et leur taille augmente légèrement des extrémités vers le centre du chenal (tous sont de taille normale, 1 à 2 m). Au centre, à mesure que l'on progresse vers la base du chenal, les coussins deviennent plus gros et de formes plus irrégulières (mégacoussins) pour commencer à se souder (?) et présenter un aspect presque massif à la base.

Les contacts entre deux coulées consécutives sont généralement nets et peuvent se présenter entre n'importe lesquels des divers faciès des deux coulées. Le sommet d'une coulée est le mieux défini par une brèche de coulée. Malheureusement cette brèche est rare sauf dans les coulées de la partie supérieure de la formation.

LES COULEES COMPOSITES

Au cours de la cartographie de la Formation d'Amulet, des variations cycliques furent remarquées. Celles-ci permettent de subdiviser la formation en plusieurs groupes composés chacun de deux ou trois coulées simples (voir tableau II).

A l'intérieur de ces groupes les variations verticales s'observent par la vésicularité et les phénocristaux. La vésicularité diminue d'une façon progressive alors que les phénocristaux augmentent. Nous considérons que ces cycles forment des coulées composites car les deux mêmes coulées présentent latéralement d'abord une zone où les propriétés changent abruptement, puis une zone où les propriétés (vésicularité, phénocristaux, etc...) passent graduellement, de la base au sommet, de

l'équivalent de la première coulée simple à celle de la seconde coulée simple. Aucune limite précise entre les deux coulées simples originales n'est alors possible (figure 14).

LA FORMATION D'AMULET

Dans les différentes coulées de la Formation d'Amulet, nous avons noté qu'à la base (coulée W-1, W-2 mais surtout W-3 et W-4), le faciès massif prédomine sur les autres faciès. Au centre (W-5 à W-15), le faciès coussiné est fréquemment le plus important. Enfin, dans la partie supérieure (coulée W-16 à W-19), les brèches de coulée sont omniprésentes. Ces changements cycliques de proportion des faciès définissent une séquence verticale de remplissage (upward shoaling sequence) de la caldeira.

Soulignons, qu'à l'intérieur de la formation, cette séquence est reprise au moins deux fois. La première comprend les coulées W-3 et W-12 et, peut-être, les coulées W-1 et W-2. La reprise d'une activité volcanique importante se traduit par la réapparition d'épaisses séquences de lave massive. La seconde séquence débute avec la coulée W-13 et inclut certainement la séquence m (V6-2A) à l'est de la mine Norbec puis toutes les coulées subséquentes (W-14 à W-19). Dans ce deuxième cycle, la quantité de brèche de coulée est plus importante et la vésicularité de la lave plus élevée.

Il existe aussi une variation du degré de vésicularité des laves de la formation. Ainsi les coulées à la base et dans la partie centrale de la formation sont généralement pauvres en amygdules (sauf les premières coulées simples des coulées composites) alors que celles au sommet de l'empilement renferment de 20 à 30% d'amygdules.

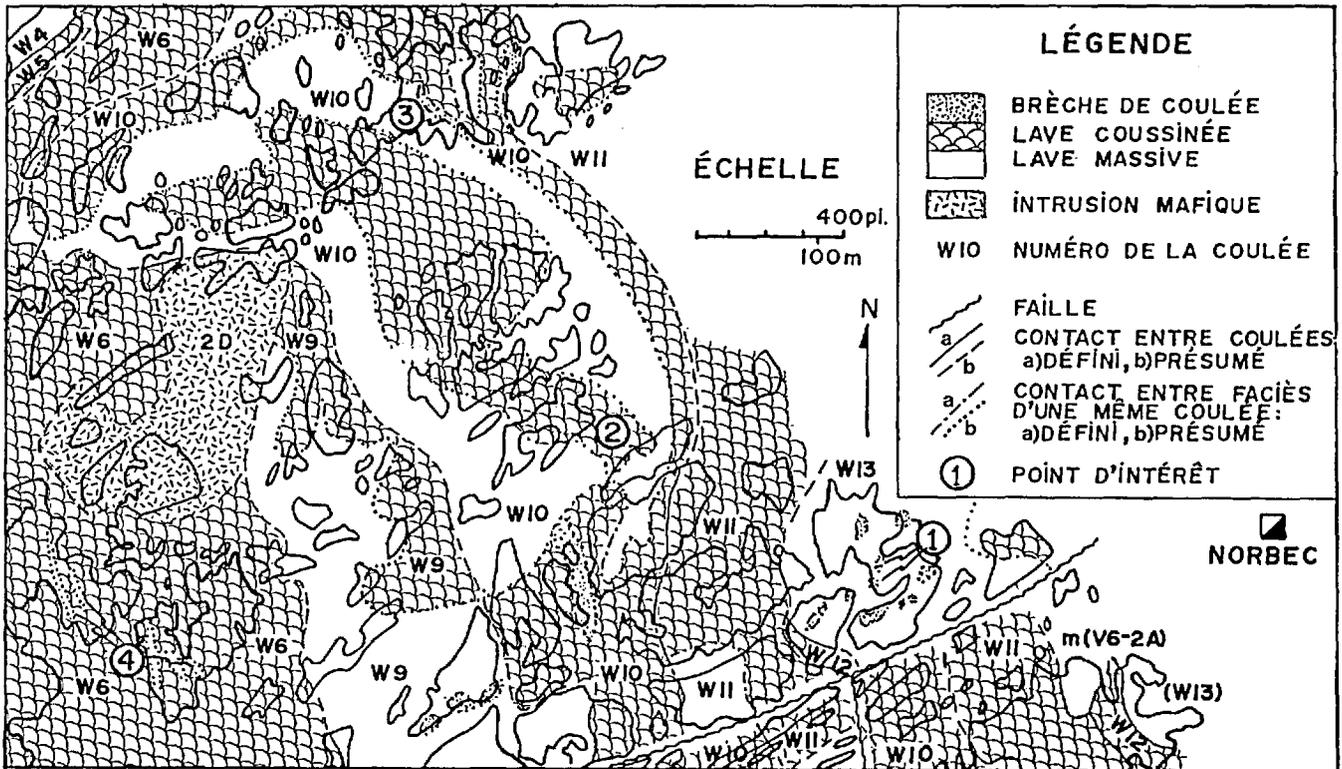


FIGURE 14 - Portion de la carte géologique à l'ouest de la mine Norbec. Noter la présence de lentilles de brèche à l'intérieur d'une unité de lave massive (1); la scission d'un chenal de lave massive en deux (2); une zone de brèche constituant une partie du faciès de levée (3); la présence de lentilles de lave massive interprétées comme une partie d'un dôme sans racine (4).

La dernière variation verticale se réfère à l'existence d'un grand nombre de dykes cogénétiques dans les coulées de la base. En effet, tous les affleurements des zones ouest et surtout sud-ouest sont recoupés, en tous sens, par des dykes de composition andésitique, gabbroïque et acide de puissance variable. Ailleurs, les dykes n'apparaissent qu'en bordure des grandes intrusions dioritiques et gabbroïques.

VARIATIONS LATÉRALES

LES COULÉES SIMPLES

Le développement d'un faciès particulier dépend des nombreuses conditions physico-chimiques de la lave: viscosité, température, composition du magma (et de

son contenu en gaz), profondeur d'eau (au centre d'éruption et au lieu de mise en place) et relief du terrain.

Malheureusement, l'absence de lits repères, le manque de continuité des affleurements et la présence de nombreuses failles rendent difficile la cartographie latérale complète d'une seule et même coulée. Notre étude de changements de faciès latéraux se complique aussi du fait que les coulées simples font majoritairement partie de coulées composites et qu'elles présentent fréquemment un patron de rivière tressée.

Nous avons observé aux extrémités sud des coulées que celles-ci sont constituées principalement de laves massives

alors qu'aux extrémités nord elles sont de laves coussinées. Il est donc probable que la lave massive passe latéralement au faciès coussiné.

Malheureusement, l'absence d'affleurements au nord des zones déjà décrites et la présence d'une grande faille régionale dans ce secteur nous empêchent de savoir si la lave massive ou la lave coussinée passe à de brèches de coulée. En effet tout le long de la faille du ruisseau Vauze, le dernier faciès présent est généralement le faciès des laves coussinées.

Dans le modèle que nous proposons, nous croyons que les grandes lentilles de lave massive à l'intérieur de séquences de lave coussinée sont des chenaux de lave vus en section. Ceux-ci se déplacent, au cours de l'écoulement, latéralement à la base de la coulée. Leurs flancs sont constitués de coussins (tubes) reliés à la lave massive plus loin en amont.

Quant au phénomène des brèches d'effondrement localisées au contact des laves massives et coussinées (figure 14), leur position particulière nous suggère qu'elles faisaient partie de levées servant à canaliser la lave massive.

Enfin, nous interprétons l'organisation particulière des coulées W-16, 17, 18 et 19, dont certains rubans montrent une structure de lits frontaux (figure 11), comme étant l'équivalent d'un delta et, donc comme étant aussi le véritable front de la coulée. La forte proportion de brèche de coulée présentée à l'intérieur de ces coulées suggère aussi un milieu de formation peu profond.

CHENAUX TRESSÉS

Au cours d'un épanchement de lave, il peut y avoir formation de "branches" qui

peuvent se déplacer latéralement, recouper et recouvrir d'autres branches sous-jacentes. Selon nous, la partie nord-est du mont Duprat est une zone de recouvrement. Cette zone d'affleurements à faible pendage (20 à 30°E) est constituée d'une succession répétée de deux faciès (lave massive et lave coussinée) appartenant à la coulée W-10 (figure 14); dans cette succession, une partie de la lave massive forme deux branches qui peuvent se suivre latéralement (du nord au sud) sur plus de 500 m jusqu'à leur point de jonction. Par analogie avec les roches sédimentaires, nous interprétons cette zone comme des chenaux tressés.

Comme déjà mentionné de par leur organisation (page 8), les coulées composites (W-16, 17, 18 et 19) du sommet de la formation sont aussi considérées comme des chenaux tressés.

COULÉE VISQUEUSE

A l'intérieur de la coulée W-6, des parties de lave massive de faibles dimensions ont été plusieurs fois cartographiées comme des intrusions (De Rosen-Spen- ce, 1976); leur aspect porphyrique à petits phénocristaux (1-2 mm) leur donnant un air pseudo-gabbroïque (figure 14). Ces parties massives qui forment des lentilles allongées de 20 à 50 m, entièrement comprises à l'intérieur de lave coussinée, ne sont pas de véritables intrusions, même si, à leurs extrémités, elles recoupent les laves coussinées car ailleurs, ce n'est pas toujours le cas. En effet, on peut observer des coussins encore rattachés aux lentilles massives. Nous croyons donc que les lentilles représentent des fractures, dans l'empilement naissant de lave coussinée, par lesquelles la lave massive sous-jacente a été injectée dans le niveau supérieur de lave coussinée. Nous croyons aussi qu'une partie des coussins de cet empilement pro-

vient de tubes connectés à ces lentilles de lave massive.

La coulée W-6 de par son caractère très porphyrique peut-être une coulée très visqueuse. Nous la considérons comme une éruption effusive lente (Rittman, 1963) ayant formé lors de l'écoulement un dôme sans racine (MacDonald, 1972) situé au front de la coulée. Ce dôme apparaît lorsque la surface solide de la coulée devient assez résistante pour arrêter l'écoulement de la lave. Par la suite une augmentation de la pression de la lave liquide sous cette surface rigide devient suffisante pour la fracturer et permettre de minces écoulements de lave. La répétition fréquente de ces fractures produit un dôme constitué par empilement de minces épanchements en forme de "tripes".

RESULTATS DE L'INTERPRETATION DES VARIATIONS

COULEES SIMPLES

Les variations latérales et verticales observées permettent de proposer un modèle de l'écoulement des laves mafiques sous-marines. Dans ce modèle, la portion massive de la coulée représente le faciès proximal et les laves coussinées, le faciès distal.

La présence de chenaux tressés (coulées W-10 et W-16 à W-19) indique que diverses nappes de lave émisent par le volcan Amulet-Despina se sont écoulées sous la forme de rivière de lave sur un terrain incliné et accidenté. Les épaisses séquences de lave massive supposent aussi certaines périodes d'effusion produisant rapidement plusieurs nappes de lave massive s'empilant les unes sur les autres.

Nous croyons qu'à partir du chenal principal, il se forme régulièrement des embranchements de dimensions variables. Ces embranchements deviennent des chenaux secondaires et des mégatubes à partir desquels peuvent se former des coussins soit par bourgeonnement (coussins bulbeux) sur leur surface soit par ramification (subdivision) du mégatube en de nombreux tubes (de plus faibles dimensions). Ceci expliquerait la présence des nombreux coussins qui entourent généralement les mégacoussins.

Le faciès particulier des levées de chenaux de lave massive se forme selon nous lors de débordement temporaire de lave. Les apports de lave sont alors brusques mais limités. Les tubes qui se forment le long des flancs abrupts des levées continueront même de croître après le débordement, c'est-à-dire, sans qu'un nouvel apport de lave liquide soit nécessaire. Il y aura donc formation de tubes partiellement ou complètement vides suivi de leur effondrement rapide. Ces tubes deviennent alors des brèches d'effondrement constituées de bandes de brèches (et de coussins entourés de brèche) (figure 15).

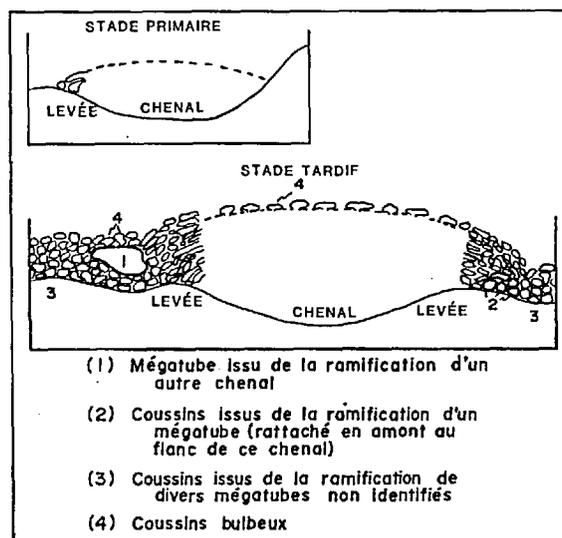


FIGURE 15 - Coupes montrant le processus de formation des levées. Modifiée de Cousineau (1980).

Nous croyons que le passage du faciès massif au faciès coussiné est dû à la ramification en de nombreux mégatubes de la lave massive du chenal. Chaque mégatube s'individualise du front de la coulée massive en un temps et un endroit légèrement différent de ses voisins tant latéralement que verticalement. La ramification, en stabilisant l'avance du front, forcera le reste du front à passer par-dessus ce niveau "stationnaire" s'il y a un apport de lave supérieur à la capacité des tubes déjà formés. Ce faisant, les mêmes causes jouant encore, le front supérieur se ramifiera de nouveau, à peu près au même endroit. Sur le terrain, on observe ainsi des croûtes de coussins dessinant des arcs irréguliers avec ici et là de véritables mégacoussins.

Le point de jonction triple entre mégacoussins origine donc du repli de la lave sur elle-même lors de la ramification verticale. A l'intérieur de ce repli on peut trouver du matériel bréchique et surtout de la hyaloclastite. De tels replis peuvent aussi se produire lors du passage (et de la scission) d'un nouveau lobe vertical au-dessus de coussins bulbeux (bourgeons) ayant cru sur la surface d'un lobe inférieur. Le résultat sera ce qui a été décrit en page 14: de minces lentilles de brèche et de petits coussins distribués au hasard à l'intérieur d'une séquence massive.

Dans l'empilement de laves coussinées, la variété hétérogène (formée par des coussins de tailles variables) résulte de la ramification rapide des mégatubes en tubes selon un processus similaire à celui ayant permis la formation de mégatubes à partir de la lave massive. Elle résulte aussi de la croissance de coussins bulbeux à la surface de mégatubes et il est aussi probable que certains tubes se rattachent

directement aux flancs des mégatubes en amont de leurs points de ramification.

La variété homogène s'explique par la croissance régulière des tubes et par leur division en branches de dimensions semblables au tube original avant sa subdivision (voir figure 7).

Selon nous, la brèche de coulée normale au-dessus des parties massives de la coulée s'explique d'abord par la rupture de la croûte de la lave massive et l'échappement subséquent de matériel liquide pour produire de la hyaloclastite. Lorsque ce matériel liquide est émis avec puissance et en quantité importante il se forme alors à la surface de la lave massive des tubes. Ces tubes constituent les lobes ou les coussins de la brèche à coussins isolés. Ailleurs, ces tubes se fragmentent rapidement et forment alors des brèches à coussins brisés ou à fragments de coussin. La présence d'imbrications (Côté et Dimroth, 1976) et de patrons concentriques ou en gerbes de fragments de brèche excluent la possibilité que ces brèches se soient mises en place par un mécanisme d'écoulement par gravité.

Un plus faible apport de lave liquide présent dans les coussins (tubes) explique probablement le peu de brèche de coulée au-dessus des empilements de coussins. Lorsque présentes, ces brèches résultent plutôt de la fragmentation (bréchification) des coussins, comme c'est le cas pour les coulées W-16 à W-19.

A la fin du processus dynamique s'installe un processus statique. Ce dernier comprend divers phénomènes tels la polygonisation pouvant mener à bréchification en place totale de certains coussins ou à la formation nouvelle de pseudo-coussins. C'est aussi au cours de la décroissance et

de l'arrêt de l'activité volcanique que se produit la majorité des brèches d'effondrement dans les tubes.

COULEES COMPOSITES

La périodicité de la vésicularité et de la présence de phénocristaux de plagioclase dans les coulées de la Formation d'Amulet s'explique par le regroupement de deux ou trois coulées simples en une coulée composite.

Ce cycle, coulée inférieure riche en gaz et coulée supérieure pauvre en gaz (et parfois riche en phénocristaux de plagioclase), représente l'évolution normale d'une grande période effusive d'un volcan. En effet, les gaz accumulés au sommet de la chambre magmatique s'échapperont surtout lors des premières "coulées" et produiront des laves très vésiculaires. Par la suite, la pression des gaz diminuant, les "coulées" subséquentes seront de plus en plus pauvres en vésicules. Lors des dernières coulées, les microphénocristaux, déjà présents plus profondément dans le magma original, auront eu le temps de croître pour produire, à la fin du cycle, des "coulées" de plus en plus riches en phénocristaux.

Ces diverses "coulées" représentent des réavancées successives de lobes de la même effusion et sont appelées coulées composites. En effet, là où l'écoulement est continu, le changement des caractéristiques des coulées est graduel, par contre, là où l'écoulement a été interrompu (à cause d'un abandon temporaire d'un chenal, par exemple), les variations des caractéristiques des coulées sont brusques.

A noter que si la mise en place des coulées s'effectue sous une profondeur d'eau plus grande que 2000 m et à partir

d'un magma dont la température est entièrement sous le solidus, il y aura, dans toutes les coulées, absence totale de vésicules et de phénocristaux. Donc, seule une cartographie de détail, démontrant l'existence d'union de coulées simples, pourra révéler la présence de coulées composites. Dans la Formation d'Amulet, des coulées unies sont présentes au sud-est de la mine Norbec, où W-10 représente l'union des coulées W-9 et W-10. Si les coulées sont minces et qu'entre chaque réavancée se développe une brèche de coulée, nous aurons des coulées composites du type W-16 à W-19.

FORMATION DE CYCLES EFFUSIFS

La présence de deux grandes séquences de lave massive dans l'empilement volcanique de la Formation d'Amulet peut refléter l'existence de périodes d'activité effusive particulièrement intense. Elle peut aussi s'expliquer par l'apparition d'un cône secondaire ayant produit la séquence de lave massive à l'est de la mine Norbec. De Rosen-Spence (1976) considérerait d'ailleurs cette épaisse séquence massive (cycle II) comme un centre éruptif possible pour les coulées andésitiques de la Formation d'Amulet.

REPLISSAGE DE LA CALDEIRA

D'après de Rosen-Spence (1976) la caldeira de Noranda résulte de l'effondrement du complexe volcanique de Noranda et a été remplie par un empilement de laves. Les variations verticales, telles l'augmentation progressive de la vésicularité des laves et la séquence de remplissage vertical (upward shoaling sequence) (voir page 24) sont caractéristiques de ce remplissage. En effet, ces phénomènes indiquent que l'écoulement des laves s'est faite sous l'eau à des profondeurs de plus en plus faibles (Jones, 1969).

LOCALISATION DU CENTRE ERUPTIF PRINCIPAL

La localisation du centre éruptif a été déterminé en mesurant les directions et le sens de l'écoulement de la lave et en localisant les faciès proximaux et une zone à forte concentration de dykes co-génétiques.

Toutes les mesures effectuées, sauf celles sur la coulée W-16, indiquent un écoulement du sud vers le nord. L'écoulement est déterminé par l'asymétrie latérale des coussins et grâce à la ramification vers l'aval des tubes en trois dimensions. Dans la coulée W-16 des lits frontaux indiquent par contre un mouvement du nord vers le sud. De plus, pour toutes les coulées, le faciès proximal se trouve au S. Les séquences de lave massive sont fortement développées près de l'ancienne mine Old Waite et à l'est de la mine Norbec. Proche de Old Waite, on retrouve aussi une forte concentration de dykes co-génétiques de même que de nombreuses failles de décrochement.

Le centre éruptif principal se trouverait donc dans cette zone probablement au SE de l'ancienne mine Old Waite. Ceci est d'ailleurs en accord avec les travaux des géologues de la compagnie Falconbridge Copper dans les collines Amulet, plus au sud (C.D.A. Comba, communication personnelle, 1978).

NATURE DE L'APPAREIL VOLCANIQUE

A partir du centre éruptif, les principales phases volcaniques émises sont des laves de composition homogène présentant un patron de rivière tressé. Il n'y a pas de hyalotuf ni d'agglomérat. Les lits de tuf présents dans l'empilement sont de très faibles dimensions et ne représentent qu'un volume très réduit de celui-ci (2-3%).

Pour ces raisons, nous croyons que l'appareil volcanique était monogénique, probablement de type volcan en bouclier avec des flancs à pentes très faibles.

ROCHES INTRUSIVES

ROCHES MAFIQUES (2D)

Dans ce groupe, on retrouve la diorite de Dufresnoy et tous les dykes de même nature. Ces dykes sont les plus importants de la région tant en volume que par leur influence tectonique (ils occupent fréquemment des failles majeures) (figure 16). Ils recoupent des roches volcaniques plissées mais sont à leur tour recoupés par le pluton du lac Dufault. Ils peuvent se subdiviser en un réseau principal (N20°W avec pendage de 65 à 80°E) et un réseau secondaire, plus ancien, (N45°W avec pendage 45° NE). Certains occupent, entre autres, la faille du ruisseau Vauze.

D'après Cooke et al. (1931) et Wilson (1941) les diorites varient, en composition, du gabbro à la diorite quartzifère et sont moyennement à grossièrement grenues. Les analyses chimiques par de Rosen-Spence (1976) indiquent pour ces roches une composition de gabbro tholéiitique calcaïque.

En plus des grands dykes dioritiques, il y a une série de petits dykes gabbroïques à dioritiques de granulométrie faible et d'attitude variable. On les retrouve surtout à la base de la formation dans le secteur des anciennes mines Waite et Vauze. Leur âge varie de synvolcanique à post-dioritique; par contre, tous sont plus vieux que le pluton du lac Dufault.

ROCHES FELSIIQUES (1R)

Il s'agit de dykes représentant généralement de minces lentilles associées

aux roches mafiques. De composition acide, ces dykes sont très finement grenus et contiennent fréquemment de la pyrite et des phénocristaux de quartz et/ou plagioclase. Les plus grands présentent parfois des contacts rubanés alors que les autres ont un contact plus graduel avec la roche encaissante (silicification de l'encaissant).

La pâte de ces dykes se compose presque exclusivement de quartz grenu et de microlites irréguliers d'albite avec de petites gerbes d'aiguilles d'actinote.

TECTONISME

L'orogénèse kénoréenne est responsable du développement d'un système de plis isoclinaux de direction E, localement NE ou SE. Les variations dans l'intensité des plis, de même que dans les changements de direction des axes, semblent reliées à des intrusions granitiques dans le coeur de certains complexes volcaniques centraux (Dimroth et Rocheleau, 1979). C'est ainsi que de telles intrusions ont renforcé mécaniquement le centre du complexe de Noranda pour produire une zone relativement peu déformée, autour de laquelle s'orientent les plis isoclinaux. C'est aussi le cas pour notre région où les plutons du lac Flavrian et du lac Dufault ont empêché la formation de tels plis isoclinaux.

Le synclinal de Duprat constitue la structure isoclinale la plus importante de notre région. Un peu au nord, on retrouve une partie de l'anticlinal de Québec-Copper, alors que l'axe de l'anticlinal d'Amulet se retrouve plus au sud (à l'extérieur de la carte géologique). Ces structures deviennent de moins en moins marquées en se déplaçant vers l'est (voir figure 16).

La région comprend divers groupes de failles post-plissements et à forts déplacements verticaux. Les plus jeunes et les plus importants ont une direction NE à E et un pendage subvertical. Parmi ces failles celles des ruisseaux Waite et Vauze recoupent entièrement une seconde série de failles NW à pendage de 50 à 80° (le bloc oriental est toujours remonté). Des dykes dioritiques occupent fréquemment ces failles.

De Rosen-Spence (1976) note aussi la présence de déformations synvolcaniques. Il s'agit de zones de subsidence locale limitées par des flexures ou des failles actives formées lors de l'accumulation du matériel volcanique. Ainsi le synclinal de Duprat se superpose sur la zone de subsidence des andésites Waite dont le flanc sud représente l'emplacement d'une flexure synvolcanique.

METAMORPHISME REGIONAL

Dimroth et Rocheleau (1979) identifient six phases de métamorphisme reconnaissables dans la région de Rouyn-Noranda: métamorphisme sous-marins; altération hydrothermale autour des cheminées d'altération volcanique; métamorphisme d'enfouissement pré-cinétique; métamorphisme thermique pré-cinétique au contact des intrusions pré-orogéniques; métamorphisme dynamothermique syn-cinétique et métamorphisme thermal post-cinétique au contact des corps intrusifs post-orogéniques.

La sixième phase du métamorphisme régional prédomine sur plus de 75% de notre zone d'étude, c'est-à-dire, sur toutes les roches à l'intérieur de l'auréole de métamorphisme (1 à 2 km de large) du pluton du lac Dufault. A l'intérieur de cette zone, le grade métamorphique est celui des schistes verts moyens avec présence de biotite

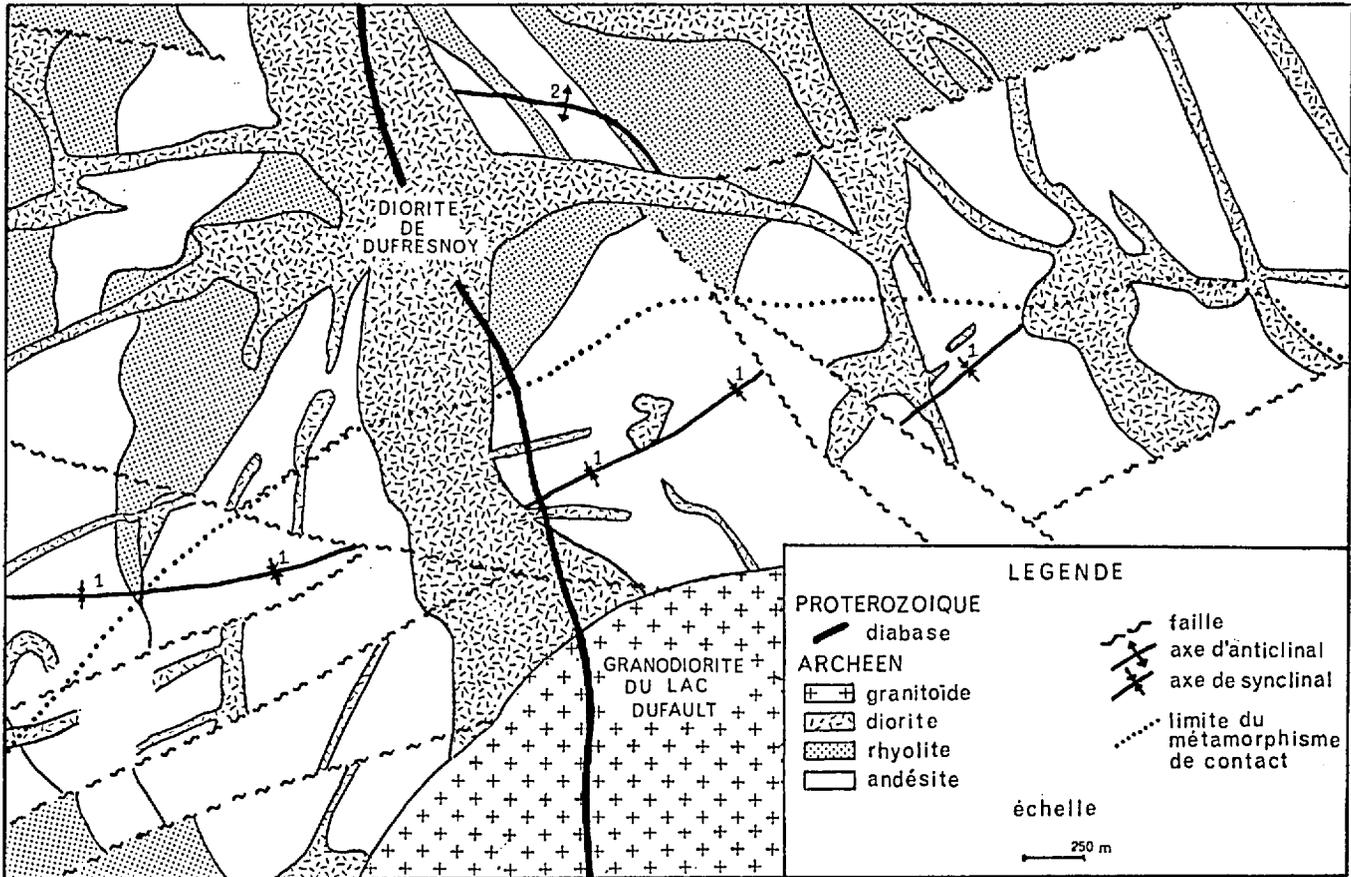


FIGURE 16 - Géologie générale de la zone d'étude montrant les principales intrusions. Le synclinal de Duprat (1) et l'anticlinal de Québec-Copper (2).

dans les roches volcaniques. Sur le terrain, ces roches ont une couleur d'altération vert foncé. Hors de l'auréole de métamorphisme de contact, la couleur des roches volcaniques est chamois et le métamorphisme régional est au faciès inférieur des schistes verts (métamorphisme dynamothermique syn-cinétique).

De Rosen-Spence (1976) rapporte que le métamorphisme d'enfouissement se traduit par la présence de balles d'épidote. Sur le terrain, celles-ci ont une forme subcirculaire, un diamètre de quelques centimètres à quelques décimètres et une couleur jaune. En lame mince, les zones épidotisées sont uniquement constituées d'épidote et de quartz grenus. Cette alté-

ration affecte aussi bien les roches volcaniques que la plupart des intrusions mafiques.

ALTERATION CHIMIQUE DES COUSSINS

Dans ce chapitre, nous décrirons plus particulièrement la pétrographie des coussins puis, les résultats des analyses chimiques, en relation avec leur pétrographie, seront discutés à la lueur de nos connaissances sur le métamorphisme sous-marin.

LOCALISATION ET DESCRIPTION DES ECHANTILLONS

Le coussin I (tableau III) a été prélevé à l'intérieur du chenal principal

TABLEAU III - ANALYSES CHIMIQUES DES COUSSINS I, II, III et IV.

OXYDES	Analyse	COUSSIN I					COUSSIN II				COUSSIN III			COUSSIN IV						
		A	B				C	A	B		C	A	B	C	A	B				C
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59.00	60.10	69.30	69.75	76.50	62.75	56.30	55.25	57.50	55.00	70.10	61.75	55.40	62.00	58.70	58.50	58.00	61.93	53.70	
Al ₂ O ₃	14.85	14.60	12.20	12.65	11.15	13.35	15.55	15.95	15.50	16.40	11.00	13.30	14.90	13.03	14.85	14.55	15.15	14.75	17.75	
MgO	1.40	1.49	1.56	1.33	0.30	2.62	4.86	5.44	4.60	5.82	2.75	4.45	5.50	3.75	4.00	4.25	4.70	3.13	3.50	
CaO	10.25	9.30	2.18	1.89	2.10	4.66	6.45	4.83	5.75	4.73	3.50	4.70	4.95	5.70	4.90	4.10	4.35	5.22	3.40	
Na ₂ O	0.95	1.95	3.48	4.52	5.35	3.86	3.36	4.00	4.20	4.12	3.50	3.55	4.00	4.45	4.35	4.56	4.15	4.16	4.00	
K ₂ O	1.05	1.19	1.48	1.13	0.75	0.35	1.02	0.81	0.83	0.64	0.22	0.12	0.10	0.55	1.15	0.72	0.72	1.11	1.60	
TiO ₂	0.71	0.96	0.73	0.73	0.71	0.92	1.30	1.31	1.21	1.30	1.06	1.31	1.42	0.71	0.79	0.79	0.83	0.83	1.30	
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.15	0.17	0.16	0.19	0.28	0.26	0.25	0.26	0.17	0.20	0.20	0.12	0.13	0.12	0.13	0.13	0.18	
MnO	0.26	0.26	0.22	0.18	0.04	0.12	0.11	0.10	0.10	0.11	0.05	0.70	0.09	0.15	0.13	0.13	0.14	0.12	0.09	
Fe ₂ O ₃ (Fe _t)	9.85	8.80	6.90	5.70	1.86	8.15	7.75	8.65	7.55	8.70	5.55	8.80	10.20	7.15	8.92	9.10	10.45	6.46	10.60	
Total	100.37	100.48	99.66	99.30	99.17	98.92	99.25	99.30	99.54	99.68	99.60	100.78	99.66	98.63	99.92	99.32	100.97	99.25	98.82	

A Bordure B Marge C Centre

de la coulée W-16. Le coussin II provient de la coulée W-15, qui est une lave vésiculaire. Le coussin III a été échantillonné au centre de la formation (coulée W-7) et est le seul qui se situe hors de la zone du métamorphisme de contact du pluton du lac Dufaült. Enfin, le coussin IV provient de la base de la formation (coulée W-2) et ne présente pas d'altération visible sauf une légère épidotisation de sa bordure.

Tous les coussins situés dans le chenal principal de la coulée W-16 (coussin I) présentent un patron d'altération bien visible. Le centre du coussin, une andésite gris vert pâle, est entouré par des bandes d'altération brun pâle. Entre le coeur du coussin et les bandes brunes, diverses lentilles de couleur blanche peuvent apparaître. Ces bandes blanches font partie de la marge interne des coussins alors que les bandes brunes représentent la marge externe. Enfin, la bordure des coussins est fortement épidotisée et de couleur jaune (figure 17).

PETROGRAPHIE

Dimroth et al. (1978) en se basant sur la dimension, la forme et le

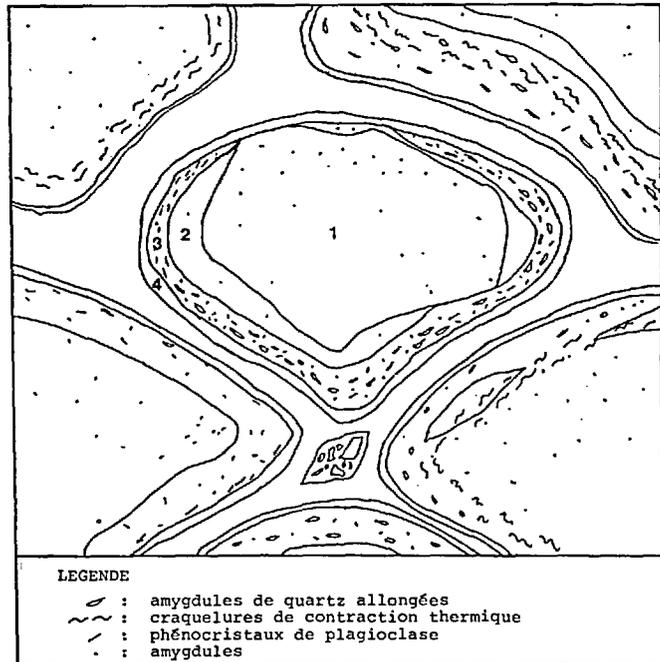


FIGURE 17 - Zones d'altération du coussin I. 1 - centre, 2 - bande blanche. 3 - bande brune, 4 - bordure.

nombre des microlites de plagioclase reconnaissent trois zones dans les coussins: la bordure composée de verre volcanique sans trace de cristaux de plagioclase; la marge renfermant de petits cristaux de plagioclase à morphologie de trempe; le coeur où les lattes de plagioclase s'entrecroisent régulièrement (texture microlitique).

Dans nos coussins, on retrouve aussi ces zones. Comme dans celles de Dimroth et al. (1978), les microlites de plagioclase augmentent rapidement vers le coeur du coussin.

Nous avons aussi observé des textures archéennes à sphérulites et à dendrites qui sont équivalentes à celles des laves récentes. Ces textures sont formées par surcroissance d'albite et parfois de pyroxène sur les microlites de plagioclase (Baragar et al., 1977; Dimroth et Lichblau, 1978).

RESULTATS

Le coussin I présente les variations chimiques les plus marquées (tableau III); il sera donc étudié plus en détail bien que son étude pétrographique soit plus difficile à cause de la présence avoisinante du pluton du lac Dufault qui a oblitéré une partie des textures.

Le centre du coussin se compose surtout de lattes d'albite non orientées, avec chlorite interstitielle, probablement dérivée de pyroxènes, pour la majeure partie. On retrouve aussi un peu de quartz, d'épidote et d'oxyde de fer.

Les bandes blanches (marge interne du coussin) présentent un arrangement serré de lattes d'albite montrant une texture fluidale. Une extinction ondulante aux extrémités de certains microlites semble être causée par une surcroissance d'albite sur le cristal lui-même et autour de ses excroissances terminales dendritiques. Il n'y a que peu ou pas de chlorite interstitielle bien que des quantités significatives de quartz soient présentes.

En passant de la marge interne vers la marge externe, les microlites de

plagioclase de même que leur surcroissance d'albite diminuent rapidement et la matrice (chlorite, épidote et oxyde de fer) devient prépondérante. La texture fluidale est encore présente et les microlites de plagioclase montrent des textures de trempe.

La zone de bordure est essentiellement constituée de gros grains d'épidote et d'albite, et seule une faible texture de granules hyaloclastiques (texture perlitique) est présente.

Les variations chimiques du coussin I démontrent une albitisation et une silicification importante de la marge interne (analyse 5, coussin I) avec des valeurs élevées en SiO_2 et Na_2O de même qu'un léger enrichissement en K_2O combiné à une perte en Fe_t , MgO et CaO . La marge externe présente un enrichissement en K_2O et MgO (analyse 3 du coussin I). Ceci est suivie par un léger appauvrissement en SiO_2 et une faible augmentation en Al_2O_3 dans sa partie la plus externe (analyse 2). La zone de bordure est fortement enrichie en calcium et en fer (analyse I) et appauvrie dans tous les autres éléments.

En général, des variations de type à peu près semblables sont identifiables dans les autres coussins (tableau III). Ces variations sont un enrichissement en alcalis dans la marge externe, un enrichissement en CaO de la bordure et une augmentation généralement en SiO_2 et Na_2O de la marge interne. Les variations les moins importantes apparaissent dans le coussin IV.

INTERPRETATION

Bien que des modifications chimiques produites par le métamorphisme sous-

marin aient pu affecter la composition du coeur du coussin (voir Scott et Hajash, 1976) les analyses montrent que c'est le coeur des coussins qui à la composition la plus proche d'une véritable andésite.

La marge interne est constituée principalement de microlites de plagioclase avec un peu de verre interstitiel. Lors de la dévitrification, ce verre a graduellement été remplacé par de l'albite sous forme de surcroissance sur les microlites de plagioclase. La proportion de verre volcanique augmente vers l'extérieur; dans la marge centrale, il est remplacé soit par des surcroissances d'albite soit par des minéraux argileux. Dans la marge externe, il est principalement remplacé par des minéraux argileux.

L'enrichissement en fer et en potasse de la marge externe suggère que des minéraux argileux du type céladonite (ou d'autres, riches en K) ont pu être des minéraux d'altération importants. Par analogie avec les coussins décrits par Dimroth et Lichtblau (1978), nous pensons que l'albite et l'épidote de la zone de bordure proviennent de zéolites. Cette épidotisation apparaît, selon de Rosen-Spence (1976), lors du métamorphisme d'enfouissement; elle affecte presque toujours la bordure des coussins. En général, l'albitisation et la chloritisation de ces roches se produisent lors du métamorphisme régional alors que la silicification et la séricitisation résultent d'altérations tardives.

DISCUSSION

Les conditions du métamorphisme sous-marin archéen peuvent être comparées aux conditions d'altération existant actuellement sur les fonds océaniques. Le degré de ce métamorphisme est principale-

ment lié à la durée d'exposition de la roche à l'eau de mer.

Seyfried et al. (1978) distinguent un environnement oxydant et un environnement non oxydant lors du métamorphisme sous-marin. L'altération oxydante affecte surtout les parties externes du coussin et permet la précipitation de céladonite et d'oxyde de fer. L'oxygène est aussi disponible dans l'environnement non oxydant mais sa faible diffusion permet par contre au Fe^{3+} de s'incorporer dans les minéraux silicatés pour produire de la smectite. Dans les coussins étudiés, nous considérons les parties externes du coeur et de la marge interne comme ayant subi une altération non oxydante et une altération oxydante pour la marge centrale et la partie limitrophe de la marge externe. Une seconde phase non oxydante semble être présente et incorporerait la zone de bordure et une partie de la marge externe; cette seconde phase non oxydante serait apparue lors d'une diagenèse ultérieure.

Le fait que, pris individuellement, peu de ces analyses peuvent être rejetées sur des critères géochimiques ou pétrographiques, nous incite à recommander la prudence lors de l'élaboration de projet lithogéochimiques de roches volcaniques mafiques coussinées.

MINERALISATION

La théorie volcanogénique considère les gîtes de la région de Rouyn-Noranda comme le produit d'une activité fumerollienne, ce qui implique une position stratigraphique particulière pour ceux-ci. Dans son étude en 1967, de Rosen-Spence note que la majeure partie des gîtes de Cu-Zn sont associés à la zone de rhyolite des Mines (mines Vauze, Norbec, Waite, Amu-

let, Millenbach, Quémont et Horne) ou à la zone de rhyolite porphyrique pour les gîtes de pyrite-Zn des mines Delbridge et Mac-Donald.

D'après Spence et de Rosen-Spence (1975), ces dépôts de Cu-Zn remontent à la fin de la période d'effusion de la rhyolite des Mines. Cette phase terminale se caractérise entre autres par l'apparition de petits dômes extrusifs de rhyolite (Vauze, Old Waite, East Waite, Millenbach). Les premiers dépôts à se former furent ceux de la partie nord (Norbec, Vauze, East Waite et Old Waite) qui reposent sur ces dômes.

L'émission des dernières coulées rhyolitiques, de même que la formation des dépôts minéralisés sont en partie contemporains aux premières coulées andésitiques de la Formation d'Amulet. En effet, au sud de notre région, une interdigitation de rhyolite et d'andésite et la présence de lentilles de zinc dans les laves andésitiques d'Amulet (Old Waite, East Waite) indiquent que l'activité hydrothermale ne s'est pas terminée avec les rhyolites. De plus, la découverte de gisements entièrement dans l'andésite Waite (sous-jacente à la rhyolite Waite) démontre que cette activité hydrothermale n'a pas non plus débuté avec les coulées rhyolitiques (Knuckey et Watkins, 1978). Dans tous les cas cependant, les gisements se retrouvent au-dessus d'une cheminée d'altération chloritique.

SECTEUR DE LA MINE NORBEC

Le secteur de la mine Norbec (incluant la portion minéralisée) représente une écaille limitée par deux failles subparallèles de direction NW. La cartographie de la région et l'établissement de sa stratigraphie appuient l'hypothèse que cette écaille est intercalée dans la Forma-

tion d'Amulet à un endroit autre que celui d'origine. Ces deux failles font partie d'un réseau où le bloc oriental est régulièrement soulevé. Ce secteur représente donc un biseau de lave déplacé du bas vers le haut (d'est en ouest). Enfin, des décrochements N-S ne peuvent être évalués.

RESUME

Les renseignements obtenus jusqu'ici permettent de reconstituer l'histoire de l'emplacement de la Formation andésitique d'Amulet (section nord). Cette histoire débute après la formation d'une caldeira à l'intérieur du complexe volcanique central de Noranda. Les premières coulées de cette formation apparaissent avant la fin de l'activité rhyolitique (Formation rhyolitique de Waite), alors que l'activité hydrothermale se poursuivait.

Les coulées furent émises d'un point un peu au SE de l'ancienne mine Old Waite comme le témoigne la prépondérance du faciès proximal (lave massive) et de dykes cogénétiques dans cette région. La formation d'épaisses coulées massives à l'est de la mine Norbec peut être le résultat de l'apparition d'un cône secondaire (?) à cet endroit. La lave émise lors des périodes éruptives consistait en coulées composites, avec coulées riches en gaz à la base et coulées porphyriques au sommet.

Avec le remplissage de la caldeira, une diminution de la pression d'eau s'est traduit par une augmentation régulière de la vésicularité de la lave et la formation de brèche de coulée plus épaisse. Ce remplissage se caractérise surtout par une séquence verticale de remplissage (upward shoaling sequence) démontré par l'augmentation régulière de brèches de coulée dans les coulées successives de l'emp-

lement. Cet empilement représente un volcan en bouclier monogénique.

Les coulées de la Formation andésitique d'Amulet permettent de concevoir un modèle détaillé de la mise en place des coulées de laves mafiques sous-marines. Dans ce modèle, les diverses divisions structurales des laves, (lave massive, coussinée et brèche de coulée) représentent divers faciès d'une même coulée.

Les séquences verticales les plus fréquentes sont (1) lave massive surmontée de lave coussinée et (2) lave massive avec brèche de coulée. Dans les coulées W-16 à W-19, la séquence verticale est constituée par un empilement de rubans ou lentilles de lave coussinée, de lave massive et de brèche de coulée. L'empilement forme parfois des lits frontaux s'interprétant comme un véritable front de coulée.

Notre cartographie des transitions latérales suggère que la lave massive est un faciès proximal par rapport aux laves coussinées avec une zone de transition entre les deux. Il existe aussi des levées en bordure des chenaux de lave massive constituées de brèche d'effondrement et formées par débordement de la lave massive du chenal principal.

La Formation andésitique d'Amulet représente un volcan en bouclier à pentes suffisamment inclinées pour que les coulées forment des rivières tressées. Chaque bras principal circule dans un chenal formé par les dépressions du terrain. Sur les flancs des chenaux principaux apparaissent régulièrement des branches secondaires et des mégatubes. Ceux-ci se subdivisent régulièrement en tubes avec coussins bulbeux à leur surface. Plus en aval, les bras principaux de lave massive se segmentent en de nombreux mégatubes qui passent graduelle-

ment à des tubes (variété hétérogène suivie de la variété homogène). Les coussins sont en fait des tubes, croissant selon le modèle proposé par Moore (1975), avec parfois entre eux de petits coussins isolés.

La fracturation de la croûte de la lave massive (et coussinée) permet la formation d'hyaloclastite et de brèche de coussin. La bréchification des coussins se fait principalement par exfoliation.

Les relations sur le terrain suggèrent que la lave massive résulte de l'avancée rapide d'un grand volume de lave peu visqueuse à haute température; les coussins prennent naissance au front distal de la coulée, au moment où la vitesse diminue à cause d'une baisse de la température et de l'augmentation de la viscosité de la lave. Les brèches à coussins se forment au stade terminal de l'éruption quand le volume de lave en écoulement diminue.

Des phénomènes statiques, par exemple la formation de polygones (pseudo-coussins et brèches d'effondrement), apparaissent à la fin de l'effusion.

Enfin, tel que le suggère Dimroth et Rocheleau (1979), l'absence de sculptures à la surface des coussins et la présence de petits coussins détachés suggèrent que le rythme de croissance des tubes archéens était supérieur à celui de leurs équivalents récents.

L'étude de quatre coussins de la Formation d'Amulet a permis de démontrer la grande mobilité des éléments chimiques constituant ces roches. En général, on note un enrichissement en CaO dans la bordure (transformée en épidote), un enrichissement en alcalis dans la marge externe (résultant de la formation de minéraux argileux à partir du verre volcanique original) et un

faible enrichissement en SiO_2 et Na_2O dans la marge interne (résultant de la transformation en albite du verre volcanique original). Ces modifications chimiques s'expliquent principalement par l'halmyrolyse originale des coussins. Les différences chimiques et minéralogiques entre ces coussins s'expliquent par une évolution thermique différente et un degré d'altération variable (durée d'exposition différente) pour chaque coussin.

Notre travail a principalement permis d'approfondir et de raffiner le modèle de l'écoulement des coulées mafiques sous-marines archéennes (voir Dimroth et al., 1978). Parmi les contributions les plus importantes, notons la reconnaissance de l'existence de levées et des diverses brèches d'effondrement associées, la présence d'activité statique après l'écoulement dynamique (formation de pseudo-coussins) et, en général une meilleure documentation de la zone de transition entre les faciès massifs et coussinés. Il nous a aussi permis de reconnaître dans l'empilement volcanique de la Formation d'Amulet la présence de coulées composites et d'une séquence verticale de remplissage de la caldeira (upward shoaling sequence). Ces phénomènes, de même que la présence hypothétique d'un cône secondaire à l'est de la mine Norbec, suffisent à expliquer les variations tant verticales que latérales observées sur le terrain. Enfin, nous croyons pouvoir relier, du moins en partie, les variations chimiques des coussins à un phénomène d'altération par l'eau de mer.

La méthode de travail utilisée dans ce rapport (sélection de critères d'identification des coulées, identification des faciès, etc.) démontre qu'il est possible de suivre les différentes coulées d'un empilement volcanique, et donc, un horizon minéralisé. Mais plus important,

elle permet la localisation de centres éruptifs. Ces centres d'effusion mafiques étant localisés le long de zones de faiblesse (failles) sont fréquemment associés aux centres effusifs felsiques (et à leurs gisements minéralisés). C'est ainsi qu'on a repéré, lors de cette étude, trois gîtes près de deux centres effusifs: Old Waite et East Waite près du centre principal et Norbec près du centre secondaire.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le ministère des Richesses naturelles du Québec qui a défrayé les coûts de la cartographie de terrain, son centre de recherches minérales qui a effectué les analyses chimiques et nos assistants, D. Cosette et P.A. D'Haïti, qui nous ont grandement secondé durant les deux étés de terrain.

Nous tenons aussi à remercier les professeurs E. Dimroth et G. Woussen pour leur aide soutenue et leurs critiques judicieuses; les nombreux commentaires qu'ils ont apportés ont grandement augmenté la qualité de ce rapport. Leur présence, surtout celle de E. Dimroth qui a sélectionné la zone d'étude et supervisé la majeure partie du travail, a grandement contribué à l'élaboration de notre mémoire de maîtrise, mémoire à partir duquel le présent rapport est tiré.

Nous avons aussi apprécié les contributions de MM. S. Lapointe et C. Gobeil par leurs travaux sur l'étude du métamorphisme sous-marin archéen (projets de fin d'études à l'Université du Québec à Chicoutimi).

De multiples et fructueuses discussions avec MM. Y. Sanschagrin et M. Leduc ont grandement éclairé nos propres idées sur l'écoulement des laves mafiques sous-marines.

REFERENCES

- BAILEY, E.H. - IRWING, W.P. - JONES, D.L., 1964 - Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. California Division of Mines and Geology; Bulletin 183.
- BALLARD, D.D. - MOORE, J.G., 1977 - Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Rift Valley. Springer-Verlag éditeur, New York.
- BARAGAR, W.R.A., 1968 - Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 773-790.
- BARAGAR, W.R.A. - PLANT, A.G. - PRINGLE, G.J. - SCHAU, M., 1977 - Petrology and alteration of Mid-Atlantic Ridge basalt sampled from sites 332 and 335, DSDP. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 14, pages 837-874.
- _____ 1978 - Post-emplacement chemical changes in Archean pillow. Association géologique du Canada; résumés et programmes; volume 3, page 363.
- CARLISLE, D., 1963 - Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. Journal of Geology; volume 71, pages 48-71.
- COOKE, H.C. - JAMES, W.F. - MAWDSLEY, J.B., 1931 - Géologie et gîtes minéraux de la région de Rouyn-Harricana (Québec). Commission géologique du Canada; mémoire 116, 314 pages.
- COTE, R. - DIMROTH, E., 1976 - Flow direction of Archean basalts determined from imbricated pillow breccias. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, Stuttgart; 3, pages 97-109.
- COUSINEAU, P.A., 1980 - Stratigraphie et faciès des andésites Amulet, près de la mine Norbec, Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1976 - Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, université de Toronto, Ontario; 166 pages.
- DIMROTH, E., 1977 - Archean autoclastic volcanic rocks, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada: Classification, diagnosis and interpretation. Commission géologique du Canada; Paper 77-1A, pages 513-522.
- DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y., 1978 - Structure and organisation of archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. - GELINAS, L. - PROVOST, G. - ROCHELEAU, M. - TASSE, N., 1975 - Field trip and field conference on the volcanology of Rouyn-Noranda area. Ministère des Richesses naturelles du Québec. pages 1-75, archives du bureau du géologue résident à Rouyn.
- DIMROTH, E. - LAROUCHE, C. - TRUDEL, P., 1976 - Fifth progress report on volcanological and sedimentological work in Rouyn-Noranda area. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-500.
- DIMROTH, E. - LICHTBLAU, A.P., 1978 - Oxygen in the Archean ocean: Comparison of ferric oxide crust on Archean and cenozoic pillow basalts. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen, Stuttgart; 133, pages 1-22.

DIMTOTH, E. - ROCHELEAU, M., 1979 - Volcanologie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn-Noranda. Livret-guide A-1 de la réunion annuelle de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada.

EDWARDS, R.C.J., 1960 - A progress report on the geological interpretation of the Noranda area. Compagnie Consolidated Zinc Corporation of Canada Limited. Rapport inédit.

FULLER, R.E., 1931 - The aqueous chilling of basaltic lava in the Columbia River Plateau. American Journal of Science; volume 21, pages 281-300.

GELINAS, L. - BROOKS, C., 1974 - Archean quench-texture tholeiites. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 11, pages 324-340.

GELINAS, L. - BROOKS, C. - PERREAULT, G. - CARIGNAN, J. - TRUDEL, P. - GRASSO, F., 1977 - Chemo-stratigraphic division within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec IN Volcanic regimes in Canada édité par W.R. A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall; Association géologique du Canada; publication spéciale 16, pages 297-310.

GOODWIN, A.M., 1977 - Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield IN Volcanic regimes IN Canada édité par W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall; Association géologique du Canada; publication spéciale 16, pages 205-242.

GUNNING, H.C. - AMBROSE, J.W., 1939 - The Timiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricana region, Quebec. Transactions de la Société royale du Canada; sections 3 et 4, volume 33, pages 17-49.

HART, S.R. - ERLANK, A.J. - KABLE, E.J.D., 1974 - Sea floor basalt alteration, some chemical and isotopic effect. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 44, pages 219-230.

HENDERSON, J.F., 1953 - On the formation of pillow lava and breccia. transactions de la Société royale du Canada; volume 47, serie III, section 4 pages 23-32.

IMREH, L., 1976 - Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val-d'Or et son incidence géologique. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-349.

_____ 1978 - Album photographique de coulées méta-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de La Motte-Vassan. Ministère des Richesses naturelles du Québec; V-6, 131 pages.

JOLLY, D.T., 1974 - Regional metamorphic zonation as an aid in study of Archean terrains, Abitibi region. Canadian Mineralogist; volume 12, pages 499-508.

JONES, J.G., 1969 - Pillow lavas as depth indicators. American Journal of Science; volume 267, pages 181-195.

KNUKEY, M.J. - WATKINS, J.J., 1978 - The Corbet mine and its environment of ore deposition, Noranda, Quebec. Association géologique du Canada; résumés et programmes. volume 3, page 436.

KROGH, T.E. - DAVIS, G.L., 1972 - Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield. Carnegie Institution of Washington; Year Book 70, pages 203-205.

MACDONALD, G.A., 1972 - Volcanoes. Prentice-Hall, New York, 510 pages.

MARSHALL, M. - COX, A., 1971 - Magnetism of pillow basalts and their petrology. Geological Society of America Bulletin; volume 82, pages 537-552.

MOORE, G.J., 1965 - Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. American Journal of Science. volume 251; pages 169-191.

_____ 1975 - Mechanism of formation of pillow lava. American Scientist; volume 63; pages 269-277.

MOORE, G. - PHILLIPS, R.L. - GRIGG, R.W. - PETERSON, D.W. - SWANSON, D.O., 1973 - Flow of lava into the sea, 1969-1971. Kilauea Volcano Hawaii. Geological Society of America Bulletin; volume 84; pages 537-546.

RE, M.D., 1963 - Hyaloclastites and pillow-lavas of Acicastello, Mount Etna. Bulletin volcanologique; volume 25; pages 282-284.

RITTMANN, A., 1963 - Les volcans et leurs activité. Masson, Paris, 461 pages.

SCOTT, R.B. - HAJASH, A., 1976 - Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas; A microprobe study. American Journal of Sciences. volume 276; pages 280-301.

SEYFRIED, W.E. - SHANKS, W.C. - DIBBLE, W.E., 1978 - Clay formation in DSPD Log 34 basalt. Earth and Planetary Science Letters; volume 41, pages 265-276.

SILVESTRI, S.C., 1963 - Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. Bulletin volcanologique; volume 25; pages 315-321.

SPENCE, C.D., 1967 - The Noranda area. L'institut canadien des mines et de la métallurgie. Centennial Field Excursion Guidebook; pages 36-39.

_____ 1975 - Volcanic features of the Vauze sulphide deposits, Noranda, Québec. Economic Geology; volume 70; pages 102-114.

SPENCE, C.D. - DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 - The place of sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Québec. Economic Geology. volume 70. pages 90-101.

WATERS, A.C., 1960 - Determining direction of flows in basalts. American Journal of Sciences; volume 258 A (Bradley Volume), pages 350-366.

WILSON, H.E., 1919 - Le comté de Témiscamingue (Québec). Commission géologique du Canada; mémoire 103.

_____ 1941 - District de Noranda, Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 229.

