

DPV 847

LES COMPLEXES RHYOLITIQUES DE LA REGION DE ROUYN-NORANDA

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

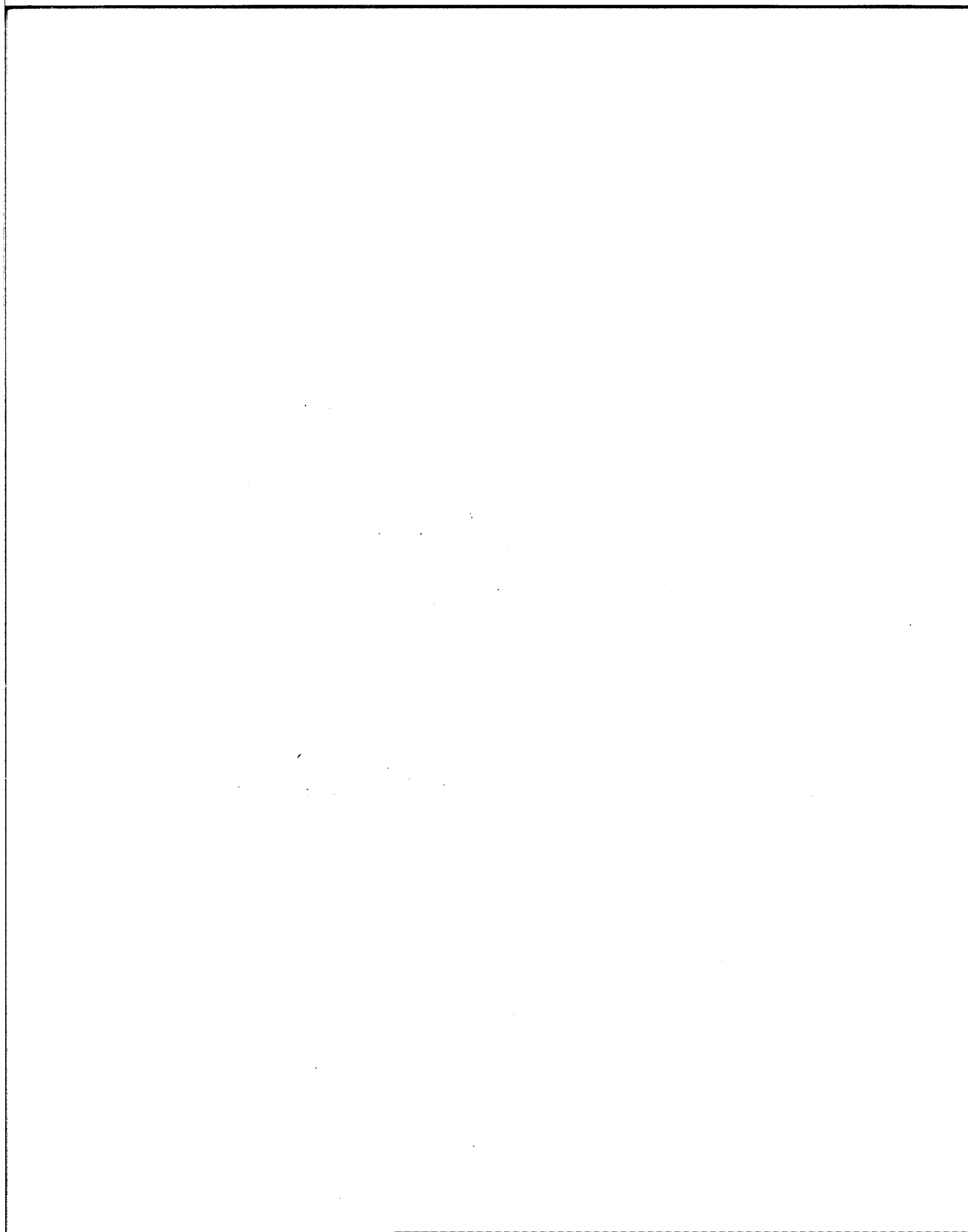
DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

LES COMPLEXES RHYOLITIQUES
DE LA RÉGION DE ROUYN-NORANDA

PAR

L. GÉLINAS A. SIMARD
J. LAJOIE P. VERPAELST
M. BOUCHARD N. GAUTHIER
 N. TASSÉ

RAPPORT PRÉLIMINAIRE



MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES
DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
SERVICE DE LA GÉOLOGIE

LES COMPLEXES RHYOLITIQUES
DE LA RÉGION DE ROUYN-NORANDA

RAPPORT PRÉLIMINAIRE
SUR LES TRAVAUX EFFECTUÉS
EN 1976, 1977 ET 1978

par

L. Gélinas A. Simard
J. Lajoie P. Verpaelst
M. Bouchard N. Gauthier
 N. Tassé

Département de Géologie
Université de Montréal, Montréal

NOTE DE L'ÉDITEUR

Ce document est une révision du texte de 1978 (DPV-583), augmenté d'un nouveau chapitre (Complexe du Cap d'Ours) et accompagné de cartes à 1:2000 au lieu de 1:1000.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
COMPLEXE DE DON	3
Description	3
Séquences mafique et intermédiaire	4
Séquence rhyolitique	4
Volcanoclastites	4
Rhyolite massive	8
Rhyolite rubanée	9
Corrélations	9
Origine des rhyolites	12
Volcanoclastites	12
Rhyolite massive	13
Rhyolite rubanée	14
Transport et accumulation des pyroclastites .	15
Conclusion	18
COMPLEXE DE CLÉRICY	19
Description	20
Séquence rhyolitique	20
Volcanoclastites du faciès II	20
Volcanoclastites du faciès I	23
Corrélations	24
Transport et accumulation des pyroclastites .	25
Mise en place du faciès II	25
Mise en place du faciès I	26
Conclusion	26
COMPLEXE DU CAP D'OURS	26
Résumé	26
Introduction	27
Etude des volcanoclastites	28
Pyroclastites	28
Alloclastites	35
Autoclastites	40
Conclusions.....	40
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	41
RÉFÉRENCES	42
CARTE (1:2000)	hors texte

Complexe de Don

- 1 - Secteur oriental
- 2 - Secteur occidental

INTRODUCTION

Selon l'interprétation classique, les rhyolites de la région de Rouyn-Noranda sont des coulées massives avec brèches de coulées associées (Goodwin et al., 1972; Dimroth et al., 1975; de Rosen-Spence, 1976). Certaines observations, effectuées en 1975 lors de visites d'affleurements, nous ont amenés à reconsidérer sérieusement cette hypothèse.

Les gisements de sulfures de cette région sont d'origine volcanogène (Gilmour, 1965). Il ressort des récentes publications que la roche-hôte est généralement fragmentaire; Sangster (1972) et Sawkins (1976) ont ainsi été amenés à les classer parmi les gisements de type Kuroko (d'origine volcanogène), lesquels se trouvent à proximité de cheminées volcaniques et dans des niveaux qui, à l'origine, possédaient une grande perméabilité.

L'association des gisements de la région avec les rhyolites est une chose communément admise depuis longtemps. Or, les coulées de lave de composition rhyolitique sont généralement ponctuelles et épaisses (Putman, 1938; Christiansen et Lipman, 1966; Macdonald, 1972). La plupart des chercheurs qui ont étudié les dépôts issus du volcanisme felsique - par exemple, Eward (1962) en Nouvelle-Zélande, Fiske et Matsuda (1964) au Japon, Mutti (1965) en Grèce, Curtis (1955, 1968) dans la "Valley of Ten Thousand Smokes", en Alaska - ont décrit ceux-ci comme des matériaux surtout fragmentaires. De plus, les laves ne sont généralement pas très poreuses, donc imperméables, et n'offrent pas le véhicule né-

cessaire aux fumerolles qui ont engendré les gisements.

Il y a contradiction entre la théorie classique de la mise en place des rhyolites en tant que coulées de lave et l'interprétation que font certains géologues des gisements de la région. La solution de ce problème revêt une importance capitale dans la prospection minérale. En effet, si les gisements sont associés à des volcanoclastites, il devient important de caractériser les différents faciès si l'on veut établir un modèle d'accumulation car certains types de volcanoclastites sont communément chenalisés. La distribution des gisements n'est probablement pas aléatoire, mais elle peut être régie par la distribution des volcanoclastites de grandes dimensions.

Afin de vérifier les hypothèses sur l'origine des ensembles rhyolitiques de la région, nous avons entrepris, durant l'été 1976, une cartographie détaillée du Complexe rhyolitique de Don (figure 1). En 1976, nos travaux ont été subventionnés par le ministère de l'Éducation du Québec (FCAC) et le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada. En 1977 et 1978 ils l'ont été par le ministère des Richesses naturelles du Québec, ce qui a permis de terminer l'étude du Complexe de Don et de commencer celle des Complexes de Cléricy et du Cap d'Ours. Le présent rapport fait le point sur l'état de nos connaissances sur les rhyolites de ces complexes.

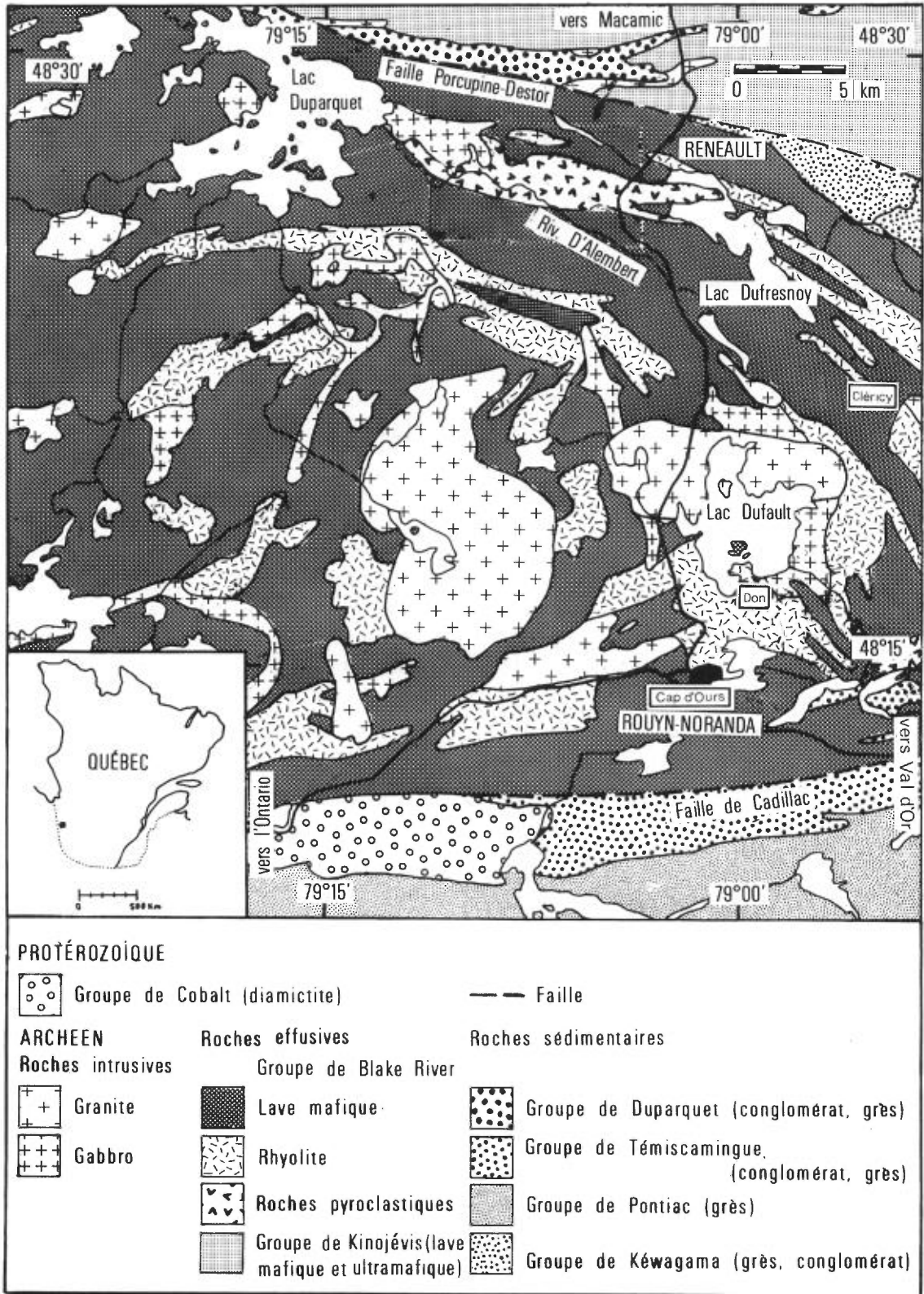


FIGURE 1 - Géologie de la région de Rouyn-Noranda. Tiré de Tassé (1976) et modifié d'après Boivin (1974), Dimroth et al. (1973) et de Rosen-Spence (1976).

COMPLEXE DE DON

Les affleurements représentent environ 90% de la superficie du Complexe de Don. Celui-ci est situé dans la partie centre-sud de la bande orogénique de l'Abitibi, dans la province du Supérieur du Bouclier canadien (Goodwin et Ridler, 1970). Il affleure dans la partie supérieure du Groupe de Blake River - d'âge Archéen (Dimroth *et al.*, 1975) - formé d'un empilement de roches volcaniques mafiques à felsiques, dont l'épaisseur totale atteint plus de 10 km (Baragar, 1968).

Dans la région de Rouyn-Noranda, le groupe a une puissance de 5000 m (de Rosen-Spence, 1976, page 20). Il est composé de matériaux volcaniques mis en place en milieu sous-marin (de Rosen-Spence, 1976, page 188). La composante mafique prédomine nettement sur la composante felsique. Si, dans tout l'empilement, la rhyolite compte pour 5.3% (Goodwin, 1977), dans les environs immédiats de Rouyn-Noranda, par contre, les roches volcaniques de composition rhyolitique comptent pour 53% (de Rosen-Spence, 1976, tableau 4), ce qui fait de ce secteur un centre important de volcanisme felsique.

Les roches du complexe affleurent dans une séquence homoclinale dont l'azimut général est de 290° (voir carte, feuillet 1). Le sommet est vers le nord, avec un pendage moyen de 65°. A la base, on trouve des basaltes tholéiitiques (Gorman, 1975); se présentent ensuite des laves de composition intermédiaire et, au sommet, des rhyolites. La mise en place s'est effectuée en milieu subaquatique, comme en témoignent les laves à coussins à la base et au sommet, et probablement en milieu marin, comme l'indiquent une formation de fer

et des niveaux carbonatés dans la partie supérieure du complexe.

Le métamorphisme est faible; les assemblages minéralogiques appartiennent au faciès des schistes vers (zone de la biotite). On trouve, localement, dans les faciès à granulométrie fine, une schistosité E-W, verticale.

Wilson (1941), Goodwin *et al.* (1975) et de Rosen-Spence (1976) ont jugé que les rhyolites du complexe résultent d'épanchements de laves. Ils ont interprété les brèches comme des brèches de coulée. De Rosen-Spence (1976) a soutenu que les matériaux pyroclastiques ne représentent qu'une composante mineure du complexe. Gorman (1975) a, dans une étude récente de la partie ouest du complexe, noté des pyroclastiques litées montrant des structures d'accumulation. Il a émis l'hypothèse que ces pyroclastiques résultent d'épanchements de masse ou de courants de densité.

Pour lever l'incertitude au sujet de l'origine des rhyolites de ce complexe, nous avons effectué une cartographie détaillée (à la planchette) à l'échelle de 1:1000 (carte publiée à 1:2000) et préparé six coupes stratigraphiques combinées (figures 2 et 3, hors texte). Celles-ci couvrent une épaisseur stratigraphique d'environ 500 m.

DESCRIPTION

Une coupe générale du complexe montre, à la base, une séquence de laves de composition basaltique et intermédiaire, puis un assemblage rhyolitique de plus de 500 m d'épaisseur (voir carte, feuillets 1 et 2). Nous décrirons d'abord les roches mafiques et intermédiaires.

SÉQUENCES MAFIQUE ET INTERMÉDIAIRE

Les basaltes exhibent des faciès massifs, des faciès coussinés et des brèches de coulée. Les coussins indiquent une polarité vers le nord et laissent supposer un milieu subaquatique. Leur dimension varie de 50 cm à plus de 2 m; certains correspondent sans doute à des sections de tubes. Les laves sont modérément vacuolaires; toutefois, la proportion de vacuoles atteint localement 30%, ce qui évoque un épanchement en milieu de moins de 500 m de profondeur (McBirney, 1963). Les vacuoles sont remplies de quartz et de carbonates.

Les basaltes sont tholéitiques (Gorman, 1975); les assemblages minéralogiques primaires sont remplacés par l'albite, le quartz, l'actinote, la chlorite, les carbonates et l'épidote.

On observe, à quelques endroits dans la séquence basaltique, des lentilles de brèches polygénétiques, de composition felsique et basaltique. Ces lentilles, parallèles à la direction des coulées, présentent généralement une extension latérale de moins de 10 m.

Les laves de composition intermédiaire forment une séquence de 25 m d'épaisseur au-dessus des basaltes (carte, feuillet 1). Elles sont aphanitiques et intensément altérées, de sorte qu'il est impossible d'en étudier la minéralogie et la texture et de se faire une idée de la composition originelle. Contrairement aux roches mafiques, elles contiennent plus de carbonates que de chlorite. Elles montrent des amygdales zonées; de la périphérie vers le centre, on observe successivement du quartz, de la calcite, de la chlorite et de l'épidote.

On observe, dans la partie supérieure de la séquence intermédiaire, et plus partiellement dans le secteur ouest (voir carte, feuillet 2; station 3), une grande variété de phénomènes magmatiques impliquant aussi des matériaux rhyolitiques et basaltiques. On rencontre des masses linguoïdes plastiques de rhyolite rubanée et de basalte dont les contours sont parfois diffus. Ces langues baignent dans du matériel volcanique constitué de fragments mafiques présentant des creux et entourés d'une matrice quartzo-feldspathique. Fenner (1938, 1944) et Wilcox (1944) ont observé des phénomènes semblables au contact basalte-rhyolite dans le complexe de la Rivière Gardiner (Parc Yellowstone). Ils expliquent ces phénomènes par l'émission contemporaine de deux magmas, l'un de composition mafique, l'autre de composition felsique.

SÉQUENCE RHYOLITIQUE

La séquence rhyolitique, d'une épaisseur minimum de 500 m, est composée de volcanoclastites, de rhyolite massive et de rhyolite rubanée.

VOLCANOCLASTITES

Les volcanoclastites constituent 79% des roches du secteur oriental et 75% du secteur occidental du complexe. Les fragments sont composés de rhyolite massive, de rhyolite laminée et de roche noire.

Les fragments de rhyolite massive, de loin les plus abondants (85% de la fraction clastique grossière), sont généralement subanguleux. La rhyolite est porphyrique, de couleur jaune pâle, très siliceuse (80% de SiO_2 , selon Dimroth et al., 1975) et vésiculaire (en moyenne 3% de vésicules, parfois plus; voir figure 4).



FIGURE 4 - Fragment de rhyolite vésiculaire. Les varioles comptent pour environ 30%. A proximité de la station 9 (feuille 1 de la carte), dans les volcanoclastites du secteur oriental.

Les fragments de rhyolite porphyrique laminée forment environ 5% de la fraction clastique grossière. Les laminations résultent des concentrations d'hématite et de carbonates de fer. Les caractères pétrographiques des types de fragments susmentionnés sont comparables à ceux de la rhyolite massive que nous décrirons plus loin. Environ 10% des fragments ont une couleur qui va du gris sombre au noir; en affleurement, ces fragments (de roche noire) sont à relief négatif. Leur taille est généralement inférieure à celle des deux autres types. Ces fragments, plus mafiques, montrent, à l'examen microscopique, des phénocristaux de quartz et d'albite dans une mésostase de chlorite, de carbonates de fer et d'hématite.

Les fragments, quelque soit leur nature ou leur taille, possèdent une orientation préférentielle qui correspond à la direction générale des strates (figures 5 et 6). Ceux dont la taille est supérieure



FIGURE 5 - Brèche volcanoclastique chenalisée. A noter l'orientation préférentielle des fragments de taille grossière.



FIGURE 6 - Volcanoclastites du secteur oriental, montrant l'orientation préférentielle des fragments fins. Le grand axe des fragments est parallèle au litage.

à 64 mm (-6ϕ) sont subanguleux et montrent rarement des indications de déformation plastique. Quant à ceux de taille inférieure à 64 mm (-6ϕ), ils sont généralement soudés et possèdent des formes témoignant d'une accumulation à haute température. Ces caractéristiques générales des fragments se retrouvent dans toutes les volcanoclastites du complexe.

Les volcanoclastites affleurent dans quatre ensembles possédant des caractéristiques distinctes. La distribution de ces ensembles (faciès I à IV) est résumée sur la carte et les coupes stratigraphiques des figures 2 et 3.

Faciès I

Les volcanoclastites du faciès I sont stratifiées. Les lits ont une épaisseur variant de 20 cm à 15 m, avec une moyenne de 2 m. Ils sont généralement lenticulaires et leur extension latérale dépasse rarement 100 m (voir carte). Certains lits (A; carte, feuillet 1) ont une matrice vésiculaire et les variations dans le nombre de vésicules peuvent les définir (figure 7). Le contact entre les lits est généralement net; ici et là, il existe des contacts d'érosion.

Ces volcanoclastites sont en général polygéniques, en ce sens qu'elles sont constituées de fragments de composition hétérogène. Les fragments formés de rhyolite massive, semblable à la rhyolite massive adjacente, sont les plus courants. Tous les lits contiennent des fragments de même composition que celle des unités sous-jacentes.

La distribution de la fraction grossière n'est habituellement pas aléatoire dans les strates. Dans le secteur occi-



FIGURE 7 - Volcanoclastites à proximité de la station 6 du secteur oriental (feuillet 1). Le degré de vésiculation de la matrice permet de définir le litage. Le sommet est vers la gauche.

dental, 51% des lits possèdent des structures syngénétiques; nous avons noté un granoclassement inverse et/ou normal dans 33% des strates et des stratifications parallèles et obliques dans 25%. Les laminations résultent, tout comme dans les roches sédimentaires, des alternances de granulométries différentes. Les lits massifs forment 49% des lits dans le secteur occidental et 47% dans le secteur oriental; dans ce dernier secteur, 17% des strates présentent des granoclassements (inverse et/ou normal) et 36% des laminations obliques et parallèles (tableaux 1 et 2, page 17).

Faciès II

Le faciès II n'a été observé qu'à un seul niveau dans le secteur occidental (lentille 7, feuillet 2 de la carte), alors qu'il apparaît à trois niveaux (B, D et I) dans le secteur oriental (feuillet 1). La lentille 7 correspond au niveau D. Ce fa-

ciès est caractérisé par la présence de 2 à 15% de langues de rhyolite rubanée dont les dimensions varient entre 1 et 100 m environ. Sa fraction principale est composée de fragments de taille inférieure à 64 mm (-6ϕ); elle comprend 20% de fragments rhyolitiques dont les grands axes mesurent 10 cm en moyenne. Les fragments sont généralement soudés et leurs contours, denteliformes ou diffus. Gorman (1975, page 72) a noté que quelques fragments ont une composition mafique.

L'affleurement le plus spectaculaire du faciès II (niveau D, feuillet 1) montre des langues de rhyolite rhyolite rubanée, étirées et déformées, dont la forme ainsi que la taille varient depuis la base jusqu'au sommet de l'unité. A la base, plusieurs langues sont plissées (station 25, à 70 m au sud de la station 27), alors qu'au sommet, la déformation est moins prononcée. De plus, la taille des langues varie latéralement: celles à proximité des stations 26, 27 et 30 sont plus grandes que celles près des stations 7 et 8, à l'est (carte, feuillet 1). Dans la partie occidentale, les langues, si elles sont moins nombreuses, possèdent des tailles comparables à celles de la partie orientale. Les grands axes des langues sont répartis le long de bandes (au sud des stations 24 et 25, feuillet 1).

La déformation des langues est très probablement syngénétique, car elle varie de la base au sommet de l'unité. Comme la déformation n'affecte pas la matrice, on peut penser que les langues se sont mises en place à haute température.

L'unité atteint sa plus épaisse maximale (125 m) à la station 30 (feuillet 1). A la station 5, ainsi qu'à l'ouest du chemin, l'épaisseur est de 80 m (feuillet

2). C'est dans la partie la plus épaisse de l'unité qu'on trouve les langues les plus longues.

Faciès III

Le faciès III est formé d'une seule strate dont l'épaisseur varie d'ouest en est (feuillet 1 et figure 3). La strate, qui atteint une épaisseur orthogonale de 60 m dans le secteur occidental, disparaît dans le secteur oriental. Les fragments, dont la taille de la fraction principale varie de 2 à 64 mm (-1ϕ à -6ϕ), sont composés de rhyolite d'origines variées (aphanitique, porphyrique, rubanée, massive, etc.) et d'une faible proportion de matériaux plus mafiques. On observe, à la base, un faible pourcentage de fragments plus grossiers dont les tailles varient de 64 à 172 mm (-6ϕ à -7.4ϕ). Le faciès III montre, sur toute son étendue, une couche au granoclassement normal, à laquelle se superpose (sur les 10 mètres supérieurs) une stratification parallèle diffuse.

Faciès IV

Les roches du faciès IV ne se rencontrent que dans le secteur occidental où elles affleurent à plusieurs niveaux stratigraphiques (feuillet 2 et figure 3). Les fragments de la fraction principale sont monolithologiques et leurs diamètres varient entre 2 et 64 mm (-1ϕ et -6ϕ); ils sont subanguleux à anguleux. Ils sont plus riches en chlorite que la matrice qui les entoure; c'est pourquoi ils apparaissent en relief négatif sur les surfaces altérées. L'étude sommaire de quelques fragments donne à penser qu'ils sont pseudomorphes de fragments de vitrophyre. Les fragments contrastent avec la matrice, dont la composition et la texture sont celles de la rhyolite massive. La proportion de matrice

varie considérablement d'un lit à l'autre (10 à 50%). Ces volcanoclastites ne montrent jamais de structures syngénétiques.

RHYOLITE MASSIVE

La rhyolite massive est caractérisée par l'homogénéité de sa composition minéralogique et de sa texture, ainsi que par l'absence de structures syngénétiques. Dans le secteur oriental, dont elle couvre à peine 6% de la superficie, elle forme des masses lenticulaires ponctuelles ne dépassant pas, en général, une dizaine de mètres de longueur. Dans le secteur occidental, dont elles occupent 20% de la superficie, les masses lenticulaires de cette rhyolite ont une extension latérale atteignant 400 m et une épaisseur maximale de 120 m. Les contacts entre la rhyolite massive et les volcanoclastites sont toujours nets. Toujours dans le secteur occidental, on observe de nombreuses apophyses, reliées aux masses principales, recoupant les volcanoclastites de tous les faciès (figure 8). Dans le secteur oriental, près de la base du complexe, à environ 15 m à l'est de la station 1 (feuillet 1), le flanc ouest de la masse rhyolitique recoupe nettement les lits de volcanoclastites, lesquels réapparaissent sur le flanc est. De plus, des



FIGURE 8 - Apophyse de rhyolite massive recoupant des volcanoclastites (à droite) au nord de la station 1 du secteur oriental.

apophyses s'insinuent dans les volcanoclastites du flanc ouest. La rhyolite près de la station 7A (feuillet 1) montre des caractéristiques semblables, mais vu le peu d'affleurements, on ne peut définir, de façon non équivoque, la nature des contacts.

Généralement jaune pâle à gris blanc en surface altérée, la rhyolite massive est gris bleu en surface fraîche. L'examen microscopique révèle des phénocristaux de quartz xénomorphes et des phénocristaux d'albite idiomorphes, lesquels baignent dans un mésostase microcristalline constituée surtout de quartz et d'albite (An_0 - An_{10}); on observe des quantités mineures de chlorite, de séricite et de carbonates. On note, localement, dans la mésostase, des textures sphérolitiques et granophyriques. Celles-ci caractérisent probablement la fin de la cristallisation des rhyolites massives; la texture granophyrique témoigne de la présence d'éléments volatils tandis que la texture sphérolitique est due à l'absence de ceux-ci. Les phénocristaux de quartz sont affectés par la corrosion magmatique. Leur cristallisation semble avoir commencé au stade intratellurique; après une période de résorption, qui coïncide probablement avec l'ascension du magma et l'apparition des plagioclases, la cristallisation simultanée du quartz et des plagioclases s'est poursuivie pour constituer le mésostase.

En se fondant sur les variations de la taille des phénocristaux de quartz et l'abondance de ceux-ci dans la rhyolite massive ainsi que dans les volcanoclastites associées, on distingue, de la base au sommet du complexe, les trois groupes suivants (Hodgson, 1960; Gorman, 1975; Dimroth et al, 1975; de Rosen-Spence, 1976): porphyrique fin (3 à 7% de phénocristaux, $d_{moyen} < 0.2$ mm); porphyrique grossier

(8 à 20% de phénocristaux, $d_{\text{moyen}} > 2$ mm); porphyrique moyen (4 à 12% de phénocristaux, $0.2 \text{ mm} < d_{\text{moyen}} < 2$ mm). Il convient de noter cependant qu'il s'agit d'une analyse qualitative fondée sur des observations de terrain. Peu d'études quantitatives (par méthodes statistiques) ont toutefois été effectuées; si les observations de terrain s'avèrent exactes, on peut supposer que la rhyolite massive et les volcanoclastites d'un même groupe sont contemporaines, issues d'un même épisode de volcanisme.

Les principales masses de rhyolite massive des deux secteurs possèdent des joints prismatiques dont la direction et l'axe du plongement correspondent, en général, à la direction et au pendage des volcanoclastites; dans certains cas, les colonnes ont une distribution en forme d'éventail (Provost, 1978). Cette orientation des joints contraste donc avec celle observée dans les coulées massives ou les filons-couches de gabbro, où les axes des colonnes sont perpendiculaires aux litages, lesquels coïncident avec les surfaces isothermes.

Les masses de rhyolite massive de moins de 50 m de longueur possèdent ordinairement une zone de bordure, marquée par un rubanement résultant de l'alternance de bandes foncées et pâles, de quelques millimètres d'épaisseur. Cette zone est généralement continue et parallèle aux litages des volcanoclastites. Dans certains cas, elle montre, en bordure, un arrangement concentrique. Enfin, elle peut être intensément plissée et même disloquée en blocs anguleux dans les masses ponctuelles affectées de plis syngénétiques.

RHYOLITE RUBANÉE

La rhyolite rubanée n'affleure que dans le secteur oriental, où elle représente 15% des roches. Ce type de rhyolite, de composition identique à celle de la rhyolite massive, est caractérisée par un rubanement (figure 9) qui résulte de variations dans la taille des cristaux ou la composition. Dans la majorité des cas, la direction des rubans concorde avec celle des lits de volcanoclastites. Les rubans suivent habituellement le contact externe des masses et sont quelquefois plissés. Dans un cas, au nord de la station 13 (feuillelet 1), les rubans se recoupent sous un angle faible pour former ce qui ressemble à des stratifications obliques de type fosse (figure 10). La rhyolite rubanée possède un système de joints prismatiques semblable à celui de la rhyolite massive (figure 11).

CORRÉLATIONS

La stratigraphie du complexe est résumée aux coupes des figures 2 et 3. La région étant presque totalement déboisée,



FIGURE 9 - Rhyolite rubanée au nord de la station 13 du secteur oriental.



FIGURE 10 - Rhyolite rubanée au nord de la station 13 du secteur oriental. Les rubans se recoupent sous un angle faible pour former une structure similaire à des stratifications obliques. Le sommet est vers la gauche.



FIGURE 11 - Système de joints prismatiques dans la rhyolite rubanée, au sud de la station 19 du secteur oriental.

la cartographie détaillée ne laisse pas beaucoup de place à l'interprétation, la majorité des horizons pouvant être suivis sur le terrain. Les horizons-repères utilisés pour la corrélation montrent des extensions latérales considérables. Le premier de ces horizons est représenté par le contact entre les laves intermédiaires et les rhyolites. La deuxième l'est par un tuf pyriteux qui marque le sommet d'un cycle porphyrique fin, et dont l'extension latérale est d'au moins 2 km. Ce tuf est

utilisé dans la corrélation entre les deux secteurs du complexe. Le troisième est constitué par le contact supérieur de l'horizon D du secteur oriental, lequel correspond à la lentille 7 du secteur occidental; il s'agit, en fait, du sommet du faciès II qui peut être suivi dans tout le complexe.

La cartographie détaillée du complexe a montré que les volcanoclastites des quatre faciès sont lenticulaires. Elle a permis de tracer huit lentilles dans le secteur occidental, numérotées de 1 à 8 sur la carte (feuillet 2) et les coupes (figure 3), et neuf lentilles dans le secteur oriental, indiquées par les lettres A à I sur la carte (feuillet 1) et les coupes (figure 2). Généralement, l'extension latérale des lentilles ne dépasse pas 300 m mais, dans certains cas, celles-ci peuvent être suivies dans tout le complexe; c'est le cas, par exemple, de la lentille 7 du secteur occidental. Les lentilles sont généralement formées d'un ensemble de strates dont l'épaisseur varie latéralement. Le contact inférieur des lentilles 1, 3 et 4 du secteur occidental et E, F et G du secteur oriental est érosif et chenalisé dans les roches plus anciennes.

La distribution de la fraction granulométrique principale et de l'épaisseur des strates n'est pas aléatoire; dans plusieurs lentilles, en effet, il y a diminution, vers le sommet, de cette fraction et de cette épaisseur. On ne peut vérifier cette tendance dans toutes les lentilles car certaines contiennent trop peu de lits; là où il a été possible d'effectuer des déterminations significatives, les observations susmentionnées ont été confirmées. Les variations verticales de l'épaisseur des strates sont résumées aux figures 12 (secteur occidental), 13 et 14 (secteur

oriental). Les coupes stratigraphiques des figures 2 et 3 montrent les variations verticales de la granulométrie. Dans le secteur oriental, la fraction granulométrique principale diminue nettement vers le sommet (ce qui se traduit sur les coupes par une augmentation du pourcentage de lits à granulométrie fine) avec l'épaisseur des strates. Dans le secteur occidental, la diminution n'est observée que dans la lentille 1 (figure 3); dans les autres lentilles, la

variation des épaisseurs et de la granulométrie principale est aléatoire.

Le comportement parallèle de la granulométrie et de l'épaisseur des strates, dans plusieurs lentilles, définit des séquences positives doubles (**fining-thinning upward**), caractéristiques de remplissages de chenaux (Mutti et Ricci-Lucchi, 1972, 1974; Mutti, 1974). Ceci, plus la présence de contacts érosifs à la base et au sein de plusieurs lentilles, portent fortement à croire que les volcanoclastites du complexe sont chenalisées. Les lentilles sont donc des chenaux qui s'imbriquent.

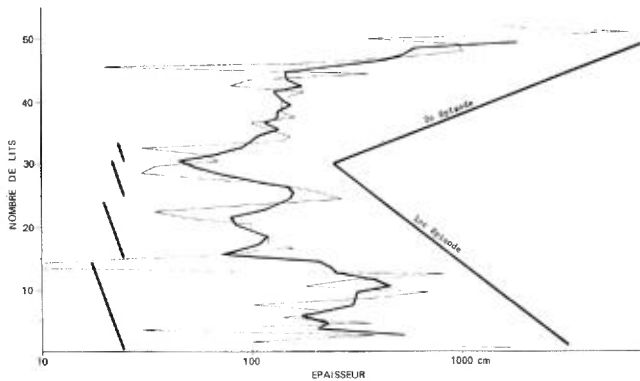


FIGURE 12 - Variations verticales de l'épaisseur des lits de la coupe 3 du secteur occidental du Complexe de Don (voir figure 3). Les variations sont régularisées par une moyenne mobile de cinq lits. Les séquences positives, délimitées à gauche, caractérisent les chenaux alors que les séquences d'ordre supérieur, représentées à droite, sont liées à l'évolution du volcanisme.

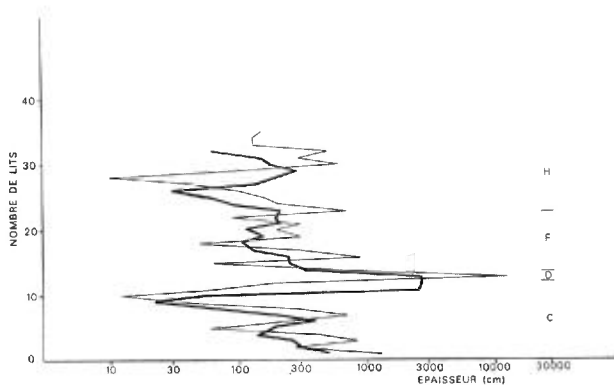


FIGURE 13 - Evolution de l'épaisseur des strates dans la coupe stratigraphique 5 du secteur oriental. Le trait épais représente une moyenne mobile établie sur trois strates. Les lettres C, D, etc., correspondent aux lentilles volcanoclastiques du feuillet 1 de la carte.

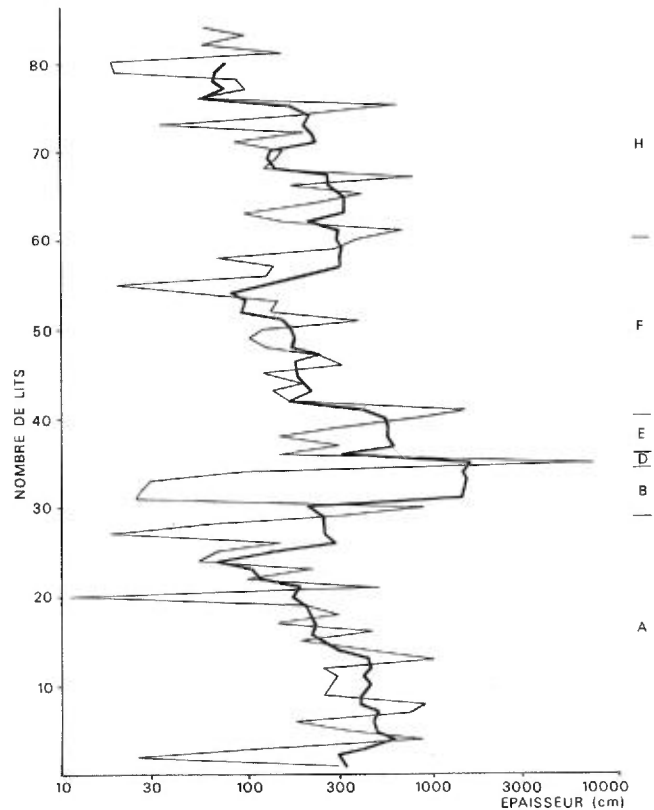


FIGURE 14 - Evolution de l'épaisseur des strates dans la coupe stratigraphique 6 du secteur oriental (voir figure 2). Le trait épais représente une moyenne mobile établie sur cinq strates. Les lettres A, B, etc., correspondent aux lentilles volcanoclastiques du feuillet 1 de la carte.

ORIGINE DES RHYOLITES

VOLCANOCLASTITES

Fisher (1961), en se fondant sur le mode de fragmentation des matériaux, a subdivisé les volcanoclastites en brèches autoclastiques, épicyclastiques et pyroclastiques.

Les brèches autoclastiques comprennent des matériaux clastiques, consolidés et meubles, formés par la friction de la lave liquide au contact de l'eau, de la glace ou de la roche encaissante. On reconnaît la brèche de trempe, la brèche d'écoulement, la brèche extrusive et la brèche intrusive. La brèche de trempe s'est formée lors des coulées subaquatiques, lorsque la lave est venue en contact avec l'eau ou la glace. La zone externe, d'abord figée, s'est par la suite fragmentée en raison des frictions de la lave sous-jacente, toujours en mouvement. Cette brèche est souvent appelée hyaloclastite. La brèche d'écoulement dérive de frictions internes entre la lave liquide et des parties déjà consolidées, ainsi que de processus d'explosions dues au dégazage de la lave. La brèche extrusive a été produite, lors de l'extrusion lente des coupoles, par la friction entre le liquide et les parties solidifiées. La brèche intrusive a été formée lors d'injections violentes de magma dans les cheminées; les roches au-dessus de celles-ci ont été fragmentées par les gaz puis imbibées de magma. Les trois premiers types de brèche possèdent des contacts transitionnels avec la masse-source et sont monogéniques. Les brèches intrusives ont des contacts nets et discordants, et sont polygéniques. Toutes les brèches ont produit des dépôts massifs. Il a pu arriver qu'une remobilisation de ces accumulations ait formé des dépôts à caractéristiques

texturales et structurales propres aux roches sédimentaires; la température était, cependant, relativement plus faible que lors de l'accumulation originelle.

Les brèches épicyclastiques résultent de l'érosion mécanique de roches volcaniques préexistantes. Leur transport s'est effectué à froid et les dépôts produits possèdent des caractéristiques texturales et structurales propres aux roches sédimentaires. Les éléments primaires délicats ont généralement été détruits lors de l'érosion et du transport; les dépôts sont communément polygéniques.

Les brèches pyroclastiques contiennent des fragments éjectés d'une cheminée volcanique sous forme solide ou semi-solide, lors d'une explosion volcanique. Les éjections ont pu donner lieu à des retombées ("air-fall deposition" ou à des coulées de cendres ("ash flows"). Dans le premier cas, le matériel éjecté est retombé sur le sol au terme d'un voyage dans l'atmosphère à une vitesse d'ouragan. Le diamètre et la densité des particules ont régi la chute, si les vents et la turbulence ne sont pas intervenus (Fisher, 1964; Scheidegger et Potter, 1968). Les dépôts résultants, qui sont lités, peuvent montrer un granoclassement de toute la fraction clastique. Quant aux épanchements pyroclastiques, leur similitude avec des courants de densité (Tassé et al., 1978) permet d'expliquer la formation de séquences syngénétiques en termes de variations de la puissance de l'écoulement.

Ross et Smith (1961) ont affirmé que les scories indiquent un dépôt pyroclastique. Les matériaux pyroclastiques qui se sont accumulés en milieu subaérien sont communément soudés; toutefois, le refroidissement rapide lors d'une accumula-

tion subaquatique a pu empêcher la soudure. Les dépôts pyroclastiques sont lités, monogéniques ou polygéniques.

Les caractéristiques des volcanoclastites des faciès I, II et III portent à croire que les fragments sont d'origine pyroclastique. Ces dépôts sont généralement polygéniques, contiennent des scories et des éjecta, et ne possèdent pas de contact transitionnel avec la rhyolite massive. La chenalisation et la stratification des dépôts, ainsi que la présence de granoclasses et de laminations, indiquent que les matériaux se sont accumulés suite à des épanchements. La distribution, l'orientation et la déformation des langues de rhyolite du faciès II laissent supposer que celles-ci furent transportées et mises en place en même temps que la matrice soudée qui les enveloppe. La température des volcanoclastites devait être supérieure à 500°C lors de l'accumulation, comme en témoignent la déformation et le fréquent soudage des fragments (Smith et al., 1958; Boyd, 1961; Ross et Smith, 1961). Ces pyroclastites sont donc primaires au sens de Fisher (1961 et 1966).

Les caractéristiques des volcanoclastites du complexe ne viennent pas à l'appui de l'hypothèse d'un épanchement en milieu aqueux. Tel que mentionné précédemment, il se peut que les fragments d'origine hyaloclastique aient pu être remobilisés. Cependant, dans un tel cas, l'accumulation s'est faite à des températures inférieures à 500°C - compte tenu qu'elle était subaqueuse - de sorte que les fragments ne devraient pas être soudés. Il n'existe que de très rares exemples de hyaloclastites acides dans les séquences volcaniques modernes car la grande viscosité de ce type de magma est un obstacle majeur à la formation de telles roches (Pichier, 1965).

L'interprétation de la fragmentation des volcanoclastites du faciès IV est un peu plus difficile. Il existe deux dépôts majeurs de ce faciès dans le secteur occidental; les volcanoclastites sont massives. On ne peut donc déterminer si les fragments ont été formés *in situ* ou s'ils ont été transportés. Dans un cas (feuillet 2, au sud des stations 9 et 14), les volcanoclastites enveloppent une masse de rhyolite massive. Les relations de terrain démontrent cependant que la rhyolite massive est intrusive. Il se peut que les fragments soient d'origine autoclastique (brèche de trempe). Cette interprétation se heurte cependant à une difficulté majeure. Si la rhyolite massive était intrusive, la brèche de trempe a dû alors s'être formée lors de l'injection de la rhyolite dans des volcanoclastites saturées d'eau. Or, le contact des volcanoclastites du faciès IV avec les volcanoclastites susjacentes est érosif. Celles-ci se sont donc accumulées après la formation des volcanoclastites du faciès IV, ce qui rend l'origine autoclastique impossible. Il est probable que le processus de fragmentation des volcanoclastites du faciès IV ait été le même que celui des volcanoclastites des autres faciès.

Tout ceci laisse supposer que la fragmentation des volcanoclastites de Don est d'origine pyroclastique, sinon en totalité, du moins en majeure partie. Les roches pyroclastiques ont été subdivisées par Fisher (1961, 1966) en brèches ($d > 64$ mm), lapillistones ($2 < d < 64$ mm) et tufs ($d < 2$ mm). Nous utiliserons cette classification car elle s'est largement imposée dans les publications américaines récentes.

RHYOLITE MASSIVE

Nous avons démontré le caractère intrusif des grandes masses de rhyolite des

secteurs occidental et oriental du Complexe de Don. Les massifs du secteur occidental semblent définir, dans l'empilement de volcanoclastites, des réservoirs magmatiques avec chambres subsidiaires. La disposition des nombreuses apophyses évoque une mise en place contrôlée d'abord par le litage des volcanoclastites et, ensuite, un réseau de fractures dans des roches très cassantes, avant que n'intervienne la déformation. Mentionnons, à titre d'exemple, la distribution des apophyses selon des plans-miroirs, à l'ouest de la station 14 et à l'est de la station 8 (feuillet 2). L'orientation très particulière des axes des colonnes dans les masses de rhyolite massive indique que les surfaces isothermes ne coïncident pas avec le litage des volcanoclastites encaissantes. La mise en place des porphyres rhyolitiques dans les volcanoclastites se serait donc effectuée suffisamment loin du fond marin pour que celui-ci n'ait eu que peu d'influence sur la configuration des surfaces isothermes au pourtour des masses de rhyolite massive.

Les masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive peuvent avoir pour origine:

- . un épanchement local de matériaux pyroclastiques se soudant suite à l'accumulation et détruisant les textures et structures primaires;
- . une coulée de lave ou un dôme rhyolitique;
- . des filons-couches ou dykes introduits dans des volcanoclastites en mouvement.

La première hypothèse est peu plausible, car la pétrographie des masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive révèle des textures et un ordre de

crystallisation identiques à ceux des grands massifs rhyolitiques. De plus, ni fragment ni ponce ne furent identifiés. La nature ponctuelle et l'épaisseur réduite de ces masses n'appuient pas l'hypothèse d'un épanchement de lave. Les magmas rhyolitiques ayant une viscosité très élevée, seule une émission magmatique de grande épaisseur a pu permettre, sous la carapace formée, l'épanchement des coulées rhyolitiques sur de grandes distances (Macdonald, 1972). Comme les épanchements rhyolitiques ne s'étendent habituellement que sur de courtes distances, leur distinction avec les dômes est parfois arbitraire. Il se peut que les masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive soient des lambeaux de filons-couches détachés de leurs dykes nourriciers et transportés, à l'état plastique, par des épanchements de volcanoclastites encore chaudes. Le rubanement dans la zone externe des masses lenticulaires résulterait ainsi de la circulation du magma rhyolitique avant le décrochement précité. Nous croyons que le terme de porphyre rhyolitique est le plus approprié pour décrire les grands amas et masses lenticulaires ponctuelles de rhyolite massive.

RHYOLITE RUBANÉE

Les laminations obliques de type fosse notées dans la rhyolite rubanée résultent sans aucun doute d'un écoulement turbulent. Si l'on calcule la vitesse minimum nécessaire pour dépasser une valeur de l'indice de Reynolds supérieure à 2000 (seuil séparant l'écoulement laminaire de l'écoulement turbulent), on obtient des vitesses de l'ordre de 10^7 m/sec ($Re > 2000 = \frac{UD\rho}{\mu}$, où U = vitesse de l'écoulement, D = rayon hydraulique, ρ = densité, μ = viscosité). La viscosité élevée des rhyolites (en moyenne 10^{10} poises à 800°C ; Carmichael et al., 1974) exige ces vi-

tesses invraisemblables ($U = 10^7$ m/sec) pour un écoulement turbulent. Les épanchements de lave rhyolitique étaient donc laminaires, ce qui n'a pas favorisé l'élaboration des structures de traction. Les épanchements de matériaux pyroclastiques ont généralement produit ces structures car, les vitesses étant plus grandes et les viscosités plus faibles, l'indice de Reynolds a atteint des valeurs élevées (Fiske, 1963; Fiske et Matsuda, 1964; Mutti, 1965; Frances et Howells, 1973; Yamada, 1973; Sparks, 1976; Tassé et al., 1978). Si les structures obliques dans la rhyolite rubanée sont le résultat d'une traction, il se peut alors que la rhyolite soit formée de matériaux pyroclastiques soudés. Les plis syngénétiques notés dans ces rhyolites sont courants dans tous les dépôts qui résultent de glissements. On les rencontre à plusieurs endroits dans les glissements d'origine sédimentaire (Shalaby, 1977).

TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES

L'étude des mécanismes d'accumulation des pyroclastites de Don requiert un exposé plus élaboré des variations de la granulométrie et des distributions des structures syngénétiques. Nous avons mesuré la taille la plus grossière car, dans les accumulations résultant du transport par épanchement, c'est la granulométrie grossière qui éclaire le plus sur la compétence de l'épanchement (Allen, 1968; Rocheleau et Lajoie, 1974; Tassé et al., 1978). Middleton (1967) a noté que, dans un grand nombre de lits granoclassés, la variation de la taille maximale est plus significative que celle de la taille moyenne. Kuno et al. (1964) et Tassé et al. (1978) ont utilisé avec succès la variation des tailles maximales dans leurs études sur les roches pyroclastiques.

Notre premier objectif, lors des mesures des tailles des fragments, était d'obtenir le plus de données possible sur les variations dans les strates et, ainsi, de mieux décrire les structures primaires comme les granoclassements. Le second était de quantifier la compétence des épanchements. La technique utilisée est décrite dans Tassé et al. (1978).

Les figures 15 et 16 résument les variations granulométriques dans le complexe. La taille grossière des volcanoclastites varie de 64 à 2 mm (-12.0ϕ à -1.0ϕ). Les granulométries de plus de 90 mm (-6.5ϕ) sont les plus grossières, tandis que celles entre 90 et 2 mm (-6.5 et -1.0ϕ) constituent le deuxième mode. Enfin, il existe une troisième population, plus fine ($d < 2$ mm), qu'il est impossible de quantifier à cause de la soudure et de l'altération des fragments. La figure 16 montre que la taille de la fraction grossière est un peu plus grande dans le secteur oriental que dans le secteur occidental.

Les trois modes se rencontrent dans trois types de strates individualisées par l'épaisseur et les structures syngénétiques. Les strates du mode grossier ont une épaisseur moyenne de 3.2 m, celles du mode moyen, 1.5 m et celles du mode fin, 0.4 m.

Les distributions des structures d'accumulation sont résumées aux tableaux 1 et 2. Dans le secteur oriental, les strates du mode grossier ont généralement un aspect massif (73%) et possèdent des granoclassements inverses - ou inverses suivis de normaux (15%) - mais montrent peu d'indications de traction (5%). Dans les strates du mode moyen, les structures de traction (50%) et les granoclassements normaux

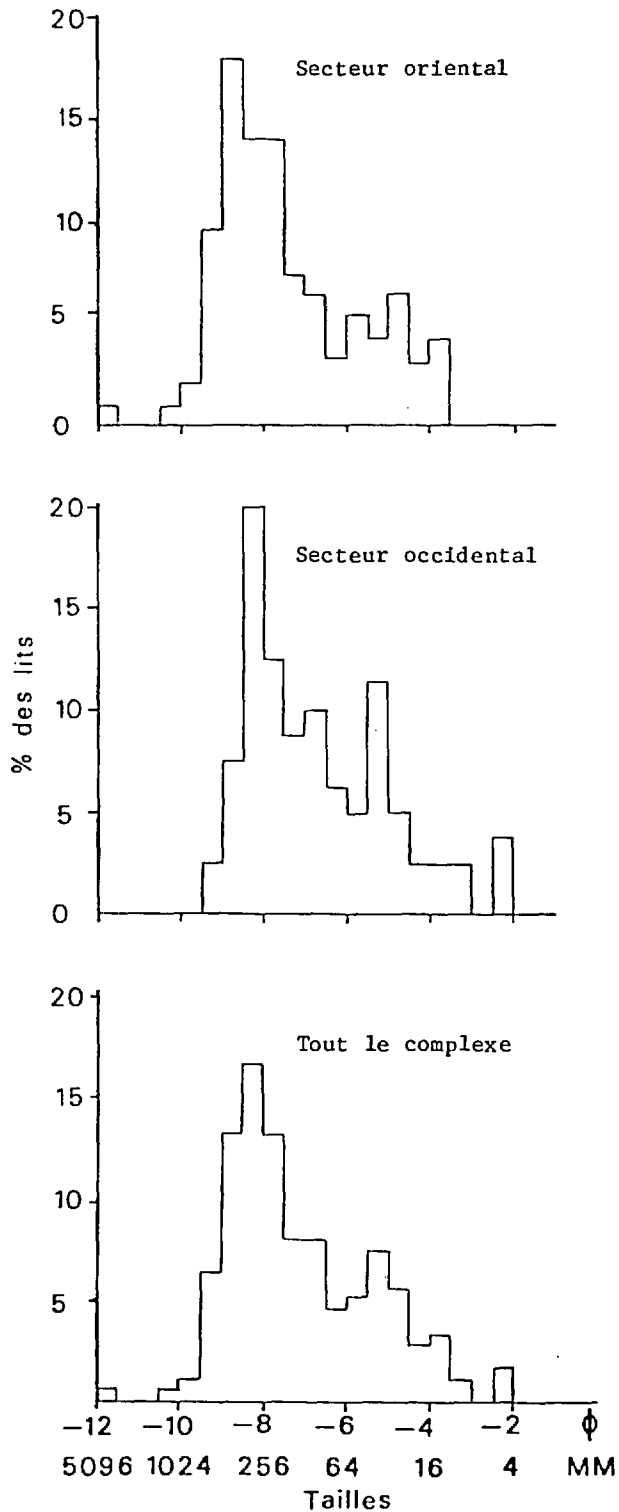


FIGURE 15 - Distribution granulométrique de la fraction grossière des volcanoclastites du Complexe de Don.

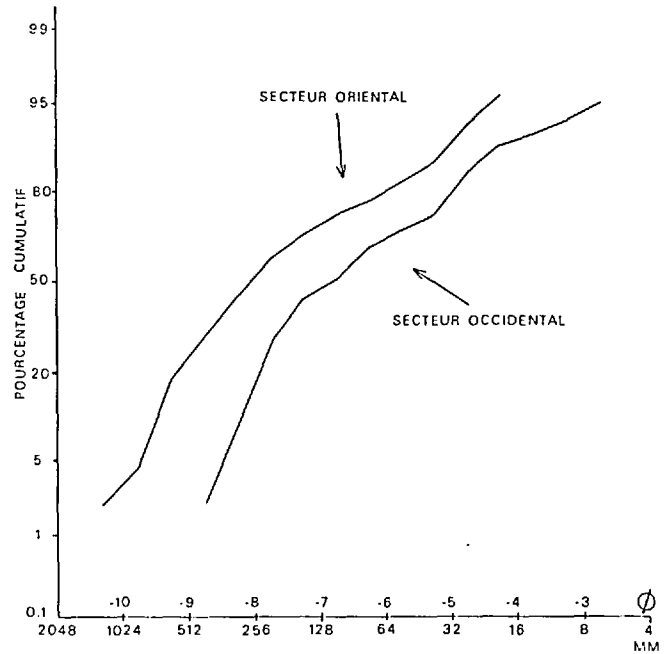


FIGURE 16 - Distributions cumulatives de la fraction grossière des volcanoclastites du Complexe de Don.

(20%) sont fréquents. Les granoclassements inverses - ou inverses suivis de normaux - sont rares (3%), alors que les lits d'aspect massif sont relativement communs (27%). Les strates du mode fin possèdent généralement des structures de traction (83%), quelques granoclassements normaux (15%) et de rares lits massifs (4%).

Dans le secteur occidental, les strates du mode grossier sont ordinairement massives (65%) ou sont granoclassées (20%) inverses - ou inverses suivies de normales. Seulement 3% des strates montrent des structures de traction (laminations). Celles-ci sont plus courantes (43%) dans les strates du mode moyen où 30% des lits ont un aspect massif. Les tufs (mode fin) possèdent des laminations; les strates ne sont pas massives et on ne peut y vérifier le granoclassement.

Les trois types de strates présentent donc des aspects nettement différents.

Tableau 1 - Distribution des structures d'accumulation dans les strates des modes grossier, moyen et fin. Secteur oriental de Don.

	Structures syngénétiques							
	Massif							
Strates du mode grossier	73%	7%	8%	7%	3%	0%	2%	0%
Strates du mode moyen	27%	3%	0%	20%	30%	3%	0%	17%
Strates du mode fin	4%	0%	0%	13%	54%	12%	0%	17%
Strates du mode grossier	73%	$\Sigma = 15\%$		7%	$\Sigma = 5\%$			
Strates du mode moyen	27%	$\Sigma = 3\%$		20%	$\Sigma = 50\%$			
Strates du mode fin	4%	$\Sigma = 0\%$		13%	$\Sigma = 83\%$			

Granoclasement inverse
 Granoclasement inverse suivi de normal
 Laminations obliques
 Sommatation des %

Granoclasement normal
 Granoclasement normal suivi de laminations obliques
 Laminations parallèles
 Granoclasement normal suivi de laminations parallèles

Tableau 2 - Distribution des structures d'accumulation dans les strates des modes grossier, moyen et fin. Secteur occidental du Complexe de Don.

	Structures syngénétiques							
	Massif							
Strates du mode grossier	65%	18%	2%	12%	3%	0%	0%	0%
Strates du mode moyen	30%	9%	3%	15%	3%	34%	3%	3%
Strates du mode fin	0%	0%	0%	0%	0%	90%	10%	0%
Strates du mode grossier	65%	$\Sigma = 20\%$		12%	$\Sigma = 3\%$			
Strates du mode moyen	30%	$\Sigma = 12\%$		15%	$\Sigma = 43\%$			
Strates du mode fin	0%	$\Sigma = 0\%$		0%	$\Sigma = 100\%$			

Laminations parallèles suivies de laminations obliques
 Laminations parallèles suivies de laminations obliques et celles-ci, suivies de laminations parallèles.

Pour les autres signes conventionnels, voir tableau 1

Les plus grandes tailles sont associées à des lits généralement massifs, tandis que celles plus fines se présentent dans des strates où les indications de traction sont nombreuses. Tassé et al. (1978) ont noté des associations semblables dans les pyroclastites de D'Alembert. Ils ont expliqué les diverses associations tailles-structures par des épanchements de densités différentes. Les épanchements de forte densité, de type débris, ont produit des dépôts massifs et à granoclassements inverses. Ils sont laminaires et ne forment donc pas de structures de traction; leur compétence étant plus élevée, ils ont transporté les plus grandes tailles. Ceux de densité plus faible ont pu être turbulents et, de ce fait, produire des granoclassements normaux et des structures de traction dans les dépôts.

Dans les séquences de pyroclastites, la masse éjectée a déterminé la densité de l'épanchement. Cette masse s'est déplacée en suspension sous l'influence de la gravité (Tassé et al. 1978). Une coupe stratigraphique à travers le complexe montre deux cycles majeurs de variations verticales des épaisseurs (figure 12), variations superposées aux variations séquentielles des chenaux. La limite entre les deux cycles correspond à celle que Gorman (1975, page 66) a située entre deux épisodes de volcanisme et qu'il a fondée sur la taille des phénocristaux de quartz. Le cycle inférieur est caractérisé par une diminution progressive de l'épaisseur des strates; le cycle supérieur, par une tendance inverse.

CONCLUSION

La présence de coussins de carbonates et de formation de fer, à la base et à d'autres niveaux stratigraphiques dans la section, laisse supposer que l'accumulation des roches du complexe s'est effectuée en milieu sous-marin. Les basaltes sont vésiculaires, ce qui limite la profondeur de l'accumulation à 500 m. Celle-ci aurait pu se faire en milieu très peu profond, et même, en partie, en milieu subaérien.

Les volcanoclastites constituent près de 80% des roches du complexe. Le soudage et la déformation d'un grand nombre de fragments, la présence de scories et d'éjecta, les contacts nets et discordants avec la rhyolite massive et la distribution des fragments dans les strates évoquent une fragmentation d'origine pyroclastique.

Les distributions granulométriques indiquent qu'il existe trois groupes de strates dans la séquence, groupes individualisés par les structures primaires. Les dépôts sont le résultat d'épanchements de masse laminaires ou turbulents; dans tout le complexe, ils sont chenalisés.

La rhyolite massive est ponctuelle et ses caractéristiques portent à croire qu'elle est intrusive. Le problème de l'origine de la rhyolite rubanée n'est pas encore résolu. Il fait présentement l'objet d'une étude plus approfondie.

COMPLEXE DE CLÉRICY

Le Complexe de Cléricy est situé à environ 25 km au NE de Noranda, dans les quartz NE et SE du canton de Dufresnoy; il semble se prolonger dans le quart SW du canton de Cléricy (figure 1). La compilation de la géologie régionale des quartz NE et SE du canton de Dufresnoy a été effectuée par Dugas (1959) et Van de Walle (1973). La cartographie détaillée de la région de Cléricy a été effectuée par Trudel (1978).

Le Complexe de Cléricy appartient aux unités calco-alcalines de Renault (Gélinas et al., 1977) du groupe de Blake River (Dimroth et al., 1973). Le com-

plexe, situé sur le flanc sud d'un synclinal dont les strates sont à la verticale, est intercalé dans des coulées à coussins de composition andésitique (figure 17). Les coussins indiquent une polarité vers le nord. Le cisaillement est local. L'ambiance du métamorphisme se situe au faciès des schistes verts (zone de la biotite).

Le complexe a été décrit par Goodwin et al., 1972 comme "une épaisse succession de coulées de rhyolite parfois fluidales et qui présentent aussi de larges formes irrégulières en coussins semblables à celles observées dans les rhyolites de Don". Dimroth et al. (1975) ont aus-

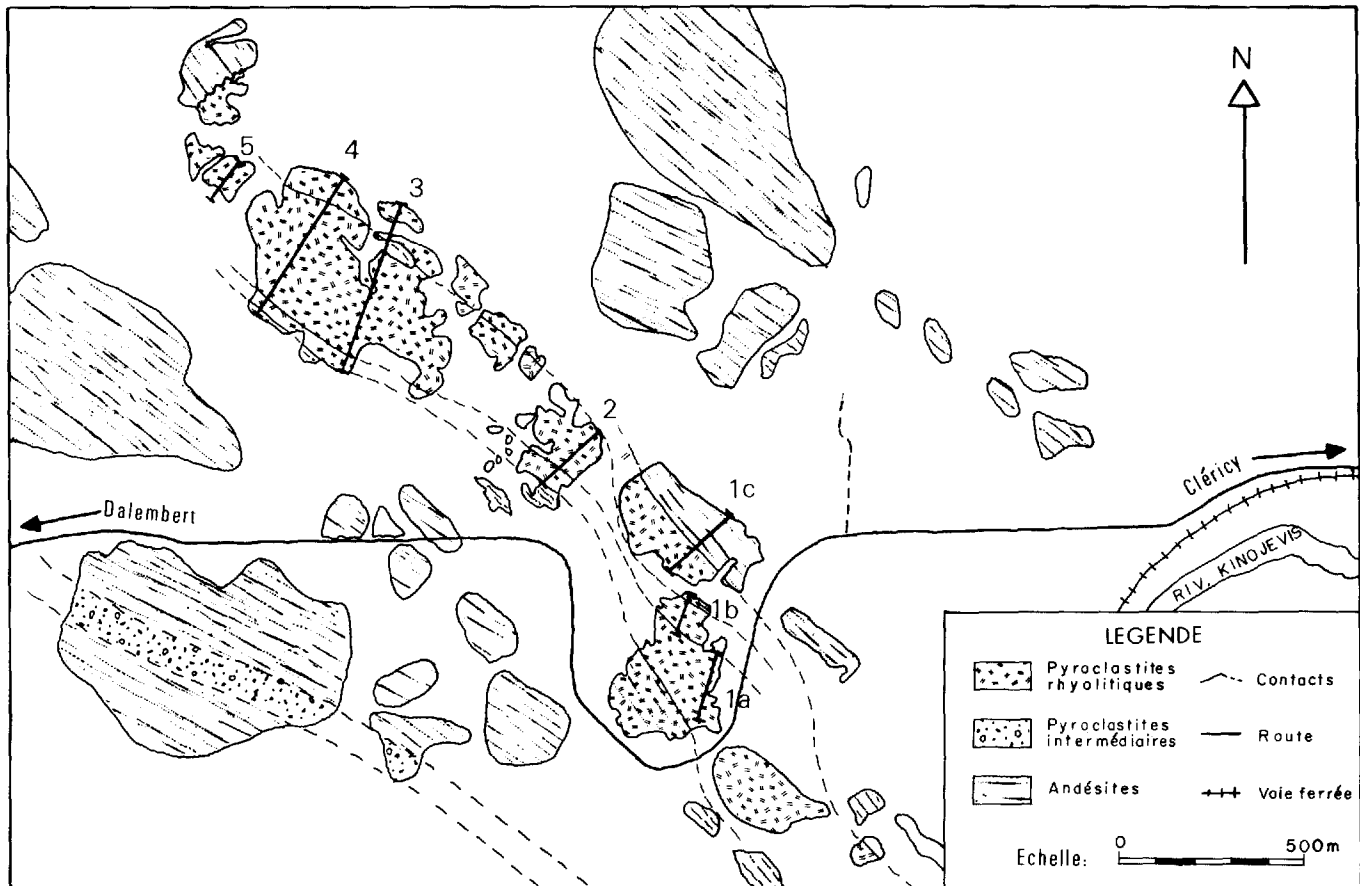


FIGURE 17 - Géologie simplifiée du Complexe rhyolitique de Cléricy et localisation des coupes 1 à 5 de la figure 18.

si interprété ces unités comme des coulées de lave.

Notre étude sur le Complexe de Don nous a amenés à remettre en question de tels processus de mise en place. Le fait que les rhyolites de Cléricy possèdent des structures primaires et des chenaux, semblables à ceux observés aux îles Canaries (Schminke, 1977, communication personnelle) et au Japon (Fiske et Matsuda, 1964; Yamada, 1973), qu'elles présentent un aspect clastique et qu'elles ressemblent aux rhyolites d'Islande (Saemundsson, 1972; Fridleifsson, 1977, communication personnelle), nous ont fait concevoir un mode de mise en place par mouvement de masse et/ou courant de densité, tout comme pour les rhyolites du Complexe de Don.

Nous avons donc étudié le Complexe de Cléricy selon les méthodes propres à la sédimentologie, lesquelles comprennent l'identification des unités lithologiques, la mesure des lits, des structures primaires et de la taille de la fraction grossière. Cinq coupes, dont une combinée, ont été étudiées en détail (figure 18, hors texte). Nous en avons effectué la cartographie à l'échelle de 1:1000; l'épaisseur des lits et les structures primaires ont été mesurées.

DESCRIPTION

Les rhyolites du complexe constituent, dans l'ensemble, une séquence ininterrompue au-dessus d'une unité andésitique; au sommet de la coupe I (figure 18), on note, toutefois, des masses importantes de rhyolite, d'épaisseurs métriques à décimétriques, interstratifiées avec des andésites. La séquence a une extension latérale d'environ 4 km et se prolonge, en toute probabilité, jusqu'au sud de Cléricy.

SÉQUENCE RHYOLITIQUE

On observe, dans le complexe, deux types d'assemblages (ou faciès) rhyolitiques. Le type dominant est constitué de grandes masses rhyolitiques, pâles, massives et rubanées; allongées et généralement plissées, elles baignent dans une matrice moins felsique, chloriteuse, de couleur gris-vert à jaune sombre. L'autre type est constitué de fragments felsiques grossiers, anguleux et massifs (ou laminés) dans une matrice semblable à celle du premier type. La rhyolite chloriteuse qui sert de "matrice" montre une texture nettement clastique, surtout dans les tailles moyennes (entre 2 et 64 mm).

Le complexe est donc constitué de volcanoclastites, formant deux groupes d'assemblages:

- . rhyolite clastique à granulométrie fine à moyenne, contenant des langues rhyolitiques; cet assemblage correspond au faciès II des volcanoclastites du complexe de Don,
- . rhyolite clastique, de granulométrie moyenne à grossière, à fragments felsiques grossiers; cet assemblage correspond aux volcanoclastites du faciès I du complexe de Don.

Dans la description des unités lithologiques du Complexe de Cléricy, nous utiliserons la même terminologie que pour le Complexe de Don.

VOLCANOCLASTITES DU FACIÈS II

Nous avons reconnu, dans le faciès II, trois types de roches. Le type le plus abondant est constitué d'une rhyolite chloriteuse servant de "matrice" aux langues

rhyolitiques siliceuses. Plus de 60% des échantillons étudiés montrent des fragments visibles à l'oeil nu; ces fragments centimétriques, finement laminés en tous sens, ressemblent beaucoup à des fragments de ponce (figure 19). Cette roche clastique n'est pas sans rappeler les tufs ponceux des rhyolites de la région de San Luis Obispo, en Californie (Fisher, 1970. Elle est généralement vert pâle à foncé et se débite grossièrement suivant l'attitude générale des couches.



FIGURE 19 - Volcanoclastite montrant des fragments centimétriques et décimétriques laminés. Unité C de la section 1c du Complexe de Cléricy.

L'examen microscopique de la fraction fine révèle surtout du quartz et du plagioclase micro- et cryptocristallins, auxquels s'ajoutent, par ordre d'importance, des quantités mineures de chlorite, de séricite, d'épidote, de leucoxène, de minéraux opaques et de calcite. Les agrégats de chlorite et d'épidote sont probablement des produits d'altération de minéraux ferromagnésiens primaires. Là où il y a indication de dévitrification (p.ex., les ponces), les produits de celle-ci, qui sont au faciès des schistes verts, comprennent du quartz, du plagioclase et des traces de chlorite et de séricite. Dans les unités porphyriques, on trouve des phénocristaux idiomorphes de plagioclases maclés et des phénocristaux corrodés de quartz (rarement

bipyramidal), auxquels s'ajoutent des agrégats micropegmatitiques de ces deux phases. La fraction moyenne comprend également des quantités variables de fragments de verre dévitrifiés (figures 20 et 21) et de roches effusives altérées (figure 22).

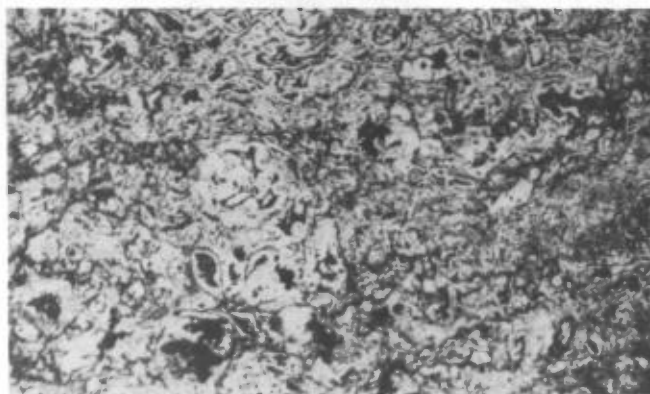


FIGURE 20 - Photomicrographie de l'intérieur d'un fragment constitué uniquement d'échardes. Lumière naturelle. 24X.

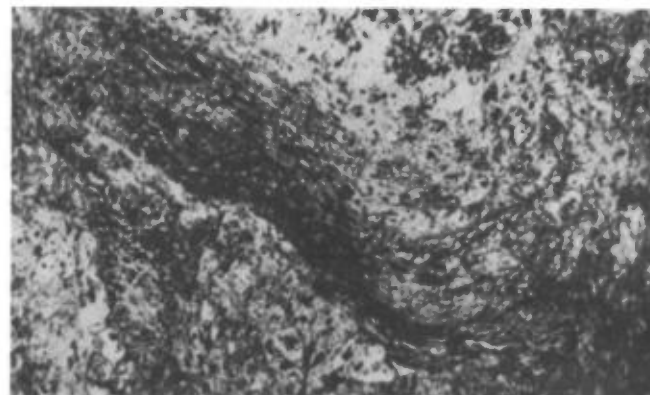


FIGURE 21 - Photomicrographie d'un fragment de ponce dans des volcanoclastites. Les extrémités sont, ici et là, effilochées. Lumière naturelle. 10X.

La texture est nettement clastique. Les fragments de rhyolite siliceuse sont les plus communs. Les fragments millimétriques à centimétriques de rhyolite chloriteuse sont moins abondants; ils montrent de fines laminations plus ou moins discontinues. Ils se comparent aux ponces décrites par Ross et Smith (1961, page 63,

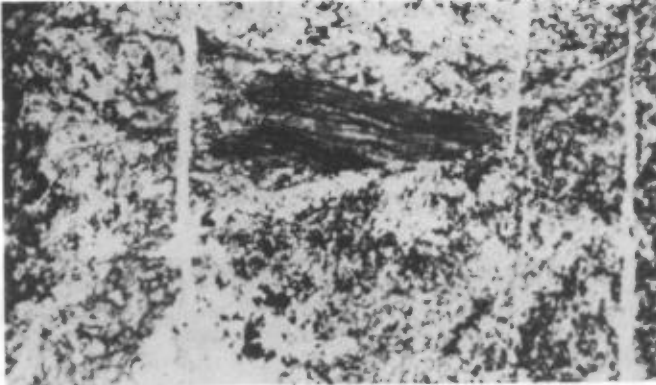


FIGURE 22 - Photomicrographie d'un fragment de roche mafique dans une matrice d'échardes et de mésostase cryptocristalline. Lumière naturelle. 10X.

figures 43-44). Ces ponces, plus ou moins écrasées, ont conservé leurs structures internes de tubes allongés (figure 21). D'autres fragments sont constitués entièrement d'échardes (figure 20). De plus, des fragments de lave mafique et de tuf soudé et d'autres fragments volcanoclastiques de nature indéterminée confirment l'origine polygénique de la rhyolite chloriteuse.

La présence de fragments de ponces, d'échardes aux arêtes aiguës (Macdonald, 1972, page 105) et les divers fragments de roches effusives sont symptomatiques d'une origine pyroclastique.

Les langues de rhyolite siliceuse, qui baignent dans la rhyolite chloriteuse, contrastent beaucoup avec celle-ci par leur relief positif, leur couleur pâle et leur cassure conchoïdale. Plus de 75% de ces langues sont constituées de rhyolite massive, identique à la rhyolite massive ponctuelle du Complexe de Don; leur bordure montre un rubanement concentrique, identique à celui en bordure des rhyolites massives du Complexe de Don. Les autres langues montrent des agrégats chloriteux, centimétriques à décimétriques, allongés suivant leur attitude générale; nous n'avons pas rencontré ce type dans le secteur cartographié du Complexe de Don.

La rhyolite massive correspond intégralement à la rhyolite massive du Complexe de Don quant à la composition minéralogique et les textures (figure 23). L'examen microscopique des agrégats chloriteux révèle des reliques de texture axiolitique; il s'agit de fragments constitués presque exclusivement d'échardes aux arêtes aiguës, caractéristiques d'une origine pyroclastique (figure 24).

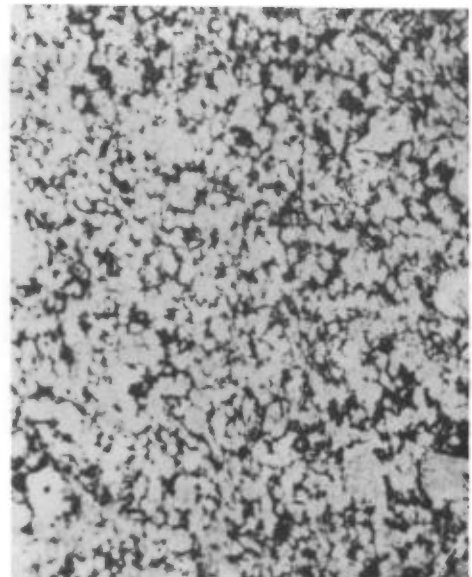


FIGURE 23 - Photomicrographie de rhyolite massive aphanitique avec sphérolites. Lumière naturelle. 10X.

Les structures primaires, telles que granoclassements et/ou structures de traction, sont absentes. On trouve cependant des structures syngénétiques associées aux langues. Celles-ci sont allongées (longueur > largeur > épaisseur) selon une orientation préférentielle du grand axe, parallèle, généralement, à l'attitude des couches. Les langues peuvent également être plissées. La matrice pyroclastique est laminée en bordure des langues; les laminations suivent toujours les contours de celles-ci, et ne sont ni recoupées ni tronquées. Par contre, le rubanement de cer-

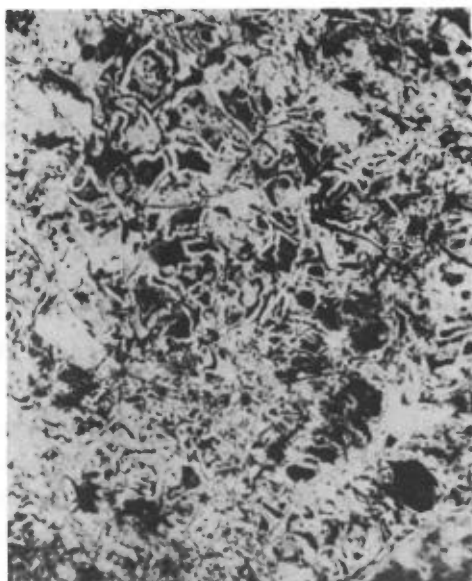


FIGURE 24 - Photomicrographie d'échardes, avec texture axiolitique. Fragment chloriteux inclus dans une langue rhyolitique. Lumière naturelle. 24X.

taines langues est tronqué; c'est là l'indice d'une cassure. Enfin, on observe une gradation depuis des langues ondulées et plissées, à contours bien délimités, jusqu'à des masses plus ou moins bien formées, qui se désagrègent et se mélangent à la matrice pyroclastique. Ces relations ont également été établies dans le complexe de Don.

VOLCANOCLASTITES DU FACIÈS I

Les volcanoclastites du faciès I sont caractérisées par la présence de fragments felsiques et anguleux, de granulométrie grossière ($d > 64$ mm). Tout comme le faciès I du Complexe de Don, ce faciès est également caractérisé par la présence de lentilles (figure 18) qui incluent plusieurs lits avec structures primaires (figures 25 et 26).

La texture clastique est non équivoque. Les fragments felsiques anguleux baignent dans une matrice pyroclastique, de granulométrie fine à moyenne et de même na-

ture que les pyroclastites du faciès II. Les fragments felsiques, de cassure conchoïdale, sont massifs, rubanés ou laminés.

Pour étudier les structures dans le faciès I, nous avons utilisé les mêmes méthodes que pour l'étude des volcanoclas-



FIGURE 25 - Granoclassement inverse dans les volcanoclastites du faciès I. Unité A de la section 2. Le sommet est vers le bas.



FIGURE 26 - Chenal rempli par un tuf à laminations parallèles. Près du sommet de l'unité A de la coupe 2. Le sommet est vers la droite.

tites du Complexe de Don, soit les mesures de l'épaisseur des strates et de la fraction grossière et le relevé des structures primaires. Les données sont résumées dans les coupes de la figure 18. Ainsi, la section la montre une diminution de l'épaisseur des strates, depuis la base jusqu'au sommet de la première lentille. Dans certaines lentilles, où la tendance est inverse, il y n'y a pas de variation systématique des épaisseurs.

Les pyroclastites montrent également des variations granulométriques à l'échelle des lits et des lentilles. Dans la section la, les lits des deux lentilles possèdent des granoclassements inverses, normaux, et inverses suivis de normaux. Cependant, la première lentille montre deux suites de granoclassement inverse suivi d'un granoclassement normal, alors que la deuxième montre très peu de variations importantes entre la base et le sommet. Il en est de même pour les lits de la lentille de la coupe 2, lesquels montrent des granoclassements inverses. Dans presque tous les cas, on note que la granulométrie principale varie de pair avec l'épaisseur des lits: les plus épais montrent habituellement une granulométrie principale grossière à moyenne, alors que dans les plus minces la granulométrie principale est plus fine (coupes la et 2, figure 18).

Les structures notées indiquent un transport en suspension. Les structures de traction sont rares. Nous avons cependant identifié, de façon certaine, des laminations parallèles dans des tufs de la coupe 2 (métrage 91). Des structures d'érosion (fosses), comblées par des tufs, ont aussi été notées dans la coupe 2. Dans la coupe 1, la première lentille a une extension latérale assez faible vers l'ouest; il se peut qu'il s'agisse d'un chenal.

CORRÉLATIONS

Le faciès II occupe environ 90% de la surface d'affleurement du complexe. Les horizons de ce faciès alternent avec ceux du faciès I. Les contacts entre les deux sont nets ou graduels. Celui entre le sommet d'un horizon du faciès II et la base du faciès I est net (coupe la, métrage 211) ou graduel (coupe 2, métrage 85). Par contre, le contact entre le sommet d'un horizon du faciès I et la base du faciès II est toujours net. Le contact entre le sommet du faciès II et la base du faciès I (coupe la, métrage 0; coupe 2, métrage 111; coupe 3, métrage 150; coupe 4, métrage 85; coupe 1b, métrage 130; coupe 3, métrage 320; coupe 4, métrage 370) coïncide partout avec l'apparition ou la disparition brusques des phénocristaux de quartz et de plagioclase. Le critère susmentionné (phénocristaux) a été utilisé pour distinguer des épisodes volcaniques différents (de Rosen-Spence, 1975; Gorman, 1976). Il est propre à la pétrologie ignée et se concilie avec les critères de distinction lithologiques et structuraux utilisés sur le terrain. Les contacts dont nous venons de faire état ont servi d'horizons-repères; nous avons distingué trois unités principales (figures 17 et 18): l'unité A, aphanitique, l'unité B, porphyrique et l'unité C, aphanitique. Chacune est constituée à la base d'un horizon du faciès II, qui passe graduellement à un horizon du faciès I au sommet. Les trois sont présentes au complet dans la coupe 1 (a, b et c). Dans les autres coupes, il manque, soit un horizon du faciès I (coupe 4, unité A), soit une unité complète (coupe 2, unité C). Où l'horizon du faciès I était absent, nous avons utilisé les phénocristaux pour distinguer les unités. Dans les horizons du faciès II, nous avons aussi utilisé, pour fins de corrélation, le chan-

gement de la granulométrie moyenne des pyroclastites.

Les horizons du faciès I forment probablement de grands chenaux (figure 18), comme par exemple, le 2^e horizon du faciès I de l'unité A des coupes 1, 2 et 3. A l'intérieur des horizons, les chenaux observés ont une étendue latérale très limitée, même à l'échelle d'une coupe. Les lits sont habituellement amalgamés et les variations latérales, généralement brusques. On note, en plus des variations latérales de l'épaisseur, des variations dans le tri et les structures primaires, surtout dans les horizons du faciès I. Par exemple, dans le faciès I de l'unité A, on note que le tri (variation de la granulométrie), à l'intérieur de chaque lit et d'un lit à un autre, varie de la coupe 1 à la coupe 2. Dans la coupe 1, on voit, en plusieurs endroits dans un même lit, le passage d'un tuf à une brèche ou vice-versa alors que, dans la coupe 2, un même lit est constitué de pyroclastites d'une même classe granulométrique. D'autre part, l'épaisseur moyenne des lits est plus faible dans la coupe 2 que dans la coupe 1 (figure 18). Les tailles moyennes diminuent aussi d'est en ouest.

Enfin, en direction ouest à partir de la coupe 2, on note des laminations parallèles, absentes dans la coupe 1 plus à l'est. On n'observe pas (dans les autres unités) de variations latérales évidentes autres que les variations d'épaisseur.

TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES

Les lames minces des volcanoclastites montrent que la fragmentation est d'origine pyroclastique. De plus, la forme étirée et écrasée des échardes et des frag-

ments de ponces (scories), qui, ici et là, se moulent autour des phénocristaux, est une indication d'une mise en place, partiellement ou complètement, à haute température (Ross et Smith, 1961), ceci valant pour les deux faciès du complexe. Nous sommes donc en présence de tufs et de tufs à lapilli soudés.

La présence de coussins dans les andésites en-dessous et au-dessus de la séquence rhyolitique est une indication d'une mise en place en milieu subaquatique .

MISE EN PLACE DU FACIÈS II

Les dépôts ressemblent beaucoup aux accumulations de débris (décrits par Fisher, 1971), par leur épaisseur, leur tri pauvre, l'absence de structures internes et la présence de gros blocs. Ils ressemblent aux tufs à nappes de cendres ("ash flow tuffs") décrits par Ross et Smith (1961).

Les langues de rhyolite massive et rubanée sont habituellement plissées. Les plis sont vraisemblablement pénécemporains à la mise en place des pyroclastites car les langues sont trop compétentes pour avoir été plissées après consolidation. D'autre part, les volcanoclastites se moulent autour des langues et leurs laminations ne sont jamais tronquées. Les langues sont peut-être des injections de magma dans des volcanoclastites non consolidées. Leurs formes sont semblables à celles observées dans les glissements des dépôts sédimentaires; elles résultant peut-être des glissements de pyroclastites non consolidées. L'épanchement de masse peut avoir produit des structures de déformation.

MISE EN PLACE DU FACIÈS I

Les dépôts de pyroclastites du faciès I sont organisés. Dans l'unité A (figure 18), nous avons noté une diminution de la granulométrie moyenne, qui se traduit par une augmentation du pourcentage de tufs d'est en ouest. L'épaisseur moyenne des lits diminue d'est en ouest, tout comme l'épaisseur totale de la lentille. Dans la plupart des strates, les structures primaires observées sont des granoclasses inverses, caractéristiques d'un transport par écoulement laminaire, comme les épanchements de type débris. Certaines strates présentent des granoclasses normaux, indice d'écoulement turbulent. D'ailleurs, dans la coupe 2, la présence de petits chenaux d'érosion et de laminations parallèles (structures de traction) sont caractéristiques d'écoulements turbulents.

CONCLUSION

Comme dans le cas du Complexe de Don, la présence de coussins à la base et au sommet du Complexe de Cléricy indique une accumulation des rhyolites en milieu marin. Ces laves coussinées sont très vésiculaires, ce qui indique une accumulation à moins de 500 m de profondeur (McBirney, 1963).

Les volcanoclastites constituent près de la totalité du complexe. Les fragments de verre (écharde, ponces) écrasés, étirés, parfois effilochés et les textures soudées laissent supposer une fragmentation d'origine pyroclastique, pour les deux faciès rhyolitiques.

Il est possible que les dépôts résultent d'épanchements de débris ou de nuées ardentes. L'accumulation a dû s'effectuer à haute température (> 500°C) pour permettre aux matériaux de se souder.

COMPLEXE DU CAP D'OURS

(N. Tassé, N. Gauthier, J. Lajoie, L. Gélinas)

EXEMPLES DE MÉCANISMES DE FRAGMENTATION ET DE MISE EN PLACE DANS LE VOLCANISME FELSIQUE

RÉSUMÉ

Le Complexe du Cap d'Ours, anciennement connu sous le nom de Rhyolite de Glenwood, réunit trois types de volcanoclastites rhyolitiques:

. **Pyroclastites**, qui forment environ la moitié des volcanoclastites. Elles forment, de façon caractéristique, des dépôts mal stratifiés - d'aspect massif - de blocs et lapilli de rhyolite porphyrique (aphanitique ou ponceuse) associés à

des ponces et écharde en proportions variables. Elles semblent s'être accumulées à partir d'écoulements de masse laminaire, comparables à des coulées de débris.

. **Alloclastites**, qui constituent environ le tiers des volcanoclastites. Elles partagent de nombreuses analogies avec les pyroclastites: aspect stratifié, granoclasses, polygénétisme. Des secteurs-clés du complexe montrent, cependant, des indications de fragmentation

sur place, ce qui fait imposer l'interprétation d'un dôme fragmenté **in situ** et partiellement remanié.

. **Autoclastites**, qui forment le reste des volcanoclastites. Elles comprennent une brèche de coulée et une brèche d'explosion. La première est caractérisée par le passage progressif d'une rhyolite fragmentaire à une rhyolite massive, la seconde, par le morcellement progressif de la rhyolite massive.

Les volcanoclastites du Complexe du Cap d'Ours résultent d'une séquence complexe d'événements plutôt que d'un seul processus de fragmentation.

INTRODUCTION

La répartition et les faciès des volcanoclastites peuvent permettre de comprendre l'organisation et la paléogéographie des anciens appareils volcaniques. Cette compréhension est d'une importance primordiale dans l'exploration minière. L'étude de la fragmentation et de la mise en place des roches felsiques n'a donc pas un intérêt uniquement académique: elle trouve une application immédiate dans l'évaluation du potentiel économique des "mill-rock" de Sangster (1972).

L'identification des divers types de volcanoclastites peut être assez délicate. Par exemple, le Complexe du Cap d'Ours ("Glenwood Rhyolite" de Wilson, 1941), était considéré, jusque dans ces derniers temps, comme étant essentiellement une accumulation de brèches de coulée magmatiques (Wilson, 1962; Goodwin et al., 1972). La présente étude* démontre que les brèches

* Cette étude a pu être réalisée grâce au concours du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, du Conseil de Recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, ainsi que du Programme de formation des chercheurs et d'actions concertées du Québec.

de coulée n'occupent qu'un volume mineur de l'ensemble du complexe. Le Complexe du Cap d'Ours regroupe au moins trois types de volcanoclastites dont nous décrirons l'aspect et les relations.

Le Complexe rhyolitique du Cap d'Ours affleure dans le centre-sud de la ville de Rouyn (figure 1). Le complexe et ses environs ont été affectés par un métamorphisme atteignant la zone de la chlorite du faciès des schistes vers (Gélinas et al., 1977; Jolly, 1977); Dimroth et Rocheleau, 1979). Les rhyolites font partie d'une suite calco-alcaline dans le Groupe archéen de Blake River (Gélinas et al., 1977; Dimroth et Rocheleau, 1979).

Le complexe se divise en deux secteurs (E et W), séparés par une zone de mort-terrain (figure 27). La stratification est généralement mauvaise. Des structures d'érosion, à l'extrémité sud du secteur W, ainsi que des niveaux de brèches insérées dans les volcanoclastites à grain fin, aux confins NW et N du même secteur, montrent clairement, malgré tout, qu'elle est verticale, orientée E-W, avec polarité N, et qu'elle est vraisemblablement régulière à travers les quelque 300 m de volcanoclastites. Cette attitude est conforme à celle des andésites bordant le complexe au NE et au SE (Wilson, 1941, 1962). Des intrusions de porphyre rhyolitique et de diorite forment environ 30% des affleurements.

Les volcanoclastites se ressemblent par leurs blocs et lapilli de rhyolite porphyrique et aphanitique. Un examen attentif des fragments et de leur matériel interstitiel, ainsi que des variations latérales et verticales, permet la subdivision suivante: pyroclastites, dans le secteur W; alloclastites, dans les 2/3 inférieurs du secteur E; autoclastites dans la

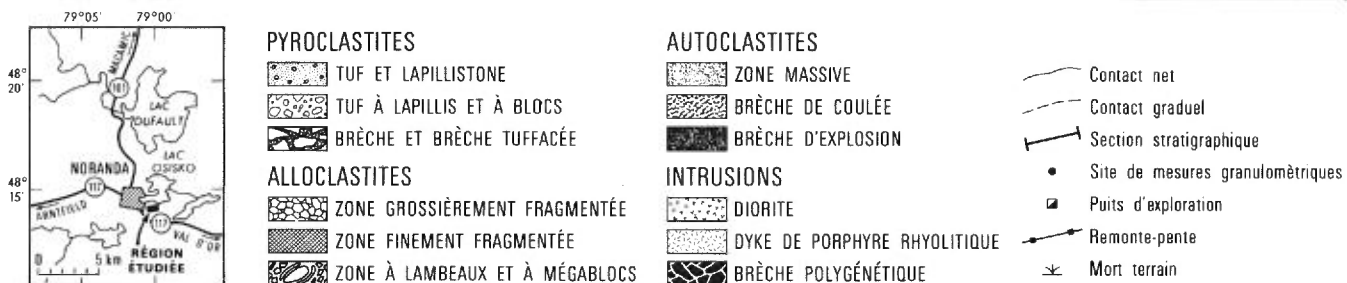
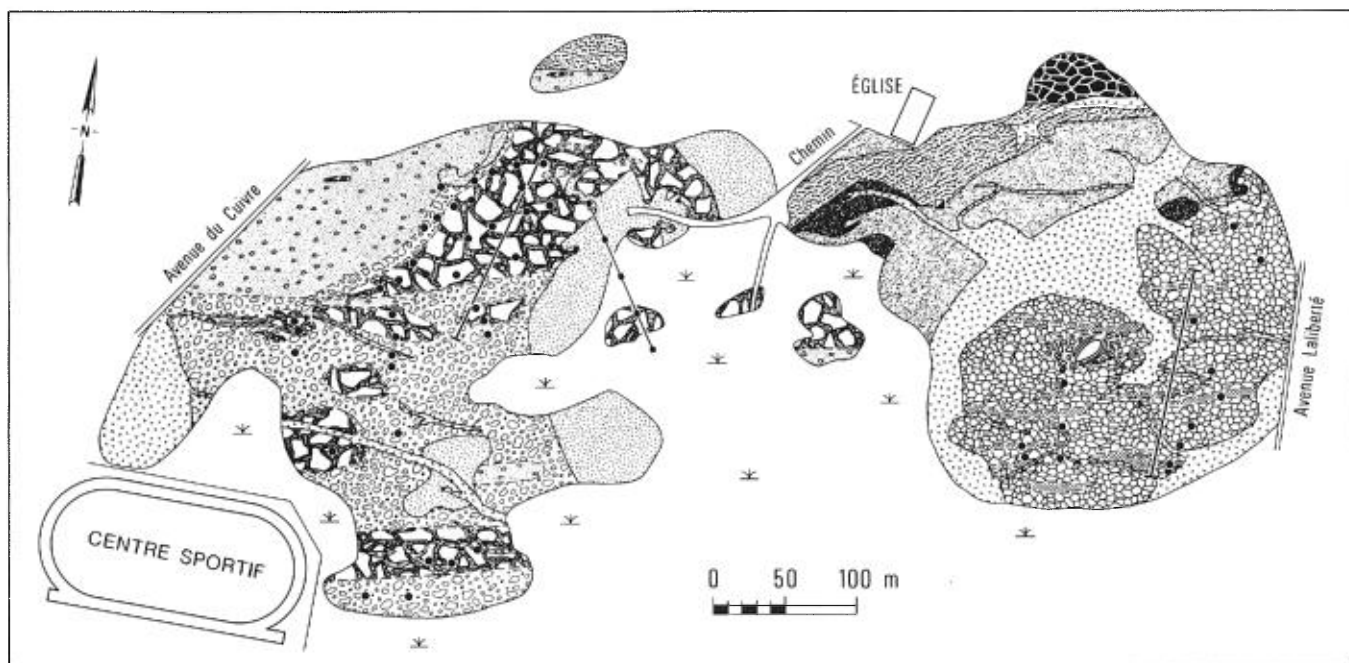


FIGURE 27 - Géologie du Complexe du Cap d'Ours.

partie sommitale du secteur E (Fisher, 1960, 1961, 1966; Wright et Bowes, 1963).

que (rhyolitique). Ils sont polygénétiques au point de vue textural (porphyriques, aphanitiques, ponceux).

ETUDE DES VOLCANICLASTITES

PYROCLASTITES

Description

Les pyroclastites du secteur W sont constituées exclusivement de blocs et lapilli associés à des quantités variables de cendres. Elles montrent tous les termes de la classification des pyroclastites de Fisher (1961, 1966), depuis la brèche jusqu'au tuf. Les blocs et lapilli sont caractérisés par une composition monogénéti-

Les fragments porphyriques et aphanitiques se distinguent mal les uns des autres sur le terrain. D'un blanc jaunâtre et à relief positif, ils se détachent nettement du matériel interstitiel gris foncé; ils peuvent atteindre 60 cm de longueur. Les ponces forment entre 30 et 70% des blocs et lapilli. Elles ont tendance, vu leur relief négatif ou nul, leurs contours diffus et leur couleur, à se confondre avec la fraction fine. Leur longueur ne dépasse pas 10 cm. L'examen au microscope est extrêmement décevant. Il révèle que:

- . Les fragments de rhyolite contiennent des phénocristaux de plagioclase, fortement altérés, baignant dans une mésostase de fins bâtonnets d'albite et de quartz et d'agrégats d'épidote et de séricite.
- . Les structures du matériel interstitiel sont mal conservées.
- . Le tout est recristallisé en agrégats de quartz et de feldspath, en chlorite, en séricite, en calcite et en un peu d'épidote.
- . Sont présentes de vagues traces de perlitites ainsi que de ponces et d'échardes prenant parfois un aspect fluidal.

Les pyroclastites tout à fait à la base de l'empilement montrent des structures d'érosion (figure 28, A), dont la profondeur atteint quelques décimètres et l'extension latérale, quelques mètres. Les structures, façonnées dans des brèches tufacées ou des tufs à lapilli et à blocs, sont remplies de tufs, qui forment ainsi des lentilles. Celles-ci se superposent et se recourent.

La base de l'empilement est l'un des seuls endroits du secteur où les contacts sont nets et la stratification bien définie, mis à part des horizons de blocs insérés dans des tufs au N et au NW du secteur. Ailleurs, les contacts sont plutôt flous et graduels et ne permettent pas une étude du dépôt au niveau de l'unité de sédimentation. Les variations granulométriques apparaissent plutôt latéralement, comme le montre sans équivoque la partie supérieure du secteur: les pyroclastites y passent de la **brèche** au **tuf** sur une distance latérale inférieure à 250 m (figure 27; figure 28, B, C, D). Ceci est représentatif - à plus grande échelle et dans de plus grandes proportions, cependant - de ce qui existe ailleurs dans la partie infé-

rieure de l'empilement et dans quelques affleurements voisins, à l'ouest de l'avenue du Cuivre.

Afin d'illustrer et de caractériser les granulométries, des tailles ont été mesurées à 38 sites du secteur W et à 14 sites du secteur E. Les sites sont localisés sur la figure 27. (A noter que nous traitons, également, dans cette section, le secteur E). Nous avons mesuré, à chaque site, le plus grand diamètre des fragments à chacun des 300 points d'un réseau orthogonal dont la maille était proportionnelle à la dimension moyenne des fragments. La méthode est en tout point comparable à celle utilisée par Friedman (1958) pour évaluer, en lame mince, la granulométrie de sédiments. Les valeurs de quatre variables ont été obtenues. La **moyenne** des blocs et lapilli désigne la dimension moyenne, en unités ϕ , des tailles excédant 2 mm. Il s'agit de la taille de la fraction lithique la plus fréquente au site étudié. **L'écart-type** est calculé en même temps que la moyenne. Il donne une idée de la dispersion des données, i.e. du tri. Le **pourcentage de matrice** est donné par la proportion de matériel inséré entre les fragments dont la taille excède 2 mm. C'est un indice de la dissolution des fragments lithiques dans une fraction fine (pyroclastites du secteur W) ou dans un matériel igné (alloclastites du secteur E). La **fraction grossière** est donnée par la moyenne des cinq plus grands diamètres.

Les sites d'échantillonnage ont été regroupés là où les mesures étaient possibles, c'est-à-dire dans les aires contenant des fragments bien visibles et bien circonscrits, par opposition à celles contenant des tufs cisailés et homogènes. Le biais inévitable ainsi introduit est tel que les valeurs moyennes ne sont peut-être

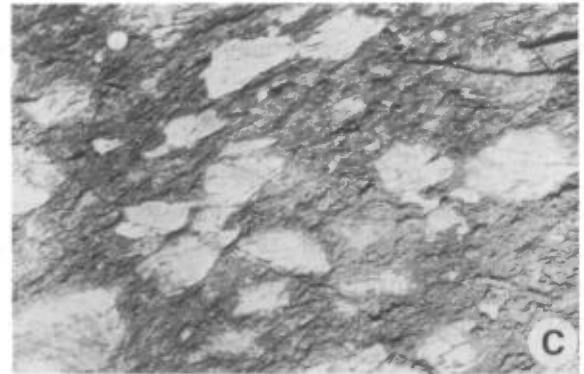


FIGURE 28 - Pyroclastites du secteur W.
A- Tufs remplissant des structures d'érosion façonnées dans des brèches tufacées.
B,C,D- Variations latérales de la brèche au tuf, au sommet de l'empilement. La brèche (B), la brèche tufacée (C) et le lapillistone (D) sont distants d'environ 50 m.

pas représentatives de l'ensemble du complexe. Ce biais influence à un moindre degré, cependant, le type de relation qui peut exister entre les divers paramètres calculés et qui est exprimé par les coefficients de corrélation (tableau 3).

Les conclusions suivantes se dégagent de l'étude statistique des granulométries du secteur W:

. La corrélation entre la moyenne et la

fraction grossière est très bonne ($r = 0.18$); là où il y a accumulation de gros fragments, les autres fragments tendent aussi à être gros.

- . Il n'existe aucune relation entre la moyenne et l'écart-type; les lapilli et les blocs peuvent être très bien ou très mal triés, indépendamment de leur taille.
- . Il n'existe aucune relation entre la moyenne et le pourcentage de matrice; les lapilli et les blocs d'une dimension donnée peuvent aussi bien être en contact

TABLEAU 3 - Coefficients de corrélation et essais sur quelques variables granulométriques mesurées dans les volcanoclastites. Les variables sont définies dans le texte.

	Secteur W n=38		Secteur E n=14		test sur $r_w - r_e$
	r_w	test sur $r_w=0$	r_e	test sur $r_e=0$	
Moyenne - Fraction grossière	0.81	8.13	.85	5.46	0.36
Moyenne - Écart type	0.12	0.73	.75	3.95	2.48
Moyenne - Pourcentage de matrice	0.27	1.66	.55	2.28	1.00
Écart type - Pourcentage de matrice	0.14	0.82	.66	3.04	1.90
Seuils pour test bilatéral					
$p > .95$		2.03		2.18	1.96
$p > .90$		1.69		1.78	1.65

les uns avec les autres que baigner dans un matériel fin.

Il n'existe aucune relation entre l'écart-type et le pourcentage de matrice; des lapilli et des blocs mal triés peuvent être associés tant à des quantités mineures qu'à des quantités importantes de cendres.

La transition de la brèche à la brèche tufacée, au sein de la zone de passage de la brèche au tuf, est quantifiée et illustrée à la figure 29 à l'aide de lignes reliant les sites mesurés dans l'aire en question. L'examen de la figure révèle le caractère chaotique des variations de taille, lesquelles se superposent à une tendance à une diminution des moyennes d'E en W. Celles-ci diminuent de façon régulière, de -6.61ϕ (98 mm) - sites à l'E (ligne D) - à -5.46ϕ (44 mm) - sites à l'W (ligne A). Cependant, les lignes d'E en W (a, b, c, d) à divers niveaux stratigraphiques montrent

le caractère irrégulier de ces variations latérales. Verticalement, aucun granoclasement n'est apparent. Les moyennes fluctuent autour de -5.85ϕ (58 mm) depuis les sites les plus bas jusqu'aux sites les plus hauts. Les lignes A, B, C et D illustrent le caractère aléatoire des variations verticales des tailles. Le pourcentage de cendre ne montre pas, à l'opposé de la dimension des lapilli et des blocs, de tendances régulières d'E en W. Il semble plutôt exister une concentration de matériel fin au niveau des lignes C et D, où le pourcentage de matrice atteint environ 50% (comparativement à 23% à l'E et à 34% à l'W). Cette concentration se manifeste par des dos d'âne dans les lignes a, c et d.

Les variations verticales de la dimension de la fraction grossière (figure 30) ont été mesurées dans les deux secteurs du complexe le long des coupes localisées à la figure 27. La stratification n'étant pas assez bien définie, nous n'avons pu documenter les variations d'un lit à l'autre. Les mesures ont plutôt été effectuées à intervalles irréguliers, selon l'importance des fluctuations locales de la granulométrie. Les variations ont été régularisées, pour des espacements constants de 1, 2, 3, 4 et 5 m, par un programme d'intégration et d'interpolation (modifié; Davis, 1973). Les mêmes conclusions s'appliquent, que l'espacement soit de 1 ou de 5 m.

Dans le secteur W, la dimension de la fraction grossière n'affiche aucune tendance bien définie. Le "Tau" de Kendall, une valeur statistique non paramétrique quantifiant les tendances d'une variable à croître ou à diminuer dans une série, n'est pas différent de 0, valeur qui caractérise une série stationnaire (Kendall, 1977). Le corrélogramme des variations, obtenu d'un programme adapté de Davis (1973), montre

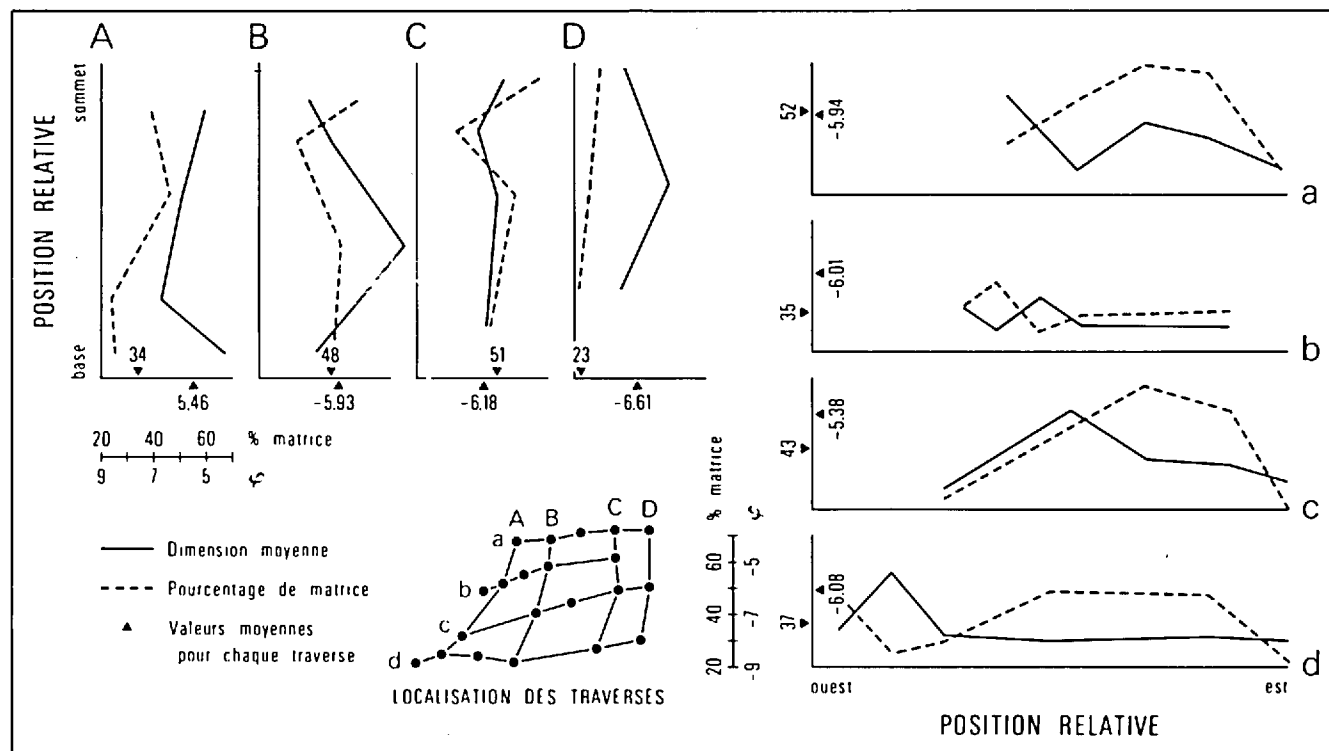


FIGURE 29 - Variations verticales et latérales de la dimension moyenne des fragments de taille supérieure à 2 mm et du pourcentage de matrice, au sommet du secteur W. Les sites d'échantillonnage utilisés dans les lignes sont localisés sur la figure 27.

que la dimension de la fraction grossière ne varie pas de façon totalement aléatoire (figure 31). Il y a autocorrélation significative ($p > 0.95$) pour des décalages pouvant représenter jusqu'à 5 m d'épaisseur stratigraphique. Aucune périodicité n'est apparente dans le spectre de puissance des variations.

Interprétation

L'appartenance des volcanoclastites du secteur W à la famille des pyroclastites est difficilement contestable. La présence de ponces et d'échardes, si floues soient-elles, laisse supposer une origine à partir d'explosions au moins partiellement magmatiques (Ross et Smith, 1961; Heiken, 1972, 1974). D'autres arguments, d'ordre négatif, militent en faveur de cette interprétation. Les ponces et les

échardes sont chimiquement et mécaniquement trop instables pour se trouver dans des épicroclastites, lesquelles résultent de l'érosion et de l'altération de roches volcaniques solidifiées ou lithifiées (Fisher, 1961). Dans les autres types de volcanoclastites que Fisher (1960, 1961) a regroupés sous le vocable d'autoclastites, les mécanismes de fragmentation supposent une transition possible à partir d'un matériel-source non fragmenté. On ne note pas de transition de ce type ni d'association de faciès caractéristiques des autoclastites (Lajoie, 1979). La seule roche rhyolitique non fragmentaire à proximité des volcanoclastites est un porphyre montrant les caractéristiques indéniables d'une intrusion.

Les pyroclastites montrent un spectre étendu de mécanismes de mise en place donnant lieu à divers types de retom-

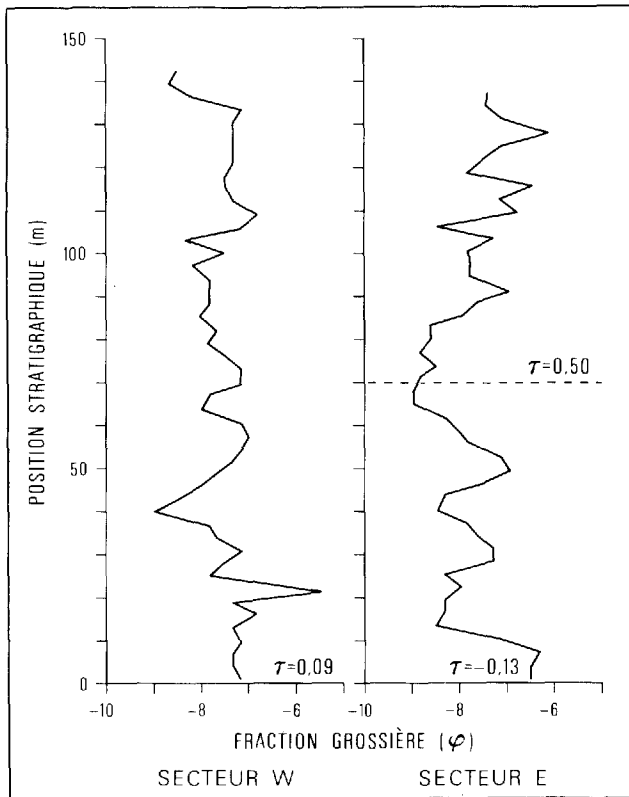


FIGURE 30 - Variations de la dimension de la fraction grossière à travers les volcanoclastites. Les variations sont régularisées pour des espacements uniformes de 3 m. "τ" (Tau de Kendall) quantifie les tendances à l'augmentation ($0 > \tau > 1$) ou à la diminution ($-1 > \tau > 0$). Les coupes sont localisées sur la figure 27.

bées ou de coulées pyroclastiques (Wright et al., 1980; Sheridan, 1979). Les pyroclastites du Complexe du Cap d'Ours ne peuvent être associées à des retombées. Celles-ci recouvrent d'une épaisseur uniforme les irrégularités topographiques et montrent, à mesure qu'on s'éloigne de la source d'éruption, une diminution de la taille des fragments ainsi que de l'épaisseur; à proximité, les dépôts sont chaotiques (Parsons, 1969; Lajoie, 1979). A la base du secteur W, les tufs ne recouvrent pas uniformément les structures d'érosion mais les remplissent. Au sommet, aucune diminution d'épaisseur n'accompagne des diminutions de taille de l'ordre de 6 sur moins de 300 m (figure 27). Dans les re-

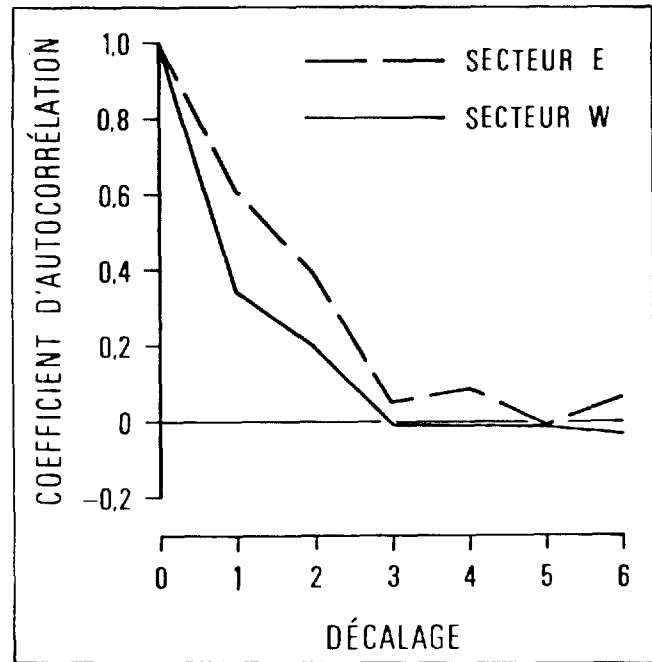


FIGURE 31 - Correlogramme pour les variations de la dimension de la fraction grossière représentées à la figure 30. Le décalage équivaut à un espacement stratigraphique de 3 m.

tombees, des classements de taille comparables s'effectuent sur des distances beaucoup plus grandes et les épaisseurs diminuent dans la même proportion (p. ex.: Walker, 1980, figure 1). Les pyroclastites du complexe sont donc des dépôts de coulées pyroclastiques, ou un type quelconque de pyroclastites remobilisé par des coulées postérieures à l'accumulation.

Le trait majeur des pyroclastites du complexe - variations latérales excessivement rapides des tailles - n'est comparable, à notre connaissance, à aucun des faciès décrits dans d'autres dépôts anciens de coulées pyroclastiques (Lajoie, 1979; Sheridan, 1979; Wright et al., 1980). Si l'action du gaz ou de l'eau est le mécanisme ultime de la genèse des pyroclastites, un nombre considérable de variables contrôlent, par contre, tant l'émission et la mise en place des fragments des pyro-

clastiques que les autres genres de manifestations magmatiques d'un appareil volcanique. Dans cette perspective, il n'y a pas de raisons pour que des modèles simples et uniques d'écoulement doivent s'appliquer à l'ensemble des dépôts pyroclastiques anciens et actuels.

Les coulées pyroclastiques sont des écoulements par gravité et, par conséquent, leur comportement devrait être régi par les lois qui s'appliquent à ceux-ci. Middleton et Hampton (1976) ont décrit quatre mécanismes assurant la suspension des particules dans ce type de coulées: la turbulence (p.ex.: courant de turbidité); l'écoulement vers le haut des fluides interstitiels (p.ex.: coulée de sédiments liquéfiés); l'interaction des grains (p.ex.: "grain flow"); la cohésion du matériel interstitiel (p.ex.: coulées de débris). Les pyroclastites du complexe ne contiennent aucune des structures sédimentaires primaires caractérisant des écoulements totalement turbulents, de concentration relativement faible (Tassé et al., 1978; Fisher, 1979; Fisher et al., 1980). La liquéfaction par la remontée des fluides interstitiels ne doit être considérée que comme un mécanisme d'appoint, surtout pour des coulées de faible volume et contenant beaucoup de fragments lithiques comme celles du complexe (Sparks, 1978; Wilson, 1980). La mise en place résulte probablement de mécanismes où interviennent l'interaction des grains et la cohésion du matériel interstitiel. Les caractéristiques du dépôt rappellent, en effet, celles d'écoulements laminaires tels que les coulées de débris. Dans ces écoulements, la cohésion de la masse est contrecarrée par le cisaillement à la base de la coulée (figure 32, A). Le cisaillement peut être faible au sommet et en bordure des coulées, où l'écoulement s'exerce contre l'air (ou

l'eau) et n'implique qu'un faible volume de matériel. Il en résulte des dépôts latéraux entre lesquels se déplaceront la masse liquéfiée et un bouchon rigide (figure 32, B). Ces dépôts seront particulièrement importants si l'écoulement n'est pas confiné et pourront même prendre la forme de levées (figure 32, C). Davies et al. (1978) ont décrit des levées formées par une nuée ardente du Fuego (Guatemala) en 1974. Dans les coulées de débris, les plus gros blocs se trouvent au front et en

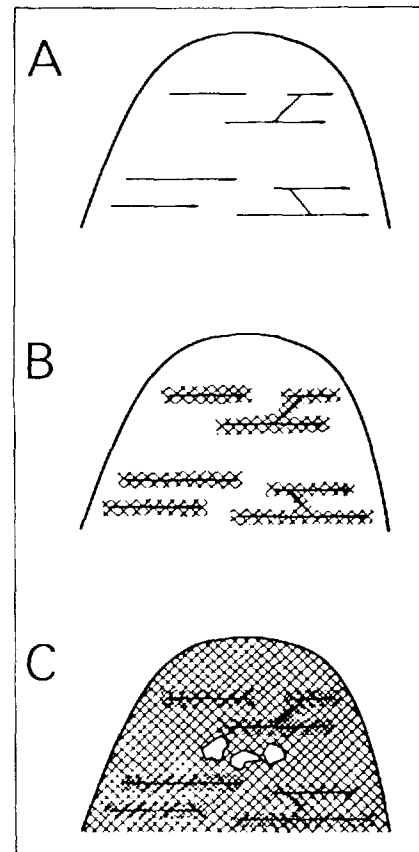


FIGURE 32 - Modèle de la mise en place des pyroclastites du secteur W.

- A- Coupe longitudinale dans une coulée de débris, montrant la répartition des vitesses et du cisaillement (Middleton et Hampton, 1976, page 211).
- B- Coupe transversale dans une coulée confinée (expérimentale) de débris, montrant la répartition des masses conservant leur cohésion (Johnson, 1970, page 564).
- C- Modèle proposé pour le Complexe du Cap d'Ours.

bordure du dépôt, ainsi que dans le chenal (Johnson, 1970). Dans les dépôts du Fuego, les levées, formées de lapilli, délimitaient un chenal rempli de blocs et de cendres, mais ne contenant pas de lapilli (Davies et al., 1978). Dans le complexe, les blocs sont concentrés dans ce que nous avons interprété comme des levées. Ceci s'explique par le fait que les particularités d'une éruption diffèrent de celles d'une coulée de débris. Dans une coulée de débris, une seule masse s'ébranle; elle s'arrête lorsque le cisaillement ne suffit plus à assurer son déplacement. Une éruption, par contre, peut s'étaler dans le temps et générer ainsi des matériaux différents par leur composition ou par leur proportion de fragments accessoires et essentiels (Sheridan, 1979; Eichelberg et Kock, 1979). Au Complexe du Cap d'Ours, une explosion magmatique a tout d'abord entraîné la destruction d'un dôme ou d'une épine. Les fragments de cette période précoce de l'éruption ont formé des levées, dont la plus spectaculaire forme maintenant le sommet du secteur W. Le passage vers l'extérieur progressivement libéré, l'éruption a arraché des fragments lithiques de plus en plus petits (et en moins grande quantité) qui se sont accumulés en bordure interne des levées puis dans le chenal délimité par celles-ci (figures 27, 29 et 32, C). On ne peut évaluer l'importance des débordements dans l'accumulation des dépôts; de tels débordements, comparables à ceux que Davies et al. (1978) ont décrit, ont cependant pu exister et conférer aux régions interlevées un caractère homogène.

Compte tenu des importantes variations latérales dans notre modèle, il est impossible d'interpréter les variations verticales de la fraction grossière dans l'empilement (figure 30). Celles-ci ne montrent pas de tendances statistiquement si-

gnificatives. D'éventuelles tendances auraient pu dépendre uniquement d'un déplacement du sommet de la section vers l'W, dans des granulométries plus fines (chenal), ou vers l'E, dans des granulométries plus grossières (levées).

L'autocorrélation des données (figure 31) montre que la valeur de la fraction grossière en un point quelconque dépend des valeurs qui précèdent, d'après une fonction qui pourrait être calculée à partir du corrélogramme (Matalas, 1963; Agterberg et Banerjee, 1969). L'autocorrélation pour des décalages représentant des espacements aussi importants que 3,4 ou 5 m ne peut s'expliquer par l'interpolation de données dans le processus de régularisation des espacements de données originales: 9%, seulement, de celles-ci sont distantes de plus de 3 m, 3%, seulement, sont distantes de plus de 4 m et 2%, seulement, sont distantes de plus de 5 m. L'autocorrélation est probablement attribuable à l'échantillonnage de mêmes lits. Un lit massif ou granoclassé constitue un cas, en effet, où la dimension de la fraction grossière en un point de la strate montre une relation déterminée avec les valeurs observées en un autre point. L'autocorrélation peut aussi refléter des changements graduels dans les intensités d'éruption, d'une éruption à l'autre; les dimensions des blocs éjectés conserveraient alors une certaine relation, d'un événement à l'autre.

ALLOCLASTITES

Description

Les volcanoclastites interprétées comme alloclastites (Wright et Bowes, 1963) forment les deux tiers inférieurs du secteur E (figure 27). Elles montrent la composition monogénétique et la texture poly-

génétiq ue des roches du secteur W; elles se distinguent cependant de celles-ci par les traits suivants:

- . Les fragments rhyolitiques sont entourés d'un matériel interstitiel basaltique ou intermédiaire plutôt que d'une fraction fine de même composition.
- . Les fragments vésiculés et ponceux sont nettement moins abondants (moins de 25%, comparativement à 30-70% pour ceux du secteur W.
- . La granulométrie exhibe de grossières gradations verticales dans un empilement d'aspect stratifié, plutôt que de grandes variations latérales dans une séquence mal stratifiée.
- . Une partie montre une zone de mégablocs métriques dispersés dans des volcanoclastites millimétriques et centimétriques.

Par endroits, et surtout vers la partie supérieure de l'unité, les alloclastites forment une véritable mosaïque de blocs blanc jaunâtre, anguleux et subanguleux, grossièrement fragmentés (figure 33). Les blocs, de dimension et d'aspect uniformes, ont des tailles d'environ 20 à 30 cm. Ils sont séparés par une faible quantité de matériel interstitiel. A plusieurs endroits, les fragments peuvent être réunis, par l'imagination, en une seule rhyolite continue. Certains rubanements se poursuivant d'un bloc à l'autre confirment qu'il y a eu fragmentation sur place et déplacement relatif minime. La matrice, basaltique, n'est pas distribuée uniformément. Elle peut être concentrée, littéralement, en "veines" de quelques décimètres, entre les blocs. Elle ne forme, en plusieurs endroits, qu'un mince liséré entre des fragments qui étaient manifestement en voie de se détacher. Les fragments de rhyolite, comme le révèlent les lames minces, sont identiques à ceux décrits dans le secteur



FIGURE 33 - Alloclastites du secteur E. Brèche aux fragments rhyolitiques, à matrice basaltique, montrant des indications de fragmentation *in situ*: analogie de forme des bordures adjacentes et continuité des rubanements.

W. Leurs pourtours montrent une bordure millimétrique à grain très fin rappelant une zone de trempe. La matrice est constituée de verre dévitrifié, truffé de perlitites, dans lequel flottent quelques microphénocristaux de feldspath. L'accroissement du volume de la matrice et une fragmentation plus poussée contribuent à une oblitération rapide du caractère très particulier de ce type de brèche. Les formes et les dimensions des blocs ne sont plus uniformes. Le matériel interstitiel devient moins basaltique et s'accompagne de petits fragments de textures diverses (aphanitique, porphyrique ou ponceux). Le polygénétisme se manifeste également dans les blocs, ce qui indique la mobilité indiscutable des fragments. Le passage est ordinairement graduel, s'effectuant sur quelques mètres. Les zones les plus grossières, mieux triées, occupent alors le coeur de bandes dessinant une stratification grossière et discontinue.

La zone de mégablocs occupe une surface d'environ 50 par 20 m, à peu près au centre du secteur (figure 27). Les blocs, qui atteignent des tailles de 4 à

5 m, flottent dans une masse de fragments centimétriques passant graduellement aux zones grossières susmentionnées. Le contour souple et le rubanement de quelques blocs évoquent une certaine plasticité lors de la mise en place. Un bloc, entre autres, est entouré d'une double pelure de fragments; ceux-ci, qui sont allongés parallèlement au bloc, en émanent manifestement. Certains blocs possèdent une bordure montrant une amorce de fragmentation qui aurait pu éventuellement produire le réseau de blocs jointifs décrit ci-dessus.

Utilisant les mêmes techniques de mesure que dans le secteur W, nous avons quantifié la granulométrie à 14 sites du secteur E. Toujours à cause de biais d'échantillonnage, les valeurs "moyennes" observées ne sont probablement pas représentatives et ne peuvent donc être comparées à celles du secteur W. Les relations entre paramètres sont cependant moins affectées par de tels biais. Elles sont résumées au tableau 3. La corrélation entre moyenne et fraction grossière est très bonne ($r = 0.85$), tout comme dans le secteur W. Contrairement à celui-ci, il existe une corrélation, certes mauvaise mais statistiquement différente de 0, entre les autres paramètres. Les relations suivantes se dégagent:

- . Entre moyenne et écart-type; plus les fragments sont gros, plus ils sont de grosseur uniforme.
- . Jusqu'à un certain point, entre moyenne et pourcentage de matrice; plus les fragments sont gros, moins il y a de matériel interstitiel.
- . Dans une certaine mesure, entre l'écart-type et le pourcentage de matrice; moins il y a de matrice, moins il y a de fragments de dimension différente.

Les variations verticales de la dimension de la fraction grossière sont montrées à la figure 30. Les tailles augmentent de façon irrégulière de -6.50ϕ (90 mm) à -9.00ϕ (512 mm), puis diminuent à environ -7.00ϕ (128 mm). Cette croissance suivie d'une décroissance est statistiquement significative, d'après le "Tau" de Kendall. Le corrélogramme de ces variations montre une autocorrélation plus forte que dans le secteur W (figure 31). L'autocorrélation est significative ($p > 0.95$) pour des décalages pouvant représenter des espacements de 5 m (comme dans le secteur W) mais elle est plus forte pour les espacements plus faibles. Comme dans le secteur W, aucune périodicité n'est mise en évidence par le spectre de puissance de la série.

Interprétation

Ce qui a été déterminant quand nous avons interprété les volcanoclastites du secteur E comme des alloclastites, c'est l'indication d'une fragmentation d'une roche déjà en place, fragmentation accompagnée de l'injection d'une matrice de basalte non fragmentaire. Le contraste de composition entre les fragments rhyolitiques et le matériel interstitiel basaltique ou intermédiaire exclut des processus autoclastiques (au sens de Wright et Bowes, 1963) ou hyaloclastiques (Fisher, 1966), lesquels devraient générer des roches de composition relativement homogène. Les alloclastites partagent cependant de nombreuses affinités avec des dépôts qui pourraient être pyroclastiques: zonation des tailles fines et grossières, rappelant une stratification; gradations de tailles, analogues à des granoclassements normaux et inverses; polygénétisme, bien que restreint à un polygénétisme textural. Gélinas et al. (1978) ont déjà décrit des mégablocs et des blocs plastiques dans les dépôts

clairement pyroclastiques de la région de Rouyn-Noranda. Les volcanoclastites du secteur E avaient d'ailleurs été confondues avec des pyroclastites lors de travaux effectués antérieurement à la rédaction de ce chapitre (Gélinas et al., 1978).

Même s'ils ne caractérisent qu'une fraction mineure du secteur E, la nature des contacts des fragments et l'analogie des formes entre blocs adjacents peuvent être utilisés dans une interprétation rationnelle du caractère de ces volcanoclastites. Une compaction sédimentaire ou tectonique d'un dépôt pyroclastique ne peut expliquer cette sorte de contacts. Les fragments isolés et les contacts entre fragments devraient, dans ce cas, montrer une forte orientation préférentielle que l'on n'observe nulle part dans ce secteur. De plus, des rubanements continus d'un bloc à l'autre sont incompatibles avec l'accumulation de fragments pyroclastiques distincts. Il pourrait y avoir continuité de textures dans le cas d'une fragmentation post-dépositionnelle de gros blocs en particules plus petites, mais les "reconstructions" supposent plutôt une mosaïque continue de fragments fort semblables qu'on ne peut absolument pas regrouper en blocs individuels plus gros. La matrice, un basalte dévitrifié sans aucune indication de fragments dans ses termes les plus purs, montre plus d'affinités avec un magma injecté, refroidi rapidement au contact de la rhyolite, qu'avec une fraction fine pyroclastique. Tout ceci nous oblige à interpréter les volcanoclastites comme résultant d'une fragmentation sur place, et ayant été plus ou moins remobilisées pour ensuite montrer des analogies avec des dépôts pyroclastiques.

La fragmentation a probablement touché un dôme de porphyre rhyolitique. La

rareté des affleurements ne permet pas de voir les contacts de cette intrusion. La présence de ponces dans les termes les plus polygéniques suppose des pyroclastites encaissantes au cours de la formation des allocalastites. Les bandes de volcanoclastites au coeur grossièrement fragmenté, lesquelles simulent une stratification, laissent supposer l'action de mécanismes précis (figure 34). La fragmentation semble avoir progressé à partir de ce qui devait être, à l'origine, un système de fractures plus ou moins horizontales. Un tel système aurait pu se former par une simple détente de la pression lithostatique accompagnant la remontée du dôme ou par l'application et la détente de contraintes verticales provoquées, par exemple, par les mouvements ascendant et descendant d'un magma sous-jacent au dôme (figure 34, A). La fragmentation elle-même serait étroitement liée à l'action de gaz. Celle-ci peut être excessivement efficace, comme le montrent ses manifestations extrêmes conduisant à la formation de diatrèmes.

Les gaz, dans le complexe, auraient été véhiculés préférentiellement le long des fractures préexistantes. Ils auraient, par la suite, engendré des microfractures, de sorte que le dôme en son entier aurait été progressivement fragmenté (figure 34, B et C). Les granoclasses expriment ainsi l'action prolongée des gaz en bordure des fractures originales, comparativement à l'action tardive et limitée de ces mêmes gaz loin de ces fractures (figure 34, C). La gradation variable, ou même l'absence, des granoclasses, lorsque des volcanoclastites fines sont en contact avec des volcanoclastites grossièrement fragmentées, ou non fragmentées reflètent des propriétés mécaniques variables du porphyre. Le refroidissement d'un dôme n'a pas à être uniforme. Les mégablocs mon-

trent des déformations plastiques qui portent à penser que le porphyre contenait des zones plastiques et ductiles, réfractaires à la fragmentation ou n'ayant été touchées que tardivement (figure 27; figure 34, C). L'action des gaz ne s'est pas arrêtée à une simple fragmentation; les systèmes gaz-particules peuvent, par exemple, être extrêmement mobiles dans les intrusions (Reynolds, 1954), d'où le polygénétisme, surtout dans les zones de fragmentation précoce véhiculant les gaz. La matrice basaltique ne se serait formée qu'en dernier. Sa composition, franche dans les zones grossièrement

fragmentées, peut être intermédiaire ailleurs, probablement à cause de la digestion plus ou moins complète de petits fragments rhyolitiques. Le verre basaltique contenant des microlites de plagioclase suppose un refroidissement rapide, d'où une mise en place probablement à très faible profondeur.

Notre interprétation est dictée essentiellement par des indications de fragmentation d'une roche en place. La zone où ce phénomène est incontestable n'occupe qu'un volume mineur du secteur E. Notre modèle pourrait être simplifié si nous réduisions l'unité d'alloclastites à cette seule zone et si nous considérions le reste des volcanoclastites comme des pyroclastites. Il s'agirait d'une simplification fort arbitraire, vu le passage tout à fait graduel d'un type de volcanoclastites à l'autre. Les caractéristiques de la granulométrie laissent plutôt supposer un mécanisme uniforme touchant de la même façon toutes les parties du secteur E (tableau 3). Plus la fragmentation a joué, plus elle a réduit le porphyre à des fragments de plus en plus petits (moyenne) - lesquels ont été ensuite de plus en plus morcelés en fragments de taille variable (écart-type) - et associés progressivement à de plus grandes quantités de matériel interstitiel (pourcentage de matrice). Les coefficients de corrélation entre ces paramètres sont faibles, mais statistiquement différents de 0, et laissent donc supposer de telles tendances. De plus, l'autocorrélation de la dimension des tailles à travers le secteur E est forte (figure 31), surtout lorsque les espacements sont rapprochés. Ceci ne peut résulter de l'interpolation des données, car les valeurs interpolées sont moins nombreuses que dans le secteur W. Seulement 17 et 5% des données sont distantes respectivement de plus de 1

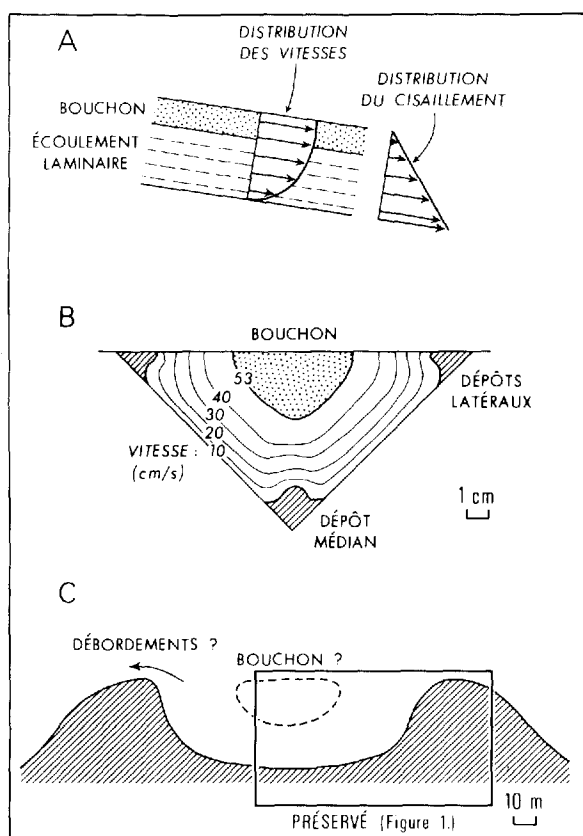


FIGURE 34 - Modèle de la formation des volcanoclastites du secteur E.

- A- Mise en place et fracturation d'un dôme de porphyre rhyolitique.
- B- Montée des gaz et fragmentation sous l'action de ceux-ci à partir des fractures.
- C- Suite et fin de la phase de fragmentation. Certaines zones plastiques sont peu ou pas affectées par la fragmentation.

et de 2 m dans le secteur E, comparative-
ment à 58 et 22% dans le secteur W. Nous
croyons que l'autocorrélation dépend d'un
même processus de fragmentation ayant af-
fecté l'ensemble du dôme rhyolitique.

AUTOCLASTITES

Les autoclastites, ne forment
qu'un volume mineur du complexe; de plus,
l'interprétation classique de l'origine des
volcaniclastites du complexe (Wilson, 1962;
Goddwin et al., 1972) s'applique égale-
ment à ces roches. Nous n'en faisons donc
qu'un exposé succinct.

Les autoclastites sont confinées
au sommet du secteur E où elles forment une
unité d'au moins 50 m d'épaisseur (figu-
re 27). Elles montrent une brèche aux
fragments diffus et mal définis - ou, enco-
re mieux, un réseau de formes ovales brunâ-
tres, séparées par un liséré jaunâtre de
matrice. Cette brèche passe localement à
de la rhyolite d'aspect massif ou à de la
rhyolite ne présentant que des bandes jau-
nâtres dessinant des réseaux hexagonaux.
Il s'agirait d'une brèche de coulée, le ma-
tériel rigide formé au sommet et au front
de la coulée ayant été morcelé et incorporé
à la coulée, suite au mouvement de celle-
ci. Le liséré des fragments résulterait
d'une soudure du matériel néo-fragmenté.
Le passage graduel à de la rhyolite massive
est caractéristique. Quelques mètres car-
rés de brèche au sommet du secteur W mon-
trent énormément d'analogies avec la brèche
de coulée du secteur E; ces deux brèches
sont donc interprétées de façon similaire.

Les autoclastites contiennent,
dans leur partie occidentale, une brèche
fort semblable aux brèches pyroclastiques
les plus grossières du secteur W. Cette
brèche, qui renferme des fragments au re-

lief prononcé et au contour bien défini,
peut passer transitionnellement, mais rapi-
dement, sur environ 1 m, à la brèche de
coulée. Le contact avec la rhyolite massi-
ve est très net et très particulier. La
rhyolite montre des indices de morcellement
progressif, ce qui porte à croire qu'elle
est à l'origine de la brèche. De plus,
celle-ci renferme des bandes de fragments
pratiquement pas dissociés, lesquelles sont
adjacentes à la rhyolite massive et en pro-
viennent. Le mouvement des fragments sem-
ble s'être exercé sur quelques centimètres
seulement. Cette brèche est interprétée
comme une brèche d'explosion, générée tar-
divement dans la coulée magmatique.

CONCLUSIONS

Nous avons écrit, dans l'introduc-
tion, que l'étude des volcanoclastites est
importante pour comprendre l'organisation
et la paléogéographie des anciens appareils
volcaniques. Nous avons voulu démontrer
que l'identification de l'origine des vol-
canoclastites, préalable à toute démarche
d'analyse et de synthèse, est une étape dé-
cisive et critique dans une telle démarche.
Les rhyolites du Complexe du Cap d'Ours
constituent en effet un agencement d'élé-
ments volcanoclastiques beaucoup plus com-
plexe que ce qu'on avait proposé dans le
passé. On ne trouve, associés dans un seul
site de moins de 0.25 km², pas moins de
trois types de volcanoclastites, formés par
des processus volcaniques distincts et va-
riés: émission de coulées pyroclastiques et
magmatiques; injection et destruction d'un
dôme ou d'une épine. Les volcanoclastites
du complexe résultent plutôt d'une séquence
relativement complexe d'événements que d'un
seul processus de fragmentation.

Les premières volcanoclastites à
se mettre en place ont été des pyroclasti-

tes occupant maintenant la quasi-totalité du secteur W. Les pyroclastites contiennent une grande abondance de rhyolite porphyrique ou aphanitique, ce qui évoque des éruptions accompagnées d'explosions de dôme ou d'épines. Le volume de matériel en cause semble faible, étant donné le manque de continuité latérale qui caractérise l'ensemble du dépôt. Celui-ci, mal stratifié, montre des affinités avec des dépôts d'écoulements de masse laminaires. Rien ne permet de préciser la position et les proximités de la source d'éruption, mais les phénomènes ultérieurs d'intrusion et d'extrusion au site même du complexe autorisent à associer cette source à un environnement ultra-proximal au sein d'un appareil volcanique. Si les laves à coussinets des séries encaissantes traduisent des conditions environnementales persistantes et non passagères, la mise en place a dû se faire en milieu subaqueux.

La mise en place d'un dôme ou d'une épine est préalable à la deuxième

phase de la formation des volcanoclastites, à la hauteur du secteur E. Nous n'avons aucune preuve directe de la présence d'un tel dôme, mais certaines volcanoclastites de ce secteur montrent toutes les indications d'une fragmentation sur place. Ailleurs, ces indications sont masquées par le broyage et le mélange des fragments sous l'action intensive de gaz. Là où les alloclastites sont les plus grossières, le matériel interstitiel est formé de basalte dévitrifié, non fragmentaire, assimilant la bordure des blocs. Le basalte indique donc que le dôme s'est mis en place en milieu relativement superficiel.

Le flanc du dôme ayant donné lieu aux alloclastites marquait probablement une zone de faiblesse le long de laquelle se sont exercés mouvements et extrusion. Une grande partie de la zone entre le secteur E et le secteur W est en effet occupée par du porphyre rhyolitique dont émane manifestement une brèche de coulée.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les complexes rhyolitiques de Don, de Cléricy et de Cap d'Ours sont formés principalement de volcanoclastites accompagnées de quantités mineures de rhyolite massive et rubanée. Les caractéristiques des volcanoclastites indiquent que la fragmentation est d'origine pyroclastique et que les dépôts se sont formés à la suite d'épanchements de densité, turbulents et laminaires. Les rhyolites massives observées sont d'origine intrusive.

Les caractéristiques des pyroclastites de ces complexes rhyolitiques sont semblables à celles des épanchements pyroclastiques modernes et anciens (Anderson et Flett, 1903; Lacroix, 1904; Putnam, 1938;

Fiske et Matsuda, 1964; Fisher, 1964; Schmincke et Swanson, 1967; Macdonald, 1972; Yamada, 1973; Lajoie, 1977; Tassé et al., 1978). Ces épanchements sont gouvernés par la gravité et sont donc canalisés (Lacroix, 1904).

Il devient donc important, lors de la prospection minière, de retracer les chenaux et de déterminer la position de la fraction la plus grossière, la plus perméable et, donc, la plus susceptible de contenir des minéralisations (Sangster, 1972). La seule façon de retracer les chenaux est une étude détaillée des caractères sédimentologiques des dépôts.

RÉFÉRENCES

(Les astérisques à la suite d'un millésime signalent l'existence d'une traduction en français ou en anglais).

- AGTERBERG, F.P. - BANERJEE, I., 1969 - **Stochastic model for the deposition of varves in glacial lake Barlow-Ojibway, Ontario, Canada.** Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 6, no 4, pages 625-652.
- ALLEN, J.R.L., 1968 - **On criteria for the continuance of flute marks and their implications.** Géologie en Mijnbouw; volume 47, pages 3-16.
- ANDERSON, T. - FLETT, J.S., 1903 - **Report on the eruption of the Soufrière in St-Vincent, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique, Part 1.** Royal Society of London; Philosophical Transactions, Series A; volume 200, pages 353-553.
- BARAGAR, W.R.A., 1968 - **Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Ontario-Québec.** Journal canadien des sciences de la terre; volume 5, no 4, pages 773-790.
- BLATT, H. - MIDDLETON, G. - MURRAY, R., 1972 - **Origin of Sedimentary Rocks.** Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey; 634 pages.
- BOIVIN, P., 1974 - **Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes verts" de Noranda, dans les cantons de Hébecourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada.** Université de Clermont, France; thèse de doctorat.
- BOYD, R.F., 1961 - **Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming.** Geological Society of America Bulletin; volume 72, pages 387-426.
- CARMICHAEL, I.S.E. - TURNER, F.J. - VERHOOGEN, J., 1974 - **Igneous Petrology.** McGraw-Hill, 739 pages.
- CHRISTIANSEN, R.L. - LIPMAN, P.W., 1966 - **Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada.** Geological Society of America Bulletin; volume 77, pages 671-684.
- CURTIS, G.H., 1955- **Importance of Novarupta during eruption of Mount Katmai, Alaska, in 1912 (résumé).** Geological Society of America Bulletin; volume 66, page 1547.
- 1968 - **The stratigraphy of the ejecta from the 1912 eruption of Mounts Katmai and Novarupta, Alaska.** Geological Society of America; memoir 116, pages 153-210.
- DAVIES, D.K. - QUEARRY, M.W. - BONIS, S.B., 1978 - **Glowing avalanches from the 1974 eruption of the volcano Fuego, Guatemala.** Geological Society of America Bulletin; no 89, pages 369-384.
- DAVIS, J.C., 1973 - **Statistics and data analysis in geology.** John Wiley and Sons; New York, 550 pages.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1976 - **Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda Volcanic Pile, Noranda, Québec.** Université de Toronto; thèse de doctorat.
- DIMROTH, E. - BOIVIN, P. - GOULET, N. - LA-ROUCHE, M., 1973 - **Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-138.
- DIMROTH, E. - GELINAS, L. - ROCHELEAU, M. - PROVOST, G. - TASSE, N., 1975* - **Field trip and field conference on the volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; livret-guide, 4-7 août 1975, publié sous les auspices du géologue résident, district de Rouyn-Noranda.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M., 1979 - **Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec.** Association géologique du Canada; réunion annuelle, Université Laval, Québec; livret pour l'excursion A-1, 206 pages.
- DUGAS, J., 1959* - **Notes descriptives, ¼ NE du canton de Dufresnoy.** Ministère des Mines du Québec; S-47.
- EICHELBERG, J.C. - KOCK, F.G., 1979 - **Lithic fragments in the Bandelier Tuff, Jersey Mountains, New Mexico.** Journal of Volcanology and Geothermal Research; no 5, pages 115-134.
- EWART, A., 1963 - **Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupa area, New Zealand.** Journal of Petrology; volume 4, pages 392-431.
- FENNER, C.N., 1938 - **Contact relations between rhyolite and basalt on Gardiner River, Yellowstone Park.** Geological Society of America Bulletin; volume 49, pages 1441-1484.

1944 - Rhyolite - basalt complex on Gardiner River: a discussion. Geological Society of America Bulletin; volume 55, pages 1081-1096.

FISHER, R.V., 1960 - Classification of volcanic breccias. Geological Society of America Bulletin; no 66, pages 973-982.

1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin; volume 72, pages 1409-1414.

1964 - Maximum size, median diameter and sorting of tephra. Journal of Geophysical Research; volume 69, pages 341-355.

1966 - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sciences Review; volume 1, pages 287-298.

1977 - Subaqueous pyroclastic flow deposits: a review (modified manuscript submitted for publication). Penrose Conference.

1979 - Models of pyroclastic surges and pyroclastic flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research; volume 6, pages 305-318.

FISHER, R.V. - SMITH, A.L. - ROOBOL, M.J., 1980 - Destruction of St. Pierre, Martinique by ash-cloud surges, May 8 and 26, 1902. Geology; no 8, pages 472-476.

FISKE, R.S., 1963 - Subaqueous pyroclastic flows in the Okanapocosh Formation, Washington. Geological Society of America Bulletin; volume 74, pages 391-406.

FISKE, R.S. - MATSUDA, T., 1964 - Submarine equivalents of ash flows in the Takiwa Formation, Japan. American Journal of Science; volume 262, pages 76-106.

FRANCES, E.H. - HOWELLS, M.F., 1973 - Transgressive welded ash flow tuff among Ordovician sediments of North Eastern Snowdonia, North Wales. Geological Society of London Journal; volume 129, pages 621-641.

FRIEDMAN, G.M., 1958 - Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Geology; no 66, pages 394-416.

GELINAS, L. - BROOKS, C. - PERRAULT, G. - CARIGNAN, J. - TRUDEL, P. - GRASSO, F., 1977 - Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. IN Volcanic Re-

gimes in Canada (Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. et Hall, J.M., éditeurs). Association géologique du Canada; étude spéciale 15, pages 265-295.

GELINAS, L. - LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. - SIMARD, A. - VERPAELST, P. - SANSEACON, R., 1978 - Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DPV-583, 49 pages.

GILMOUR, P., 1965 - The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda District, Northwestern Québec. Association géologique du Canada; transactions, volume 16.

GOODWIN, A.M., 1977 - Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. IN Volcanic Regimes in Canada (Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. et Hall, J.M., éditeurs). Association géologique du Canada; étude spéciale 16, pages 265-295.

GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H., 1970 - The Abitibi orogenic belt. IN Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Beard, éditeur). Commission géologique du Canada; étude 70-40, pages 1-30.

GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H. - ANNELS, R.N., 1972* - Volcanisme précambrien des régions de Noranda - Kirkland Lake - Timmins, Michipicoten et Mainmise Point, Provinces de Québec et d'Ontario. 24^e Congrès géologique international; livret-guide de l'excursion A40-C40, 94 pages.

1977 - Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. IN Volcanic Regimes in Canada (W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall, éditeurs). Association géologique du Canada; étude spéciale 16, pages 205-241.

1979 - Archean volcanic studies in the Timmins-Kirkland Lake - Noranda region of Ontario and Québec. Commission géologique du Canada; bulletin 278, 51 pages.

GORMAN, B.E., 1975 - Petrography, chemistry, and mechanism of deposition of the Don rhyolites, Rouyn-Noranda, Québec. Queen's University; mémoire de maîtrise.

HEIKEN, G., 1972 - Morphology and petrography of volcanic ashes. Geological Society of America Bulletin; no 83, pages 1961-1988.

1974 - An Atlas of volcanic ash. Smithsonian Contribution to the Earth Sciences; no 12, 101 pages.

- JOHNSON, A.M., 1970 - **Physical processes in geology.** Freeman, Cooper and Company, San Francisco, 577 pages.
- JOLLY, W.T., 1977 - **Metamorphic history of the Archean Abitibi belt.** Commission géologique du Canada; étude 77-1A, pages 191-196.
- KENDALL, M.G., 1973 - **Time Series.** Griffin, London, 197 pages.
- KUNO, H. - ISHIKAWA, T. - YAKI, K. - YAMASAKI, M. - TANETA, S., 1964 - **Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism.** Journal of Geography, Japan; volume 35, pages 223-238.
- LACROIX, A., 1904 - **La Montagne Pelée et ses éruptions.** Masson et Cie, Paris, 622 pages.
- LAJOIE, J., 1979 - **Facies models 17. Volcaniclastic rocks.** IN **Facies models** (R.G. Walker, éditeur). Association géologique du Canada; Geoscience Canada reprint series 1, pages 191-200.
- MACDONALD, G.A., 1972 - **Volcanoes.** Prentice-Hall, 510 pages.
- MATALAS, N.C., 1963 - **Autocorrelation of rainfall and stream flow minimums.** U.S. Geological Survey; Professional Paper 434B, 10 pages.
- McBIRNEY, A.R., 1963 - **Factors governing the nature of submarine volcanism.** Bulletin Volcanologique; volume 26, pages 455-469.
- MIDDLETON, G.V., 1967 - **Experiments on density and turbidity currents III.** Journal canadien des sciences de la terre; volume 4, no 3, pages 475-505.
- MIDDLETON, G.V. - HAMPTON, M.A., 1976 - **Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.** IN **Marine sediment transport and environmental management** (D.J. Stanley et D.J.P. Swift, éditeurs). John Wiley and sons, New York, pages 197-218.
- MUTTI, E., 1965 - **Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes Island (Greece).** Sedimentology; volume 5, pages 265-288.
- 1974 - **Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; special publication 19, pages 92-105.
- MUTTI, E. - RICCI-LUCCHI, F., 1972 - **Le torbiditi del l'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies.** Società Geologica Italiana, Memorie; volume 11, pages 161-199.
- 1974 - **La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites.** Société géologique de France; volume 7, XVI, pages 577-582.
- PARSONS, W.H., 1969 - **Criteria for the recognition of volcanic breccias: review.** Geological Society of America; memoir 115, pages 263-304.
- PICHLER, H., 1965 - **Acid hyaloclastites.** Bulletin Volcanologique; volume 28, pages 293-310.
- PROVOST, G., 1978 - **La géologie du complexe rhyolitique de Don.** Ecole Polytechnique de Montréal; thèse de maîtrise.
- PUTNAM, W.C., 1938- **The Mono Craters, California.** Geographical Review; volume 28, pages 68-82.
- REYNOLDS, D.L., 1954 - **Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites.** American Journal of Science; no 252, pages 577-614.
- ROCHELEAU, M. - LAJOIE, J., 1974 - **Sedimentary structures in resedimented conglomerates of the Cambrian flysch, L'Islet, Québec Appalachians.** Journal of Sedimentary Petrology; volume 44, pages 826-836.
- ROSS, C.R. - SMITH, R.L., 1961 - **Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification.** United States Geological Survey; professional paper 366.
- SAEMUNDSSON, K., 1972 - **Notes on the geology of the Torfajökull Central Volcano.** Naturfœringurinn; volume 42, pages 91-99.
- SANGSTER, D.F., 1972 - **Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review.** Commission géologique du Canada; paper 72-22, 44 pages.
- 1980 - **Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits. 1. Metal content and size distribution of massive sulphide deposits in volcanic centres.** CIM Bulletin; volume 73, no 814, pages 74-81.
- SAWKINS, F.J., 1976 - **Massive sulphide deposits in relation to geotectonics.** IN **Metallogeny and Plate Tectonics.** (Strong, D.F., éditeur). Association géologique du Canada; étude spéciale 14, pages 221-240.

SCHEIDEGGER, A.E. - POTTER, P.E., 1968 - **Textural studies of grading: volcanic ash falls.** Sedimentology; volume 11, pages 163-170.

SHALABY, H., 1977 - **Analyse des structures géométriques et interprétation rhéologique d'un slump Cambrien dans le flysch de Saint-Jean-Port-Joli, Appalaches du Québec.** Université de Montréal; mémoire de maîtrise.

SHERIDAN, M.F., 1979 - **Emplacement of pyroclastic flows: a review.** Geological Society of America; special paper 180, pages 125-136.

SMITH, R.L. - FRIEDMANN, I. - LONG, W.D., 1958 - **Welded tuffs, experimental I (résumé).** American Geophysical Union Transactions; volume 34, pages 532-533.

SPARKS, R.S.J., 1976 - **Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows.** Sedimentology; volume 23, pages 147-188.

_____ 1978 - **Gas release rates from pyroclastic flows: an assessment of the role of fluidisation in their emplacement.** Bulletin volcanologique; no 41, pages 1-9.

SPENCE, C.D., 1967 - **The Noranda area.** Institut canadien des mines et de la métallurgie; livret-guide pour l'excursion du centenaire; pages 33-69.

TASSE, N., 1976 - **Sédimentologie d'une bande de roches pyroclastiques archéennes de la région de Rouyn-Noranda, Québec.** Université de Montréal; mémoire de maîtrise.

TASSE, N. - LAJOIE, J. - DIMROTH, E., 1978 - **The anatomy and interpretation of an archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Québec.** Journal canadien des sciences de la terre; volume 15, no 6, pages 874-888.

TRUDEL, P., 1978 - **Géologie de la zone volcanique de Cléricy.** Ecole Polytechnique de Montréal; thèse en préparation.

VAN DE WALLE, M., 1973 - **Quart SE du canton de Dufresnoy.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-280.

WALKER, G.P.L., 1980 - **The Taupo Pumice: product of the most powerful known (Ultra-plinian) eruption.** Journal of volcanology and geothermal research; no 8, pages 69-94.

WILCOX, R.E., 1944 - **Rhyolite - basalt complex on Gardiner River.** Geological Society of London, Bulletin; volume 55, pages 1047-1079.

WILSON, C.J.N., 1980 - **The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach.** Journal of volcanology and geothermal research; no 8, pages 231-244.

WILSON, M.E., 1941* - **Noranda district, Québec.** Commission géologique du Canada; mémoire 229.

_____ 1962 - **Rouyn-Beauchastel map-areas, Québec.** Commission géologique du Canada; mémoire 315, 140 pages.

WRIGHT, A.E. - BOWES, D.R., 1963 - **Classification of volcanic breccias. A discussion.** Geological Society of America Bulletin; no 74, pages 79-86.

WRIGHT, J.V. - SMITH, A.L. - SELF, S., 1980 - **A working terminology of pyroclastic deposits.** Journal of volcanology and geothermal research; no 8, pages 315-336.

YAMADA, E., 1973 - **Subaqueous pumice flow deposits in the Onikabe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan.** Journal of the Geological Society of Japan; volume 79, pages 585-597.

