

DPV 682

RECONNAISSANCES GEOLOGIQUES DANS CHARLEVOIX-SAGUENAY

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



**MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

**RECONNAISSANCES GÉOLOGIQUES
DANS
CHARLEVOIX—SAGUENAY**

Jehan Rondot

MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES DU QUEBEC
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE
DIRECTION DES LEVES GEOSCIENTIFIQUES

RECONNAISSANCES GEOLOGIQUES DANS
CHARLEVOIX-SAGUENAY

PAR

JEHAN RONDOT

On ne peut trop insister sur le fait que les ressources minérales en exploitation sont des capitaux qui s'épuisent et que les gisements que l'on exploite actuellement représentent une moisson à laquelle il fallut des centaines de millions d'années pour mûrir. Les générations à venir seront sans doute reconnaissantes que la nature ait mis un frein à nos désirs de nous approprier plus que notre part de la moisson.

Bertrand T. Denis,
LA GEOLOGIE DU QUEBEC

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
Situation	1
Physiographie	1
Travaux antérieurs	1
Travaux sur le terrain	3
GEOLOGIE GENERALE	3
Complexe de Tadoussac	3
Complexe du Parc des Laurentides	5
Anorthosite de Saint-Urbain	5
Rift du Saint-Laurent	6
Dépôts de plate-forme	7
Phase taconique	7
Astroblème de Charlevoix	11
Quaternaire	13
STRATIGRAPHIE	
Groupe de Saint-Tite-des-Caps	13
Milieu de dépôt	15
Groupe de La Malbaie	15
Formation du Heu	15
Formation du Manoir Richelieu	17
Unité supérieure	17
Milieu de dépôt	18
Groupe de Saint-Siméon	18
Formation de Moulin à Baude	18
Formation de Port-aux-Quilles	19
Milieu de dépôt	20
Groupe des Martres	20
Unité inférieure	21
Formation de La Galette	21
Extension vers le nord	22
Milieu de dépôt	22
Corrélation	23
TECTONIQUE	24
Plissements	24
Plissements est-ouest	24
Plissements nord-sud	24
Failles	26
Avant 1379 Ma	26
1050-950 Ma	26
700 Ma	27
450 Ma	27
Failles d'effondrement	28
Ligne de Logan	28
Graben du Saguenay	28
350 Ma	30
Déformations plus récentes	30
Séismes	30
Avant 1900	30
1900-1976	32
Cause des tremblements de terre	32
Risques et périodicité	32
GEOLOGIE ECONOMIQUE	33
Gîtes magmatiques	33

Fer et titane	33
Anorthosite	34
Granite	34
Gîtes métamorphiques	34
Mica	35
Uranium	35
Quartzite	36
Sillimanite (alumine)	37
Gîtes filoniens	38
Gîtes sédimentaires	38
Calcaire	39
Gravier	39
Tourbe	40
CONCLUSION	40
BIBLIOGRAPHIE	41

INTRODUCTION

Avec le début de l'exploitation des épaisses bandes de quartzite pure de La Galette, découvertes en 1969, nous avons été amené à étudier, en 1975, les autres bandes de quartzite de la région. Cette étude a abouti à la reconnaissance des groupes métasédimentaires de Saint-Tite-des-Caps, de La Malbaie, de Saint-Siméon et des Martres (Rondot et Marleau, 1977; voir aussi tableau 1).

Cette étude fut étendue à la grandeur du présent territoire en 1978. Elle a donné d'autres résultats touchant les groupes métasédimentaires et la minéralisation associée: avant plissements et métamorphismes, une mince couverture sédimentaire, en partie continentale, en partie marine, recouvrait un socle cristallin peu différencié.

SITUATION

La région de Charlevoix-Saguenay, délimitée par les longitudes $69^{\circ}30'$ et $71^{\circ}00'$, la latitude $48^{\circ}30'$ et le Saint-Lau-

rent, couvre une superficie de 12 000 km². Son centre se trouve à 150 km au nord-est de Québec. Chicoutimi est située près de son extrémité nord-ouest. Aucun point n'est très éloigné d'un accès aux transports maritimes (figure 1).

PHYSIOGRAPHIE

Cette partie du Bouclier précambrien forme un plateau déchiqueté, d'environ milles mètres d'altitude, profondément modifié par deux événements tectoniques paléozoïques: l'effondrement du graben du Saguenay, probablement contemporain de la phase taconique des Appalaches à l'Ordovicien moyen, et l'astroblème de Charlevoix au Dévonien supérieur.

Le sommet le plus élevé de la région, entre Baie-Saint-Paul et Québec, atteint 1166 m d'altitude. Il se trouve sur le bord sud-est du Plateau laurentien. Ce dernier est coupé par le graben du Saguenay, dont le fjord surcreusé par les glaciers permet aux océaniques de remonter jusqu'à La Baie, près de Chicoutimi, à 100 km à l'intérieur des terres. Bien que présentant le plus souvent des rives très escarpées (figures 2 et 3), le Saguenay est accessible par plusieurs baies transversales (figures 4 et 5).

La dépression semi-circulaire de l'astroblème de Charlevoix entame l'extrémité sud-est du plateau (Rondot, 1968, 1972b).

TRAVAUX ANTERIEURS

Dès 1666, ou peut-être même du temps de Jacques Cartier, on connaissait l'existence de l'ilménite de Saint-Urbain, considérée à ce moment comme un minerai de fer (Rose, 1969, page 77). On a, par la suite (Guettard, 1752), rapporté la présen-

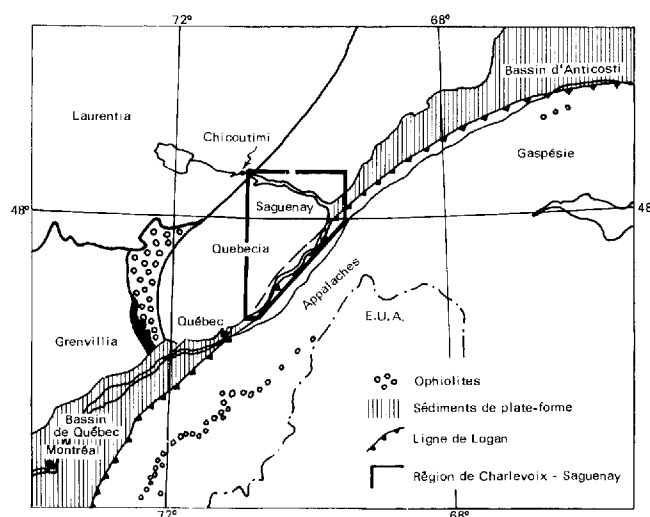


FIGURE 1 - Plan de situation.

ce de fluorine et de galène à Baie-Saint-Paul. En 1893, on commence à exploiter le mica au lac du Pied-des-Monts. Obalski (1904) y rapporte aussi la présence d'uranium et d'antraxolite, puis de radium (Obalski, 1905). La cartographie géologique a débuté avec les travaux de Mawdsley (1927) sur le massif anorthositique de Saint-Urbain, de Faesler (1929) le long du

Saint-Laurent, de Ross (1950) autour des gisements de micas des cantons de Sagard et Callière, de Greig (1952) autour de ceux de Pontgravé et Bergeronnes et de Miller (1973) autour des gîtes uranifères de la région de Saint-Siméon. Le travail de Miller ainsi que celui de Greig sont au début d'une cartographie systématique qui s'est poursuivie vers le sud-ouest (Rondot,



FIGURE 2 - Rives abruptes à l'embouchure du Saguenay.



FIGURE 4 - Tadoussac, à l'embouchure du Saguenay.

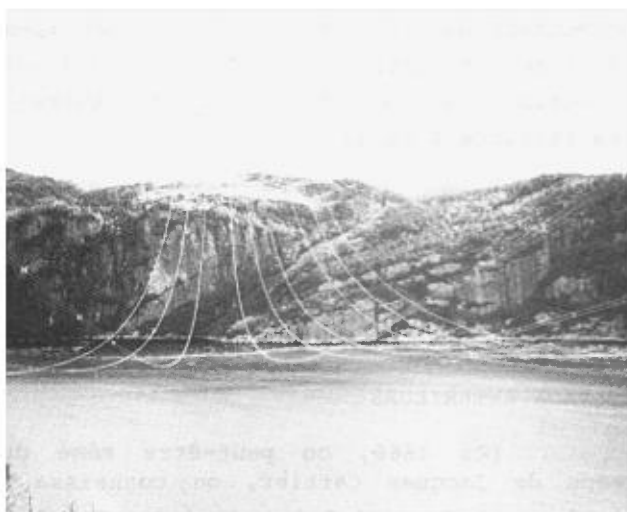


FIGURE 3 - Rive sud du Saguenay, à 8 km en amont de Tadoussac.



FIGURE 5 - Baie Sainte-Marguerite, à 25 km en amont de Tadoussac.

1966a, 1966b, 1969a, 1971c, 1972a). Le reste de la région n'a été reconnu que par des cheminement de reconnaissance dispersés (Laurin et Sharma, 1975; Franconi et al., 1975).

TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Au cours de l'été 1975, les zones de roches métasédimentaires déjà reconnues par une cartographie de détail, en particulier des régions de Saint-Siméon-Tadoussac (Miller, 1973), de La Malbaie (Rondot, 1966a) et des Martres (Rondot, 1971c) ont fait l'objet d'études stratigraphiques. La structure de ces zones fut d'abord établie grâce à l'examen stéréoscopique de photographies aériennes, au 1/40 000. En reportant sur l'une des photos les pendages à leur point d'observation, il était aisé, sur l'autre, de tracer les failles et structures. Des cheminement furent effectués pour décrire et mesurer des coupes des diverses bandes de métasédiments. Ces coupes, comparées entre elles, permirent d'identifier divers groupes et formations.

Le travail de 1978 avait pour but de poursuivre cette reconnaissance vers le nord, où la voie fluviale du Saguenay aurait avantage un éventuel gisement de minéraux industriels. Il offrait aussi l'occasion de visiter les anciens travaux dans le but d'en établir des fiches. Malheureusement le manque de cartographie systématique n'a pas permis un diagnostic précis et les anciens travaux, abandonnés depuis longtemps, sont maintenant presque tous inaccessible. Par contre, les études de terrain et de photogéologie des régions de Pontgravé-Bergeronnes (Greig, 1952), de La Baie (Bagotville; Hardy, 1969) et des Martres apportent de nouvelles précisions sur la stratigraphie et la tectonique de la région.

A cause de la surcharge, le détail des coupes et l'emplacement des points d'observation qui ont servi à l'établissement de la carte au 1/250 000 qui accompagne ce rapport seront publiés plus tard (Région de Charlevoix).

GEOLOGIE GENERALE

La géologie de la région, résumée dans diverses publications (Greig, 1952; Miller, 1973; Rondot, 1972b, 1977, 1979b) est celle du bloc précambrien Quebecia, différente de celle que l'on connaît à l'ouest, bloc Grenvillia (nombreux groupes et complexes; Rondot, 1978, etc.) et au nord-ouest, bloc Laurentia (groupe de Saint-Félicien, Benoît et Valiquette, 1971; anorthosite du lac Saint-Jean, Kehlenbeck, 1972) (figure 1).

Les roches métasédimentaires et métavolcaniques de la région apparaissent dans deux complexes métamorphiques, l'un à biotite-hornblende, l'autre à pyroxènes (voir tableau 1).

COMPLEXE DE TADOUSSAC

Le complexe de Tadoussac est représenté par des migmatites et des granites d'anatexie à biotite et, localement, hornblende (gneiss granitiques et granites de Miller, 1973 et Greig, 1952). Il envahit partiellement les formations métasédimentaires et métavolcaniques des groupes de Saint-Siméon et de La Malbaie (figure 6). On le trouve à l'est d'une ligne sinueuse allant des Eboulements, près du Saint-Laurent, jusqu'au-delà du Saguenay, où elle quitte la région près de la longitude 70°.

Les roches les plus abondantes du complexe sont des migmatites roses, assez pauvres en minéraux ferromagnésiens. Elles

TABEAU 1 - SOMMAIRE DES FORMATIONS

QUATERNAIRE

Pléistocène et Holocène

Terrasses marines et alluvions
Complexe morainique de Saint-Narcisse
Complexes morainiques anciens

DEVONIEN SUPERIEUR

Astroblème de Charlevoix

Impactite
Mylolisthénite

ORDOVICIEN MOYEN

Dépôts de plate-forme et de zone instable

Formation du Cap Martin
Formation de Saint-Irénée
Groupe de Trenton
Formation de Cap-à-l'Aigle
Formation de Cap-aux-Oies

CAMBRIEN

Prisme géoclinal

Microgrès de Saint-Bernard
Flysch de l'Isle-aux-Coudres

HADRYNIEN

Rift du Saint-Laurent

Diabase
Péridotite

PROTEROZOIQUE

Roches intrusives et métamorphiques

Anorthosite de Saint-Urbain
Complexe du Parc des Laurentides
Complexe de Tadoussac
Groupe des Martres
Groupe de Saint-Siméon
Groupe de La Malbaie
Groupe de Saint-Tite-des-Caps

forment une suite paléogénétique allant des gneiss peu transformés aux granites d'anatexie. Les migmatites s'étant formées par fusion partielle puis recristallisation à partir de la roche en place, les contacts pré-existants ont plus ou moins disparus. Cependant, dans les parties les plus superficielles des roches de couverture, les caractères primaires de sédimentation sont localement préservés.



FIGURE 6 - Roches du complexe de Tadoussac, de grain moyen à grossier, envahissant l'amphibolite à grain fin de la formation de Moulin à Baude.

Un type de granite particulier ne fait cependant pas partie du complexe; il s'agit du granite porphyroïde à grenat du lac Deschênes, qui s'étend du lac à David, à l'extrémité NE du canton de Chauveau, jusqu'à La Malbaie où il forme la colline qui domine la ville et une partie du sous-bassement de cette dernière. Ce granite se rattache sans doute génétiquement au complexe charnockitique, dont il n'est pas très éloigné.

COMPLEXE DU PARC DES LAURENTIDES

Le complexe charnockitique du Parc des Laurentides occupe la plus grande partie de la région. Il se compose pour moitié de roches gneissiques (migmatites charnockitiques avec lambeaux de métasédiments transformés) et pour moitié d'une suite d'intrusions acides à intermédiaires. Ces dernières percent localement les roches du complexe de Tadoussac, comme à l'extrémité NE de la région.

La composition des roches du complexe, assez variée, reflète en partie la composition des roches originelles, en général assez semblable à celle du complexe de Tadoussac, c'est-à-dire globalement de type granodioritique. Cependant, comme conséquence de la palinogénèse, les migmatites sont plus riches en minéraux ferromagnésiens, difficilement fusibles, tandis que certaines intrusions concordantes en sont presque dépourvues.

Les migmatites charnockitiques recèlent encore de grands septa de roches préexistantes, peu ou pas transformées, et le contact entre ces deux types de roche est difficile à établir, la différence ne résidant que dans la couleur du feldspath. C'est le cas d'une masse de migmatite granitique qui affleure près du lac des Martres et que l'on retrouve à La Baie (nouveau nom de Port-Alfred).

Les roches intrusives forment une suite d'intrusions syncinématiques acides (charnockite, mangérite) puis discordantes et plus basiques (opdalite). Cette succession est à l'inverse d'une succession magmatique normale, comme celle des faciès de l'anorthosite de Saint-Urbain, mais correspond bien à une suite palinogénétique où l'élévation de température permet la fusion partielle d'un composé de plus en plus basique (Winkler, 1965).

Les roches charnockitiques contiennent habituellement les minéraux suivants: quartz foncé, feldspaths verts (perthite, antiperthite), hypersthène, augite, hornblende (biotite), ilménite, magnétite et apatite. Seuls les massifs discordants importants, cent kilomètres carrés et plus, sont indiqués sur la carte. Les roches de ces massifs possèdent habituellement, en plus, de gros plagioclases noirs.

ANORTHOSITE DE SAINT-URBAIN

L'anorthosite de Saint-Urbain, à hypersthène et hém-ilménite, est particulièrement sous bien des aspects. D'un dessin assez régulier, présentant presque partout une cristallisation primaire et possédant des caractères magmatiques évidents (schlieren de norite, dyke d'anorthosite, faciès stratifié de cumulat), on pourrait penser qu'il s'agit d'un massif jeune. Or c'est la plus ancienne intrusion reconnaissable de la région. Elle a été en partie digérée dans la partie nord-ouest par une intrusion charnockitique à grain moyen qui en contient des enclaves de grandes tailles.

Le massif lui-même a été étudié par Mawdsley (1927), qui en a décrit les principaux caractères et qui a signalé l'intrusion d'anorthosite riche en K_2O dans l'anorthosite à labrador. Dymek (1971) a étudié en détail les relations et l'origine de ces deux faciès. Les concentrations en ilménite-hématite sont décrites par Rose (1961, 1969) et Mawdsley (1927).

L'anorthosite rose à grain moyen est la plus répandue. Les faciès rubanés, gris et roses, en général plus riches en minéraux ferromagnésiens et à labrador plus calcique, sont plus abondants près des bords du massif. Il existe aussi, plus rarement, des schlieren très riches en minéraux mafiques. L'anorthosite la plus récente est à très gros cristaux d'andésine bleutés, habituellement en dykes et quelquefois en masses importantes (figure 7).

Les relations entre l'anorthosite et les roches encaissantes permettent de constater que la mise en place de la masse plagioclasiq est postérieure à celle des



FIGURE 7 - Anorthosite de Saint-Urbain. Contact entre l'anorthosite à labrador et l'anorthosite à andésine (avec filonnet de prehnite), à 1.5 km au NNE du mont du lac des Cygnes.

paragneiss, qui sont discordants sans que l'anorthosite n'en contienne d'enclaves. En fait, cette masse semble s'être mise en place "à froid" par gravité, comme Martignole et Schrijver (1970) l'ont suggéré pour le massif de Morin, ce qui expliquerait la brèche à blocs de faciès rubané près du contact et le fait que les paragneiss soient repoussés autour du massif.

La série charnockitique est, par contre, postérieure à l'anorthosite et son faciès granodioritique, qui borde la partie ouest du massif, contient des enclaves d'anorthosite, possède un faciès de contact à grain fin et pénètre l'anorthosite sous forme de dykes. Plusieurs masses mafiques apparaissent au contact anorthosite - roche encaissante dans les parties N et E du mas-

sif. Certaines d'entre elles, à gros cristaux, pourraient être reliées au massif lui-même; d'autres semblent être un produit d'assimilation de l'anorthosite par les roches de la série charnockitique. Dans ce dernier cas, il s'agit de roches à grain fin ou moyen, riches en magnétite et ilménite.

L'anorthosite affleure encore à l'est du massif principal et pourrait lui être reliée en profondeur. Une autre masse à l'extrémité sud-ouest de la région, l'anorthosite de Château-Richer, a été cartographiée par Sabourin (1973).

RIFT DU SAINT-LAURENT

Après l'événement grenvillien, probablement une collision continentale de type Tibétain d'après Dewey et Burke (1973), le bloc continental nouvellement soudé "Quebecia" (Rondot, 1978) s'est scindé, suivant une ligne sensiblement parallèle à la limite actuelle du Bouclier canadien, laissant s'éloigner l'autre partie du continent (figure 1).

Il reste des vestiges de cette scission dans Charlevoix; plusieurs failles de direction nord-est et de petites intrusions basiques sont reliées à cet événement. Le rivage actuel ne correspond pas à la bordure même du continent, laquelle doit se trouver actuellement sous les Appalaches, mais à certaines de ces failles d'effondrement en escalier qui caractérisent les zones de rift. Une de ces failles apparaît à l'ouest de Baie-Saint-Paul; on y observe au moins un dyke de diabase et des roches ultrabasiques à phlogopite, donc de type alcalin. Les failles précambriennes les plus importantes devaient suivre sensiblement le bord actuel du bouclier. On y observe plusieurs masses ultrabasiques alcalines, et des dykes de carbonatite et de

diabase. Un de ces dykes a été daté à Port-au-Saumon, au bord de la faille du Saint-Laurent. Les résultats qui nous ont été communiqués sont les suivants, en millions d'années (Ma):

Echantillon no 1 - roche déformée avec calcite: 728 ± 44 Ma

Echantillon no 2 - roche fraîche: 699 ± 42 Ma

La datation, au potassium/argon, a été effectuée par Todd Gates, Teledyne Isotope, Westwood, N.J.

Le rift du Saint-Laurent date donc de la fin du Précambrien. Aux premiers dépôts volcaniques et continentaux succèdent d'un côté les sédiments de plate-forme, de l'autre les flysch et les épais dépôts de marge continentale du Paléozoïque.

DEPOTS DE PLATE-FORME

Après le soulèvement du début du rift puis l'effondrement qui a suivi, la pénéplanation du Bouclier s'est poursuivie et elle était presque achevée lorsqu'a débuté la transgression ordovicienne. Les premiers dépôts, formation de Cap-aux-Oies (Rondot, 1972c), restent encore en deçà de la faille du Saint-Laurent. Ce n'est qu'il y a environ 475 Ma que la mer ordovicienne a monté à l'assaut du Bouclier (formation de Cap-à-l'Aigle, faciès détritique du Black River, figure 8) pour en recouvrir ensuite la plus grande partie à la fin de l'Ordovicien moyen et déposer une couche de calcaire de plus en plus argileux vers le sommet (Clark et Globensky, 1973), de 200 m d'épaisseur. Il en reste des témoins au lac Saint-Jean, à Manicouagan et en d'autres endroits du Bouclier. Dans notre région, on les retrouve de part et d'autre de la faille du Saint-Laurent, en bordure du Bouclier.



FIGURE 8 - Base de la formation de Cap-à-l'Aigle. Chenal d'érosion et marmite de géant dans une couche de roche calcosilicatée de la formation précambrienne du Manoir Richelieu. Le remplissage est un grès arkosique gris.

PHASE TACONIQUE

La phase taconique de l'orogénèse appalachienne a profondément modifié la région par l'effondrement de la bordure continentale sous le poids des nappes et par la poussée contre le Bouclier, engendrant le graben du Saguenay.

Après une longue période de sédimentation de plate-forme, lente et de plus en plus profonde, survient brusquement, à la fin du Canajoharien, un changement de lithologie correspondant à un approfondissement par secousses du bord de la plate-forme laurentienne et, simultanément, un soulèvement marqué des Appalaches. Ce qui a eu pour effet de faire glisser vers le sud-est les dernières couches de calcaire

et de marne, non encore consolidées, de la fin du Neuville, tandis qu'entre chaque olistostrome se dépose un flysch, d'abord calcaireux puis argilo-gréseux, alimenté par une érosion située au sud-est (formation de Saint-Irénée, figures 9 et 10). Le flysch apparaît bientôt seul (formation du Cap Martin), d'abord distal avec microgrès et argile (figure 11), puis de plus en plus gréseux (figures 12 et 13), signe de l'approche des nappes appalachiennes au Nowadagien (figure 14). Il n'existe pas de formation autochtone plus jeune que celle du cap Martin. Ce fait, ajouté à celui que l'érosion n'a que peu affecté les dépôts argilo-calcaires du compartiment élevé du Bouclier, indiquent que les failles d'effondrement et l'arrivée des nappes se sont produites en même temps au Nowadagien. La figure 15 résume ces diverses étapes:

a) Une première transgression est visible à Cap-aux-Oies. Les grès-quartzites reposent directement sur le Précambrien mais la présence de dykes de diabase suppose des épanchements volcaniques plus loin au large.

b) Transgression majeure à l'Ordovicien moyen; grès feldspathiques peu altérés (glaciation ordovicienne), puis calcaire et marne.

c) Au Canajoharien supérieur, la rive nord du Saint-Laurent devient instable et les olistostromes du Saint-Irénée ont pour effet d'amincir un peu la couche de dépôts ordoviciens sur le Bouclier.

d) Au Nowadagien inférieur, les dépôts deltaïques (flysch) du Cap Martin recouvrent les dépôts du Saint-Irénée. L'alimentation vient du sud-est, de l'érosion des Appalaches, mais les dépôts deltaïques butent sur le Bouclier et viennent alimenter le bassin de Québec (vers le sud-ouest).

e) L'effondrement des blocs parallèles au front des nappes s'accélère avec l'approche de celles-ci, lesquelles viennent buter sur le Bouclier (entre le Saguenay et le cap Tourmente) ou s'étalent de part et d'autre dans les bassins de Québec et d'Anticosti. L'effondrement peut être dû autant à la poussée contre le Bouclier par l'intermédiaire de faille inverse (tel que figurée) que par le poids des nappes.

A l'exception des roches volcaniques, tous les éléments de la figure 15 sont actuellement visibles entre Baie Saint-Paul et Cap-aux-Oies grâce aux déplacements verticaux de l'astroblème de Charlevoix.

Un deuxième phénomène tectonique, dû à la poussée appalachienne, est le graben du Saguenay. La figure 1 montre que, entre le Saguenay et la ville de Québec, les Appalaches butent contre le Bouclier précambrien. Il en est de même dans les Adirondacks. Du côté nord-est de ces deux promontoires précambriens, hérités sans doute d'un découpage en dents de scie lors du rift hadrinien (700 Ma) (voir aussi Thomas, 1977), se sont formés des graben. Le graben Ottawa-Bonnechère, comme celui du Saguenay-Lac Saint-Jean, a d'abord une direction WNW qui devient NW à l'intérieur du Bouclier. De tels graben synchrones et perpendiculaires à une chaîne de montagnes, comme le graben du Rhin en face des Alpes (Illies, 1975; Sengör et al., 1978) sont considérés comme des rifts. Sengör et al. (1978) parlent de rift impactogène. Dans notre cas, il semble qu'il n'y ait qu'un déplacement relatif, droit dans le cas du Saguenay, à la suite de la collision des Appalaches. Les carbonatites du Lac Saint-Jean pourraient être les seules manifestations intrusives reliées au décrochement et au graben qui a suivi. Le fait



FIGURE 9 - Alternance d'olistostromes et de flyschs du Saint-Irénée.



FIGURE 10 - Blocs et ciment marneux de la partie supérieure d'un olistostrome à Saint-Irénée.



FIGURE 11 - Formation du Cap Martin. Microgrès et argile avec rides et figures indiquant un courant venant du nord.

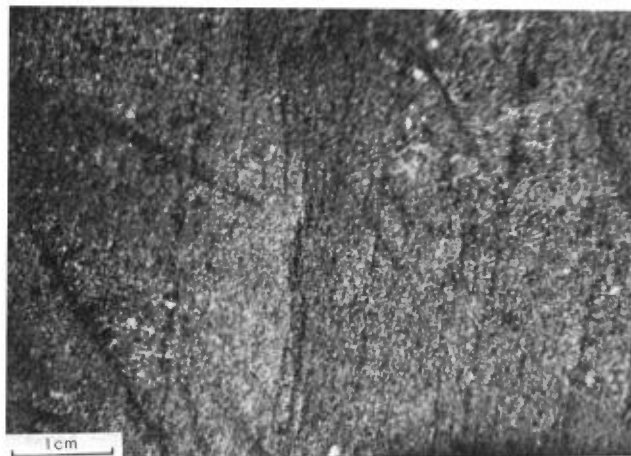


FIGURE 12 - Formation du Cap Martin. Empreintes de *Climacograptus spiniferus* en creux sur la semelle d'un banc de grès.



FIGURE 13 - Flutes et déformations tectoniques parallèles sur la semelle d'un banc de grès de la formation du Cap Martin, à Petite-Rivière-Saint-François.



FIGURE 14 - Plissement dans un flysch proximal à la partie supérieure du Cap Martin.

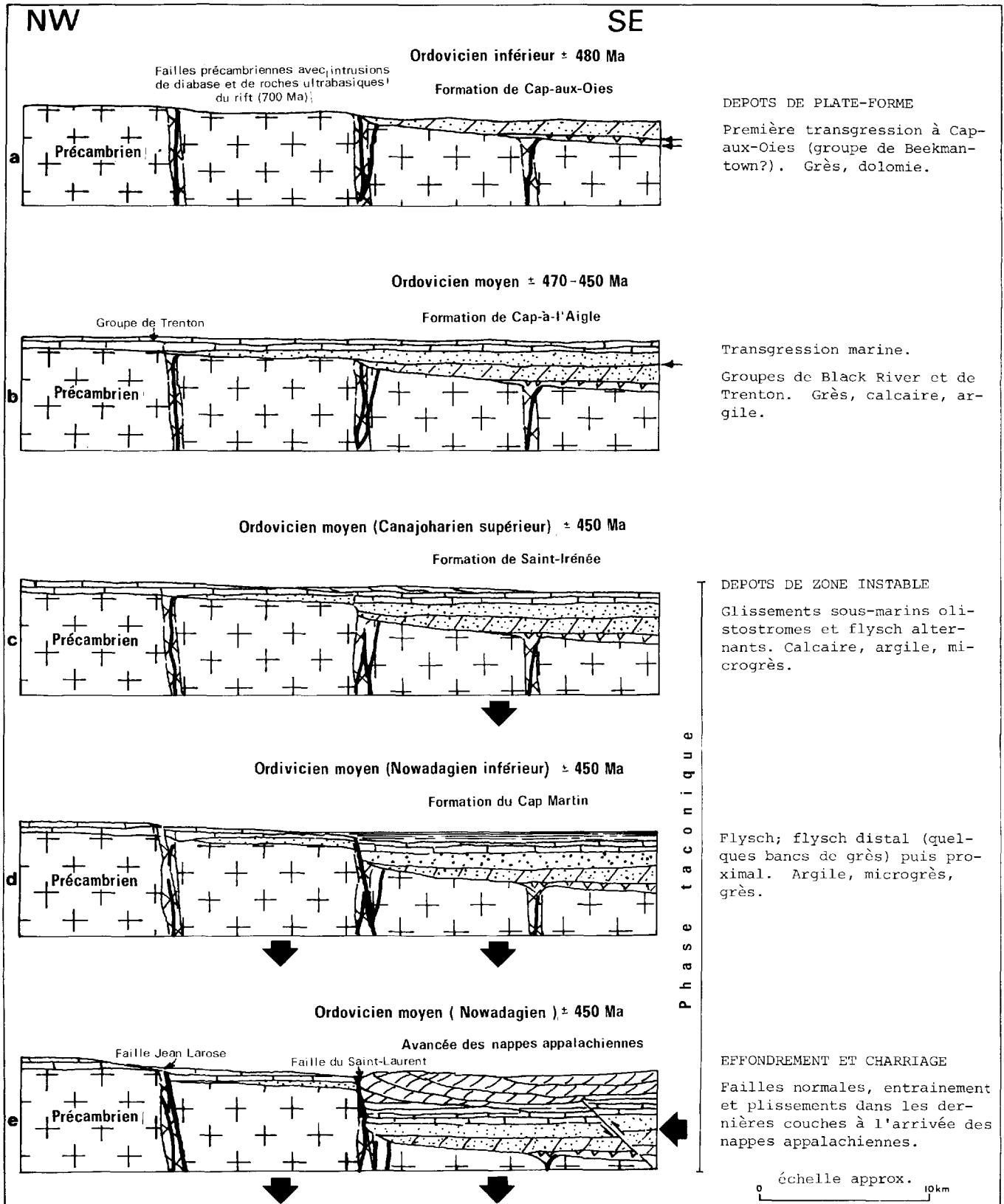


FIGURE 15 - Sédimentation et tectonique à l'Ordovicien dans Charlevoix. Les flèches minces indiquent des discordances; les grosses représentent des mouvements.

qu'il y ait une discordance au sommet du Trenton et que la faune et la lithologie rappellent celles de l'île d'Anticosti (Riva, 1969) pourrait indiquer que le graben est lui aussi d'âge Nowadagien.

ASTROBLEME DE CHARLEVOIX

L'astroblème (du grec **astron**-astre; **blema**-cicatrice) de Charlevoix occupe une grande partie du centre-sud de la région. La description suivante est tirée d'un guide d'excursion sur le sujet (Rondot, 1979a).

Au Dévonien supérieur (350 Ma, Rondot, 1971a), la région de Charlevoix devait être très plate et sensiblement au niveau de la mer lorsque s'est produit l'impact d'une météorite pierreuse d'un kilomètre de rayon, soit une masse de plus de 14 milliards de tonnes arrivant sur le bord du Bouclier canadien avec une vitesse relative de 20 km/s.

Au moment de l'impact plusieurs phénomènes s'interpénètrent que l'on peut grouper en trois phases.

La première, phase de compression avec formation d'un cratère embryonnaire, ne dure qu'une fraction de seconde, le temps nécessaire à la météorite de passer de sa vitesse cosmique à la vitesse 0. La pression est telle que la matière s'échappe sur les bords à très grande vitesse. La météorite et une partie de la cible sont fondues ou vaporisées. L'action mécanique (plus de la moitié de l'énergie) se traduit par un déplacement et une onde de choc. Le déplacement est provoqué par le moment (mv) de l'impact. Comme sous un coup de marteau ou sous le poids d'un barrage, il se forme un cône de roches compressées qui s'enfoncent en provoquant des surfaces spiraloïdes

de glissement, lesquelles tendent presque immédiatement à remonter à la surface. L'onde de choc s'éloigne de la surface météorite-socle dès que la vitesse d'enfoncement est suffisamment réduite (6 km/s) pour le permettre.

La deuxième phase - formation du cratère originel - est le résultat de l'action de l'onde de choc alors que s'atténue avec la distance les surfaces de glissement. Cette onde, qui accapare la plus grande partie de l'énergie, va la perdre en travail mécanique et thermique et son intensité va décroître rapidement en s'éloignant de son point d'origine. Sous son action, le cratère va s'agrandir, par évacuation, au contact de surfaces libres, de fragments de la roche en état d'expansion, un peu comme un morceau de caoutchouc comprimé va rebondir si on le lâche brusquement. Les surfaces libres, c'est d'abord la surface du sol, puis celle libérée par l'élimination du premier fragment et ainsi de suite. C'est de cette façon que se forme, par éjections successives, la brèche d'excavation. Les parties profondes ne sont cependant pas rapidement dégagées et l'onde de choc a le temps de s'atténuer, ce qui fait que le cratère originel n'est pas hémisphérique mais plutôt à fond plat, 4 à 5 km de profondeur pour un diamètre de 28 km dans notre exemple. C'est au premier passage de l'onde de choc, dans les limites d'une certaine intensité cinétique, lorsqu'elle bute contre quelques "inhomogénéités", que l'on doit la fracturation conique, les shattercones. On trouve des shattercones aussi bien dans les blocs éjectés que dans la roche en place. Vers la fin de son excavation, ce qui reste de la météorite et des roches fondues s'étale sur le fond du cratère.

La troisième phase est constituée par des mouvements de réajustement de la croûte terrestre. Ces mouvements ne tirent pas leur énergie de l'impact lui-même mais sont la conséquence du déséquilibre lithostatique causé par la présence du cratère. Le nivellement va se produire grâce aux plans de glissement mentionnés plus haut et aux nombreuses failles et plans de discontinuité existant antérieurement au cratère. Cette phase de réajustement, amorcée par la décompression, est une remontée du fond du cratère (remontée verticale de plus de 4 km) entraînant, grâce aux plans spiraloïdes de glissement, un affaissement (enfouissement vertical maximum des strates de plus d'un kilomètre) d'une large bande de terrain entourant le cratère. Le résultat final est un cratère à fond très plat et pointement central, d'un diamètre double (56 km) du cratère originel (Rondot, 1970), sur lequel s'étale la roche fondue ou impactite, la brèche d'excavation, puis la suévite (brèche avec fragments fondus provenant de la formation du cratère embryonnaire et qui étaient montés plus haut dans l'atmosphère). Les surfaces de glissement sont occupées par une mylonite particulière, la mylolisthénite (Rondot, 1969b, 1971b et 1975).

La figure 42 montre les différents éléments de l'astroblème, dont le pointement central (figure 16) et l'emplacement des plans de glissement (figures 17 et 18) avec mylolisthénite (figure 19). La figure 20 montre une mylolisthénite de teinte violacée, un peu différente de celles du centre de la structure. Située au pied de l'enceinte de l'astroblème, elle se rapproche un peu des mylonites ordinaires.

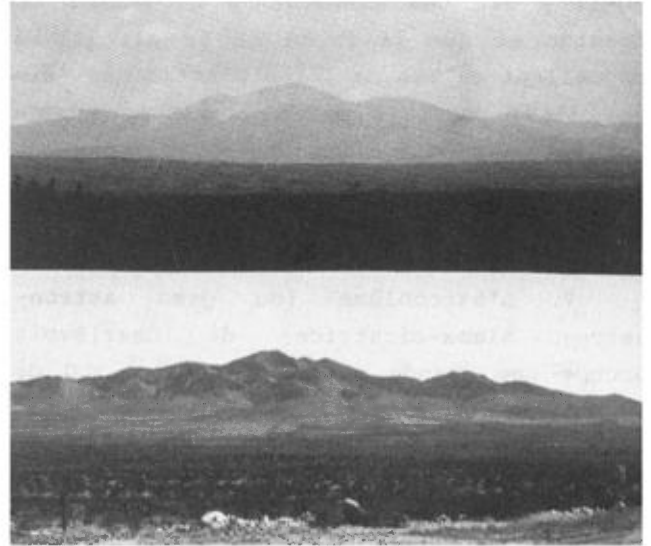


FIGURE 16 - Comparaison des pointements centraux des astroblèmes de Charlevoix (Québec), en haut, et Sierra Madera (Texas), en bas.



FIGURE 17 - Contact anormal entre un granite précambrien fracturé et le calcaire Trenton. Quelques lambeaux de quartzite et de grès arkosiques témoignent de l'importance du rejet.

QUATERNAIRE

Aucune formation sédimentaire plus jeune que celles de l'Ordovicien n'est connue dans la région, exception faite des roches particulières à l'astroblème. S'il y a eu des dépôts, ils n'ont pas dû être très

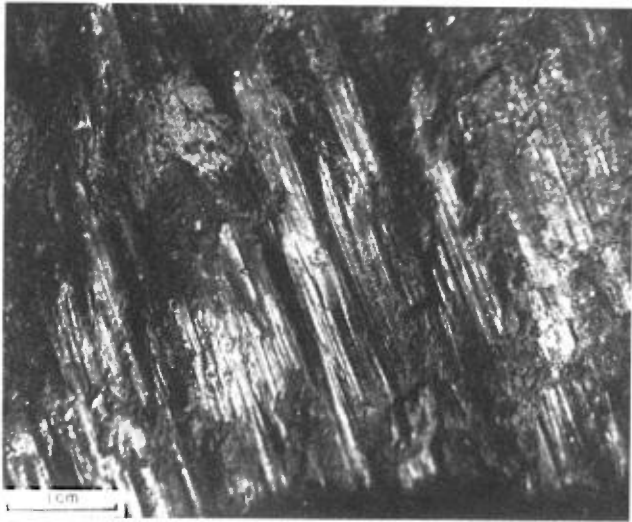


FIGURE 18 - Stries de faille dans les gîtes d'ilménite de Saint-Urbain (mine Bignell).

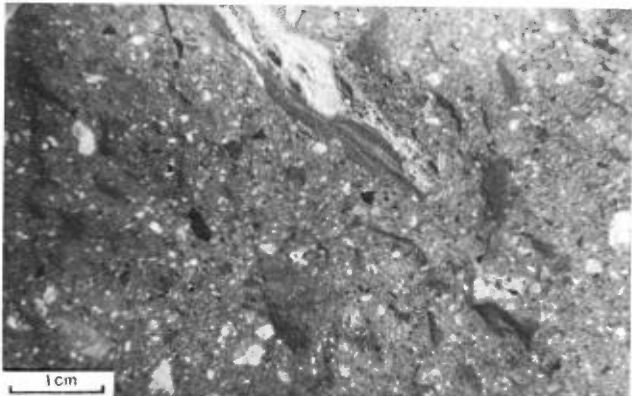


FIGURE 19 - Mylonisthénite du Cap-aux-Corbeaux, à 4 km au SE de Baie-Saint-Paul.

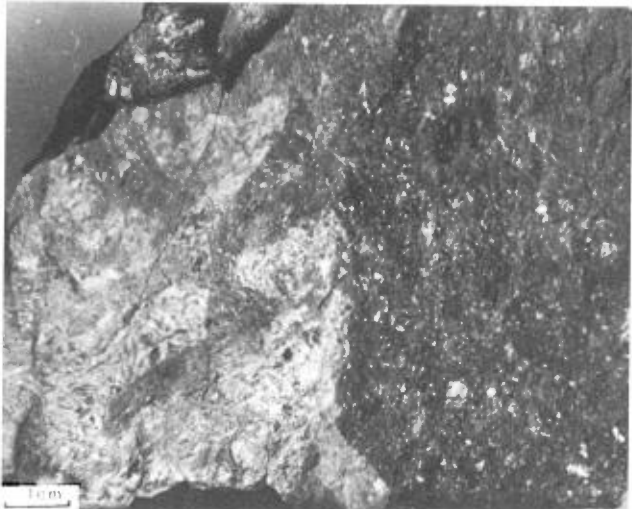


FIGURE 20 - Mylonisthénite du ruisseau du Pied des Monts, à 300 m à l'est du lac du Pied des Monts.

épais. De la couverture ordovicienne de 200 m d'épaisseur environ, il reste des lambeaux partout où il y a eu effondrement par failles. Le rejet vertical de ces failles étant au maximum de 2 km (faille du Saint-Laurent), si l'on déduit le relief local (affleurements ordoviciens à basse altitude), on peut estimer que, depuis l'Ordovicien, l'érosion n'a été que de 500 m à 1 km. La pénéplanation des sommets est donc très ancienne.

L'érosion glaciaire n'est pas très importante mais elle est sélective. Les dépôts peu cohérents (calcaire et marne ordoviciens, retombées de l'astroblème) ont été enlevés et le relief a été adouci par le passage des glaciers (figure 21) et certaines vallées ont été surcreusées (Saguenay).

Les dépôts glaciaires ne sont importants que dans les régions basse: haut et bas Saguenay, astroblème de Charlevoix, etc. Pour cette dernière région, une carte des moraines a été publiée dans la revue de



FIGURE 21 - Erosion glaciaire à l'embouchure de la rivière du Moulin à Baude. Les stries sont sensiblement parallèles à la vallée et à la faille qui s'y trouve.

Géographie de Montréal (Rondot, 1974). Elle indique deux types de dépôts: épais et étendus au sud, en cordons allongés au nord de la moraine frontale de Saint-Narcisse aboutissant à La Malbaie.

STRATIGRAPHIE

Jusqu'en 1975, les gneiss d'origine sédimentaire de la région étaient considérés comme des paragneiss appartenant au super-groupe de Grenville; cependant, de nombreuses études effectuées en Ontario et dans les Adirondacks (Shaw, 1972; Moore et Thompson, 1972; etc.) ont permis de présenter une variété de formations de diverses compositions. Nous avons groupé les paragneiss de la région dans des unités différentes de celles rencontrées plus à l'ouest (Grenvillia) et au nord (Laurentia) (Rondot, 1977, 1978). La ligne de séparation, géosuture, passe à l'extrémité nord-ouest de la région (voir carte hors-texte).

Les groupes définis en 1977 ont été étendus et complétés en 1978, ce qui permet maintenant de les mettre en corrélation. Nous les décrirons du sud au nord, en suivant la côte puis à l'intérieur.

GROUPE DE SAINT-TITE-DES-CAPS

Ce groupe, introduit en 1977, est toujours non formel par suite du manque d'études de détail dans la partie sud-ouest de la région. Il rassemble provisoirement les roches de trois unités: l'unité A, à l'ouest de Baie-Saint-Paul; l'unité B, au sud, près de Beaufort; l'unité C, le long de la côte.

UNITÉ A

L'unité A, la plus épaisse (2 à 3 km ou plus), est formée principalement de

gneiss et migmatite à biotite, contenant habituellement de la sillimanite avec intercalations d'amphibolite. Cet ensemble, relativement monotone, forme un synclorium très déformé et faillé à la base duquel on observe, au nord-ouest de Baie-Saint-Paul, des gneiss qui rappellent un peu plus des sédiments détritiques: gneiss quartzeux, gneiss à grenat et graphite, etc. Sensiblement au même endroit, on observe, dans la rivière de la Mare, de nombreux blocs de conglomérats à galets, principalement carbonatés mais parfois de quartzite assez pure (figure 22). A 25 km au sud-ouest de Baie-Saint-Paul, les gneiss à sillimanite alternent avec des dykes et filons-couches de roches basiques (Ang0) qui pourraient représenter une association de sédiments et roches volcaniques ou subvolcaniques.



FIGURE 22 - Conglomérat à galets, carbonatés pour la plupart. Le bloc, en provenance de la rivière de la Mare, se trouve au camping "Le Génévrier".

UNITE C

Il est possible que cette unité, affleurant le long du fleuve, en particulier à Grande-Anse, représente le même niveau de base. En effet, on y observe des couches assez minces (1 à 5 m) de quartzite et calcaire cristallin d'aspect conglomératique ainsi que des gneiss à grenat et des gneiss graphiteux sur le flanc d'un petit anticlinal. On y observe aussi une cinquantaine de mètres de gneiss sombre, bien stratifié, riche en minéraux calciques et ferro-magnésiens accompagnés soit de microcline, de quartz ou de plagioclase, soit d'un mélange de ces minéraux.

UNITE B

Cette unité, observée aux chutes de la rivière Sainte-Anne du Nord, en aval de Saint-Féréol, est homogène et non métasomatisée sur plus de 300 m d'épaisseur, avec un pendage constant d'environ 15°. Il est difficile de faire des distinctions dans la partie inférieure de l'unité où, sur plus de 270 m, alternent des gneiss gris à bruns, plus ou moins calco-silicatés (ou à calcite et dolomite), de grain fin à grossier, et à stratification irrégulière (rides, stratification entrecroisée, etc.). Ces gneiss peu différenciés, à aspect de flysch, passent graduellement vers le sommet, à des leptynites. Sur plus de 50 m, on ne note guère de distinction si ce n'est quelques bancs de gneiss à hornblende. Cette unité pourrait être située stratigraphiquement à l'intérieur de l'unité A où l'on a observé des faciès assez semblables.

MILIEU DE DEPOT

La grande épaisseur et le peu de diversité dans ces gneiss suggère une ori-

gine de marge continentale. La stratigraphie détaillée de ces gneiss reste cependant à faire.

GROUPE DE LA MALBAIE

Le groupe de La Malbaie forme un synclinorium de 10 km de largeur qui s'étend en direction NNE entre Les Eboulements et le lac au Plongeon, une distance de 40 km. Il est entouré au nord par le granite porphyroïde du lac Deschênes, qui le sépare des autres paragneiss que l'on observe plus à l'est ou au nord. Ce groupe comprend une grande variété de gneiss peu métasomatisés, en couches relativement minces, 5 à 10 m. Il est, de plus, entièrement dans la zone de dislocation de l'astrolème, ce qui rend l'établissement de la colonne stratigraphique très difficile. Un grand nombre de coupes mesurées aux endroits les moins fracturés permet de distinguer, de la base au sommet:

- . Des gneiss ne contenant pas de couches de quartzite: formation du Heu;
- . Des gneiss avec niveaux de quartzite: formation du Manoir Richelieu;
- . Une unité supérieure assez monotone au-dessus d'un banc d'amphibolite à expression positive sur les cartes aéromagnétiques.

FORMATION DU HEU

L'unité inférieure affleure de façon presque ininterrompue (si l'on excepte la présence de quelques petites failles) entre le cap à la Baleine et la pointe le Heu. Ces gneiss, de grain fin à moyen, sont principalement des leptynites avec ou sans minéraux calco-silicatés, des gneiss à sillimanite et des amphibolites (voir coupe-type, tableau 2).

TABLEAU 2 - Coupe-type de la formation du Heu, le long du rivage entre la pointe le Heu et le cap à la Baleine, à 500 m au sud de l'église de Cap-à-l'Aigle, centrée à 70°06'20" et 47°39'30".

UNITES (du sommet à la base)	EPAISSEUR (m)
FORMATION DU MANOIR RICHELIEU	
- quartzite blanche (à tourmaline), passages de gneiss à muscovite	>12
FORMATION DU HEU (380 m)	
- gneiss arkosique gris rose;.....	6
- <i>faille</i>	
- gneiss quartzeux gris et leptynite rose; un mètre d'amphibolite vers la base	40
- gneiss à sillimanite avec lentilles d'amphibolite	50
- amphibolite localement à gros grenat et lentille de gneiss à sillimanite; petite faille	15
- gneiss à sillimanite et gneiss quartzeux	(?) 15
- amphibolite (structure complexe) .	15
- pegmatite blanche	20
- amphibolite	20
- gneiss à sillimanite	5
- amphibolite	5
- pseudoconglomérat, plissoté	4
- gneiss quartzeux à stratification irrégulière; lits et lentilles de calcosilicates ou de carbonates; leptynite à nodules à altération concentrique	70
- amphibolite et gneiss à hornblende	15
- gneiss à biotite et leptynite à grain fin (5 m de pegmatite au milieu)	100
COMPLEXE DE TADOUSSAC	
- migmatite rose à biotite	>50

Le tiers (?) inférieur de la formation est représenté surtout par des leptynites roses, à grain fin, passant progressivement à la base aux migmatites roses à biotite du complexe de Tadoussac. Cette limite entre migmatites relativement homogènes et leptynites non affectées par le métasomatisme est assez difficile à tracer. Ces leptynites s'enrichissent vers le haut en minéraux calcifères et magnésiens tels qu'épidote, sphène, carbonates, etc. (figure 23).



FIGURE 23 - Partie inférieure de la formation du Heu. Gneiss pâle, bariolé, à stratification irrégulière et à pendage de 20 à 30° NW.

La partie médiane de la formation est surtout représentée par une alternance d'amphibolite massive vert sombre et de gneiss à sillimanite (figure 24). Les leptynites roses et grises et les gneiss quartzeux occupent la partie supérieure de



FIGURE 24 - Amphibolite et gneiss à sillimanite entre le cap à la Baleine et la pointe le Heu.

la formation, qui se termine à l'apparition du premier banc de quartzite blanc, relativement riche en quartz (>90%).

TABLEAU 3 - Coupe-type de la formation du Manoir Richelieu, le long du chemin de fer, en amont du quai de Pointe-au-Pic (70°09' et 47°37'). Coupe presque continue mais comprenant de nombreuses petites failles.

UNITES (du sommet à la base)	EPAISSEUR (m)
UNITE SUPERIEURE (au nord-ouest du manoir)	
- gneiss quartzeux gris et leptynite rose	>200
- gneiss calco-silicaté et leptynite	60
FORMATION DU MANOIR RICHELIEU (310 m)	
- amphibolite	20(?)
- gneiss variés, de grain fin à moyen (gneiss quartzeux, gneiss calco-silicaté, amphibolite, etc.)	35
- amphibolite	7
- gneiss à sillimanite, gneiss rouillé	8
- quartzite (niveau d'amphibolite vers le sommet)	20
- gneiss varié (niveaux calco-silicatés)	20(?)
. faille	
- quartzite et gneiss quartzeux .	10(?)
- amphibolite	56
. faille	
- gneiss variés (niveaux calco-silicatés)	50(?)
- gneiss à sillimanite	15
- amphibolite	17
- quartzite	20
- amphibolite	2
- quartzite (faille)	30(?)

FORMATION DU HEU

- gneiss quartzeux variés, gneiss sillimanite et amphibolites. Failles.

FORMATION DU MANOIR RICHELIEU

La stratification primaire est bien représentée dans la plupart des affleurements de cette formation, d'abord par les couches de différentes composition (figure 25) mais aussi par des structures sédimentaires bien conservées: remplissage de chenaux (figure 26), stratification entrecroisée, etc. Les couches comprennent plusieurs niveaux de quartzite (tableau 3).



FIGURE 25 - Formation du Manoir Richelieu. Couche de carbonate (où se trouve le marteau) reposant sur des quartzites et des gneiss variés. Pointe à Gaz, à l'arrière-plan.



FIGURE 26 - Formation du Manoir Richelieu. Remplissage de chenaux par une quartzite stratifiée. Cap Sain, au sud du manoir Richelieu.

UNITE SUPERIEURE

La partie supérieure de la coupe-type étant très faillée, on ne peut faire actuellement que des estimations sur ce que représente l'unité sommitale. Si la première estimation stratigraphique est exacte, il s'agit de grosses épaisseurs de leptynite et gneiss quartzeux affleurant entre le Manoir et la route 362.

MILIEU DE DEPOT

Une origine marine est suggérée pour les roches du groupe de La Malbaie, avec la mise en place de filons-couches volcaniques (amphibolite) dans des sédiments argileux (gneiss à sillimanite) non encore consolidés (plis d'entraînement, microconglomérat, etc. au contact des amphibolites) et des dépôts littoraux (quartzite, gneiss quartzeux et magnésiens).

GROUPE DE SAINT-SIMEON

Bien que le groupe de La Malbaie offre des coupes nombreuses et bien accessibles des métasédiments, ce sont celles du groupe de Saint-Siméon qui ont le plus contribué à la connaissance géologique de la région. En effet, le contact entre les deux formations de ce groupe (base du premier banc de quartzite) est net et a été reconnu par tous ceux qui ont cartographié la région au nord de Saint-Siméon (Greig, 1952; Miller, 1973; etc.). Les paragneiss (quartzite et gneiss micacé) forment des synclinaux au-dessus de ce contact et il suffit de mesurer les couches dans les synclinaux les plus larges pour s'apercevoir que la couverture sédimentaire était très mince avant plissement (moins de 500 m). Ce phénomène étant constant sur plusieurs centaines de kilomètres, il présente quelques analogies avec la présence d'une couverture sédimentaire sur un ancien bouclier, comme actuellement dans l'Ouest canadien.

FORMATION DE MOULIN A BAUDE

Le contact supérieur étant bien défini, on constate qu'il y a presque toujours, au-dessous des zones de métasédiments, d'épaisses couches d'amphibolite (figure 27). Un synclinal ouvert, régulier

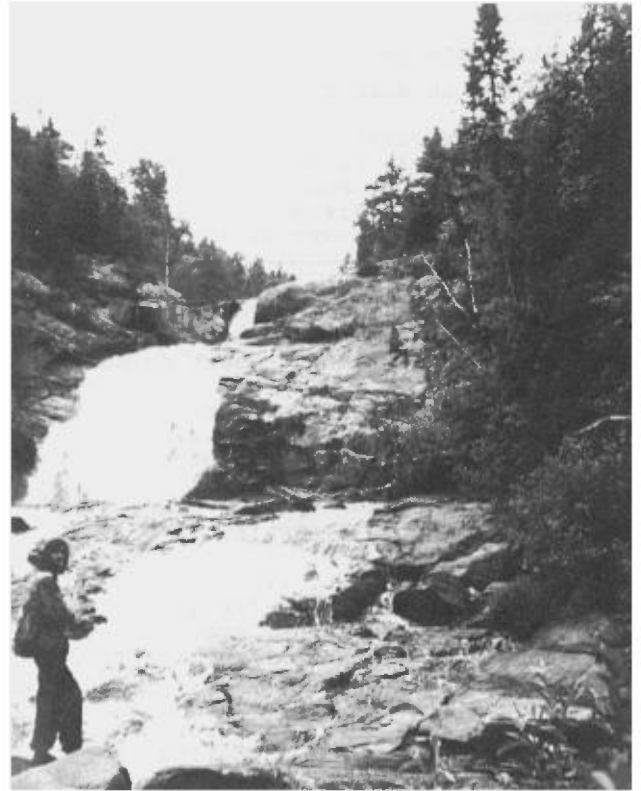


FIGURE 27 - Epaisses strates d'amphibolite. Formation de Moulin à Baude, à 1 km à l'ouest de la baie aux Quilles.

au sud-est de Sacré-Coeur-Saguenay, sert de coupe-type à cette formation, dont partie seulement affleure ici, la partie supérieure pouvant être observée à l'est du village, dans le prolongement nord-est du synclinal. Les gneiss bien stratifiés, à apparence de flysch, visibles sous les premières couches d'amphibolite sont provisoirement exclus de la formation, tant qu'il n'y aura pas d'autre horizon-repère inférieur. En effet, avec le métamorphisme et la fusion partielle des roches, les contacts sont estompés et les roches granitiques envahissent même les amphibolites (figure 28). La formation du Moulin à Baude est composée presque exclusivement d'amphibolite, de gneiss à hornblende et de gneiss et migmatites granitiques (tableau 4).



FIGURE 28 - Formation de Moulin à Baude, avec injections granitiques.

TABLEAU 4 - Coupe-type de la formation de Moulin à Baude (sensiblement E-W, centrée à 69° 45' 00" et 48° 11' 45", à 5 km au sud-est de Sacré-Coeur-Saguenay).

UNITES (du sommet à la base)	EPAISSEUR (estimée)
FORMATION DE MOULIN A BAUDE (Total 800 m?)	
- amphibolite massive à gneissique, à hornblende et plagioclase. Niveaux homogènes à grain grossier alternant avec des passages hétérogènes à grain varié. Amas à épidote-scapolite au sommet, nodules et niveaux quartzeux plus bas. Composition irrégulière dans l'ensemble.....	> 250 m
- gneiss granitique	50
- alternance de gneiss à biotite (hornblende) et d'amphibolite	130
- alternance de gneiss à biotite, de gneiss alaskitiques et d'amphibolite.....	70
- alternance de gneiss à biotite (hornblende) et d'amphibolite; quelques passages granitiques	100
COMPLEXE GNEISSO-GRANITIQUE DE TADOUSSAC	
- alternance de bancs décimétriques à centimétriques de gneiss variés gris.....	200
- migmatite granodioritique grise à rose, à biotite; rares couches ou lentilles d'amphibolite	>1000

FIGURE 29 - Coupe-type de la formation de Port-aux-Quilles. Les quartzites (claires) forment un Z pour revenir vers l'observateur.

FIGURE 30 - Stratification dans les quartzites de la formation de Port-aux-Quilles, à l'ouest du lac de même nom.

FORMATION DE PORT AUX QUILLES

La coupe-type de la formation de Port aux Quilles (tableau 5), établie sur la ligne de crête que l'on voit sur la figure 29, à l'est du lac de Port aux Quilles, est assez complexe, et le banc de quartzite (figure 30) s'amincit à cet endroit. Habituellement, la coupe est plus simple: quartzite à la base, gneiss micacé au sommet, comme dans la région des Grandes-Bergeronnes où on observe aussi, à la base, des structures sédimentaires typiques (figures 31 et 32). A la coupe-type, le sommet comprend un conglomérat avec galets de quartzite et ciment de calcite et calcosilicates, marquant sans doute une régression; dans la région de Grandes-Bergeronnes, il comprend de minces couches de car-



TABLEAU 5 - Coupe-type de la formation de Port-aux-Quilles (sensiblement E-W, centrée à 69° 57' 00" et 47° 57' 10", à 1 km au nord-est du lac du Port aux Quilles.

UNITES (du sommet à la base)	EPAISSEUR (estimée)
FORMATION DE PORT AUX QUILLES (482 m)	
- amphibolite à grain fin	?
- conglomérat à galets de quartzite et ciment de calcite et calcosilicates.	2 m
- gneiss potassique hétérogène à calcosilicates et magnétite	50
- amphibolite	20
- quartzite impure	10
- amphibolite à grain fin	5
- pegmatite	5
- alternance de leptynite, gneiss quartzeux, gneiss à biotite ou hornblende	100
- gneiss hétérogène lité à microcline et calcosilicates	30
- alternance de leptynites et gneiss quartzeux	120
- amphibolite à grain fin	20
- gneiss à muscovite, sillimanite ...	10
- quartzite	15
- gneiss à muscovite, sillimanite ...	15
- amphibolite à grenat, avec passage de gneiss à sillimanite et gneiss à hornblende (peu d'affleurements) ..	40
- gneiss micacé et gneiss à hornblende	30
FORMATION DE MOULIN A BAUDE	
- amphibolite à grain moyen	20
- alternance de gneiss à biotite (hornblende) et d'amphibolite	100
- leptynite bien litée	10
- alternance de gneiss à biotite (hornblende), d'amphibolite et de leptynite. Injections granitiques	20
- amphibolite	> 5



FIGURE 31 - Formation de Port-aux-Quilles. Stratification oblique dans la quartzite. Au nord de Grandes Bergeronnes.



FIGURE 32 - Formation de Port-aux-Quilles. Gneiss à muscovite et pegmatites autour du lac du Bas de Soie.

MILIEU DE DEPOT

La formation de Moulin à Baude, avec ses grosses épaisseurs d'amphibolite massive, a tous les caractères d'un ensemble volcanique mais il est difficile de savoir si celui-ci s'est mis en place en milieu continental ou marin, aucune structure primaire n'ayant été reconnue.

La formation de Port aux Quilles, constante et peu épaisse sur de grandes étendues, presque entièrement détritique, représente bien une couverture sédimentaire continentale. Son épaisseur est à peu près constante mais sa composition, de très diversifiée à la coupe-type, devient plus simple vers le nord où abondent surtout les gneiss à muscovite.

GROUPE DES MARTRES

Dans un contexte tout différent, au milieu des roches à pyroxènes, on observe, autour du lac des Martres, dans la partie ouest de la région, des métasédiments qui se rapprochent assez, métamorphisme mis à part, de ceux du groupe de Saint-Siméon, mais dont la séquence stratigraphique

que, contrairement à ces derniers, est fortement modifiée par les intrusions charnockitiques, au point qu'il ne reste souvent que des enclaves isolées de paragneiss. On observe, ici aussi, à la base, une épaisse séquence amphibolitique. Les travaux sur le terrain de 1975 avaient abouti à l'établissement d'une coupe-type dont la partie supérieure était problématique (Rondot et Marleau, 1977, page 109). Les travaux de 1978 ont établis avec plus de détail la structure de cette région et prouvé qu'il n'y a qu'un seul niveau de quartzite, de part et d'autre d'un synclinal déversé, à la coupe-type (tableau 6).

UNITE INFÉRIEURE

Au voisinage de la coupe-type, l'unité inférieure est constituée principalement de pyribolite à l'ouest, en affleurements dispersés, de pyribolite et de migmatite rose à grenat à l'est, au milieu de roches charnockitiques. La présence, à l'ouest du Petit lac Malbaie, de nombreux blocs (probablement peu déplacés) de conglomérat très grossier (figure 33) dans lequel on ne retrouve de galets ni de quartzite pure de la formation de La Galette ni



FIGURE 33 - Bloc de conglomérat à galets de gneiss et de roches granitiques, à 1 km au sud-ouest du Petit lac Malbaie.

d'amphibolite semble indiquer que ce conglomérat se trouve à la base de l'unité inférieure, constituée surtout de pyribolite à cet endroit.

Au nord de la coupe-type, en association avec des niveaux de roches nettement métasédimentaires (quartzite, gneiss à sillimanite), affleurent des migmatites roses à grenat qui ont gardé partiellement leur identité malgré la charnockitisation. Elles s'intégreraient logiquement dans l'unité inférieure mais on n'en a pas de coupe suivie.

FORMATION DE LA GALETTE

Aux deux types de roches (quartzite pure et gneiss quartzeux à grenat) qui caractérisent la formation de La Galette, il faut ajouter, même à l'endroit de la coupe-type (tableau 6), des migmatites charnockitiques qui envahissent préférentiellement les gneiss quartzeux à grenat. Il existe aussi d'autres faciès sédimentaires mineurs dans la formation; ce sont quelques niveaux peu épais d'amphibolite et, au sud du lac Gagy, une couche facilement érodée, contenant des carbonates et des silicates de calcium et de magnésium-diopside, scapolite, sphène.

On subdivise ici la formation de La Galette en trois membres: les gneiss à grenat inférieurs, la quartzite et les gneiss à grenat supérieurs. Le membre inférieur représente des gneiss de composition relativement variée, dont la couche à carbonate et silicate calcique, mais aussi des roches riches en sillimanite avec cordiérite, spinelle, graphite, etc. L'épaisseur de 200 m est une estimation de terrain entre le gros banc d'amphibolite de l'unité inférieure et la quartzite. Cette dernière est exceptionnellement homogène et très pu-

TABLEAU 6 - Coupe-type de la formation de La Galette. En direction 570°E, à partir du sud du Petit lac Malbaie (base: 70°39', 47°46'). Les affleurements étant discontinus, des coupes annexes du voisinage, en particulier au sud du lac Gugy, servent de complément.

UNITES (du sommet à la base)	EPAISSEUR
FORMATION DE LA GALETTE (870 m)	
<i>Membre supérieur (410 m)</i>	
- gneiss quartzeux; niveaux de quartzite à grenat et feldspath potassique.....	50 m
- gneiss à grenat et sillimanite	150
- gneiss à grenat, sillimanite et graphite	10
- gneiss à grenat	50
- gneiss à hornblende et pyroxènes; grain grossier	20
- gneiss quartzeux, stratification oblique	20
- gneiss à grenat, sillimanite (gneiss quartzeux).....	100
<i>Quartzite du Petit lac Malbaie (260 m)</i>	
- quartzite pure (gisement C, épaisseur maximum)	260
<i>Membre inférieur (200 m)</i>	
- gneiss quartzeux à sillimanite; graphite au sommet	80
- gneiss à scapolite, diopside, sphène, carbonate	20
- gneiss à sillimanite, biotite, cordiérite, spinelle	10
- amphibolite, gneiss à hornblende ..	20
- gneiss à sillimanite, grenat, gneiss rouillé	70
UNITE INFÉRIEURE (plus de 500 m)	
- amphibolite (pyribole) massive ..	250
- migmatites roses à grenat et amphibolite envahies par les roches charnockitiques du complexe du Parc des Laurentides	250
- conglomérat, non en place, à galets de compositions variées (gneiss et roches intrusives) à 1 km au SW du Petit lac Malbaie	

re sur de grandes épaisseurs (entre 100 et 260 m dans la région de la coupe-type). Le membre supérieur (figure 34) est caractérisé par des gneiss quartzeux à grenat, avec présence locale de sillimanite. A un endroit, dans le synclinal du lac de la Grosse Femelle, on observe des stratifications irrégulières correspondant sans doute à des remplissages de chenaux. L'épaisseur de



FIGURE 34 - Formation de La Galette. Gisements de quartzite pure (A et B) et gneiss à grenat (lg) du membre supérieur. L'extrémité nord du Petit lac Malbaie est visible sur la photo.

410 m pour ce membre est une estimation sans doute un peu forte si l'on tient compte des plissements à l'intérieur du synclinal. On y a aussi observé un petit banc de gneiss à hornblende.

EXTENSION VERS LE NORD

Les enclaves de quartzite et gneiss à grenat sont visibles dans les roches charnockitiques de Baie-Saint-Paul jusqu'au Saguenay, sur plus de 100 km. A l'ouest de Baie-Saint-Paul, autour du lac du Pied des Monts et à l'ouest du lac des Ha! Ha!, la quartzite est homogène et assez pure. Ailleurs, la proportion de minéraux autres que le quartz y devient importante. Les gneiss à grenat (sillimanite) et les migmatites à grenat accompagnent souvent ces quartzites.

MILIEU DE DEPOT

De nombreuses observations corroborent l'hypothèse d'un milieu continental pour les roches du groupe des Martres:

- . Présence de conglomérats à la base.
- . Existence de grosses épaisseurs de

quartzite pure, qui suppose des conditions particulières de gisement. Il pourrait s'agir d'une purification diagénétique par dissolution des impuretés et précipitation de silice (Blatt et al., 1972, page 354 et suivantes) mais ce processus est difficile à expliquer sur de telles épaisseurs. Comme il ne sont pas facilement séparés du quartz lors du transport, la disparition des feldspaths suppose leur destruction préalable (climat tropical humide par exemple). La présence de petits amas presque purs de sillimanite près du contact de la quartzite avec les autres roches confirme la destruction préalable du feldspath, probablement en kaolin. D'autre part, Blatt et al. (1972, page 155) mentionnent que la grande différence de densité de l'air et des sédiments permet un triage par grosseur de grain beaucoup plus efficace dans l'air que dans l'eau. Un transport éolien semble donc bien indiqué pour ce type de dépôts. R.W. Fairbridge (1973 et communication personnelle, 1976) a proposé un cheminement assez complexe pour les épais dépôts de quartzite pure, comprenant:

- une altération tropicale de la roche source;
- un soulèvement causant le transport et le triage fluvial de la partie détritique;
- un climat aride et froid de période glaciaire favorisant le transport éolien du sable qui se stabilise dans des bassins peu profonds.

Si ce processus s'avère exact pour les quartzites de la formation de La Galette, ces dernières seraient les témoins d'un âge glaciaire probablement protérozoïque.

Présence, en plusieurs endroits, à l'intérieur de la quartzite et sur les bords de la teinte rouge typique des dépôts continentaux; de petits amas de sillimanite ont aussi cette teinte rouge.

. Présence de gneiss quartzeux à grenat (sillimanite), qui représentent les équivalents métamorphiques de sédiments à la fois quartzeux et argileux, typiques de la sédimentation continentale, avec remplissage local de chenaux.

. Présence probable de matière organique: graphite dans les gneiss à grenat, anthraxolite dans les pegmatites peu éloignées du niveau de quartzite, au lac du Pied des Monts et dans d'autres pegmatites.

. Présence de migmatites roses à grenat, qui pourraient elles aussi représenter d'anciennes arkoses.

CORRELATION

Lorsque ces groupes furent établis en 1975, c'était essentiellement leurs différences qui étaient mises en lumière et justifiaient des noms différents. En 1978, grâce à une structure plus détaillée, il a été possible de nous apercevoir que ces métasédiments étaient toujours dans des synclinaux, quelquefois serrés sans doute, et que les groupes de La Malbaie et de Saint-Siméon étaient corrélatifs plutôt que superposés, l'un étant marin et l'autre, continental. De même, la structure du groupe des Martres indique des synclinaux successifs, simplifiant ainsi la colonne stratigraphique qui se rapproche, de ce fait, de celle des autres groupes. Seul le groupe de Saint-Tite-des-Caps semble différent. Cependant, il pourrait représenter des sédiments contemporains aux autres groupes mais sur une marge continentale.

Il est intéressant de comparer ces groupes avec les descriptions de paragneiss faites au nord et à l'est de la région. Morin (1969), par exemple, signale, à moins de 100 km au nord de notre région, une séquence de paragneiss rappelant le groupe des Martres: quartzite massive, gneiss à sillimanite et grenat. Il note aussi (pa-

ges 12 et 13) la présence d'anthraxolite dans la zone paragneissique.

Les roches métasédimentaires du groupe de Wakeham ont aussi certaines analogies avec les nôtres (Grenier, 1957; Bassaget, 1970a, 1970b; Sharma, 1973).

TECTONIQUE

La tectonique dans le Grenville est, à première vue, très complexe et porterait à décourager les essais de stratigraphie. Fort heureusement, on dispose maintenant d'outils qui permettent de déchiffrer l'histoire géologique d'une région. Parmi ceux-ci, l'interprétation photogéologique, basée sur les données structurales d'une carte géologique de détail, permet, lorsqu'on dispose d'horizons-repères, de suivre la structure et les failles et d'établir ainsi la stratigraphie.

PLISSEMENTS

Au déversoir du lac François (coin sud-ouest de la figure 35), à l'est du pont, un affleurement au bord du chemin schématise le style de plissement de la région. Des petits plis couchés, d'axe E-W, montrant un chevauchement vers le nord, sont plissés à nouveau en anticlinal ouvert, d'axe N-S. La figure 35 montre la complexité qui peut résulter de plissements superposés, en utilisant la base du premier banc de quartzite comme horizon-repère, la carte géologique détaillée et l'interprétation stéréoscopique des photographies aériennes. Dans l'ensemble de la région, on note une alternance de la direction dominante formant des bassins tantôt est-ouest, tantôt nord-sud, tantôt intermédiaires (Greig, 1952; Miller, 1973).

PLISSEMENTS E-W

Tout plissement dans la croûte terrestre résulte d'une contrainte qui aboutit à un déplacement. Burke et al. (1976) ont démontré qu'un mouvement horizontal de plaques continentales devait exister au Précambrien. Les plissements d'axe est-ouest des dépôts sédimentaires de couverture proviendraient donc d'une compression vers le nord. On peut y reconnaître des plis couchés (Faure et Muller, 1971) et probablement aussi des chevauchements, comme aux environs du lac Charlotte, à 15 km au nord de Grandes-Bergeronnes, où les strates sont interrompues par des failles qui suivent en partie le contact des métasédiments. Ces plissements ont dû s'accompagner d'un léger métamorphisme mais il est difficile de les rattacher à une phase orogénique connue. Les plus vieilles intrusions de la région, les anorthosites, recoupent les paragneiss plissés et pourraient s'être mises en place après cette première phase de plissements.

PLISSEMENTS N-S

Les plissements à plan axial sub-vertical nord-sud (figure 36) semblent accompagner la phase majeure de métamorphisme de la région. C'est à cette phase que l'on peut attribuer l'âge (au Rb/Sr) de 1379 ± 66 Ma obtenu par Frith et Doig (1973) sur des paragneiss de Saint-Siméon. Cette phase orogénique a été accompagnée et suivie de la mise en place de la plupart des intrusions.

Les contraintes plus récentes, agissant sur un bloc rigide, se sont matérialisées par des failles et un métamorphisme plutôt que par des plissements (orogénie grenvillienne).

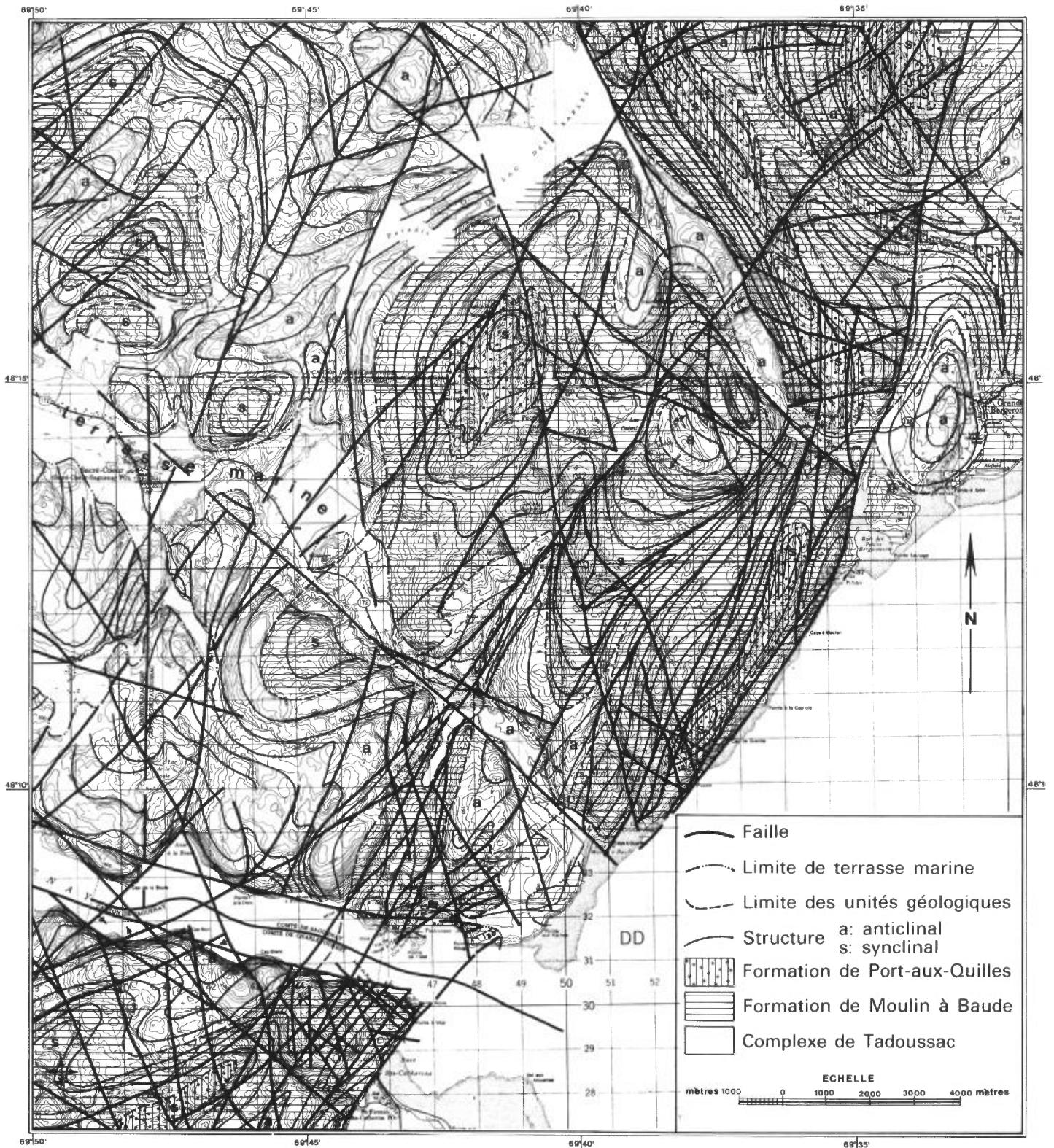


FIGURE 35 - Failles et plissements dans la région de Tadoussac.

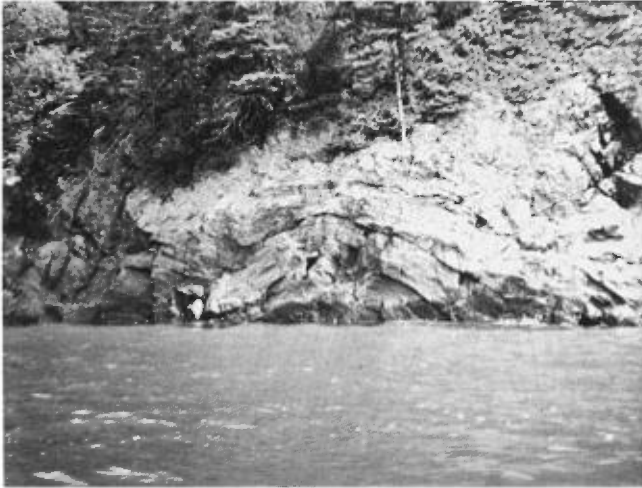


FIGURE 36 - Plis droits à plan axial sub-vertical, nord-sud, dans la formation de Moulin à Baude. La Grande Anse, au nord de Tadoussac.

FAILLES

Pour la compréhension tectonique de la région, nous avons isolé les failles sur une carte au 1/250 000 (hors texte) à partir des observations de terrain et de l'étude photogéologique. Les failles ayant été tracées segments par segments, d'une photo ou d'une zone d'affleurements à une autre, il est possible que deux failles distinctes soient liées accidentellement l'une à l'autre. Le réseau de failles obtenu est assez complexe mais on peut relier la plupart de celles-ci à un événement ou une dislocation connue, ce qui permet de les traiter par ancienneté avec un certain coefficient de certitude. Ce sont des failles de tension, de compression ou de cisaillement selon les époques et le lieu. Les anciennes failles étant des zones de faiblesse pour la plupart, ont joué lors de dislocations ultérieures.

AVANT 1379 Ma

Les plus anciennes failles semblent être celles qui sont reliées aux plissements d'axe E-W. Dans les zones où

les quartzites abondent, dans la partie nord-est de la région, on note, en plusieurs endroits, un contact anormal entre les couches des formations de Moulin à Baude et de Port aux Quilles. Ce seraient des failles inverses accompagnant les plissements d'axe E-W (figure 37). A cause de leur faible inclinaison et des déformations postérieures, il est difficile de les suivre sur de grandes distances.



FIGURE 37 - Vallée des Petites Bergeronnes. Sur la colline de gauche, un contact anormal sépare les formations de Port-aux-Quilles et de Moulin à Baude. La faille majeure qui est à l'origine de la vallée est plus récente et reliée au graben du Saguenay (voir aussi figure 35).

1050 - 950 Ma

La phase majeure de fracturation de la région est sans aucun doute la dernière phase de l'orogénèse grenvillienne: la collision continentale. La direction principale des failles reliées à cet événement est nord-nord-est. Les failles sont subverticales ou à pendage vers l'ouest-nord-ouest et très continues (figure 38). Le système conjugué (à 60°), peu développé, est sensiblement E-W, ce qui représente un mouvement du continent Quebecia en direction S60°W. Des stries relevées sur une faille près du lac Tadoussac donnent une direction S55°W.



FIGURE 38 - Type de faille formant maintenant une dépression topographique très allongée, de direction nord-est. Lac Eternité.

Les failles directement reliées à la géosuture, observées au sud du lac Jolbert (un peu au nord de l'extrémité nord-ouest de la région) ont un pendage vers le sud-est confirmant le chevauchement relatif du Quebecia sur le Laurentia. Elles sont accompagnées de pseudotachylites, de roches intrusives à grain fin particulières et de zones d'altération à épidote et chlorite.

700 Ma

Des failles moins abondantes mais tout aussi importantes sont reliées au rift anté-appalachien. Elles datent de la fin du Précambrien et sont à l'origine de l'ouverture de l'océan Iapetus (Rankin, 1975). Ce sont des failles normales à pendage principalement sud-est et de direction N40°E; elles sont ainsi sensiblement parallèles à la rive nord actuelle du Saint-Laurent, dont elles ne sont pas très éloignées. La plupart de ces failles sont marquées par l'intrusion de dykes de diabase (figure 39) et de petites masses ultramafiques alcalines.

Un tel dyke affleurant au Centre écologique de Port-au-Saumon a été daté à

700 Ma (Rondot, 1977). La direction de ces failles est presque parallèle à celle du système précédent et il est souvent difficile de les distinguer.



FIGURE 39 - Dyke de diabase d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, le long de la route 138, à un peu plus de 3 km au nord de Saint-Siméon. Le dyke contient une enclave de migmatite granitique. On remarque une fracturation plus récente avec altération datant de la phase taconique des Appalaches.

450 Ma

Les failles ordoviciennes sont les plus fraîches et les plus rectilignes. Comme, cependant, la plupart sont parallèles aux anciennes cassures (nord-est) et que certaines ont emprunté ces zones de faiblesses antérieures, on ne peut être certain de la date de ces failles que par la présence de lambeaux paléozoïques.

Faïlles d'effondrement

Le type de ces failles de direction nord-est est la faille du Saint-Laurent (figure 40), qui longe la rive nord du fleuve, du cap Tourmente aux Grandes Bergeronnes. Son rejet vertical a été calculé à 2 km (Rondot, 1970). C'est une faille simple avec quelques écaïlles dans la partie sud de la région, plus complexe au nord. Dans Grondines (Clark et Globensky, 1975, page 41), le rejet d'une faille semblable est estimé à un peu plus de 200 m. Ce type de faille, subvertical ou à pendage fort vers le sud-est, est bien développé le long de la limite nord du Bassin de Québec, entre cette ville et Montréal. On peut remarquer que les directions, à l'ouest, deviennent presque nord-sud et reste ainsi parallèles au front des Appalaches, i.e. à la ligne de Logan (figure 1).

Cette disposition offre une explication pour l'origine de ces failles. Il s'agit de fractures de la croûte terrestre en réponse à la surcharge que représentent les nappes appalachiennes. Ces failles et la ligne de Logan sont donc synchrones. La



FIGURE 40 - Faille du Saint-Laurent. Cette faille, qui longe pratiquement toujours la côte entre le cap Tourmente et Tadoussac, forme un escarpement important dans sa partie sud.

faille du Saint-Laurent était active pendant le dépôt de la formation de Saint-Irénée (Canajoharien supérieur) et les nappes atteignaient l'escarpement de faille à la fin des dépôts du Cap Martin (Nowadagien inférieur) (Rondot, 1972c, 1979a).

Ligne de Logan

La ligne de Logan (carte hors texte et figure 1), qui forme la limite nord-ouest des nappes de charriage appalachiennes, a été tracée, sous le fleuve, à l'emplacement d'un escarpement bien net sur les cartes bathymétriques, en particulier les cartes 15179-A et 15188-A du ministère de l'Environnement d'Ottawa. Elle est aussi raccordée à la partie nord de la Gaspésie (formation de Cloridorme). Sur la figure 1, on remarque que le tracé est assez régulier là où les nappes s'étalent dans les bassins d'Anticosti et de Québec et que, si on prolonge ce tracé entre ces bassins (ligne discontinue de la figure 1), il passe à l'intérieur du Bouclier précambrien. L'escarpement de faille a donc fait obstacle à l'avancement des nappes mais les effets sont peu importants, consistant en petites fracturations parallèles à l'allongement des flûtes (figure 13) et à l'escarpement de faille. Cette poussée des nappes n'a certainement pas été assez importantes pour former le graben du Saguenay.

Graben du Saguenay

Le graben du Saguenay (cartes hors texte et figure 41) débute là où la ligne de Logan s'éloigne de la rive nord du Saint-Laurent pour former la limite sud du bassin d'Anticosti. Le Saguenay est un fjord assez profond (plus de 250 m par endroits) dont le tracé, dans ses parties rectilignes, est fortement influencé par le système de cassures N50°W, bien développé,



FIGURE 41 - Graben du Saguenay. Le graben se prolonge à l'ouest (graben du lac Saint-Jean) dans une direction un peu différente (nord-ouest). Image de satellite ERTS du 29 août 1973.

et le système $S65^{\circ}W$, moins important. Ce tracé correspondrait à une poussée vers l'ouest-nord-ouest, qui est aussi la direction des failles les plus importantes et les plus récentes, comme la faille de la Sainte-Marguerite que l'on voit bien sur la figure 41 et sur toutes les cartes topographiques. Cette faille forme la limite nord du graben du Saguenay. La limite sud, la faille qui va des Palissades jusqu'au lac Kénogami, est moins nette (Rondot, 1979c).

On distingue trois secteurs dans ce graben. La partie amont est un bassin effondré de direction nord-ouest, la partie médiane est rectiligne, de direction ouest-nord-ouest, et la partie aval, entre Sacré-Coeur-Saguenay et Tadoussac, est fortement influencée par l'effondrement du Saint-Laurent, plus tardif.

On pourrait comparer le graben du Saguenay à celui du Rhin (Illies et Greiner, 1978), lui aussi au front d'une chaîne de montagnes perpendiculaire et synchrone à la formation de cette dernière. Là aussi on remarque, en plus d'un déplacement vertical des blocs, un déplacement horizontal. Dans le graben du Saguenay, on a remarqué que le déplacement horizontal était droit et qu'il y a eu déplacement relatif vers l'ouest du compartiment sud.

La formation du graben du Saguenay pourrait être due, comme celle du graben parallèle d'Ottawa-Bonnechère (carte 1334A au 1/100 000 de la Commission géologique du Canada), à la poussée tectonique vers le nord-ouest lorsqu'elle s'est heurtée au promontoire précambrien hérité du découpage en dents de scie du rift hadrinien.

350 Ma

Les failles dues à l'astroblème de Charlevoix sont restreintes à une zone d'un rayon de 37 km à partir du mont des Eboulements et elles ne sont pas profondes (Rondot, 1975, figure 1; figure 42 du présent rapport). A l'intérieur de ces limites la fracturation est intense mais très complexe en s'approchant du centre. Ceci est dû aux mouvements parfois contraires qui ont eu lieu lors de la formation de l'astroblème et que l'on peut simplifier en deux temps:

- . Enfoncement de la météorite et formation des cratères embryonnaire puis originel. La pression développe des fractures radiales et concentriques (surfaces de glissement, figure 42).
- . Le réajustement représente la réaction inverse pour compenser le déséquilibre créé. Les failles sont courtes, le plus souvent courbes, et soulignées par des mylolisthénites. Une mylolisthénite rouge à violacée a été découverte au cours de la saison de 1978, le long de l'enceinte qui forme la limite visible de l'astroblème et des failles de réajustement (25 à 28 km du centre), au lac du Pied des Monts (figure 19). Ces failles, les plus récentes, affectent les failles antérieures (Rondot, 1972b, figure 3).

DEFORMATIONS PLUS RECENTES

Il est difficile de reconnaître les formations récentes si elles ne sont pas reliées à un matériel que l'on puisse dater. Si l'on examine la carte (hors texte), on remarque que l'enceinte de l'astroblème de Charlevoix, qui forme un escarpement semi-circulaire continu d'un diamètre de 55 km, a son prolongement sur la rive sud (Roy, 1978) mais il semble déplacé vers

le nord-est. Un tel mouvement post-dévo-nien (Carbonifère) a été proposé par Kent et al. (1978) pour la partie sud-est des Appalaches et ce décalage pourrait peut-être lui être relié.

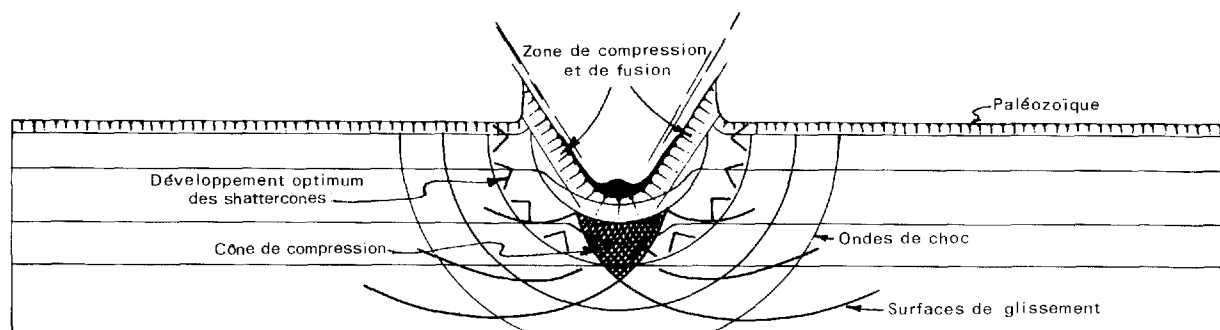
D'autres déformations ont eu lieu, au Crétacé, avec les Montérégiennes et au Pléistocène avec les glaciations. Il semble que cette bordure du Bouclier précambrien, cicatrice importante de la croûte terrestre, soit encore une zone sensible.

SEISMES

Les tremblements de terre font partie de l'histoire de Charlevoix depuis le début de la Colonie mais cette zone n'est reliée à aucun mouvement connu de plaques de la croûte terrestre. Nous allons essayer de condenser les informations sur cette zone et faire le point des interprétations.

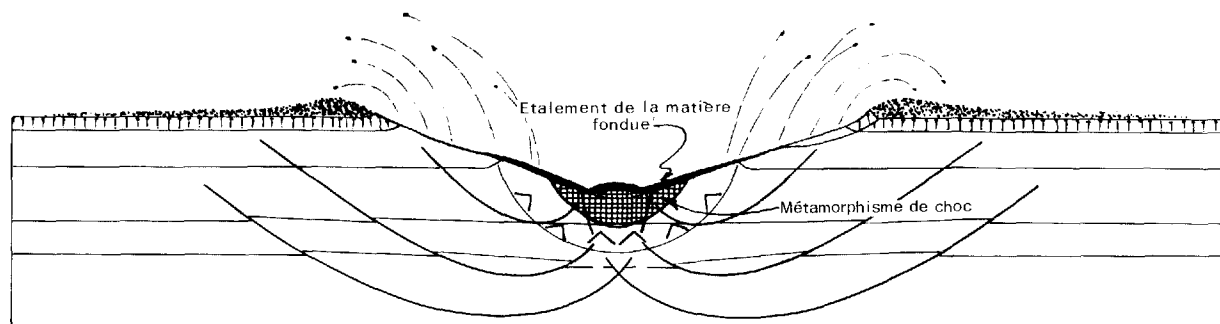
AVANT 1900

Il existe une publication du gouvernement fédéral (Smith, 1962) donnant une liste des tremblements de terre connus jusqu'au début du siècle. Parmi ceux-ci, certains ont fait l'objet de description détaillée, comme celui du 5 février 1663. C'est sans doute à une de ces secousses que l'on doit quelques glissements de terrain, dont celui en face de l'île aux Coudres qui permet d'accéder de la berge à des eaux plus profondes et où a été construit le quai de Saint-Joseph-de-la-Rive. Monseigneur Laflamme (1907) fait un résumé des anciens tremblements de terre, pour la plupart dans la région de Charlevoix. Cependant ce n'est qu'après 1900 que l'on a quelques précisions sur la position des épicentres.



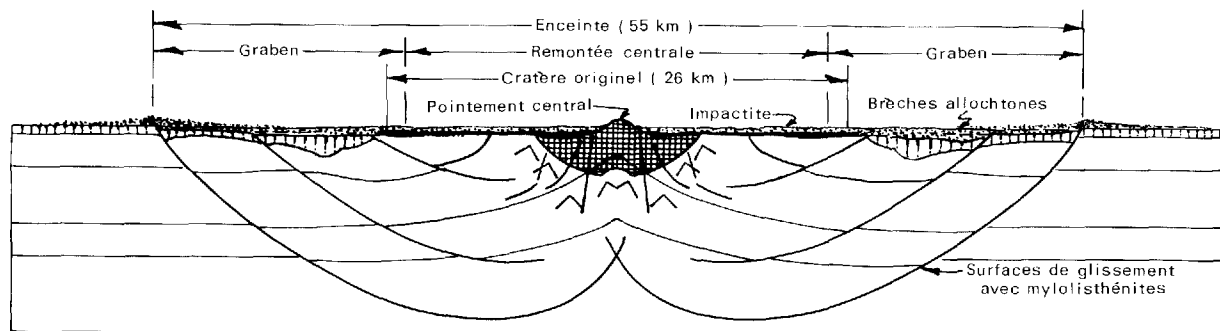
A - Phase de compression - Cratère embryonnaire

La météorite touche le sol à vitesse cosmique. Au contact météorite-socle, les températures et les pressions sont extrêmes, d'où fusion, vaporisation et éjection de matière à grande vitesse. La vitesse d'enfouissement de la météorite diminue rapidement et, à un certain moment, une onde de choc s'en écarte, se propage dans le socle et produit des shattercones aux pressions appropriées (entre 15 et 3.5GPa). La force de pénétration de la météorite au centre de l'impact engendre un cône de compression et des surfaces spiraloïdes de glissement.



B - Evidement du cratère - Cratère originel

Les brèches d'excavation sont éjectées par décompressions successives pour former le cratère originel, tandis que la matière fondue s'étale de manière centrifuge et que surgît le pointement central.



C - Réajustement - Cratère d'équilibre

Le réajustement tend à niveler le cratère par remontée de la partie centrale et affaissement d'un graben annulaire à l'extérieur du cratère originel et au milieu duquel les couches sont comprimées.

FIGURE 42 - Etapes de formation de l'astroblème de Charlevoix.

1900-1976

Depuis le début du siècle, des données provenant de la Direction de la Physique du Globe (Ottawa) permettent, avec une précision de quelques dixièmes de degré, de situer les épicentres des séismes. Sur notre carte des failles et séismes (hors texte) nous avons indiqué ces épicentres pour la région qui nous concerne de même que les microséismes étudiés par Leblanc et al. (1973, 1977). On constate que les épicentres des séismes et microséismes sont en majorité à proximité de la faille du Saint-Laurent, en bordure de la rive nord du fleuve.

Le tremblement de terre du 23 octobre 1976 (Wetmiller et Horner, 1978) a fait l'objet d'une carte des intensités où l'on remarque que si l'intensité maximum est de 5 au milieu du fleuve, elle est encore de 3 à 4 le long du Saguenay et de plus de 3 sur une grande distance le long du Saint-Laurent.

CAUSE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Habituellement les zones de tremblement de terre sont reliés à une cause connue: bord de plaque en mouvement ou centre de courant de convection du manteau (panache). C'est pourquoi, Kumarapeli et Saull (1966) considèrent la vallée du Saint-Laurent comme un rift.

Les arguments contre cette hypothèse sont que:

- La vallée du Saint-Laurent n'est pas un graben mais le front d'une zone orogénique (front des Appalaches.
- Le rift qui a donné naissance à l'océan Iapétus est daté de la fin du Précam-

brien. De nombreuses intrusions alcalines de cet âge y sont rattachées, jusque dans la région de la côte Nord (syénite de La Tabatière).

- Les séismes de la vallée du Saint-Laurent sont d'une intensité relativement faible et se comparent à ceux de la vallée de la Gatineau ou des Territoires du Nord-Ouest et correspondent à des mouvements de réajustement intraplaque affectant plus particulièrement les zones de faiblesse.

Leblanc et Buchbinder (1977) puis Berry et al. (1978) pensent que les tremblements de terre de Charlevoix sont reliés à la conjonction des failles de l'astroblème de Charlevoix et de la ligne de Logan. Celle-ci n'est toutefois qu'une faille de charriage à faible pendage mettant en contact des roches assez semblables: sédiments de plate-forme et de prisme géoclinal. Les hypocentres des microséismes (Leblanc et Buchbinder, 1977, figure 4) sont d'ailleurs trop profonds pour la faille de Logan et même pour les failles de l'astroblème (Rondot, 1975). Par contre une faille plus importante et plus profonde est la faille d'effondrement du Saint-Laurent. Hearty et al. (1977, figure 9) proposent une discontinuité (couche sédimentaire de plus de 5 km, sous le Saint-Laurent). Cette partie du fleuve représente une zone de discontinuité majeure de l'écorce terrestre et un couloir de déglaciation précoce au Wisconsinien supérieur. Dunbar et Garland (1975) supposent que les mouvements verticaux récents reconnus par Frost et Lilly (1966) seraient reliés au retrait de la glace.

RISQUES ET PERIODICITE

Whitham et Hasegawa (1975) ont proposé une carte des risques sismiques où

figure en bonne place la vallée du Saint-Laurent où un séisme d'intensité X peut être envisagé. En fait, depuis 1900, il n'y a eu que trois tremblements de terre remarquables: un, en 1925, près de Port-au-Saumon, d'intensité 8 sur l'échelle Mercalli; un, en 1952, près de la route entre Saint-Siméon et Baie-Sainte-Catherine, d'intensité 7; un, en 1976, dans le fleuve (île aux Lièvres), d'intensité 5. Pour ce dernier, Wetmiller et Horner (1978) ont établi une carte d'isoséisme indiquant que le Saguenay entier avait ressenti la secousse (intensité 4), la faille active étant probablement une faille nord-est dans le fleuve, parallèle à celle du Saint-Laurent. En résumé, la cause du graben du Saguenay (compression des Appalaches entre Tadoussac et Québec, figure 1) ayant cessé, ces failles nord-ouest sont maintenant inactives sauf peut-être pour des réajustements verticaux locaux. En revanche, il existe toujours une zone de faiblesse, due à un contraste de composition des roches de part et d'autre de la vallée du Saint-Laurent, qui focalise les tensions internes de cette région, en particulier le long de la faille du Saint-Laurent. Ceci condamne, par exemple, le creusement d'un tunnel près de Tadoussac; de même, la construction d'un pont en amont demande des précautions (zone 3 de Whitman et Hasegawa, 1975).

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Les gîtes de métaux et de substances utiles étant variés dans la région, nous les classerons suivant leur environnement plutôt que leur origine. Nous avons ainsi des:

- . Gîtes magmatiques: ilménite, anorthite, granite;
- . Gîtes métamorphiques: uranium, mica, quartz, sillimanite (molybdène);

- . Gîtes filoniens: galène, blende, chalcoppyrite, fluorine, carbonatite;
- . Gîtes sédimentaires: calcaire, gravier, tourbe.

GITES MAGMATIQUES

FER ET TITANE

Rose (1969, pages 77 à 85) résume la géologie du massif anorthosique de Saint-Urbain (unité 3 sur la carte géologique) et présente une esquisse des travaux d'exploitation aux diverses mines à ciel ouvert qui s'y trouvaient, à la fermeture de celles-ci en 1966.

Les études sur l'astroblème de Charlevoix et la découverte, dans les mines (Rondot, 1972a), de nombreux dykes de mylonitisation, auxquels sont associées des zéolites et de la prehnite, permettent de situer les mines de Saint-Urbain dans le graben de l'astroblème. Comme elles se trouvent près du centre du graben, elles sont donc descendues d'environ 1 km au-dessous de l'endroit où elles étaient avant l'impact météoritique. Une autre conséquence de cet événement est la fracturation et le déplacement local, relatif, des masses de minerai.

En 1971, la SOQUEM entreprenait une série de sondages et d'études géophysiques pour préciser le tonnage d'ilménite disponible. Il s'est avéré qu'au-dessous des gîtes connus de minerai massif, en amas très irréguliers (figure 43), se trouvait une importante zone de minerai disséminé. Le tonnage du minerai massif s'établit comme au tableau qui suit:

Une étude de concentration de rutile dans les sédiments de ruisseau réali-

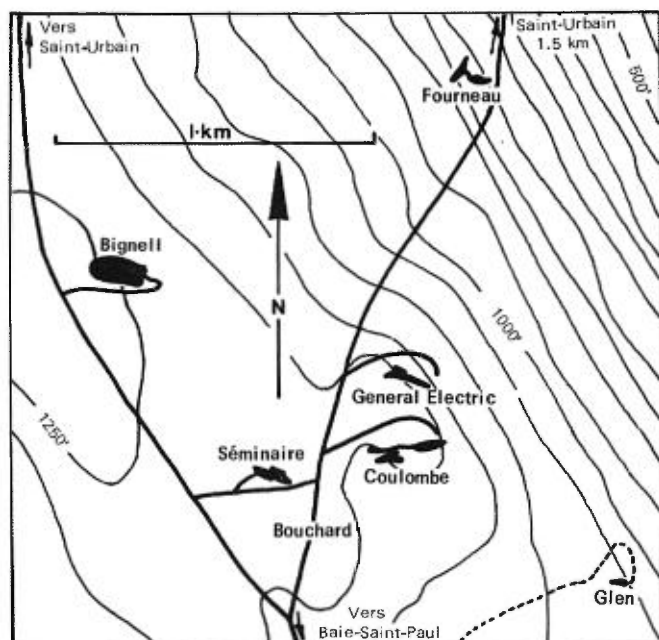


FIGURE 43 - Plan de situation des "mines" de fer et titane de Saint-Urbain.

Gîtes	Mt	Fe(%)	Ti(%)
Bignell	3.4	34.3	34.9
Coulombe SE	7.4	26.6	29.7
Coulombe NW	0.36	29.8	32.8
General Electric	7.2	27.3	29.2
Dupont	2.7	31.1	33.6
Autres	2.3	26	27

sée par la SOQUEM (Junod, 1972) indique que ce minéral, associé habituellement à l'ilménite, ne s'observe que près du contact avec les roches encaissantes, à l'intérieur du massif d'anorthosite. Ce qui confirme la concentration du minerai en ségrégation tardive près des bords du massif et en particulier du toit.

En 1976, la SOQUEM extrayait 60 000 tonnes de minerai de Bignell pour vente comme agrégat lourd (figure 44).



FIGURE 44 - L'excavation à ciel ouvert de la mine Bignell, à l'automne 1978.

ANORTHOSITE

L'anorthosite elle-même pourrait devenir un minerai pour l'industrie québécoise de l'aluminium si les sources d'approvisionnement en bauxite venaient à manquer, que la demande pour le métal se maintenait et qu'un procédé adéquat de traitement était mis au point. Les analyses d'anorthosite de Saint-Urbain rapportées par Mawdsley (1927) mentionnent 25% de Al_2O_3 dans le faciès pegmatitique et 30% dans le faciès noritique à grain fin.

GRANITE

Le granite (complexe de Tadoussac) est exploité comme pierre de taille aux Petites Bergeronnes (figure 45) depuis 1957.

GITES METAMORPHIQUES

Sous le terme de gîtes métamorphiques sont groupées les anciennes petites exploitations de micas dans les pegmatites, où on a aussi trouvé de l'uranium. Ces deux substances utiles sont situées assez



FIGURE 45 - Carrière de granite pour pierre de taille de la compagnie Granite du Nord, aux Petites Bergeronnes.

près du banc de quartzite à la base de la formation de Port-aux-Quilles, le mica un peu au-dessus, l'uranium au-dessous. C'est une des découvertes de cette étude.

MICA

Le rapport de 1891 du Commissaire des Terres de la Couronne de la province de Québec signale de nouvelles mines de mica blanc dans les cantons des Escoumins, de Bergeronnes, de Tadoussac et de Saguenay. La production de mica débutait à la mine McGill (la plus septentrionale sur notre carte géologique) à l'automne de 1891. Les années suivantes, d'autres mines furent ouvertes, dont celle du lac du Pied des Monts, en 1893. Ces mines ont été exploitées sporadiquement pour la muscovite et la biotite jusqu'au milieu du XXe siècle. Toutes ces mines tombent à l'intérieur des zones de paragneiss.

URANIUM

L'uranium (uraninite) a été reconnu pour la première fois dans la région à la mine du lac du Pied des Monts, en 1894. Obalsky (1905) décrit, à l'occasion de

l'Exposition de Liège, une variété d'uraninite (clévélite) contenant du radium associé à de l'anthraxolite uranifère. Des échantillons auraient été analysés par Mme Marie Curie et E.W. Rutherford. Cette uraninite, selon une analyse plus récente (C.G.C., 1955) a la composition suivante: U_3O_8 : 86.16%; ThO_2 : 0.10%; terres rares: 0.79%; PbO : 11.69%; sa densité est de 8.96. Après cette découverte, l'intérêt pour la recherche d'uranium s'est maintenu, surtout après 1949 où les pegmatites des cantons voisins ont été prospectées entre Saint-Siméon, Sagard, le Saguenay et le Saint-Laurent. En 1957, c'est dans le canton d'Otis que se sont portés les travaux, puis, en 1968, dans celui de Bagot et, récemment, au nord de Tadoussac.

De nombreux indices uranifères ont été reconnus, que nous avons portés sur notre carte. Ce sont des grattages de surface sur des anomalies décelées au scintillomètre ou par levé radiométrique. Ce sont aussi des anomalies dans les échantillons de sédiments de ruisseau récoltés au cours de la cartographie (Rondot, 1966 a et b, 1969a, 1971c).

On remarque que presque tous les points uranifères sont près des paragneiss, mais en dehors, et sont associés à des pegmatites ou encore à des gneiss granitiques, comme dans les parties ouest et nord-ouest de la carte. Ces gneiss granitiques, pauvres en minéraux ferromagnésiens, pourraient dériver d'une ancienne arkose. La minéralisation correspondrait donc à un paléosol enrichi localement en uranium et ayant subi un léger déplacement lors du métamorphisme.

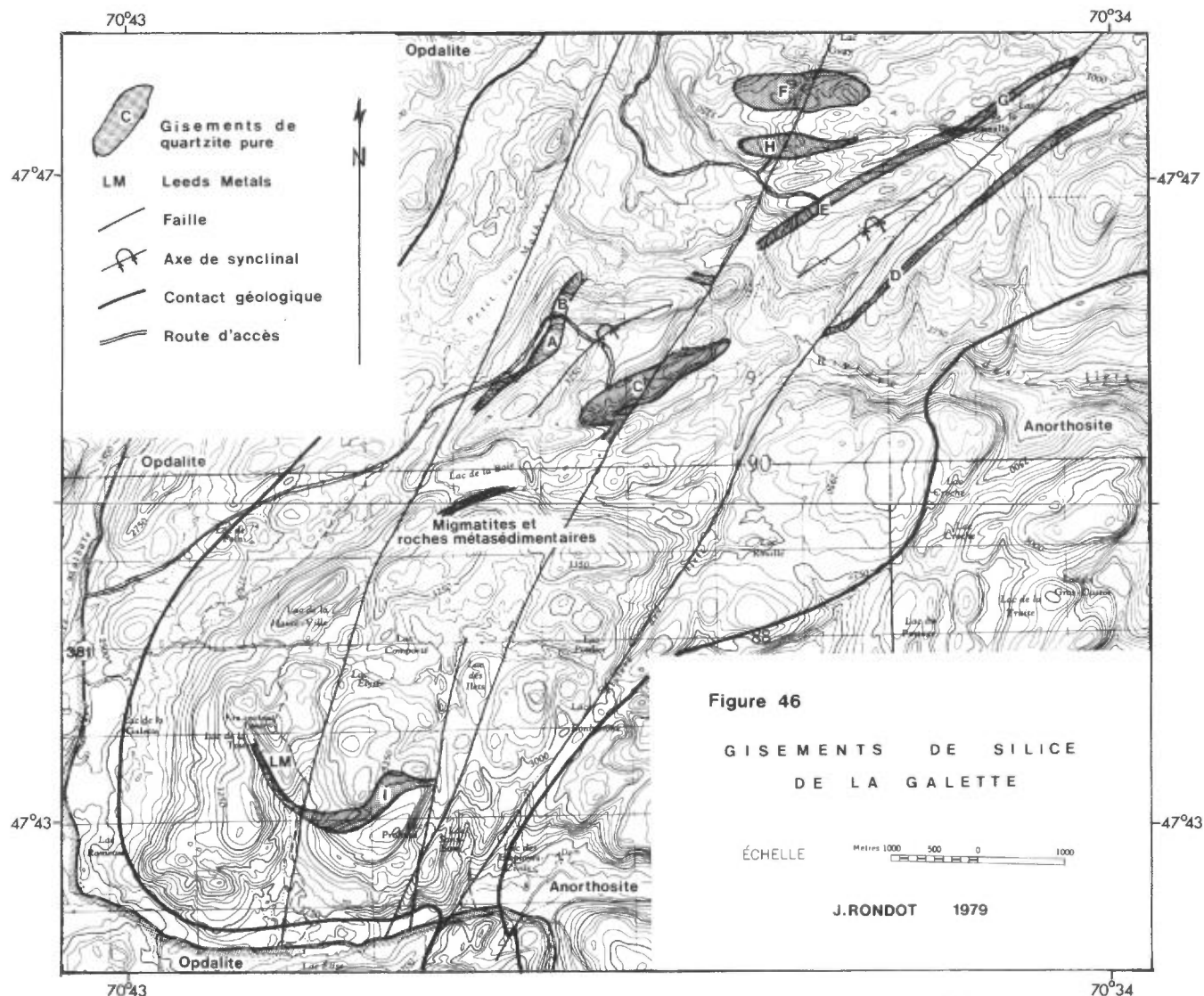
Entre les minéralisations en micas et en uranium, il y a la quartzite qui semble, localement, beaucoup plus intéressante du point de vue économique.

QUARTZITE

L'intérêt pour la quartzite de la région a débuté vers 1946 lorsque fut découverte une couche de quartzite à 2 km à l'est du lac de La Galette (figure 46). En 1965, la compagnie Leeds Metals estimait ce gisement à plus de 33 millions de tonnes mais la silice (98.69%) contenait trop de fer et d'alumine et il fallait la purifier. En 1969, plusieurs bandes de quartzite pure furent reconnues lors de la cartographie géologique systématique de la région du lac des Martres. Notre assistant, Gérard Pourret, fut particulièrement frappé par l'é-

paisseur de l'une de ces bandes (250 m, gisement C). Notre rapport préliminaire (Rondot, 1971) ayant mentionné la pureté et la grande épaisseur de ces bandes, l'attention de prospecteurs fut attirée. Les frères Gagnon jalonnèrent ces terrains en 1972 et trouvèrent un exploitant pour le gisement A (figures 46, 47 et 48). Le gisement C a eu un début d'exploitation en 1977 (Lamarche, 1977, 1978).

Aux premiers gisements reconnus - A, B, C et D - sur une zone longeant l'ancienne ligne de transport d'énergie (Rondot, 1974), sont venus s'ajouter les gîtes



E, F, G (Rondot et Marleau, 1977). A ce moment, la colonne stratigraphique comprenant ces niveaux laissait voir la possibilité d'une répétition tectonique. Le travail de l'été 1978 a permis de constater qu'il n'y a qu'un seul niveau et que certains gisements (E, H) représentent le coeur de synclinaux et non pas l'épaisseur d'une couche. Leurs dimensions sont donc restreintes à leur zone d'affleurement, ce qui n'est pas le cas pour les autres.

Le niveau de quartzite se prolonge à l'est (lac Pied des Monts et au-delà) et au nord-ouest du lac des Ha!Ha!, mais plus on s'éloigne de la zone principale, plus le niveau s'amincit et plus la teneur baisse, souvent au-dessous de 99% de SiO_2 . Nous estimons que les réserves et la qualité à 99% et plus de SiO_2 sont comme suit (ciel ouvert):

Gisement	Mt	Qualité
A	15	Bonne
B	10	"
C	50	"
D	10	Marginale
E	80	Bonne
F-G	35	Bonne à marginale
H	8	Bonne
I	20	Marginale



FIGURE 47 - Quartzite de La Galette. Vue aérienne du gisement A et de la route d'accès.



FIGURE 48 - Quartzite de La Galette. Minéral en gros blocs du gisement A, prêts à être expédié aux usines de traitement de SKW, à Bécancour.

SILLIMANITE (alumine)

Les gneiss à sillimanite étant assez abondants dans la région et la sillimanite elle-même se prêtant bien à la concentration, nous avons prélevé quelques échantillons pour fins d'analyses. La proportion d'alumine de ces gneiss ne dépasse guère 20%. La sillimanite ne retenant qu'une fraction de l'alumine, ces teneurs confirment les estimations pétrographiques de 10 à 15% de ce minéral. On a cependant trouvé, dans la carrière du gisement A (figure 46), un échantillon de teinte rouge qui contient plus de 50% de sillimanite, du rutile, du zircon, des produits d'altération, etc.

Les gneiss à sillimanite (muscovite) sont habituellement au-dessus de la première couche de quartzite de la formation de St-Siméon, du point de vue stratigraphique. Cependant, il y en a parfois au-dessous de ce niveau. Par exemple à l'extrémité nord est de la région, dans une zone de gneiss à hornblende de la formation de Moulin à Baude, on peut observer, près de la limite nord-est de la région (Co sur

la carte), de beaux cristaux de cordiérite bleu lavande dans un gneiss à sillimanite. Un autre affleurement de gneiss à sillimanite, à l'est du village de Rivière-Marguerite (Si sur la carte), contient de l'épidote, de la chlorite et des sulfures. L'analyse a donné: 0.2% Cu, 3.88% Zn et 0.95% Pb. Ce gîte dans la formation de Moulin à Baude pourrait représenter une méta-exhalite.

GITES FILONIENS

Guettard (1752), dans un mémoire où il compare le Canada à la Suisse, parle de la "mine de plomb" de Baie-Saint-Paul. Il décrit les filons de calcite avec fluorine de la rivière du Moulin, lesquels ont des épaisseurs allant de quelques centimètres à 70 cm et renferment de la galène en petits cristaux cubiques, dispersés.

Il existe d'autres filons de calcite, avec fluorine (ou prehnite) et galène de part et d'autre de la Baie-Saint-Paul; il en existe aussi à Cap-aux-Oies, à La Malbaie, à Port-aux-Saumons et même sur le Saguenay, à l'embouchure de la rivière Petit Saguenay. La galène n'y est qu'à l'état de traces et la fluorine ne représente pas plus que 10% du volume. Un filon de calcite pure de 5 à 6 m de large a été exploité pour ce minéral il y a quelques dizaines d'années et traité sur place dans des fours à chaux (figure 49). La chaux était expédiée à La Baie, autrefois Port-Alfred (Faessler, 1930). Il existe des filonnets, en général quartzeux, contenant des traces de sulfures de Zn, de Cu, de Mo, etc., sans grande valeur commerciale.

L'âge des filons et filonnets correspond à un des derniers événements de la région, en particulier le rift précambrien (700 Ma) et les mouvements verticaux paléo-

zoïques. Les dykes de carbonatite de Cap-à-l'Aigle sont probablement de la première époque (figure 50).



FIGURE 49 - Ancien four à chaux à la Grande Anse, à 1 km au NE de l'embouchure de la rivière du Moulin à Baude.

GITES SEDIMENTAIRES

Sous ce terme sont groupés non pas tous les gîtes d'origine sédimentaire mais seulement ceux qui n'ont pas subi de métamorphisme.

CALCAIRE

Les calcaires de la région de Charlevoix ont été exploités comme pierre de taille (Cap-à-l'Aigle), comme blocs pour la construction et comme concassé pour le béton et la voirie. Deux des carrières sont à Cap-à-l'Aigle, deux à Pointe-au-Pic, une au nord de la Malbaie et une autre à l'est de Baie-Saint-Paul.

L'utilisation du calcaire peut être envisagée pour d'autres fins industrielles, en fonction de sa composition. La teneur en CaCO_3 est importante dans la formation de Deschambault et dans celle de Neuville, immédiatement au-dessus. A noter toutefois que la proportion d'argile aug-



FIGURE 50 - Filon de carbonatite, à 500 m à l'ouest de la pointe le Heu.

mente vers le sommet du Neuville. Un échantillon moyen de calcaire noir de cette formation a donné:

	%
SiO ₂	12.45
Al ₂ O ₃	1.40
Fe ₂ O ₃	0.28
FeO	0.45
MgO	0.90
CaO	46.00
Na ₂ O	0.27
K ₂ O	0.46
H ₂ O ₋	0.03
H ₂ O ₋	0.64
TiO ₂	0.06
P ₂ O ₅	0.08
MnO	0.06
CO ₂	36.18
S	0.30

Le calcaire est très fracturé, plissé et faillé entre Saint-Irénée et Saint-Joseph-de-la-Rive ainsi que dans la partie interne du graben annulaire (vallées des rivières du Gouffre et Malbaie). Il est relativement peu faillé dans sa partie externe.

Il existe des calcaires dans la région de Beauré. Ils se trouvent toutefois à proximité des failles d'effondrement et plongent rapidement sous le flysch.

Dans la partie nord de la région, le calcaire affleure dans la baie des Petites Bergeronnes (Faessler, 1930), dans la rivière Sainte-Marguerite (Michel Rousseau, communication personnelle, 1977) et au nord de La Baie (Hardy, 1969).

GRAVIER

Une carte des dépôts morainiques et fluvioglaciers de Charlevoix (Rondot, 1974) montre deux types de dépôts quaternaires:

- . des cordons morainiques parfois peu épais parfois accompagnés d'épais dépôts fluvioglaciers (St-Narcisse);
- . d'épais dépôts glaciaires sans crête morainique continue (Rochette).

Ces divers dépôts sont activement exploités pour les routes, au point que des moraines entières disparaissent parfois du paysage.

Des dépôts morainiques continus sur plusieurs kilomètres suivent la rive nord du fleuve, en particulier au nord de Saint-Siméon (Miller, 1973). Au nord de Tadousac, la vallée de la rivière du Moulin à Baude offre l'exemple d'une ancienne rivière profonde remplie d'épais dépôts glaciaires. Ces derniers forment des falaises au sud de l'embouchure de cette rivière (figure 51).



FIGURE 51 - Pente abrupte dans des dépôts de sable et gravier de près de 70 m de dénivellation. Baie du Moulin à Baude. Le motocycliste au bord de l'eau donne l'échelle.

TOURBE

Des terrasses importantes, s'étaguant entre 100 et 140 m d'altitude, apparaissent dans la partie nord de la région, en particulier le long du tracé de la faille de la rivière Sainte-Marguerite (Sacré-Coeur-Saguenay) et au nord-ouest de La Baie où une partie est occupée par une tourbière (tourbière de Bagotville; Simard, 1974).

Il existe d'autres tourbières dans la région mais elles sont de petites dimensions. On en trouve des exemples à l'ouest de Sacré-Coeur-Saguenay.

CONCLUSION

Le travail de 1975 a permis de distinguer quatre groupes métasédimentaires et d'en établir les coupes-types. Le travail de 1976 dans une autre région (Rondot, 1978) indique une histoire géologique complexe et différente pour trois ensembles cratoniques: Laurentia, Grenvillia et Quebecia. Les travaux de synthèse et de reconnaissance effectués en 1978 amènent à

faire quelques révisions sur la stratigraphie de la région de Charlevoix-Saguenay, en particulier à cause de la disposition en synclinal des roches métasédimentaires et de la similitude des colonnes stratigraphiques. Nous n'indiquons donc qu'un seul recouvrement métasédimentaire isolé sur notre carte, lequel est en général peu épais et repose sur un socle granitoïde recouvert de roches métavolcaniques et d'arkose. Les dépôts de type continental deviennent marins vers le sud. A ces dépôts continentaux sont associés les épais dépôts de quartzite pure de la formation de La Galette, les gneiss granitiques et les pegmatites uranifères (les pegmatites à mica étant plutôt à l'intérieur des roches métasédimentaires). Les concentrations titanifères sur la bordure interne du massif anorthositique de Saint-Urbain ont été déplacées mécaniquement lors de l'astroblème de Charlevoix. Ce dernier est aussi responsable de la présence de lambeaux de calcaire de part et d'autre de la faille du Saint-Laurent. L'étude de ces lambeaux, la présence d'autres lambeaux dans le Saguenay et la région de Beaupré et le tracé des failles permettent de retracer l'histoire de la sédimentation ordovicienne de plate-forme et de constater que la transgression marine sur le Bouclier est synchrone des manifestations de compression de l'orogénèse taconique et se termine avec elle.

BIBLIOGRAPHIE

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

C.G.C.

1955 - *Prospecting for Uranium in Canada*. Commission géologique du Canada; pages 92-93.

BASSAGET, J.-P.

1969*- *Région de Natashquan*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-582.

1970*- *Région de Kégashka*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-597.

BENOIT, F.-W. - VALIQUETTE, G.

1971*- *Région du lac Saint-Jean*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-140.

BERRY, M.J. - FORSYTH, D.A. - HASEGAWA, H.S. ANGLIN, F.M. - WEICHERT, D.H.

1978 - *The seismotectonics of Eastern Canada*. Geological Society of America; août 1978, volume 10, numéro 7, page 365.

BLATT, H. - MIDDLETON, G - MURRAY, R.

1972 - *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall, New Jersey, 634 pages.

BURKE, K. - DEWEY, J.F. - KIDD, W.S.F.

1976 - *Precambrian paleomagnetic results compatible with contemporary operation of the Wilson cycle*. *Ancient plate margins* (édité par J.C. Briden); *Tectonophysics*, 33 pages 287-299.

CLARK, T.H. - GLOBENSKY, Y.

1973*- *Portneuf map-area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-148.

1975 - *Région de Grondine / Grondines area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-154.

DEWEY, J.F. - BURKE, K.

1973 - *Tibetan Variscan, and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision*. *Journal of Geology*, volume 81, pages 683-692.

DUNBAR, W.S. - GARLAND, G.D.

1975 - *Crustal loads and vertical movements near Lake St. John, Quebec*. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 12, pages 711-720.

DYMECK, R.F.

1971 - *Petrogenetic significance of anorthosite dykes in the St-Urbain massif, Québec*. A.B. thesis, Princeton University, 110 pages.

FAURE M. - MULLER, J.

1971 - *Tectonogramme des structures superposées de la région des Grandes-Bergeronnes*. *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*; 33, page 191.

FAESSLER, C.

1929*- *Geological traverses in the counties of Montmorency and Charlevoix*; *IN Report on Mining Operations in the Province of Québec during the year 1928* (pages 175-184). Ministère des Richesses naturelles du Québec.

1930*- *Geological exploration on the North Shore, Tadoussac to Escoumains*. *IN Annual Report of the Québec Bureau of Mines for 1929*. Ministère des Richesses naturelles du Québec.

FRANCONI, A. - SHARMA, K.N.M. - LAURIN, A.F.

1975 - *Région des rivières Betsiamites et Moisie / Betsiamites and Moisie Rivers area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-162, 169 pages

FAIRBRIDGE, R.W.

1973 - *Glaciation and Plate Migration*. *IN Implication of Continental Drift to the Earth Sciences* (édité par Tarling et Runcorn); Academic Press, London-New-York, volume 1, pages 503-515.

FRITH, R.A. - DOIG, R.

1973 - *Rb-Sr isotopic ages and petrologic studies of the rocks in the Lac St-Jean area, Quebec*. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 10, pages 881-899.

FROST, N.H. - LILLY, J.E.

1966 - *Crustal movement in the Lac St. Jean Area, Quebec, Canada*. *Surveyor*; volume XX, pages 292-299.

GREIG, E.W.

1952*- *Région de Pontgravé-Bergeronnes, Saguenay*. Ministère des Mines du Québec; RG-32, 27 pages

GRENIER, P.-E.

1957*- *Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-73.

GUETTARD, A.

1752 - *Mémoire dans lequel on compare le Canada à la Suisse*. Académie Royale des Sciences de Paris.

- HARDY, R.
1969 - *Rapport géologique de Bagotville pour SOQUEM*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM - 23601, 4 pages.
- HEARTY, D.J. - MEREU, R.F. - WRIGHT, C.,
1977 - *Lateral variations in upper crustal structure below the La Malbaie area from slowness, azimuth, and travelttime measurements of teleseisms*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 14, pages 2284-2293.
- ILLIES, J.H.
1975 - *Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system*. Geologische Rundschau; volume 64, pages 667-699.
- ILLIES, J. - GREINER, G.
1978 - *Holocene movements and state of stress in the Rhinegraben rift system*. IN *Recent crustal Movements, 1977* (édité par Whitten, Green et Meade). Tectonophysics, 52, pages 349-359.
- JUNOD, R.
1972 - *Recherche de concentration de rutile dans la région de Saint-Urbain*. Rapport interne, SOQUEM, Québec.
- KEHLENBECK, M.M.
1972 - *Deformation textures in the lac Rouvray anorthosite mass*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 9, pages 1087-98.
- KENT, A. - DENNIS V. - OPDYKE, N.D.
1978 - *Paleomagnetism of the Devonian Catskill Red Beds: Evidence for Motion of the Coastal New England-Canadian Maritime Region Relative to Cratonic North America*. Journal of Geophysical Research, volume 83, page 4441.
- KUMARAPALI, P.S. - SAULL, V.A.
1966 - *The St. Lawrence Valley system: North American equivalent of the East African Rift Valley system*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 3, pages 639-658.
- LAFLAMME, J.-C.-K.,
1907 - *Les tremblements de terre de la région de Québec*. Société Royale Canada; Mémoire sec. 4, pages 157-183.
- LALLEMANT, J.
1663 - *Relation de la Nouvelle France, en l'année 1663*. Relation des Jésuites.
- LAMARCHE, R.-Y.
1977 - *Rapport annuel des activités minières pour 1976 dans le sud du Québec*. IN *Rapport d'activité dans les territoires des géologues résidents et au-delà, 1976*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-494, pages 1-33.
- 1978 - *Rapport annuel des activités minières pour 1977 dans le sud du Québec*. IN *Rapport d'activité des géologues résidents, 1977*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-578, pages 1-27.
- LAURIN, A-F. - SHARMA, K.N.M.
1975 - *Région des rivières Mistassini, Péribonca et Saguenay / Mistassini, Péribonca and Saguenay Rivers area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-161, 89 pages.
- LEBLANC, G. - BUCHBINDER, G.
1977 - *Second micro-earthquake survey of the St-Lawrence Valley near La Malbaie, Québec*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 14, pages 2778-2789.
- LEBLANC, G. - STEVENS, A.E. - WETMILLER, R.J. - DUBERGER, R.
1973 - *A microearthquake survey of the St. Lawrence Valley near La Malbaie, Québec*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 10, pages 42-53.
- MARTIGNOLE, J. - SCHRIJVER, K.
1970 - *The level of anorthosites and its tectonic pattern*. Tectonophysics; volume 10, pages 403-410.
- MAWDSLEY, J.B.
1927*- *St-Urbain area, Charlevoix district, Québec*. Commission géologique du Canada; Mémoire 152, 58 pages.
- MILLER, M.L.
1973*- *Région de Saint-Siméon - Tadoussac*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-159, 94 pages.
- MORIN, M.
1969*- *Région de Labrieville*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-141, 47 pages.
- MOORE, J.M. Jr. - THOMPSON, P.H.
1972 - *The Flinton Group, Grenville Province, Eastern Ontario, Canada*. 24ième congrès géologique international, 1972; section 1, pages 221-229.
- OBALSKI, J.
1904 - *On a mineral containing radium in the Province of Quebec*; Journal Canadien des Mines; volume VII.
- 1905 - *Industries minérales, province de Québec*. Dussault et Proulx, imprimeurs.
- RANKIN, D.W.
1975 - *Opening of the Iapetus ocean: Appalachian salients and recesses as Precambrian triple junctions*. Geological Society of America; Abstracts with programs; volume 7, page 1238.

- RIVA, J.
1969 - *Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of the St. Lawrence Lowlands of Quebec and of Anticosti Island*. IN *North Atlantic geology and continental drift* (édité par G.M. Kay). American Association of Petroleum Geologists; Memoire 12, pages 513-556.
- RONDOT, J.
1966a* - *Géologie de la région de la Malbaie, Charlevoix*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-544, 19 pages.
1966b* - *Géologie de la région de l'anse St-Jean, Chicoutimi et Charlevoix*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-566, 13 pages.
1968 - *Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 1305-1307.
1969a* - *Géologie de la région de la Rivière Malbaie*. Ministère des Richesses naturelles du Québec. RP-576, 31 pages
1969b - *Significance of the breccia dikes of the Charlevoix Structure*. Meteoritics; volume 4, pages 291-292.
1970 - *La structure de Charlevoix comparée à d'autres impacts météoritiques*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 7, pages 1194-1202.
1971a - *Impactite of the Charlevoix Structure, Quebec, Canada*. Journal of Geophysical Research; volume 76, page 5414.
1971b - *Les brèches d'impact de Charlevoix*. Meteoritics; volume 6, pages 307-308.
1971c* - *Région du Lac des Martres*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-601, 13 pages.
1972a - *Géologie de la région de la Rivière du Gouffre / Geology of the Gouffre River area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-605, 29 pages.
1972b - *Géologie de la structure de Charlevoix*. 24ième Congrès géologique international; section 15, pages 140-147.
1972c - *La transgression ordovicienne dans Charlevoix, Québec*. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 9, pages 1187-1203.
- 1974 - *L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix*. Revue de Géographie de Montréal; XXVIII, numéro 4, pages 375-388.
1975 - *Comparaison entre les astroblèmes de Siljan, Suède, et de Charlevoix, Québec*. Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala; volume 6, pages 85-92.
1977 - *Astroblème de Charlevoix et Stratigraphie (excursion A-6); Anorthosite de Saint-Urbain et Stratigraphie (excursion B-6)* Presses de l'Université Laval, Québec. Volume préparé à l'occasion de la 69ième réunion annuelle de la New England Intercollegiate Geological Conference.
1978 - *Stratigraphie et métamorphismes de la région du Saint-Maurice*. IN *Metamorphism of the Canadian Shield*. Commission géologique du Canada; Etude 78-10, pages 329-352.
1979a* - *Astroblème de Charlevoix, Anorthosite de Saint-Urbain et Stratigraphie*. Guide d'excursion A8 et B8. Université Laval, Québec.
1979b - *Méta-ophiolites et géosutures dans le Grenville*. Association géologique du Canada; programme et résumés pour la réunion annuelle de 1979; université Laval, Québec; page 75.
1979c - *L'histoire géologique de la région de Saint-Siméon*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GT-6, 24 pages.
- RONDOT, J. - MARLEAU, R.
1977 - *La silice de Charlevoix*. Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la métallurgie; volume 70, pages 105-115.
- ROSE, E.R.
1961 - *Iron and Titanium in the Anorthosite, St-Urbain, Quebec*. Commission géologique du Canada; Etude 61-7
ROSE, E.R.
1969 - *Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada*. Commission géologique du Canada; Economic Geology series; numéro 25, pages 77-82.
- ROSS, S.H.
1950 - *Région de Sagard-Callières*. Ministère des Mines, Québec; RP-244.
- ROY, W.
1978 - *Origin and evolution of the Charlevoix cryptoexplosion structure*. Thèse de doctorat; Princeton University, Etats-Unis.

SABOURIN, R.

1973*- *Géologie d'une partie de la seigneurie de Beaupré*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-600, 19 pages.

SENGÖR, A.M. - BURKE, K. - DUVEY, J.F.

1978 - *Rifts at high angles to orogenic belts: Tests for their origin and the upper Rhine graben as an example*. American Journal of Science; volume 278, janvier, pages 24-40.

SHARMA, K. N.M.,

1973 - *Géologie de la région du Lac Victor/Geology of the Victor Lake area*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-607, 11 pages.

SHAW, D. M.,

1972 - *The origin of the Apsley Gneiss, Ontario*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 9, pages 18.

SIMARD, A.

1974 - *Les tourbières de la partie habitée des comtés de Roberval, Lac St-Jean, Dubuc et Chicoutimi/ Peat bogs of the inhabited part of Roberval, Lac St-Jean, Dubuc and Chicoutimi countries*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-15, 70 pages.

SMITH, W.E.T.,

1962 - *Earthquakes of Eastern Canada and adjacent areas, 1534-1927*. Observatoire du Dominion, Ottawa; volume 26, numéro 5, pages 271-301.

THOMAS, W.A.

1977 - *Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin*. American Journal of Science; volume 277, décembre 1977, pages 1233-1278.

WETMILLER, R.J. - HORNER, R.B.

1978 - *Canadian earthquakes, 1976*. Service sismologique du Canada; numéro 79.

WHITHAM, R.V. - HASEGAWA, H.S.

1975 - *The estimation of seismic risk in Canada - A review*. Earth Physics Branch, Ottawa, Canada; volume 45, No 2.

WINKLER, H.G.F.

1965 - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag.

