

MB 87-16

STRATIGRAPHIE DE LA REGION DU LAC CAOPATINA

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



License

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Stratigraphie de la région du lac Caopatina

Kamal N. M. Sharma
André Gobeil
MER

Wulf Mueller
Université du Québec à Chicoutimi

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

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.

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DU LAC CAOPATINA

Kamal N. M. Sharma et André Gobeil
Ministère de l'Énergie et des Ressources

Wulf Mueller - Université du Québec à Chicoutimi

INTRODUCTION

Au cours de l'été 1986, nous avons entrepris une étude de reconnaissance de l'extrémité est de la ceinture volcano-sédimentaire Caopatina-Quévillon afin de comprendre les relations stratigraphiques entre les roches volcaniques mafiques et felsiques et les roches sédimentaires épicastiques. Cette ceinture se situe immédiatement au sud de la ceinture volcano-sédimentaire de Chibougamau-Matagami, et s'oriente parallèlement à cette dernière. Les travaux de terrain ont été principalement concentrés le long de nombreuses routes forestières dans les cantons de Gamache, Hazeur, Druillettes, Gradis et Lescure, au sud-ouest de la ville de Chibougamau.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La cartographie géologique, à l'échelle de 1 mille au pouce, a été effectuée par Déland et Grenier (1959), Holmes (1959), Lyall (1959) et Remick (1956). Gobeil et Racicot (1982) ont publié une carte de compilation géologique couvrant cette région, à l'échelle de 1:100 000. Leurs résultats sont basés sur des travaux de reconnaissance effectués le long des routes forestières et sur l'interprétation des cartes des levés magnétiques et électromagnétiques aéroportés effectuée pour le ministère de l'Énergie et des Ressources en 1976 et 1982. Le présent rapport réfère à la carte de Gobeil et Racicot

(1982). Durant l'été 1985, Tait, Pilote et Chown (1986) ont cartographié, à l'échelle 1:20 000, la région située au nord de celle que nous avons étudié (cantons de de Rasles, Lescure et Brochant).

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Toutes les roches de la région, à l'exception des dykes protérozoïques de gabbro-diabase, sont d'âge archéen et appartiennent à la "zone interne" de la sous-province orogénique de l'Abitibi (telle que définie par Dimroth et al., 1982), de la province structurale du Supérieur du Bouclier canadien. Elles se composent en majorité de volcanites mafiques et felsiques effusives, de roches volcanoclastiques, de sédiments volcanogènes, et de sédiments épicyclastiques.

Les volcanites mafiques sont recoupées par des plutons de granitoïdes syn à tarditectoniques. À proximité des plutons, les roches volcaniques et sédimentaires ont subi un métamorphisme de contact au faciès d'amphibolite. C'est le cas au voisinage du pluton du lac Surprise où les basaltes sont devenus des amphibolites et les roches sédimentaires sont devenues des gneiss à biotite, hornblende et staurotide. Partout ailleurs le métamorphisme est au faciès des schistes verts. Les dykes de gabbro-diabase posttectoniques et non métamorphisés sont les roches les plus jeunes de la région.

Nos travaux de reconnaissance ont porté principalement sur les roches volcaniques et sédimentaires avec une emphase sur les problèmes stratigraphiques et la nature des contacts qui existent entre les différents assemblages.

VOLCANITES MAFIQUES

Les roches volcaniques mafiques dominent largement dans la région; elles sont composées principalement de coulées de basalte

coussinées et massives parfois surmontées par des brèches de coussins contenant une proportion variable de matériel hyaloclastique. Ces basaltes sont caractérisés par la présence de phénocristaux de plagioclase automorphes à subautomorphes. Les phénocristaux, qui peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche, ont une taille qui varie de quelques mm à 15 cm. La vésicularité des laves est généralement très faible. À quelques endroits, les dykes nourriciers de basalte ont développé d'excellents débits en orgues.

Dans la région de Chibougamau, les basaltes porphyriques similaires appartiennent à la Formation d'Obatogamau, telle que définie par Cimon (1977). Cette formation constitue la base du Groupe de Roy (Duquette, 1970) à l'intérieur du modèle stratigraphique de la région de Chibougamau. En se basant sur ce caractère, Gobeil et Racicot (1982), et Tait et al., (1986) ont assigné toutes les volcanites mafiques de la bande Caopatina-Quévillon à la Formation d'Obatogamau.

VOLCANITES FELSIQUES

Les travaux de Gobeil et Racicot (1982), et de Tait et al., (1986) ont permis de reconnaître, à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau, un empilement de roches volcaniques felsiques. Celui-ci se trouve au nord-ouest du lac des Vents, dans un secteur chevauchant les cantons de Druillettes et de Lescure. Les roches volcaniques felsiques regroupent des coulées de laves et de brèches, des coulées pyroclastiques et des coulées de débris pyroclastiques (faciès proximal), des turbidites, et d'autres sédiments (grès et conglomérat) volcanogènes dérivés du remaniement de débris volcaniques et de l'érosion des roches volcaniques felsiques et mafiques environnantes.

Durant l'été 1986, Mueller a reconnu, dans le secteur du lac des Vents, cinq (5) unités distinctes de roches volcaniques felsiques interstratifiées avec des coulées basaltiques de la Formation d'Obatogamau (Tableau 1), dont la polarité varie de sud à sud-est. À plusieurs

**CINQ (5) UNITÉS FELSIQUES (d'après Mueller) DU
MEMBRE DES VENTS**

| UNITÉS FELSIQUES | LITHOLOGIES | |
|---------------------|---|---------|
| FV5 | Grès et grès conglomératiques surtout dérivés des volcanites felsiques. | |
| | Conglomérats volcanogènes contenant des fragments felsiques et basaltiques en pro- portions variables | 350 m |
| Coulées basaltiques | | 30 m |
| FV4 | Débris volcanoclastiques remaniés | 30 m |
| Coulées basaltiques | | 720 m |
| FV3 | Coulées de laves massives rhyodacitique à dacitique | |
| | Turbidites | 650 m |
| | Coulées pyroclastiques | |
| Coulées basaltiques | | ≈ 100 m |
| FV2 | Coulées de débris pyroclastiques avec des fragments arrachés ("rip ups") de shale et de basalte | ≈ 350 m |
| Coulées basaltiques | | ≈ 120 m |
| FV1 | Coulées de laves felsiques massives et de brèches | ≈ 75 m |

endroits, ces coulées basaltiques montrent une vésicularité élevée (jusqu'à 40 % dans la bordure des coussins).

De la base au sommet de la séquence felsique, on trouve les cinq (5) unités suivantes (FV1 à FV5). Les coulées de laves felsiques massives et de brèches caractérisent l'unité FV1. L'unité FV2 contient une dominance des coulées de débris pyroclastiques avec des fragments arrachés ("rip ups") de shale et de basaltes, indiquant que ces coulées de débris avaient à une certaine étape un caractère turbulent pour pouvoir éroder les sédiments et les basaltes sous-jacents (Fisher 1971, 1984; Alain Simard, communication personnelle). La présence de "rip ups" de shale témoigne l'interruption temporaire de l'activité volcanique. Dans cette unité on note également les niveaux de shale, de turbidites pyroclastiques, de laves felsiques massives ou bréchiques.

L'unité FV3 est caractérisée, dans sa partie inférieure, par l'abondance de coulées pyroclastiques et par quelques lits de turbidites tandis que sa partie supérieure contient surtout des coulées de laves massives (de composition rhyodacitique à dacitique), quelques-unes montrant d'excellentes brèches de sommet. Quelques coulées pyroclastiques contiennent de magnifiques "bombes" montrant une croûte figée bien développée et des appendices en queue de fouet ("tails"). Les coulées pyroclastiques montrent en général des variations dans la nature des fragments indiquant des conditions magmatiques différentes à la source lors de l'activité volcanique explosive.

Des brèches de coulées, des dépôts pyroclastiques remaniés et des conglomérats volcanogènes, les deux contenant des fragments felsiques et basaltiques en proportion variable, se trouvent dans l'unité FV4 et dans la partie inférieure de l'unité FV5. Cependant, la majorité de l'unité FV5 est composée de grès et de grès conglomératiques surtout dérivés des volcanites felsiques. Ces roches montrent des laminations parallèles nettes et occasionnellement des stratifications entrecroisées.

Les roches du secteur sont recoupées par de nombreux dykes nourriciers de composition basaltique; certains d'entre eux montrent d'excellents débits en orgues. Enfin, la zone felsique est surmontée d'une épaisse séquence (environ 2 km) de basaltes de la Formation d'Obatogamau.

Une description plus détaillée de toutes les roches volcaniques felsiques de ce secteur fera l'objet d'une thèse de maîtrise par Robin Potvin à l'Université du Québec à Chicoutimi et de publications futures.

Les extensions latérales de la zone felsique du lac des Vents seront mieux définies suite à la cartographie géologique détaillée projetée dans les années à venir.

Étant donné l'association et l'interstratification des roches volcaniques felsiques avec les basaltes coussinés de la Formation d'Obatogamau et les turbidites, nous pensons que les laves felsiques, les coulées pyroclastiques, les coulées de débris pyroclastiques et les sédiments volcanogènes associés (conglomérats et grès) ont été déposés dans un milieu sous-aquatique. La présence combinée des roches pyroclastiques et des basaltes à vésicularité élevée suggère l'existence d'un environnement d'eau peu profonde (Dimroth et al., 1984; Fisher, 1984). Ceci n'exclut pas la possibilité d'une activité volcanique felsique en partie, subaérienne, ni le fait que la colonne d'éruption ait pu transpercer la surface d'eau, les coulées pyroclastiques se développant lors de l'effondrement de la colonne ("column collapse"; Fiske & Matsuda, 1964; Fisher, 1984). Ces éventualités sont fortement suggérées par la présence de "bombes" dans les coulées pyroclastiques du niveau inférieur de l'unité FV3. Par contre, la présence de sédiments volcanogènes dans la partie supérieure de l'empilement (FV4 et FV5) — conglomérats contenant des galets felsiques et basaltique, et grès et grès conglomératiques dérivés surtout de volcanites felsiques, — supporte:

- (i) l'émergence d'une partie de l'édifice volcanique et sa destruction par l'érosion;
- et
- (ii) le remaniement des dépôts pyroclastiques.

ROCHES SÉDIMENTAIRES ÉPICLASTIQUES

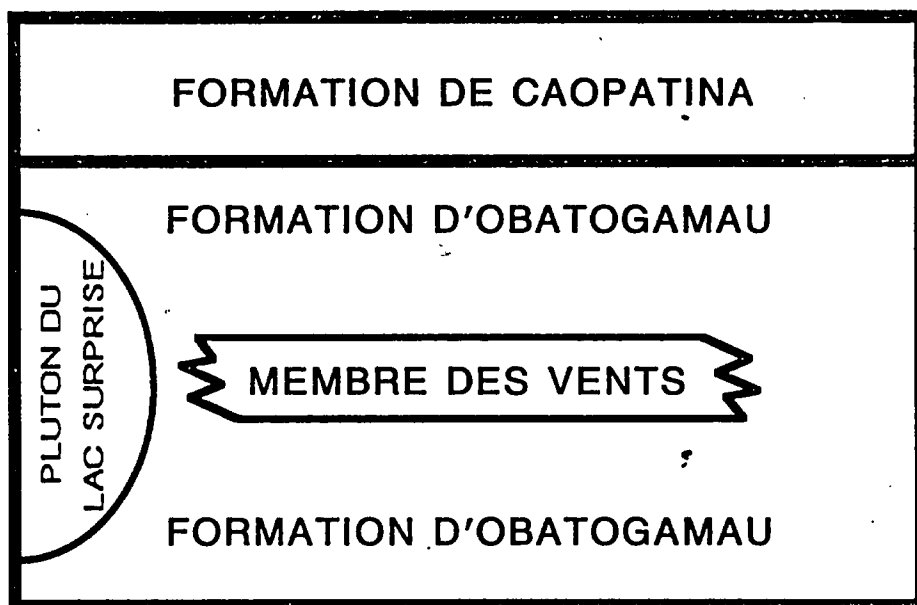
Les roches sédimentaires, surtout épyclastiques, comprenant des grès, siltstones, argilites, conglomérats, grès conglomératiques, formations de fer litées à magnétite etc. Les sédiments épyclastiques ont été transportés à la faveur de courants de turbidités. Ces roches forment une bande étendue d'orientation E-W, d'une longueur d'environ 50 km, et s'étendant du canton de Gamache dans l'est, aux cantons de Gradis et Drouet dans l'ouest. Cette bande est plus large (environ 10 km) dans la région du lac Caopatina, dans le canton de Hazeur (Gobeil et Racicot 1982). Une petite partie de ces roches, dans l'extrémité ouest de la bande, a été cartographiée, à l'échelle de 1:20 000, par Tait et Chown durant l'été 1986. Le reste de la bande sera cartographié en détail (1:20 000) au cours des années futures.

Les roches sédimentaires se retrouvent à l'intérieur de structures synclinales majeures, orientées E-W. Des observations à plusieurs endroits près des contacts entre les roches sédimentaires et volcaniques mafiques indiquent une interdigitation de sédiments et les roches basaltiques. Ces observations permettent d'écarter l'hypothèse d'une faille marquant une discordance ou de failles limitant un bassin sédimentaire comme le proposent Daigneault et Allard (1984) pour les sédiments du Groupe d'Opémisca dans la région de Chibougamau.

En s'éloignant des contacts, vers l'intérieur du bassin, seules les roches sédimentaires sont présentes. Cependant, l'évidence d'activité volcanique, plutôt rare, est suggérée par la présence de lits entièrement composés de scories ("volcanic cinders"). Une certaine activité magmatique est également démontrée par la présence de

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION
DE CAOPATINA

d'après Sharma, Gobeil et Mueller.



dykes et sills mafiques contenant des phénocristaux de plagioclase, semblables à ceux observés dans les basaltes et filons-couches de la Formation d'Obatogamau, auxquels ils sont génétiquement associés.

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE CAOPATINA

Pendant les travaux de cartographie de reconnaissance et de compilation géologique, Gobeil et Racicot (1982) ont réalisé que les relations stratigraphiques entre les roches de cette région ne correspondent pas à celles établies dans la région de Chibougamau. Ils mentionnent "- - - ces levés ont indiqué d'excellents conducteurs régionaux définissant des segments géologiques qui toutefois ne cadrent pas très bien avec la géologie déjà établie (à Chibougamau)". Ils mentionnent entre autres la présence de filons-couches mafiques à phénocristaux de plagioclase à l'intérieur des roches sédimentaires.

Gobeil et Racicot (1982) ont aussi été les premiers à suggérer la possibilité que le centre volcanique felsique du lac des Vents puisse représenter un centre volcanique felsique à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau. Les travaux de Tait et al. (1986) et de Mueller (été 1986) ont confirmé que cette zone felsique est bien à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau, intercalée entre d'épaisses séquences de basaltes, et aussi interstratifiée avec des coulées basaltiques.

Pour ces raisons, nous proposons de regrouper l'ensemble des roches volcaniques felsiques, des sédiments volcanogènes associés et les basaltes interlités, à l'intérieur du Membre des Vents (Tableaux I et II) qui fait partie de la Formation d'Obatogamau.

Nous agissons ainsi de façon à ne pas proliférer les noms des formations. Cependant, si les travaux futurs dans d'autres régions, révèlent la présence de roches volcaniques felsiques similaires, et au même niveau stratigraphique, ces roches felsiques pourraient accéder au statut d'une formation.

La présence d'une bande de roches sédimentaires épicrostiques traversant le lac Caopatina et entourée par les basaltes de la Formation d'Obatogamau représente un élément nouveau dans l'évolution du volcanisme de type Obatogamau. Allard et al. (1985) et Dimroth et al. (1984) ont interprété la Formation d'Obatogamau comme étant le résultat d'éruptions fissurales qui auraient formé une grande plaine sous-marine de laves (100 x 100 km). Cependant, Dimroth et al. (1984) mentionnent que " - - - the absence of volcanogenic conglomerates proves that permanent islands did not emerge" (p. 77). Mais, tel que nous l'avons mentionné auparavant, la présence de conglomérats volcanogènes contenant surtout des galets de volcanites felsiques et de basaltes en proportions variables, dans les unités FV4 et FV5, et à plusieurs endroits à l'intérieur de la bande sédimentaire de Caopatina, témoigne de l'émergence d'un édifice volcanique. À l'intérieur de la bande sédimentaire de Caopatina, de tels conglomérats volcanogènes sont présents près du contact entre la bande sédimentaire et les basaltes environnants. De plus, à certains endroits, par exemple à l'ouest du lac Remick, ces conglomérats contiennent des galets de roches volcaniques felsiques avec des phénocristaux, assez grossiers, de feldspath et de quartz, ce qui suggère que l'édifice volcanique fut érodé jusqu'à sa racine.

De plus, tel que mentionné dans la description des roches sédimentaires, il y a une interdigitation de roches basaltiques et des roches sédimentaires de la bande de Caopatina, près de leur contact, indiquant que l'activité volcanique sous-marine a diminué graduellement, mais sur une période assez courte. La fin du volcanisme a été rapidement suivi d'une période de sédimentation à prédominance sous-marine pendant laquelle les roches sédimentaires de la bande de Caopatina ont été déposées. Pour ces raisons, nous proposons d'assigner les roches sédimentaires de la bande de Caopatina à une nouvelle formation, la Formation de Caopatina, que nous situons immédiatement au-dessus de la Formation d'Obatogamau (Tableau II).

Dans ce contexte, l'évolution géologique et par conséquent stratigraphique de la région de Caopatina diffère de celle de la région de Chibougamau. Dans la région de Chibougamau (Allard et al., 1985; Dimroth et al., 1984), on assiste d'abord à la mise en place de la Formation d'Obatogamau représentant une grande plaine sous-marine de laves, surmontée par la Formation de Gilman, un grand volcan sous-marin de type bouclier: le volcanisme fissural évolue donc vers un volcanisme central. Ceci a été suivi par la croissance et l'émergence des îles volcaniques pendant lesquelles les formations de Blondeau et de Bordeleau ont été déposées formant des nappes ("apron") volcanoclastiques autour des îles volcaniques. La phase finale de l'évolution paléogéographique a été marquée par le soulèvement et l'érosion profonde des îles volcaniques: leurs débris se sont accumulés dans les bassins marins et continentaux contrôlés par des failles (Dimroth et al., 1984, p. 77-79), et ont formé les roches sédimentaires de la Formation de Stella du Groupe d'Opémisca.

Dans la région de Caopatina le schéma évolutif est différent. L'activité volcanique responsable du développement de la plaine sous-marine de laves (Formation d'Obatogamau) a été rapidement suivie d'une phase importante de sédimentation qui a donné la Formation de Caopatina. Ceci suggère fortement que les sédiments de la Formation de Caopatina sont plus anciens que les sédiments de la Formation de Stella du Groupe d'Opémisca, car rien n'indique, actuellement, que les laves de la Formation d'Obatogamau diffèrent d'âge dans les deux régions.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

L'importance économique de la bande volcanosédimentaire de Caopatina a bien été soulignée par Gobeil et Racicot (1982) et plus récemment par Gobeil (1986). La région présente plusieurs similarités avec celle de Casa-Bérardi où la présence de conducteurs électromagnétiques régionaux au sommet d'une séquence volcanique et la présence de bassins sédimentaires locaux semblent être des éléments importants de

la métallogénie locale. La région de Caopatina est caractérisée par la présence de plusieurs conducteurs régionaux INPUT, de direction E-W. Un de ces conducteurs se prolonge à partir de la mine Chibex vers l'ouest, au moins jusqu'au gîte du lac Shortt à proximité du contact nord entre les basaltes et les roches sédimentaires.

Au cours de nos travaux, nous avons relevé plusieurs zones de cisaillement, d'orientation E-W, contenant de la pyrite, de la magnétite et un peu de chalcopryrite, des veines de quartz blanc ou fumé cisailées et des zones ankéritisées. Celles-ci correspondent aux conducteurs situés au nord et au sud de la bande sédimentaire de Caopatina. Nous avons également noté, à quelques endroits, la présence d'argilites pyriteuses rouillées à l'intérieur de ces conducteurs.

Pendant l'été 1986, Tait et Chown ont découvert, le long d'un conducteur, une zone de cisaillement importante fortement ankéritisée contenant des sulfures disséminés et en lentilles. Ils ont aussi décrit plusieurs minéralisations présentes dans la région du lac à l'Eau Jaune (Tait et al., 1986).

Les roches volcaniques felsiques du Membre des Vents forment un milieu favorable pour l'exploration de dépôts de sulfures massifs volcanogènes contenant Cu, Zn, Au, Ag, particulièrement la zone qui contient les dykes nourriciers à l'intérieur de l'unité FV3. Les fragments arrachés ("rip ups") de shale rouillés retrouvés dans les coulées de débris pyroclastiques associés au Membre des Vents contiennent d'abondantes disséminations et concrétions de pyrite. Un échantillon provenant d'une coulée pyroclastique, très peu minéralisée, de l'unité FV3 a donné des valeurs surprenantes en zinc (Zn-0.15 %).

De plus, plusieurs indices minéralisés en Cu-Au ont été rapportés près ou à l'intérieur des zones de failles affectant la région.

REFERENCES

- ALLARD, G.O., CATY, J.-L., GOBEIL, A., 1985. The Archean Supracrustal rocks of the Chibougamau Area. Pages 55-63. IN Evolution of Archean Supracrustal Sequences; Editors - L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card & W. Weber. Geological Association of Canada, Special Paper 28.
- CIMON, J., 1977. Quart sud-est du canton de Quéjus. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Rapport préliminaire, DPV-448.
- DAIGNEAULT, R., ALLARD, G.O., 1984. Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. IN Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization; Editors - J. Guha and E.H. Chown. CIM Special volume 34, 1984, pages 212-228.
- DÉLAND, A.-N., GRENIER, P.-E., 1959. Région d'Hazeur-Druillettes. Ministère des Mines, Québec; R.G. 87.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., GOULET, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 19, No 9, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E., ROCHELEAU, M., MUELLER, W., 1984. Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: A comparison between Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. IN Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization; Editors - J. Guha and E.H. Chown. CIM Special volume 34, 1984, pages 73-91.
- DUQUETTE, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, ES-8.

- FISHER, R.V., 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of sedimentary petrology*; vol. 41, pages 916-927.
- FISHER, R.V., 1984. Submarine volcanoclastic rocks. Pages 5-27; IN *Marginal Basin Geology (Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins; Editors - B.P. Kokelaar and M.F. Howells, 1984; Published for the Geological Society of London by Blackwell Scientific Publications.*
- FISKE, R.S., MATSUDA, T., 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science*; vol. 262, pages 76-106.
- GOBEIL, A., RACICOT, D., 1982. Région des lacs Caopatina et des Vents. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DP 82-18.
- HOLMES, S.W., 1959. Région de Fancamp-Haüy. Ministère des Mines, Québec; R.G. 84.
- LES RELEVÉS GÉOPHYSIQUES, 1982. Levé aéroporté INPUT dans la région du lac Doda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-927.
- LYALL, H.B., 1959. Région de Brongniart-Lescure. Ministère des Mines, Québec, R.G. 55.
- M.R.N., 1976. Résultats d'un levé INPUT dans la région de la Dauverrière. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DP-496.
- REMICK, J.H., 1956. Rapport préliminaire sur la région d'Anville-Drouet, Ministère des Mines, Québec; R.P. 322.

TAIT, L., PILOTE, P., CHOWN, E.H., 1986. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 86-09.