

MB 90-01

GEOLOGIE DE LA REGION DE DU GUESCLIN - RAPPORT INTERIMAIRE -

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 



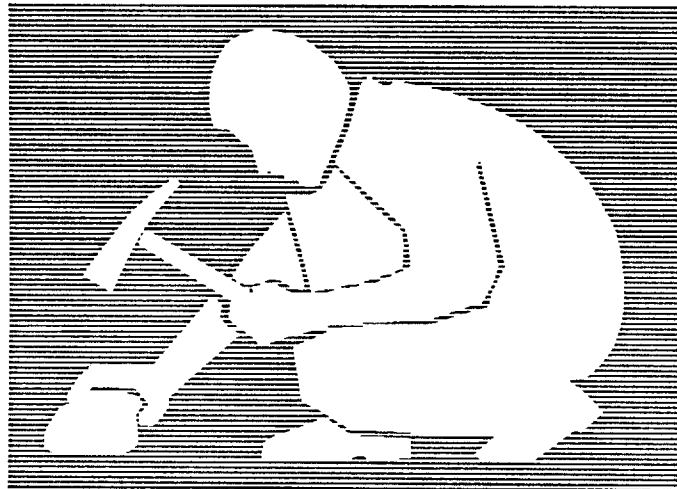
Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Géologie de la région de Du Guesclin

- Rapport intérimaire -

Larry Tait
Kamal N. M. Sharma

Edward H. Chown
Jean-Paul Barrette



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

Cette étude s'est effectuée en coopération avec l'Université du Québec à Chicoutimi

MB 90-01

1990

Résumé

La région cartographiée comprend le canton de Du Guesclin en entier et, en partie, les cantons de Guercheville, de Gradis et Drouet. Cette région se situe à une cinquantaine de kilomètres au sud-ouest de la ville de Chapais. Elle fait partie de la bande sud de la ceinture de Chibougamau-Matagami; la ceinture de roches vertes de Caopatina-Quévillon. Le secteur étudié englobe une structure synclinale et une structure anticlinale subparallèles d'orientation 090° à 100°. Le synclinal est constitué des séquences de roches volcano-sédimentaires des Formations d'Obatogamau et de Caopatina (Cimon, 1977; Sharma et al, 1987). Le coeur de l'anticlinal est occupé par le Pluton d'Opawica, un pluton tonalitique (syn-volcanique) d'âge pré-cinématique. Le synclinal est bordé, au nord-ouest par une zone de mylonite (la Faille de Guercheville), au sud par les gneiss du Complexe de Lapparent et au nord-est par le pluton syn-cinématique tonalitique de Rachel. Une faible épaisseur de basaltes sépare un deuxième pluton d'âge syn-cinématique, le Pluton de Lichen situé au sud du Pluton d'Opawica. Un niveau de basalte amphibolitisé et mylonitique d'un kilomètre de large (la Faille de Doda) se poursuit sur une longueur de plus de 25 km dans la partie sud du terrain. A la limite sud, on retrouve une étroite zone de gneiss tonalitique provenant probablement du socle et localisée entre le Pluton de Lichen au nord et le pluton syn-cinématique granodioritique de Father au sud. On retrouve également deux plutons syn-cinématiques monzodioritiques; le Pluton de Wachigabau à la limite ouest de la carte et le Pluton d'Aigle dans la partie sud-est du terrain. On a reconnu enfin, deux plutons granodioritiques post-cinématiques; le Pluton de La Ronde, au nord-ouest de la région, et celui de La Tour au centre du terrain étudié. Dans la partie centre-est du terrain les intrusions sont absentes et une épaisse séquence volcano-sédimentaire prédomine.

Les roches volcano-sédimentaires consistent principalement en coulées basaltiques massives et coussinées, parfois très riches en phénocristaux de plagioclases (jusqu'à 80% du volume de la roche) et en sédiments volcanogènes provenant de l'érosion du Complexe volcanique felsique Des Vents. Le petit complexe volcanique de Drouet (300 m d'épaisseur) composé de laves massives, de filons couches rhyodacitiques et de tonalite a été identifié à l'intérieur des basaltes et sédiments volcanogènes dans le nord-est de la région cartographiée.

La région étudiée est affectée par trois réseaux de failles, d'orientation EW (090° à 105°), NE-SW (045°) et NS (005°). Les failles d'orientation EW sont les plus intenses. Les failles d'orientation NS sont plutôt cassantes. Des dykes de diabase orientés entre 005° et 055° se trouvent dans le secteur ouest et nord-ouest du terrain.

Le principal type de minéralisation aurifère observé dans la région est représenté par des veines de quartz contenant des lentilles de sulfures dans les zones de cisaillement EW. Les échantillons de quartz, prélevés ont donné des teneurs économiques en or.

TABLE DE MATIERES

	page
Résumé	2
Chapitre I	INTRODUCTION
1.1 Buts de l'étude	8
1.2 Localisation et accès	8
1.3 Méthode de travail	8
1.4 Remerciements	8
1.5 Géologie générale	9
Chapitre II	STRATIGRAPHIE
2.1 Gneiss tonalitiques	11
2.2 Formation d'Obatogamau	14
2.2.1 Roches volcaniques mafiques effusives et intrusions cogénétiques	14
2.2.1.1 Coulées mafiques massives et coussinées	14
2.2.1.2 Volcaniclastites mafiques.	16
2.2.2 Roches volcaniques felsiques	16
2.2.2.1 Laves felsiques	16
2.3 Formation de Caopatina: les roches sédimentaires	19
2.3.1 Grauwackes et conglomérats	21
2.3.2 Siltstones, mudstones et argillites	22
2.4 Origine des roches volcano-sédimentaires au sein de la Formation d'Obatogamau	23
2.5 Géochimie des basaltes de la Formation d'Obatogamau	26
Chapitre III	ROCHES INTRUSIVES
3.1 Les intrusions pré-cinématiques	28
3.1.1 Les plutons d'Opawica et de Lichen	28
3.1.2 Les dykes associés au Pluton d'Opawica	33
3.2 Les intrusions syn-cinématiques	35
3.2.1 Le Pluton de Rachel	35
3.2.2 Les plutons de Wachigabau et d'Aigle	38
3.2.3 Le Pluton de Father	38
3.3 Les intrusions post-cinématiques	40
3.3.1 Le Pluton de la Ronde	40
3.3.2 Le Pluton de La Tour	40
3.4 Les dykes de diabase	45
Chapitre IV	GÉOLOGIE STRUCTURALE
4.1 Généralités	47
4.2 Les domaines structuraux	47
4.2.1 Domaine I	47
4.2.2 Domaine II	47
4.2.3 Domaine III	51
4.2.4 Domaine IV	52
4.2.5 Domaine V	52
4.2.6 Domaine VI	53
4.2.7 Domaine VII	53
4.3 Les failles et cisaillements	53

	4
4.3.1 Système EW à ESE	54
4.3.1.1 Faille de Guercheville	54
4.3.1.2 La Faille Doda	55
4.3.1.3 Les failles de Germain	55
4.3.2 Système NE	57
4.3.2.1 Faille de Françoise	57
4.3.2.2 Faille de Bras Coupé	57
4.3.3 Système NNE à NNW	58
4.3.3.1 Faille de Father	58
4.3.3.2 Faille de La Tour	58
Chapitre V	GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE
5.1 Indices d'Anctil	59
5.2 Indices d'Opawica	59
5.3 Indice Fenton	61
5.4 Faille de Guercheville	63
	 RÉFÉRENCES
	LISTE DES FIGURES
Figure 1; Synthèse des plutons du secteur de Du Guesclin	10
Figure 2; Photographie montrant des dykes d'amphibolite déformés dans les gneiss tonalitiques.	12
Figure 3; Photographie montrant des gneiss tonalitiques encaissés dans des tonalites syn-tectoniques, le tout recoupée par des dykes de granodiorite post-tectoniques.	12
Figure 4; Photographie montrant des gneiss du lac Father.	13
Figure 5; Photographie d'une coulée de basalte massif riche en phénocristaux de plagioclase de grande taille.	15
Figure 6; Photomicrographie d'une partie de la bordure d'un coussin qui présente une texture variolitique et des microlites de plagioclase (lumière transmise; nicol simple).	15
Figure 7; Photomicrographie montrant le basalte massif caractérisé par une texture microcristalline à microlites de plagioclase de forme squelettique (lumière transmise; nicol simple).	17
Figure 8; Photographie montrant une brèche sommitale composée des hyaloclastites et de nombreux phénocristaux de plagioclase isolés.	18
Figure 9; Photomicrographie d'une hyaloclastite montrant des phénocristaux de plagioclases isolés caractérisés par une altération concentrique en épidote (lumière transmise; nicol simple).	18

- Figure 10; Photomicrographie des rhyodacites massives microporphyriques en plagioclase et quartz (lumière transmise; nicols croisés). 20
- Figure 11; Photomicrographie des rhyodacites déformées à microphénocristaux de quartz montrent un coeur avec une extinction lamellaire entourée de quartz finement polygonisée (lumière transmise; nicols croisés). 20
- Figure 12; Photomicrographie des wackes feldspathiques peu triés (lumière transmise, nicols croisés). 22
- Figure 13; Photomicrographie des grauwackes montrant des grenats postérieurs à la schistosité, tel que démontré par la traînée des inclusions orientée parallèlement à la schistosité (lumière transmise; nicol simple). 22
- Figure 14; Photographie des conglomérats polymictes montrant des blocs de "QFP", de rhyodacite et de basalte dans une matrice quartzo-feldspathique. 24
- Figure 15; Photographie des turbidites. Les lits "A" montrent un granoclassement normal. 24
- Figure 16; Photomicrographie de turbidites montrent des lits silteux ("A") et argileux ("E"). Notez la schistosité à angle par rapport au litage (lumière transmise; nicol simple). 25
- Figure 17; Représentation schématique du milieu de sédimentation de la Formation de Coapatina. 25
- Figure 18; Les analyses des basaltes du secteur de Du Guesclin reportées sur les diagrammes de AFM, de Al_2O_3/MgO , de Fe_2O_3/TiO_2 et de Zr/TiO_2 . 27
- Figure 19; Photographie montrant la zone de contact entre le Pluton d'Opawica et les basaltes de la Formation d'Obatogamau. 29
- Figure 20; Photographie d'une tonalite du Pluton d'Opawica montrant la foliation magmatique soulignée par un niveau de biotite. La schistosité S_2 est indiquée par l'orientation du boussole. 29
- Figure 21; Photomicrographie des tonalites du Pluton d'Opawica montrant des zones étroites de mylonitisation (lumière transmise, nicols croisés). 31
- Figure 22; Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase présentant la macle de l'albite et une zonation oscillatoire (lumière transmise, nicols croisés). 31

- Figure 23; Photomicrographie des dykes de tonalite montrant un texture trachytoïdale (lumière transmise, nicols croisés). 34
- Figure 24; Photographie d'une tonalite mylonitisée du Pluton de Rachel contenant des enclaves du tonalite précoce. 36
- Figure 25; Photomicrographie des tonalites syn-tectoniques montrant une altération deutérique et le quartz polygonisé lumière transmise, nicols croisés). 36
- Figure 26; Photomicrographie des "monzodiorites" du Pluton de Wachigabau. La roche montre une forte altération en séricite et chlorite d'origine deutérique (lumière transmise, nicol simple). 39
- Figure 27; Photomicrographie montrant des granodiorites syn-tectoniques du Pluton de Father (lumière transmise, nicol simple). 39
- Figure 28; Photomicrographie d'une monzodiorite à quartz montrant une foliation magmatique, soulignée par l'orientation des phénocristaux de feldspaths potassiques (lumière transmise, nicols croisés). 43
- Figure 29; Photomicrographie d'une zone de trempe dans un dyke de diabase. Notez l'accroissement de la granulométrie de gauche à droite et l'orientation des phénocristaux de plagioclase parallèle au contact (lumière transmise, nicols croisés). 46
- Figure 30; Les limites des 7 domaines structuraux, la disposition de S_0 et les lithologies impliquées. 48
- Figure 31; Les limites des 7 domaines structuraux, la disposition de S_2 et les lithologies impliquées. 49
- Figure 32; Photographie montrant des basaltes amphibolitisés le long de la Faille de Doda avec des dykes de granodiorite parallèles à la déformation principale. 56
- Figure 33; Photomicrographie des mylonites montrant la quartz en rubans entourant des porphyroclastes de plagioclase (lumière transmise; nicols croisés). 56
- Figure 34; Localisation et contexte géologique des indices d'Anctil. 60
- Figure 35; Carte lithologique de l'indice de Fenton. 62
- Figure 36; Profils pétrographiques des altérations hydrothermales observées dans l'indice de Fenton. 62

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Analyses modales des tonalites pré-cinématiques	32
Tableau 2: Analyses modales des diorites à quartz et dykes de "QFP" dans les plutons pré-cinématiques.	37
Tableau 3: Analyses modales des plutons syn-cinématiques de Rachel, de Wachigabau, d'Aigle et de Father.	41
Tableau 4: Analyses modales des plutons post-cinématiques de La Ronde et de La Tour.	44
Tableau 5; Résumé des traits principaux des domaines structuraux.	50

ANNEXE

Annexe 1: Analyses des basaltes de la Formation d'Obatogamau	60
--	----

Chapitre I

INTRODUCTION

1.1 Buts de l'étude

Le projet de Du Guesclin, amorcé en 1986 constitue la poursuite du projet Eau Jaune réalisé en 1985 (Tait et al. 1986), et il a pour buts:

- l'étude des roches volcaniques et sédimentaires des Formations d' Obatogamau et de Coapatina;
- l'étude des granitoïdes et leurs relations avec les roches volcaniques et;
- l'évaluation du potentiel économique du secteur.

1.2 Localisation et accès

La région cartographiée comprend le canton de Du Guesclin en entier, et des parties des cantons de Guercheville, Gradis, et Drouet. La superficie totale représente l'équivalent de trois cantons, soit plus que 750 km². Cette région est couverte par les cartes topographiques 32 G/5, /6, /11, et /12 du découpage SNRC au 1:50 000.

La région est facilement accessible. Un bon réseau de routes forestières et de pistes de portage, des lacs, des rivières et une ligne de transmission électrique offrent d'excellents accès et a facilité l'achèvement des travaux de terrain.

1.3 Méthode de travail

Les travaux de cartographie ont été effectués à l'échelle de 1:20 000, selon des cheminements distants de 300 mètres. Ceux-ci ont été planifiés à partir des photos aériennes à l'échelle 1:15 000. Le rivage des lacs importants et des rivières ainsi que les coupes des routes et des chemins forestiers ont également été cartographiés.

1.4 Remerciements

Les géologues J.P. Barrette, Rachid Midra, Yvan Langlois et Louis Madore ainsi que les aides-géologues R. Tanguay (souvent comme géologue) C. Larouche, L. Marchildon, M. Lorrain, C. Aubry et G. Bouclin ont participé aux travaux de terrain. Norbert Tremblay et Denis Bouchard ont agité respectivement comme cuisinier et homme d'équipe. Tous les membres se sont convenablement acquittés de leurs tâches. J.P. Barrette a participé à l'analyse structurale et R. Tanguay a contribué aux travaux sur l'indice du Lac Fenton.

Nous sommes redevables aux Drs Gérard Woussen et Alain Simard pour les conseils concernant notre étude géochimique et à Claude Dallaire qui a réalisé les figures de ce rapport.

1.5 Géologie générale

La région étudiée a été cartographiée, en partie, par Déland (1954), Déland et Grenier (1959), Maybin (1974) et Remick (1956, 1957, et 1977). Des compilations géoscientifiques comprenant des levés magnétiques aéroportés, des levés E.M. INPUT et une compilation géologique couvrent entièrement le territoire étudié (M.E.R.Q. 1982, 1983).

Les roches volcaniques étudiées forment la bande sud de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami, et appartiennent à la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), qui constitue la partie inférieure du Groupe de Roy (Duquette, 1970). L'assemblage comporte principalement des laves massives, des laves coussinées, généralement porphyriques en plagioclase et des filons couches de gabbro. La Formation de Caopatina, composée de volcanoclastites felsiques, de turbidites, de grès et de conglomérats volcanogènes se trouve au nord-est, au coeur d'un synclinal majeur qui traverse toute la partie nord de la région.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par des intrusions tonalitiques, monzodioritiques et granodioritiques. Ces roches intrusives sont d'âge pré-, syn- et post-cinématiques. Une synthèse des plutons du secteur de Du Guesclin (Figure 1) montre la position et l'étendue des plutons.

Les gneiss tonalitiques du Complexe de Lapparent se trouvent dans le coin nord-ouest du canton de Guercheville. Nous retrouvons des gneiss similaires au nord-ouest du Lac Father sous forme d'enclaves (4 x 1.5 km) dans la granodiorite du Pluton de Father.

Deux plutons tonalitiques, Opawica et Lichen, de forme elliptique dont l'axe long est parallèle aux structures régionales, montrent un métamorphisme au faciès des schistes verts et sont probablement d'âge pré-cinématique. Le pluton de Lichen, nommé à l'ouest de notre région par Sharma et Lauzière (1983), s'étend à travers la région cartographiée. Les plutons de Germain et de Du Guesclin dans le rapport préliminaire (Tait et Chown, 1987) correspond au Pluton de Lichen.

Le pluton tonalitique de Rachel s'est mis en place entre le gneiss tonalitique de Lapparent et les formations volcaniques. Le pluton monzodioritique de Wachigabau s'est mis en place entre le Pluton pré-cinématique de Lichen et les roches volcaniques. Le Pluton d'Aigle s'est mis en place à la limite sud de la ceinture

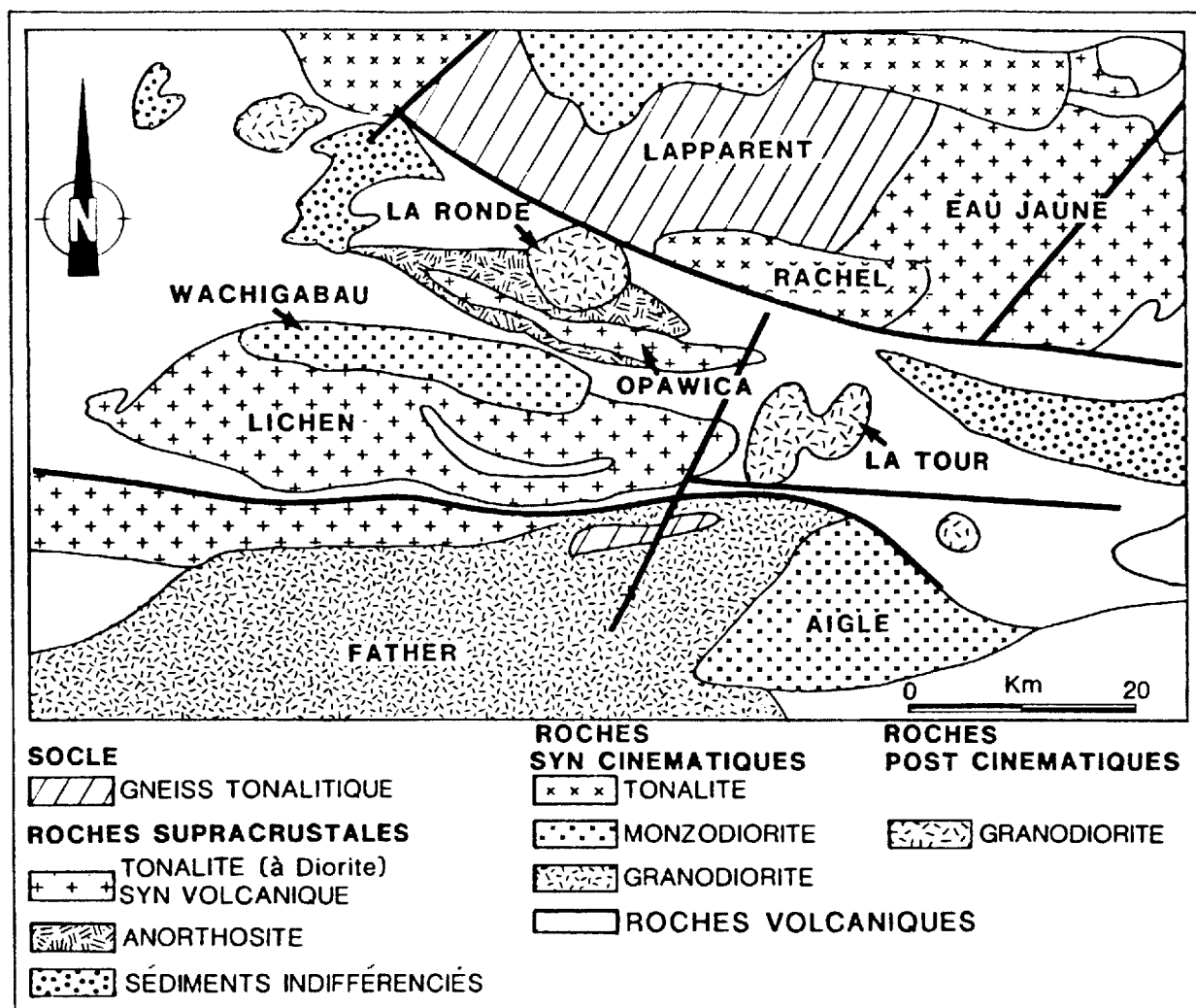


Figure 1; Synthèse des plutons du secteur de Du Guesclin

et est envahi par le Pluton de Father au sud. Ces trois plutons sont en contact avec des basaltes qui ont subi un métamorphisme de contact au faciès d'amphibolite et sont probablement syn-cinématiques. Le Pluton de Father est de composition granodioritique et possède une schistosité bien développée à travers toute sa masse. Il est classé provisoirement comme syn-à tardi-cinématique.

Les plutons de La Tour (Déland et Grenier, 1954) et de La Ronde (Maybin, 1974), respectivement de composition granodioritique et monzodioritique, sont post-cinématiques. Souvent, de minces nappes ("roof pendants") mafiques, séparent les diverses masses plutoniques.

Les contacts entre les roches volcaniques et les roches intrusives ont rarement été observés et plus souvent qu'autrement ont été tracés à partir de levés géophysiques (M.E.R.Q. 1982, 1983).

Chapitre II

STRATIGRAPHIE

2.1 Gneiss tonalitiques

Les roches les plus anciennes et les plus déformées de la région sont les gneiss tonalitiques du canton de Guercheville et du Lac Father. Ces roches, de granulométrie moyenne et de couleur pâle, ressemblent aux tonalites avoisinantes mais s'en distinguent par une déformation plus complexe. En effet elles sont rubanées, migmatisées et montrent des plissements serrés. Plusieurs dykes d'amphibolite recoupent des schistosités précoces et sont plissés en forme de "M" (Figure 2). Les tonalites pré-cinématiques du Pluton de Lichen et les granodiorites du pluton de Father recoupent les gneiss du Lac Father; l'ensemble est recoupé par des dykes de granodiorite post-tectoniques provenant du Pluton de La Tour (Figure 3). Ces gneiss sont identiques à ceux du Complexe de Lapparent (Racicot et al., 1984), qui sont en contact de faille avec les basaltes dans le canton de Guercheville. Ces gneiss sont des écailles tectoniques ("tectonic slices") ou des enclaves et ils appartiennent probablement à un complexe de granitoïdes formant le socle.

La composition des gneiss tonalitiques est identique aux tonalites de la région, mais ils possèdent une foliation beaucoup plus développée. La hornblende, généralement présente dans les tonalites, est absente dans les gneiss. La biotite est le minéral mafique prédominant dans les gneiss. La foliation est soulignée par la biotite, l'aplatissement des minéraux quartzo-feldspathiques et le quartz étiré en rubans (Figure 4). Par ordre d'importance et intimement associés à la biotite, on observe l'épidote, la muscovite, la chlorite, l'allanite et le sphène. Le degré de séricitisation des plagioclases est variable,



Figure 2; Photographie montrant des dykes d'amphibolite déformés dans les gneiss tonalitiques.

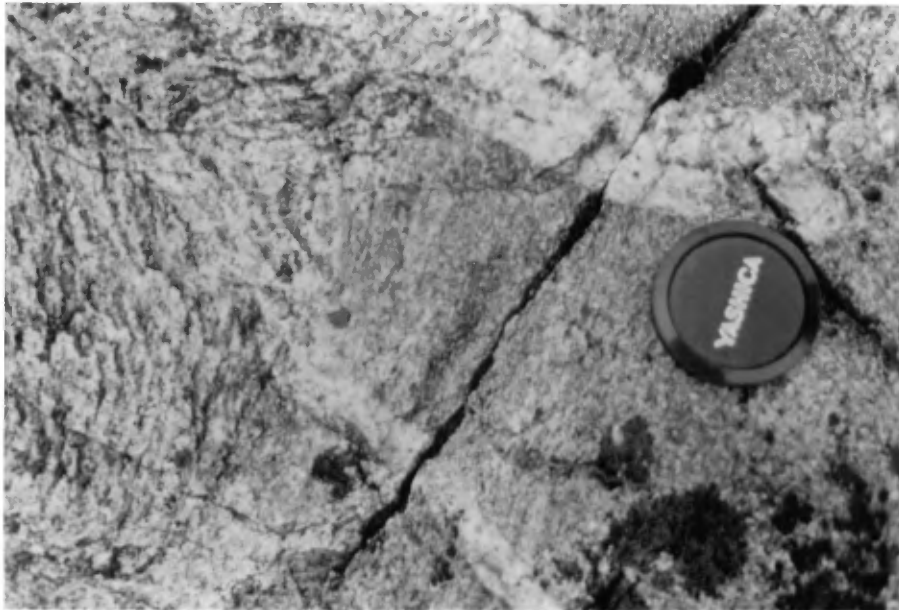


Figure 3; Photographie montrant des gneiss tonalitiques encaissés dans des tonalites syn-tectoniques, le tout recoupé par des dykes de granodiorite post-tectonique.



Figure 4; Photographie montrant des gneiss du lac Father.

mais généralement faible. Quelques grains de zircon sont présents et ces roches seront datées ultérieurement par la méthode $^{207}\text{Pb}/\text{U}$.

2.2 Formation d'Obatogamau

2.2.1 Roches volcaniques mafiques effusives et intrusions cogénétiques

2.2.1.1 Coulées mafiques massives et coussinées

Les basaltes de la Formation d'Obatogamau affleurent principalement dans les cantons de Guercheville, Gradis et Drouet. On les retrouve également en enclaves amphibolitisées dans les plutons de La Tour et Lichen et ils forment une étroite bande amphibolitisée dans la partie sud du terrain étudié. Les basaltes typiques du faciès massif, sont des roches à grain fins de couleur vert pâle à brunâtre en surface d'intempérie et de couleur vert à vert foncé en cassure fraîche.

Le faciès coussiné (avec des coussins de 40 cm de diamètre en moyenne) est généralement restreint au sommet des coulées. Des brèches de coussins et des hyaloclastites peuvent également être présentes.

Les phénocristaux blanchâtres de plagioclase, caractéristiques de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), varient en dimension de 0.1 à 15 mm et peuvent constituer jusqu'à 80% du volume total de la roche. Dans certaines coulées massives, ils atteignent 20 cm de diamètre. Les coulées fortement porphyriques (Figure 5) sont plus abondantes à l'ouest, près du Complexe d'Opawica (Maybin, 1974). Les filons-couches sont très semblables aux coulées massives et s'en distinguent difficilement. Ils contiennent couramment des phénocristaux mais la roche est beaucoup plus grenue que les basaltes. Par endroits les filons-couches montrent des phénocristaux partiellement résorbés.

Les basaltes sont métamorphisés au faciès des schistes verts, caractérisé par l'assemblage minéralogique actinote-chlorite-épidote-séricite.

Les bordures de trempe des coussins sont très minces (environ 0,5 cm d'épaisseur) et ont souvent une texture variolitique (Figure 6). Elles sont composées d'actinote, de chlorite, de clinozoïsite et de reliques de plagioclase séricitisé. Entre 0,5 cm et 1,5 cm de la bordure on retrouve une zone de tachylite altérée composée de saussurite, de chlorite, de reliques de microlites de plagioclase, de séricite, de carbonate, d'épidote, d'actinote, et de clinozoïsite.



Figure 5; Photographie d'une coulée de basalte massive riche en phénocristaux de plagioclase de grande taille.

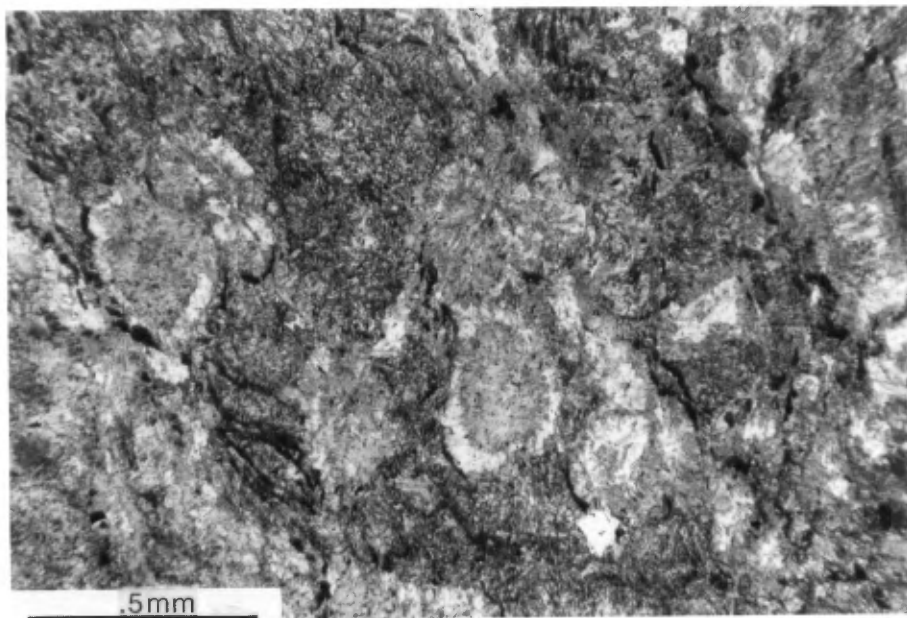


Figure 6; Photomicrographie d'une partie de la bordure d'un coussin qui présente une texture variolitique et des microlites de plagioclase (lumière transmise; nicol simple).

Les coulées massives et le centre des coussins sont caractérisés par une texture microcristalline à microlites de plagioclase, de forme squelettique ("swallow tails") (Figure 7), qui forment un enchevêtrement. Le premier 30 cm des bordures de coulées massives possède une granulométrie semblable à celle des centres de coussins. Le centre des coulées massives est finement à moyennement grenu et ne contient plus de microlites. Les phénocristaux de plagioclase (0,1 à 3 cm) dans les coulées porphyriques sont entièrement remplacés par des proportions égales de clinzoïsite, d'épidote et de chlorite.

Le basalte massif typique est composé d'épidote, de clinzoïsite, de chlorite, de reliques de phénocristaux de plagioclase, d'oxydes de fer, d'actinote et de séricite.

Les minéraux accessoires sont la magnétite, le sphène, et la pyrite.

2.2.1.2 Volcaniclastites mafiques

Les volcaniclastites mafiques sont composées de brèches de coussins, de teinte rouille, contenant de fragments de lave de tailles et de formes variables, des hyaloclastites en proportions variables et de nombreux phénocristaux de plagioclase isolés (Figure 8). Elles montrent un transport rapide et de courte durée.

Les hyaloclastites sont fortement recristallisées. Les échardes, de forme anguleuses, de taille moyenne de 0,05 mm, sont transformées en un agrégat d'actinote, d'épidote, de clinzoïsite, de chlorite et de carbonate. Des phénocristaux de plagioclase montrent une altération concentrique en épidote (Figure 9). La matrice est composée, par ordre d'importance, de quartz, d'épidote, de clinzoïsite et d'actinote.

Les niveaux grossiers sont composés de brèches de coussins métamorphisés au faciès des schistes verts. Leurs caractéristiques et assemblages métamorphiques sont semblables à ceux des hyaloclastites et des basaltes coussinés.

2.2.2 Roches volcaniques felsiques

2.2.2.1 Laves felsiques

Les volcanites felsiques, constituées de coulées massives de composition rhyodacitiques, sont abondantes dans le coeur du Synclinal de Druillettes, d'orientation ESE. Elles sont interstratifiées avec les basaltes de la Formation d'Obatogama. Un petit complexe felsique, le Complexe Drouet, a été identifié à l'est du terrain, dans le coeur du synclinal. Il consiste en

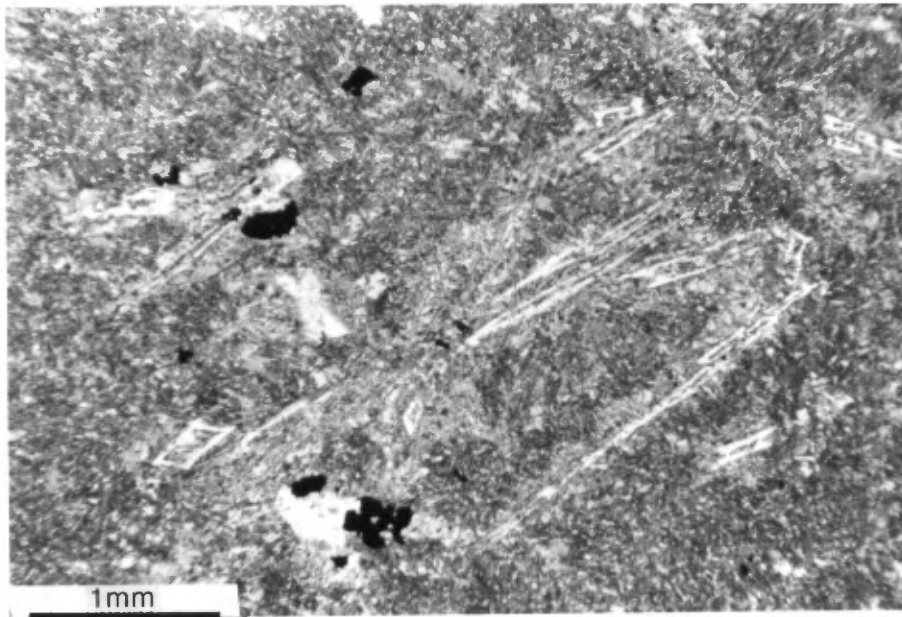


Figure 7; Photomicrographie montrant du basalte massif caractérisé par une texture microcristalline à microlites de plagioclase, de forme squelettique ("swallow tails") (lumière transmise; nicol simple).

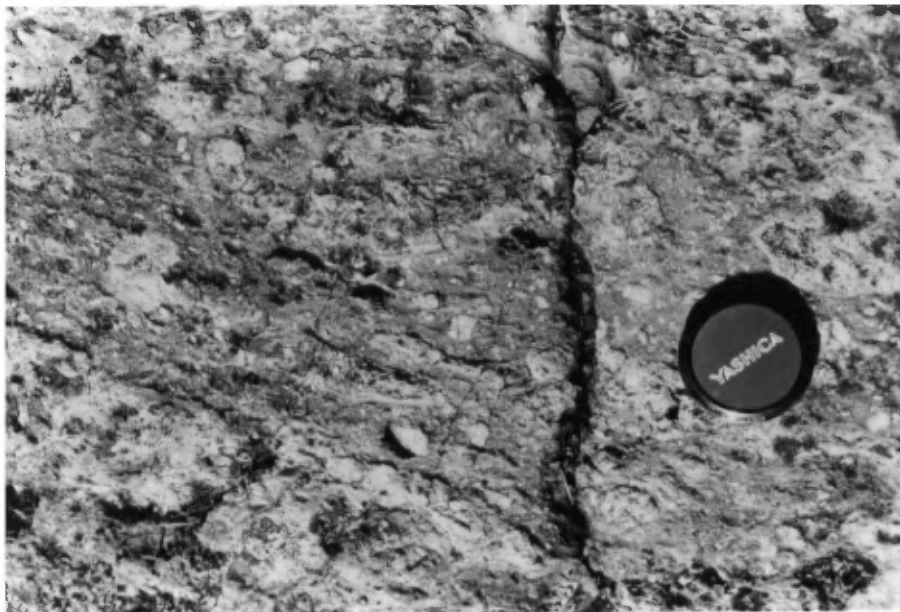


Figure 8; Photographie montrant une brèche sommitale composée de hyaloclastites et de nombreux phénocristaux de plagioclase isolés.

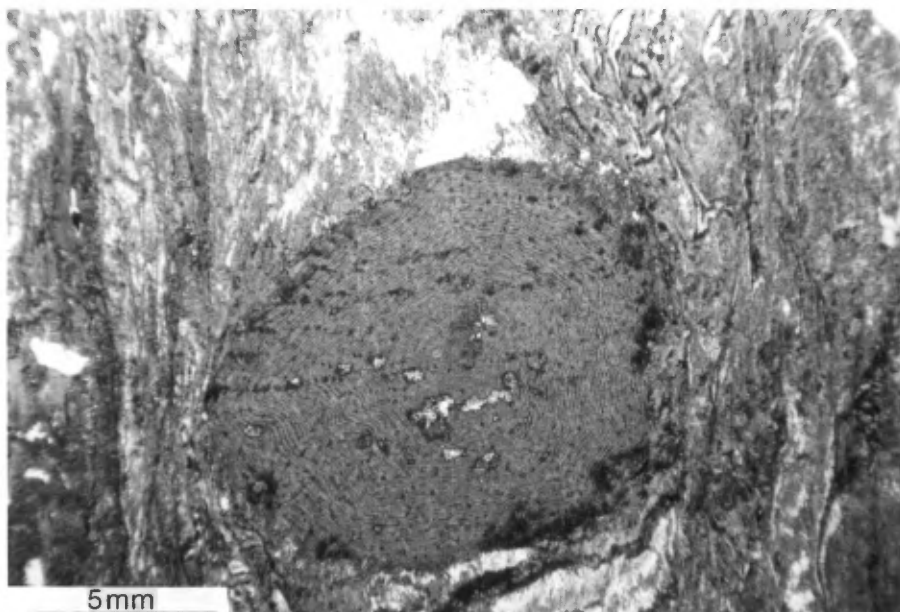


Figure 9; Photomicrographie d'une hyaloclastite montrant des phénocristaux de plagioclase isolés caractérisés par une altération concentrique en épidote. (lumière transmise; nicol simple).

un noyau de composition tonalitique entouré de coulées massives de rhyodacite ou de filons couches de type "QFP". Ce complexe ne dépasse pas 200 mètres d'épaisseur et il est entouré de sédiments volcanogènes.

Les laves felsiques de composition rhyodacitique sont généralement peu altérées. Leur grain varie de très fin à fin; elles sont de couleur blanchâtre en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche et forment des coulées de 50 m d'épaisseur, d'extension latérale inconnue.

En lame mince les laves montrent une texture microporphyrrique à plagioclase et à quartz, pouvant aller jusqu'à 30% de la roche. Le plagioclase est plus abondant que le quartz. Les phénocristaux de plagioclase, peu altérés, idiomorphes, parfois gloméroporphyrriques, et de diamètre moyen de 3 mm, présentent la mâcle de Carlsbad et sont zonés. On trouve également du quartz hypidiomorphe de 2 mm de diamètre en moyenne et des amas irréguliers de feuilletts de chlorite de 0,1 à 0,4 mm de dimension. Généralement les phénocristaux de quartz montrent des baies de corrosion (Figure 10). Les rhyodacites que l'on retrouve à l'ouest, près du lac Anctil, sont dépourvues de phénocristaux de quartz. Les laves les plus déformées contiennent d'avantage de séricite, de muscovite et de chlorite dans les plans de schistosité. Les phénocristaux de plagioclase ont été séricitisés et ont subi une rotation importante; les phénocristaux de quartz sont généralement polygonisés et montrent à l'occasion un coeur avec une extinction lamellaire, entouré de quartz finement polygonisé (Figure 11).

La pâte (70% de la roche) est composée d'un agrégat microcristallin de quartz et de plagioclase, montrant parfois une texture pilotaxitique. Dans les roches plus déformées, la texture devient lépidogranoblastique et est mise en évidence par l'orientation préférentielle des minéraux micacés et des grains polygonaux de quartz et de plagioclase.

2.3 Formation de Caopatina: les roches sédimentaire

Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina, orientée ESE, affleurent principalement dans les cantons de Gradis, Drouet et à certains endroits dans le canton de Guercheville. Cette zone orientée ESE, a une largeur apparente d'environ 3,5 km à l'est de la région et s'amincit graduellement vers l'ouest. A l'est du secteur cartographié les roches sédimentaires occupent une très grande superficie et deviennent la lithologie prédominante. La majorité des roches sédimentaires sont de composition "quartzo-feldspathique" et semblent apparentées au Complexe Felsique des Vents situé à l'est de la région étudiée, dans le canton de Druillettes (Tait et al., 1986).

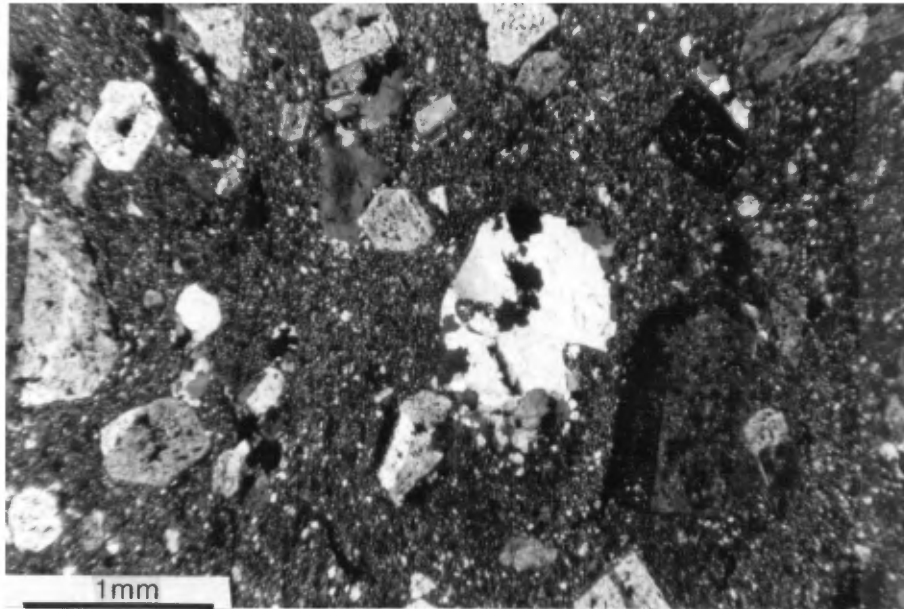


Figure 10; Photomicrographie des rhyodacites massives microporphyriques en plagioclase et quartz (lumière transmise; nicols croisés).

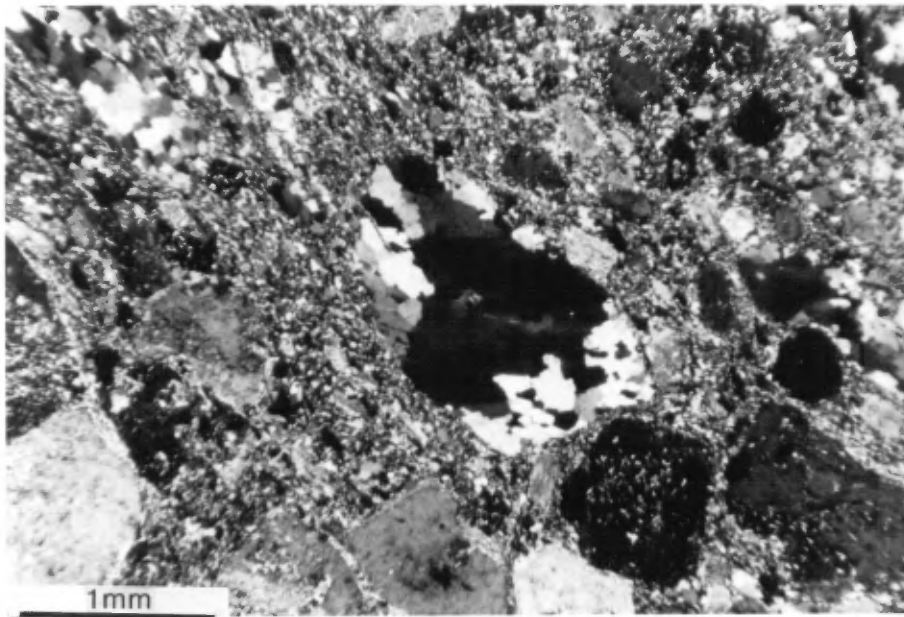


Figure 11; Photomicrographie des rhyodacites déformées avec des microphénocristaux de quartz montrant un coeur avec une extinction lamellaire entourée de quartz finement polygonisé (lumière transmise; nicols croisés).

Les roches sédimentaires comprennent, par ordre d'importance, des grauwackes et des conglomérats blanchâtres plutôt massifs et des siltstones-mudstones-argillites gris à noirs, montrant des lits millimétriques à centimétriques. Ces derniers ont été déposés sous forme de turbidites à séquence de Bouma. Les mudstones et les siltstones forment un niveau repère, de 10 à 20 mètres d'épaisseur, se prolongeant sur 10 km, au nord de lac Doda. Les conglomérats sont composées de blocs arrondis et de galets de rhyodacite et de basalte pyriteux. Certains blocs sont des porphyres quartzo-feldspathiques grenus dont le diamètre peut atteindre 60 cm. La matrice gréseuse est quartzo-feldspathique. Ces niveaux conglomératiques ont une épaisseur apparente qui varie de 1.5 à 2 km.

2.3.1 Grauwackes et conglomérats

Les grauwackes, de composition quartzo-feldspathique (des wackes-feldspathiques), contiennent des fragments grossiers de plagioclase, et des fragments de quartz (jusqu'à 35% de la roche). Les fragments de plagioclases, laissant souvent paraître la macle de Carlsbad, sont de sub-anguleux à sub-arrondis, peu altérés (parfois une faible séricitisation est observée) et souvent cassés. Leur diamètre moyen est de 3 mm. On trouve également du quartz hypidiomorphe de 2 mm de diamètre en moyenne et des amas irréguliers de feuillets de chlorite de 0,1 à 0,4 mm de taille (Figure 12). Les grauwackes situés plus à l'ouest sont dépourvus des fragments de quartz. Dans les roches plus déformées les porphyroclastes de plagioclase sont fortement séricitisés.

La matrice (65% de la roche) est composée de grains de quartz et de feldspaths dont la granulométrie varie de très fine à finement grenue. Habituellement, les grains de quartz et de feldspath sont suturés ou microgranoblastiques. Dans les roches plus déformées, la matrice est complètement recristallisée et contient une proportion élevée de grains de chlorite, de carbonate, de muscovite, de séricite, d'épidote et de biotite. Dans quelques lames minces, on a observé des porphyroblastes de grenat. Dans ce cas, la schistosité définie par les phyllosilicates contourne les cristaux de quartz et de plagioclase et les grenats sont postérieurs à cette schistosité (Figure 13), comme le démontre la traînée d'inclusions orientée parallèlement à la schistosité dans la roche.

Dans les conglomérats (des para-conglomérats polymictes) les galets et les blocs arrondis sont des fragments de laves felsiques et mafiques et, à l'exception de la présence de fragments lithiques, leur matrice est identique aux grauwackes (Figure 14).

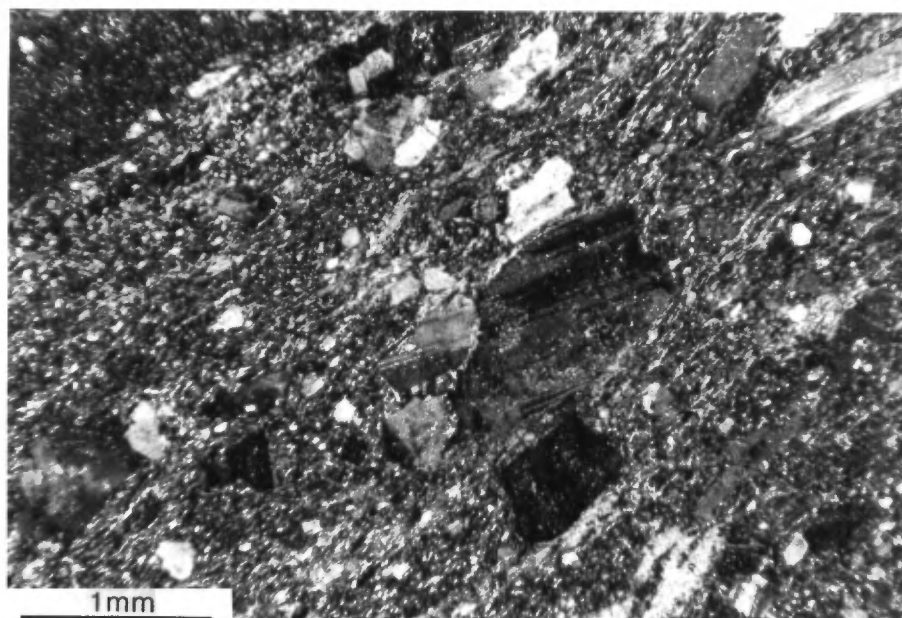


Figure 12; Photomicrographie des wackes feldspathiques peu triés (lumière transmise, nicols croisés).

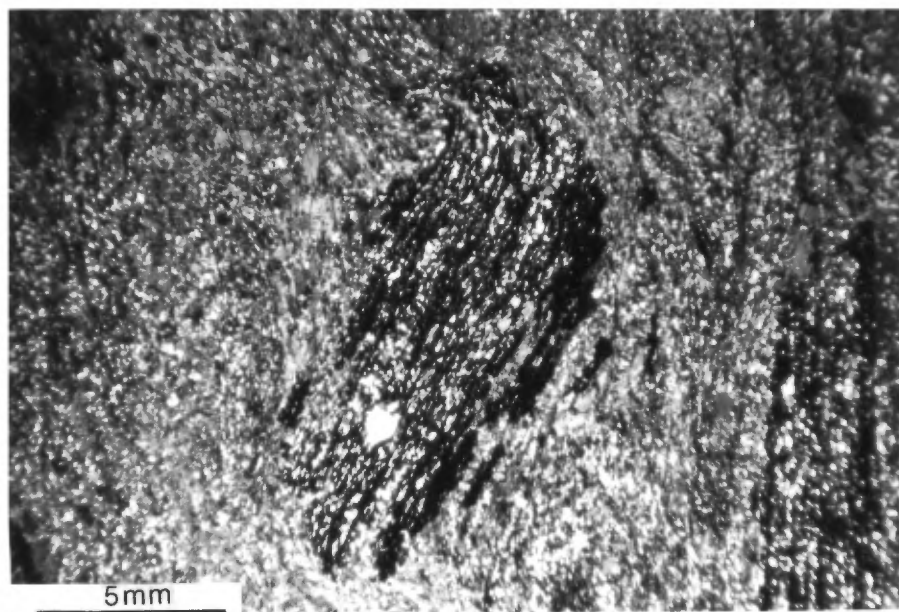


Figure 13; Photomicrographie des grauwackes montrant des grenats postérieurs à la schistosité, tel que démontré par la traînée des inclusions orientée parallèlement à la schistosité (lumière transmise; nicol simple).

2.3.2 Siltstones, mudstones et argillites

Les sédiments fins tel que les siltstones-mudstones-argillites montrant des lits millimétriques à centimétriques ont été déposés sous forme de turbidites dans lesquelles on reconnaît le plus souvent les lits "A" et "E" de la séquence de Bouma. Généralement les lits "E" sont beaucoup plus minces que les lits "A" (Figure 15).

Les lits "A", plus clairs, sont des siltstones et des grès fins. Ils ressemblent à des grauweekes en texture et composition. Le plagioclase, peu altéré, (souvent montrant la macle de Carlsbad et d'albite) et le quartz sont sub-anguleux à sub-arrondis. Le quartz est plus abondant que dans les grauweekes. La matrice quartzo-feldspathique est très fine et microgranoblastique à granoblastique. La séricite est un constituant relativement commun et elle définit la schistosité dans la roche (Figure 16).

Les lits "E", de grains plus fins et de couleur plus sombre, sont entièrement recristallisés et caractérisés par l'abondance des phyllosilicates tel que la séricite, la muscovite et la chlorite. Ces minéraux confèrent une excellente texture lépidoblastique à la roche et soulignent la schistosité (Figure 16). Le sphène et les oxydes de fer (et la matière organique?) sont également abondants et ces constituants sont responsables de la couleur foncée de ces niveaux.

2.4 Origine des roches volcano-sédimentaires au sein de la Formation d'Obatogamau

Les sédiments felsiques volcanogènes, tels que les wackes feldspathiques, les conglomérats volcanogènes, les siltstones et les mudstones, les rhyodacites et les petits intrusifs tonalitiques syn-volcaniques ("QFP") ont probablement une origine reliée à la mise en place du Complexe Eau Jaune.

Pétrographiquement, les filons couches et intrusions subvolcaniques de type QFP présents dans les complexes volcaniques rhyodacitiques et les tonalites du Complexe Eau Jaune sont identiques.

La section la plus représentative montrant les relations entre les intrusifs de type QFP, les rhyodacites massives et les wackes feldspathiques volcanogènes se trouve dans le Complexe de Drouet.

Le bloc diagramme de la figure 17 est une représentation schématique des relations existant entre les diverses lithologies présentes lors de la mise en place des basaltes de la Formation d'Obatogamau et le Complexe Eau Jaune. Les faciès pyroclastiques



Figure 14; Photographie des conglomérats polymictes montrant des blocs de "QFP", de rhyodacite et de basalte dans une matrice quartzo-feldspathique.



Figure 15; Photographie des turbidites. Les lits "A" montrant un granoclassement normal.

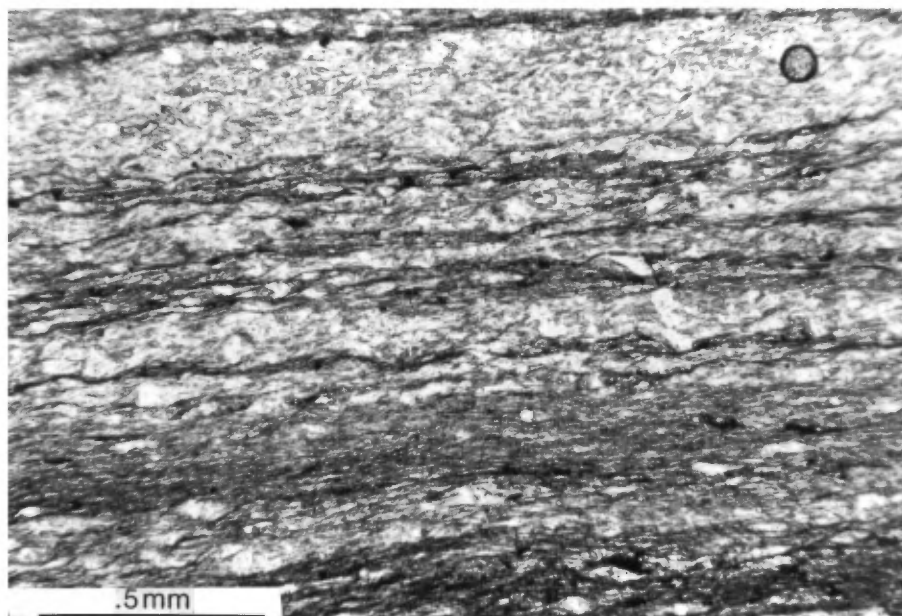


Figure 16; Photomicrographie d'une turbidite montrent les lits silteux ("A") et argileux ("E"). Notez la schistosité à angle par rapport au litage (lumière transmise; nicol simple).

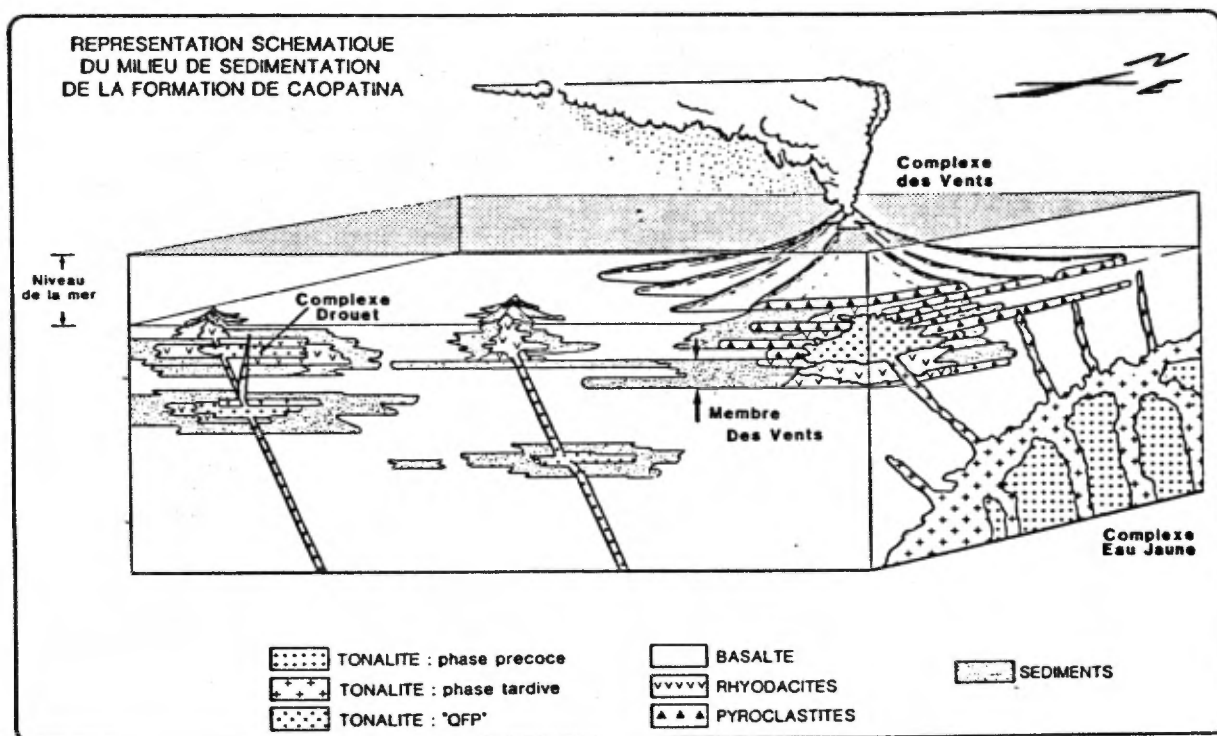


Figure 17; Représentation schématique du milieu de sédimentation de la Formation de Coapatina.

et sédiments sont surtout présent autour du Complexe Des Vents, d'où ils originent. Autour du Complexe de Drouet, les sédiments sont issues en partie de l'érosion locale. des roches à porphyres de quartz et feldspath, l'autre partie provenant de l'érosion du Complexe Des Vents, à l'est.

Le lien géochimique entre ces lithologies est le sujet des travaux en cours, mais un essai d'interprétation évolutive de ces roches à déjà été publié (Tait et al., 1986).

2.5 Géochimie des basaltes de la Formation d'Obatogamau

L'étude géochimique effectuée sur les basaltes de la Formation d'Obatogamau du secteur de l'Eau Jaune (Tait, et al., 1986) a démontré que ces basaltes sont tous d'affinité tholéiitique. De la même façon, les analyses des basaltes non-altérés (absence de corindon normatif, pourcentage bas de CO_2 analysé et absence d'albite limpide en lame mince; Gelinias, 1974) prélevés dans le secteur de Du Guesclin, et reportées sur le diagramme "AFM" (Irvine et Baragar, 1971; Figure 18) confirment l'affinité tholéiitique. Toutefois, il est possible de distinguer les basaltes porphyriques (Nous avons réalisé deux analyses dans lesquelles nous avons enlevé les phénocristaux. Les résultats obtenus sont identiques à ceux que nous avons obtenus pour les échantillons à phénocristaux.) des basaltes aphyriques (moins que 5% des phénocristaux). Sur le diagramme "AFM" (Figure 18), d'une façon générale, les phases aphyriques sont enrichies en fer, par rapport aux phases porphyriques mais la limite précise entre les deux est difficile à définir.

Les analyses des basaltes porphyriques et aphyriques du secteur de Du Guesclin reportées sur les diagrammes de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ et de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ sont clairement discriminées en deux groupes distincts de basaltes. Nous avons utilisé la même approche que Rachid Midra (thèse de maîtrise, en cours. U.Q.A.C). A la suite de travaux préliminaires, détaillés à l'échelle d'un affleurement, nous avons étendu cette approche à l'ensemble du secteur étudié. Le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (Figure 18) montre deux aspects importants; dans les laves porphyriques on constate qu'avec l'évolution du magma parent, il y a une diminution en Al_2O_3 avec un augmentation en MgO . Contrairement, les laves aphyriques montrent une augmentation en Al_2O_3 et en MgO . Dans le diagramme de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Figure 18), les courbes des deux laves possèdent les mêmes aspects que ceux observés dans le diagramme précédent.

L'évolution différente sur les deux diagrammes peut être expliquée de façon préliminaire en faisant des calculs de balance de masse:

1) Pour les roches porphyriques, par une soustraction des phénocristaux de plagioclase au niveau de la chambre magmatique;

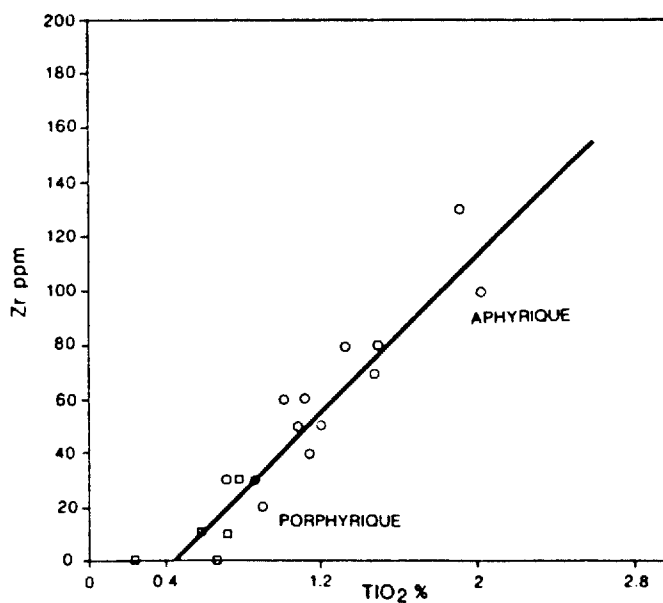
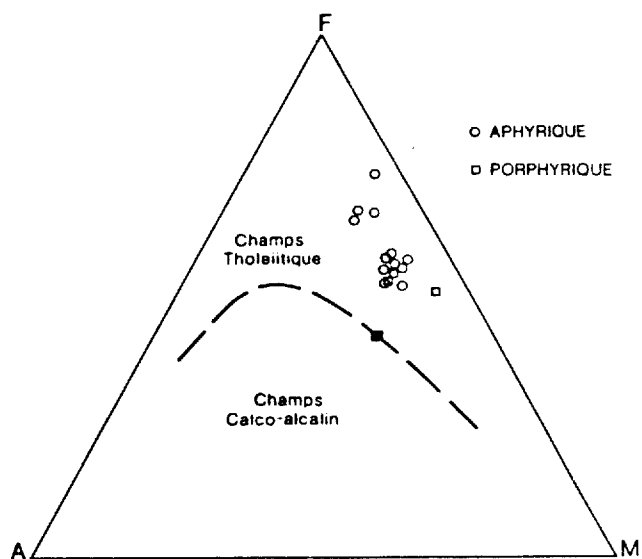
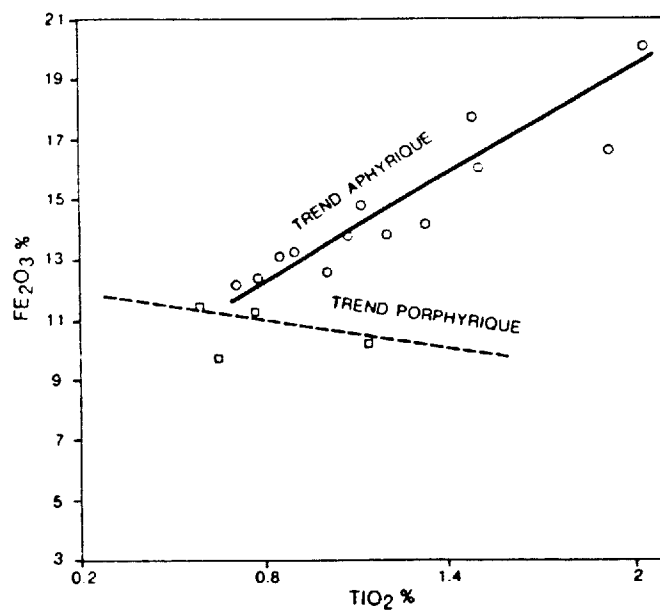
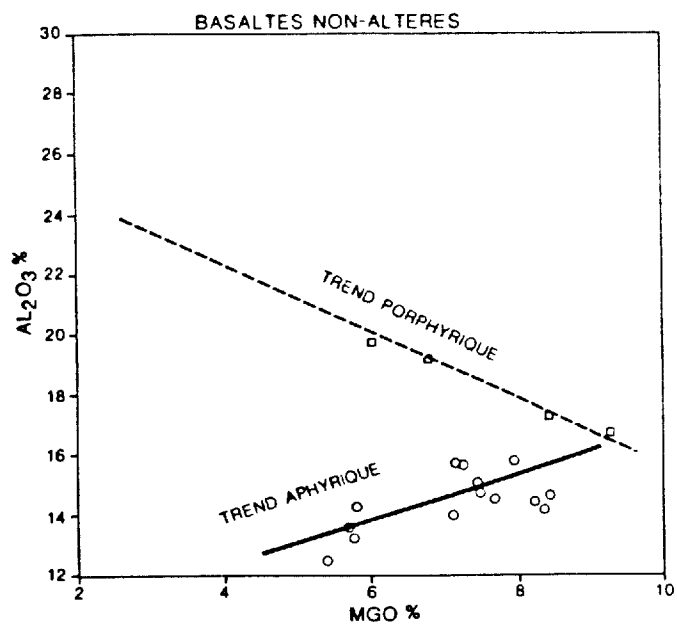


Figure 18; Les analyses des basaltes du secteur de Du Guesclin reportées sur les diagrammes AFM, de Al₂O₃/MgO, de Fe₂O₃/TiO₂ et de Zr/TiO₂.

2) Pour les roches aphyriques, par un soustraction de pyroxène et magnétite.

Le dernier diagramme de Zr/TiO_2 (Figure 18) montre que dans ces deux laves le rapport de Zr/TiO_2 est demeuré constant. Néanmoins, les laves porphyriques ont des teneurs appauvries comparativement aux laves aphyriques.

Les travaux en cours de Midra et Woussen ont pour but de résoudre les questions qui restent au sujet de la géochimie et des processus de mise en place des laves d'Obatogamau. Entre autre, il reste à établir si les roches aphyriques et porphyriques proviennent d'une même source et se sont fractionné sous des conditions différentes ou si elles proviennent de deux sources bien distinctes. Le rapport final devrait également comprendre une étude pétrogénétique plus approfondie des liens entre les roches volcaniques felsiques présentes dans le Complexe de Drouet et dans le Complexe des Vents plus à l'est du terrain d'étude d'une part, et les complexes intrusifs synvolcaniques de composition tonalitique d'autre part. Des données préliminaires (Tait et al., 1986) montrent en effet que les roches volcaniques ont une tendance évolutive similaire à celle des tonalites synvolcaniques du Complexe Eau Jaune.

Chapitre III Roches intrusives

3.1 Les intrusions pré-cinématiques

3.1.1 Les plutons de Lichen et d'Opawica

Les intrusions pré-cinématiques sont les plutons de Lichen et d'Opawica localisés respectivement dans la partie ouest et sud-ouest du terrain étudié (Figure 1). Elles sont principalement de composition tonalitique. Le Pluton d'Opawica contient des dykes de "QFP" et des enclaves de phases précoces tels que la diorite à quartz. Les tonalites grenues, de couleur gris clair, sont souvent porphyriques en biotite et hornblende. Les bordures des masses intrusives pré-cinématiques (ou syn-volcaniques) montrent les mêmes déformations et le même métamorphisme régional (faciès des schistes-verts) que les roches volcaniques encaissantes (Figure 19). La texture des enclaves volcaniques et des roches au contact du pluton suggère que ces roches ont subi un métamorphisme de contact au faciès amphibolite au moment de l'intrusion et qu'elles ont subséquemment rétrogradé au faciès de schistes verts. Ces plutons ont une forme plutôt irrégulière et allongée comparativement aux plutons syn- et post-cinématiques. Ces plutons peuvent être fortement chloritisés. Le noyau du petit complexe felsique de Drouet est une intrusion mineure de ce type. Les dykes de composition dioritique à tonalitique sont relativement communs dans les plutons pré-cinématiques.

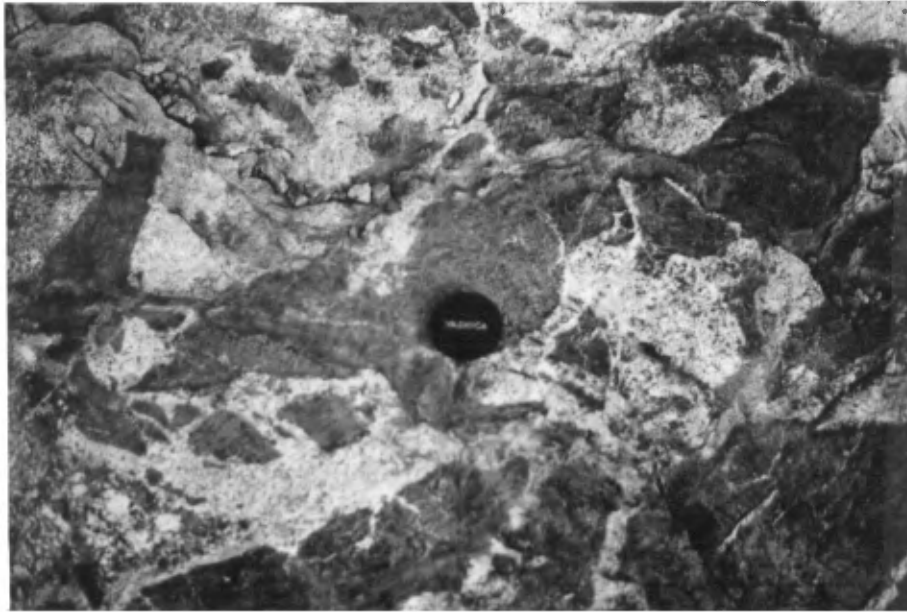


Figure 19; Photographie montrant le zone de contact du Pluton d'Opawica et des basaltes de la Formation d'Obatogamau.



Figure 20; Photographie d'une tonalite du Pluton d'Opawica montrant la foliation magmatique soulignée par un niveau de biotite. La schistosité S₂ est indiquée par l'orientation de la boussole.

En cassure fraîche, les tonalites sont grisâtres tachetées de grains verts à gris noir. Elles sont, de manière générale, grossièrement grenues et contiennent couramment des phénocristaux de plagioclase. La foliation magmatique est très bien développée (Figure 20). La bordure des plutons pré-tectoniques montre bien la schistosité régionale et elle est soulignée par de la chlorite (jusqu'à 10%) de couleur vert foncé dont les grains ont moins de 0,1 mm de long.

Les tonalites sont principalement composées de plagioclase (An 33-40) euhédral, de 1 à 5 mm, présentant la macle de Carlsbad et de l'albite et une zonation oscillatoire. Le plagioclase est souvent altéré en saussurite et séricite. Dans les roches moins altérées, ces minéraux occupent environ 1% et 3%, respectivement, du volume des plagioclases. Dans les roches les plus altérées, le plagioclase est souvent entièrement remplacé par la saussurite et la séricite. Dans quelques lames minces le quartz est le composant majeur. Le quartz, en grains de 0,5 à 1.5 mm est fréquemment polycristallin et montre une extinction lamellaire. L'amphibole et la biotite, en grains de 1 à 5 mm sont les minéraux les plus abondants après le plagioclase et le quartz. L'amphibole, hornblende commune, se trouve en phénocristaux de forme tabulaire. La hornblende peut être altérée en amas irréguliers d'épidote, de chlorite et de leucoxène. La biotite se présente en forme de feuillets et en amas irréguliers. La biotite secondaire entoure l'amphibole et possède des bordures soulignées par du leucoxène. La biotite primaire et secondaire s'altèrent en chlorite et leucoxène. Les minéraux accessoires tels que l'allanite, le zircon et l'apatite sont plus abondants dans les tonalites, les diorites et les diorites à quartz (voir Tableau 1).

Les tonalites, de texture hypidiomorphe, montrent une foliation primaire soulignée par l'alignement des plagioclases, des amphiboles et des biotites. La schistosité superposée sur cette dernière est soulignée par la chlorite, l'épidote et le carbonate. Plusieurs lames minces de tonalite du Pluton de Lichen, contiennent du sphène aligné parallèlement à S_2 . Les tonalites peuvent être fortement déformées: des zones étroites de mylonitisation sont couramment observées (Figure 21).

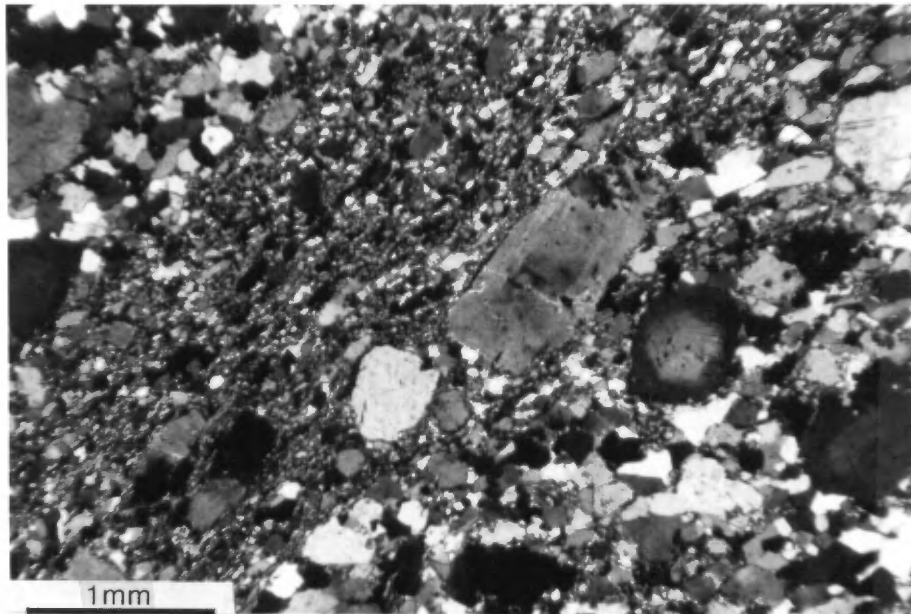


Figure 21; Photomicrographie des tonalites du Pluton d'Opawica montrant des zones étroites de mylonitisation (lumière transmise, nicols croisés).

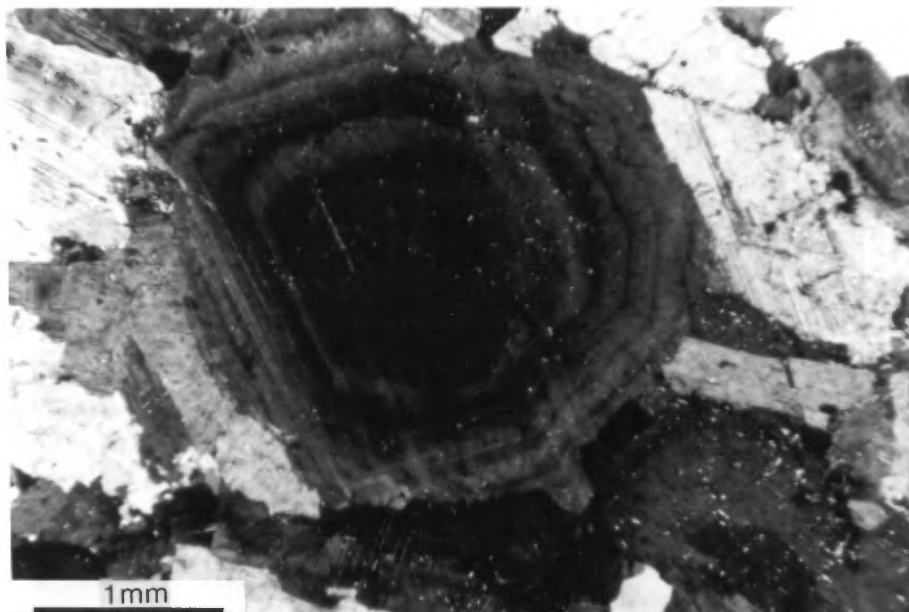


Figure 22; Photomicrographie montrant un phénocrystal de plagioclase présentant la macle de l'albite et une zonation oscillatoire (lumière transmise, nicols croisés).

 Analyses modales des tonalites pré-cinématiques

Minéraux(%)	Numéros d'échantillons					
	1196	3145	OPW-3	124-C	124-A	
plagioclase	44,9	37,9	48,1	58,3	32,8	
calcicité	An 40	An 35	An --	An --	An --	
feldspath K	4,1	--	--	--	--	
séricite	--	8,0	6,9	--	1,9	
quartz	34,7	10,6	41,0	26,3	24,5	
amphibole	10,5	20,9	1,0	4,7	2,3	
biotite	2,5	6,1	1,6	9,3	25,1	
chlorite	0,4	1,9	--	--	3,6	
épidote	2,5	10,5	1,8	1,4	9,7	
carbonates	--	--	--	--	--	
leucoxène	tr	tr	--	--	--	
sphène	0,6	1,6	--	--	--	
zircon	0,5	tr	tr	tr	tr	
apatite	tr	2,4	--	--	tr	
Nombre des points	975	1186	552	559	1284	

Tableau 1: Analyses des tonalites: Pluton de Lichen; 1196 (leuco-) et 3154 (méla-). Pluton d'Opawica; 124-A, 124-C et OPW-3 (leuco-).

3.1.2 Les dykes associés au Pluton d'Opawica

Les dykes "tonalitiques" ont une granulométrie variant de fine à moyenne mais sont parfois légèrement porphyriques et montrent une texture trachytoïdale (Figure 23). La composition des dykes varie de diorite quartzifère à leucotonalite. Les diorites à quartz constituent les phases précoces du Pluton d'Opawica; elles sont généralement plus riches en minéraux mafiques que les tonalites et sont un peu moins grenues que les tonalites. Le contenu en minéraux mafiques de ces dykes est très variable.

En cassure fraîche, la diorite à quartz est grisâtre, tachetée de grains verts à gris noir. Elle est généralement de texture équi-granulaire et renferme des grains de plagioclase tabulaires, d'amphibole et de biotite vert noirâtre et de quartz blanchâtre. Les roches plus déformées contiennent jusqu'à 15% de chlorite vert foncé à grain très fin.

Les diorites à quartz (Tableau 2) sont principalement composées de plagioclase (An 27-40) euhédral, de 1 à 2 mm de taille présentant la macle de l'albite. La biotite et la hornblende, en grains de 0,1 à 1mm de taille, sont les minéraux de deuxième importance. Le quartz anhédral en grains de .5mm de diamètre, varie de 11 à 16%. Il occupe les interstices entre les plagioclases et a couramment une extinction lamellaire. Il est parfois polycristallin. Les minéraux métamorphiques les plus communs sont, par ordre d'importance, l'épidote, la saussurite, la clinozoïsite, la chlorite, la séricite, les carbonates, le leucoxène et le sphène. Comme dans la tonalite, le plagioclase s'est transformé en saussurite et séricite, la hornblende en épidote, chlorite et leucoxène et la biotite en chlorite et leucoxène. Les minéraux accessoires, tel que le zircon, l'apatite et l'allanite sont couramment observés dans les lames minces.

Les diorites à quartz possèdent une texture sub-ophitique constituée de cristaux de plagioclase tabulaires et de grains d'amphibole subhédraux qui sont des pseudomorphes de pyroxène.

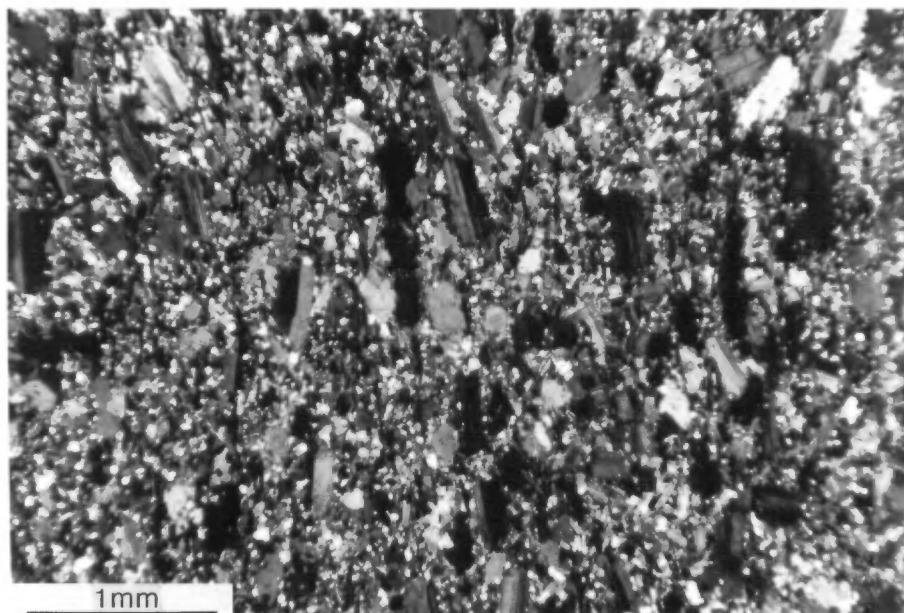


Figure 23; Photomicrographie des dykes de tonalite montrant une texture trachytoïdale (lumière transmise, nicols croisés).

Des dykes de composition dioritique ont été levés dans le Pluton de Lichen et près du Complexe de Drouet. Ces dykes sont vert foncé, à grain moyen ou fin et contiennent de la hornblende (40%) et du plagioclase (An 35-40, 50-60%). La plupart des dykes contiennent un peu du quartz dans les interstices. La texture dans ces dykes est ophitique.

3.2 Les intrusions syn-cinématiques

3.2.1 le Pluton de Rachel

Les roches du Pluton de Rachel sont grenues, de couleur gris clair et sont légèrement porphyriques en plagioclase. Elles sont peu altérées. La lithologie typique du Pluton de Rachel est une tonalite à biotite, (Tableau 3) de texture équi-granulaire et de couleur noirâtre à gris clair, tacheté de rose et de blanc. Par endroits, les tonalites du Pluton de Rachel sont noires avec des plagioclases roses. Les phases de bordure sont souvent plus mafiques et riches en enclaves de basalte amphibolitisé. La phase marginale en contact avec le gneiss tonalitique est composé de mélatonalite recoupée par des veines de tonalite à biotite formant un complexe en filonet (net-veined complex). Cette déformation marginale du pluton et la tectonique subséquente ont produit une roche (Figure 24) avec une allure gneissique, identique à la phase marginale du Pluton d'Anville (Gervais, 1986), également un tonalite syn-cinématique. Le Pluton de Rachel possède une étroite auréole de métamorphisme de contact; les roches volcaniques mafiques sont amphibolitées. Des enclaves d'amphibolite et des tonalites précoces sont également dispersées dans toute la masse du pluton.

Cette tonalite est composée de plagioclase (An32) légèrement à fortement zoné et parfois oscillatoire. Le quartz se trouve en plages de taille égale au plagioclase, mais toujours polygonisé formant une mosaïque de grains de 0,05mm (Figure 25). La biotite fréquemment remplacée par la chlorite, forme de grandes paillettes qui entourent le plagioclase. La hornblende, l'apatite, le sphène, le zircon et l'épidote se trouvent en traces. La microcline, lorsque présente, se trouve dans des interstices. La tonalite a une texture hypidiomorphe.

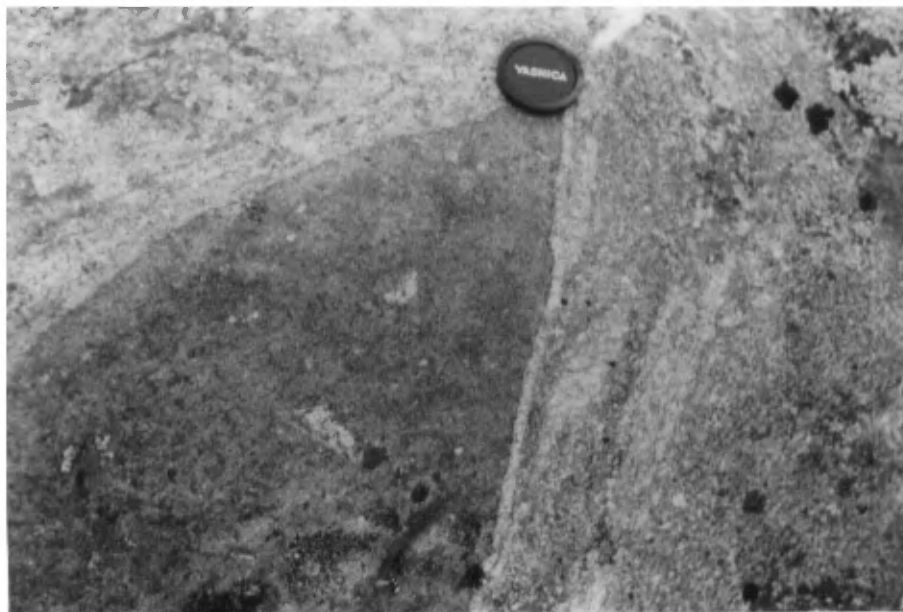


Figure 24; Photographie d'une tonalite mylonitisée du Pluton de Rachel contenant des enclaves de tonalite précoce.

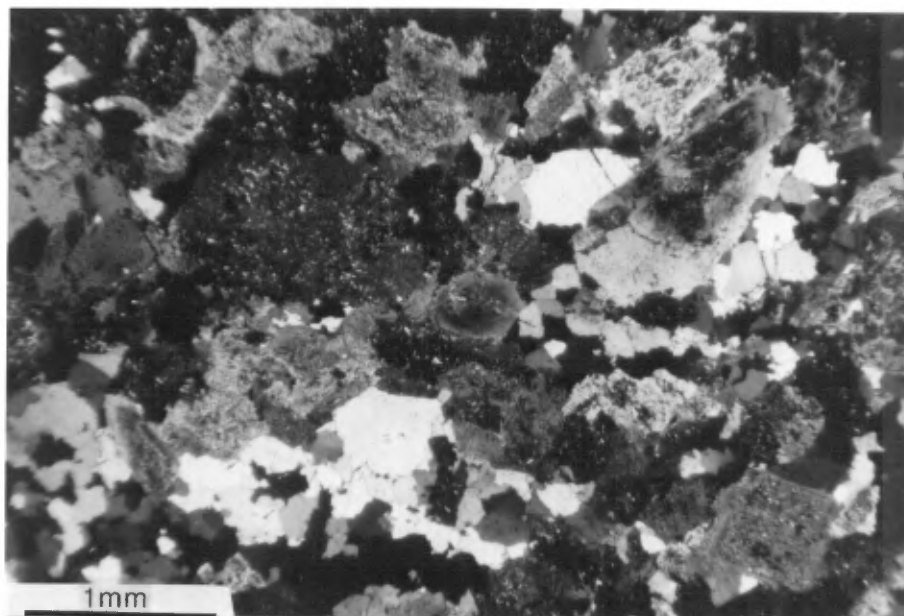


Figure 25; Photomicrographie des tonalites syn-tectoniques montrant une altération deutérique et le quartz polygonisé (lumière transmise, nicols croisés).

 Analyses modales des phases précoces et dykes
 des plutons tonalitiques pré-cinématiques

Minéraux(%)	Numéros d'échantillons			
	OPW-5	3075	2098	1155-B
plagioclase	38,0	53,0	57,1	8,3
calcicité	An 35	An 35	An 40	An 40
séricite	2,5	8,9	4,1	--
quartz	7,5	27,3	35,7	8,3
hornblende	42,4	--	--	33,6
biotite	0,7	--	--	--
chlorite	1,3	1,3	--	--
épidote	6,9	9,0	3,0	6,7
carbonates	--	0,4	--	--
sphène	--	--	--	6,3
zircon	tr	--	--	tr
Nombre de points	989	528	532	729

Tableau 2: Analyses modales des diorites à quartz et dykes de "QFP" dans les plutons pré-cinématiques; OPW-5: diorite à quartz, 3075: dyke de "QFP", 2098: dyke de "QFP" et 1155-B: dyke de diorite à quartz.

3.2.2 Les plutons de Wachigabau et d'Aigle

Le Pluton de Wachigabau, localisé à la limite nord-ouest du Canton de Du Guesclin et le Pluton d'Aigle, situé au sud de Lac Doda, sont constitués de monzodiorites, et ils font partie d'une série de plutons monzodioritiques syn-cinématiques dans la région de Chibougamau. Le Pluton de Wachigabau est composé principalement de monzodiorite à l'ouest (Remick, 1977), mais la phase de bordure, qui affleure dans la région cartographiée est de composition dioritique. La diorite est massive, à gros grains et de couleur gris sombre. La monzodiorite, à l'ouest, est une roche rose, équigranulaire à grain grossier, farcie d'une proportion importante de grains d'amphibole et de biotite.

La diorite est principalement composée de plagioclase (An34) (Tableau 3) légèrement zoné et fortement séricitisé et saussuritisé (Figure 26). Le plagioclase montre une intercroissance quasi subophitique avec le clinopyroxène et la biotite. La biotite est fortement altérée en chlorite. La diorite contient une quantité appréciable d'apatite et d'oxydes de fer en petits amas concentrés dans la biotite. Le quartz est peu abondant et les feldspaths potassiques sont absents. Par contre, dans les monzodiorites et monzodiorites à quartz, abondantes dans le Pluton d'Aigle, le feldspath potassique devient un composant important de toutes les roches, et le quartz est présent en quantités mineures. Le principal minéral mafique est une hornblende verte, accompagnée de biotite. L'apatite et les oxydes de fer sont toujours présents, mais en quantité moindre que dans la diorite.

3.2.3 Le Pluton de Father.

Le Pluton de Father est localisé à la limite sud-ouest du Canton de Du Guesclin et à l'ouest du Pluton d'Aigle. Ce pluton affleure le long du bras principal du lac Father à l'extérieur du terrain au sud. Son diamètre a plus de 15 km. Les roches de couleur rose, sont équigranulaires, leur granulométrie varie de fine à moyenne, et elles sont tachetées d'un pourcentage important d'amphibole et de biotite. Ce pluton montre une schistosité pénétrante bien marquée près des bordures. Ce trait n'est pas présent dans les granodiorites post-cinématiques.

La granodiorite est principalement composée de plagioclase (An29) (Tableau 3) légèrement zoné et fortement séricitisé et saussuritisé. Le plagioclase présente la mâcle de Carlsbad et d'albite. Le quartz est polygonisé et montre une extinction ondulante dans les plans de schistosité. Le feldspath potassique montre la mâcle de microcline (Figure 27) et est orienté parallèlement à la schistosité. Les excroissances myrmékitiques sont communément observées sur les interfaces plagioclases-feldspaths potassiques. Les granodiorites contiennent de la

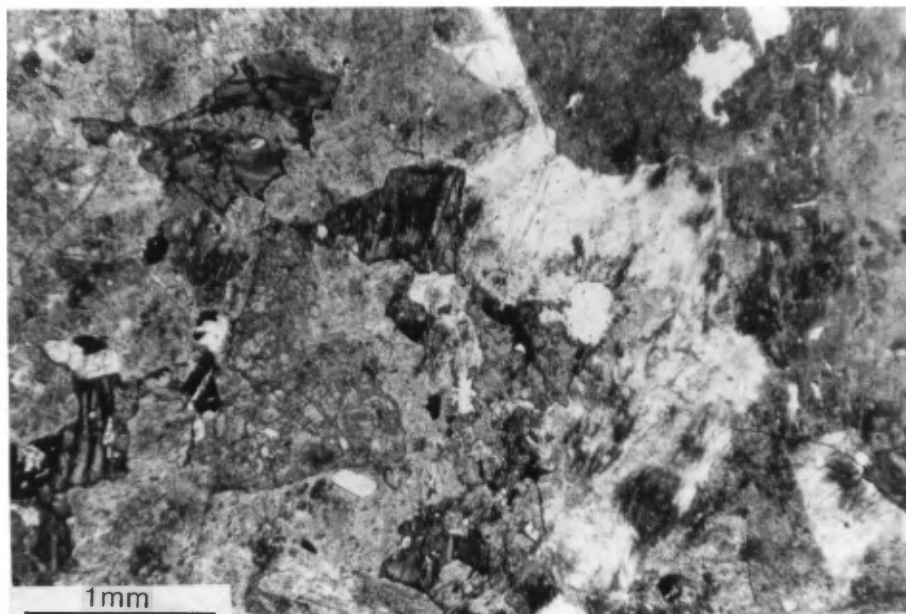


Figure 26; Photomicrographie des "monzodiorites" du Pluton de Wachigabau. La roche montre une forte altération en séricite et chlorite d'origine deutérique (lumière transmise, nicol simple).

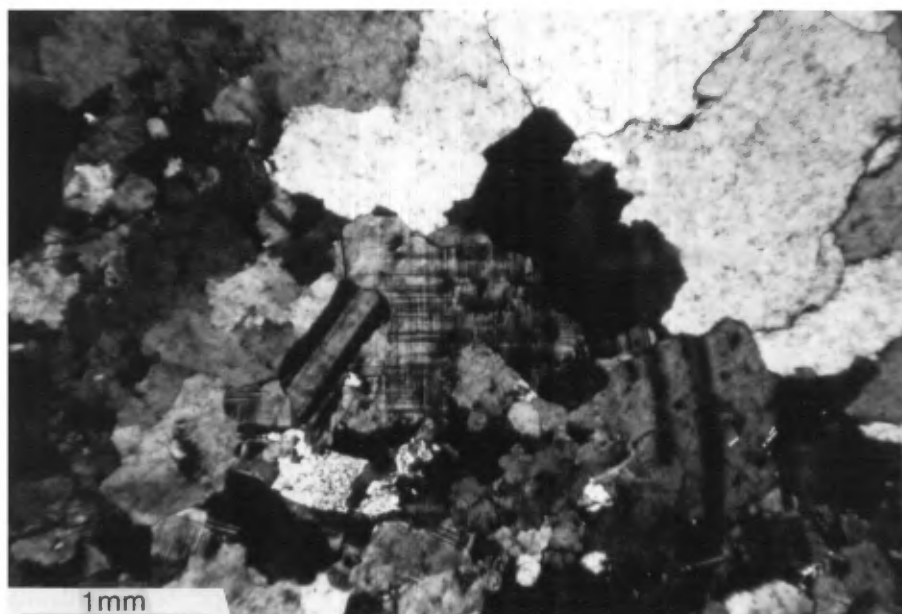


Figure 27; Photomicrographie montrant des granodiorites syn-tectoniques du Pluton de Father (lumière transmise, nicol simple).

hornblende commune verte et de la biotite. Ces deux minéraux sont altérés en chlorite et sont associés aux amas irréguliers d'épidote le long des plans de la schistosité. Des traces d'apatite et de zircons sont observées.

3.3 Les intrusions post-cinématiques

Deux intrusions granodioritiques post-cinématiques ont été cartographiées, soit les plutons de La Ronde et de La Tour. Les déformations caractéristiques des tonalites plus anciennes sont absentes dans ces roches. La granodiorite rose de La Ronde (une monzodiorite à quartz d'après des analyses modales; Tableau 4) est très grenue, porphyrique et montre une foliation magmatique marquée. La granodiorite rose de La Tour est d'une granulométrie plus fine. Ces deux intrusions ont développé une mince auréole de métamorphisme de contact dans les roches encaissantes.

Les deux plutons post-cinématiques sont de compositions différentes. Le Pluton de La Ronde est caractérisé par des phases de leuco-monzodiorites à quartz à l'intérieur du pluton, tandis que le Pluton de La Tour est caractérisé par des leuco-granodiorites (Tableau 4). Ces plutons ont un potentiel aurifère; la composition et l'âge du Pluton de La Ronde sont similaires à ceux du Stock d'Obrien, qui est intimement associé à la minéralisation aurifère de la Mine Bachelor à Desmaraisville, Québec (Lauzière, K., comm. pers., Thèse de maîtrise en préparation, U.Q.A.C.)

3.3.1 Le Pluton de La Ronde

La monzodiorite à quartz du Pluton de La Ronde est à grain moyen et équigranulaire dans sa phase de bordure. La roche devient porphyrique à quelques centaines de mètres vers l'intérieur. Les phénocristaux peuvent atteindre trois centimètres de longueur. La monzodiorite à quartz possède une foliation magmatique soulignée par l'orientation des phénocristaux de feldspath potassique (Figure 28).

Le plagioclase, légèrement zoné et parfois séricitisé, forme des cristaux idiomorphes, tabulaires, tandis que la microcline et le quartz se retrouvent en plages interstitielles. Dans les roches porphyriques, la microcline perthitique est idiomorphe et poecilitique. Les minéraux mafiques, principalement la hornblende et la biotite verte, sont également interstitiels, et souvent fortement altérés en chlorite et épidote. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon et les oxydes de fer.

3.3.2 Le Pluton de La Tour

La configuration du Pluton de La Tour rappelle la forme d'un huit; sa superficie originelle telle que montrée par Déland et

Analyses modales des plutons syn-cinématiques															

:Minéraux % :	Numéros d'échantillons							:							

:	:	018	:	2043	:	2050	:	193	:	2142	:	2140	:	4168	:

:plagioclase:	:	55,0	:	45,8	:	54,5	:	46,1	:	46,3	:	49,6	:	34,9	:
:calcicité :	:	An 33	:	An 32	:	An 32	:	An 33	:	An 32	:	An 31	:	An 29	:

:Feldspath K:	:	--	:	---	:	---	:	----	:	11,9	:	6,8	:	13,5	:

:Quartz	:	37,0	:	37,2	:	34,3	:	0,4	:	11,0	:	2,7	:	18,1	:

:Épidote	:	2,2	:	0,2	:	1,4	:	----	:	3,0	:	6,2	:	7,5	:

:Biotite	:	3,1	:	16,0	:	8,1	:	20,7	:	5,2	:	2,4	:	3,0	:

:Hornblende :	:	---	:	---	:	0,1	:	tr	:	21,6	:	26,3	:	15,8	:

:Chlorite	:	0,2	:	1,2	:	1,6	:	9,5	:	---	:	2,7	:	---	:

:Zircon	:	--	:	--	:	---	:	---	:	tr	:	tr	:	tr	:

:Sphène	:	0,1	:	tr	:	tr	:	---	:	0,9	:	0,9	:	2,9	:

:Cpx	:	--	:	--	:	--	:	16,8	:	---	:	---	:	---	:

:Apatite	:	:	:	:	:	:	:	2,7	:	tr	:	tr	:	tr	:

:Opaque	:	:	:	:	:	:	:	3,8	:	---	:	---	:	---	:

:Points	:	1000	:	792	:	639	:	744	:	924	:	678	:	734	:

Tableau 3: Analyses modales des plutons syn-cinématiques Pluton de Rachel: tonalite; échantillons 018, 2043, et 2050. Pluton de Wachigabau: diorite; échantillon 193. Pluton d'Aigle: échantillons 2142 (monzodiorite à quartz) et 2140 (monzodiorite). Pluton de Father: granodiorite; 4168.

Grenier (1959), était restreinte à la presqu'île de la Tour, mais nos travaux ont permis d'ajouter à l'ouest une masse d'une taille qui double l'importance de cette intrusion.

Le pluton est composé de leucogranodiorite rose équigranulaire à grain moyen. Une faible foliation magmatique suit les contours de la bordure extérieure. Plusieurs dykes sont injectés dans les roches volcaniques encaissantes qui ont subi un métamorphisme de contact au faciès amphibolite. Les roches volcaniques sont déformées et suivent le contact du pluton.

Le plagioclase, le minéral prédominant, se retrouve en cristaux idiomorphe de 1,0 à 3,0 mm, orientés de façon préférentielle; les cristaux sont zonés et leur bordure extérieure contient souvent de la myrmékite. Le quartz et la microcline sont généralement de même taille que le plagioclase, mais se retrouvent plutôt en position interstitielle. La hornblende, l'épidote (allanite) et des quantités mineures de biotite sont les principaux minéraux mafiques. Le sphène, le zircon, l'apatite et les oxydes de fer sont accessoires.

Les dykes sont de composition similaire, mais contiennent peu de minéraux mafiques. Les plagioclases dans les dykes sont orientés perpendiculairement, au contact du dyke, à l'intérieur d'une mince zone de "trempe" formée de plagioclase, microcline et quartz en mosaïque.

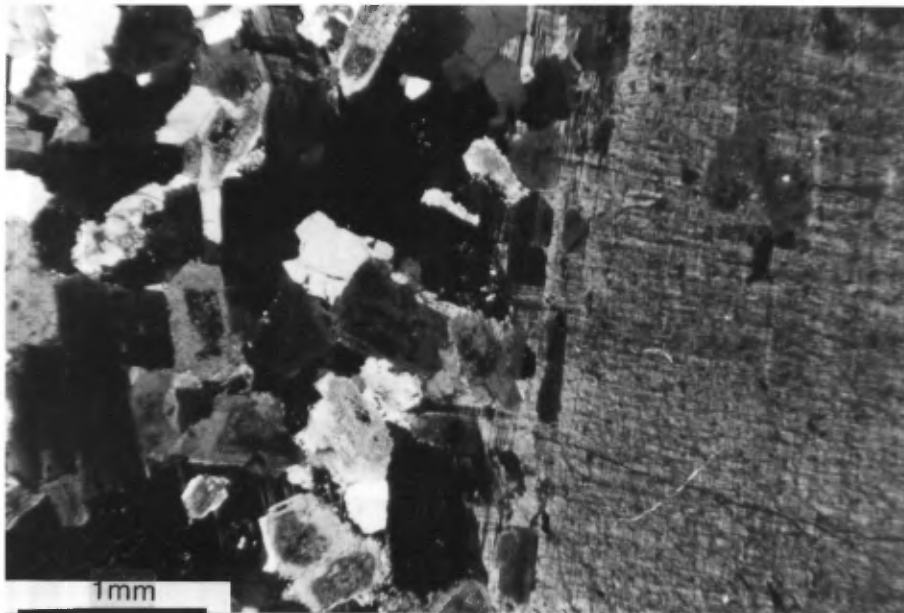


Figure 28; Photomicrographie d'une monzodiorite à quartz montrant une foliation magmatique soulignée par l'orientation des phénocristaux de feldspaths potassiques (lumière transmise, nicols croisés).

Analyses modales des Plutons post-cinématiques

Minéral	Numéro d'échantillon					
	4019	155B	134A	4125	4158	085B
Plagioclase	64,0	60,4	54,4	51,6	56,4	57,7
Calcicité An	32	33	31	29	29	29
Microcline	13,6	19,0	27,1	6,6	14,3	14,7
Quartz	14,6	12,6	11,3	30,6	22,4	23,9
Biotite	--	0,7	0,4	5,8	1,5	0,1
Hornblende	4,9	3,9	2,1	0,2	2,5	1,9
Épidote	2,5	2,2	3,3	4,7	2,5	1,9
Chlorite	--	0,7	1,0	--	--	0,8
Sphène	0,1	0,4	0,1	0,3	0,1	0,6
Zircon	0,2	--	0,1	--	--	--
Oxydes	0,1	--	--	--	--	0,1
Points	1000	1100	1000	1269	778	809

Tableau 4: Analyses modales; Pluton de La Ronde 4019 (bordure) 155B et 134A (centre); Pluton de La Tour 4125, 4158 et 085B (de la bordure vers le centre).

3.4 Les dykes de diabase

Plusieurs dykes de diabases non déformés, non métamorphisés et d'âge protérozoïque sont présents dans le secteur. Ils sont magnétiques et de couleur foncée. Nous avons repéré deux de ces dykes lors de travaux de terrain.

Les travaux de Déland (1955) et les levés géophysiques (M.E.R.Q. 1982, 1983; M.R.N. 1978) indiquent la présence d'autres dykes protérozoïques, l'un traversant la région en direction N015° dans la partie nord-ouest du canton de Du Guesclin et l'autre traversant la région en direction 065° en plein milieu de la région cartographiée. Aucun affleurement de dyke de direction 065° n'a été repéré dans la présente campagne de cartographie. Le premier semble faire partie de l'essaim d'Otish (Chown et Archambault, 1987) portant un âge probable de 1730 ± 10 Ma (Ruhlmann et al 1986), et le deuxième de l'essaim de dykes de l'Abitibi, dont on évalue l'âge à 1140 Ma (Ernst et al., 1985).

De nombreux petits dykes de 1 à 5 mètres de largeur affleurent dans la région de l'anomalie avec une direction 015°. Ces dykes recoupant toutes les roches archéennes, démontrent une zone de trempe, un système de diaclases orthogonales et plusieurs petites apophyses parallèles à leurs contacts.

En lame mince, la roche est composée de plagioclase (55%), olivine (0-15%), titanaugite (25-40%) et opaques (5%). Le plagioclase (An53) montre parfois un zonation oscillatoire dans les phénocristaux. L'olivine est souvent fortement serpentinisée et chargée de grains de magnétite. Le clinopyroxène peut être altéré en amphibole et biotite dans les échantillons les plus grenus. La texture générale est sub-ophitique, et la granulométrie varie d'extrêmement fine au contact, à moyenne au centre des dykes. Les bordures des dykes démontrent une texture porphyrique et trachytique, à phénocristaux et microlites de plagioclase orientés parallèlement au contact (Figure 29). Le clinopyroxène et l'olivine sont également présents comme phénocristaux.

Les dykes et les roches avoisinantes sont recoupés par des veinules provenant du réchauffement au moment de la mise en place des dykes. Ces veines sont composées de quartz, calcite et préhnite, indiquant que l'intrusion des dykes s'est produit dans des conditions de métamorphisme d'enfouissement.

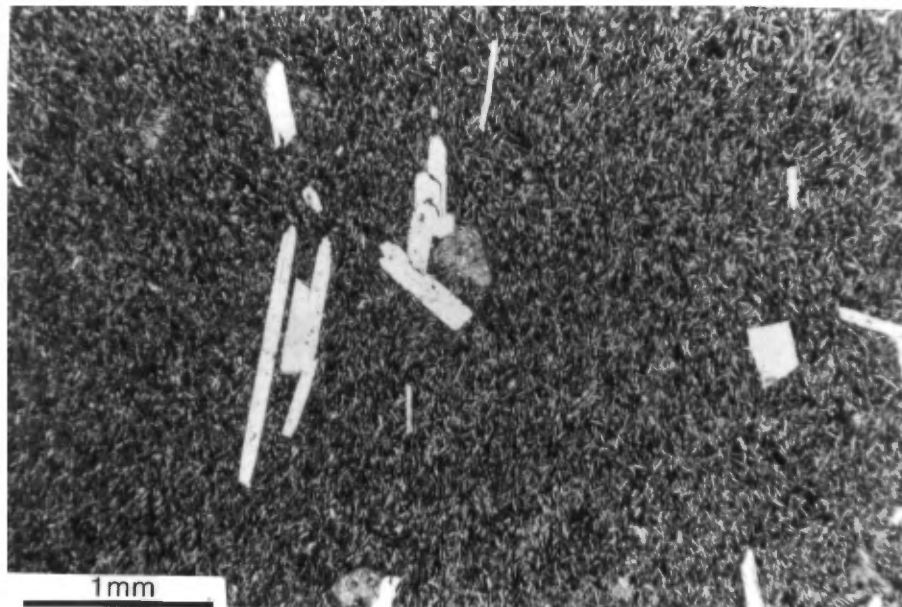


Figure 29; Photomicrographie d'une zone de trempe dans un dyke de diabase. Notez l'accroissement de la granulométrie de gauche à droit et l'orientation des phénocristaux de plagioclase parallèlement au contact (lumière transmise, nicols croisés).

Chapitre IV

GÉOLOGIE STRUCTURALE

4.1 Généralités

L'étude des différents éléments structuraux, en particulier S_0 et S_2 , les lithologies et l'âge des roches ont permis de subdiviser la région en 7 domaines structuraux (Figure 30 et 31, Tableau 5). Les principaux éléments structuraux observés sont: la stratification (S_0), les schistosités (S_2 , S_3 et S_4), les linéations (d'intersection, d'étirement, et de charnière de pli), les plans de faille et de cisaillement. La schistosité régionale, S_2 , est dominante; elle est orientée généralement dans l'axe E-W, et est associée à la phase de déformation principale et au métamorphisme régional des schistes verts. Sur le terrain, les schistosités associées aux zones de failles ou de cisaillements NE et NNE-NNW ont été désignées, respectivement, S_3 et S_4 .

4.2 Les domaines structuraux

4.2.1 Domaine I

Ce domaine correspond à un secteur restreint qui occupe la partie NE de la région cartographiée. Il se caractérise par la présence de nombreuses enclaves provenant des phases mélatonaltiques précoces (cognate inclusions) dans les tonalites du Pluton de Rachel, et forme sa limite nord. La schistosité dominante, S_2 (Figure 31), est orientée SE, avec un pendage abrupt vers le sud et les enclaves ont la même attitude que S_2 . La foliation magmatique (S_0) dans la tonalite de Rachel est orientée SSE à SE (Figure 30) et fait un angle faible avec la schistosité S_2 .

4.2.2 Domaine II

Ce domaine est situé à la limite nord de la région. Il est délimité au sud par la Pluton d'Opawica et par les Failles de Germain. Il inclut la partie sud du Complexe de Lapparent, le Pluton de Rachel, une partie du Complexe Eau Jaune à l'est, les basaltes, les volcanites felsiques et les roches sédimentaires. Le contact entre le Complexe de Lapparent et les roches au sud est caractérisé par une zone de mylonite, la Faille de Guercheville, orientée ESE à E-W à pendage fort, vers le sud.

Dans ce domaine, la stratification et la schistosité sont orientées ESE avec un pendage fort vers le sud; on y retrouve la trace axiale d'un synclinal majeur et plusieurs zones de cisaillements.

Dans la secteur du lac Anctil, l'attitude des roches de part et d'autre du lac permettent de déduire la présence d'un synclinal majeur (P_2) déversé vers le nord et dont la trace

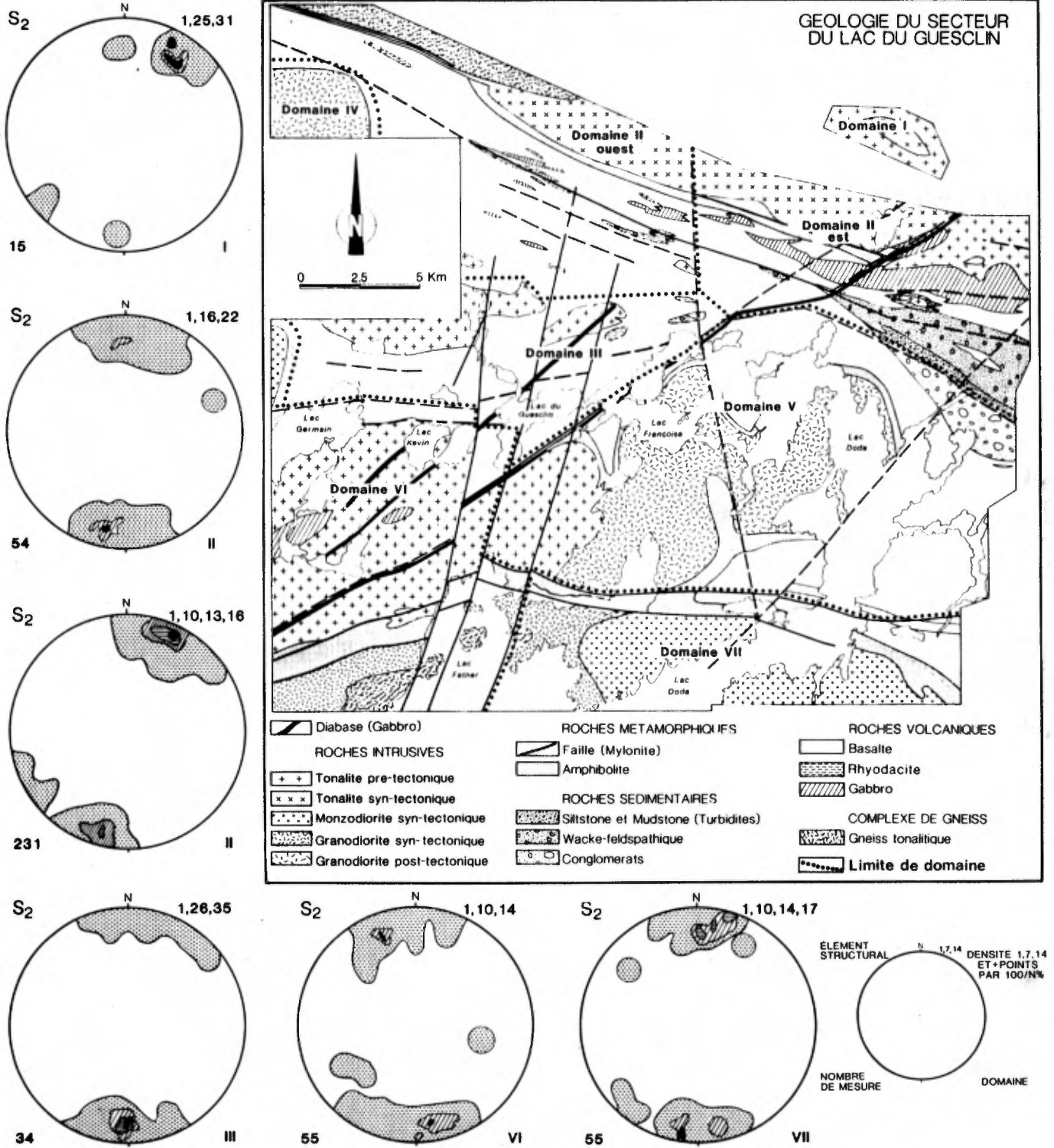


Figure 31; Les limites des 7 domaines structuraux, la disposition de S₂ et les lithologies impliquées.

Résumé des traits principaux des domaines structuraux

Domaine	Localisation sur la carte	Unités lithologiques présentes	S ₀	S ₂	Relation S ₀ -S ₂	Traits particuliers
I	Nord - est	Enclaves des phases tonalitiques précoces dans les tonalites du Pluton de Rachel	SSE	SE	Angle faible	-limite probable du Pluton de Rachel. -Enclaves parallèles au S ₂ .
II	Nord	Pluton tonalitique de Rachel, parties du Complexe Eau Jaune. Basaltes, volcanites felsiques et roches sédimentaires.	ESE	ESE	sub-parallèle	-Contient la trace axial d'un synclinal majeur (P ₂), orienté ESE/85° N. -Nombreux cisaillements ESE. -Contact mylonitique; entre des roches volcanique et plutoniques.
III	Centre-ouest	Pluton tonalitique d'Opawica, Basaltes	E-W	E-W	sub-parallèle	-Anticlinal majeur (P ₂). -Forme allongée, (E-W), du pluton. -affecté par des failles NNE du lac Father.
IV	Bordure - ouest	Pluton monzodioritique de Wachigabau et pluton granodioritique La Ronde: volcanites encaissantes	Dans les plutons	S ₀ est	sub-parallèle	-Métamorphisme de contact. -S ₀ et S ₂ dans les roches encaissant les plutons suivent leur contour.
V	Centre	Pluton granodioritique de la Tour et les volcanites encaissants	absent.	et S ₂ est	autour des plutons.	-Plis mégascopiques au voisinage des plutons.
VI	Sud - ouest	Plutons granodioritique de Father, pluton tonalitique de Lichen, gneiss, et metabasaltes	variable	ENE	Angle faible à fort.	-Enclave du gneiss tonalitique dans le pluton. -Zone de faille majeur ENE.
VII	Sud	Partie ouest du pluton monzodioritique d'Aigle et basaltes amphibolitisés du lac Father.	E-W	E-W	Sub-parallèle	-Contact faille entre les plutons et le niveau de basalte amphibolitisé sur ses limites nord et sud.

Tableau 5; Résumé des traits principaux des domaines structuraux.

axiale est orientée ESE. Ce synclinal constitue le prolongement vers l'ouest du Synclinal de Druillettes dont le coeur est occupé par les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina dans les cantons de Druillettes et Hazeur.

Le développement de la schistosité régionale (S2; Figure 31) atteint un maximum à deux endroits qui correspondent à deux sous-domaines situés de part et d'autre de la faille de la Tour. A l'est de la faille, la schistosité S2 est orientée N100/72°S, tandis qu'à l'ouest elle est orientée N114/80°S. Cette schistosité de plan axial est associée aux plis mégascopiques observés sur le terrain.

4.2.3 Domaine III

Ce domaine couvre le centre-ouest de la région. Il se situe au nord du Pluton de Lichen et inclut le Pluton d'Opawica, les volcanites entre ces deux plutons, et les volcanites à la limite nord du Pluton d'Opawica. Les particularités de ce domaine sont l'orientation nettement E-W, le pendage subvertical de la schistosité régionale et de la stratification, et la présence probable d'un anticlinal majeur (P2).

Le Pluton d'Opawica, de forme allongée E-W, est déformé, et est en contact cisailé avec les basaltes encaissants. La foliation magmatique dans le pluton est subparallèle à la schistosité S2 (Figure 31). Au nord du lac Stina, son contact est caractérisé par la présence d'une phyllonite, et au sud ce même contact est constitué d'une zone de brèche à fragments tonalitiques, séricitisés dans une pâte mafique.

Une mesure de polarité au nord du lac Germain indique un sommet vers le sud. Cette mesure et d'autres observations du domaine II nous amènent à postuler la présence d'un anticlinal dont la trace axiale se trouverait au nord du lac Germain. Maybin (1974) a suggéré que le Pluton d'Opawica et les anorthosites avoisinantes présentent une structure similaire à celle de l'anticlinal de Chibougamau, ainsi la trace du plan axial passe probablement au centre du Pluton d'Opawica.

Ce domaine est affecté par la série de failles NNE du lac Father. Elles recoupent et déplacent le Pluton d'Opawica et les basaltes en plusieurs endroits. Les basaltes au sud du pluton sont également recoupés par deux zones de cisaillement E-W.

L'orientation E-W des éléments structuraux (par exemple S2) est entraînée le long de la faille qui se trouve à la limite est du domaine: ils sont déviés vers le NE à l'approche du Pluton de La Tour.

4.2.4 Domaine IV

Ce domaine occupe la bordure ouest de la région. Il comprend essentiellement les plutons de La Ronde au nord et Wachigabau, au sud; il inclue également une bande de roches volcaniques, d'un kilomètre de large et qui entoure ces plutons. Cette bande est affectée par le métamorphisme de contact.

La foliation magmatique dans le pluton est définie par l'orientation préférentielle des bâtonnets de feldspath potassique. Elle est modérément inclinée vers l'extérieur du pluton.

Ce domaine, comme le domaine V, est caractérisé par le fait que les plans S_0 et S_2 sont subparallèles et suivent les contours des masses plutoniques. Quelques plis mégascopiques, à plan-axial N-S et plongeant modérément vers le sud, ont été observés dans les basaltes amphibolitisés au voisinage du pluton.

4.2.5 Domaine V

Ce domaine comprend la partie centrale de la région cartographiée. Il est occupé en son centre par le Pluton de La Tour qui semble être constitué de deux noyaux séparés par des "lambeaux de toit" mafiques. La limite de ce domaine correspond à la zone d'influence structurale et thermique du pluton. L'épaisseur de l'auréole de métamorphisme de contact est mal définie mais la zone d'influence structurale s'étend au delà de deux kilomètres.

Les basaltes près du pluton sont très schisteux et parfois très rubanés. Le rubanement se manifeste par l'alternance de laminations mafiques et felsiques. Cette zone contient de nombreux dykes de composition granodioritique et des veines de quartz; les deux sont parallèles au contact présumé du pluton.

La foliation magmatique dans la granodiorite du Pluton de La Tour est concentrique par rapport aux limites du pluton. Dans les roches volcaniques, la schistosité S_2 se moule autour de l'intrusion. Ainsi, dans la partie est du lac Doda, la stratification et la schistosité sont orientées N-S (figures 30 et 31) et les roches font face à l'ouest, comme Déland (1959) l'a remarqué à l'époque. Tandis qu'au nord-est du lac Doda, les roches font face au sud; nous déduisons de ceci que la trace axiale de l'anticlinal mentionné dans le domaine III passe au nord du domaine V.

Des plis mégascopiques, à plongée faible vers l'est et avec des plans axiaux parallèles à la schistosité S_2 , ont été observés dans les basaltes au nord de l'intrusion.

4.2.6 Domaine VI

Ce domaine comprend le secteur SW de la région. Il est délimité au nord par la Faille de Germain, et à l'est par la faille du lac Father. Il contient une bonne partie du Pluton de Lichen (tonalitique), et une enclave de gneiss tonalitique pouvant provenir d'un socle ancien.

Le contact nord du Pluton de Lichen avec les basaltes est caractérisé par la présence d'enclaves de basalte, espacées de quelques mètres par la tonalite. La limite sud du pluton est en contact faille avec une bande de basalte amphibolitisé.

Ce domaine montre une schistosité régionale orientée ENE (Figure 31) et une faille majeure de même direction dans la partie sud. La foliation magmatique dans le pluton est variable, et par conséquent, il n'est pas rare d'observer une nette différence d'attitude entre cette foliation et la schistosité.

4.2.7 Domaine VII

Il comprend la partie sud de la région et est délimité au nord par le Pluton de La Tour, et à l'ouest par une des Failles de Father. Les basaltes, qui sont en contact de faille avec les plutons au nord et au sud, se trouvent dans une zone de mylonite d'un kilomètre de large: la Faille de Doda. La partie ouest est occupée par le Pluton de Father (granodioritique), la partie est, par le Pluton d'Aigle (monzodioritique). La particularité de ce domaine provient de l'aspect des basaltes amphibolitisés à sa limite nord et de l'attitude E-W, à pendage abrupt, de la foliation magmatique et de la schistosité régionale; près de la limite est du Pluton d'Aigle, dans le Canton de Gradis, ces deux éléments deviennent plutôt ESE et sont parallèles à la direction du contact entre le pluton et les basaltes.

4.3 Les failles et cisaillements

A partir de nos observations de terrain, et différents relevés géophysiques (champ magnétique total et levé INPUT) trois (3) systèmes majeurs de failles et de cisaillements affectent la région. Ces 3 systèmes, en allant du plus ancien au plus jeune, sont:-

le système E-W à ESE.

le système NE;

le système NNE à NNW;

Les deux premiers sont ductiles, alors que le dernier est plutôt de type cassant. En général, on observe une schistosité associée à ces failles et à ces cisaillements: elle leur est

parallèle.

4.3.1 Le Système E-W à ESE

Les failles et les cisaillements longitudinaux d'orientation E-W à ESE sont de loin les plus importants. Nous avons cartographié deux zones mylonitiques associées à deux failles importantes de la région, soit les gneiss tonalitiques mylonitisés de la Faille de Guercheville (ESE) dans la partie nord-ouest et les blastomylonites basaltiques amphibolitisés de la Faille de Doda (E-O) au nord du lac Father (Figure 32). Ils sont sub-parallèles à la schistosité régionale et résultent vraisemblablement du même système de contraintes. Les zones de déformations (cisaillement et mylonitisation) associées peuvent atteindre 1 kilomètre de largeur, et peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres. Elles affectent aussi bien les basaltes, les volcanites felsiques, les roches sédimentaires que les plutons tonalitiques de la région, mais elles sont déformées par les plutons post-tectoniques tel que les plutons de La Tour et de La Ronde. Elles sont déplacées par les deux autres réseaux de failles.

4.3.1.1 Faille de Guercheville

Au nord de domaine II, la Faille de Guercheville, une zone de gneiss mylonitique de 500m d'épaisseur, sépare le Massif de Lapparent des volcanites au sud. La zone de mylonite n'a pu être localisée dans le Pluton de Rachel, mais la faille semble se poursuivre plus à l'est et délimite le contact sud du Complexe Eau Jaune. Le Pluton de Rachel s'est probablement mis en place le long de cette zone de faiblesse.

Les gneiss mylonitiques (Higgins, 1971) comportent des bandes subparallèles de composition felsique alternant avec des bandes de composition mafique. L'épaisseur de ces bandes varie de moins d'un millimètre à 5 cm. Les bandes prédominantes, de couleur claire et renfermant des porphyroclastes d'un diamètre moyen de 3 mm, sont principalement composées de plagioclase et de quartz. Les bandes mafiques à grain plus fin, de couleur foncée, sont composées d'épidote, de hornblende, de biotite et de chlorite. D'après leur texture, ces bandes se situent dans la classe des blastomylonites (Higgins, 1971). En lame mince les bandes felsiques et les bandes mafiques, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, sont très bien définies et possèdent chacune un assemblage minéralogique distinct. Généralement, les plagioclases ont une forme lenticulaire. Ils sont très altérés et souvent entièrement saussuritisés et séricitisés. Les plagioclases montrent typiquement une rotation. Les grains de quartz les plus grossiers sont rubanés et montrent une extinction lamellaire (Figure 33). Souvent, la bordure de ces grains est constituée de petits cristaux polygonaux résultant

d'une densité élevée de plans de glissement par dislocation (Mittra, 1978).

4.3.1.2 La Faille Doda

Une autre zone de failles importantes, de plusieurs kilomètres de long, en direction E-W, se trouve près de la limite nord du domaine VII: la Faille de Doda. Les données de Déland (1959) suggèrent qu'elle se poursuit au moins jusqu'à la rivière de l'Aigle. La bande de basalte amphibolitisé est au contact de la faille avec les plutons de l'Aigle au sud et de La Tour au nord. Les failles possèdent des pendages modérés vers le nord. Elles montrent le long de leurs traces des zones schisteuses et mylonitiques, et parfois bréchiques (fragments anguleux de basalte amphibolitisé et de tonalites dans une matrice mafique).

Dans la partie nord du Lac Father la tonalite mylonitisée en contact avec les amphibolites montre une forte linéation minéralogique (084° azimuth, 65 à 75° plongement) sur les plans de schistosité associés à la faille. Dans les amphibolites la hornblende et le plagioclase sont les principales phases. Le plagioclase est typiquement remplacé par la saussurite et la séricite. Le quartz (moins de 5%) est finement polygonisé ou est caractérisé par une extinction lamellaire. Dans ces niveaux, la foliation est extrêmement bien développée.

En lame mince, les mylonites de protolites de basalte porphyrique ont une texture de blastomylonite; les porphyroclastes de plagioclase (1 à 5%) atteignent 2 cm de large et ont subi une rotation importante. Le plagioclase est remplacé par des agrégats composés de saussurite et de séricite en éventail. Les porphyroclastes montrent parfois des ombres de pression de quartz finement polygonisé.

4.3.1.3 Les Failles de Germain

Dans le domaine III, nous avons tracé trois (3) failles orientées E-W. Elles sont espacées de quelques kilomètres dans la partie ouest du domaine, mais deviennent plus rapprochées vers l'est, apparemment dû à l'influence du Pluton de La Tour. La faille sud montre le cisaillement le plus intense et l'extension la plus importante. Elle est constituée de plusieurs zones de cisaillement et de mylonitisation parallèles, espacées de quelques mètres. D'une largeur minimum de 200 m, elle passe par la grande chute à l'embouchure de la rivière Opawica au lac Du Guesclin. Cette faille se poursuit à l'est du terrain. Certains

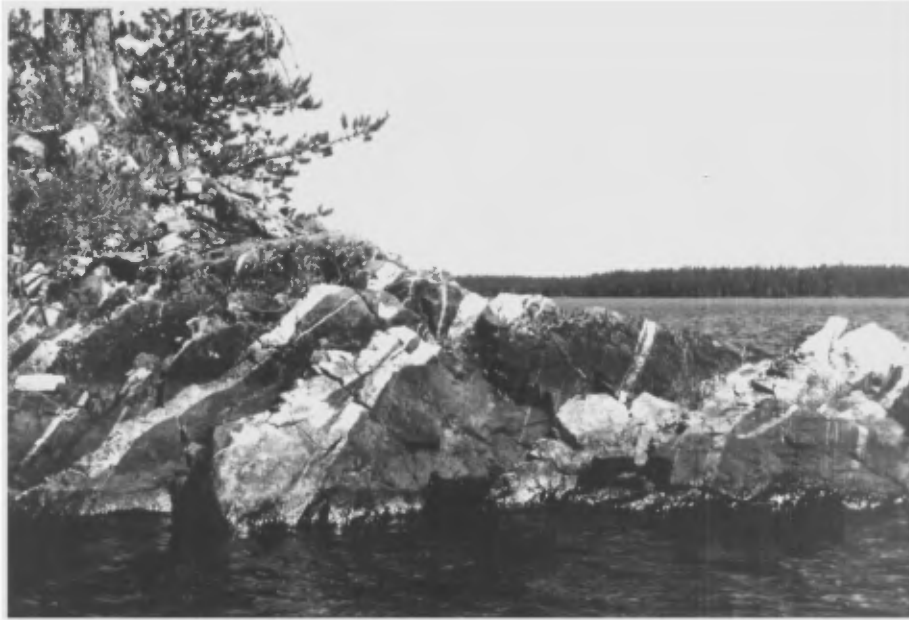


Figure 32; Photographie montrant des basaltes amphibolitisés le long de la Faille de Doda avec des dykes de granodiorite parallèles à la déformation principale.

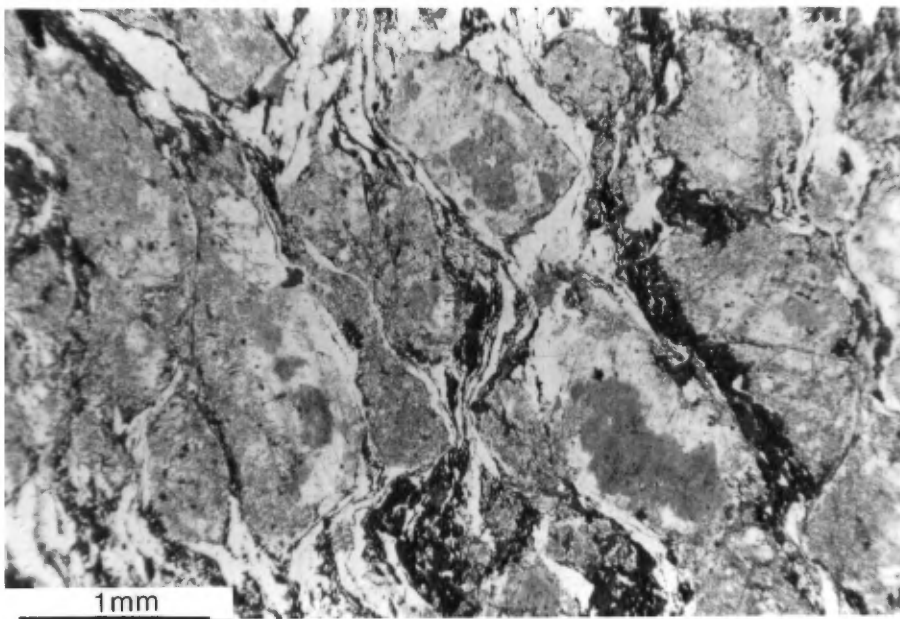


Figure 33; Photomicrographie des mylonites montrant le quartz en rubans entourant des porphyroclastes de plagioclase (lumière transmise; nicols croisés).

indices observés le long de la faille ont donné des teneurs intéressantes en or. La faille nord traverse le Pluton d'Opawica et semble suivre, en direction E-O, la rivière Opawica au-delà de notre région. La faille centrale recoupe les basaltes et se caractérise par la carbonatation et la présence des sulfures. Elle se présente souvent au contact de coulées basaltiques. A certains endroits, on note une bonne linéation minéralogique (N 080° azimuth, 76° plongement) sur le plan de schistosité associé à la zone de faille. Les trois failles sont recoupées par le réseau de failles NNE de Father (déplacement senestre).

En général, ces failles sont carbonatisées et contiennent des veines et lentilles de quartz-tourmaline-sulfures, et des dykes de granodiorite et tonalite de direction est-ouest.

Plusieurs de ces failles et cisaillements sont soulignés par des conducteurs électromagnétiques et font l'objet de travaux d'explorations importants axés sur l'or (voir le chapitre sur la géologie économique de ce rapport), en particulier dans le domaine II.

4.3.2 Système NE

Les failles de direction NE sont d'extension régionale, et recourent la presque totalité de la région cartographiée. Elles montrent un important effet d'entraînement de la schistosité S_2 le long de leurs traces. Ces failles sont également des zones de cisaillement et de mylonitisation intenses. Elles recourent les anciennes failles longitudinales d'orientation EW à ESE. Certains dykes de diabase protérozoïques se sont mis en place le long de ces failles.

4.3.2.1 Faille de Françoise

Cette faille de direction NE, à pendage abrupt, a déjà été reconnue par Déland (1955). Sa trace suit partiellement une anomalie magnétique qui correspond à un dyke de diabase. Elle s'observe bien dans la baie sud-ouest du lac Françoise. A cet endroit, elle est marquée par une zone mylonitique d'une centaine de mètres de large. A l'approche de cette faille, la schistosité S_2 montre un effet important d'entraînement par la faille. Dans le domaine II, elle se manifeste par les zones de cisaillement et par un fort étirement des coussins. Au lac Paul, le contact du Pluton de Rachel montre un décalage senestre apparent de l'ordre du kilomètre.

4.3.2.2 Faille du Bras Coupé

Cette faille a été reconnue par Tait et. al., (1986) dans la région du lac à l'Eau-Jaune. Elle se manifeste par une zone de

cisaillement orientée NE et à rejet senestre apparent de l'ordre du kilomètre. Elle se poursuit vers le sud-ouest, dans la région de Du Guesclin, jusqu'à la limite sud de lac Doda. Elle tronque le Pluton de La Tour. On l'observe également à l'embouchure de la rivière Opawica dans le secteur nord-est du terrain, où elle montre un cisaillement intense: les roches sont très schisteuses et se débitent facilement en feuilletts. Elle transpose la schistosité S_2 selon sa trace et développe également une nouvelle schistosité (S_3) parallèle à sa trace.

4.3.3 Système NNE à NNW

Ce système regroupe des failles cassantes dont le rejet vertical est important mais non-déterminé; le rejet horizontal apparent varie entre 1 à 2.5 km. Ce système comprend la série de failles NNE du lac Father, et la faille NNW de La Tour. Ceux-ci génèrent leur propre schistosité (S_4), qui affecte peu les surfaces S_0 et S_2 .

4.3.3.1 Les Failles de Father

Ces failles d'orientation NNE sont sub-parallèles et espacées de 1 à 2 km. Leur position est approximative, puisqu'elle a été interprétée à partir des levés géophysiques. Ainsi, on observe des déplacements importants le long des conducteurs électromagnétiques qui sont recoupés par ces failles. Ces conducteurs, orientés E-W, correspondent à des zones de cisaillement contenant des sulfures, ou à des contacts entre les roches plutoniques et volcaniques. Les déplacements sont généralement senestres, bien que des déplacements dextres apparents aient été observés.

La poursuite de cette série de failles NNE au nord du Pluton d'Opawica est incertaine. Il semble qu'elles sont atténuées au-delà de cette limite.

4.3.3.2 Faille de La Tour

La trace de la faille de La Tour est approximative, comme c'est le cas pour les failles du lac Father. Ici aussi les conducteurs électromagnétiques d'orientation ESE montrent de décrochements apparents dextres. Cette faille recoupe la Faille de Germain près du lac Stina, et le Pluton de La Tour.

Chapitre V

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les indices minéralisés les plus intéressants sont associés aux nombreuses zones de cisaillements E-W à ESE. La Faille de Doda, située dans le sud du terrain d'étude et se poursuivant vers l'est à l'extérieur de la région, est une cible majeure d'exploration. Elle fera l'objet d'une étude détaillée dans le canton de Hazeur durant l'été '87. La zone axiale du synclinal majeur contient plusieurs zones de cisaillement qui sont caractérisées par la présence de nombreuses veines de quartz et de carbonate. Certaines zones de cisaillements, comme celle de l'indice de lac Fenton, sont soulignées par des anomalies magnétiques et des anomalies INPUT qui aident à les repérer. Des résultats intéressants en or ont été obtenus lors d'une campagne d'échantillonnage systématique des veines de quartz.

5.1 Indices d'Anctil

Le coeur du synclinal contient plusieurs niveaux de rhyodacite massive et de sédiments arkosiques qui en dérivent. Deux échantillons provenant de veines de quartz, au sud de la zone axiale dans le canton de Guercheville, près du lac Anctil, ont donné des teneurs de 1.3 grammes/tonne et 150 ppb. L'indice est caractérisé par des cisaillements orientés à $105^{\circ}/80^{\circ}$ et par de petites failles cassantes de même orientation. Les cisaillements sont remplis de veines de quartz et carbonate de fer de 1 cm de largeur, espacées à tous les 10 cm dans la zone échantillonnée. Le premier indice (Figure 34; A) est encaissé par un basalte coussiné tandis que le second est encaissé par (Figure 34; B) un wacke feldspathique, dérivé des laves porphyriques rhyodacitiques et bordé par un gabbro porphyrique de 200m d'épaisseur au nord et par des basaltes porphyriques coussinés au sud.

5.2 Indice de Fenton

L'indice aurifère de Fenton (Avramtchev, 1981) est situé à 800m au sud-est du lac Fenton dans le canton de Guercheville. Il se trouve à l'intérieur des basaltes métamorphisés au faciès schistes verts, et il montre une zone de cisaillement orientée est-ouest. La minéralisation est constituée principalement de chalcopyrite, de sphalérite et de pyrite avec un peu d'or.

La géologie structurale de l'indice est similaire à celle des terrains environnants; la schistosité principale (S2) est parallèle à la stratification (S0) à $115^{\circ}/85^{\circ}$. Une deuxième schistosité (S3) varie de 90° à 130° car deux réseaux de failles sont présents: le premier est orienté ESE ($125^{\circ}/85^{\circ}$), avec un mouvement dextre; c'est le cisaillement principal qui contient l'indice; Le second est d'orientation NNE et de type cassant (Grenvillien).

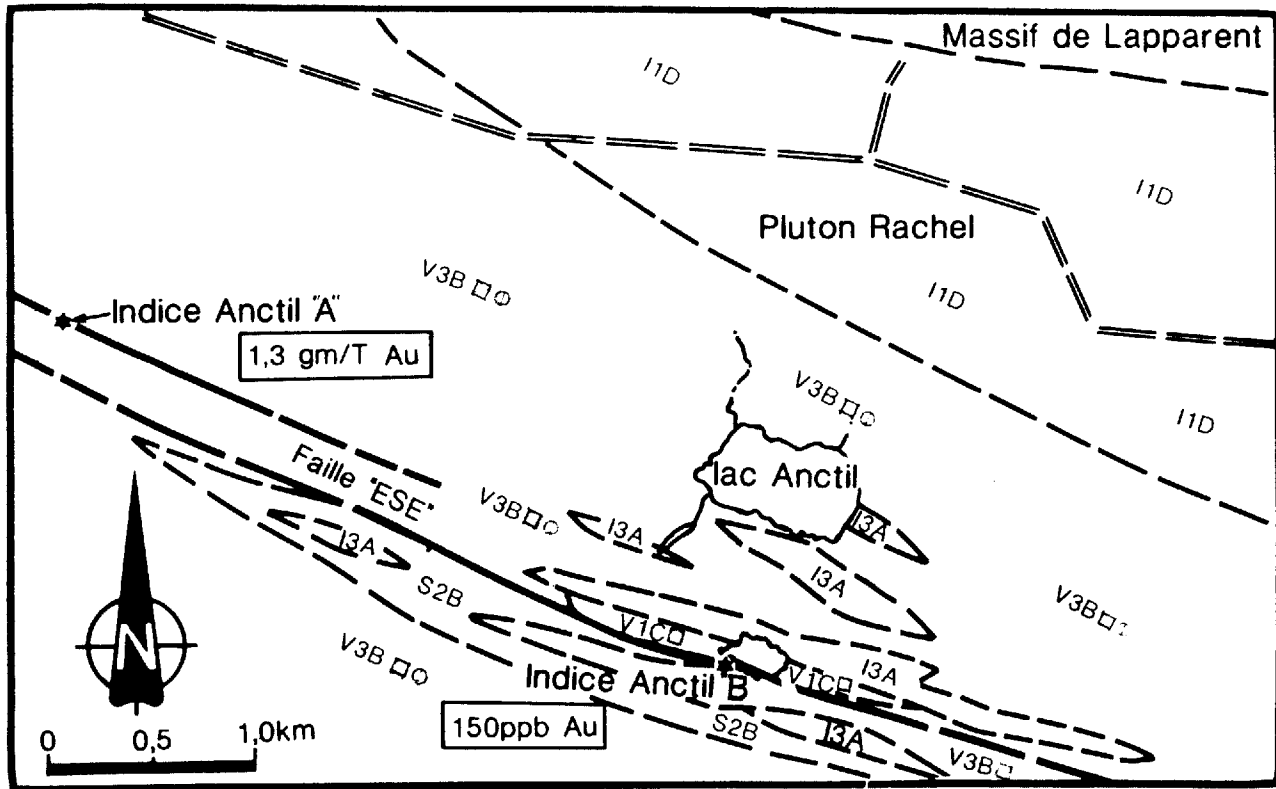


Figure 34; Localisation et contexte géologique des indices d'Anctil.

Une zone de silicification, de 10m d'épaisseur, s'est développée dans le cisaillement. La ligne superficielle contient de la pyrite et de la magnétite en cristaux. La pyrite peut atteindre 50% du volume total de la roche. On observe également une carbonatation dans les basaltes. Cette altération irrégulière est plus étendue (Figure 35) mais moins intense que la silicification. Le carbonate modal ne dépasse 10% tandis que le quartz atteint 80%.

Un dyke de porphyre feldspathique, de couleur gris foncé et une veine de quartz boudinée, de 20 cm de large, contenant de la pyrrhotine, de la pyrite et de la chalcoppyrite en amas, se trouve dans une zone de dilatation ($125^{\circ}/85$) au centre de l'indice. Des dykes de diabase, magnétiques, de couleur noire à texture porphyrique et montrant des marges de refroidissement de 1 cm à 1m d'épaisseur, recoupent l'indice et sont orientés NE-SW (Figure 35).

Tanguay (1987) a étudié les changements pétrographiques et minéralogiques sur une coupe de 24m de longueur, perpendiculaire à la zone de cisaillement principale de l'indice. Ses résultats sont résumés à la Figure 36. Trois zones de cisaillement maximum ont été reconnues; c'est à ces endroits qu'on retrouve le plus de carbonates. Enfin, l'abondance de quartz est inversement proportionnelle à l'abondance de carbonates; le quartz est très abondant lorsque les proportions de carbonate sont faibles. Le sphène, le quartz et les sulfures (principalement de la pyrite) sont intimement reliés.

Les échantillons de Tanguay n'ont pas donné des valeurs en or au dessus du bruit de fond alors que les travaux statutaires de S.D.B.J. (Béland et Otis, 1983) font état de valeurs en or de l'ordre de 1,43 oz/T dans des zones carbonatisées.

5.3 Faille de Guercheville

Au nord-est du lac Doda, dans le secteur est du terrain d'étude, la compagnie ESSO Minerals concentre ses travaux sur des cisaillements carbonatisés E-W. La compagnie a effectué, au cours des dernières années, un échantillonnage systématique du till de base au moyen de forages par circulation inverse. Ces travaux ont permis de localiser de nombreuses cibles dont plusieurs ont déjà fait l'objet de sondages conventionnels.

Ces indices localisés dans des zones de cisaillements E-W, carbonatisées, de plus de 10m de largeur, se situent à 400m au sud des "QFP" ou tonalites syn-volcaniques du Complexe de Drouet. Les roches encaissantes sont, encore un fois, des wackes feldspathiques cisailés. Les teneurs en or dans ce secteur sont généralement élevées.

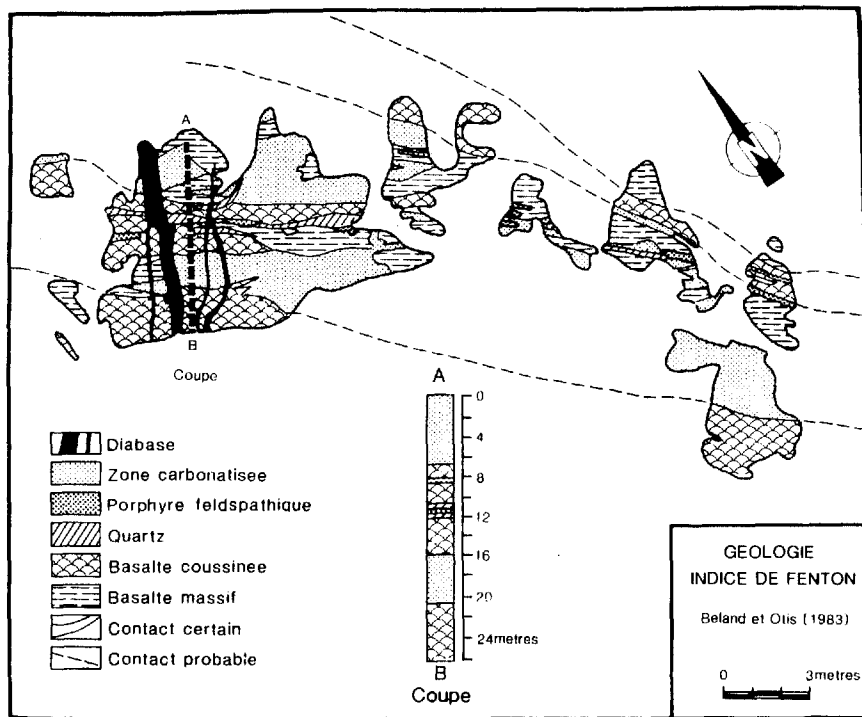


Figure 35; Carte lithologique de l'indice de Fenton.

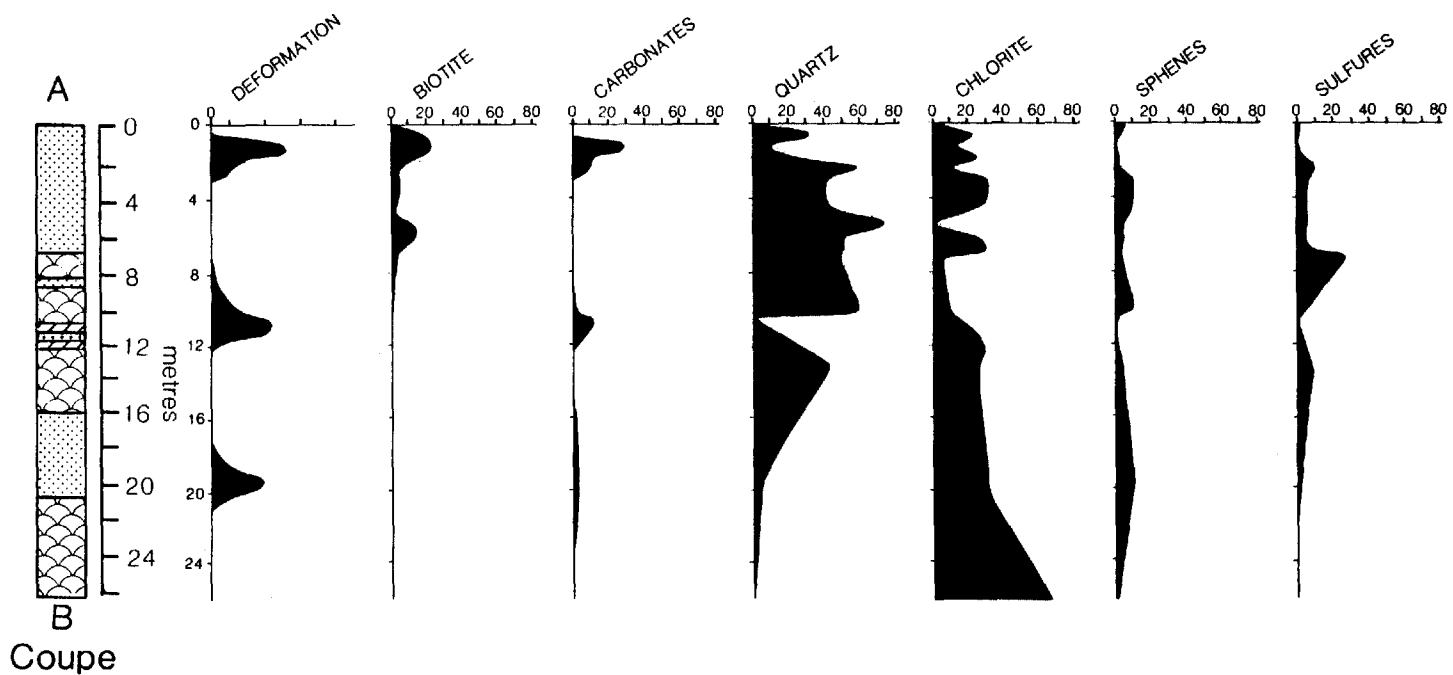


Figure 36; Profils pétrographiques des altérations hydrothermales observées dans l'indice de Fenton.

RÉFÉRENCES

- Avramtchev, L. et Lebel-Drolet, S. 1981. Catalogue des gîtes minéraux du Québec, DPV-744 pp 40-41.
- Béland, G., et Otis, M., 1983. Rapport des travaux géologiques et géophysiques effectués sur la propriété du lac Fenton. M.E.R.Q. G.M.39608, 21pp.
- Cimon, J. 1977. Quart sud-est du canton de Queylus. M.R.N.Q. DPV- 448
- Chown, E.H., Archambault, Guy. 1987. The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Québec; relations to host-rock characteristics. Journal canadienne des sciences de la terre. 24, pp 110-116.
- Déland, A.N., et Grenier, P.E., 1959. Région d'Hazeur-Druillettes. M.M.Q. RG - 87. 84 pages.
- 1955. Rapport préliminaire sur la région de Du Guesclin-Royal. Ministère des Mines, Québec. RP-318. 7 pages.
- 1956. Rapport préliminaire de la région de Du Guesclin Royal. Ministère des mines, Québec; RP-318.
- A.N., 1954. Rapport préliminaire sur la région du lac Surprise Ministère des mines, Québec; RP-292, 13 pages.
- Duquette, G., 1970. Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart NE de McCorkill, M.E.R.Q. DP - 837.
- Ernst, R.H., Ranalli, G., Halls, H.C., 1985. Emplacement History and Geodynamic Significance of the Great Abitibi Dyke, Superior Province, Canada. International Congress on Mafic Dyke Swarms, University of Toronto. p 38
- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P., Grasso, P., 1977. Chemostratigraphic Divisions Within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda District, Québec. Geological Association of Canada sp. paper 16. pp 266-295.
- Garvais, D., 1986. Le caractère de la zone de contact entre l'intrusif tonalitique syn-à post-cinématique d'Anville et le terrain de gneiss du Massif de Lapparent. (Projet fin d'étude Science de la Terre, U.Q.A.C)
- Higgins, M.W. 1971. Cataclastic Rocks. U.S. Geological Survey Professional Paper 687, 97p

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, pp.523-548
- Maybin, A., 1974 Preliminary report for the SW 1/4 of Guercheville Township M.R.N.Q. DP-251. 4 pages.
- M.E.R.Q., 1983, Résultats d'un levé INPUT, Marin-Barry DP-83-08
- 1982. Levé aéroporté INPUT dans le région du lac Doda, DP-927
- M.R.N., 1978. Résultats d'un levé INPUT, dans la région d'Opemisca, DP - 587
- Mitra, G. 1978. Ductile Deformation Zones and Mylonites: the Mechanical Processes Involved in the Deformation of Crystalline Basement Rocks. American Journal of Science, v 278, p 1057-1084.
- Racicot D., Chown E.H., Hanel T., 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt; A preliminary survey: in J. Guha, E.H. Chown, eds, Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special Volume 34. pp 178-197
- Remick, J.H. 1956. Rapport préliminaire sur la région d'Anville-Drouet. M.M.Q. RP-322, 8 pages.
- 1957. Rapport préliminaire sur la région de Guercheville-Lapparent. M.M.Q. R.P. 343, 12 pages.
- 1977, Région de Marin-Piquet, rapport finale. DP 509 M.R.N.Q. 60 pages.
- Ruhlmann, F., Reynal, M. et Lavoie, S. 1986. Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des Monts Otish, Québec. Journal canadienne des sciences de la terre, 23, pp 1742-1752.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A. et Mueller, W., 1987. Stratigraphie de la région de Caopatina. M.E.R.Q. Sous presse
- Sharma, K.N.M., et Lauzière, K., 1983. La géologie de région de Desmaraisville. DP-84-10, M.E.R.Q.
- Tait, L., Pilote, P., et Chown, E.H., 1986 Rapport interimaire du projet Eau Jaune. M.E.R.Q. DP-86-09
- et Chown, 1987. Projet Guesclin; Rapport préliminaire. Sous presse, M.E.R.Q.
- Tanguay, R., 1987. Étude pétrographique des lithologies de la zone de cisaillement de l'indice de Fenton. (Projet fin d'études, Sciences de la Terre, U.Q.A.C.). pp 62.

ANNEXE

Annexe 1: Analyses des basaltes de la Formation d'Obatogama

Analyses des éléments majeurs dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau

(P = échantillon porphyrique)

échant.	0007	0121-B	0123	0127	0129	0130	1001	1007	1093
SiO ₂ %	49	44.7	47.8	48.9	47.8	47.7	46.1	46.9	47
Al ₂ O ₃ %	14.3	12.8	15.3	14.5	13.9	13.8	15.2	15.1	13.3
CaO %	10.2	9.77	8.8	7.52	7.6	9.65	11.9	12.4	9.67
MgO %	7.53	5.55	7.67	7.15	7.94	5.59	7.03	6.86	5.56
Na ₂ O %	1.99	1.04	2.97	2.37	2.89	1.81	1.68	1.43	2.36
K ₂ O %	0.2	0.04	0.14	0.09	0.12	0.14	0.1	0.09	0.34
Fe ₂ O ₃ %	13.6	20.1	13.1	14.2	14.8	16.1	12.2	12.2	17.7
MnO %	0.21	0.29	0.22	0.22	0.23	0.26	0.22	0.22	0.25
TiO ₂ %	1.08	2.03	0.85	1.33	1.12	1.5	0.71	0.71	1.48
P ₂ O ₅ %	0.09	0.17	0.07	0.12	0.09	0.12	0.07	0.06	0.11
CO ₂ %	0.27	0.27	0.51	0.02	0.04	0.01	0.57	0.57	0.16
S %	0.04	0.05	0	0	0	0.09	0.08	0.08	0
H ₂ O+ %	1.8	2.5	2.8	3.2	3.2	2.8	2.7	2.5	1.2
LOI %	2.1	2.6	3.2	2.8	2.7	2.3	3.1	3.3	0.7
TOTAL %	100.5	99.2	100.2	99.3	99.2	99.1	100.4	99.3	98.5

SAMPLE	1135	4077-A	5000	5005	5057	(P) 5069	(P) 1089	(P) 0058-A	(P) 111-28	(P) 111-42
SiO ₂ %	49.3	48.8	49.3	50	48.3	47.6	46.4	45.8	45.8	47.2
Al ₂ O ₃ %	12.4	13.9	14.2	13.7	14.3	16.7	16.1	28.2	18.6	19.2
CaO %	10.1	11	9.95	9.81	9.84	8.53	11.5	15.3	11.9	12.3
MgO %	5.34	8.19	7.18	6.95	8.25	8.16	8.94	2.69	6.56	5.84
Na ₂ O %	2.11	2.35	2.2	1.85	2.47	3.07	0.82	1.31	1.86	2.03
K ₂ O %	0.64	0.13	0.07	0.17	0.22	1.04	0.39	0.11	0.09	0.09
Fe ₂ O ₃ %	16.6	12.6	12.4	13.8	13.3	10.2	11.5	3.38	11.3	9.77
MnO %	0.25	0.2	0.2	0.19	0.2	0.18	0.19	0.04	0.17	0.16
TiO ₂ %	1.92	1.01	0.78	1.2	0.9	1.14	0.58	0.24	0.77	0.65
P ₂ O ₅ %	0.16	0.08	0.08	0.1	0.07	0.31	0.05	0.03	0.06	0.05
CO ₂ %	0	0.05	0	0.08	0.04	0.16	0.03	0	0.07	0.01
S %	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H ₂ O+ %	1.4	1.9	2.5	1.9	1	1	3.2	2.2	2.6	2.5
LOI %	1.1	2	2.9	2.1	1.6	3.4	3.4	3.1	3.1	2.8
TOTAL %	100.2	100.3	99.4	99.9	99.5	100.4	100	100.3	100.3	100.1

Analyses des éléments traces dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau

(P = échantillon porphyrique)

échant.	0007	0121-B	0123	0127	0129	0130	1001	1007	1093
Au ppb	11	1	8	1	2	1	3	1	2
Rb ppm	0	45	15	15	15	0	0	0	15
Sr ppm	90	80	90	80	50	80	100	110	90
Y ppm	10	10	20	30	10	30	10	10	20
Zr ppm	50	100	30	80	60	80	10	30	70
Nb ppm	0	30	0	20	10	40	20	10	20

Sample	1135	4077	5000	5005	5057	(P) 0058-A	(P) 111-28	(P) 111-42	(P) 1089	(P) 5069
Au ppb	1	1	0	2	2	2	2	1	0	3
Rb ppm	50	15	15	15	15	0	0	0	20	30
Sr ppm	110	70	250	100	120	160	130	120	80	390
Y ppm	30	0	20	10	30	10	20	20	10	20
Zr ppm	130	60	30	50	20	0	30	0	10	40
Nb ppm	10	20	20	20	20	10	10	10	10	10