MB 94-53

GEOLOGIE DE LA REGION DE GRANDE VALLEE (GASPESIE)

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

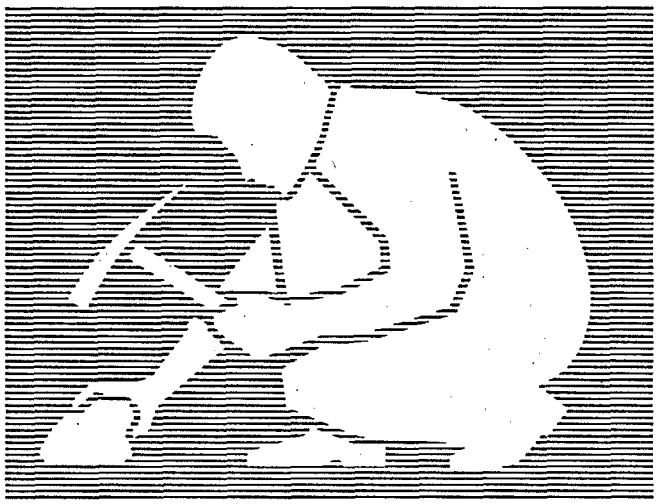
Énergie et Ressources naturelles
Québec

Canada Québec

Travaux réalisés dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral

Géologie de la région de Grande-Vallée (Gaspésie)

Anne Slivitzky



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Daniel Brisebois et Brian Skidmore avant la remise de la version finale au ministère.

MB 94-53 **1994**

Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

TABLES DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 5
- Objectif 5
- Localisation 5
- Accès 5
- Physiographie et hydrographie 5
- Travaux antérieurs 5
- Méthode de travail 5
- Remerciements 6

STRATIGRAPHIE 6
- Géologie générale 6
- Groupe de la rivière Matane 6
- Formation des Méchins 6
- Formation de Pineault 7
- Discussion 8
- Groupe de Cap-des-Rosiers 8
- Formation de Romieu 8
- Formation de Dalibaire 9
- Formation de Tourelle 10
- Discussion 10
- Groupe de Cloridorme 11
- Formation de Deslandes 11
- Formation de Manche-d'Épée 12
- Formation de Gros-Morne 13
- Séquence α 13
- Séquence β 14
- Discussion et corrélations 14

GÉOLOGIE STRUCTURALE 15
- Domaines structuraux 16
- Domaine I 16
- Domaine II 16
- Domaine III 17
- Discussion 17

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 17

RÉFÉRENCES 18

ANNEXE I, II et III 19

Note de l'éditeur

Depuis la rédaction de ce rapport, en 1984, la nomenclature stratigraphique des roches cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie a été considérablement modifiée : la nomenclature informelle introduite par S. Biron a été remplacée par une nomenclature formelle dérivée de celle utilisée dans le Bas-Saint-Laurent par A. Vallières. Un document de synthèse (Slivitzky et al., 1991) fait le point sur nos connaissances du cambro-ordovicien de la Gaspésie et présente cette nomenclature unifiée pour la Gaspésie et le Bas-Saint-Laurent. La publication du présent rapport et de celui de la région à l'est (Cloridorme) a été retardée en raison de ces problèmes de nomenclature. Toutefois les cartes qui accompagnaient ces rapports ont été utilisées pour la préparation des cartes géologiques des régions de Cloridorme et Grande-Vallée (Lachambre et Brisebois, 1990, a et b) publiées dans la série des cartes géologiques de la Gaspésie à l'échelle du 1 : 50 000.

Le présent rapport est mis à la disposition du public afin de rendre disponible des informations pétrographiques et structurales relevées par l'auteur. Dans le texte, nous avons conservé la nomenclature originale utilisée par l'auteur, mais nous joignons des tableaux tirés de Slivitzky et al., (1991) qui permettent d'établir la correspondance entre l'ancienne et la nouvelle terminologie. Les cartes originales n'accompagnant pas ce rapport, nous référons le lecteur aux feuilles Cloridorme et Grande-Vallée de la carte géologique de la Gaspésie.

Références

LACHAMBRE, G. - BRISEBOIS, D., 1990 A - Géologie de la Gaspésie Grande-Vallée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-02

LACHAMBRE, G. - BRISEBOIS, D. 1990 B - Géologie de la Gaspésie, Cloridorme. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-22.

SLIVITSKY, A. - ST-JULIEN, P. - LACHAMBRE, G. 1991 - Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-14.

Tableau 1 — Unités structurales et stratigraphiques du cambro-ordovicien du nord de la Gaspésie.

<table>
<tr><td colspan="4" rowspan="2"></td><td rowspan="3">DOMAINE DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT IMBRIQUÉES</td><td colspan="4">DOMAINE DES NAPPES EXTERNES</td><td colspan="2">DOMAINE DES NAPES INTERNES</td></tr>
<tr><td colspan="2">Système</td><td colspan="2">ÉTAGES</td><td colspan="2">Nappe de la rivière Sainte-Anne</td><td>Mélange de Cap-Chat</td><td>Nappe de la rivière Marsoui</td><td>Nappe du mont Logan</td><td>Nappe du mont albert</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>Europe</td><td>Amérique du Nord</td><td></td><td colspan="2"></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="7">ORDOVICIEN</td><td>Supérieur</td><td>Ashgillien</td><td>Cincinnatien</td><td></td><td colspan="2" rowspan="3"></td><td rowspan="2"></td><td></td><td rowspan="4"></td><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">Moyen</td><td rowspan="2">Caradocien</td><td rowspan="3">Champlainien</td><td rowspan="2">Formation de Cloridorme</td><td rowspan="2">Formation de Des Landes</td></tr>
<tr><td>Llandeilien</td><td rowspan="3">Mélange de Cap-Chat</td></tr>
<tr><td>Llanvirnien</td><td rowspan="5"></td><td colspan="2">Formation de Tourelle</td><td>Amphibolite du Diable</td></tr>
<tr><td>Inférieur</td><td>Arenigien</td><td>Canadien</td><td rowspan="4"></td><td colspan="2">Formation de Rivière-Ouelle</td><td rowspan="2">Complexe du mont Albert</td></tr>
<tr><td>Tremadocien</td><td colspan="2">Formation de Romieu</td></tr>
<tr><td rowspan="6">CAMBRIEN</td><td>Supérieur</td><td>Merioneth</td><td>Croixien</td><td rowspan="2">Groupe de Trois-Pistoles</td><td>Formation de Kamouraska</td><td rowspan="5"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Moyen</td><td rowspan="2">St-David's</td><td rowspan="3">Albertien</td><td>Formation de Rivière-du-Loup</td></tr>
<tr><td rowspan="3"></td><td>Formation de Saint-Damase</td></tr>
<tr><td colspan="2">Formation de l'Orignal</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Inférieur</td><td rowspan="2">Comley</td><td rowspan="2">Waucobien</td><td colspan="2" rowspan="2">Groupe de Shickshock (Faciès du lac Matapédia)</td><td rowspan="2">Groupe de Shickshock</td></tr>
<tr><td>PRÉCAMBRIEN</td><td></td><td></td><td></td><td colspan="2"></td><td></td></tr>
</table>

Tableau 2 — Comparaison entre les différentes nomenclatures stratigraphiques des terrains cambro-ordocviciens des régions de Rivières-du-Loup et du nord de la Gaspésie.

<table>
<tr><th colspan="3">Région de Rivière-de-Loup</th><th colspan="6">Nord de la Gaspésie</th></tr>
<tr><th colspan="3">Vallières (1984)</th><th>Liard (1972)</th><th>Liard (1973)</th><th>Biron (1974)</th><th>Biron (inédit)</th><th colspan="2">(ce rapport)</th></tr>
<tr><td colspan="3" rowspan="2"></td><td></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td>Groupe de Cloridorme</td><td colspan="2">Formation de Cloridorme</td></tr>
<tr><td>8</td><td>Formation de Tardigou</td><td>Formation de Des Landes (9)</td><td>Formation de Des Landes</td><td colspan="2">Formation de Des Landes</td></tr>
<tr><td colspan="3">Formation de Tourelle</td><td>6</td><td>Formation de Métis</td><td>Formation de Tourelle (8)</td><td>Formation de Tourelle</td><td colspan="2">Formation de Tourelle</td></tr>
<tr><td colspan="3" rowspan="2">Formation de Rivière-Ouelle</td><td>5</td><td>Formation de Lepage</td><td>6a/6b</td><td>Formation de Dalibaire</td><td colspan="2">Formation de Rivière-Ouelle</td></tr>
<tr><td rowspan="3">4</td><td rowspan="3">Formation de Saint-Léandre</td><td rowspan="3">5</td><td rowspan="3">Formation de Romieu</td><td colspan="2" rowspan="3">Formation de Romieu</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Groupe de Trois-Pistoles</td><td>Formation de Kamouraska</td><td rowspan="4">Groupe de Rosaire</td></tr>
<tr><td>Formation de Rivière-du-Loup</td><td rowspan="3">3</td><td rowspan="3">Formation de Petchedetz</td><td rowspan="3">4a/4b</td><td rowspan="3">Formation de Pineault</td><td rowspan="4">Groupe de Trois-Pistoles</td><td>Formation de Kamouraska</td></tr>
<tr><td>Formation de Saint-Damase</td><td>Formation de Rivière-de-Loup</td></tr>
<tr><td>2c/2d</td><td rowspan="2">Formation de Grand-Remous</td><td>3</td><td rowspan="3">Formation des Méchins</td><td>Formation de Saint-Damase</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Groupe de Saint-Roch</td><td colspan="2" rowspan="2">Formation de l'Orignal</td><td>2a/2b</td><td rowspan="2">2</td><td colspan="2" rowspan="2">Formation de l'Orignal</td></tr>
<tr><td>1a/1b</td><td>Formation de Padoue</td></tr>
<tr><td colspan="2">Unité des grès verts</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Groupe de Shickshock</td><td rowspan="2">Groupe de Shickshock</td><td colspan="2" rowspan="2">Groupe de Shickshock</td></tr>
<tr><td colspan="2">Formation de la Montagne de Saint-Anselme</td></tr>
</table>

Tableau 3 — Relation entre la nomenclature stratigraphique de Enos (1969) et celle présentée dans ce rapport (les unités α, β, et γ n'occupaient pas nécessairement, dans les travaux de Enos, la position que nous leur attribuons)

<table>
<tr><th>Système</th><th>Étages (Europe)</th><th>Biozone (graptolites)</th><th colspan="2">Enos (1969)</th><th colspan="2">Slivitzky, Lachambre et St-Julien (ce rapport)</th></tr>
<tr><td rowspan="10">Ordovicien Moyen</td><td rowspan="8">Caradocien</td><td><u>Climacograptus spiniferus</u></td><td>γ_4</td><td></td><td rowspan="5">Formation de Cloridorme</td><td>Membre des Rochers Penchés</td></tr>
<tr><td rowspan="2"><u>Orthograptus ruedemanni</u></td><td rowspan="2">γ_3</td><td rowspan="2"></td><td>Membre de Mont-Saint-Pierre</td></tr>
<tr><td rowspan="2"><u>Corynoïdes americanus</u></td><td>Membre de L'Anse-Pleureuse</td></tr>
<tr><td>γ_2</td><td>β_3 à β_7</td><td>Membre de Gros-Morne</td></tr>
<tr><td><u>Diplograptus multidens</u></td><td>γ_1</td><td>β_2

β_1</td><td>Membre de Pointe-à-la Frégate

Membre de Manche-d'Épée</td></tr>
<tr><td rowspan="2"><u>Nemagraptus gracilis</u></td><td colspan="2">α_3</td><td rowspan="2" colspan="2">Formation de Des Landes</td></tr>
<tr><td colspan="2">α_2</td></tr>
<tr><td>Llandeilien</td><td rowspan="2"></td><td colspan="2">α_1</td><td rowspan="2" colspan="2">Formation de Tourelle</td></tr>
<tr><td>Llanvirnien</td></tr>
</table>

Introduction

Objectif

Notre étude poursuit les travaux de cartographie du cambro-ordovicien du Nord de la Gaspésie entrepris par S. Biron plus à l'ouest. Elle vise à dresser la carte géologique de la région de Grande-Vallée et à déterminer les relations stratigraphiques et structurales entre les différentes unités.

Les résultats d'un levé de géochimie des sédiments de ruisseau (Choinière, 1978) seront discutés dans la section sur la géologie économique.

Localisation

La région de Grande-Vallée, sise sur la Côte-Nord de la Gaspésie, est comprise entre les latitudes 49°05' et 49°15' et les longitudes 64°45' et 65°30'. Elle correspond à la partie nord de la feuille SNRC 22H/3-6 et à la partie ouest de la feuille 22H/2 (figure 1).

Accès

Les moyens d'accès à cette région sont très limités. Au nord, la route 132 longe la rive sud du Saint-Laurent, et deux routes principales nord-sud, espacées de 35 kilomètres, donnent un accès vers le sud : la route 198 qui passe à l'ouest de la région et la route de la rivière de Grande-Vallée. Plusieurs routes forestières plus ou moins bien entretenues permettent un accès limité à la partie sud de la région.

Le long de la route 132, on traverse, d'ouest en est, les villages de Manche-d'Épée, Madeleine-Centre, Rivière-la-Madeleine, Grande-Vallée, Petite-Vallée, Pointe-à-la-Frégate, Cloridorme et Saint-Yvon.

Physiographie et hydrographie

La région étudiée est formée d'un plateau boisé d'une élévation moyenne de 300 mètres et d'une élévation maximum de 480 mètres. Ce plateau est disséqué par des cours d'eau coulant dans des vallées étroites et profondes, aux flancs abrupts et se jetant dans des rivières aux vallées à fonds plats et plus larges. Les principales rivières sont la Madeleine et la Dartmouth.

Travaux antérieurs

Logan (1863) a effectué les premiers travaux de reconnaissance sur ce territoire. Son travail, était axé sur l'établissement de corrélations lithologiques entre les séquences stratigraphiques de la Côte-Nord de la Gaspésie, de Cap-Chat à Cap-des-Rosiers, et les séquences de la région de Québec. En 1882, Ells a dressé une carte régionale de la péninsule gaspésienne sur laquelle il reporte les résultats de ses études sur la côte de la région de Grande-Vallée. Les corrélations d'Ells étaient surtout biostratigraphiques. De 1951 à 1953, McGerrigle a cartographié de façon systématique les unités cambro-ordoviciennes et siluro-dévoniennes de la région de Grande-Vallée. McGerrigle (1959) a divisé les terrains cambro-ordoviciens en deux unités principales : le Normanskill, d'âge Ordovicien moyen, et le Deepskill, d'âge Ordovicien inférieur.

De 1961 à 1963, Enos a étudié la sédimentologie des unités cambro-ordoviciennes que l'on rencontre le long de la côte entre Marsoui et Jersey Cove. À la suite de ces travaux, Enos (1969) a subdivisé les roches de la côte en trois blocs structuraux séparés par des failles de décrochements à l'intérieur desquels il a détaillé quatorze unités stratigraphiques. Son étude étant principalement sédimentologique, il n'a pas observé les relations stratigraphiques et structurales entre les blocs. Néanmoins, son travail demeure un classique sur l'étude des séquences à turbidites. Par la suite, Skipper (1971) a étudié la sédimentologie des roches cambro-ordoviciennes entre Saint-Yvon et Saint-Hélier. Ses travaux furent très détaillés et il ne s'est attardé qu'à l'étude de certaines structures sédimentaires.

Biron (1971, 1972, 1973, 1974) a entrepris la cartographie détaillée des terrains cambro-ordoviciens à l'ouest de la région à l'étude, entre Sainte-Flavie et Gros-Morne. Il a subdivisé cette séquence en différentes unités stratigraphiques basées sur les lithologies et accessoirement sur leurs relations structurales (voir le tableau 1). Ces unités stratigraphiques sont définies de façon informelle dans le dernier rapport de S. Biron (1974). Dans ce rapport, les formations (unités stratigraphiques) sont désignées numériquement mais, dans un rapport en préparation (S. Biron communication écrite personnelle, 1983), ces mêmes formations sont désignées de façon nominale. C'est cette dernière terminologie qui est utilisée dans ce rapport.

Des travaux récents de cartographie et de stratigraphie ont été faits le long du contact entre les roches cambro-ordoviciennes et les roches siluro-dévoniennes par Bourque (1977), Lachambre (1984) et Brisebois (1981).

Méthode de travail

Trois étés de cartographie (1981, 1982 et 1983) ont servi de base à cette étude. En tout, une superficie de 1 140 km^2 a été mise en carte durant cette période. La position des affleurements observés le long de ruisseaux, de routes et de la côte et les données structurales qui s'y

rattachent ont été reportées sur des cartes topographiques à l'échelle de 1 : 20 000.

Environ deux cents lames minces des diverses lithologies de la région ont été étudiées au microscope. Des précisions quant à l'utilisation des terminologies s'imposent ici. Le terme grauwacke est utilisé selon la classification de Gilbert (1954); les termes mudstone et mudshale sont utilisés selon la classification d'Ingram (1953) et le terme calcisiltite réfère à une roche calcaire dont les particules de calcite détritique ont la dimension du silt, c'est-à-dire de 0,0039 à 0,0625 mm.

Une vingtaine d'analyses chimiques totales ont été faites sur les roches volcaniques et sur quelques roches sédimentaires. Ces analyses n'ont pas été bien concluantes car les échantillons analysés contenaient beaucoup de volatiles qui ont été perdus par ignition.

L'analyse structurale a été facilitée par le programme STATIS. En effet ce dernier a permis à l'auteur de faire une étude statistique des éléments structuraux planaires (stratification et clivage) et linéaires (charnières de plis et intersections stratification/clivage) pour différents domaines.

Remerciements

Je remercie sincèrement les géologues Michel Rousseau, Anne-Marie Wawrzkow, Gaétan Noël, Guy Tremblay et Ginette Bouchard, et les étudiants Alain Chevalier, Normand Dupras, Pierre Folco, Judith Godin, Elisabeth Hivon, Sylvain Lacroix et Guy Leduc pour leur collaboration lors de la cartographie de la région de Grande-Vallée au cours des étés 1981, 1982 et 1983. Je remercie également Robert K. Stevens et Richard Hiscott de l'Université Mémorial de Terre-Neuve; Serge Biron du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et Pierre St-Julien de l'Université Laval pour leurs commentaires constructifs. Je remercie aussi John Riva de l'Université Laval qui a identifié et daté les graptolites recueillis.

STRATIGRAPHIE

Géologie générale

Les roches cambro-ordoviciennes de la région étudiée appartiennent à la province géologique des Appalaches. Elles ont subi leur déformation principale (majeure) lors de l'orogénèse taconique (Ordovicien moyen supérieur) et elles ont été affectées à nouveau par l'orogénèse acadienne (Dévonien moyen).

Williams (1978 et 1979) divise les terrains cambro-ordoviciens des Appalaches en cinq zones tectonostratigraphiques soit, du nord-ouest au sud-est, les zones de Humber, Dunnage, Gander, Meguma et Avalon. Les roches de la région de Grande-Vallée appartiennent à la zone de Humber qui montre le développement et la destruction d'une bordure continentale de type atlantique (Williams, 1978, 1979).

St-Julien et Hubert (1975) et St-Julien, Slivitzky et Feininger (1983) subdivisent la zone de Humber, au Québec, en 4 domaines soit, du nord-ouest au sud-est, le domaine autochtone, le domaine des failles de chevauchement imbriquées, le domaine des nappes externes et le domaine des nappes internes. Dans la région à l'étude, on peut poursuivre trois unités tectonostratigraphiques de ces domaines qui ont été reconnues plus à l'ouest par Biron (1973 et 1974) : le parautochtone, la Nappe de la rivière Marsoui et la Nappe de la rivière Sainte-Anne. Le parautochtone fait partie du domaine des failles de chevauchement imbriquées et les Nappes de la rivière Marsoui et de la rivière Sainte-Anne appartiennent au domaine des nappes externes (St-Julien et Hubert, 1975).

Les unités tectonostratigraphiques sont séparées par des failles de chevauchement majeures. La faille de Mont-Louis sépare le parautochtone, au nord, de la Nappe de la rivière Marsoui, au sud. La faille de Méchins-Carcy sépare la Nappe de la rivière Marsoui de la Nappe de la rivière Sainte-Anne.

Ces unités tectonostratigraphiques sont composées d'assemblages lithologiques distincts. Le parautochtone est composé des Formations* de Manche-d'Épée et de Gros-Morne du Groupe de Cloridorme; la Nappe de la rivière Marsoui, de la Formation de Deslandes et des séquences* α et β d'Enos (1969) faisant aussi partie du Groupe de Cloridorme; et la Nappe de la rivière Sainte-Anne, des Groupes* (* : **voir le tableau 1 pour la nomenclature actuelle de ces unités.**) de Cap-des-Rosiers et de la rivière Matane (tableau 1).

Groupe de la rivière Matane

Le Groupe de la rivière Matane est constitué des Formations de Méchins et de Pineault (Formations 3 et 4, Biron, 1974) et son âge s'échelonne du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur (S. Biron, communication écrite personnelle, 1982). Le Groupe de la rivière Matane fait partie de la Nappe de la rivière Sainte-Anne.

Formation des Méchins

Dans le dernier rapport de Biron (1974), dans la région des Méchins, la Formation des Méchins correspond à la Formation 3 et il défini cette dernière comme suit :

"C'est un faciès localisé essentiellement dans la partie nord de la nappe et dont l'épaisseur et la continuité est très variable. Il s'agit essentiellement de shales et de mudstones rouges et verts (3a) dans lesquels apparaissent des grès peu évolués de type subarkoses, subgrauwackes (3b), souvent conglomératiques (grit quartzeux) et passant localement à un orthoquartzite. Le tout est surmonté de grès fins verts (quartzites) et de shales verts (3c)." (Biron, 1974, p. 4).

Depuis, S. Biron (communication écrite personnelle, 1982) défini la Formation des Méchins comme étant composée de 3 faciès soit : de mudstone et/ou siltstone rouge et vert, de grès grossier riche en quartz et feldspath (membre de Saint-Damase) et des schistes à séricite-chlorite. Elle serait d'âge Cambrien inférieur (S. Biron, communication écrite personnelle, 1982). Dans la région de Grande-Vallée on retrouve seulement une alternance de mudstone et/ou siltstone rouge et vert dont l'épaisseur de l'assemblage, en affleurement, varie de 1 à plusieurs mètres.

Le mudstone et/ou silstone est formé d'environ 40 % de quartz, de 20 % de minéraux argileux (illite, chlorite et séricite) et 40 % de particules trop fines pour être identifiées au microscope (ces particules semblent être du chert plus des matières d'une autre composition). La dimension des grains de quartz varie de 0,01 à 0,05 mm et l'arrondi, de subanguleux à subarrondi. Le quartz montre une extinction ondulante. Dans certains échantillons on retrouve un ciment d'hématite. Ceci expliquerait la coloration rouge de ces lithologies.

Associées à la Formation des Méchins, on retrouve des bandes de basalte. Le basalte, gris-vert en surface altérée et gris-noir en surface fraîche, est phanéritique finement grenu et amygdalaire. Quelques horizons de tuf à grain fin ont été trouvés associés au basalte. Le basalte est très altéré. En lame mince on peut reconnaître qu'il s'agissait probablement de laves porphyriques. Les phénocristaux de pyroxènes, feldspaths plagioclases et olivines, dont les diamètres varient de 0,05 à 0,5 mm, ont été complètement remplacés par de la calcite. À l'occasion, on distingue des textures reliques de pyroxènes, de feldspaths plagioclases et d'olivines (figure 2). On distingue aussi des vésicules remplies de calcite. Ces dernières se distinguent des textures reliques par leur forme arrondie. La matrice est aphanitique et complètement chloritisée et carbonatisée. On y retrouve surtout des chlorites (pennines) et de la calcite mais aussi les minéraux suivants : muscovite, épidote, biotite, apatite, actinote et opaques. Ces volcanites ayant été fortement affectées par des processus métasomatiques, il est impossible de retrouver leur composition originale.

Le tuf est composé à 30 % de quartz et de feldspath dans une matrice de sédiments (70 %) généralement trop fins pour être identifiés au microscope. Le quartz, à extinction droite, et le feldspath se présentent le plus souvent sous forme d'aiguilles mais aussi quelquefois en fragments arrondis. Dans la matrice on peut reconnaître quelques minéraux argileux tels l'illite, la chlorite et la séricite et du chert. On observe aussi la présence d'épidote et de muscovite métamorphiques.

Formation de Pineault

La Formation de Pineault ou Formation 4 (Biron, 1974) a été définie dans la région des Méchins, comme étant : *"Dans la partie nord cette formation est représentée presqu'uniquement par une bande d'orthoquartzite massive et de conglomérats à clastes calcaires polygéniques (faciès Kamouraska) (4a) lenticulaires à l'échelle régionale. En se dirigeant vers le sud-est apparaissent des shales et mudstones noirs à altération rouille caractéristique, interlités localement de siltstones quartzeux (4b). Ce faciès, absent ou d'épaisseur négligeable au nord-ouest, atteint rapidement plusieurs centaines, sinon le millier de mètres dans la partie sud. On le retrouve autant au-dessous qu'au-dessus du membre 4a qui d'ailleurs paraît être présent à plusieurs niveaux".* (Biron, 1974, p. 5).

Biron, (communication écrite personnelle, 1982), divise la Formation de Pineault, d'âge Cambrien inférieur à Ordovicien inférieur, en deux faciès soit, le membre de Kamouraska et une unité informelle de claystone rythmé vert et noir interlité de siltstone noir. Dans la région de Grande-Vallée, on ne retrouve que le membre de Kamouraska. Ce dernier est composé d'orthoquartzite gris, massif, à grain moyen contenant parfois des lentilles de quelques centimètres d'épaisseur de matériaux argileux. L'épaisseur des bancs d'orthoquartzite varie de 1 à 5 m. Localement, on reconnaît des laminations obliques et des cupules ("dish structure"). L'orthoquartzite est très fracturé et seule l'orientation des lentilles de matériaux argileux permet de déterminer le litage.

L'orthoquartzite est composé presque à 100 % de quartz accompagné de minéraux opaques et de minéraux argileux (illite, chlorite et séricite). Les grains de quartz sont cimentés par de la silice d'épitaxie. Les grains de quartz semblent avoir été subanguleux et leur diamètre varie de 0,1 à 0,5 mm. Leur extinction est droite ou ondulante. Les lentilles de matériaux argileux, observées à l'échelle mégascopique, sont composées de chlorite et d'illite.

Discussion

Le Groupe de la rivière Matane tel que définie par S. Biron (communication écrite personnelle, 1982) est composé des Formations des Méchins et de Pineault. Ces formations représentent des séquences flyschiques qui se seraient déposées du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur (S. Biron, communication écrite personnelle, 1982). Ces sédiments seraient donc parmi les premiers à s'être déposés après l'ouverture de l'océan Iapetus (St-Julien et Hubert, 1975). Leur source était probablement sise au nord (St-Julien et Hubert, 1975) et leur transport en eau profonde s'est fait par des courants de turbidité et par suspension.

Les faciès de la Formation des Méchins que sont le mudstone et/ou siltstone rouge et vert, le grès grossier riche en quartz et feldspath (membre de Saint-Damase), le schiste à séricite-chlorite et le basalte, représentent les premiers vestiges, en Gaspésie, des sédiments d'eau profonde et des volcanites associés à l'ouverture de l'océan Iapetus.

Le faciès de grès grossier riche en quartz et feldspath ainsi que le quartzite du membre de Kamouraska de la Formation de Pineault semblent correspondre respectivement aux faciès de grès à cailloux ("pebbly-sandstones") et de grès massifs ("massive sandstones") de Walker (1976). Ce type de faciès se retrouve dans les chenaux à la base du talus (mid fan", Walker, 1976). Le claystone rythmé vert et noir et le siltsone noir de la Formation de Pineault seraient équivalents au faciès de turbidites finement stratifiées ("thin bedded turbidites", Walker, 1976) que l'on retrouve sur les levées associées aux chenaux.

Les variations latérales de faciès sont fréquentes dans les séquences flyschiques. Ces variations peuvent expliquer l'absence de certains faciès des Formations de Méchins et de Pineault dans la région de Grande-Vallée (e.g. le grès grossier riche en quartz et feldspath (membre de Saint-Damase) et le claystone rythmé vert et noir interlité de siltstone noir) qui affleure environ 100 km à l'est de la région des Méchins où ces formations ont été définies (Biron, 1974).

Dans la région de Grande-Vallée, plusieurs tentatives ont été faites pour trouver des fossiles afin de préciser l'âge de ces roches. Divers échantillons ont été dissous à l'acide acétique dans le but de trouver des conodontes. Jusqu'à présent divers fragments fossilifères ont été récupérés. Parmi ceux-ci, on trouve des fragments de brachiopodes et de trilobites. On a aussi retrouvé quelques cônes pouvant représenter des fragments de paraconodontes. Aucune de ces tentatives ne s'est avérée fructueuse.

Groupe de Cap-des-Rosiers

Le Groupe de Cap-des-Rosiers affleure au sein de la Nappe de la rivière Sainte-Anne. Il est en contact de faille de chevauchement avec le Groupe de la rivière Matane.

Le Groupe de Cap-des-Rosiers, tel que défini par S. Biron (communication écrite personnelle, 1982), à l'ouest de la région à l'étude, se compose des Formations de Romieu, Dalibaire et Tourelle et de l'Olistostrome des Monts. L'âge de ces formations s'échelonne du Cambrien Moyen à l'Ordovicien Moyen.

Dans la région de Grande-Vallée, on ne retrouve que les Formations de Romieu (Formation 5, Biron, 1974), Dalibaire (Formation 6, Biron, 1974) et de Tourelle (Tableau 1). À l'intérieur de chacune des formations comprises dans le Groupe de Cap-des-Rosiers, on trouve des assemblages lithologiques affleurant sans ordre défini. De plus, la complexité de la structure régionale, l'absence de polarités sédimentaires et de coupes continues ne permettent pas d'établir une stratigraphie détaillée de chacune des formations du Groupe de Cap-des-Rosiers.

Formation de Romieu

La Formation de Romieu (Formation 5) a été définie dans la région des Méchins par Biron (1974). Il décrit cette formation comme suit : *"Elle se compose de schistes argileux calcaro-dolomitiques gris foncé (marnes) laminés d'altération brun ocre. Cette formation est caractérisée par la présence de "veines" de calcite prismatique et par le laminage, le bourrage et le micro-plissement de ce matériel souvent aussi tendre que l'argile non induré de la mer de Champlain. Il semble qu'elle s'épaississe considérablement vers le sud-est pour presque disparaître vers le nord-ouest. Son âge varie de Tremadoc à Arenig inférieur."* (Biron, 1974, p. 5).

Dans la région de Grande-Vallée, la Formation de Romieu est constituée d'une roche calcareuse variant d'un mudshale calcareux gris-noir à une calcilutite gris clair (figure 3). Associées au mudshale calcareux, on trouve des lentilles ou des veines de calcite fibreuse, de 1 à 5 cm d'épaisseur, parallèles à la stratification (figure 4).

Des bancs de 1 à 3 m d'épaisseur de conglomérat calcaire sont interstratifiés par endroits dans le mudshale calcareux. Le conglomérat calcaire est composé à 60 % de fragments de calcilutite et de calcarénite liés par un ciment de calcite (sparite). Les fragments sont arrondis ou tabulaires et leur dimension varie de 0,5 à 3 cm. La calcilutite est composée à 90 % de calcite micritique avec

la quelle on retrouve un peu de quartz et de minéraux argileux.

Formation de Dalibaire

Dans la région des Méchins, Biron (1974) défini la Formation de Dalibaire (Formation 6) comme suit : *"C'est une formation complexe composée essentiellement de mudstone rythmé vert, noir et gris, parfois rouge, violet et noir, parsemé de siltstone vert lité et carbonaté, de mudstone vert dolomitique et massif et de quelques petites bandes lenticulaires de calcaire rubané et de calcarénite (6a). Dans cet ensemble on retrouve un niveau marqueur constitué de conglomérats à clastes polygénique, de calcarénite, de calcaire rubané et d'orthoquartzite (6b). Son âge va de l'Arenig inférieur à l'Arenig supérieur."* (Biron, 1974, p. 5-6).

Dans la région de Grande-Vallée, la Formation de Dalibaire est composée de mudstone et de mudshale laminé vert et noir, de dolomie silteuse, de siltstone quartzeux, de calcaire rubané interlité de mudshale noir, de conglomérat calcaire, de calcarénite, d'orthoquartzite et de mudshale gris verdâtre foncé formant des assemblages qui alternent sans ordre défini.

L'assemblage de mudstone et/ou mudshale laminé vert et noir et l'unité de mudshale gris verdâtre foncé sont les unités le plus fréquemment rencontrées dans la Formation de Dalibaire. L'épaisseur des laminations vertes et noires varie de 0,5 à 2 cm.

À l'examen microscopique de ces unités, on remarque qu'elles sont composées en moyenne de 80 % d'illite, chlorite et séricite associées à une masse de particule trop fines pour être identifiées au microscope, et de 20 % de quartz. On trouve aussi de la calcite micritique, des fragments de fossiles (brachiopodes) et des minéraux opaques. Les grains de quartz à extinction droite ont un arrondi qui varie d'anguleux à subanguleux et leur dimension varie de 0,01 à 0,05 mm. En lame mince, on observe des laminations dues à des concentrations de quartz ou de chlorite, illite et séricite selon des plans parallèles au litage. À l'occasion, on peut observer des rubanements dus à la présence de matière organique dans certaines laminations.

Associés à ces mudshales, on retrouve des lits de dolomie silteuse et de siltstone quartzeux dont l'épaisseur varie de 1 à 30 cm (figure 5). Ces siltstones sont de couleur gris chamois en surface altérée et gris clair en surface fraîche. Généralement, le siltstone est massif mais, à l'occasion, on observe des laminations obliques.

La dolomie silteuse est composée en moyenne de 80 % de dolomie et de 20 % de quartz (figue 6). On retrouve aussi de la calcite micritique, des minéraux argileux (illite, chlorite et séricite) et des minéraux opaques. La dolomie se présente sous forme de rhomboèdres dont le diamètre varie de 0,01 à 0,04 mm. Les grains de quartz, de même dimension, ont une extinction ondulante et leur arrondi varie d'anguleux à subanguleux. Dans tous les échantillons le tri est excellent.

Le siltstone quartzeux est composé de 60 % de quartz et de 40 % de minéraux argileux (illite, chlorite et séricite) et de calcite micritique en quantités variables. On observe aussi la présence de plagioclases, de fragments de roches (mudshales) et de minéraux opaques. L'arrondi des grains varie d'anguleux à subanguleux et leur diamètre de 0,01 à 0,05 mm.

L'extinction du quartz est ondulante. En lame mince, on distingue des laminations de minéraux argileux ou de calcite parallèles au litage.

L'assemblage de calcaire rubané interlité de mudshale noir affleure à l'occasion interstratifié avec l'assemblage de mudstone et de mudshale laminé vert et noir. Toutefois il affleure le plus souvent seul.

Le calcaire rubané est homogène, massif et à grain très fin. Les lits, dont l'épaisseur varie de 1 à 20 cm, sont généralement interlités avec des horizons de shale noir à l'aspect graphitique (figure 7). La proportion de calcaire rubané et de shale est très variable. On peut observer en certains endroits 90 % de calcaire pour 10 % de shale et vice versa.

En deux localités le long du ruisseau du Bras de l'Est, on observe des lits discontinus de calcaire rubané entourés de bandes de calcite prismatique. En lame mince, on constate qu'il y a plusieurs bandes de calcite prismatique et que celle-ci semble croître vers l'extérieur.

Le calcaire rubané, est une calcilutite. Il est constitué à 85 % de calcite micritique dans laquelle on retrouve du quartz, des minéraux argileux (illite et chlorite), de la dolomie et des minéraux opaques en quantités variables. On a aussi observé des fragments de brachiopode et des plagioclases. Les grains subanguleux de quartz ont une extinction droite et un diamètre inférieur à 0,04 mm. En lame mince, on remarque parfois des laminations de minéraux argileux. Aucun échantillon de mudshale noir n'a été observé en lame mince.

Le conglomérat calcaire affleure le plus souvent interstratifié avec l'assemblage de mudstone et de mudshale laminé vert et noir. On le trouve localement seul.

Les bancs de conglomérat calcaire se présentent en lits de 0,1 à 3 m d'épaisseur. La roche est gris clair en surface altérée et gris foncé en surface fraîche.

Le conglomérat calcaire est composé d'environ 60 % de fragments de roches calcareuses liés par un ciment de calcite (sparite). Les fragments de roches sont bien arrondis et leur dimension varie de 0,1 à 2 cm. Ils sont composés de calcilutite, de calcilutite silteuse, de calcilutite fossilifère, de calcarénite gréseuse et de calcarénite à oolites. Avec le ciment, on retrouve des grains de quartz arrondis à extinction ondulante dont la dimension varie de 0,1 à 0,5 mm. On observe aussi la présence d'oolites et de calcite micritique. La présence de calcite micritique laisse croire qu'à l'origine les fragments de roches calcaires étaient associés à une matrice de calcite micritique qui par la suite a été recristallisée en sparite.

La calcarénite est souvent associée au conglomérat calcaire. Elle est massive, gris clair en surface altérée et gris foncé en surface fraîche. Les lits de calcarénite ont une épaisseur qui varie de 0,01 à 2 m. Elle est composée à 45 % de fragments de roches calcareuses, à 25 % de quartz dans un ciment de calcite (30 %), de minéraux opaques, d'oolites et de fragments de fossiles (brachiopodes). Le pourcentage d'oolites dans les lames minces est très variable (2-40 %). Les grains sont arrondis et leur diamètre varie de 0,1 à 1 mm. Les fragments de roches calcareuses sont composés de calcilutite, de calcilutite silteuse et de calcarénite gréseuse. Les grains de quartz ont une extinction ondulante. Le ciment est composé de micrite et de sparite. Cette dernière a tendance à cristalliser en continuité optique avec les grains de calcilutite.

L'orthoquartzite se retrouve avec l'unité de calcarénite et l'assemblage de calcaire rubané interlité de mudshale. Les lits d'orthoquartzite ont une épaisseur moyenne de 15 cm. Sa couleur varie de gris blanc en surface fraîche à gris brunâtre en surface altérée. En lame mince, on observe que l'orthoquartzite est composé à 95 % de quartz avec des plagioclases et des minéraux argileux (illite et chlorite). Les grains de quartz sont liés par un ciment de silice d'épitaxie. La dimension moyenne des grains de quartz est de 0,2 mm et leur extinction est ondulante. Dans les échantillons observés le tri est bon.

Des graptolites ont été collectionnés au cours de l'été de 1982 dans la Formation de Dalibaire, plus précisément dans l'unité de dolomie silteuse. Les fossiles trouvés s'échelonnent de la zone à Isograptus jusqu'à la zone à Didymograptus hirundo. La Formation de Dalibaire appartient donc à l'Ordovicien inférieur.

Formation de Tourelle

Dans la région des Méchins, Biron (1974) défini la Formation de Tourelle comme suit : *"Elle comprend, à sa base, de 10 à 20 mètres de mudstone rouge interlité de siltstone calcaro-dolomitique et un peu de chert et de jaspe. Puis vient au moins 500 mètres de grauwacke verdâtre interlité de schiste argileux et de grès fin vert. Dans la région de Sainte-Anne-des-Monts, située juste à l'est, la Formation de Tourelle est datée Arenig supérieur à Landvirn inférieur (Biron, 1972)."* (Biron, 1974, p. 7).

La Formation de Tourelle, dans la région de Grande-Vallée, est composée à 70 % de grauwacke et à 30 % de siltstone gris verdâtre interlité de mudstone et/ou mudshale foncé gris verdâtre.

L'examen mégascopique révèle que le mudshale et/ou le mudstone est siliceux, localement rouillé et à patine d'altération blanche. En lame mince on peut observer que le mudshale et/ou le mudstone est composé à 90 % d'illite, de chlorite et de séricite et à 10 % de quartz à extinction plus ou moins ondulante. Les grains de quartz sont anguleux et leur dimension moyenne est de 0,05 mm. Les lits de grauwacke et de siltstone, dont l'épaisseur varie de 0,1 à 2 m, sont granoclassés et possèdent localement des structures de charge et de courant (flûtes) à la base des bancs.

On observe en lame mince que le grauwacke et le siltstone sont composés en moyenne de 70 % de quartz, de 20 % de fragments de roches volcaniques et de chert et de 10 % d'illite, de chlorite (pennine) et de sérisite (figure 8). On observe aussi la présence de feldspath, de calcite, de chromite, d'hématite et de minéraux opaques. Les grains de quartz montrent une extinction droite et ondulante. La dimension des grains varie de 0,01 à 2 mm. L'arrondi varie selon la dimension des grains, la fraction grossière est subarrondie et la fraction fine est subanguleuse.

Selon Biron (1974), la Formation de Tourelle à l'ouest de la région de Grande-Vallée, est d'âge Llandvirn. Dans la partie à l'est de la région à l'étude, des fossiles collectionnées par J. Riva (communication écrite personnelle, 1983) indiquent aussi un âge Llandvirn (Ordovicien Moyen).

Discussion

Le Groupe de Cap-des-Rosiers, comme le Groupe de la Rivière Matane, se compose de séquences flyschiques dont l'âge s'échelonne du Cambrien Moyen à l'Ordovicien Moyen. Ici encore, la source des sédiments était sise au nord (St-Julien et Hubert, 1975). Le matériel calcareux observé dans les Formations de

Romieu et de Dalibaire (e.g. conglomérat calcaire, calcitilite et calcarénite) indique la présence d'une plate-forme calcaire contemporaine. Des vestiges d'une telle plate-forme s'observent aux Îles Mingan à l'Ordovicien inférieur. Les Formations de Romieu et de Dalibaire semblent donc représenter des séquences à turbidites déposées sur un talus selon le modèle de fan de Walker (1976).

La Formation de Tourelle, par contre, se compose de grauwacke constitué de fragments de roches volcaniques. Une autre source pour ces sédiments est donc nécessaire. Hiscott (1978), à partir de ses travaux sur la Formation de Tourelle, à Saint-Joachin-de-Tourelle, en arrive à la conclusion que les sédiments de cette formation étaient produit par l'érosion d'une nappe d'ophiolite mise en place au sud. Des vestiges d'une telle nappe sont présents, au sud-ouest de la région de Grande-Vallée, au Mont Albert (Beaudin 1980).

Les grauwackes de la Formation de Tourelle forment aussi des séquences à turbidites. Les structures sédimentaires observées laissent croire que ces turbidites sont proximales et se sont déposées à la base du talus ("midfan", Walker 1976).

On peut donc croire en la présence constante d'un bassin de sédimentation plus ou moins profond du Cambrien inférieur à l'Ordovicien Moyen.

Groupe de Cloridorme

Le Groupe de Cloridorme tel que défini à l'ouest de la région par Biron (1971 et communication écrite personnelle, 1983) se subdivise en cinq formations, soit de la base au sommet : les Formations de Deslandes, Manche-d'Épée*, Gros-Morne*, Mont Saint-Pierre* et Rochers Penchés*. **(* : Dans la terminologie actuelle, ces formations sont des membres de la Formation de Cloridorme (voir Slivitsky et al., 1991)**

La Formation de Deslandes a été définie de façon informelle par Biron (1973) dans la région de Marsoui. Les Formations de Manche-d'Épée, Gros-Morne, Mont Saint-Pierre et Rochers Penchés correspondent respectivement aux unités γ^1, γ^2, γ^3 et γ^4 d'Enos (1969). Dans son rapport sur la région de Marsoui Biron (1973) désigne ces formations selon la terminologie d'Enos (1969) par la suite il a donné des noms de formation à ces unités (S. Biron, communication écrite personnelle, 1982). C'est cette terminologie qui est utilisée ici.

Dans la région de Grande-Vallée, à l'ouest, on retrouve la Formation de Deslandes (Nappe de la Rivière Marsoui) chevauchant le parautochtone qui est ici constitué seulement des Formations de Manche-d'Épée et de Gros-Morne (unités γ^1 et γ^2, Enos, 1969). Vers l'est, la Formation de Deslandes passe à des faciès différents où Enos (1969) a défini les séquences β et α. La séquence α se subdivise en 3 unités, α_1 à α_3 et la séquence β en 7 unités, β_1 à β_7. Dans la région à l'étude on retrouve la séquence β au complet et l'unité α_2. Le tableau II montre la distribution de ces unités et formations dans le temps.

Toutes ces formations et unités sont d'âge Normanskill à Canojoharie et sont composées de séquences à turbidites. Les caractéristiques de chacune de ces formations et unités se situent surtout à l'échelle mégascopique i.e. dans le pourcentage de lits compétents versus incompétents. À l'échelle microscopique on n'observe aucune différence notable, pour des lithologies équivalentes entre les différentes formations et unités.

Les séquences α et β d'Enos (1969) sont facilement reconnaissables le long de la côte où l'affleurement est quasi continu; mais dès que l'on pénètre à l'intérieur des terres où l'affleurement est discontinu et dispersé, les distinctions entre les différentes unités sont plus difficiles à reconnaître.

Formation de Deslandes

La Formation de Deslandes affleure dans la partie ouest de la région de Grande-Vallée où elle est comprise dans la Nappe de la Rivière Marsoui.

Dans la région de Marsoui, Biron (1973) défini la Formation de Deslandes comme suit : *"Le Deslandes (unité 4) est formé de bancs massifs d'un siltstone gris noir souvent calcareux qui passe à sa base à un grès fin dolomique. À certains niveaux apparaissent des bancs de dolomite noir, très dure et à la base de la Formation on retrouve des schistes argileux noirs et pyriteux très fossilifères". (Biron, 1973, p. 2).*

À la base de la Formation de Deslandes, dans la région de Grande-Vallée, on observe une unité de chert à radiolaires vert et noir, localement rubané, à l'intérieur duquel on peut reconnaître des traces fossiles identifiées. L'épaisseur de cette unité ne peut être mesurée car elle est très plissée et faillée. Ce faciès a été observé, dans la région de Marsoui, à l'ouest de la région à l'étude (S. Biron, communication personnelle écrite, 1982).

Au-dessus du chert, on trouve une unité composée de shale et de siltstone massifs noirs, graphitiques, fossilifères (graptolites), en lits dont l'épaisseur varie de 2 à 5 cm. La puissance de l'unité ne peut encore ici, être estimée, pour les mêmes raisons que précédemment.

Ces deux unités représentant moins d'un pour cent de la Formation de Deslandes et aucune observation microscopique n'a été faite de ces unités.

La Formation de Deslandes est surtout composée de bancs massifs de 2 à 5 mètres d'épaisseur (figure 9). Ces derniers forment des lits granoclassés à l'intérieur desquels on reconnaît, à la base, un grès dolomitique passant graduellement vers le sommet à un silto-grès, puis à un siltstone calcareux et finalement à une calcilutite. Ces bancs ont une couleur gris moyen en surface fraîche et gris brunâtre en surface altérée. À la base des bancs, on peut observer des empreintes de charge et des structures de courant. À l'intérieur du niveau de silto-grès, on observe des nodules de matériaux plus gréseux de couleur gris brunâtre, pouvant atteindre 3 cm de diamètre. Ces nodules sont probablement le résultat d'une cimentation différente de celle qui a affectée l'ensemble de la lithologie.

La Formation de Deslandes est en général bien stratifiée. Sur le terrain (e.g. le long de la rivière Madeleine entre le Petit Saut et le Grand Saut), on rencontre, à l'occasion, des zones où cette formation est constituée de séquences chaotiques. À l'intérieur de ces séquences on observe des structures de glissement ("slumps") et des lits discontinus de calcisiltite, de dolomie et de grauwacke dans une matrice argileuse plus ou moins cisaillée.

Les trois unités à la base de la suite granoclassée (grès dolomitique, silto-grès et siltstone calcareux) ont des compositions assez semblables (voir annexe 1, groupe de Cloridorme, unité de siltstone, silto-grès et grès calcareux). Elles diffèrent seulement par leur granulométrie qui varie de 0,01 à 1 mm. Ces unités sont composées en moyenne à 50 % de quartz à extinction droite et ondulante, à 35 % de calcite micritique et à 15 % de plagioclases, de minéraux argileux (illite, chlorite et séricite) et de minéraux opaques en proportions variables. L'arrondi des grains varie d'anguleux à subanguleux et le tri est généralement bon.

La dolomie n'est pas observée en lame mince. Ceci est probablement dû au manque de représentativité des échantillons examinés, car sur le terrain on observe la présence de grès dolomitiques à la base des suites granoclassées.

À l'examen microscopique, on peut remarquer que les lits de calcilutite sont composés à environ 90 % de calcite micritique et à 10 % de quartz anguleux et de minéraux argileux (illite et chlorite). La coloration foncée est due à la présence de traces de matière organique.

L'épaisseur de la Formation de Deslandes est impossible à évaluer car elle est très plissée et est en contact de faille avec les unités adjacentes.

L'âge de la Formation de Deslandes de la région de Grande-Vallée a été déterminé à partir de collections de graptolites recueillies au cours de l'été 1981. Elle s'est avérée être d'âge Normanskill (Ordovicien Moyen), plus précisément des zones à Némagraptus gracilis et Diplograptus multidens (tableau II). D'autres collections recueillies au cours de l'été 1982 confirment ces observations.

Formation de Manche-d'Épée

La Formation de Manche-d'Épée (unité γ^1, Enos 1969) affleure dans la partie nord-ouest de la région de Grande-Vallée, sur le bord du fleuve Saint-Laurent. Enos (1969) avait estimé la puissance totale de cette Formation à environ 550 m; mais cette valeur est minimale puisque la Formation de Manche-d'Épée affleure au coeur d'un anticlinal faillé. Il s'ensuit que son épaisseur réelle est plus grande quoique impossible à mesurer.

La Formation de Manche-d'Épée est composée de mudstone dolomitique silteux et de mudshale gris foncé (80 %) interlité de grauwacke, de calcisiltite et de dolomie (figure 10). Le mudstone dolomitique est gris-noir et massif et il contient de petites lentilles de 5 mm d'épaisseur de matériaux plus grossiers. Le grauwacke est gris verdâtre et sa granulométrie varie de grès fin à moyen. Les lits d'environ 10 cm d'épaisseur présentent plusieurs structures sédimentaires : granoclassement, laminations parallèles et laminations obliques qui correspondent respectivement aux intervalles a, b et c de la séquence de Bouma (Walker, 1976). La calcisiltite est gris moyen, à grain fin et elle affleure en lits d'environ 10 cm d'épaisseur. Les structures sédimentaires sont moins nombreuses que dans les lits de grauwackes; on n'y retrouve que des laminations parallèles et obliques qui correspondent respectivement aux intervalles b et c de la séquence de Bouma. La dolomie, de couleur chamois en surface altérée et noire en surface fraîche, est massive et recoupée de veines de calcite perpendiculaires à la stratification. Elle affleure généralement en lits continus, à l'occasion lenticulaires, de 10 à 60 cm d'épaisseur. Les lentilles ont une épaisseur d'environ 30 cm et une longueur qui varie de 1 à 2 m.

Aucun échantillon de mudstone dolomitique silteux ou de mudshale gris foncé n'a été observé en lame mince. Toutefois, Enos (1969) les a décrits et les données suivantes sur ces deux unités sont tirées des descriptions d'Enos. Le mudstone dolomitique silteux se compose à 73 % de minéraux argileux, à 9 % de quartz

et à 18 % de dolomie. Plus de la moitié des minéraux argileux est formée d'illite et on y retrouve un certain pourcentage de chlorite. Les grains de quartz sont anguleux et ont un diamètre qui varie de 0,01 à 0,06 mm. La dolomite est présente sous forme de rhomboèdres dont la dimension moyenne est d'environ 0,01 mm.

Le mudshale gris foncé est composé en majorité d'illite et de chlorite. On y retrouve des traces de quartz anguleux dont le diamètre est inférieur à 0,02 mm ainsi que des traces de matière organique.

Le grauwacke de la Formation de Manche-d'Épée est constitué en moyenne à 30 % de fragments de roches, à 50 % de quartz, à 10 % de carbonates et à 10 % de minéraux argileux (illite et chlorite). Les fragments de roches sont composés en majorité de fragments de roches volcaniques et de quelques fragments de chert dont la dimension varie entre 0,2 et 0,5 mm. L'arrondi des grains de quartz varie de subanguleux à subarrondi et leur dimension de 0,01 à 0,5 mm. Il semble y avoir deux populations de quartz, une a extinction droite dérivant probablement d'une source volcanique et une extinction ondulante dérivant d'une source métamorphique. On remarquera aussi la présence de quelques grains de quartz composite. Les carbonates et les minéraux argileux font partie de la matrice et semble aussi vouloir remplacer les fragments de roche. On remarque également la présence de fragments de brachiopodes, de plagioclases, de chromite et de pyrite en quantité minime. En général, dans les divers échantillons le tri est mauvais.

La calcilutite est constituée à environ 60 % de calcite et à 40 % de quartz. Les grains de quartz et de calcite sont anguleux et leur dimension varie de 0,01 à 0,05 mm. Ici encore, on note deux populations de quartz, l'une à extinction droite et l'autre à extinction ondulante. En plus, on trouve en quantités minimes des fragments de brachiopodes et de roches volcaniques, des plagioclases, de la chromite et de la pyrite. Le tri est mauvais dans l'ensemble.

Un seul échantillon de dolomie a été observé en lame mince. Il est composé à 60 % de dolomite, à 35 % de quartz et à 5 % de minéraux argileux. La dolomie se présente sous forme de rhomboèdres dont le diamètre varie de 0,01 à 0,03 mm. Le quartz est anguleux et de dimension semblable à la dolomie. Les minéraux argileux sont composés surtout de chlorite et d'illite.

Deux collections de graptolites ont été recueillies dans la Formation de Manche-d'Épée au cours de l'été de 1981. Les graptolites font partie des zones à Diplograptus multidens et à Corynoïdes americanus (J. Riva, communication écrite personnelle) (tableau II) d'âge Ordovicien Moyen, plus précisément Canajoharie inférieur.

Formation de Gros-Morne

La Formation de Gros-Morne (unité γ^2, Enos 1969) est superposée à la Formation de Manche-d'Épée et en contact graduel avec cette unité. Elle a une épaisseur minimum de 1 600 mètres et elle est caractérisée par une alternance de grauwacke (45 %), de calcisiltite (8 %), de dolomite (2 %) et de mudshale (45 %).

Le grauwacke est semblable à celui de la Formation de Manche-d'Épée, sauf que les lits atteignent à l'occasion des épaisseurs de 2 mètres et plus (figure 11). La granulométrie est plus grossière allant même jusqu'à un micro-conglomérat à la base des lits. Les granoclassements sont plus évidents et on observe les mêmes structures de courant et de charge à la base des bancs. Les shales sont noirs et possèdent une fissilité de litage. Les lits ont une épaisseur qui varie entre 0,01 et 1 m avec des lentilles de matériaux silteux épaisses de quelques centimètres et continues sur plusieurs mètres. La dolomie et la calcisiltite sont semblables à celles de la Formation de Manche-d'Épée.

L'âge de la Formation de Gros-Morne déterminé à partir de graptolites recueillis au cours des étés 1981 et 1982 est Canajoharie (Ordovicien Moyen) (tableau II). Plus précisément, les graptolites font partie de la zone à Corynoïdes americanus (J. Riva, communication écrite personnelle, 1981 et 1982).

Séquence α

La séquence α telle que définie par Enos (1969) se divise en trois unités, soit α^1, α^2 et α^3. Dans la région de Grande-Vallée, on ne retrouve que l'unité α^2. Cette dernière affleure dans la partie est de la région de Grande-Vallée dans la Nappe de la rivière Marsoui.

L'unité α^2 est constituée de mudshale (60 %), de calcisiltite (40 %) et d'un peu de dolomie et de grauwacke. La calcilutite est gris brun en surface altérée, gris moyen en surface fraîche et elle affleure en lits de 4 à 60 cm d'épaisseur. À l'intérieur des lits, on reconnaît des laminations obliques (faciès b, séquence de Bouma, Walker, 1976) et des structures d'expulsion d'eau. Un mudshale noir dont l'épaisseur varie entre 1 et 40 cm est interlité avec la calcisiltite. La dolomie et le grauwacke sont semblables à ceux de la Formation de Manche-d'Épée. L'épaisseur totale de l'unité α^2 est d'environ 250 m (Enos, 1969).

Les graptolites recueillis dans cette unité font partie de la zone à Némagraptus gracilis (tableau II), ce qui donne un âge Normanskill (Ordovicien Moyen).

Séquence β

La séquence β affleure le long de la côte, dans la partie est de la région à l'étude, et fait partie de la Nappe de la rivière Marsoui. Cette séquence, définie par Enos (1969), se subdivise en 7 unités qui vont dans l'ordre chronologique ascendant de β^1 à β^7. Les contacts entre ces différentes unités sont tous graduels.

L'unité β^1 a une épaisseur d'environ 1 100 m (Enos, 1969) et est composée de bancs massifs (2 à 5 m) granoclassés. À la base d'un banc, on trouve un grès dolomitique, passant graduellement à un silto-grès, puis à un siltstone calcareux et finalement à une calcilutite. Ces bancs sont semblables à ceux de la Formation de Deslandes : ils ont des lithologies semblables, les mêmes couleurs en surface fraîche et en surface altérée et les mêmes structures sédimentaires (structures de charge et laminations parallèles et obliques). Les graptolites collectionnées dans cette unité font partie des zones à Nemagraptus gracilis à Diplograptus multidens.

À cause de leur faible épaisseur et de l'absence de caractères vraiment distincts, les unités β^2, β^3, β^4 et β^5 ont été regroupées en une seule unité sur la carte. À l'intérieur de ces unités, on trouve 50 % de mudshale gris noir avec des interlits de grauwacke (30 %) gris moyen et de calcisiltite (20 %) gris moyen. L'épaisseur des lits de mudshale varie de 5 cm à plus d'un mètre, le grauwacke de 5 à 60 cm et la calcisiltite de 5 à 40 cm. Dans les lits de calcisiltite, on observe des laminations parallèles et obliques qui correspondent respectivement aux intervalles b et c de la séquence de Bouma (Walker, 1976), et des structures d'expulsion d'eau. Dans les lits de grauwacke, on observe surtout des granoclassements (intervalle a, séquence de Bouma, (Walker, 1976). L'épaisseur totale des ces quatre unités est d'environ 700 m (Enos, 1969) et l'âge de ces unités est Normanskill. Plus précisément, ces unités font partie des zones à Némagraptus gracilis et à Diplograptus multidens (J. Riva, communication écrite personnelle, 1983) (tableau II).

L'unité β^6 a une épaisseur d'environ 200 m et elle est composée à 80 % de mudshale gris noir avec des interlits de grauwacke (5 %) gris moyen et de calcisiltite (15 %) gris moyen. L'épaisseur des lits de mudshale varie de 5 cm à plus d'un mètre et ceux de grauwacke et de calcisiltite de 1 à 20 cm. On observe les mêmes structures sédimentaires que dans les unités précédentes.

Dans plusieurs des collections de fossiles recueillies dans cette unité, le graptolite Pacificograptus sp. de Koren (ou Paraorthograptus sp. de Mu) a été noté. Ce genre apparaît seulement à l'Ordovicien supérieur, comme par exemple dans le Groupe de Lorraine des basses-terres du Saint-Laurent ou la Formation de Vauréal de l'île d'Anticosti. Cependant, d'après J. Riva (communication écrite personnelle, 1983), les spécimens observés sont de plus grande taille que ceux rencontrés à l'Ordovicien supérieur ce qui suggérerait qu'il s'agit d'une nouvelle espèce. Des spécimens semblables ont été trouvés par le Dr. Hesse et ses étudiants, il y a quelques années, à Grand-Étang (à l'est de la région à l'étude) (J. Riva, communication écrite personnelle, 1983). Dans ce cas-ci, selon J. Riva, il semblerait que le genre Pacificograptus serait associé à la zone à Diplograptus multidens.

L'unité β^7 est constituée de grauwacke (40 %) gris-brun et de calcisiltite (15 %) gris moyen interlités de mudshale (45 %) gris-noir. Les lits de grauwacke ont une épaisseur qui varie de 5 cm à 1 mètre et sont granoclassés. Leur granulométrie varie d'un microconglomérat à un grès moyen. L'épaisseur des lits de calcisiltite varie de 1 à 40 cm et ceux de mudshale de 5 cm à 1 mètre. Ici encore, on observe les mêmes structures sédimentaires que dans les unités précédentes. L'épaisseur totale de l'unité β^7 est de 800 m selon Enos (1969). Les graptolites recueillis dans cette unité font partie de la zone à Corynoïdes americanus (J. Riva, communication écrite personnelle, 1983) (tableau II) ce qui donne à l'unité β^7 un âge Canajoharie.

Dans toutes les unité de la séquence β on retrouve des lits et des lentilles de dolomie de 20 à 40 cm d'épaisseur. Cette dolomie, de couleur brun chamois en surface altérée et noire en surface fraîche, est massive et recoupée de veines de calcite.

Discussion et corrélations

Toutes les formations et unités du Groupe de Cloridorme forment une séquence flyschique. Enos (1969), à partir de son étude sédimentologique du groupe conclut que les sédiments de ce groupe ont été déposés par des courants de turbidité à la base du talus continental ("mid fan", Walker, 1976). Les courants étaient longitudinaux, de l'est vers l'ouest. De plus, les slumps observés au sein de la Formation de Deslandes montre que le bassin de sédimentation était instable.

La source des sédiments est semblable à celle de la Formation de Tourelle, soit une nappe d'ophiolite. En effet, les grauwackes du Groupe de Cloridorme contiennent des fragments de volcanites et de la chromite. La géochimie des sédiments de ruisseau dans le Groupe

de Cloridorme (Choinière, 1978) montre de fortes teneurs en nickel, ce qui confirme la présence d'une source riche en nickel, soit une nappe d'ophiolite.

De plus, Enos (1969) fait appel à une autre source pour le matériel calcareux. Cette source serait une plate-forme calcaire dont l'emplacement est inconnu (Enos, 1969). Une autre source possible pour le matériel calcareux serait le produit de l'érosion de nappes formées de lithologies calcareuses.

Le tableau II montre la distribution des différentes formations et unités à l'intérieur du Groupe de Cloridorme. En premier lieu on a le parautochtone qui est constitué des formations de Manche-d'Épée et le Gros-Morne. Le parautochtone est ensuite chevauché par la nappe de la rivière Marsoui. À l'ouest, cette nappe est constituée seulement de la Formation de Deslandes, d'âge Normanskill, avec un faciès particulier (banc granoclassé). Mais en allant vers l'est, à l'intérieur de la même nappe, on retrouve une séquence complète du Normanskill au Canajoharie avec des faciès différents (séquences β et α).

Cette transition entre les faciès s'observe difficilement au niveau de l'affleurement. Ceci est dû à ce que les variations de faciès à l'intérieur d'une séquence à turbidite peuvent se faire très rapidement dans l'espace, et que pour être visibles, elles nécessitent de l'affleurement continu; ce qui n'est pas le cas dans la région de Grande-Vallée.

Toutefois, certaines corrélations lithologiques sont possibles (tableau II). La Formation de Deslandes et l'unité β, sont composées des mêmes assemblages lithologiques (banc granoclassés). De plus, elles sont contemporaines.

Au-dessus de l'unité β^1, on trouve les unités β^2 à β^5 qui n'ont pas leur équivalent lithologique ou chronologique à l'ouest de la région de Grande-Vallée. Ce hiatus, à l'ouest, est le lieu du chevauchement de la nappe de la rivière Marsoui.

En contact graduel avec les unités β^2 à β^5, vient l'unité β^6. Cette dernière est équivalente dans le temps avec la Formation de Manche-d'Épée. Dans les deux unités on retrouve le même pourcentage de lits compétents (80 %). On peut donc conclure que ces deux unités sont contemporaines.

Après l'unité β^6 vient l'unité β^7. Cette unité, avec son fort pourcentage de grauwacke, est semblable* et de grauwackes étant plus épais dans la Formation de Gros-Morne que dans l'unité β^7, l'unité β^7 pourrait correspondre à un faciès plus distal que la Formation de Gros-Morne. **(* : et de même âge Canajonarie que la Formation de Gros Morne. Les lits ...).**

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches cambro-ordoviciennes de la région de Grande-Vallée ont été fortement affectées par l'orogénie taconique à l'Ordovicien Moyen supérieur et légèrement par l'orogénie acadienne au Dévonien supérieur. (S. Biron, communication orale personnel, 1982). Il en résulte que les roches de la région sont plissées et faillées.

Les surfaces de stratification (S_0) ont été affectées par deux phases de plissement : un plissement ancien P_1 associé aux chevauchements et un plissement P_2 associé au clivage régional S_2, De plus des failles de décrochement recoupent l'ensemble de ces structures.

Les plis anciens P_1 sont isoclinaux, déversés vers le nord ou presque couchés, sans clivage de plan axial. Ils sont reconnaissables seulement à l'intérieur du parautochtone et de la Nappe de la rivière Marsoui, où à l'aide des sommets sédimentaires on peut observer que le clivage régional recoupe les deux flancs d'un même pli ancien (figure 12). Dans la Nappe de la rivière Sainte-Anne, on n'a pu observer aucun pli P_1 à l'échelle mégascopique et le peu de polarités sédimentaires nous empêche d'inférer qu'ils sont présents.

Les plis P_2 ont une surface axiale parallèle ou subparallèle au clivage S_2. Ils sont isoclinaux ou ouverts et déversés vers le nord (figure 13). Localement, associés aux plis P_2, on observe des failles imbriquées (e.g. au Grand Saut le long de la rivière Madeleine).

La direction moyenne du clivage régional S_2 est est-ouest avec un pendage abrupt vers le sud. Le clivage est pénétratif et ardoisier ou de fracture selon le type de roche qu'il affecte.

La linéation L_2^o observée est celle de l'intersection entre la stratification S_o et le clivage régional S_2. La linéation est observable le long de plans de stratification à l'interface des roches de ductilité différente. Sur le terrain, on observe que les charnières des plis P_2 sont parallèles à la linéation d'intersection L_2^o.

Des failles recoupent les structures décrites précédemment. Le long de la côte, dans la région de Grande-Vallée, des failles de décrochement senestres et dextres, dont l'orientation est d'environ N120, témoignent de déplacements horizontaux de quelques mètres à plus de 25 mètres. Dans certains cas un décrochement minimum peut être évalué. Le long de ruisseaux plusieurs failles tardives sont notées et l'importance de

leur mouvement est impossible à évaluer. De plus, dans le sud de la région on remarque qu'elles affectent aussi les roches siluro-dévonniennes. Ces failles seraient donc le résultat de contraintes acadiennes. À partir d'une étude statistique de ces failles on obtient le diagramme suivant (figure 14). L'orientation moyenne de ces dernières est de 123/74.

L'étude statistique de données structurales a été facilitée par l'utilisation du programme STATIS. Ce programme permet la représentation graphique de mesures de structures planaires et linéaires sur un stéréogramme. A partir de ce programme on a pu obtenir le diagramme précédent et les diagrammes se trouvant à la figure 15.

En général, la géologie structurale de la région de Grande-Vallée est la même que celle décrite dans les régions adjacentes, à l'ouest, par biron (1971-1972-1973-1974). Biron (1971) dans la région de Gros-Morne (immédiatement à l'ouest de la carte) décrit trois phases de plissement. Les deux premières sont équivalentes aux plis P_1 et P_2 de la région de Grande-Vallée. La troisième phase de plissement décrite par Biron (1971) est caractérisée par la présence de grandes ondulations qu'il a observé le long de la côte. Une telle phase de plissement est absente dans la région de Grande-Vallée.

Domaines structuraux

La région de Grande-Vallée a été divisée en trois domaines structuraux correspondant aux trois unités tectonostratigraphiques, ceci dans le but de voir s'il y avait des variations structurales du nord au sud. Au nord, le domaine I correspond au parautochtone et, en allant vers le sud, le domaine II, à la nappe de la rivière Marsoui et le domaine III, à la nappe de la rivière Sainte-Anne (figure 15).

Le terme parautochtone est utilisé ici pour désigner une unité tectonique qui est légèrement déplacée par rapport à l'autochtone et qui se trouve généralement entre l'autochtone et l'allochtone.

Le domaine 1, le parautochtone, comprend les Formations de Gros-Morne et de Manche-d'Épée du Groupe de Cloridorme. Ce domaine est limité au nord par le fleuve Saint-Laurent et au sud par la faille de Mont-Louis. Cette faille est le lieu du chevauchement des unités plus vieilles (Normanskill) de la nappe de la rivière Marsoui sur le parautochtone (Canajoharie). La faille de Mont-Louis a été reconnue plus à l'ouest par Biron (communication écrite personnelle, 1982).

Le domaine II, la nappe de la rivière Marsoui, est constitué de la Formation de Deslandes et des séquences α et β du Groupe de Cloridorme. La limite nord du domaine II est la faille de Mont-Louis et la limite sud, la faille de Méchins-Carcy. Cette dernière marque le chevauchement des roches plus vieilles (Ordovicien inférieur) de la nappe de la rivière Sainte-Anne sur les roches plus jeunes (Ordovicien Moyen) de la nappe de la rivière Marsoui. La faille de Méchins-Carcy a été reconnue par Biron (communication écrite personnelle, 1982) à l'ouest de la région de Grande-Vallée, à Méchins, à environ 110 km à l'ouest de la région de Grande-Vallée, et est présente tout le long, à l'intérieur des terres, jusqu'à Carcy, à environ 40 km à l'est de la région de Grande-Vallée, où elle se termine sur le bord de la côte.

Les failles de Mont-Louis et de Méchins-Carcy ont été nommées de façon informelle par S. Biron (communication écrite personnelle, 1982). La faille de Mont-Louis, représente le front des allochtones; elle serait donc équivalente à la ligne Logan. La faille de Méchins-Carcy, quant à elle, sépare deux nappes (nappe de la rivière Marsoui et nappe de la rivière Sainte-Anne) qui sont composées de roches d'âge différents.

Le domaine III, la nappe de la rivière Sainte-Anne, comprend les groupes de la rivière Matane et de Cap-des-Rosiers. Ce domaine est limité au nord par la faille de Méchins-Carcy et au sud par une discordance angulaire au-dessus de laquelle on retrouve les roches siluriennes (Bourque, 1977; Brisebois, 1981).

Domaine I

Dans le domaine I les formations ont une direction générale est-ouest avec un pendage vers le sud. Sur la figure 15, le diagramme des pôles de la stratification S_o montre une distribution sur un grand cercle dont le pôle indique que les plis P_2 plongent de 2° dans la direction 088°. Le diagramme des pôles de clivage S_2 montre que le clivage moyen est de 082/61 et le diagramme des linéations L_2^o montre que les directions sont ouest et est et que les plongements sont nuls (c'est-à-dire linéations subhorizontales).

Les pôles de la stratification S_o forment une concentration, ce qui confirme que les plis P_2 sont isoclinaux et déversés vers le nord.

Domaine II

Le domaine II (nappe de la rivière Marsoui) a été subdivisé en deux sous-domaines structuraux : le sous-domaine II-1 pour le secteur ouest et le sous-domaine II-2 pour le secteur est. Cette subdivision est purement arbitraire et n'a été faite que dans le but de vérifier la constance des éléments planaires et linéaires d'ouest en

est. Dans les deux domaines les formations ont une direction générale est-ouest avec un pendage vers le sud. Sur la figure 15, le diagramme des pôles de la stratification S_o montre des distributions sur un grand cercle dont les pôles indiquent que les plis P_2 sont horizontaux dans la direction 085° pour le sous-domaine 11-1 et le plongent de 7° dans la direction 282° pour le sous-domaine 11-2. Le diagramme des pôles de clivages S_2 montre des clivages moyens de 080/75 pour le sous-domaine 11-1 et de 099/79 pour le sous-domaine 11-2. Sur le diagramme des linéations L_2^o, on a encore des concentrations à l'ouest et à l'est mais ces dernières sont un peu plus dispersées.

Les pôles de la stratification S_o montrent des concentrations avec de légères dispersions dans les deux sous-domaines, ce qui confirme les observations de terrain, à savoir que les plis P_2 sont isoclinaux et déversés vers le nord. Les plans de clivage S_2 montrent une légère variation de 19° dans l'orientation avec des pendages abrupts vers le nord. Les linéations L_2^o sont subhorizontales. Il faut noter cependant que les linéations L_2^o sont dispersées, avec des angles de chutes variables; ce qui suggère que la stratification S_o était déjà plissés lorsque le clivage S_2 régional l'a affectée.

Domaine III

Le domaine III (nappe de la rivière Sainte-Anne) a été subdivisé en quatre sous-domaines structuraux. Ici encore cette subdivision est purement arbitraire et n'a été faite que pour vérifier la constance des éléments planaires et linéaires. Le sous-domaine III-1 correspond à la partie nord-ouest de la Nappe de la rivière Sainte-Anne; le sous-domaine III-2, au centre; le sous-domaine III-3, à la partie sud-ouest et le sous-domaine III-4, à la partie est.

Dans tous ces domaines, la direction générale de la stratification est est-ouest avec un pendage vers le sud. Sur la figure 15, les diagrammes des pôles de la stratification S_o montrent des maxima. Les pôles des grands cercles indiquent que les plis P_2 sont soit horizontaux soit plongeant avec des angles très faibles. Les diagrammes des pôles de clivage montrent des clivages S_2 moyens de 066/86 pour le sous-domaine III-1, de 084/85 pour le sous-domaine III-2, de 079/79 pour le sous-domaine III-3 et de 096/86 pour le sous-domaine III-4. Le diagramme des linéations L_2^o indique que ces dernières sont assez bien dispersées sur un plan est-ouest avec des légères concentrations à l'ouest et à l'est.

Les pôles de la stratification S_o montrent des maxima avec un peu de dispersion. Les plis P_2 isoclinaux et déversés vers le nord semblent donc moins serrés que dans les deux domaines précédents. Les plans de clivage S_2 montrent une légère variation dans l'espace, de l'ouest vers l'est. À l'ouest (sous-domaine III-1) la direction du clivage est nord-est tandis qu'à l'est (sous-domaine III-4) elle est sud-est; soit une variation de 30° dans l'orientation des plans de clivage S_2. Dans tous les sous-domaines le pendage demeure très abrupt. Les linéations L_2^o sont dispersées avec des angles de chutes variant de 0 à 90°, ce qui suggère que la stratification S_o a subi une phase de plissement avant d'être affectée par le clivage régional S_2. Toutefois, on peut noter la présence de légères concentrations à l'ouest et à l'est dans le plan de dispersion; ce qui laisse croire que les plis P_2 sont toujours subhorizontaux.

Discussion

En général, dans la région de Grande-Vallée, les formations ont une direction ouest-est avec un pendage sud; le clivage régional est aussi ouest-est avec un pendage sud; et les linéations montrent que les axes des plis P_2 sont subhorizontaux. Les plis P_1 ne sont pas observés sur le terrain, par contre sur les diagrammes de linéations les L_2^o (figure 15) sont dispersées d'où s'ensuit que les plis P_1 sont toujours présents.

Les plis P_1 sont isoclinaux, déversés vers le nord, sans clivage de plan axial. Ces plis P_1 son probablement reliés à l'emplacement des différentes nappes et ils se sont formés perpendiculairement à la direction du mouvement. Le mouvement était du sud vers le nord. On peut croire que la phase de plissement P_1 est synchrone aux chevauchements qui sont représentés par la failles de Mont-Louis et de Méchins-Carcy. Par la suite le clivage régional s'est développé créant les plis P_2 et plissant aussi les failles de Mont-Louis et de Méchins-Carcy. Ces deux phases de plissement sont reliées à l'orogénie taconique (Ordovicien Moyen supérieur) car elles n'affectent que les roches cambro-ordoviciennes.

Ces roches ont ensuite été affectées par l'orogénie acadienne au Dévonien supérieur. Les mouvements acadiens sont responsables du développement des failles de décrochement et aussi des variations d'orientation du clivage régional S_2 et des linéations L_2^o.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Jusqu'à ce jour, très peu de minéralisations ont été signalées dans la région de Grande-Vallée. La pyrite, disséminée à travers toute la région sous forme de cubes ou de concrétions, est la seule minéralisation qui a pu être trouvée. Les analyses chimiques (annexe III) montrent de faibles teneurs en Cu, Zn, Pb, Ni, Au et Ag.

Le rapport sur la géochimie de ruisseau (Choinière, 1978) montre quelques fortes teneurs en cuivre (50 ppm), zinc (400 ppm), plomb (140 ppm), nickel (200 ppm) et

cobalt (50 ppm) dans la vallée de Manche-d'Épée. Ces teneurs un peu plus élevées que le bruit de fond sont reliées aux formations sédimentaires de l'Ordovicien Moyen et s'expliquent par la présence de roches de composition ultrabasiques (e.g. Mont Albert) dans la région source de ces sédiments.

Le grès de la Formation de Tourelle et l'orthoquartzite de la Formation de Pineault pourraient servir de matériel d'enrochement pour la construction de routes.

RÉFÉRENCES

BEAUDIN, J., 1980 — Région du Mont Albert et du Lac Cascapédia : rapport final, DPV 705. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 84 p.

BIRON, S., 1971 — Géologie de la rive du Saint-Laurent de Cap-Chat à Gros-Morne : rapport préliminaire, DP 240. Ministère des Richesses Naturelles du Québec.

BIRON, S., 1972 — Géologie de la région de Sainte-Anne-des-Monts, Comté de Gaspé Nord : rapport préliminaire DP 243. Ministère des Richesses naturelles du Québec.

BIRON, S., 1973 — Géologie de la région de Marsoui : rapport préliminaire, DP 244. Ministère des Richesses naturelles, Québec.

BIRON, S., 1974 — Géologie de la région de Méchins, comté de Matane : rapport préliminaire, DP 299. Ministère des Richesses naturelles, Québec.

BOURQUE, P.A., 1977 — Le Silurien et le Dévonien basal du nord-est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles du Québec, ES 29.

BRISEBOIS, D., 1981 — Géologie de la région de Gaspé : rapport intérimaire, DPV 824. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 19 p.

CHOINIÈRE, J., 1978 — Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la région de Mont-Louis. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DPV 674.

ELLS, R.W., 1982 — Rapport sur les formations géologiques dans la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada, rapport de progrès, 1880-81-82, partie D.

ENOS, P. 1969 — Cloridorme Formation, Middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America, Special Paper 117.

HISCOTT, R.N., 1978 — Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Québec, and implications for initiation of the taconic orogeny : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1579-1597.

INGRAM, R.L., 1953 — Fissility of mudrocks : Geological Society of America, Bulletin 64, pages 869-879.

GILBERT, C.M., 1954 — Sandstones in Petrography (H. Williams, F.J. Turner, C. M. Gilbert) : W.H. Freeman and co., San Francisco, pages 289-324.

LACHAMBRE, G., 1984 — Silurien et Dévonien basal de la région du Canton de Champou. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP 85-02.

LOGAN, W.E., 1863 — Géologie du Canada. Commission Géologique du Canada, rapport de Progrès jusqu'à 1863.

McGERRIGLE, H.W., 1959 — Région de la rivière Madeleine, district électoral de Gaspé-Nord. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG 77.

SLIVITZKY, A., 1982 — Coupe structurale à travers la partie sud-ouest des Appalaches du Québec : Thèse de maîtrise, Université Laval.

ST-JULIEN, P. ET HUBERT, C., 1975 — Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians : Tectonics and Mountain Ranges, John Rodgers Volume : American Journal of Science, vol. 275-A, p. 337-362.

ST-JULIEN, P., SLIVITZKY, A., et FENINGER, T., 1983 — A deep structural profile across the Appalachians of Southern Québec, dans Contributions to Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, Hatcher, R. D. Williams, H. Et Zietz, I. eds Geological Society of America, Memoir 158, pages 103 à 111.

WALKER, R.G., 1976, Faciès model, turbidites and associated coarse clastic deposits. Geoscience Canada; vol. 3, p. 25-36.

WILLIAMS, H., 1978 — Tectonic-Lithofacies Map of the Appalachian orogen : Memorial University of Newfoundland, Map no. 1.

WILLIAMS, H., 1979 — Appalachian Orogen in Canada : Canadian Journal of Earth Sciences, vol 16, no 3, pages 792-807.

ANNEXE I

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE APPROXIMATIVE DES ROCHES DE LA RÉGION DE GRANDE-VALLÉE

Qtz : quartz
Fel : feldspath
V+C : roches volcaniques et chert
Ca : roches calcareuses
F : fossiles
Op : minéraux opaques
Arg : minéraux argileux (illite, chlorite et séricite)
Cal : calcite détritique
Dol : dolomie
PF : particules fines
Cim : ciment
Tr : trace

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Cim
			V+C	Ca	F						
Groupe de Cloridorme											
Grauwacke											
81-AS-5C	52	Tr	10			Tr	10				28
81-AS-80	63		35			1					1
81-AS-87	95		3		1	Tr				1	
81-AS-315	60	Tr	20			Tr	20				
81-AS-1019A	40	5	35				5				15
81-AS-1019B	40		30				20				10
82-AS-3022	75	3					22				
Dolomie											
81-AS-6D	35					Tr	5		60		
Mudstone et/ou mudshale											
81-AS-179	30	Tr	10							60	
81-AS-333	38					2	60				
81-AS-334	10						10			80	
81-AS-1104	40	Tr				Tr				60	
81-AS-1106	3	Tr								97	
81-AS-1135	5						5			90	
81-AS-1264	20					Tr	80				
81-AS-1287	30					1	69				
81-AS-1311	5						50	5		40	
Calcisiltite											
81-AS-5A	48						2	50			
81-AS-59	38		10		2	Tr		50			
81-AS-130	15					Tr		85	Tr	Tr	

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
81-AS-135	20				Tr	Tr		80	Tr	Tr	
81-AS-136	3							97			
81-AS-148	30	1					Tr	69			
81-AS-335-1	2						15	83			
81-AS-335-3	40					Tr	10	50			
81-AS-336	40	Tr	15			5	Tr	40	Tr	Tr	
81-AS-1000	35					Tr		65			
81-AS-1006B	5							95			
81-AS-1100	10					1		89			
81-AS-1163	10					Tr	10	80			
81-AS-1248A	45	3				2		50			
81-AS-1271D	5					5	5	85			
81-AS-1276C	19	Tr				1		80	Tr	Tr	
81-AS-1280	20	Tr				1	3	76			
81-AS-1308	37	Tr	Tr			2	1	60			
81-AS-1352	30	1	15			2	2	50			
81-AS-1429	8	Tr				1	1	90			
81-AS-4005	15						10	75			
Siltstone, silto-grès et grès calcareux											
81-AS-1217	50	5				Tr	40	5			
81-AS-1271A	50	5				1	3	41			
81-AS-1256	60	1				2	Tr	37			
81-AS-1248B	60	1				Tr	3	36			
81-AS-335-2	50	Tr	5			1	4	40			
GROUPE DE CAP-DES-ROSIERS											
Formation de Tourelle											
Mudstone et/ou mudshale											
81-AS-5178	10					Tr	90				
81-AS-7189	5						95				
81-AS-8092B	2						98				
Grauwacke											
81-AS-207	78	1					20	1			
81-AS-209	50	5	10				33	2			
81-AS-298	60	Tr	20			Tr	15	5			
81-AS-1207	50	Tr	30			Tr	5	15			
81-AS-1302	45	5	20				10	5			

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
81-AS-1408	45		30				15	10			
81-AS-1448C	50	5	30				5	10			
81-AS-1456	50	5	40				5				
81-AS-3108	75	2	15				8				
81-AS-3110	40	2	50				8				
81-AS-4178	60	10	15			2	10	3			
81-AS-7005	60	1	31			3	5				
81-AS-7077	40	3	40			2	15				
81-AS-7118A	40	1	49			5	5				
81-AS-7144	40	Tr	55			3	2				
81-AS-7145	35	Tr	64			1	Tr				
81-AS-7146	40	Tr	40			5	10	5			
81-AS-7169A	35	Tr	45			3	2	15			
81-AS-7169B	30	1	65			1	2	1			
81-AS-7182	40	Tr	53			1	3	3			
81-AS-8089C	30	1	57			2	5	5			
83-AS-9040	40	1	52				7				
Formation de Dalibaire											
Mudstone et/ou mudshale											
81-AS-98	3						10	10		77	
81-AS-103	21					2	2			75	
81-AS-123	3					1	20			76	
81-AS-245	5					5	40	20		30	
81-AS-1304				5			50			45	
81-AS-2058A	2						10	15		73	
81-AS-2061B	10						50			40	
81-AS-3089	48					2	50				
81-AS-4024	40					Tr	60				
81-AS-4032	40	5					50			5	
81-AS-4034	30						90				
81-AS-5191	10	4				3	40			43	
81-AS-5198	1						20	10		69	
81-AS-6107								30		70	
81-AS-6138	10						35			55	

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
Calcilutite											
81-AS-139	Tr							100			
81-AS-141	8							92			
81-AS-144	2							98			
81-AS-188	15					Tr	Tr	85			
81-AS-195	15					Tr		85			
81-AS-220	Tr						25	75			
81-AS-221	Tr							100			
81-AS-246	25	Tr				2	2	71			
81-AS-274	5					5	10	80			
81-AS-302	40					1	1	58			
81-AS-308	20					5	25	50			
81-AS-1186A	10						1	89			
81-AS-1237							5	95			
81-AS-1286	5							95			
81-AS-1351	15		10				1	74			
81-AS-1358	30		10					60			
81-AS-1450	5							95			
81-AS-1490	2							98			
81-AS-1499	25							75			
81-AS-2033C	25		10					65			
81-AS-2060A	5							95			
81-AS-2062A	5							90	5		
82-AS-3063	5						Tr	95			
82-AS-3093	5						Tr	95			
82-AS-4022	5							85	10		
82-AS-4056	15						8	75			
82-AS-4079								100			
82-AS-4137	5						30	65			
82-AS-6105	2							98			
81-AS-1434	20						5	60		15	
82-AS-4021	20	Tr				5	15	60			
Dolomie silteuse et/ou siltstone dolomitique											
81-AS-94	40					Tr			60		
81-AS-145	45					Tr	Tr		55		
81-AS-300	10					1			89		

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
81-AS-301	5					1			94		
81-AS-1154	2					1	2		95		
81-AS-1162	15	Tr					1		84		
81-AS-1305	1							30	69		
81-AS-1443	5							45	50		
81-AS-1448A	5							35	60		
82-AS-3047	20								80		
82-AS-3057	10						10		80		
83-AS-8022A	15						5		80		
Siltstone											
81-AS-102	90	Tr					10				
81-AS-125	40	Tr	Tr			10	50				
81-AS-214	50					1	49				
81-AS-216	49					1		40	10		
81-AS-1169	75						15	10			
81-AS-1436	60						10	30			
81-AS-2033A	50									50	
Orthoquartzite											
81-AS-99	90	Tr	2			1		7			
81-AS-1185	90	5					5				
81-AS-1348	100	Tr					Tr				
82-AS-6045	95						5				
Calcarénite											
81-AS-1315	30			35		5					30
81-AS-1444D	10			50							40
81-AS-1480	40			40							20
82-AS-3073	5			75	Tr						20
82-AS-6074C	25			30							45
83-AS-7099	Tr			40					10		50
Conglomérat calcaire											
81-AS-92	Tr			80							20
81-AS-122	Tr			45							55
81-AS-281	1	Tr		70							29
82-AS-3099				50							50
82-AS-4053				75							25
82-AS-4191	25			40							35

Échantillon	Qtz	Fel	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
82-AS-5103	4	1		50							45
82-AS-6071				50							50
83-AS-7216	Tr			45							55
83-AS-8093B				50							50
83-AS-9059	Tr			80							20
Formation de Romieu											
Calcilutite (marnes)											
82-AS-4177							2	98			
83-AS-7206	20					Tr		80			
Conglomérat calcaire											
83-AS-7136				65							35
83-AS-7138	Tr			70							30
83-AS-7208	15			60							25
83-AS-9180				55							45
GROUPE DE LA RIVIÈRE MATANE											
Formation de Pineault											
Orthoquartzite											
81-AS-101	100					Tr	Tr				
81-AS-307	100						Tr				
81-AS-327	97						3				
81-AS-1515D	98						2				
82-AS-3103	100					Tr	Tr				
Formation des Méchins											
Mudstone											
81-AS-2036A	30	Tr				5	20			45	
81-AS-2038	25	Tr					25			50	
81-AS-2039A							40			60	
81-AS-2039B	30					5	30			35	
82-AS-4150	15					10	35			40	
Siltstone											
81-AS-1486	50					5	5			40	
81-AS-2036B	50						5			45	

Échantillon	Qtz	Fd	Fragments			Op	Arg	Cal	Col	PF	Clm
			V+C	Ca	F						
Unité de volcaniques											
Tuf											
81-AS-1487E	30	10	20							40	
81-AS-1487F	65						5			30	
81-AS-1488B	25	Tr				Tr				75	
81-AS-1511	30	5					10			55	
81-AS-1515A	35									65	
81-AS-1515C	30	10	5				5			50	
81-AS-1516	15					Tr	Tr			85	
81-AS-2041	20						20			60	
81-AS-2041B	25	5								70	
Laves porphyriques											
81-AS-1487 81-AS-1512 81-AS-1515E 81-AS-1521 81-AS-2039D 81-AS-5186A	20 - 30 % de phénocristaux, reliques de pyroxènes, feldspaths plagioclase et d'olivines maintenant remplacés par de la calcite, qui flottent dans une pâte aphanitique composée principalement de carbonate et de chlorite dans laquelle on retrouve des traces de muscovite, épidote, apatite, biotite, actinote et de minéraux opaques.										

ANNEXE II

DESCRIPTION DES COLLECTIONS DE GRAPTOLITES

La localisation de chacune des collections se trouve sur la carte géologique. L'identification des graptolites collectionnés au cours des étés 1981, 1982 et 1983 a été faite par J. Riva (communication écrite personnelle à A. Slivitzky, 1981, 1983 et 1984).

F-1

1- Orthograptus amplexicaulis (Hall)
2- Orthograptus quadrimucronatus micrancanthus (Elles et Wood)
3- Climacograptus brevis brevis (Elles et Wood)
4- Corynoïdes americanus (Ruedemann)

Zone à Corynoïdes americanus

F-2

1- Climacograptus n. sp. ?
2- Glyptograptus "caudatus"

Zone à Diplograptus multidens ???

F-3

1- Dicellograptus divaricatus (Hall)
2- Decellograptus sextans (Hall)
3- Didymograptus serratulus (Hall)
4- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
5- Orthograptus calcaratus (Lapworth subsp.)
6- Nemagraptus gracilis (Hall)
7- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
8- Amplexograptus perxcavatus (Lapworth)
9- Pseudoclimacograptus stenostoma (Bullman)
10- Climacograptus bicornis (Hall)
11- Nemagraptus exilis (Lapworth)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-4

Dicranograptus

Ordovicien Moyen

F-5

1- Didymograptus serratulus (Hall)
2- Glyptograptus euglyphus (Lapworth)
3- Dicellograptus sextans (Hall)
4- Glossograptus ciliatus (Emmons)
5- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
6- Climacograptus bicornis (Hall)
7- Nemagraptus exilis (Lapworth)
8- Orthograptus calcaratus (Lapworth)
9- Cryptograptus tricornis (Carruthers)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-6

1- Dicranograptus nicholsoni (Hopkinson)
2- Dicellograptus divaricatus (Hall)
3- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
4- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
5- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
6- Climacograptus bicornis (Hall)
7- Dicranograptus furcatus (Hall)

8- Amplexograptus ?
9- Leptograptus ?
10- Nemagraptus ?

Zone à Nemagraptus gracilis, typique

F-7

1- Dicranograptus brevicaulis (Elles et Wood)
2- Glossograptus ciliatus (Emmons)
3- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
4- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
5- Climacograptus sp.

Zone à Nemagraptus gracilis

F-8

Climacograptus sp.

Ordovicien Moyen supérieur

F-9

1- Glytograptus ?
2- Dicranograptus ?

Ordovicien Moyen ?

F-10

1- Dicellograptus ou Leptograptus

Zone à Nemagraptus gracilis ou Diplograptus Multidens

F-11

1- Nemagraptus gracilis (Hall)
2- Dicellograptus sextans (Hall)
3- Dicellograptus divaricatus (Hall)
4- Dicranograptus brevicaulis (Elles et Wood)
5- Orthograptus calcaratuscatus (Lapworth)
6- Didymograptus serratulus (Hall)
7- Cryptograptus tricotnis (Carruthers)
8- Glytograptus euglyphus (Lapworth)
9- Amplexograptus perexcavatus (Lapworth)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-12

1- Dicellograptus divaricatus (Hall)
2- Didymograptus serratulus (Hall)
3- Climacograptus bicornis (Hall)
4- Dicranograptus brevicaulis (Elles et Wood)
5- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
6- Glyptograptus euglyphys (Lapworth)
7- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
8- Ortograptus calcaratus subsp.
9- Glyptograptus sp. (nouvelle espèce)
10- Glossograptus ciliatus (Emmons)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-13

?- Climacograptus n. sp. ???

? Zone à Diplograptus multidens ?

F-14

1- ? Climacograptus ?
2- Glyptograptus sp.
3- Climacograptus brevis structus (Ruedemann)

? Zone à Diplograptus multidens ?

F-15

1- Climacograptus ?
2- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
3- Corynoïdes americanus (Ruedemann)

Zone à Corynoïdes americanus

F-16

Dicellograptus ou Dicramograptus

Ordovicien Moyen

F-17

Dicellograptus ?

Ordovicien Moyen supérieur

F-18

Pseudoclimacograptus sp.

Zones à Nemagraptus gracilis à Diplograptus multidens

F-19

1- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)
2- Didymograptus sp.

Zone à Nemagraptus gracilis

F-20

Orthograptus

Ordovicien Moyen supérieur

F-21

1- Dicellograptus sextans (Hall)
2- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
3- Climacograptus brevis (Elles et Wood)
4- Corynoïdes sp.
5- Orthograptus calcaratus subsp.
6- Glyptograptus ?

Zone à Nemagraptus gracilis

F-22

1- Orthograptus amplexicaulis (Hall)
2- Climacograptus putillus (Hall)

Zone à Corynoïdes americanus
à, peut-être, la
Zone à Orthograptus ruedemanni

F-23

Orthograptus amplexicaulis (Hall)

Zone à Corynoïdes americanus

F-24

Corynoïdes americanus (Ruedemann)

Zone à Corynoïdes americanus

F-25

1- Corynoïdes calicalaris (Hopkinson)
2- Corynoïdes americanus (Ruedemann)
3- Glyptograptus sp.

Zone à Corynoïdes americanus

F-26

1- Climacograptus ?
2- Orthograptus ?
3- Corynoïdes ?

Zone à Corynoïdes americanus ?

F-27

Corynoïdes

Ordovicien Moyen

F-28

Pacificograptus sp. (Koren) ou Paraorthograptus sp. (Mu) *

F-29

Climacograptus n. sp. ?

Zone à Diplograptus multidens

F-30

Climacograptus n. sp. ?
Glyptograptus ?

Zone à Diplograptus multidens ?

F-31

Glyptograptus sp.
Climacograptus n. sp. ?

Zone à Diplograptus multidens ?

F-32

1- Corynoïdes sp.
2- Glyptograptus teretiusculus (Hisinger)
3- Lasiograptus Harknessi (Nicholson)
4- Orthograptus calcaratus (Lapworth)
5- Dicranograptus sp.
6- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
7- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-33

Glyptograptus sp

Zone à Diplograptus multidens ?

F-34

1- Didymograptus extensus (Hall)
2- Didymograptus nicholsoni (Lapworth)
3- Skiagraptus gnomonicus (Harris et Kable)
4- Phylograptus ?
5- Tetragraptus bigsbyi (Hall)
6- Tetragraptus quadribrachiatus (Hall)
7- Glyptograptus ?

Zone à Isograptus (Ordovicien inférieur)

F-35

1- Orthograptus ex groupe calcaratus
2- Lasiograptus harknessi (Nicholson)

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Corynoïdes americanus

F-36

1- Glyptograptus ?
2- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)
3- Climacograptus bicornis (Hall)
4- Morceaux de Dicranograptus
5- Lasiograptus harknessi (Nicholson)

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-37

1- Lasiograptus harknessi (Nicholson)
2- Orthograptus ruedemanni ?

Zone à Orthograptus ruedemanni ou plus vieux

F-38

1- Nemagraptus gracilis (Hall)
2- Nemagraptus exilis (Lapworth)
3- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
4- Dicranograptus furcatus (Hall)
5- Dicellograptus sextans (Hall)
6- Orthograptus calcaratus (Lapworth)
7- Orthograptus calcaratus (Lapworth)
8- Glyptograptus teretiusculus (Hisinger)
9- Climacograptus bicornis (Hall)
10- Didymograptus serratulus (Hall)
11- Hallograptus mucronatus (Hall)

12- Ptilograptus plumosus (Hall)
13- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)

Zone à Nemagraptus gracilis

F-39

1- Orthograptus calcaratus acutus (Lapworth)
2- Pseudoclimacograptus medestus (Ruedemann)
3- Climacograptus brevis (Elles et Wood)
4- Glyptograptus euglyphus (Lapworth)
5- Lasiograptus harkenessi (Nicholson)
6- Neurograptus margaritus (Lapworth)
7- Corynoïdes sp.

Zone à Dioplograptus multidens

F-40

1- Pacificograptus (ou Paraorthograptus) sp. *
2- Fragments de coquilles (brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, trilobites etc.)

F-41

Pseudoclimacograptus scharenbergi ?

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-42

1- Corynoïdes americanus (Ruedemann)
2- Lasiograptus harknessi (Nicholson)

F-43

Lasiograptus harknessi (Nicholson)

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Corynoïdes americanus

F-44

1- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)
2- Corynoïdes sp.

Zone à Diplograptus multidens ou zone à Nemagraptus gracilis

F-45

Pseudoclimacograptus modestus ?

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-46

1- Diplograptus multidens (Lapworth)
2- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
3- Climacograptus n.sp. ?

Zone à Diplograptus multidens

F-47

Pacificograptus (ou Paraorthograptus) sp. *

F-48

Pseudoclimacograptus modestus

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-49

1- Dicranograptus ramosus (Hall)
2- Glyptograptus sp.
3- Climacograptus brevis (Elles et Wood)
4- Pseudoclimacograptus ?

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-50

1- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
2- Lasiograptus ?

Zone à Nemagraptus gracilis à la zone à Diplograptus multidens

F-51

1- Orthograptus amplexicaulis (Hall) ?
2- Orthograptus quadrimucronatus micracanthus (Elles et Wood)
3- Climacograptus putillus (Hall)
4- Climacograptus sp.

Zone à Corynoïdes americanus à la zone Orthograptus ruedemanni ?

F-52

1- Corynoïdes americanus (Ruedemann)
2- Climacograptus putillus (Hall)
3- Lasiograptus harknessi (Hopkinson)
4- Glyptograptus sp.

Zone à Corynoïdes americanus

F-53

1- Paraclimacograptus sp.
2- Brachiopode, orthidé
3- Bryozoaire ramifié
4- Ostracode
5- Crinoïde, tige de
6- Debris de triobite

Zone à Diplograptus multidens

F-54

1- Pseudoclimacopgraptus ?
2- Crinoïdes

Ordovicien Moyen

F-55

1- Orthograptus amplexicaulis (Hall)
2- Corynoïdes americanus (Ruedemann)
3- Glyptograptus cf. vespertinus

Zone à Corynoïdes americanus

F-56

1- Corynoïdes americanus (Ruedemann)
2- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)

Zone à Corynoïdes americanus à la zone Diplograptus multidens

F-57

1- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
2- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
3- Glyptograptus sp.

Zone à Diplograptus multidens

F-58

1- Dicranograptus cf. nicholsoni
2- Glyptograptus sp.
3- Debris de graptolites

Ordovicien Moyen

F-59

Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)

Zone à Nemagraptus gracilis ou zone à Diplograptus multidens

F-60

Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)

Zone à Nemagraptus gracilis ou zone à Diplograptus multidens

F-61

1- Dicellograptus sextans (Hall)
2- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
3- Climacograptus brevis structus (Ruedemann)

Zone à Nemagraptus gracilis ou zone à Diplograptus multidens

F-62

Orthograptus ou Climacograptus déformé

Ordovicien Moyen

F-63

1- Climacograptus ou Pseudoclimacograptus
2- Dicellograptus
3- Climacograptus sp.
4- Orthograptus
5- Cryptograptus tricornis (Carruthers)
6- Glyptograptus euglyphus (Lapworth)

Zone à Diplograptus multidens

F-64

1- Pseudoclimacograptus sp. ?
2- Climacograptus bicornis (Hall)

3- Dicelograptus
4- Climacograptus brevis ?

Zone à Diplograptus multidens

F-65

1- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)
2- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
3- Climacograptus brevis strictus (Ruedemann)
4- Climacograptus wilsoni ?
5- Dicellograptus sp.
6- Paraclimacograptus sp.

Zone à Diplograptus multidens

F-66

1- Paraclimacograptus scharenbergi (Laprowth)
2- Paraclimacograptus modestus (Ruedemann)
3- Orthograptus calcaratus (Lapworth)

Zone à Diplograptus multidens ou zone à Nemagraptus gracilis

F-67

1- Pseudoclimacograptus modestus (Ruedemann)
2- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
3- Corynoïdes calicularis (Hopkinson)
4- Diplograptus multidens (Lapworth)
5- Climacograptus bicornis (Hall)
6- Climacograptus brevis strictus (Ruedemann)
7- Paraclimacograptus sp.
8- Dicranograptus sp.
9- Climacograptus wilsoni ?

Zone à Diplograptus multidens

F-68

1- Pseudoclimacograptus scharenbergi (Lapworth)
2- Didymograptus sp.

Zone à Nemagraptus gracilis

F-69

1- Didymograptus (Expansograptus) extensus (Hall)
2- Isograptus sp.

Zone à Isograptus, Arenig, Ordovicien inférieur

F-70

1- Orthograptus sp.
2- Dicellograptus cf. sextans
3- Climacograptus sp.

Zone à Nemagraptus gracilis ou zone à Diplograptus multidens

* : Le genre Pacificograptus sp. (Koren) ou Paraorthograptus sp. (Mu) se trouve généralement à l'Ordovicien supérieur, mais les spécimens identifiés dans les collections sont beaucoup plus gros ce qui suggère une nouvelle espèce.

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES

DÉSIGNATION	91035	91036	91037	91038	91039	91040	91041	91042	91043	91044
N° LABORATOIRE	81-6079	80	81	82	83	84	85	86	87	88
DOSAGE	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	40,5	62,9	58,5	61,5	59,8	59,8	64,0	57,0	56,0	35,6
Al_2O_3	12,3	19,6	18,3	20,4	19,0	18,6	16,7	19,7	20,3	10,6
Fe_2O_3	3,07	1,68	3,39	2,27	4,73	8,96	4,33	6,00	1,62	5,60
FeO	10,1	1,69	4,09	1,80	2,28	1,76	1,89	1,92	4,94	8,60
MgO	12,0	1,04	2,07	2,36	1,86	1,84	1,74	1,76	4,08	13,4
CaO	5,48	0,25	0,32	0,41	0,28	0,14	0,28	0,38	0,20	11,2
Na_2O	0,01	10,2	4,84	2,53	2,73	1,91	3,82	2,75	2,41	0,96
K_2O	0,03	0,16	2,52	4,20	3,02	4,18	2,72	3,90	3,02	0,39
TiO_2	3,46	1,29	1,17	1,38	1,23	1,13	1,13	1,42	1,00	6,57
P_2O_5	0,92	0,16	0,17	0,20	0,15	0,10	0,15	0,19	0,16	1,20
MnO	0,31	0,03	1,06	0,03	0,13	0,02	0,04	0,08	0,03	0,26
S	0,09	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	1,05	0,01	0,06	0,04
PAF	10,2	1,66	2,90	3,83	4,50	3,54	2,94	3,52	4,49	6,74
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	88	5	15	15	15	11	11	14	24	86
Zn	210	50	130	120	160	150	120	160	110	170
Pb	9	6	6	6	13	17	10	16	14	2
Ni	380	26	25	29	26	34	21	28	56	330
	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t
Au	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5

DÉSIGNATION	91045	91046	91047	91048	91049	91050	91051	91052	91053	91054
N° LABORATOIRE	81-6089	90	91	92	93	94	95	96	97	98
DOSAGE	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	35,7	64,7	57,8	45,0	61,6	57,1	67,2	32,6	44,7	60,6
Al_2O_3	9,50	13,6	12,0	3,20	17,1	16,0	14,4	3,80	6,20	11,8
Fe_2O_3	5,09	1,39	*	*	2,08	2,03	1,33	*	0,46	1,27
FeO	8,47	2,98	*	*	5,85	4,39	4,68	*	1,86	3,02
MgO	14,6	4,97	1,36	0,66	2,25	2,64	2,15	5,39	8,94	6,10
CaO	9,36	2,10	0,67	19,5	0,31	5,58	1,09	5,96	14,2	4,52
Na_2O	0,02	0,78	0,99	0,96	1,28	1,12	2,20	0,30	1,15	0,75
K_2O	0,04	2,92	2,60	0,38	2,70	2,23	1,70	0,73	0,94	2,79
TiO_2	3,00	0,69	0,69	0,13	0,90	0,85	1,13	0,21	0,42	0,52
P_2O_5	0,92	0,06	0,05	0,17	0,19	0,16	0,17	0,07	0,09	0,06
MnO	0,30	0,02	0,01	0,06	0,04	0,08	0,07	0,01	0,21	0,05
S	0,04	0,02	5,15	6,22	0,04	0,04	0,17	23,5	0,05	0,03
Fe t. en Fe_2O_3	---	---	5,68	6,85	---	---	---	23,3	---	---
PAF	12,0	6,58	11,0	18,8	4,13	8,55	3,74	25,6	21,1	10,0
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	66,0	41,0	46,0	49,0	24,0	22,0	8,0	31,0	5,0	24,0
Zn	160,0	84,0	120,0	89,0	140,0	110,0	140,0	63,0	52,0	66,0
Pb	2,0	8,0	3,0	3,0	3,0	6,0	5,0	34,0	4,0	4,0
Ni	430,0	42,0	98,0	35,0	38,0	36,0	23,0	31,0	15,0	27,0
	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t	g/t
Au	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5

Équivalence des numéros d'échantillons

91035	81-AS-1487
91036	81-AS-1487F
91037	81-AS-1487E
91338	81-AS-1488B
91039	81-AS-1514
91340	81-AS-1488A
91041	81-AS-1515A
91042	81-AS-1510
91043	81-AS-2039A
91044	81-AS-2039B
91045	81-AS-2042
91046	81-AS-98
91047	81-AS-266
91048	81-AS-1065
91049	81-AS-2033A
91050	81-AS-109
91051	81-AS-102
91052	81-AS-1186B
91053	81-AS-94
91054	81-AS-1169

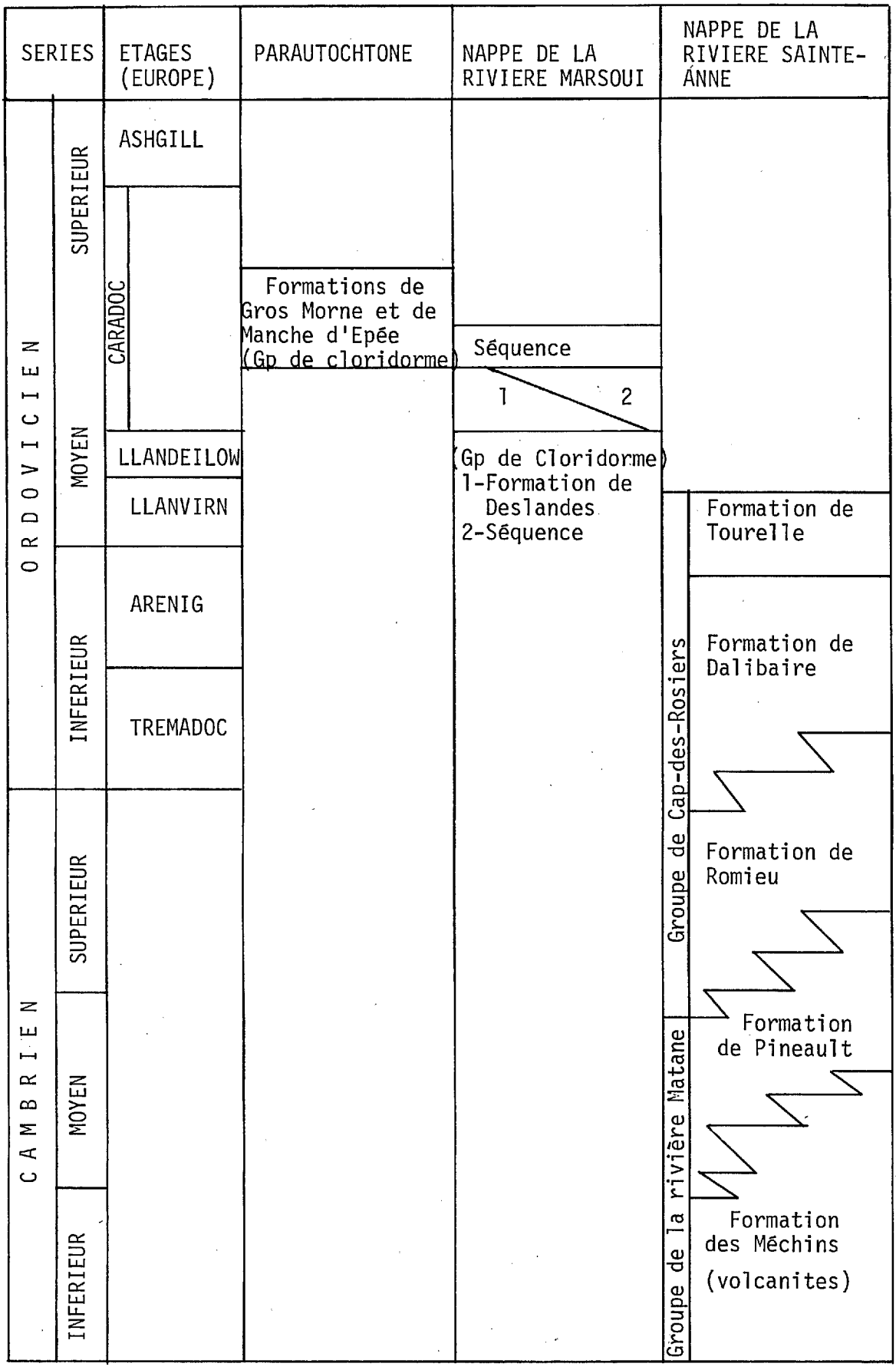


TABLEAU 1: Tableau des formations (S. Biron, 1974 et communication écrite personnelle, 1982).

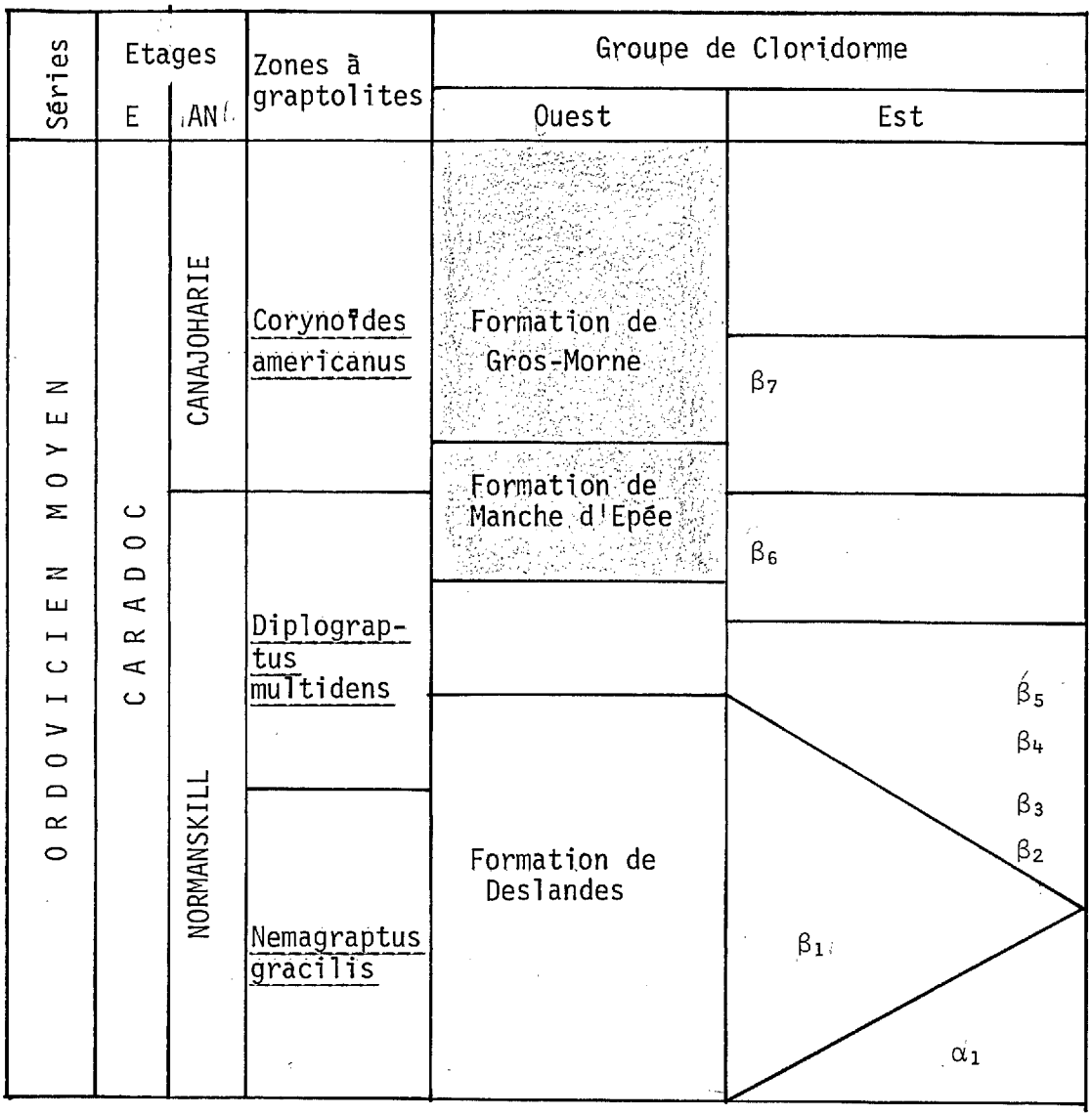


Tableau II: Distribution des formations et unités du Groupe de Cloridorme (parautochtone: fond ombragé, Nappe de la Rivière Marsoui: fond blanc).
(E: Europe A.N.: Amerique du Nord)

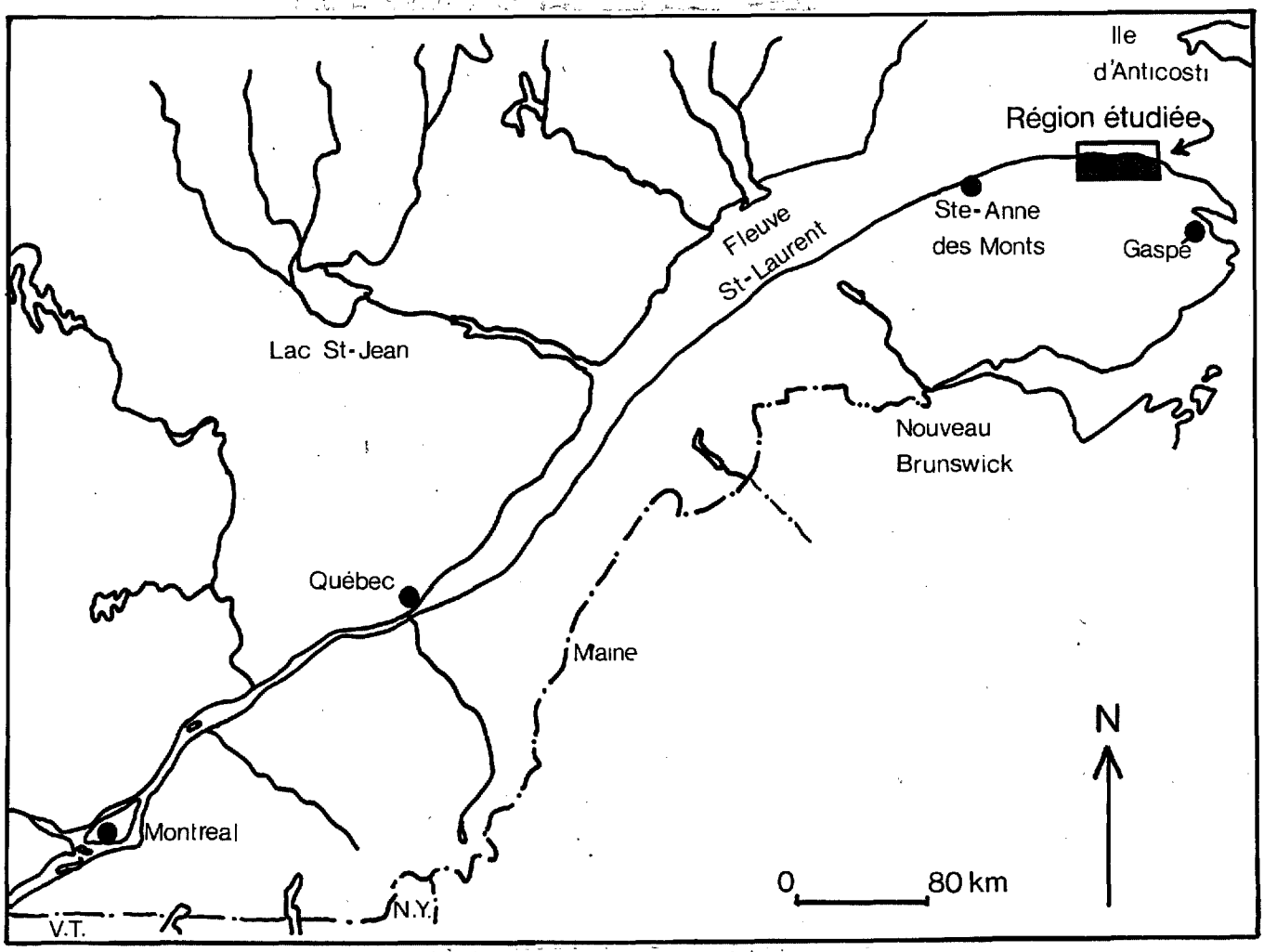


Figure 1: Carte de localisation de la région étudiée

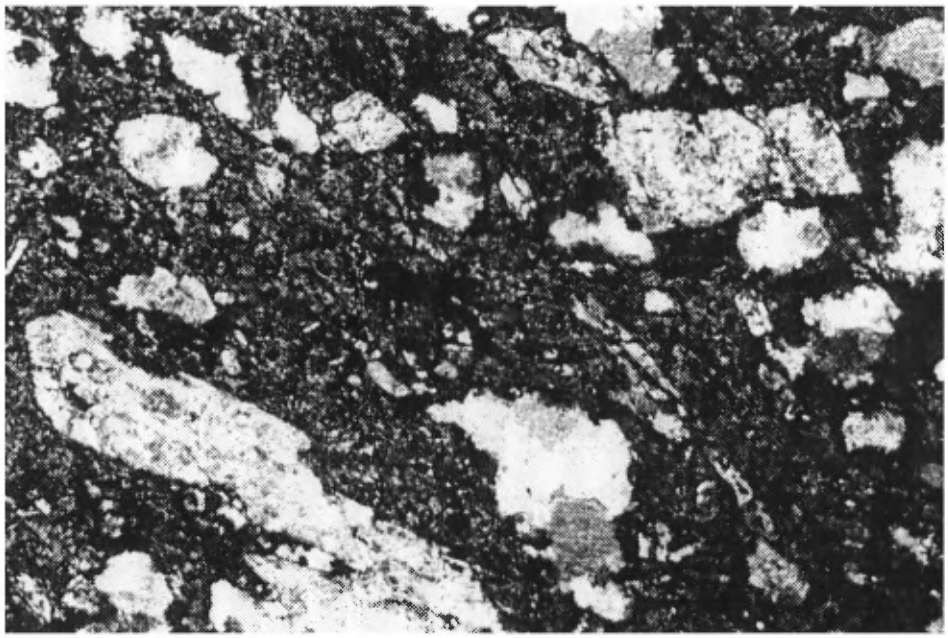


Figure 2: Textures reliques d'un basalte de la Formation des Méchins, Coulée de l' Ours. (L. P. 25X).

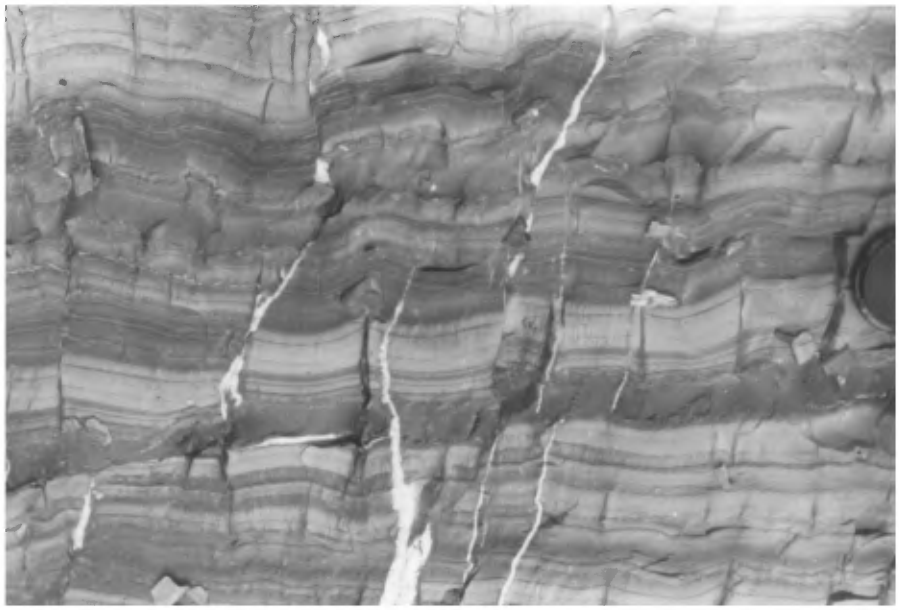


Figure 3 Calcilutite rubanée de la Formation de Romieu, rivière Dartmouth.

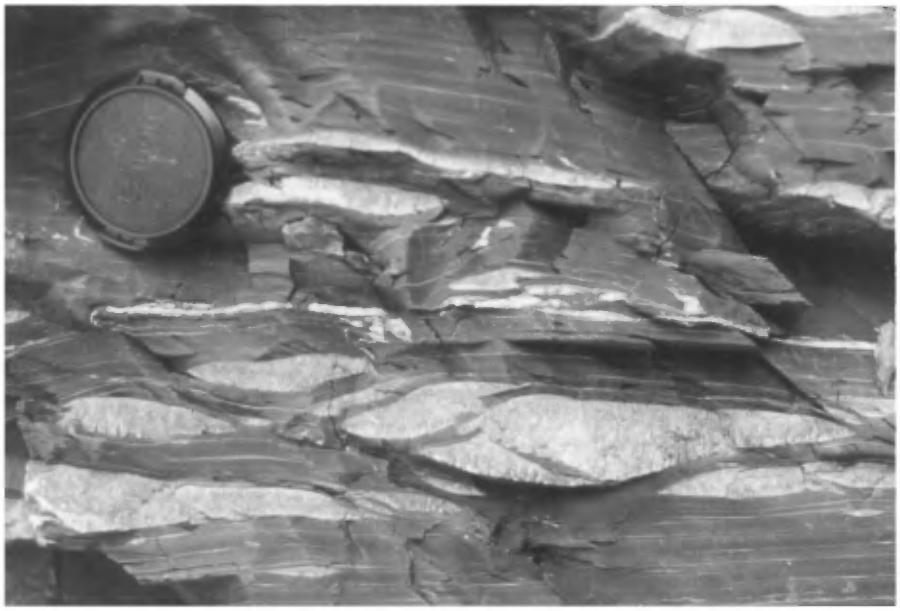


Figure 4: Mudshale calcareux et veines de calcite fibreuses de la Formation de Romieu, rivière Dartmouth.



Figure 5: Dolomie silteuse de la Formation de Dalibaire , ruisseau Jean-Louis.

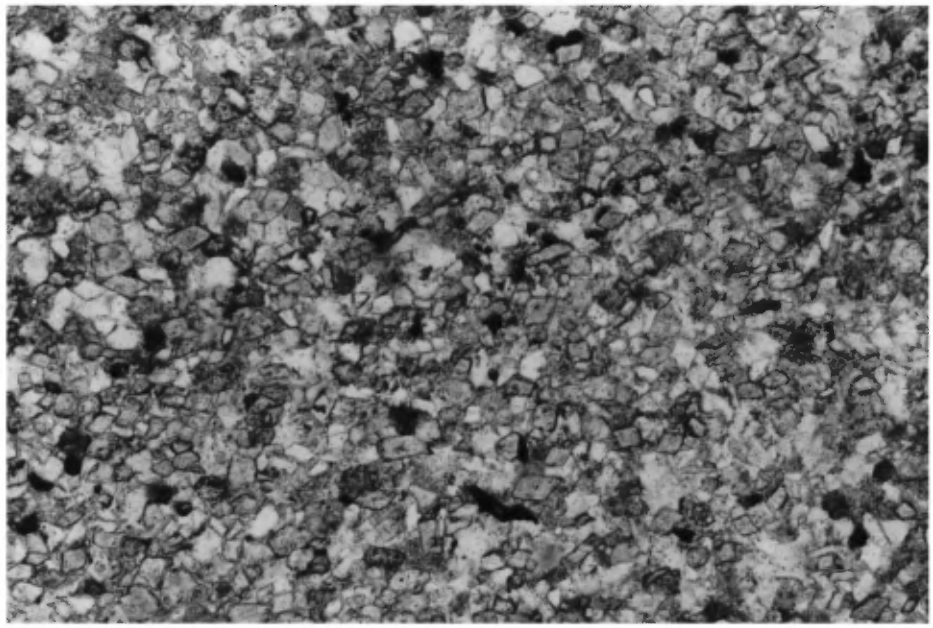


Figure 6: Rhomboèdres de dolomite dans une dolomie silteuse de la Formation de Dalibère, ruisseau Jean-Louis. (L. N. 63X)

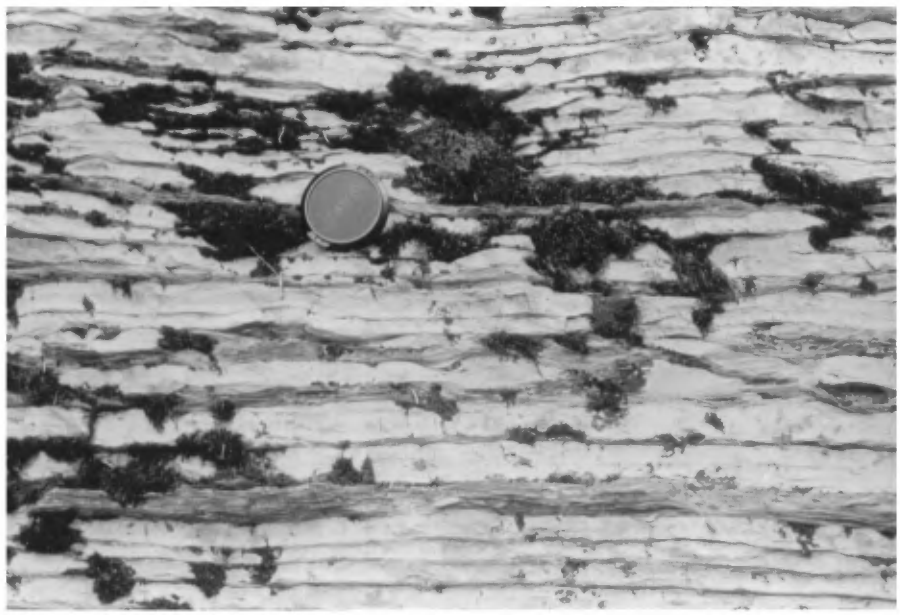


Figure 7: Calcaire rubané avec interlits de mudshale noir graphitique de la Formation de Dalibaire, ruisseau Jean-Louis.

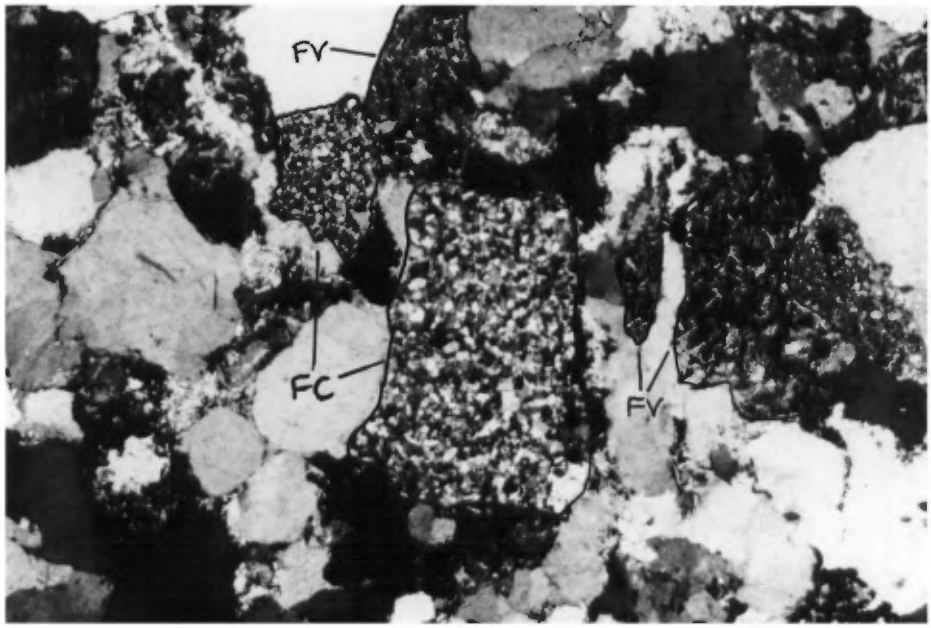


Figure 8: Fragments de chert (FC) et de roches volcaniques (FV) dans un grauwacke de la Formation de Tourelle, ruisseau Jean-Louis (L. P. 25X).



Figure 9: Base d'un lit granoclassé de la Formation de Deslande, sommet vers le haut, Rivière Madeleine.



Figure 10: Alternance de grauwacke et de mudstone dolomitique silteux dans la Formation de Manche-d'Épé (sommet vers la droite), Rivière-la-Madeleine.



Figure 11: Lits de grauwackes de la Formation de Gros-Morne (sommet vers le haut), Rivière-la-Madeleine.

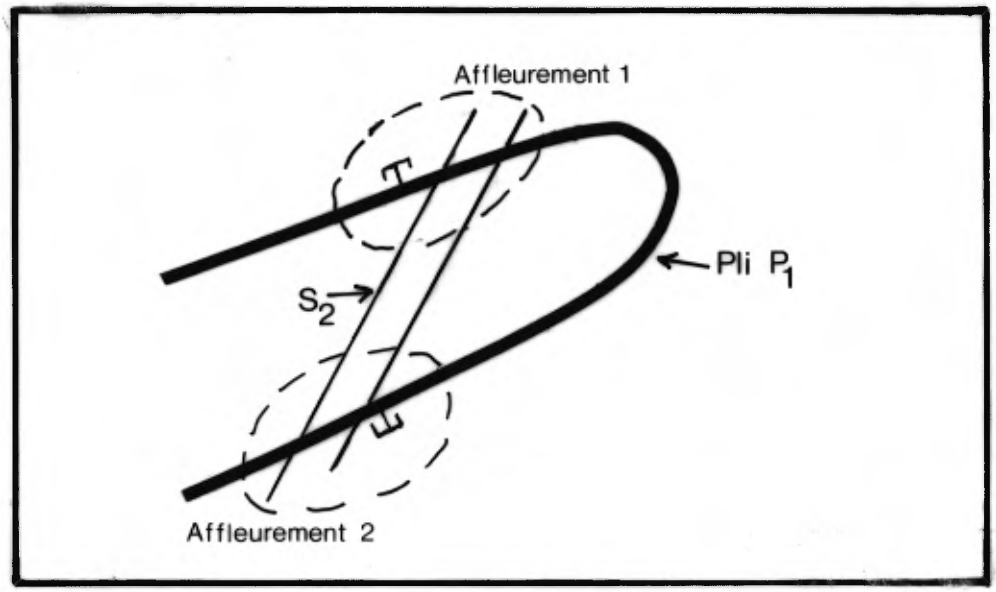


Figure 12: Shéma d'un pli P_1 recoupé par le clivage régional S_2



Figure 13: Pli P_2 dans les dolomies silteuses de la Formation de Dalibaire, Nappe de la Rivière Sainte-Anne, ruisseau Jean-Louis. (S_o = stratification, S_2 = clivage régional).



Figure 14: Diagramme statistique des plans de failles tardives (contours à 1 et 5% par 100/N% de surface où N = nombre de données, 62 données).