

ET 84-03

GEOLOGIE DE LA REGION DE LA MOTTE, ABITIBI

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 



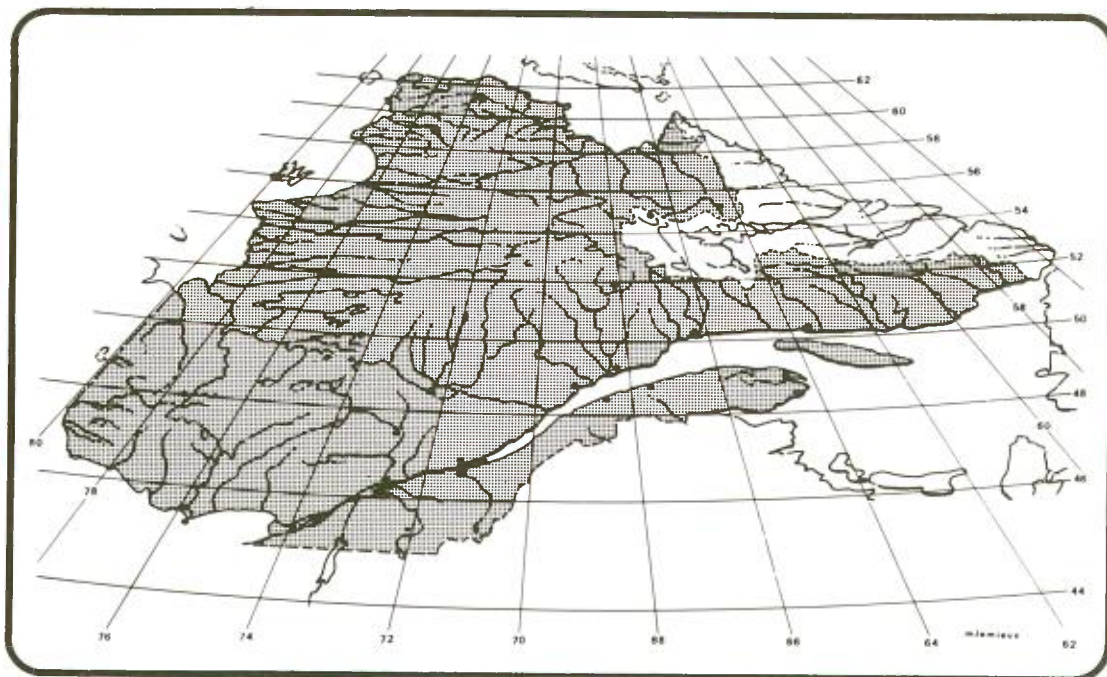
**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

Service de la Géologie

Géologie de la RÉGION DE LA MOTTE, ABITIBI

Jacques Babineau



RAPPORT INTÉrimAIRE

1985

ET 84-03



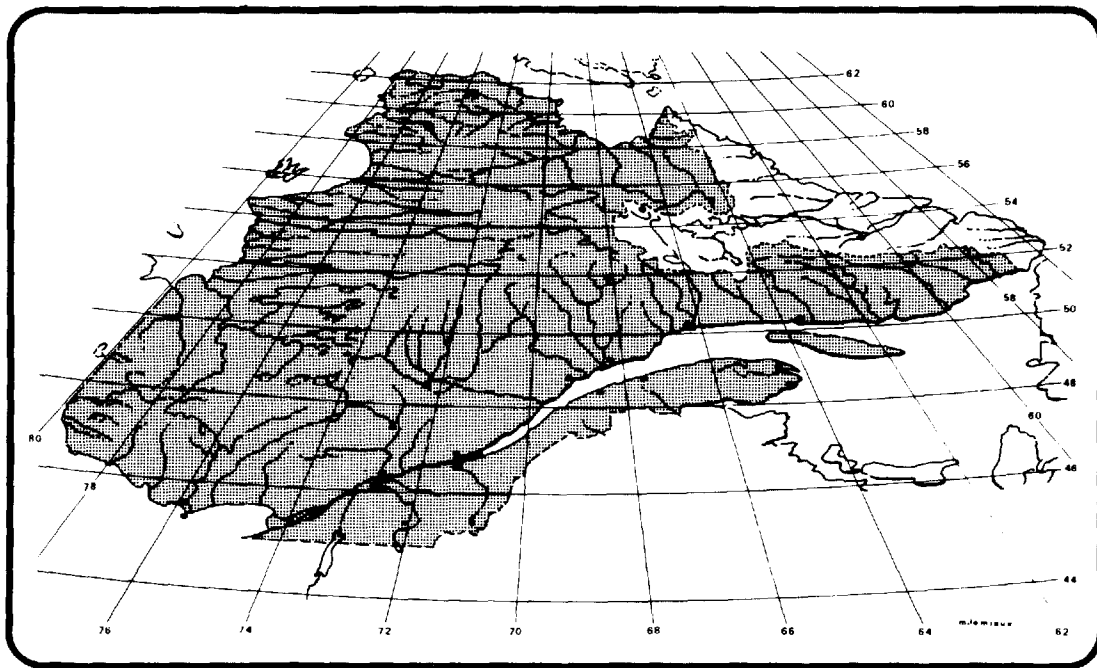
**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

Service de la Géologie

Géologie de la RÉGION DE LA MOTTE, ABITIBI

Jacques Babineau



RAPPORT INTÉIMAIRE

1985

ISBN: 2-550-11074-9
Dépôt légal - 2e trimestre 1985
Bibliothèque nationale du Québec

ET 84-03

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Méthodologie	2
PRINCIPAUX TYPES LITHOLOGIQUES	3
Roches ultramafiques	3
Roches volcaniques mafiques à felsiques	5
Roches sédimentaires	5
Roches intrusives tardives	6
Granodiorite 1D1	7
GÉOLOGIE STRUCTURALE	8
Homocline nord	10
Bloc central	10
Limite entre le bloc central et l'homocline nord	11
STRATIGRAPHIE	12
MÉTAMORPHISME	13
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	14
CONCLUSIONS	15
RÉFÉRENCES	15

CARTE(S)

FIGURE 2 - Carte géologique et structurale de la région de La Motte (1:20 000)	hors texte
FIGURE 12 - Interprétation structurale de la mine Marbridge (1:10 000)	encart

INTRODUCTION

La région de La Motte est située dans le nord-ouest québécois (fig.1), à environ 450 km de Montréal et à 35 km au nord-ouest de Val-d'Or. Au cours des étés 1981 et 1982, nous avons cartographié environ 200 km² de territoire, ce qui correspond à peu près au 4/5 sud du canton de La Motte. La région cartographiée (fig. 2), comprise dans la feuille 32D/8 du découpage SNRC à l'échelle de 1:50 000, est délimitée par les latitudes 48° 17' et 48° 23' et les longitudes 78° 03' et 78° 14'.

La route 109 reliant Amos à Rivière-Héva, ainsi que plusieurs routes de rang gravelées, constituent les principales voies d'accès aux affleurements. On peut également accéder à plusieurs zones d'affleurements par le lac Malartic.

Le territoire à l'étude est situé dans la partie sud-est de la ceinture orogénique de l'Abitibi (fig. 1), qui fait elle-même partie de la province structurale du Lac Supérieur (Stockwell, 1961). Le substratum rocheux est composé d'un assemblage volcano-sédimentaire d'âge archéen, percé de granitoïdes également d'âge archéen. Toutes ces roches sont recoupées par des dykes de diabase d'âge protérozoïque. Cet ensemble lithologique est recouvert en discordance par des dépôts fluvio-glaciaires d'âge cénozoïque, lesquels laissent affleurer environ 5% des lithologies sous-jacentes. Les roches volcano-sédimentaires sont métamorphosées* au faciès des schistes verts et passent au faciès amphibolite

* Afin d'alléger le texte, le préfixe "méta" sera sous-entendu devant chaque nom de roche.

en bordure des granitoïdes (Jolly, 1978; Dawson, 1966; Leduc, 1980). Afin de situer le lecteur dans un cadre stratigraphique, nous soulignons que nos travaux de 1981 et 1982 furent axés sur les formations de La Motte-Vassan, de Dubuisson et de Lac Caste, appartenant au Groupe de Malartic, tel que défini par Imreh (1979). Toutefois, comme nous le soulignerons plus loin, les résultats de notre étude structurale remettent en question ce modèle lithostratigraphique pour la région que nous avons cartographiée.

La région de La Motte est couverte, en partie ou en entier, par les travaux de Leduc (1980), Imreh (1976), Brett et al. (1976), Dawson (1966), Norman (1944) et James & Mawdsley (1925). La liste des travaux miniers réalisés dans la région est fournie sur le feuillet 32D/8 de la compilation géoscientifique du Ministère de l'Énergie et des Ressources (M.E.R., 1979).

Notre travail vise à déterminer la géologie structurale de la région de La Motte-Malartic et à établir un modèle structural cohérent avec le métamorphisme et la pétrogenèse des roches de la région. Les résultats seront utilisés en vue de la réalisation d'une thèse de doctorat que nous prévoyons soutenir à l'Université de Montréal.

Nous tenons à remercier nos assistants sur le terrain - Kevin Grégoire, Guylaine Lajoie, Francine Lamarque, Gilles Etienne Odigé, Guy Parent et Ghislain Tourigny - pour le travail accompli et l'esprit de camaraderie démontré au cours des étés 1981 et 1982. Nous exprimons également notre gratitude au professeur Claude Hubert, direc-

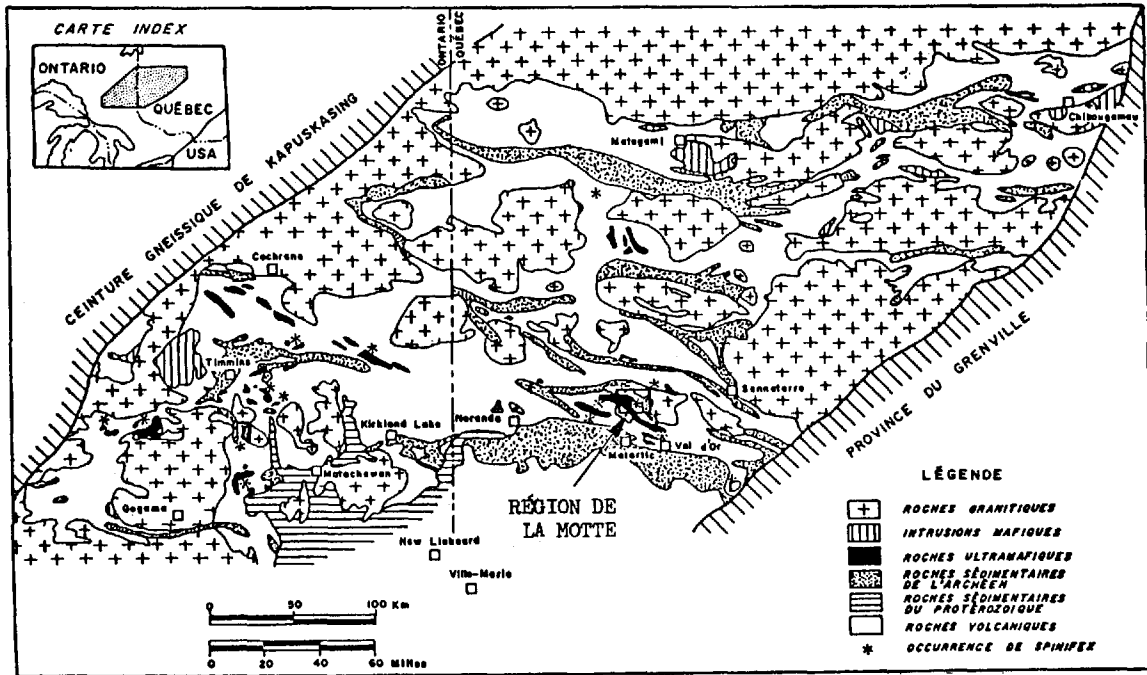


FIGURE 1 - Localisation de la région de La Motte (d'après Filion, 1978).

teur du projet de doctorat, pour sa participation active aux travaux de terrain et pour l'intérêt manifesté durant toutes les étapes du travail.

MÉTHODOLOGIE

Nous nous sommes servis de photographies aériennes à l'échelle de 1:15 000 sauf dans le secteur de la mine Marbridge où nous avons utilisé des agrandissements de photographies aériennes à l'échelle de 1:5 000. Sur le terrain, nous avons relevé les indices de polarité (voir la section suivante), les indices de minéralisation, la minéralogie, la morphologie et les structures primaires de toutes les lithologies rencontrées. Nous avons mesuré l'attitude des surfaces de litage et de clivage (surfaces S) et l'attitude des surfaces de faille, de cisaillement et de fracture. Nous avons également mesuré l'attitude des axes de pli et des linéations d'intersection entre les différentes surfaces S.

Dans la mesure du possible, nous avons vérifié la valeur des mesures d'attitude d'axes de pli et de linéations d'intersection par l'utilisation de projections stéréographiques.

Nous avons déterminé la chronologie des événements structuraux par les recoupements, plissements et crénelures générés par la superposition des différentes surfaces de clivage. Pour les secteurs pauvres en affleurements, nous avons interprété la géologie à l'aide des données des secteurs voisins riches en affleurements et à l'aide des cartes aéromagnétiques au 1:10 000 (M.E.R., 1980) et au 1:63 360 (C.G.C., 1951) et des cartes de compilation du M.E.R. (1979).

La mise en plan des informations recueillies et l'étude des relations structurales (angulaires) entre les surfaces S nous ont permis d'interpréter et de situer la trace axiale de plusieurs plis générés par deux phases

majeures de déformation souple. Les données structurales ont été soumises à l'étude statistique au moyen de projections stéréographiques afin de confirmer le modèle structural. D'autre part, l'examen de lames minces au microscope polarisant nous a permis de décrire sommairement la pétrographie et les assemblages métamorphiques des roches de la région.

Nous comptons effectuer plu-

sieurs analyses à la microsonde électronique afin de préciser la nature des assemblages métamorphiques et déterminer les relations entre le métamorphisme et la structure. Nous comptons également distinguer les événements magmatiques à l'aide d'analyses chimiques et déterminer les relations entre ces événements et les épisodes de déformation. Les résultats de ces derniers travaux seront disponibles dans le rapport final que nous comptons réaliser pour le compte du M.E.R.

PRINCIPAUX TYPES LITHOLOGIQUES

ROCHES ULTRAMAFIQUES

La présence de structures et textures primaires caractéristiques d'épanchements ultramafiques (Viljoen & Viljoen, 1969) a permis à Imreh (1974) de reconnaître la majorité des roches ultramafiques de la région de La Motte comme étant d'origine extrusive. Nous avons utilisé les structures et textures primaires décrites par Imreh (1978), particulièrement la texture en spinifex, comme critères de polarité dans ces roches (fig. 3 et 4).

Sur le terrain, les roches ultramafiques sont de couleur chamois en surface altérée et gris-bleu foncé en surface fraîche. La magnétite, le talc, la chlorite, la serpentine et la trémolite furent observés.

Omniprésentes dans la région, les coulées à spinifex ou coulées à deux zones (Imreh, 1978) sont constituées d'une partie sommitale et d'une partie basale très distinctes (fig. 3 et 4). La partie sommitale se compose d'une zone à spinifex formée par un arrangement en plaques ou lames de cristaux d'olivine serpentinisée et de pyroxène amphibolitisé. La longueur et la largeur des plaques varient de quel-

ques millimètres à quelques dizaines de centimètres et leur épaisseur est d'environ 1 mm. Ces plaques ou spinifex sont généralement granoclassés vers le sommet des coulées et surmontés d'une zone de trempe fracturée et bréchoïde de 1 à 2 cm d'épaisseur. En

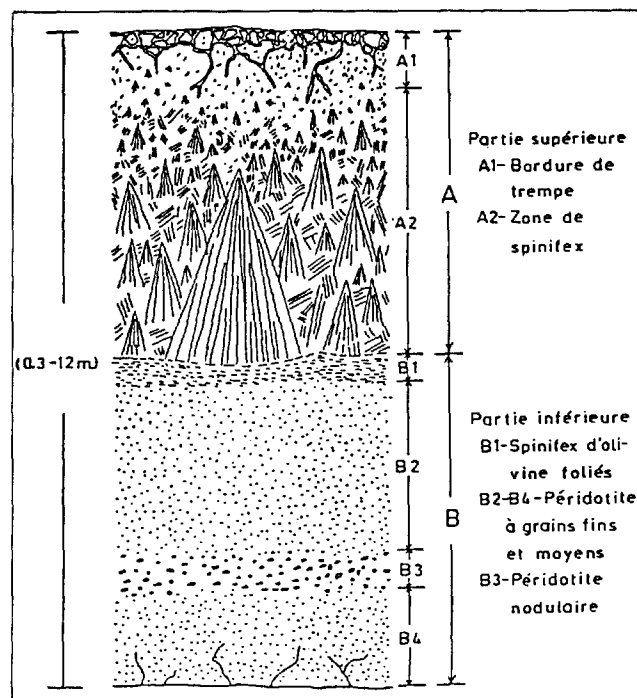


FIGURE 3 - Schéma d'une coulée à spinifex typique.

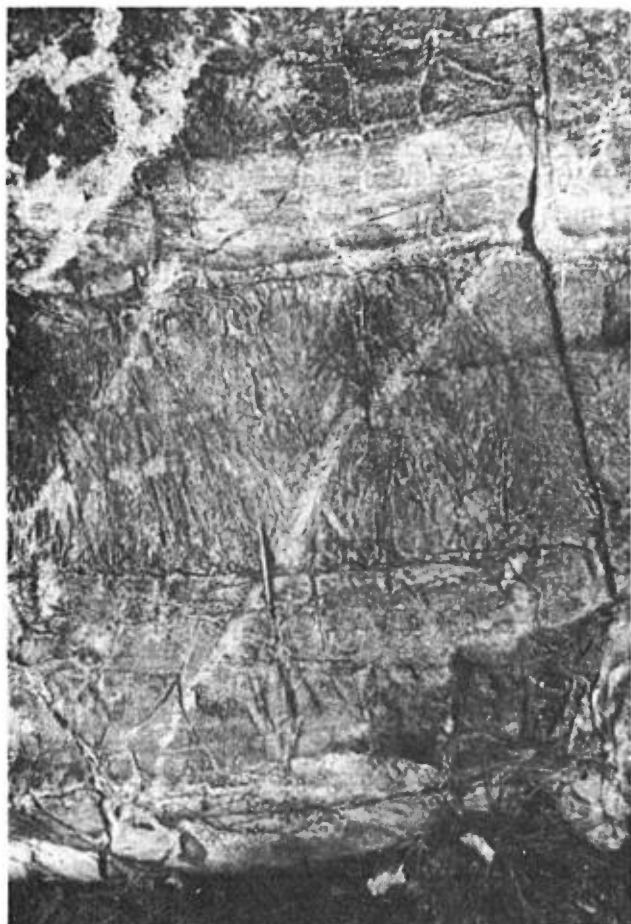


FIGURE 4 - Photographie d'une coulée à spinifex. Surface horizontale. Canton de La Motte, rangs VI-VII, route 109. Le crayon pointe vers le sommet stratigraphique.

moyenne, la puissance de la zone à spinifex est de 20 à 30 cm. De puissance équivalente, la partie basale d'une coulée est constituée d'une zone, massive à laminée, de cumulats d'olivine serpentinisée et de pyroxène amphibolitisé surmontant une zone de trempe fracturée de 1 à 2 cm d'épaisseur.

Des coulées ultramafiques massives, sans spinifex, sont également omniprésentes dans la région. D'une puissance de l'ordre du mètre à plusieurs dizaines de mètres, ces coulées possèdent, à la base et au sommet, une zone de trempe fracturée de quelques centimètres d'épaisseur.

Les coulées ultramafiques peuvent avoir une extension latérale qui dépasse les plus grandes aires d'affleurement, soit plusieurs centaines de mètres. Elles peuvent aussi se présenter sous une forme de lentilles ou de mégacoussins (Imreh, 1978); dans ce cas, l'extension latérale est réduite à quelques dizaines de mètres.

En lame mince, la texture en spinifex est la seule texture primaire généralement bien conservée. La minéralogie primaire, constituée de verre et de cristaux de pyroxène, d'olivine et de chromite (Viljoen et al., 1982), a été complètement oblitérée lors du métamorphisme. Une quantité appréciable (10 à 15%) de cristaux de magnétite baigne dans un enchevêtrement d'aiguilles d'amphiboles et de paillettes de chlorite, de talc et de serpentine, ce qui confère à la roche une texture feutrée (fig. 5). Les amphiboles que nous

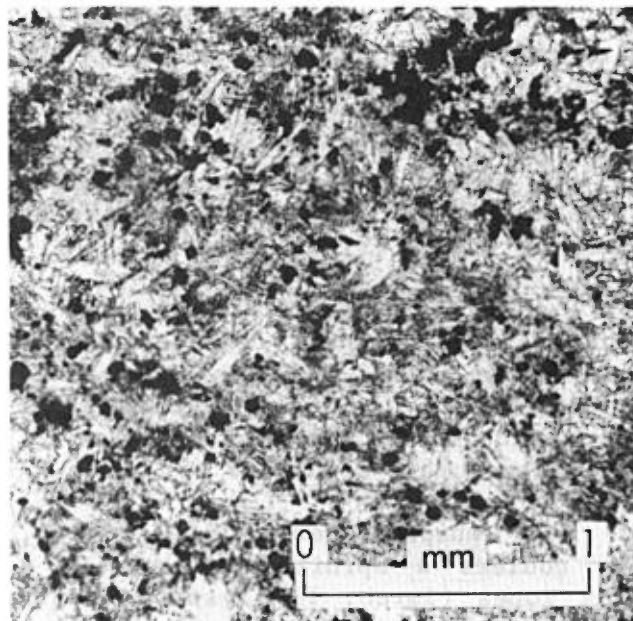


FIGURE 5 - Microphotographie de lave ultramafique massive. Canton de La Motte, rang VI, rive ouest de la rivière Harricana. Texture feutrée résultant de l'enchevêtrement d'aiguilles claires de cumingtonite dans une matrice de chlorite (gris moyen) et de magnétite (noir). Lumière naturelle.

avons observées sont, par ordre de fréquence, la hornblende, la cummingtonite, la trémolite et l'anthophyllite.

ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES À FELSIQUES

La surface des affleurements de roches volcaniques mafiques est de couleur beige à brunâtre, fréquemment teintée rouille; la cassure fraîche est vert foncé. La présence de coussins et de brèche de coulée est fréquente dans ces roches mais l'effet de la déformation rend difficile la détermination de la polarité. De fait, l'utilisation de pédoncules de coussins comme critère de polarité n'a été possible que dans le secteur de la mine Marbridge. L'échantillon mégascopique révèle des aiguilles d'amphibole, des phénocristaux de feldspath et des traces d'épidote.

En lame mince, les nombreuses aiguilles de hornblende, accompagnées de cristaux xénomorphes de plagioclase et de quartz, donnent une texture feutrée à la roche. Cependant, une texture nématoblastique peut résulter de l'orientation préférentielle des cristaux prismatiques de hornblende. Des cristaux d'épidote, de chlorite, de magnétite et de pyrite complètent la minéralogie des roches mafiques. Des grenats poeciloblastiques ont fréquemment été observés dans les roches mafiques grenues de la moitié nord de la carte (fig. 2).

On trouve, particulièrement près des zones minéralisées d'Attaman et de la mine Marbridge, de minces bandes litées (de l'ordre de quelques centimètres) de roches aphanitiques très riches en silice, que nous interprétons comme étant d'origine volcanoclastique. Ces tufs, blanchâtres en surface altérée et grisâtres en surface fraîche, sont situés au sommet des unités volcaniques mafiques. En lame mince, ils

sont composés de 90% de quartz à extinction ondulante et de 10% de muscovite et montrent une forte recristallisation.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Ces roches, constituées de pélites, siltstones, grès et conglomérats, ont une surface d'affleurement de couleur beige et une surface fraîche généralement grisâtre. La trace du litage est généralement conservée mais les structures sédimentaires ont rarement pu être utilisées comme critères de polarité. L'examen de lame minces orientées nous a toutefois permis de reconnaître des siltstones granoclassés surmontés de niveaux pélitiques (fig. 6) et, ainsi, déterminer des polarités ponctuelles. Nous avons noté la présence de biotite, de quartz, de feldspath, de grenat, de staurotide et d'amphibole dans les échantillons mégascopiques.

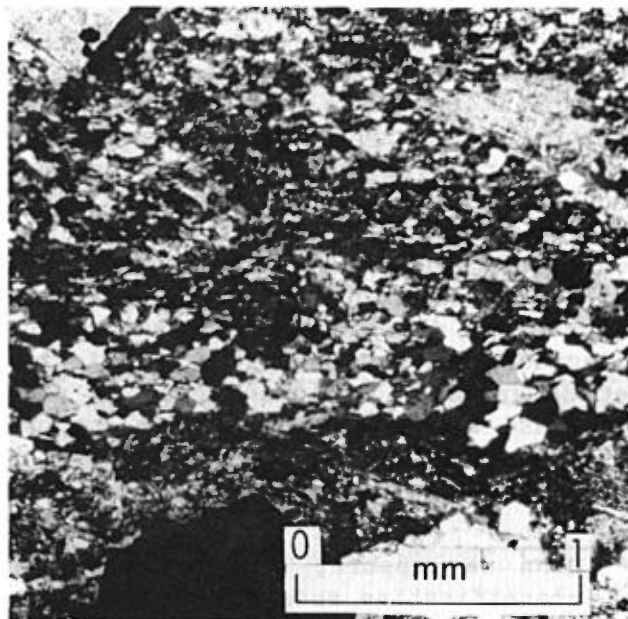


FIGURE 6 - Microphotographie d'un métasiltstone granoclassé. Canton de Preissac, rang VII. Les grains de quartz et de feldspath sont granoclassés vers le haut de la photographie. Lumière polarisée.

En lame mince, les grains de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase représentent environ 60% de la minéralogie. La matrice a été remplacée par des paillettes de muscovite, de biotite et de chlorite et par des aiguilles de hornblende. Une fréquente orientation préférentielle de ces minéraux confère à la roche une texture lépidoblastique à nématoblastique. Des grains d'épidote, de sphène, d'apatite, de zircon et de tourmaline, ainsi que des traces de pyrite, de magnétite et de calcite, constituent généralement la fraction accessoire de la minéralogie. Nous avons relevé la présence de porphyroblastes de grenat, de staurotide, d'andalousite et de cordiérite. Ces minéraux sont généralement xénomorphes et poeciloblastiques. Le grenat, la staurotide et l'andalousite sont omniprésents tandis que la cordiérite semble être confinée au voisinage des batholites.

ROCHES INTRUSIVES TARDIVES

La région cartographiée est coïncée entre les batholites de Preissac à l'ouest, La Motte au nord et Lacorne à l'est. Ces masses intrusives non déformées sont de composition monzonitique à granodioritique*. Elles ont une surface altérée blanchâtre et une surface fraîche grisâtre. L'échantillon mégascopique révèle la présence de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de muscovite, de biotite et de grenat. En lame mince, la plagioclase a une légère tendance porphyrique et le quartz et les feldspaths potassiques occupent les interstices

* Dans ce rapport, nous utilisons la classification modale des roches intrusives de Streckeisen (1976). Les proportions relatives de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz furent déterminées à l'aide de colorations au cobaltinitrite de sodium.

entre les grains subautomorphes de plagioclase. La muscovite, la hornblende verte, la biotite (souvent chloritisée) et, accessoirement, l'épidote, l'apatite, le zircon et le grenat complètent la minéralogie de ces roches.

Des pegmatites à quartz, feldspath potassique et muscovite ont recoupé ces roches intrusives tardives.

La partie ouest du batholite de Lacorne recoupe des masses dioritique et syénitique qui apparaissent dans la moitié est de la carte (fig. 2). La syénite est blanchâtre en surface altérée et grisâtre en surface fraîche. La diorite est gris-vert en surfaces fraîche et altérée. Sur le terrain, nous avons observé la présence de plagioclase, de biotite et d'amphibole verte dans la diorite et de plagioclase, de feldspath potassique et d'amphibole verte dans la syénite.

En lame mince, la diorite est composée de phénocristaux subautomorphes de plagioclase accompagnés de grains xénomorphes et interstitiels de quartz et de feldspath potassique. La syénite contient des phénocristaux subautomorphes de feldspath potassique enchâssés dans une matrice grenue composée de grains xénomorphes de quartz et de plagioclase et de cristaux trapus d'augite. La syénite et la diorite contiennent aussi de la biotite et de la hornblende verte et, accessoirement, de l'épidote, de l'apatite et du sphène.

Les principales caractéristiques microtexturales des roches intrusives tardives sont les suivantes:

- Les feldspaths sont peu altérés;
- Ni le quartz ni les feldspaths ne montrent d'extinction ondulante;
- Les contacts entre les grains de quartz et de feldspath sont courbes à faiblement lobés;

. La foliation est faible ou inexistante.

Nous n'avons visité que quelques affleurements de roches intrusives tardives et celles-ci nous sont apparues massives. De fait, nous avons si peu de mesures de foliation qu'il nous est impossible de faire une analyse cohérente de ce sujet. Leduc (1980) et Dawson (1966) ont noté la présence d'une foliation périphérique parallèle aux limites des batholites de La Motte et de Lacorne et parallèle au litage des roches encaissantes. Cependant, ces auteurs ont mis en évidence une attitude anarchique des plans de foliation dans le batholite de Preissac.

GRANODIORITE 1D1

Parmi les roches intrusives tardives rattachées aux batholites, nous individualisons une granodiorite 1D1, dont la mise en place est antérieure aux épisodes de déformation. Cette granodiorite, présente dans la demie nord de la région cartographiée, est généralement de couleur blanche en surface altérée et gris pâle en surface fraîche. L'échantillon mégascopique révèle la présence de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, d'amphibole verte et de traces de chlorite.

Une fréquente orientation préférentielle des minéraux micacés et aciculaires et des grains de quartz et de feldspath définit une foliation S_1 (fig. 7), parallèle au clivage précoce (S_1) des roches encaissantes (voir le chapitre sur la géologie structurale). En quelques endroits, cette foliation S_1 recoupe, plisse et déplace des veines de quartz recoupant la granodiorite. Nous avons noté quelques sites où S_1 est affectée par des "kink bands" reliés à la troisième phase de déformation observée dans les roches encaissantes.



FIGURE 7 - Photographie d'une granodiorite 1D1 foliée. Surface horizontale. Canton de La Motte, route de rang V-VI. La foliation est très forte dans la granodiorite 1D1 à grain fin et peu apparente dans la granodiorite 1D1 grenue.

A l'aide des lames minces et de la coloration des feldspaths potassiques, nous avons estimé la proportion du quartz, des plagioclases et des feldspaths potassiques. Pour la majorité des échantillons prélevés, le quartz constitue 20 à 30% du volume de la roche et les plagioclases représentent 70 à 80% du volume occupé par les feldspaths. Ces roches se classent donc dans le champ des granodiorites de Streckeisen (1976). Cependant quelques échantillons se révèlent être des monzodiorites quartzifères, des monzodiorites et des granites mais leur composition est très voisine de celle des granodiorites. De la biotite (souvent chloritisée) et/ou de la hornblende complètent la minéralogie, avec de la muscovite, de l'épidote, de l'apatite, du sphène et du zircon comme accessoires.

En lame mince, nous avons noté les caractères distinctifs suivants:

- Les feldspaths sont fréquemment altérés en damourite, épidote et/ou calcite;
- Le quartz recristallise fréquemment aux dépens des feldspaths;
- Les contacts entre les grains de quartz et de feldspaths sont soit fortement lobés à engrenés (fig. 8), soit droits et se rencontrant à 120° , produisant alors une texture granoblastique;
- La foliation S_1 est fréquente et bien développée. Elle correspond à l'orientation préférentielle des micas et des amphiboles et, parfois, du quartz et des feldspaths;
- Le quartz, souvent polycristallin,

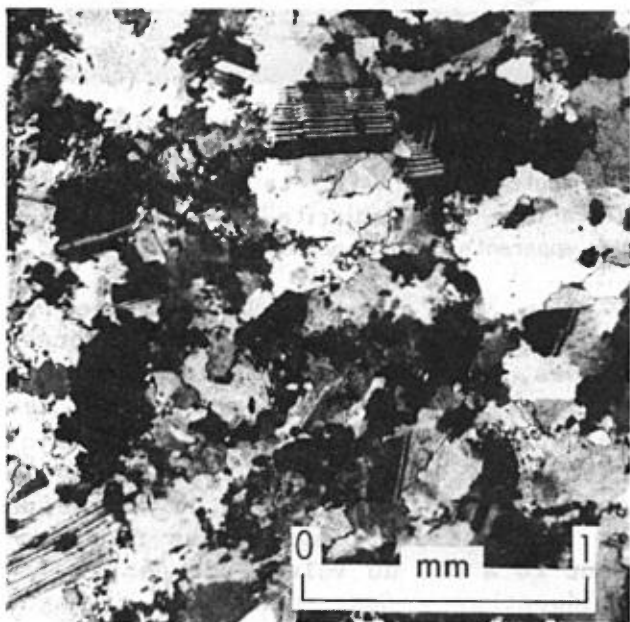


FIGURE 8 - Microphotographie d'une granodiorite 1D1 à texture engrenée. Canton de La Motte, rang V, rivière Harricana. A noter les microplans de cisaillement qui décrochent des cristaux maclés de plagioclase. Lumière polarisée.

montre fréquemment une extinction ondulante.

La granodiorite 1D1 se présente en trois masses distinctes (fig. 2). La masse méridionale est en forme de pointe de flèche dirigée vers l'ouest. D'une puissance d'environ 2,5 km, elle bute au SW contre une faille et est recoupée au SE par une diorite tardive. Au nord, elle est en contact paraconcordant avec les roches ultramafiques encaissantes. Les deux autres masses, au nord de la première, forment un filon-couche central et un filon-couche septentrional; les deux ont une puissance de 300 à 500 m. Le filon-couche septentrional s'amincit à ses deux extrémités; sa longueur est de 5 à 6 km. Le filon central s'amincit vers l'est et disparaît, comme l'autre, au voisinage de la rivière Harricana; il se prolonge cependant à l'ouest du territoire que nous avons cartographié, ce qui lui donne une longueur minimale d'environ 10 km.

Les observations mégascopiques et microscopiques sur la granodiorite 1D1 suggèrent que la mise en place de celle-ci est antérieure aux épisodes de déformation. Elle pourrait constituer une phase précoce du magmatisme ayant généré les batholites ou résulter d'un événement magmatique pré-tectonique indépendant. Des analyses chimiques seront effectuées sur les roches intrusives de la région afin de préciser leurs relations et leur évolution magmatique. Les résultats paraîtront dans notre rapport final.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Toutes les roches de notre région, à l'exception des roches intrusives tardives, ont connu trois phases de déformation. La première (D_1) a généré

des plis (P_1) serrés, auxquels est associé un clivage de surface axiale (S_1). Cette surface, qui se traduit par un plan de débit d'espacement mil-



FIGURE 9 - Photographie d'une lave mafique amygdalaire montrant le recoupement des clivages S_1 et S_2 . Surface horizontale. Secteur de la mine Marbridge. La surface d'aplatissement S_1 est crénelée par le clivage S_2 dont la trace est parallèle au crayon.

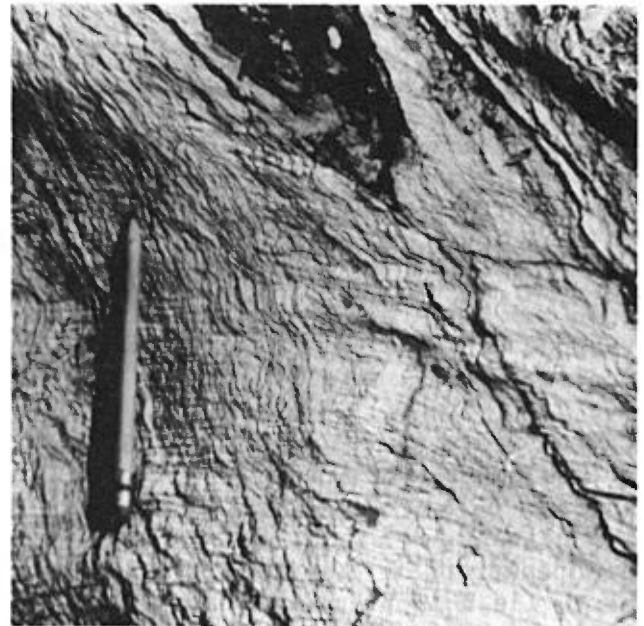


FIGURE 10 - Photographie de lave ultramafique à spinifex montrant le recoupement des clivages S_1 et S_2 . Coupe inclinée à 30° . Secteur de la mine Marbridge. Les spinifex sont aplatis dans la surface S_1 (trace parallèle au crayon), laquelle est crénelée par S_2 (trace perpendiculaire au crayon).

limétrique contenant les minéraux mica-cés et aciculaires, correspond aussi au plan d'aplatissement contenant des structures primaires écrasées. La déformation S_1 correspond ainsi à l'aplatissement des coussins ou des amygdales (fig. 9) dans des laves mafiques, des spinifex dans des laves ultramafiques (fig. 10) et des fragments dans des brèches et conglomérats. Elle est généralement subparallèle au litage (S_0).

Une deuxième phase de déformation (D_2) a produit des plis (P_2) asymétriques dextres, généralement ouverts, qui se sont superposés sur les structures antérieures (S_0 , S_1 et P_1). Un clivage de surface axiale (S_2), de direction E-W et à pendage subvertical, est associé aux plis P_2 . Il correspond généralement à un clivage de crénelure, d'espacement millimétrique, superposé sur la surface S_1 (fig. 10).

Une déformation tardive (D_3) s'est manifestée par le développement de plans conjugués de "kink bands", dont les surfaces axiales (S_3) ont des directions générales NE et NW et des pendages subverticaux. En plusieurs endroits, D_3 s'est plutôt manifestée sous formes de clivage de crénelure ou de plans mineurs de cisaillement. Ces surfaces ont cependant les mêmes attitudes générales que les surfaces axiales des "kink bands".

En se basant sur les structures antérieures à D_2 (S_0 , S_1 et P_1), on distingue deux domaines structuraux. Un premier domaine, que nous nommons **homocline nord** puisqu'il correspond à une séquence homoclinale dont la polarité fait toujours face au nord, se trouve dans la partie nord de la carte. Un deuxième domaine, que nous nommons **bloc central**, se

trouve au sud du premier; les structures générées par D_1 y sont mieux développées. Chaque domaine étant distinct, nous décrivons séparément leurs caractéristiques structurales.

HOMOCLINE NORD

L'homocline nord est caractérisé par un grain structural E-W correspondant à la direction générale de toutes les surfaces (S_0 , S_1 et S_2), sauf dans le secteur NE de la carte. Les surfaces S_0 et S_1 sont généralement inclinées au sud et la surface S_2 est à pendage subvertical. Le clivage S_1 est omniprésent mais peu pénétratif. Le degré d'aplatissement, lié à la première phase de déformation, est faible. Le clivage S_2 est observé dans tous les secteurs de l'homocline mais, à l'intérieur de chacun d'eux, il est limité à environ 5 à 10% des aires d'affleurements. La même observation s'applique à la surface S_3 .

Aucun pli majeur de première phase n'a été observé ou interprété dans l'homocline nord. Celui-ci peut cependant être considéré comme un flanc de pli P_1 dont l'amplitude dépasse largement la puissance (environ 5 km au nord du village de La Motte) de l'homocline, l'amplitude étant mesurée entre les surfaces axiales successives d'un antiforme et d'un synforme.

Nous avons relevé plusieurs plis parasites asymétriques de première et, surtout, de deuxième phase; ils sont à fort plongement et varient en amplitude entre quelques centimètres et une dizaine de mètres. Nous avons aussi identifié deux plis majeurs de deuxième phase dans le secteur NE de la carte (fig. 2). Ces plis, superposés sur les surfaces S_0 et S_1 , correspondent à la succession d'un antiforme et d'un synforme plongeant fortement vers l'ouest; ils définissent ainsi un pli

asymétrique dextre de 500 à 600 m d'amplitude.

BLOC CENTRAL

Ce domaine est caractérisé par un grain structural NW produit par des plis P_1 serrés, généralement déversés vers le SW. Ces plis ont pu être tracés à l'intérieur de toutes les aires d'affleurement importantes du bloc central. Un clivage S_1 de surface axiale leur est associé. Ce clivage, très pénétratif, est omniprésent dans le bloc.

Les structures antérieures à D_2 sont replissées par des plis P_2 d'asymétrie dextre. En conséquence de la superposition des plis P_1 et P_2 , les sommets stratigraphiques s'inversent constamment à l'intérieur du bloc central (fig. 2). Les plis P_2 sont associés à un clivage (S_2) de surface axiale, lequel est particulièrement bien exprimé dans leurs flancs courts.

La région comprend de nombreux plis parasites (fig. 11) générés par D_2 et congruents avec les charnières principales des plis P_2 . Des plis parasites congruents avec les charnières principales de P_1 sont spécifiques au secteur de la mine Marbridge.

La géométrie structurale dans le secteur de la mine Marbridge et dans celui immédiatement à l'ouest de la mine est un reflet fidèle des éléments du bloc central. Comme nous y avons récolté un plus grand nombre de données structurales, nous les décrivons de façon plus détaillée.

Dans ces secteurs, l'analyse structurale par projections stéréographiques est en parfait accord avec l'image structurale projetée sur la carte (fig. 2) pour tout le bloc central.

Les lithologies qui affleurent à environ 500 m à l'ouest du puits no 1

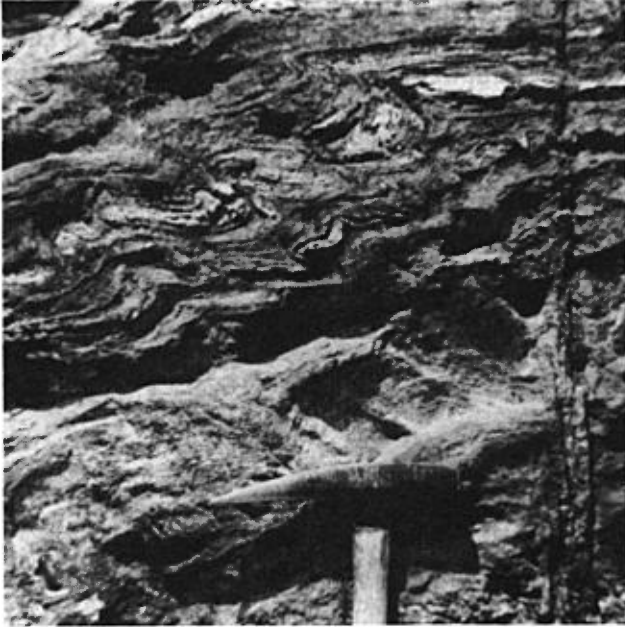


FIGURE 11 - Photographie de volcanoclastites affectées par des plis parasites senestres de deuxième phase. Surface horizontale. Secteur de la mine Marbridge.

de la mine Marbridge (fig. 12) ont été plissées en anticlinal (au SW) et synclinal (au NE), déversés vers le SW, par la première phase de déformation (D_1). Le litage et les structures générées par D_1 ont été replissées en antiforme (au nord) et synforme (au sud), qui définissent un pli asymétrique de deuxième phase plongeant vers l'est. Les pôles des surfaces S_0 et S_1 mesurées dans ce secteur définissent des ceintures presque identiques. Les pôles de ces ceintures sont contenus dans le plan S_2 moyen (fig. 12) et ils correspondent, respectivement, aux maxima obtenus pour les données L_2^0 et L_2^1 . Du fait du parallélisme des surfaces S_0 et S_1 , nous n'avons aucune mesure de linéation L_1^0 et nous ne pouvons donc en faire l'analyse.

A l'est, le secteur de la mine Marbridge est pris dans un grand pli

asymétrique dextre de première phase (fig. 12) défini par la succession d'un anticlinal (au SW du puits no 1) et d'un synclinal (au NE du puits no 1) déversés vers le SW. Un antiforme (au nord) et un synforme (au sud) de deuxième phase plongent vers l'est et définissent un grand pli asymétrique dextre qui se superpose sur toutes les structures antérieures. Les pôles des surfaces S_0 et S_1 mesurées dans ce secteur définissent deux ceintures parallèles dont les pôles sont contenus dans le plan S_2 moyen (fig. 12). Les pôles de ces ceintures correspondent assez bien aux maxima obtenus pour les mesures de linéations L_2^0 et L_2^1 ; ils sont également contenus dans le plan S_2 moyen (fig. 12).

Les linéations L_1^0 (fig. 12) plongent toujours à l'est mais, à l'intérieur de ce cadre, leur attitude est variable dans tout le secteur suite à la déformation D_2 . Cela est dû au fait que les plis P_1 sont toujours déversés dans le même sens (vers le SW) et que leurs deux flancs sont subparallèles. D'autre part, ces données structurales sont en accord avec le motif d'interférence de type crochet (Ramsay, 1967) qui apparaît sur la figure 12 et qui résulte de la superposition des plis P_1 et P_2 .

LIMITE ENTRE LE BLOC CENTRAL ET L'HOMOCLINE NORD

Les plis majeurs de première phase (P_1) n'ont été observés que dans le bloc central. Leur trace bute contre le contact entre l'homocline nord et le bloc central. Ainsi, dans le bloc central (fig. 2), le sens de la polarité est constamment inversé le long du contact, i.e. à chaque fois que l'on traverse la trace d'un pli de première phase. Par contre, dans l'homocline nord, le sens de la polarité est partout le même le long du contact. D'autre part, les unités lithologiques

de l'homocline nord, particulièrement la granodiorite 1D1, ne peuvent être suivies dans le bloc central; elles butent contre le contact (fig. 2).

Le contact entre le bloc central et l'homocline nord correspond donc à une discontinuité structurale et lithologique. Par ailleurs, il n'existe

te aucun niveau repère valable permettant d'établir une corrélation lithostratigraphique directe entre ces deux ensembles structuraux. Enfin, en se rapprochant du contact, les roches sont de plus en plus écrasées, cisailées et disloquées; le contact demeurant partout invisible, nous l'interprétons comme une zone de failles.

STRATIGRAPHIE

Les modèles stratigraphiques proposés par Latulippe (1976) et Imreh (1976) pour la région sont basés sur l'interprétation d'une relation de continuité stratigraphique entre l'homocline nord et le bloc central. Or, notre analyse structurale démontre qu'on ne peut établir aucune corrélation lithostratigraphique directe entre ces deux domaines structuraux. D'autre part, nous reconnaissons la similarité des laves ultramafiques dans les deux domaines. A noter cependant que les lithologies associées à ces laves sont distinctes d'un domaine à l'autre.

Dans l'homocline nord, des filons-couches de granodiorite 1D1 (intrusions pré-tectoniques) sont injectés dans un épais (plus de 500 m) niveau de laves ultramafiques surmontées d'une unité de laves mafiques. Ces roches sont coiffées par une unité sédimentaire, où nous n'avons trouvé aucun conglomérat.

Dans le bloc central, on note plusieurs niveaux de laves ultramafiques accompagnant plusieurs autres niveaux de laves mafiques, de volcanoclastites et de roches sédimentaires. Ces dernières se distinguent de celles qui coiffent l'homocline nord par la

présence de niveaux conglomératiques; par ailleurs, elles comprennent des bandes de volcanoclastites.

Le bloc central, selon Imreh (1976), correspondrait à la partie basale du flanc sud de l'anticlinal de La Motte-Vassan. Les résultats de notre analyse structurale ne concordent pas avec cette hypothèse. En effet, nous avons reconnu plusieurs plis majeurs de première phase situés sur le flanc sud de l'anticlinal de La Motte-Vassan (notre bloc central).

Pour les raisons invoquées plus haut et en conséquence de notre interprétation structurale, nous en arrivons aux conclusions suivantes:

- Une lithostratigraphie distincte doit être déterminée pour chaque domaine structural (i.e. homocline nord et bloc central);
- Aucune corrélation lithostratigraphique ne peut être démontrée entre les séquences lithostratigraphiques des deux domaines;
- La lithostratigraphie du bloc central doit être déterminée en tenant compte des effets de la première et de la deuxième phase de déformation.

MÉTAMORPHISME

Notre étude du métamorphisme n'étant basée que sur l'examen de lames minces, nous nous bornerons à décrire de façon générale les assemblages métamorphiques. L'image métamorphique sera précisée dans notre rapport final à l'aide d'analyses à la microsonde électronique. Nous avons observé les trois types d'assemblages de minéraux secondaires suivants:

- Une suite pélitique qui comprend des schistes à muscovite, biotite et/ou hornblende contenant aussi du quartz, du plagioclase et, dans plusieurs cas, du grenat, de la chlorite, de la staurotide et de l'andalousite. Nous avons également noté de la cordiérite dans les roches métasédimentaires de l'homocline nord. Filion (1978) avait déjà observé de la sillimanite dans des schistes d'origine sédimentaire du secteur de la mine Marbridge.
- Une suite mafique correspondant à des laves basaltiques contenant de la hornblende, du plagioclase, de l'épidote et, dans certains cas, du grenat, de la cummingtonite et du quartz. A l'aide d'analyses à la microsonde électronique, Filion (1978) a établi la calcicité du plagioclase à An_{35} dans le secteur de la mine Marbridge. Ces analyses confirment notre estimé fait au microscope polarisant, à l'aide des méthodes de la double macle et de Michel-Levy (Roubault, 1963)
- Une suite magnésienne qui correspond à des roches ultramafiques dont la minéralogie est constituée de serpentine, de chlorite, de cummingtonite, de hornblende et de trémolite, parfois accompagnées de talc, d'anthophyllite et de carbonates. Dans le secteur de la mine Marbridge, Filion (1978) a également observé de la

forstérite et de l'enstatite métamorphiques dans ces roches.

Leduc (1980) et Dawson (1966) ont noté que les roches volcano-sédimentaires étaient métamorphisées au faciès amphibolite en bordure des batholites. Les paragenèses observées par Filion (1978) dans le secteur de la mine Marbridge sont typiques du faciès amphibolite pour les roches mafiques et sédimentaires, plus précisément du sous-faciès sillimanite-muscovite-staurotide-biotite pour les secondes. Dans le cas des roches ultramafiques, Filion (1978) note qu'elles sont en partie au faciès amphibolite et en partie rétrogradées au faciès des schistes verts.

Notre examen pétrographique n'étant pas complété et ne couvrant pas tous les secteurs de la carte, nous nous limitons à quelques conclusions sommaires. Dans les roches sédimentaires, la présence de la muscovite avec la cordiérite (sans grenat) ou la staurotide (sans chloritoïde, avec ou sans grenat) est indicatrice d'un degré moyen de métamorphisme ("medium grade" de Winkler, 1976) ou du faciès amphibolite à almandin (Winkler, 1965). C'est le cas de toutes les roches pélitiques de la région.

Dans les roches mafiques, la coexistence de la hornblende verte (fortement pléochroïque et biréfringente) avec de l'andésine ou de l'oligoclase et de l'épidote, accompagnés ou non de grenat et de cummingtonite, est typique du faciès amphibolite (Winkler, 1976). Nous avons noté ces paragenèses dans toute la région cartographiée.

Les roches ultramafiques contenant de la hornblende, de la cummingtonite ou de l'anthophyllite sont con-

sidérées comme appartenant au faciès amphibolite (Winkler, 1965). La hornblende et la cummingtonite sont visibles dans les ultramafites de tous les secteurs. Cependant, ces minéraux sont localement absents des paragenèses composées de serpentine, de trémolite, de talc et de carbonates, assemblages représentatifs du faciès des schistes verts. Cette anomalie peut être le résultat d'une rétrogradation des amphibolites au faciès des schistes verts. Pour le secteur de la mine Marbridge, Filion (1978) explique une telle anomalie par une reserparentinisation des ultramafites amphibolitiques, phénomène qui pourrait se produire pendant la baisse de température accompagnant le métamorphisme prograde (faciès amphibolite).

lite). Cette baisse est causée par le retrait de la phase fluide riche en CO₂ et ne laisse présente que la phase riche en H₂O. Il est à noter que les roches volcaniques mafiques et sédimentaires de ces zones anormales sont partout au faciès amphibolite.

D'autre part, la biotite des roches volcano-sédimentaires est fréquemment altérée en chlorite, ce qui témoigne également d'une phase rétrograde de métamorphisme. Nos observations suggèrent donc que les roches volcano-sédimentaires de la région ont été métamorphosées au faciès amphibolite, avec rétrogradation d'une partie des ultramafites au faciès des schistes verts.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Notre attention s'est jusqu'à présent portée sur l'analyse structurale et nous n'avons pas encore en main d'analyses des éléments mineurs pour les zones d'intérêt économique; cette lacune sera comblée dans notre rapport final. Malgré tout, nous croyons utile de relever quelques indices minéralisés impliqués dans notre interprétation structurale.

A l'intérieur de l'homocline nord, une zone minéralisée en pyrite-pyrrhotine (accessoirement en chalcopyrite) se présente le long du contact entre les laves mafiques et les roches sédimentaires. Cette zone, d'une épaisseur de 1 à 3 m, persiste partout où le contact affleure. Dans le coin NE de la carte (fig. 2), cet horizon minéralisé est plissé en antiforme et synforme plongeant fortement vers l'ouest.

Nous avons relevé la présence de pyrite et d'arsénopyrite disséminées dans des veinules de carbonates injectées

dans la granodiorite 1D1 à la pointe sud de la péninsule sur la rive occidentale de la rivière Harricana (à la limite entre les rangs V et VI du canton de La Motte). L'analyse structurale nous a conduit à interpréter les masses de granodiorite 1D1 comme précoces relativement aux phases de déformation souple. Ces masses de roches compétentes ont eu tendance à se fracturer lors des déformations postérieures à leur mise en place dans les laves ultramafiques. Elles ont donc pu être envahies par des solutions hydrothermales porteuses de substances métalliques comme la pyrite et l'arsénopyrite.

Dans le bloc central, les minéralisations importantes consistent en des gisements stratiformes de nickel associés aux laves ultramafiques. Parmi eux se trouvent la mine Marbridge et la zone Attaman. La mine Marbridge, exploitée entre 1962 et 1968, a fourni 774 227 tonnes de minerai à 2,28% Ni (Imreh, 1974). La mine Marbridge et la zone Attaman ont été interprétées comme

deux niveaux stratigraphiques distincts (Imreh, 1974) mais nous croyons qu'ils occupent un même niveau stratigraphique plissé sous le coup de deux phases

majeures de déformation (D_1 et D_2). Conséquemment, ce niveau minéralisé se répète autant de fois qu'il y a de flancs de plis (P_1 et P_2).

CONCLUSIONS

L'analyse structurale permet de distinguer, à l'intérieur des roches volcano-sédimentaires de la région de La Motte, deux ensembles structuraux distincts séparés par une faille: l'homocline nord dans la partie nord de la région et le bloc central dans la partie sud. L'homocline nord correspond à une séquence stratigraphique dont la polarité fait face au nord. Le grain structural, de direction E-W, résulte de la superposition de deux phases majeures de déformation. Une première phase (D_1) a généré un clivage d'espacement millimétrique (S_1), lequel a été recoupé par un clivage de crénelure (S_2) produit par une deuxième phase (D_2). De direction E-W et à pendage subvertical, la surface S_2 est localement axiale à des plis asymétriques à plongement prononcé.

Le bloc central présente un grain structural orienté NW-SE. Ce grain résulte d'une première phase de déformation (D_1) qui a généré un clivage pénétratif (S_1), axial à des plis (P_1) serrés et généralement déversés vers le SW. Une deuxième phase

de déformation (D_2) a développé des plis (P_2), généralement ouverts et d'asymétrie dextre, associés à un clivage de crénelure (S_2) axial aux P_2 . La surface S_2 a une direction E-W et un pendage subvertical. Dans le bloc central, la superposition des deux phases de plissement (D_1 et D_2) est responsable de nombreuses inversions de polarité de la séquence stratigraphique.

A l'intérieur du bloc central et de l'homocline nord, une troisième phase de déformation a produit un système conjugué de "kink bands" dont les surfaces axiales sont subverticales et orientées NW et NE.

Aucune corrélation lithostratigraphique directe ne peut être démontrée entre les séquences respectives de l'homocline nord et du bloc central.

Dans les roches volcaniques, des minéralisations stratiformes de Ni, Fe et Cu ont été plissées de façon complexe suite aux deux principales phases de déformation (D_1 et D_2).

RÉFÉRENCES

L'astérisque à la suite d'un millésime de publication signale l'existence d'une traduction en français ou en anglais.

BRETT, P.R. - JONES, R.E. - LEUNER, W.R. - LATULIPPE, M., 1976* - **Canton de La Motte**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-160; 151 pages.

C.G.C., 1951* - **Carte aéromagnétique**. Commission géologique du Canada; feuille 32D/8, La Motte, 1:63360.

DAWSON, K.R., 1966* - **A comprehensive study of the Preissac-Lacorne batholith, Abitibi county, Québec.** Commission géologique du Canada; bulletin 142; 76 pages.

FILION, G., 1978 - **Le contexte géologique des gisements volcanogènes de Marbridge, La Motte, Abitibi.** Université de Montréal; mémoire de M.Sc. A.; 271 pages.

IMREH, L., 1974 - **Le sillon serpentinitique de La Motte, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-215.

1976 - Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val-d'Or et son incidence géologique. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-349; 73 pages.

1978 - Album photographique de coulées méta-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de La Motte-Vassan/Photographic album of submarine Archean meta-ultramafic flows in the La Motte-Vassan belt. Ministère des Richesses naturelles, Québec; V-6; 131 pages.

1979 - Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val-d'Or-Amos. Réunion annuelle du GAC-MAC, Québec; livret-guide A-4; 40 pages.

JAMES, W.F. - MAWDSLEY, J.B., 1925* - **Région de La Motte et de Fournière, comté d'Abitibi, Québec.** Commission géologique du Canada; rapport sommaire, partie C, pages 37-66.

JOLLY, W.T., 1978 - **Metamorphic history of the Archean Abitibi belt.** Commission géologique du Canada, étude 78-10, pages 63-77.

LATULIPPE, M., 1976 - **Val-d'Or - Malartic; excursion géologique.** Minis-

tère des Richesses naturelles, Québec; DP-367; 124 pages.

LEDUC, M., 1980 - **Géologie et lithogéochimie des masses batholitiques de la région de Preissac.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-779; 151 pages.

M.E.R., 1979 - **Compilation géoscientifique, La Motte, 32D/8.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-630.

M.E.R., 1980 - **Levé EM hélicoptéré dans la région de Malartic.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-746 B et D.

NORMAN, G.W.H., 1944* - **Région de La Motte, comté d'Abitibi, Québec.** Commission géologique du Canada; étude 44-9; 15 pages.

PYKE, D.R. - NALDRETT, A.J. - ECKSTRAND, O.K., 1973 - **Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario.** Geological Society of America; Bulletin, volume 84, pages 955-978.

RAMSAY, J.G., 1967 - **Folding and fracturing of rocks.** McGraw-Hill; 568 pages.

ROUBAULT, M., 1963 - **Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.** Editions Lamarre-Poinat, Paris; 365 pages.

STOCKWELL, C.H., 1961 - **Structural provinces, orogenies and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield.** Commission géologique du Canada; étude 61-17, pages 108-118.

STRECKEISEN, A., 1976 - **To each plutonic rock its proper name.** Earth-Science Reviews; volume 12, pages 1-33.

VILJOEN, M.J. - VILJOEN, R.P., 1969 - **The geology and the geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onver-**

wacht Group and a proposed new class of igneous rock. Geological Society of South Africa; special publication 2, pages 55-85.

VILJOEN, M.J. - VILJOEN, R.P. - PEARTON, T.N., 1982 - The nature and distribution of Archean komatiite volcanics in South Africa. IN Komatiites (N.T. Arndt et E.G. Nisbet,

éditeurs), pages 53 à 79. George Allen & Unwin Ltd., Londres.

WINKLER, H.G.F., 1965 - La genèse des roches métamorphiques. Editions Ophrys, Paris; 187 pages.

WINKLER, H.G.F., 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag; 334 pages. Quatrième édition.

