ET 88-14

SYNTHESE GEOLOGIQUE DU CAMBRO-ORDOVICIEN DU NORD DE LA GASPESIE

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

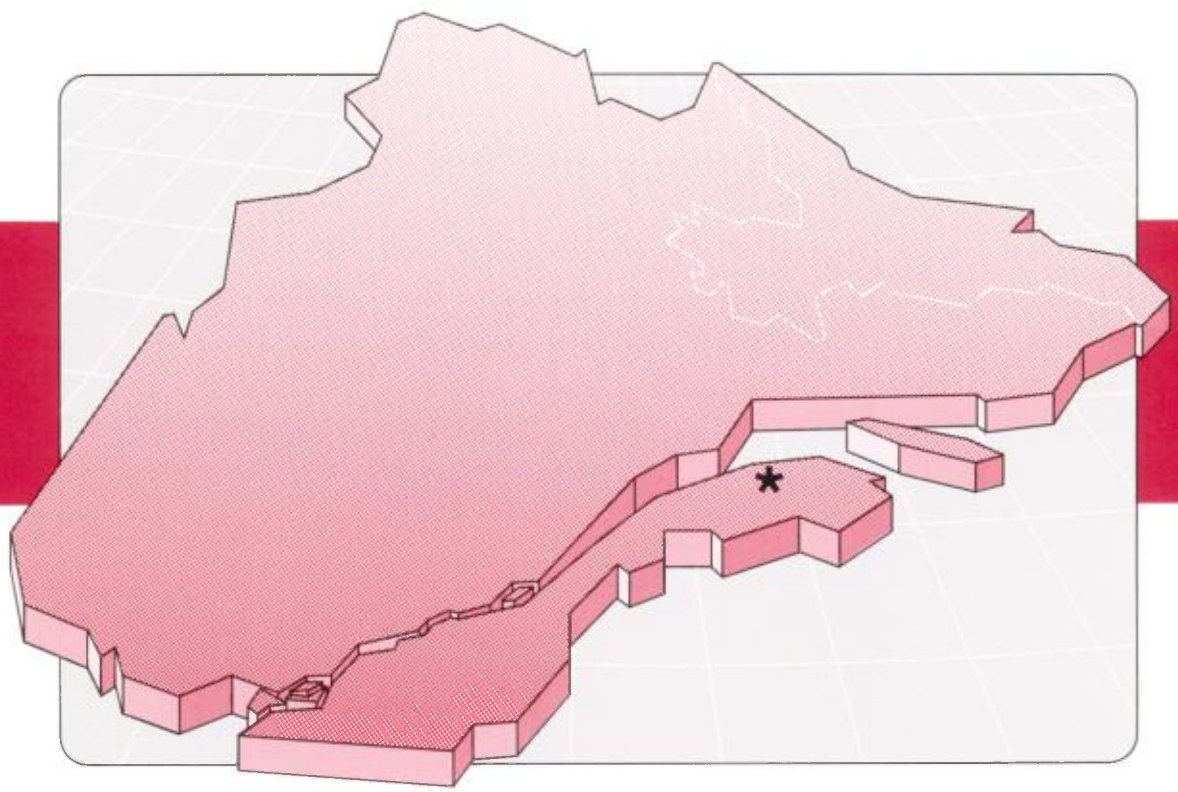
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie

Anne Slivitzky
Pierre St-Julien
Gaétan Lachambre

ET 88-14



1991

Québec

Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie

Anne Slivitzky
Pierre St–Julien
Gaétan Lachambre

ET 88–14

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous–ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.–L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le: 15–04–87
Accepté pour publication le: 23–11–89

Lecteurs critiques
D. Brisebois
J. Béland
A. Vallières

Édition
L. Blais–Leroux

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

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

Dépôt légal – 1er trimestre 1991
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-551-12091-8
© Gouvernement du Québec. 1991

RÉSUMÉ

Des roches d'âge Précambrien à Ordovicien moyen (Caradocien) occupent en bordure de fleuve Saint–Laurent, dans la partie nord de la Gaspésie, une bande d'une cinquantaine de kilomètres de largeur limitée au sud par les strates siluro–dévoniennes du synclinorium de Connecticut Valley – Gaspé. Elles sont regroupées en une grande unité lithostratigraphique, le Supergroupe de Québec, et en complexes et mélanges. Les travaux de cartographie géologique ont fixé les limites de plusieurs groupes et formations à l'intérieur du supergroupe mais, pour plusieurs unités, leur définition, leur rang et leurs limites ne sont pas établis de façon formelle. Cette synthèse du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie a donc pour objectif principal d'établir une lithostratigraphie formelle du Supergroupe de Québec.

La séquence stratigraphique du Supergroupe de Québec est maintenant établie comme suit, dans l'ordre ascendant: le Groupe de Shickshock (Hadrynien ? à Cambrien précoce), la Formation de l'Orignal (Cambrien moyen), le Groupe de Trois–Pistoles (Cambrien tardif à Ordovicien précoce) avec ses formations de Saint–Damase, Rivière–du–Loup et Kamouraska, la Formation de Romieu (Cambien tardif à Ordovicien précoce), la Formation de Rivière Ouelle (Ordovicien précoce), la Formation de Tourelle (Ordovicien moyen), la Formation de Des Landes (Ordovicien moyen) et la Formation de Cloridorme (Ordovicien moyen) subdivisée en six membres (Manche d'Épée, Pointe–à–la–Frégate, Gros Morne, L'Anse–Pleureuse, Mont–Saint–Pierre et des Rochers Penchés). Des complexes identifiés, le Complexe du mont Albert et l'Amphibolite du Diable sont les plus importants. Le mélange de Cap–Chat est une unité cartographique sans statut stratigraphique.

Les sédiments et les basaltes du Groupe de Shickshock et de la Formation de l'Orignal représentent les premiers dépôts accumulés dans un rift ou l'embryon de l'océan Iapetus à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque. Le Groupe de Trois–Pistoles et les formations de Romieu et de Rivière Ouelle constituent le biseau de sédiments essentiellement silicoclastiques de la marge ouest de Iapetus qui s'est développée au Cambrien et à l'Ordovicien précoce. Les formations de Tourelle, Des Landes et Cloridorme sont une séquence de flysch synorogénique résultant du soulèvement et de la destruction des nappes taconiques. Le Complexe du mont Albert, l'Amphibolite du Diable et les autres complexes de même nature sont des lambeaux de croûte océanique, probablement ordovicienne, obductée sur la marge continentale ouest de Iapetus lors de l'orogenèse taconique à l'Ordovicien tardif. Le Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie a été déformé une première fois par l'orogenèse taconique à l'Ordovicien tardif puis repris à un degré moindre par l'orogenèse acadienne au Dévonien moyen. Il est subdivisé en trois domaines tectoniques qui sont, du NW au SE: le domaine des failles de chevauchement imbriquées, le domaine des nappes externes et le domaine des nappes internes. Le premier domaine est restreint aux roches de la Formation de Cloridorme. Le second comprend la nappe de Marsoui (Formation de Des Landes), la nappe de la rivière Sainte–Anne (faciès du lac Matapédia du Groupe de Shickshock, Formation de l'Orignal, Groupe de Trois–Pistoles et formations de Romieu, Rivière Ouelle et Tourelle) et le mélange de Cap–Chat. Le troisième domaine inclut la nappe du mont Logan (Groupe de Shickshock) et la nappe de mont Albert (Complexe du mont Albert et Amphibolite du Diable).

Table des matières

Page

INTRODUCTION 1
- Objet du travail 1
- Situation géographique 1
- Travaux antérieurs 1
- Méthode de travail 3
- Cadre géologique régional 4
- Remerciements 4

STRATIGRAPHIE 7
- Historique de la nomenclature stratigraphique 7
- Description des unités 7
  - Complexe de mont Albert 7
  - Amphibolite du Diable 9
  - Groupe de Shickshock 9
  - Formation de l'Orignal 10
  - Groupe de Trois–Pistoles 11
    - Formation de Saint–Damase 11
    - Formation de Rivière–du–Loup 12
    - Formation de Kamouraska 12
  - Formation de Romieu 13
  - Formation de Rivière Ouelle 13
  - Formation de Tourelle 14
  - Formation de Des Landes 15
  - Formation de Cloridorme 15
  - Autres unités lithostratigraphiques 16
  - Siluro–Dévonien 18

GÉOLOGIE STRUCTURALE 19
- Généralités 19
- Orogenèse taconique 19
  - Domaine des failles de chevauchement imbriquées (*Foreland Thrust Belt*) 19
  - Domaine des nappes externes 19
    - Mélange de Cap–Chat 19
    - Nappe de la rivière Marsoui 21
    - Nappe de la rivière Sainte–Anne 21
  - Domaine des nappes internes 21
    - Nappe du mont Logan 21
    - Nappe du mont Albert 22
- Orogenèse acadienne 23
  - Failles de décrochement 23
  - Les plis 24

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE 25

Généralités 25
Marge passive de type atlantique 25
Lithosphère océanique 25
Marge active (faciès synorogéniques) 26

RÉFÉRENCES ET BIBLIOGRAPHIE 29

ANNEXES:

A – Description de la localité de référence de la Formation de Romieu 39
B – Description de la localité de référence de la Formation de Des Landes 41
C – Description des coupes types des membres de la Formation de Cloridorme 47

HORS–TEXTE:

CARTE 2093A – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de Métis

CARTE 2093B – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de Matane

CARTE 2093C – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de Sayabec

CARTE 2093D – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de Sainte–Anne–des–Monts

CARTE 2093E – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de L'Anse–Pleureuse

CARTE 2093F – Synthèse géologique du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie. Secteur de Rivière–au–Renard

FIGURE A–1 – Localité type de la Formation de Romieu

FIGURE B–1 – Coupe de référence de la Formation de Des Landes

FIGURE C–1 – Coupes types des membres de la Formation de Cloridorme

Introduction

Objet du travail

L'objectif de ce rapport est de faire la synthèse des connaissances actuelles sur la stratigraphie et la structure des terrains cambro–ordoviciens du nord de la Gaspésie.

Pour réaliser cet objectif, nous avons compilé les travaux publiés dans les rapports du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et les revues scientifiques, vérifié la pertinence des unités stratigraphiques déjà définies, abandonné les unités inutiles et introduit formellement de nouvelles unités là où cela s'avérait nécessaire. Nous avons également complété et modifié la carte de compilation inédite, préparée par S. Biron, à l'échelle de 1:100 000 et nous y avons joint deux coupes structurales.

L'introduction de nouvelles unités a nécessité des travaux de terrain lesquels ont été réalisés entre juin 1986 et mai 1987 par les auteurs dont les services ont été retenus par la firme Ovaltex, maître–d'oeuvre du projet.

Situation géographique

La région à l'étude est localisée dans la partie nord de la péninsule gaspésienne. Elle s'étend de la longitude 68°15', à l'ouest, jusqu'à la péninsule de Forillon, à l'est; elle est limitée, au nord, par le fleuve Saint–Laurent et, au sud, par les terrains siluro–dévoniens du synclinorium de Connecticut Valley–Gaspé (figure 1). Ce territoire couvre une superficie de plus de 7000 km^2 (cartes 2093, A à F).

Le terrain couvert par le projet est compris dans la région administrative 01 et s'étend sur une partie des comtés de Rimouski, Matapédia, Matane et Gaspé. La région est longée au nord par la route 132 qui suit la côte et "offre au voyageur les effets contrastants de l'océan, des rivages et des collines" (McGerrigle, 1950). Les villes et les villages les plus importants sont d'ouest en est: Sainte–Flavie, Métis, Matane, Sainte–Anne–des–Monts, Marsoui, Mont–Saint–Pierre, Cloridorme, Rivière–au–Renard et Cap–des–Rosiers. Les routes 132, de Sainte–Flavie vers la vallée de la Matapédia, 299 de Sainte–Anne–des–Monts vers New Richmond, 198 de L'Anse–Pleureuse vers Gaspé via Murdochville, et 199, de Rivière–au–Renard vers Gaspé, sont des voies importantes qui traversent la région du nord vers le sud. Un réseau de routes secondaires et de chemins forestiers permet d'atteindre les secteurs reculés de la partie sud de la région. Plusieurs régions boisées, telles les monts Chics–Chocs et les monts McGerrigle, les environs de la rivière Madeleine, surtout au sud de Rivière–la–Madeleine, et la région au sud de Cloridorme, jusqu'à la rivière Dartmouth, sont d'accès difficile.

Les monts Chic–Chocs, avec le mont Albert dont le sommet est à une altitude de 1210 m, et les monts McGerrigle, dont le mont Jacques–Cartier culmine à une altitude de 1268 m, forment les chaînes de sommets les plus élevés de cette région. À l'est de ces chaînes, le terrain est d'altitude moins élevée mais le relief n'en demeure pas moins très accidenté. Les bassins hydrographiques se déversent, dans l'ensemble, vers le nord dans le fleuve Saint–Laurent. Les rivières les plus importantes sont les rivières Matane, Cap–Chat, Sainte–Anne, Madeleine et au Renard qui coulent dans de larges vallées aux flancs abrupts.

Travaux antérieurs

Entre la fin du XIXe siècle et le début du XXe siècle, le secteur de la Gaspésie couvert par les unités cambro–ordoviciennes reçut les visites sporadiques de Sir William Logan, Sir Alexander Murray, James Richardson, A.P. Low, R.W. Ells, R. Chalmers, F.J. Alcock et A. Mailhot. L'intérieur de la Gaspésie étant à toute fin pratique impénétrable, ces géologues se contentèrent d'examiner les berges des rivières facilement accessibles et certaines portions de la côte. Leurs observations fragmentaires ne permettaient que des corrélations sommaires avec la géologie de la région de Québec déjà relativement bien connue. Par la suite, Jones (1936, 1942) et Brown (1938) effectuèrent des levés géologiques plus systématiques dans le but d'établir le potentiel en hydrocarbures de la région, mais sans encore établir de stratigraphie des unités cambro–ordoviciennes.

Dresser et Denis (1944), dans "Géologie du Québec", considèrent que les unités cambro–ordoviciennes du nord de la péninsule gaspésienne font partie du Groupe de Québec. De plus, les observations paléontologiques de l'époque permettaient de présumer que l'âge des différentes unités varie du Cambrien tardif à l'Ordovicien moyen.

Ce n'est qu'en 1952 dans la région de Tourelle–Courcelette que McGerrigle fit une premier effort pour cartographier systématiquement les lithologies cambro–ordoviciennes. Il distingua différents assemblages

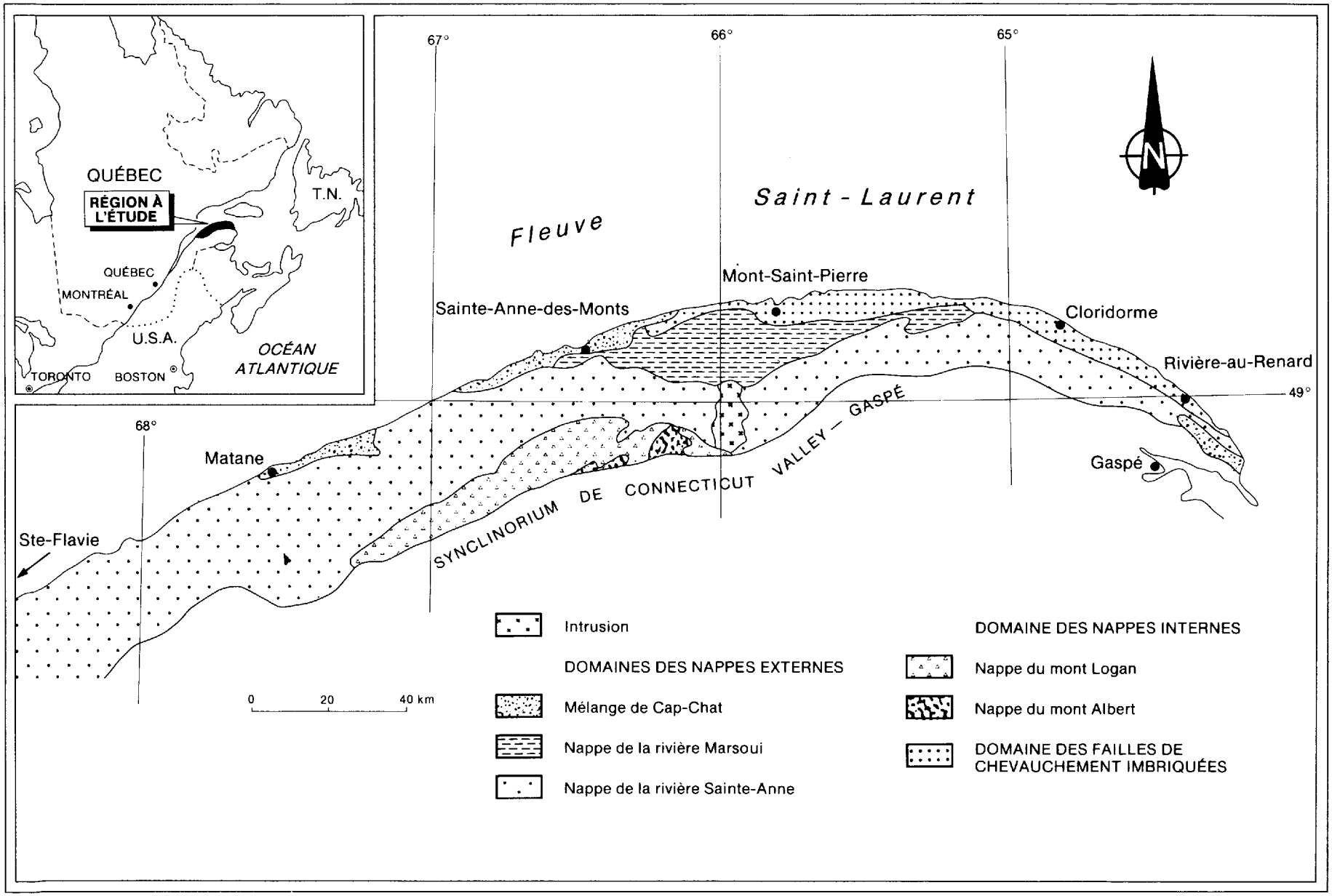


FIGURE 1 – Carte géologique simplifiée illustrant la distribution des unités tectonostratigraphiques cambro–ordoviciennes du nord de la Gaspésie (modifié de Biron, inédit).

lithologiques informels, qu'il regroupa selon leur âge. Il reconnut les volcanites et les sédiments cambriens ou précambriens du Groupe de Shickshock, établi par Crickmay (1932): les shales, conglomérats calcaires et quartzites du Cambrien ou de l'Ordovicien précoce; les grès et les schistes argileux et calcareux de l'Ordovicien précoce (Deepkill), et les schistes argileux, les grès et les calcaires de l'Ordovicien moyen (Normanskill). Il considéra les péridotites et les serpentines des monts Albert, Paul et du Sud comme étant des intrusions du Silurien ou du Dévonien précoce.

En 1959, au cours de ses travaux dans la région de la rivière Madeleine, McGerrigle conserva les subdivisions chronologiques des lithologies cambro–ordoviciennes de la région de Tourelle–Courcelette. Toutefois il ne retrouva dans cette région que les unités d'âge Deepkill (Ordovicien précoce) et d'âge Normanskill (Ordovicien moyen).

Entre–temps, Béland (1957) cartographia de façon systématique la région de Sainte–Félicité – Grosses–Roches, à l'est de Matane. Il y subdivisa les divers assemblages sédimentaires cambro–ordoviciens en cinq unités informelles.

Mattinson (1964) et Ollerenshaw (1967) cartographièrent respectivement les parties ouest et est du Groupe de Shickshock (centre sud de la région à l'étude) des régions du mont Logan et de Cuoq–Langis. Ils reconnurent deux faciès principaux; l'un surtout volcanique et l'autre surtout sédimentaire. MacGregor (1962, 1964) s'intéressa surtout aux ultramafites du mont Albert qu'il crût être un massif ultramafique diapirique.

Enos (1969) entreprit une étude sédimentologique des strates de l'Ordovicien moyen entre Gros–Morne et Rivière–au–Renard, il les désigna par le terme de Formation de Cloridorme. Ce segment du littoral est subdivisé en trois blocs structuraux à l'intérieur desquels il distingue 14 unités lithostratigraphiques. Son étude étant surtout sédimentologique, il ne fait aucune corrélation entre les différents blocs.

Dans les années 70, Liard (1972) et Biron (1971, 1972, 1973, 1974) entreprirent la cartographie systématique des unités cambro–ordoviciennes du territoire à l'étude. Liard (1972) subdivisa les unités cambro–ordoviciennes de la région de Mont–Joli/ Matane en huit unités informelles (classement alphanumérique en 1972; puis nominal en 1973) auxquelles il assigna un ordre stratigraphique. Biron (1971, 1972, 1973, 1974) leva les cartes de la rive du Saint–Laurent de Cap–Chat à Gros–Morne et des régions de Sainte–Anne–des–Monts, Marsoui et Les Méchins. Il y retrouva sensiblement les assemblages décrits par Liard, à l'ouest, et il reconnut certains des assemblages identifiés par McGerrigle en 1954 (e.g. la Formation de Tourelle). Biron établit une stratigraphie des lithologies cambro–ordoviciennes mais sans l'introduire formellement.

À la fin des années 1970, Beaudin (1980, 1984) entreprit une analyse structurale détaillée des roches ultramafiques du mont Albert, de l'auréole amphibolitique qui l'accompagne et du Groupe de Shickshock. Il considère les ultramafites du mont Albert comme une péridotite alpine à laquelle est associée une auréole métamorphique dynamothermique formée lors de l'obduction de la péridotite.

Au début des années 80, Slivitzky (1984 et inédit) poursuivit les travaux de Biron et cartographia systématiquement les unités cambro–ordoviciennes entre Gros–Morne et Cap–des–Rosiers. Elle reconnut, les assemblages lithologiques définis par Biron, à l'ouest, et les traça jusqu'à l'extrémité est de la péninsule gaspésienne. Elle établit également des corrélations, basées sur des données paléontologiques et lithologiques, entre les unités définies par Enos (1969). Ces corrélations sont élaborées et détaillées plus loin (annexe C).

Le contact entre les unités cambro–ordoviciennes, au nord, et les unités siluro–dévoniennes, au sud, a fait l'objet de quelques travaux. Mentionnons les travaux de Bourque (1977) entre la route 199 et Forillon; de Lachambre (1984, 1987) à partir des régions couvertes par Bourque (1977) jusqu'au lac Matapédia à l'ouest; de Béland (1980) dans la région du mont de la Serpentinite, à l'ouest de Gaspé, de Brisebois dans la région de Gaspé (1981) et de Berger (1985) et Lebel (1985) dans la région au sud des monts Chic–Chocs. Le contact est soit une discordance angulaire, soit une faille majeure (faille de Shickshock sud) interprétée comme une faille de décrochement.

Mentionnons enfin les travaux de Girard (1967), Lachance et Duquette (1977) et de de Römer (1977) dans les régions couvertes par les intrusions dévoniennes des monts McGerrigle, qui recoupent les terrains cambro–ordoviciens du centre–sud du territoire à l'étude.

Méthode de travail

Le travail a débuté en juin 1986 par une compilation de tous les travaux concernant la géologie du territoire à l'étude et des régions avoisinantes. Nous avons ensuite tracé une première carte de compilation à l'échelle de 1:100 000 et ébauché la stratigraphie des unités cambro–ordoviciennes du nord de la Gaspésie. La nomenclature stratigraphique retenue dans cette étude comporte des éléments appartenant à la nomenclature de Biron (1974), établie dans la région de Les Méchins, et d'autres à celle de Vallières (1984), établie dans la région de Rivière–du–Loup. La nomenclature des formations tient compte de la règle de priorité définie dans le code stratigraphique nord–américain.

Les nouvelles unités ont aussi été érigées selon les règles du code.

À l'aide de la carte de compilation préliminaire et de notre propre expérience du territoire, nous avons localisé des coupes stratigraphiques accessibles et représentatives des différentes unités, nous en avons fait des coupes types, des coupes de référence et des localités types. Nous avons aussi établi une localité de référence pour la Formation de Romieu, une coupe de référence principale pour la Formation de Des Landes et des coupes types pour les différents membres de la Formation de Cloridorme.

Les coupes ont été mises en carte à l'échelle de 1:20 000 et des colonnes stratigraphiques ont été mesurées et dessinées à l'échelle de 1:100 (voir annexes A, B et C). Toutes les lithologies présentes dans les différentes coupes ont été observées aux échelles mésoscopique et microscopique. Elles sont identifiées selon les classifications de Gilbert (1954), Ingram (1953), Folk (1962) et Grabau (dans Folk, 1962). Une synthèse des informations lithologiques recueillies lors de la description des coupes de référence est présentée en annexe.

Deux coupes structurales, l'une entre Baie–des–Sables et le lac Matapédia, l'autre entre Sainte–Anne–des–Monts et la faille de Shickshock sud, au sud du mont Albert, ont été réalisées (cartes 2093C et 2093D). Ces coupes sont construites à partir des données disponibles et complétées par nos observations de terrain.

Nous avons produit une carte de synthèse à l'échelle de 1:100 000 des terrains cambro–ordoviciens du nord de la Gaspésie, on y joint la présente notice introduisant une stratigraphie formelle de ces terrains. La notice comprend un chapitre sur la lithostratigraphie, un chapitre sur la géologie structurale et, enfin, un chapitre sur la paléogéographie La notice est complétée par une bibliographie aussi exhaustive que possible.

Cadre géologique régional

Les terrains cambro–ordoviciens du nord de la Gaspésie font partie de la province géologique des Appalaches. Ils forment une bande d'environ 30 km de largeur limitée au nord par le fleuve Saint–Laurent et, au sud, par les roches siluro–dévoniennes du Synclinorium de Connecticut Valley – Gaspé. Ces dernières sont en discordance angulaire ou en contact de faille avec les assises cambro–ordoviciennes.

Les terrains cambro–ordoviciens sont subdivisés en unités lithostratigraphiques regroupées dans le Supergroupe de Québec. Ils ont été déformés lors de l'orogenèse taconique, à l'Ordovicien moyen à tardif, et lors de l'orogenèse acadienne, au Dévonien moyen à tardif.

Williams (1978, 1979), subdivise l'orogenèse appalachienne de Terre–Neuve et de l'est du Canada en cinq zones tectonostratigraphiques qui contrastent par leurs assemblages lithologiques et leur style structural. Du NW au SE, il distingue les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma. Le Supergroupe de Québec, en Gaspésie, fait partie de la zone de Humber et ses assemblages lithologiques témoignent du développement et de la destruction d'une marge continentale de type atlantique (Williams, 1978, 1979).

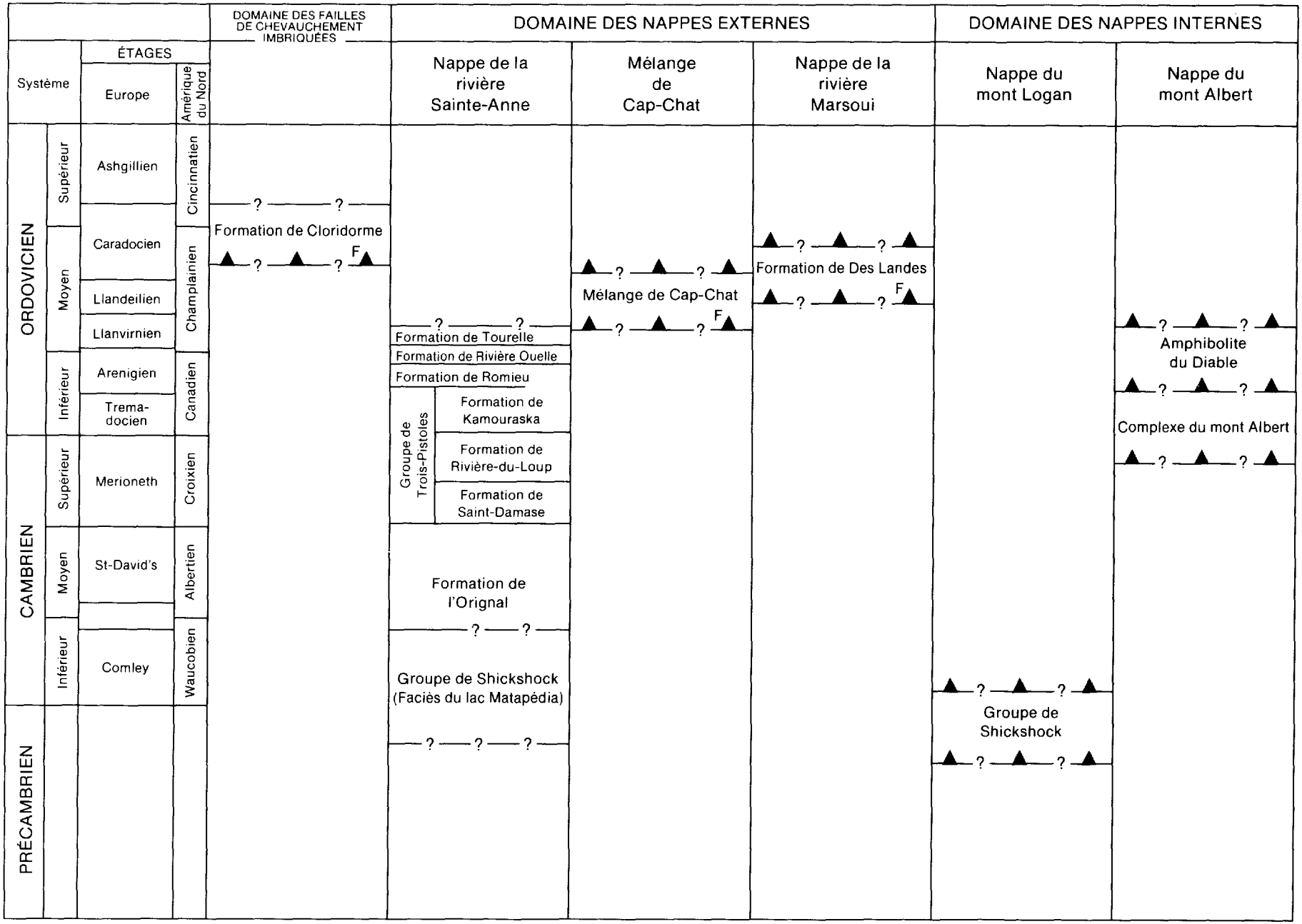
St–Julien et Hubert (1975) et St–Julien *et al.*, (1983) subdivisent la Zone de Humber des Appalaches du Québec en quatre domaines soit, du NW au SE: le domaine autochtone, le domaine des failles de chevauchement imbriquées, le domaine des nappes externes et le domaine des nappes internes. Le Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie comprend le domaine des failles de chevauchement imbriquées, le domaine des nappes externes et le domaine des nappes internes.

Le domaine des failles de chevauchement imbriquées est restreint à la la Formation de Cloridorme (Ordovicien moyen). Le domaine des nappes externes inclut les nappes de la rivière Marsoui (Formation de Des Landes, Ordovicien moyen) et de la rivière Sainte–Anne (le faciès du lac Matapédia du Groupe de Shickshock, la Formation de l'Orignal, le Groupe de Trois–Pistoles, les formations de Romieu, Rivière Ouelle et Tourelle et le mélange de Cap–Chat qui vont du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce). Le domaine des nappes internes inclut les nappes du mont Logan (Groupe de Shickshock, Cambrien précoce) et du mont Albert (Complexe de mont Albert et Amphibolite du Diable). La figure 1 montre la distribution de ces différentes nappes et le tableau 1, leurs relations stratigraphiques.

Remerciements

Au terme de ce travail, nous tenons à remercier nos collègues des firmes Ovaltex et Roche pour leur support technique tout au long de la réalisation de ce projet. Nous remercions aussi Yvon Globensky et Daniel Brisebois du ministère de l'Énergie et des Ressources pour leur assistance lors de la réalisation du projet, John Riva de l'Université Laval pour l'identification et la datation de nos collections de graptolites et Jacques Béland, de l'Université de Montréal, pour ses commentaires sur le manuscrit original. Nous remercions aussi Jean Perron, assistant–géologue, pour son aide au cours du levé de terrain.

TABLEAU 1 – Unités structurales et stratigraphiques du cambro–ordovicien du nord de la Gaspésie.



Stratigraphie

Historique de la nomenclature stratigraphique

Les premières nomenclatures stratigraphiques du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie s'appliquaient à des unités lithologiques informelles dont le terme géographique désignait vaguement une "région type". Ces unités n'ont jamais été décrites de façon précise. Les shales de Métis (Dawson, 1889), par exemple, furent désignés ainsi pour situer le cadre lithologique de localités fossilifères. Il en est de même pour le schiste de Matane (Murray, 1847). Ces termes informels n'ont pas été retenus dans cet ouvrage puisque les roches qu'ils désignent peuvent être assignées à des unités lithostratigraphiques formellement reconnues.

Le terme Groupe de la rivière Matane fut introduit par Ollerenshaw (1967) pour désigner tous les assemblages sédimentaires situés au nord du Groupe de Shickshock. La définition du Groupe de la rivière Matane, telle que présentée par Ollerenshaw, est large et prête à confusion car elle correspond à ce qui était alors le complexe de Québec et qu'on appelle maintenant le Supergroupe de Québec. Le terme Groupe de la rivière Matane est donc abandonné ici au profit de Supergroupe de Québec. De plus, des unités lithostratigraphiques plus précises furent introduites de façon formelle pour désigner chacun des assemblages du groupe.

Le terme lits de Cap–des–Rosiers (*Cape Rosiers beds*), introduit par Kindle (1938), pour nommer les assemblages ordoviciens précoces affleurant près de Cap–des–Rosiers, est aussi abandonné. Le terme fut utilisé par plusieurs géologues pour identifier, sans discernement, divers assemblages cambro–ordoviciens affleurant en Gaspésie. Nous abandonnons donc ce terme car des unités lithostratigraphiques sont maintenant définies pour désigner ces assemblages.

Les premières nomenclatures complètes et détaillées des unités cambro–ordoviciennes du nord de la Gaspésie furent présentées par Liard (1972, 1973) dans la région de Mont–Joli–Matane et par Biron (1974) dans la région de Les Méchins (tableau 2). Liard (1972) les a tout d'abord désignées selon une dénomination alphanumérique. Puis, Liard (1973) publia les mêmes cartes, mais en introduisant cette fois une nomenclature informelle des différentes formations, dans l'ordre stratigraphique ascendant: formations de Padoue, de Grand–Remous, de Petchedetz, de Saint–Léandre, de Lepage, de Sainte–Flavie, de Métis (membres de Pointe–au–Père et de Lac Bernier) et de Tardigou. Cette nomenclature ne fut jamais introduite formellement.

Biron (1974) présente, dans son rapport sur la région de Les Méchins, un tableau des formations dans lequel il reprend les termes de Groupe de Shickshock et de Formation de Tourelle (introduits respectivement par Crickmay (1932) et McGerrigle (1954)) et il introduit le terme informel de formation de Deslandes. Il désigne les autres unités cartographiées par une terminologie alphanumérique. Par la suite, Biron (inédit) introduisit des termes informels pour désigner ces dernières unités, soit, dans l'ordre stratigraphique ascendant: les formations des Méchins, de Pineault, de Romieu, de Dalibaire et de Deslandes.

Vallières (1984) applique aux terrains cambro–ordoviciens de la région de Rivière–du–Loup une nomenclature stratigraphique qui inclut en bonne partie des unités déjà formellement introduites.

Étant donné la continuité des unités stratigraphiques depuis Rivière–du–Loup jusqu'en Gaspésie et, parce que toutes ces unités sont formellement introduites, nous étendons à la Gaspésie la stratigraphie établie par Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup. De plus, nous reprenons à Biron (inédit) les termes de formations de Romieu et de Des Landes pour désigner des assemblages lithostratigraphiques présents, comme unités cartographiques, uniquement en Gaspésie.

Description des unités

COMPLEXE DE MONT ALBERT

Nous regroupons sous le nom de Complexe de mont Albert trois klippes de roches ultramafiques qui correspondent aux monts Albert, Paul et du Sud (Beaudin 1980, 1984). À la différence de Gagnon et Jamieson (1986), qui incluent sous le terme de Complexe de Mont Albert et la péridotite et l'amphibolite sous–jacente, le terme Complexe de Mont Albert ne désigne ici que la péridotite.

Les klippes de roches ultramafiques ont d'abord été interprétées comme des intrusions de roches ultramafiques d'âge silurien ou dévonien précoce (Alcock, 1927; Osborne et Archambault, 1948; McGerrigle, 1954). MacGregor (1962, 1964) les attribue à un massif ultramafique "diapirique". Elles sont maintenant considérées comme des vestiges d'un lambeau ophiolitique provenant du manteau supérieur et mis en place par obduction (Laurent, 1975; St–Julien et Hubert, 1975 et Beaudin, 1980, 1984).

TABLEAU 2 – Comparaison entre les différentes nomenclatures stratigraphiques des terrains cambro–ordoviciens des régions de Rivières–du–Loup et du nord de la Gaspésie.

<table>
<tr><th colspan="4">Région de Rivière-du-Loup</th><th colspan="6">Nord de la Gaspésie</th></tr>
<tr><th colspan="4">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="4"></td><td></td><td></td><td></td><td>Groupe de Cloridorme</td><td colspan="2">Formation de Cloridorme</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><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="4">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="4">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 colspan="4"></td><td>4</td><td>formation de Saint-Léandre</td><td>5</td><td>formation de Romieu</td><td colspan="2">Formation de Romieu</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Groupe de Trois-Pistoles</td><td>Formation de Kamouraska</td><td rowspan="3">Groupe de Rosaire</td><td></td><td rowspan="2">3</td><td rowspan="2">formation de Petchedetz</td><td rowspan="2">4a/4b</td><td rowspan="2">formation de Pineault</td><td rowspan="3">Groupe de Trois-Pistoles</td><td>Formation de Kamouraska</td></tr>
<tr><td>Formation de Rivière-du-Loup</td><td></td><td>Formation de Rivière-du-Loup</td></tr>
<tr><td>Formation de Saint-Damase</td><td></td><td>2c/2d</td><td rowspan="2">formation de Grand-Remous</td><td>3</td><td rowspan="2">formation des Méchins</td><td>Formation de Saint-Damase</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Groupe de Saint-Roch</td><td colspan="2">Formation de l'Orignal</td><td>2a/2b</td><td rowspan="2">2</td><td colspan="2">Formation de l'Orignal</td></tr>
<tr><td colspan="2"></td><td>1a/1b</td><td>formation de Padoue</td><td colspan="2"></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>

Le Complexe de mont Albert et l'Amphibolite du Diable forment une unité structurale appelée la nappe du mont Albert. Cette unité affleure dans la partie centre–sud de la région à l'étude, au sud–est de Sainte–Anne–des–Monts (carte 2093E).

Le Complexe de mont Albert repose en contact de faille sur l'amphibolite qui, à son tour, repose en contact de faille sur le Groupe de Shickshock. On estime à un kilomètre l'épaisseur minimum de la péridotite du mont Albert.

Le Complexe de mont Albert se compose d'une péridotite alpine plus ou moins serpentinisée formée essentiellement d'harzburgite recoupée de veines d'orthopyroxénite (Beaudin, 1984).

La serpentinisation affecte l'harzburgite à des degrés variables et de façon aléatoire à travers le complexe. L'harzburgite contient des intercalations et des lentilles podiformes de dunite; quelques veines très minces d'orthopyroxénite sillonnent le complexe.

L'harzburgite est généralement de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et brun orangé en surface altérée. Elle se compose surtout d'olivine et de lizardite (un polymorphe de la chrysotile), mais on y retrouve quelques porphyroblastes d'orthopyroxène, des spinelles chromifères et quelques micas.

Depuis que l'on reconnaît que le Complexe de mont Albert est un vestige d'une suite ophiolitique, on a généralement considéré que son âge était Précambrien à Cambrien précoce (St–Julien et Hubert, 1975). Des datations récentes des suites ophiolitiques de la région de Thetford Mines indiquent que ces roches ultramafiques dateraient plutôt de l'Ordovicien précoce (R. Laurent, communication personnelle, 1987).

Le Complexe de mont Albert a comme équivalents lithologiques à travers la chaîne appalachienne canadienne, les suites ophiolitiques de Thetford Mines et d'Asbestos, dans les Appalaches du SW du Québec, et les suites ophiolitiques de Bay of Islands, Betts Cove et Hare Bay à Terre–Neuve.

AMPHIBOLITE DU DIABLE

L'amphibolite qui entoure chacun des massifs ultramafiques des monts Paul, du Sud et Albert fut considérée par MacGregor (1964) et Beaudin (1984) comme une auréole métamorphique dans les volcanites et les sédiments du Groupe de Shickshock produite lors de la mise en place des ultramafites. Toutefois, les travaux récents de W. Trzienski (1988) et de Gagnon et Jamieson (1986) démontrent que les roches métamorphiques de l'amphibolite sont géochimiquement et pétrographiquement différentes du Groupe de Shickshock et de la péroditite du mont Albert. Cette amphibolite est donc une unité lithostratigraphique indépendante du Complexe de Mont Albert et du Groupe de Shickshock.

L'amphibolite forme une bande d'une largeur d'environ 500 m visible sur trois des côtés de chacun des klippes ultramafiques des monts Paul, du Sud et Albert.

La faille des Marches du Géant sépare l'Amphibolite du Diable du Groupe de Shickshock et, à sa limite supérieure, la faille du mont Albert la sépare de la péridotite. Entre ces deux failles, la puissance de l'amphibolite est d'environ 500 m.

Selon Gagnon et Jamieson (1986), l'amphibolite, d'origine dynamothermale, se subdivise à partir de critères pétrographiques, texturaux et structuraux, en quatre assemblages soit, de la base au sommet: une alternance d'amphibolite felsique et d'amphibolite à épidote, une amphibolite felsique à texture protomylonitique, une alternance de hornblendite, d'amphibolite à clinopyroxène, d'amphibolite à clinopyroxène et épidote, d'amphibolite felsique, d'amphibolite à grenat et de métasédiment et, au sommet, une alternance de hornblendite, de hornblendite à grenat, d'amphibolite à clinopyroxène et d'amphibolite à clinopyroxène et grenat (Gagnon et Jamieson, 1986).

Selon Gagnon et Jamieson (1986), l'amphibolite résulterait du métamorphisme de roches intrusives ultrabasiques et basiques de composition ferro–gabbroïque et de roches basaltiques de composition tholéiitique. Ces roches auraient été transportées et métamorphisées sous la péridotite lors de l'obduction de la croûte océanique.

Comme le complexe ultramafique, l'amphibolite a des équivalents lithologiques à travers la chaîne appalachienne canadienne. Nous pouvons observer des copeaux d'amphibolites localement à la semelle des suites ophiolitiques de Thetford Mines, au sud de Québec, et de Bay of Islands et de Hare Bay, dans la partie ouest de Terre–Neuve. Ces amphibolites sont interprétées de la même façon que celles entourant les monts Paul, du Sud et Albert, elles y sont analogues.

GROUPE DE SHICKSHOCK

Le Groupe de Shickshock tire son nom d'une chaîne de montagnes de la Gaspésie dont le terme spécifique s'écrit maintenant Chic–Chocs. Le terme fut introduit par Crickmay (1932) pour désigner une unité d'arkoses et de basaltes affleurant à l'est du lac Matapédia (région type).

Les géologues suivants ont dressé des cartes géologiques partielles du groupe: Dresser et Denis (1944); Osborne et Archambault (1948); McGerrigle (1954); Mattinson (1964); MacGregor (1962, 1964); Girard (1967); Ollerenshaw (1967); Aumento (1969); Carrara (1972) et Beaudin (1980, 1984). Ollerenshaw (1967), Mattinson (1964) et Beaudin (1980, 1984) ont subdivisé le Groupe de Shickshock en unités informelles. Nous utilisons ici celles de Beaudin (1980, 1984) qui résument essentiellement les deux autres.

Beaudin (1980) subdivise le Groupe de Shickshock en quatre assemblages lithologiques distincts qui sont: l'assemblage du lac Cascapédia, suivi de l'assemblage du lac Guelph recouvert par l'assemblage du Bras au Saumon et, à l'est du lac Matapédia, le faciès du lac Matapédia. Toutefois, dans le présent rapport, nous considérons l'assemblage du lac Cascapédia comme un équivalent métamorphique de la Formation de l'Orignal et donc inclus dans cette dernière.

L'assemblage lithologique du lac Guelph correspond aux zones du ruisseau Bivé, du lac Bardey, du lac Vignon et du ruisseau Weir de Mattinson (1964) et au faciès du lac Matapédia de Ollerenshaw (1967). L'assemblage lithologique du Bras au Saumon correspond aux roches métavolcaniques septentrionales, centrales et méridionales de Mattinson (1964) et au faciès de Duvivier de Ollerenshaw (1967).

Les assemblages du lac Guelph et du Bras au Saumon affleurent principalement au sein de la nappe du mont Logan dans la partie centre–sud de la région à l'étude. Le faciès du lac Matapédia appartient à la nappe de la rivière Sainte–Anne dans le secteur à l'est du lac Matapédia. On retrouve aussi quelques affleurements du Groupe de Shickshock dans la région de Gaspé.

De belles coupes du faciès du lac Matapédia sont présentes sur le rivage oriental de ce lac. D'après Beaudin (1980), les affleurements les plus représentatifs de l'assemblage du lac Guelph se trouvent sur la falaise au nord du lac du même nom (au nord–ouest du lac Cascapédia). L'assemblage du Bras au Saumon affleure de façon discontinue le long de cours d'eau, de routes ou de falaises.

Le Groupe de Shickshock (sauf le faciès du lac Matapédia et les quelques affleurements de la région de Gaspé) est confiné à la nappe du mont Logan. Le contact inférieur de cette nappe est la faille du lac Cascapédia et le contact supérieur est la faille des Marches du Géant. Les limites du groupe ne sont pas définies. On estime à 1000 m l'épaisseur minimal de ce groupe.

Au lac Matapédia, le Groupe de Shickshock semble recouvert directement par la Formation de Rivière–du–Loup mais des travaux plus détaillés seraient nécessaires afin de préciser la nature des relations stratigraphiques entre le Groupe de Shickshock et les autres unités de la nappe de la rivière Sainte–Anne.

D'après Beaudin (1980, 1984), l'assemblage du lac Guelph est à dominance de métasédiments, l'assemblage du Bras au Saumon à dominance de métavolcanites et l'assemblage du lac Matapédia comprend une alternance de sédiments et de volcanites.

L'assemblage du lac Guelph comprend des métaarkoses, des métaarkoses conglomératiques, des schistes à séricite–chlorite–quartz, une alternance de siltstone et de schiste à séricite–chlorite–quartz et des métabasaltes laminés. Massive et sans structure sédimentaire, la métaarkose typique est recoupée de lamines métamorphiques à espacement variable. La métaarkose conglomératique comprend surtout des fragments arrondis de roches granitiques (?) et des fragments effilochés de mudstone, principalement de mudstone rouge. On observe par endroits une alternance de siltstone arkosique et de schiste rougeâtre à séricite–chlorite–quartz. Les textures lépidoblastique et granolépidoblastique dominent dans la métaarkose sans pour autant oblitérer les textures clastiques primaires. Avec l'augmentation du degré de métamorphisme, les métaarkoses passent à des gneiss. Ces métaarkoses sont corrélées avec les arkoses du lac Matapédia.

L'unité du Bras au Saumon se compose de métabasaltes qui présentent des structures volcaniques diverses mais une composition et une texture métamorphique homogènes. On retrouve, par ordre d'importance: un métabasalte amygdalaire et vésiculaire, un métabasalte laminé avec ou sans nodules d'épidote, un métabasalte à coussins, un métabasalte à coussins et à hématite, un métabasalte porphyroblastique, un tuf basique à hématite et un métabasalte à xénolites–fragments d'arkose et de mudstone rouge. Ces métabasaltes présentent une composition minéralogique (abondants minéraux métamorphiques du faciès des schistes verts: albite, épidote, chlorite, actinote et sphène) et une texture (alignement des minéraux, laminations métamorphiques, etc.) caractéristiques des roches métamorphiques.

L'unité du lac Matapédia comprend une alternance de volcanites mafiques, d'arkoses et d'un peu de mudslates rouges. Les volcanites mafiques sont gris verdâtre, généralement massives et présentent parfois des textures porphyriques et des structures en coussin. L'arkose (quartz et feldspath rose et blanc), de granulométrie grossière, est parfois interstratifiée de mudslate rouge, d'un peu de conglomérat et de tuf.

Le Groupe de Shickshock est considéré comme étant d'âge Hadrynien à Cambrien précoce et, de par leurs similitudes lithologiques, leur position stratigraphique et leur cadre géotectonique, comme un équivalent des Formations de Tibbit Hill et de la Montagne de Saint–Anselme, des volcanites de Saint–Flavien et du Groupe de Maquereau, (St–Julien et Hubert, 1975; Vallières, 1984).

FORMATION DE L'ORIGNAL

La Formation de l'Orignal, définie par Lajoie (1972), a sa coupe type entre Bic et Saint–Fabien, près de la localité de Cap–à–l'Orignal, dans la région de Rimouski. Vallières (1984) a tracé cette formation de Rivière–du–Loup, à l'ouest, jusqu'à Rimouski, à l'est; il a de plus corrélé cette unité avec les unités correspondantes de Liard (1972) et de Biron (1974) dans la région à l'étude. Vallières (1984) subdivise la formation en trois lithofaciès, de la base au sommet: un

mudrock gris–vert et rouge, un mudrock rouge à grès et calcaire, et un mudrock gris avec du grès.

Nous avons reconnu le lithofaciès de mudrock gris–vert et rouge sur de grandes distances dans la région à l'étude alors que les autres lithofaciès sont absents. Le lithofaciès de mudrock gris–vert et rouge correspond aux unités 1a, 1b, 2a et 2b de Liard (1972) dans la région de Mont–Joli/Matane et à la formation 2 (base de la formation de Méchins) de Biron (1974 et inédit), dans la région de Les Méchins.

Le nom de Formation de l'Orignal a préséance sur celui de formation des Méchins introduit de façon informelle par Biron (inédit) dans la région à l'étude. Nous proposons donc que le terme de formation des Méchins soit abandonné et que celui de Formation de l'Orignal soit utilisé pour désigner cet assemblage de mudrock gris–vert et rouge de la région à l'étude.

La Formation de l'Orignal affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne, surtout dans la région de Mont–Joli/Matane; mais elle est aussi présente jusque dans la région de Sainte–Anne–des–Monts.

Dans notre région, on n'observe pas la limite entre la Formation de l'Orignal et le Groupe de Shickshock sous–jacent. La base de la Formation de l'Orignal est toujours en contact de faille de chevauchement avec des unités plus jeunes. Le contact entre la limite supérieure de cette formation et la Formation de Saint–Damase a été observée par Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup, mais elle n'a pas été observée dans la région à l'étude. Toutefois, à cause des similitudes entre les deux régions, nous assumons qu'en Gaspésie, la Formation de Saint–Damase recouvre en concordance la Formation de l'Orignal et que la limite entre ces deux unités se situe au–dessous des premiers lits de grès grossier riche en quartz et feldspath de la Formation de Saint–Damase.

Vallières (1984) estime que dans la région de Rivière–du–Loup, l'épaisseur de la Formation de l'Orignal varie de 150 à 1000 m. Dans la région à l'étude, la complexité structurale ne permet pas de déterminer de façon précise l'épaisseur de la formation, mais nous estimons sa puissance minimale à 1000 m.

D'après Liard (1972) et Biron (1974), la Formation de l'Orignal se compose de mudstone et de siltstone massifs et homogènes, vert olive et rouge–brun, dans lesquels on trouve localement des lits de calcaire fin gris clair et de subarkose et subgraywacke massifs.

Vallières (1984) situe la Formation de l'Orignal entre le Cambrien précoce et le Cambrien tardif moyen.

La Formation de l'Orignal, telle que définie par Lajoie (1972) dans la région de Rimouski et reconnue par Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup, correspond aux unités unités 1a, 1b, 2a et 2b de Liard (1972) et à la formation 2 et à la base de la formation des Méchins de Biron (1974, inédit); elle est donc reconnue sur une distance de plus de 200 km. La Formation de l'Orignal présente des similitudes lithologiques et géochronologiques avec le membre de mudstone rouge de la Formation de Saint–Nicolas du Groupe de Sillery, dans la région de Québec (St–Julien, 1979) et, d'après Vallières (1984), avec le shale de Mawcook du Groupe de Shefford de la région de Granby (Clark, 1977).

GROUPE DE TROIS–PISTOLES

Le Groupe de Trois–Pistoles (Cambrien moyen à tardif) fut introduit de façon formelle par Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup. Il comprend, de la base au sommet et en concordance l'une sur l'autre: les formations de Saint–Damase, de Rivière–du–Loup et de Kamouraska. En Gaspésie, ces formations sont toutes incluses dans la nappe de la rivière Sainte–Anne.

Formation de Saint–Damase

Hubert (1965) a défini la Formation de Saint–Damase dans la région de l'Islet–Kamouraska. Dans la région de Rimouski, les roches équivalentes sont assignées à la Formation de Cap Enragé de Lajoie, 1972; Vallières, 1984 et, dans la région à l'étude, aux unités 2c et 2d de Liard (1972), à la formation 3 de Biron (1974) et au membre de Saint–Damase de la formation des Méchins de Biron (inédit).

Contrairement à Biron (inédit), nous attribuons le rang de formation à cette unité car elle est toujours homogène et cartographique. Nous abandonnons donc le terme de Méchins.

La Formation de Saint–Damase affleure surtout dans la partie ouest de la bande cambro–ordovicienne du nord de la Gaspésie au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne. On peut en observer quelques belles sections partielles sur la côte, à l'est de Grosses–Roches.

Vallières (1984) observe que la Formation de Saint–Damase est en concordance avec les formations de l'Orignal et de Rivière–du–Loup, respectivement sous– et sus–jacentes. Il trace la limite inférieure du Saint–Damase aux premiers lits de grès grossier riche en quartz et feldspath et/ou de conglomérat polygénique, et il en place la limite supérieure au–dessus du dernier niveau de grès feldspathique.

La puissance de la Formation de Saint–Damase varie de 100 à 700 m dans la région de Rivière–du–Loup (Vallières, 1984). Mais, dans la région à l'étude, le peu de données disponibles ne nous permet ni d'évaluer de façon précise l'épaisseur de la formation ni d'élaborer sur la nature de ses limites inférieure et supérieure. Toutefois, nous estimons que la Formation de Saint–Damase a une épaisseur maximale de 100 m.

La Formation de Saint–Damase se compose surtout de grès grossier riche en quartz et en feldspath et

de conglomérat polygénique grossier qui passe localement et graduellement à du quartzite. On y trouve aussi du claystone et du siltstone verts et du claystone rouge. Les niveaux de grès riche en quartz atteignent des épaisseurs de plus de 10 m. Cette description très sommaire de la Formation de Saint–Damase est tirée de Liard (1972) et de Biron (1974). On trouvera une description plus élaborée de cette formation, telle qu'elle se présente dans la région de Rivière–du–Loup dans Vallières (1984).

L'âge de la Formation de Saint–Damase de la région de Rivière–du–Loup a été déterminé à partir de fossiles provenant soit de blocs de calcaire des conglomérats soit des lits de l'unité. D'après Vallières (1984), la Formation de Saint–Damase est du Cambrien tardif puisque sa partie médiane contient des fossiles du Cambrien tardif moyen.

Vallières (1984) prolonge la Formation de Saint–Damase, telle que définie par Hubert (1967) dans la région de l'Islet–Kamouraska, dans la région de Rivière–du–Loup et il la corrèle avec la Formation de Cap Enragé (Lajoie, 1972) de la région de Rimouski.

Formation de Rivière–du–Loup

La Formation de Rivière–du–Loup fut formellement introduite par Vallières (1984) pour désigner, dans la région de Rivière–du–Loup, un assemblage pélitique se situant entre les Formations de Saint–Damase et de Kamouraska. En Gaspésie, cette formation correspond aux unités 3a et 3c de Liard (1972), à l'unité 4b de la formation 4 de Biron (1974) et au faciès inférieur de la formation de Pineault (Biron, inédit). Nous avons étendu le terme de Formation de Rivière–du–Loup à la Gaspésie car ce terme est déjà formellement introduit et défini.

La Formation de Rivière–du–Loup est surtout présente dans la partie sud–ouest de la région à l'étude, entre Baie–des–Sables et Capucins, où elle couvre de grandes superficies au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne. Ailleurs, elle affleure de façon plus restreinte et elle est absente de la partie est de la région. Toutefois, les affleurements sont de piètre qualité. Par contre, Vallières (1984) a identifié plusieurs belles sections de cette unité dans la région de Rivière–du–Loup où il a défini le stratotype.

Nous n'avons pu observer, en Gaspésie, les limites supérieure et inférieure de la formation. Par contre Vallières (1984) observe que, dans la région de Rivière–du–Loup, le contact supérieur avec la Formation de Kamouraska et le contact inférieur avec la Formation de Saint–Damase sont concordants. La limite inférieure de la formation fut décrite dans la section précédente; la limite supérieure est fixée au premier lit de grès quartzeux de la Formation de Kamouraska.

Dans la partie nord de la Gaspésie, la Formation de Rivière–du–Loup est affectée par une multitude de plis et de failles; il est donc difficile de déterminer son épaisseur. Biron (1974) estime que cette formation peut atteindre une puissance d'un millier de mètres. La puissance du stratotype est de l'ordre de 200 m (Vallières, 1984); par contre, dans la région de l'Islet–Kamouraska, l'épaisseur ne serait plus que de 15 m (Vallières, 1984).

La Formation de Rivière–du–Loup se compose d'une alternance de shale et de mudstone rythmés noirs et gris à patine rouillée, interlités localement de siltstone et de quartzite gris clair, massifs, en lits de 1 à 5 cm d'épaisseur.

Ici encore, nous nous référons aux travaux de Vallières (1984) qui, en tenant compte de l'âge des formations sus– et sous–jacentes, estime que la Formation de Rivière–du–Loup se situe à la frontière Cambrien–Ordovicien. Vallières (1984) corrèle la Formation de Rivière–du–Loup avec la partie inférieure de la Formation de Ladrière de Lajoie (1972).

Formation de Kamouraska

Le terme Formation de Kamouraska fut introduit par Dresser (1912) pour désigner des quartzarénites et des conglomérats de la région de Montmagny–Kamouraska–Rivière–du–Loup.

Hubert (1965, 1973) reconnaît cette formation dans la région de La Pocatière et Vallières (1984) la trace jusque dans la région de Rimouski. Liard (1972) (unité 3b) et Biron (1974) (unité 4a) reconnaissent ces orthoquartzites en Gaspésie et ils les appellent "faciès Kamouraska". Étant donné que cette unité peut être cartographiée, nous lui assignons, comme Hubert (1965, 1973) et Vallières (1984), le rang de formation.

La Formation de Kamouraska affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne au sud de Matane et de Les Méchins, elle est aussi présente au sud de Grande–Vallée.

Les contacts inférieur et supérieur de la formation sont concordants avec les formations sous– et sus–jacentes (Vallières, 1984). Par contre, il faut noter que, dans la région de Rivière–du–Loup, la Formation de Kamouraska est recouverte par la Formation de Rivière Ouelle, tandis qu'en Gaspésie, une nouvelle unité stratigraphique, la Formation de Romieu, est présente à ce niveau. Nous n'avons observé ni la limite supérieure ni le contact de la Formation de Kamouraska avec cette nouvelle unité. Nous supposons que le contact est concordant mais cela reste à démontrer.

La puissance de la Formation de Kamouraska varie beaucoup. Vallières (1984) en a établi l'épaisseur, dans la région de Rivière–du–Loup, entre 70 et 400 m. En Gaspésie, nous estimons que l'épaisseur de la formation est d'environ 100 m.

La Formation de Kamouraska se compose de lits d'orthoquartzite gris blanc très pur, parfois

lenticulaires dont l'épaisseur varie de 50 cm à 50 m, et de lits de shale et de mudstone rythmé noir et gris, de 2 mm à 5 cm d'épaisseur. L'orthoquartzite est par endroits interstratifié avec un conglomérat calcaire polygénique pouvant atteindre 10 à 20 m.

Aucun des travaux sur la Gaspésie ne fait état d'un âge précis pour cette formation. Vallières (1984) mentionne que les seuls fossiles connus furent trouvés dans des clastes des conglomérats calcaires de la partie inférieure de l'unité. Ces fossiles et ceux trouvés en place dans la Formation de Rivière Ouelle sus-jacente permettent d'attribuer la Formation de Kamouraska au Trémadocien (Vallières, 1984).

La Formation de Kamouraska de la partie nord de la Gaspésie correspond à la Formation de Kamouraska d'Hubert (1967) de la région de l'Islet-Kamouraska et de Dresser (1912) dans la région de Montmagny.

FORMATION DE ROMIEU

Le terme Formation de Romieu est introduit ici de façon formelle pour désigner une unité très calcareuse identifiée par plusieurs géologues comme étant une unité de marne.

Cet assemblage de roches calcareuses fut reconnu par Liard (1972) dans la région de Mont-Joli-Matane (formation 4) et par Biron (1974) dans la région de Les Méchins (formation 5). Biron (inédit) a désigné cet assemblage sous le nom de formation de Romieu sans introduire le terme de façon formelle. Ce nom fut repris par Slivitzky dans les régions de Grande-Vallée (inédit) et de Cap-des-Rosiers (1984).

Aucune coupe représentative de la formation n'affleure dans le canton de Romieu ni dans la paroisse du même nom. Pour illustrer l'unité, nous avons choisi une localité de référence située à 10 km au sud-ouest du village de Rivière-au-Renard, le long de la route nationale 197. La coupe de référence est décrite à l'annexe A.

La Formation de Romieu affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte-Anne. Elle est observée à travers toute la région, de Sainte-Flavie à Rivière-au-Renard.

Le long des routes, les affleurements sont généralement très fauchés; par contre, le long des ruisseaux ou des rivières, on en trouve de très beaux, bien que de dimensions restreintes (moins de quelques mètres carrés) montrant les divers assemblages. Les plus beaux affleurements de cette formation se trouvent dans la partie est de la région à l'étude, le long de la rivière Dartmouth et du ruisseau Post.

Les limites de la Formation de Romieu avec les unités adjacentes n'ont pas été observées au cours de cette étude. À la localité de référence, elle est en contact de faille avec les unités adjacentes. Les limites stratigraphiques ne sont pas connues et cette unité est très déformée de sorte qu'il est impossible d'en évaluer la puissance totale. Nous évaluons l'épaisseur minimale à la localité de référence à 375 m.

La Formation de Romieu se compose essentiellement de claystone dolomitique, de calcilutite et de quelques lits de calcite prismatique. Ces unités sont de couleur gris moyen à gris foncé en surface fraîche et gris brunâtre ou chamois en surface altérée. L'épaisseur des lits de calcilutite et de calcite varie entre 0,5 et 2 cm et celle des lits de claystone varie de 0,5 cm à plus de 2 m. Nous retrouvons aussi à l'occasion des conglomérats calcaires et des calcarénites semblables à ceux de la Formation de Rivière Ouelle.

Liard (1972) attribue cette formation à l'Arénigien moyen (Ordovicien précoce) en se basant sur les fossiles qu'il y a trouvés. Par ailleurs, Hutchinson (1952) rapporte qu'un trilobite du Cambrien moyen fut recueilli en 1862 dans une aire d'affleurements que nous assignons à la Formation de Romieu; Rasetti (1946) et Resser (1938) identifient des trilobites du Cambrien tardif (Dresbachien) dans la même région. D'autres collections de fossiles devraient permettre de confirmer ou d'infirmer ces observations.

La Formation de Romieu est équivalente à la formation 4 de Liard (1972) dans la région de Mont-Joli-Matane.

FORMATION DE RIVIÈRE OUELLE

La Formation de Rivière Ouelle fut définie par Hubert (1965) dans la région de l'Islet-Kamouraska. Vallières (1984) a tracé l'unité dans la région de Rivière-du-Loup. Liard (1972), dans la région de Mont-Joli - Matane (formation 5), et Biron (1974 et inédit), dans la région de Les Méchins (formation 6 puis formation de Dalibaire) ont reconnu ses équivalents.

La Formation de Rivière Ouelle affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte-Anne. Elle est présente à travers toute la région, de Sainte-Flavie à Cap-des-Rosiers. De belles coupes sont observées le long de la route 132 entre Grosses-Roches et Les Méchins.

Le contact inférieur de la Formation de Rivière Ouelle avec la Formation de Romieu n'a pas été observé sur le terrain, ni son contact supérieur avec la Formation de Tourelle. Par contre, Vallières (1984) note que ce contact est concordant et graduel dans la région de Rivière-du-Loup; il fixe la limite supérieure de la Formation de Rivière Ouelle à l'apparition du premier niveau de grès typique de la Formation de Tourelle.

Dans la région à l'étude, la puissance de la Formation de Rivière Ouelle semble être très grande mais, comme pour les autres unités, les complications structurales en rendent la mesure difficile. Toutefois, nous estimons que la puissance minimum de cette formation est de 1000 m. Vallières (1984) estime la puissance de la Formation de Rivière Ouelle à 800 m dans la région

de Rivière–du–Loup où il semble que la déformation soit moins importante.

La Formation de Rivière Ouelle se caractérise par une grande hétérogénéité lithologique. Elle se compose de mudstone et/ou mudshale rythmés verts et noirs, de mudshale gris verdâtre foncé, de mudstone dolomitique rouge orangé, de siltstone dolomitique, de siltstone quartzeux, de calcilutite rubanée interlitée de mudshale noir, de conglomérat calcaire, de calcarénite, d'orthoquartzite.

L'assemblage de mudstone et/ou de mudshale vert et noir, en lamines de 0,5 à 5 cm d'épaisseur, et le mudshale gris verdâtre foncé sont les lithologies le plus fréquemment rencontrées dans la Formation de Rivière Ouelle. On retrouve, associés au mudstone et/ou mudshale, des lits de siltstone dolomitique et de siltstone quartzeux dont les épaisseurs varient de 1 à 30 cm. Ces siltstones sont gris clair en surface fraîche et gris chamois en surface altérée; ils sont généralement massifs mais ils présentent, à l'occasion, des lamines obliques.

L'assemblage de calcilutite rubanée interlitée de mudshale noir alterne parfois avec l'assemblage de mudstone et/ou de mudshale laminés verts et noirs. Le rapport entre ces assemblages est très variable, de 1:9 à 10:0 mais il s'observe plus fréquemment seul. La calcilutite rubanée est homogène et massive. L'épaisseur des lits varie de 1 à 20 cm. Les lits sont généralement séparés par des horizons de shale noir. On retrouve parfois des lits discontinus de calcilutite rubanée entourés d'une couche de calcite prismatique. En lame mince, on constate qu'en fait la couche est constituée de plusieurs bandes de calcite prismatique dont les cristaux semblent croître vers l'intérieur du lit.

Le conglomérat calcaire est généralement interstratifié avec les assemblages de calcaire rubané interlité de mudshale noir ou de mudstone et/ou mudshale laminés verts et noirs. Il se présente en bancs de 0,1 à 3 m d'épaisseur, de couleur gris foncé en surface fraîche et gris clair en surface altérée. Le conglomérat se compose à 60% environ de fragments de calcaire dans un ciment de calcite. Les fragments sont bien arrondis et leur diamètre varie de 0,1 à 20 cm. Ils se composent de calcilutite, de calcilutite silteuse, de calcilutite fossilifère, de calcarénite gréseuse et de calcarénite oolitique. On note dans la matrice des grains de quartz arrondis et des oolites calcaires.

La calcarénite est souvent associée au conglomérat calcaire. Elle est massive, gris foncé en surface fraîche et gris clair en surface altérée. On y observe des oolites et des grains de quartz. L'épaisseur des lits de calcarénite varie de 0,01 à 2 m.

L'orthoquartzite affleure surtout avec l'unité de calcarénite et avec l'assemblage de calcilutite rubanée interlitée de mudshale. Les lits d'orthoquartzite ont une épaisseur moyenne de 15 cm et leur couleur varie de gris blanc en surface fraîche à gris brunâtre en surface altérée.

Dans la région à l'étude, l'âge de la la Formation de Rivière Ouelle est bien établie. En effet, Slivitzky (inédit) a collectionné des graptolites dans l'assemblage de siltstones dolomitiques. J. Riva (communication personnelle, 1982) considère que ces faunes à graptolites s'échelonnent de la zone à *Isograptus* jusqu'à la base de la zone à *Didymograptus*. Cette formation serait donc de l'Ordovicien précoce.

La Formation de Rivière Ouelle de notre région correspond au Rivière Ouelle des régions de l'Islet–Kamouraska (Hubert, 1965) et de Rivière–du–Loup (Vallières, 1984), et à une partie de la Formation de Ladrière de la région de Rimouski (Lajoie, 1972). La Formation de Rivière Ouelle correspond aussi, en lithologie et en âge, aux formations de Lévis et de Lauzon de Richardson (1870) et à la Formation de la Pointe–de–la–Martinière de St–Julien (1979).

FORMATION DE TOURELLE

Le terme Tourelle fut introduit par McGerrigle (1954) pour désigner un grès (*Tourelle Sandstone*) qui affleure dans la région de Saint–Joachim–de–Tourelle. Le terme Tourelle a ensuite été repris par Biron (1974) et Hiscott (1978) qui ont attribué à ce grès le rang de Formation. Slivitzky (1984) dans la région de Cap–des–Rosiers et Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup ont étendu l'aire d'affleurements de l'unité. La Formation de Tourelle correspond à l'unité 6 de Liard (1972), dans la région de Mont–Joli–Matane, et à l'unité α_1 de Enos (1969) dans les environs de Jersey Cove près de Cap–des–Rosiers.

La Formation de Tourelle affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne, dans la partie est de la région à l'étude, tandis que dans la partie ouest, elle affleure surtout sous forme de blocs dans le mélange de Cap–Chat.

De belles sections de la Formation de Tourelle sont présentes le long de la côte, à Tourelle, où cette formation fut d'abord identifiée par McGerrigle.

Dans la région de Rivière–du–Loup, la limite inférieure de la Formation de Tourelle avec la Formation de Rivière Ouelle est concordante et graduelle; elle est fixée au premier lit de grès de type Tourelle, Vallières (1984). La limite supérieure n'a jamais été observée, ni dans la région à l'étude ni dans la région de Rivière–du–Loup.

Vallières (1984) estime que l'épaisseur de la formation est probablement supérieure à 1000 m dans la région de Rivière–du–Loup. Nous croyons qu'il en est de même pour le nord de la Gaspésie.

Dans la région à l'étude, la Formation de Tourelle se compose de wackes lithiques et de siltstone gris verdâtre interlités de mudstone et/ou de mudshale foncés gris verdâtre. Ce mudshale et/ou ce mudstone

sont souvent siliceux, mouchetés de noir, rouillés et à patine d'altération blanche.

Les lits de wackes lithiques et de siltstone ont une épaisseur de 0,1 à 2 m, sont granoclassés et on observe parfois à la base des bancs des empreintes de charge et des flûtes.

Les wackes lithiques peuvent être conglomératiques, à fragments de quartz dépoli, de feldspath, de mudshale et/ou de mudstone gris–vert, de roches volcaniques, de chert et même parfois de calcaires.

Dans la partie nord de la Gaspésie, l'âge de la Formation de Tourelle est bien établi. Slivitzky (inédit et 1984) et Biron (1974) ont collectionné des graptolites d'âge Arénigien tardif et Llanvirnien (Ordovicien précoce à Ordovicien moyen) dans les wackes lithiques.

La Formation de Tourelle de notre région est l'équivalent de la Formation de Tourelle de Vallières (1984) dans la région de Rivière–du–Loup. Le Tourelle pourrait correspondre à la partie supérieure du Lévis tel que défini par Raymond (1912) dans la région de Québec. De plus, De Broucker (1987) considère la Formation de Neckwick du Groupe de Mictaw comme corrélative à la Formation de Tourelle. D'après Hiscott (1978), la Formation de Tourelle est lithologiquement et chronostratigraphiquement équivalente à la formation de Blow–me–Down Brook à Terre–Neuve.

FORMATION DE DES LANDES

La Formation de Des Landes, un terme informel (écrit Deslandes) introduit par Biron (1974; inédit) est instaurée ici de façon formelle. Dans sa région type du canton de Des Landes, aucune coupe représentative et accessible de l'unité n'est présente. Nous avons donc établi une coupe de référence à L'Anse–au–Griffon, à plus de 125 km à l'est du canton de Des Landes. La description de cette coupe se trouve à l'annexe B.

La Formation de Des Landes correspond à l'unité 8 et à la formation de Tardigou dans la région de Mont–Joli–Matane (Liard, 1972); elle correspond aussi à une partie de ce que McGerrigle (1954, 1959) avait attribué à l'Ordovicien moyen (Normanskill) dans les régions de Tourelle et de Rivière–la–Madeleine, et aux unités $\alpha 2$ et $\alpha 3$ de la Formation de Cloridorme d'Enos (1969a) dans la région nord–est de la péninsule gaspésienne. Le terme de Tardigou ne fut pas repris car il n'a jamais été défini formellement ni réutilisé par la suite.

La Formation de Des Landes forme, à elle seule, la nappe de la rivière Marsoui qui couvre une grande partie de la région, des environs de Sainte–Anne–des–Monts jusqu'à L'Anse–au–Griffon. Elle se présente surtout sous forme de klippes où l'on peut observer de belles sections à l'ouest de Sainte–Anne–des–Monts, dans les régions de Baie–des–Sables et de Les Méchins.

Une très belle section d'une partie de la Formation de Des Landes affleure à environ 6 km au sud de Rivière–la–Madeleine entre le Grand Saut et le Petit Saut de la rivière Madeleine. Au Grand Saut (chutes de la rivière Madeleine), à une halte touristique, on observe tous les faciès de cette formation. Ailleurs, les affleurements de la Formation de Des Landes sont épars le long de routes, de ruisseaux et de falaises.

Les limites de la Formation de Des Landes ne sont pas définies. Une épaisseur stratigraphique minimale de 1082 m stratigraphiques a été mesurée à sa coupe de référence. Cette épaisseur est un minimum car les contacts inférieur et supérieur à la coupe de référence sont des failles de chevauchement.

La Formation de Des Landes est subdivisée en quatre unités lithologiques informelles (1, 2a, 2b, 2c). L'unité 1, se compose de chert gris verdâtre et de mudstone et siltstone noirs, siliceux, fossilifères et ayant une altération rouille. Cette unité représente moins de 5% de l'ensemble de la formation. Elle est recouverte d'une séquence à turbidites composée d'arénite calcolithique, de calcarénite arénacée, de calcilutite argilo–silteuse et de claystone et clayshale calcareux. Les sous–unités 2a, 2b et 2c correspondent à des variations dans les pourcentages relatifs de ces lithologies dont les lits mesurent entre 10 et 300 cm d'épaisseur. On y observe des granoclassements et des laminations parallèles et obliques correspondant aux divisions a, b et c de Bouma (1962). Pour une description plus détaillée de cette unité, nous référons le lecteur à l'annexe B où il trouvera une description détaillée de la coupe de référence de cette formation.

Plusieurs collections de graptolites furent recueillies dans le Des Landes de les régions de Grande–Vallée et de Cap–des–Rosiers (Slivitzky, inédit et 1984). Ces graptolites font partie des zones à *Nemagraptus gracilis* et *Diplograptus multidens* de l'Ordovicien moyen (J. Riva, communications personnelles, 1982, 1983, 1984). En terme d'âge, cette unité s'insère donc entre les formations de Tourelle et de Cloridorme.

La Formation de Des Landes est chronostratigraphiquement et chronologiquement semblable aux Formations de Bourret, de Melbourne, de Bulstrode et de Sainte–Sabine de la région de l'Estrie–Beauce et à la Formation de la Ville de Québec de la région de Québec.

FORMATION DE CLORIDORME

Le terme Formation de Cloridorme fut introduit par Enos (1969a) pour désigner la séquence de flysch de l'Ordovicien moyen affleurant sur la côte du Saint–Laurent entre Marsoui et Rivière–au–Renard. La Formation de Cloridorme est restreinte à la péninsule

gaspésienne où elle forme une longue bande de roches comprises entre les longitudes 64°30' et 66°15'.

Enos (1969a) a subdivisé la Formation de Cloridorme en trois blocs structuraux à l'intérieur desquels il a reconnu quatorze unités stratigraphiques: α_1 à α_3, β_1 à β_7 et γ_1 à γ_4. L'étude d'Enos portant sur la sédimentologie de cette séquence, il a accordé une importance moindre aux relations stratigraphiques et structurales entre ces unités, cela a entraîné un certain nombre d'erreurs que nous avons corrigées au cours de nos travaux.

Biron (1971 et inédit) considérait que les unités γ d'Enos étaient cartographiques et, par conséquent, il les a élevées au rang de formations, le Cloridorme devenant un groupe. Les noms de ces formations ont été réutilisés par Slivitzky dans les régions de Grande-Vallée (inédit) et de Cap-des-Rosiers (1984). Par ailleurs, Biron (inédit) considérait la séquence α comme équivalente à la Formation de Des Landes et la séquence β, dont il ne connaissait pas les relations avec les unités α et γ comme plus ou moins équivalente au groupe de Cloridorme.

Nous ramenons le Cloridorme au rang de formation car ses différentes unités montrent d'importantes variations latérales et il est plus approprié de les désigner comme des membres de la Formation de Cloridorme.

La Formation de Cloridorme, telle que nous la définissons, est restreinte aux unités γ_1 à γ_4 et β_1 à β_7 d'Enos (1969). Les unités α peuvent être assignées à des unités stratigraphiques établies: l'unité α_1 correspond à la Formation de Tourelle et les unités $\alpha 2$ et a $\alpha 3$ sont des équivalents de la Formation de Des Landes. Le tableau 3 montre la distribution des unités d'Enos (1969), entre les formations de Cloridorme, de Tourelle et de Des Landes telles que définies dans ce rapport.

La Formation de Cloridorme s'étend de L'Anse-à-Valleau jusqu'à Marsoui. Elle est limitée au sud par la faille de Mont-Louis, une faille de chevauchement qui permet à la Formation de Des Landes de la recouvrir structuralement.

La Formation de Cloridorme affleure très bien et de façon quasi continue le long de la côte, sur l'estran et dans les falaises. Les coupes types des membres ont été établies dans ces affleurements, elles sont décrites à l'annexe C.

La limite inférieure de la Formation de Cloridorme *i.e.* la limite inférieure du Membre de Manche-d'Épée n'est pas observée en raison de la complexité structurale; non plus que la limite supérieure de la formation *i.e.* la limite supérieure du Membre des Rochers Penchés.

La puissance stratigraphique minimum de la Formation de Cloridorme est de 5700 m.

La Formation de Cloridorme consiste en une séquence de turbidites composée principalement de claystone silteux et de mudstone interlités de wacke lithique et de carbonate silteux (Enos, 1969b). Les matériaux de ces turbidites proviennent de l'érosion des nappes taconiques au sud (Enos, 1969a, 1969b).

Nous avons subdivisé la Formation de Cloridorme en six membres, soit, de la base au sommet: le Membre de Manche-d'Épée, le Membre de Pointe-à-la-Frégate, le Membre de Gros-Morne, le Membre de L'Anse-Pleureuse, le Membre de Mont-Saint-Pierre et le Membre des Rochers Penchés. La description détaillée de ces membres se trouve à l'annexe C.

Le tableau 3 montre les âges respectifs des différents membres de la Formation de Cloridorme. Ces âges ont été déterminés à partir de graptolites collectionnés par Biron (inédit) et Slivitzky (inédit et 1984) et identifiés par J. Riva (communications personnelles de 1982 à 1987).

La Formation de Cloridorme est équivalente chronologiquement aux groupes de Lorraine et de Sainte-Rosalie des Basses Terres du Saint-Laurent tels que définis par Globensky (1987) et à la Formation de Longpoint à Terre-Neuve (Williams, 1979; Barnes *et al.*, 1981). Toutes ces unités proviennent de l'érosion des allochtones cambro-ordoviciens.

AUTRES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Dans cette section, nous présentons une brève description d'unités lithologiques qui n'ont pu être incluses dans le tableau 2 en raison du peu que l'on sait de leur pétrographie, de leur genèse, de leur stratigraphie, de leur structure et de leurs relations avec les unités adjacentes.

On peut voir une unité de roches volcaniques et une unité de roches sédimentaires au sein de l'aire d'affleurements de la Formation de Rivière Ouelle, de part et d'autre de l'intrusion des monts McGerrigle. Les volcanites sont des basaltes vésiculaires interstratifiés de niveaux de tuf. Dans cet assemblage, on retrouve des nodules de cordiérite à proximité de l'intrusion des monts McGerrigle (Lachance et Duquette, 1977). L'unité de roches sédimentaires se compose surtout de grauwacke à magnétite, de quartzite, de conglomérat à cailloux de quartz et de claystone noir (Lachance et Duquette, 1977). L'âge de ces unités, leur source, leur environnement de dépôt et leurs relations entre elles et avec les roches encaissantes, sont inconnus.

Au sud du Groupe de Shickshock et de la faille de Shickshock Sud, des roches cambro-ordoviciennes sont sous-jacentes aux formations siluro-dévoniennes. Ces roches n'ont été assignées à aucune des formations connues du Supergroupe de Québec mais on y reconnaît des faciès que l'on observe dans le Groupe de

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).

Système	Étages (Europe)	Biozone (graptolites)	Enos (1969)		Slivitzky, Lachambre et St-Julien (ce rapport)	
Ordovicien Moyen	Caradocien	Climacograptus spiniferus	γ_4		Formation de Cloridorme	Membre des Rochers Penchés
		Orthograptus ruedemanni	γ_3			Membre de Mont-Saint-Pierre
		Corynoides americanus				Membre de L'Anse-Pleureuse
			γ_2	β_3 à β_7		Membre de Gros-Morne
		Diplograptus multidens	γ_1	β_2		Membre de Pointe-à-la-Frégate
				β_1		Membre de Manche-d'Épée
		Nemagraptus gracilis	α_3		Formation de Des Landes	
			α_2			
	Llandeilien		α_1		Formation de Tourelle	
	Llanvirnien					

Shickshock, le Complexe de mont Albert et les formations de Rivière Ouelle, Tourelle et Des Landes. Sur les cartes qui accompagnent ce rapport, ces roches sont désignées "Cambro–Ordovicien indifférencié".

Trois autres assemblages de roches cambro–ordoviciennes affleurent dans des zones de failles majeures: le complexe de la Rédemption, la brèche de la faille Shickshock Sud et le complexe de Lady Step. Le complexe de la Rédemption, dans le prolongement occidental de la faille Shickshock Sud, au sud de Sayabec, se compose de serpentinite, d'ardoise, de phyllade, de grauwacke (grès impurs), d'amphibolite et de roches métavolcaniques. La brèche de la faille de Shickshock Sud, le long de la faille du même nom, comprend de la dolomie hydrothermale, de la serpentinite, de l'argilite calcaire, des blocs de métabasalte, du shale noir fossilifère et des blocs de roches siluro–dévoniennes. Le Complexe de Lady Step, le long de la faille du Bras Nord–Ouest, au nord–ouest de Gaspé, est un mélange de serpentinite et de blocs de métasédiments, de métavolcaniques, de gneiss, d'amphibolite, de pyroxénite et de blocs de roches siluro–dévoniennes. Ces blocs sont pour la plupart dérivés d'assemblages ultramafiques, volcaniques et sédimentaires, mis en place lors de l'orogenèse taconique et qui pourraient provenir d'équivalents du Groupe de Shickshock ou du Complexe de mont Albert. Certains blocs de grès et d'amphibolite s'apparentent aux roches du massif de "Chain Lakes" daté de 1.6 Ma (De Broucker, communication personnelle).

SILURO–DÉVONIEN

Le territoire à l'étude comprend un assemblage siluro–dévonien: le pluton granitique dévonien des monts McGerrigle (de Römer, 1977) qui recoupe les unités cambro–ordoviciennes. Les unités cambro–ordiviciennes sont aussi en contact, soit de faille, soit discordant, avec les sédiments siluro–dévoniens du Groupe de Chaleurs.

Le Groupe de Chaleurs ne fait pas l'objet du présent rapport. Le lecteur qui souhaite obtenir des informations est prié de se référer aux travaux de Bourque (1977) et de Lachambre (1987). Par contre, le pluton granitique et son auréole métamorphique qui recoupent les assemblages cambro–ordoviciens méritent d'être considérés. D'après Lachance et Duquette (1977) et de Römer (1977), la minéralogie et la lithologie du pluton varient d'un endroit à l'autre: la moitié sud se compose en grande partie d'un granite rose ou gris très pâle, généralement grenu, tandis que la moitié nord est une roche grise hybride (monzonite, granodiorite) recoupée par le granite précédent et chargée d'enclaves de toutes sortes (syénite à néphéline, xénolites du Supergroupe de Québec et xénolites de métavolcanites mafiques).

L'auréole métamorphique du pluton, d'une largeur approximative de 2,4 km, est constituée essentiellement de cornéennes pélitiques et calco–silicatées. Les Mines Madeleine ltée ont exploité un gisement de cuivre localisé dans cette auréole. Cette dernière a été divisée en deux zones concentriques d'égale épaisseur: une zone interne et une zone externe (de Römer 1977; Lachance et Duquette, 1977). Selon ces auteurs, la zone externe est constituée d'une cornéenne pélitique, comprenant l'association quartz–biotite et la cornéenne calco–silicatée, l'association quartz–trémolite–calcite–épidote; dans la zone interne, on retrouve respectivement les associations quartz–biotite–cordiérite et quartz–diopside–grenat.

Géologie structurale

Généralités

Les roches du Cambro–Ordovicien de la partie nord de la Gaspésie ont subi les effets des orogenèses taconique et acadienne. La première est responsable de chevauchements et de charriages, généralement vers le nord et le nord–ouest, tandis que la deuxième est responsable de failles de décrochement dextres et senestres de direction ENE–WSW. Quatre phases de plissements sont observées au sein de ces roches; les deux premières sont attribuées à l'orogenèse taconique et les deux autres à l'orogenèse acadienne. Les plis de la première phase (P_1) sont couchés ou fortement déversés vers le nord ou le nord–ouest, ils n'ont pas de clivage axial à l'exception des plis P_1 affleurant au front et au sein du Groupe de Shickshock. Les plis de la deuxième phase (P_2) accusent une direction générale N45°E et leur surface axiale a un pendage abrupt vers le SE. Un clivage axial très pénétratif accompagne ces plis. La troisième phase a produit des plis (P_3) dont le clivage axial a une direction NE–SW et un pendage vers le NW. Ce clivage est surtout développé dans la partie sud du territoire à l'étude. Des plis à grand rayon de courbure, orientés NNE–SSW, sont attribués à la quatrième phase de plissements (P_4). Il est à noter que certaines phases de plissements sont restreintes à certaines unités structurales.

OROGENÈSE TACONIQUE

Les principaux éléments stratigraphiques et structuraux permettent d'identifier trois domaines tectonostratigraphiques dans le Cambro–Ordovicien: un domaine de failles de chevauchement imbriquées (*Foreland Thrust Belt*) formé d'une séquence à turbidites de l'Ordovicien moyen; un domaine de nappes externes constituées de roches du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur et moyen; et un domaine de nappes internes formées des roches de l'Hadrynien tardif à l'Ordovicien inférieur (St–Julien et Hubert, 1975). La ligne de Logan sépare le domaine des failles de chevauchement imbriquées du domaine des nappes externes (St–Julien et Hubert, 1975; Williams, 1978).

DOMAINE DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT IMBRIQUÉES
(FORELAND THRUST BELT)

Le domaine des failles de chevauchement imbriquées affleure le long de la côte nord de la Gaspésie de Marsoui, à l'ouest, jusqu'à L'Anse–à–Valleau, à l'est (figure 1). Il est constitué de la séquence à turbidites de la Formation de Cloridorme de l'Ordovicien moyen (de la zone à *Diplograptus multidens* à la zone à *Climacograptus spiniferus*). Il est limité au sud et à l'ouest par la ligne de Logan (St–Julien et Hubert, 1975; Williams, 1978).

Les études de provenance des turbidites de la Formation de Cloridorme montrent que les matériaux proviennent des roches allochtones du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur situées au sud de la Formation de Cloridorme (Enos, 1969; ce rapport). Les turbidites de la Formation de Cloridorme sont donc contemporaines à l'avancée des nappes cambro–ordoviciennes et ainsi, elles constituent un assemblage synorogénique accumulé au front des allochtones dans l'exogéosynclinal transgressant la plate–forme (Price, 1973). Cette ceinture de chevauchements de l'avant–pays est affectée par des plis couchés (P_1) à axe est–ouest et à regard vers le nord. Un de ces plis s'étend de Rivière–à–Claude à l'ouest, jusqu'à Rivière–la–Madeleine, à l'est, soit une distance de plus de 35 km (carte 2093E). Il n'y a pas de clivage axial dans ces plis couchés (P_1). Des plis P_2 reprennent les plis couchés. Ils sont déjetés à déversés vers le N et le NNW et ils présentent un clivage axial pénétratif de direction N60°E à pendage abrupt vers le SE.

DOMAINE DES NAPPES EXTERNES

Le domaine tectonostratigraphique des nappes externes comprend trois unités structurales soit, du NW au SE: le mélange de Cap–Chat, la nappe de la rivière Marsoui (Formation de Des Landes) et la nappe de la rivière Sainte–Anne (groupes de Shickshock et de Trois–Pistoles; les formations de l'Orignal, de Romieu, de Rivière Ouelle et de Tourelle) (figure 1).

Mélange de Cap–Chat

Le terme mélange de Cap–Chat a été introduit de façon informelle par Biron (1973, 1974) pour désigner une unité chaotique affleurant, de façon discontinue, le long de la côte nord de la Gaspésie, de la Baie de Métis jusqu'à Marsoui, soit sur une distance de plus de 150 km. Elle affleure aussi dans la partie est de la région à l'étude, aux environs de Cap–des–Rosiers.

Le mélange de Cap–Chat correspond à l'unité 8 de Liard (1972) dans la région de Mont–Joli–Matane, à l'olistostrome des Monts (Biron, inédit) dans la région à l'étude et au mélange de Cap–des–Rosiers (Slivitzky, 1984) dans la région de Cap–des–Rosiers. Le mélange de Cap–Chat est une unité cartoraphique qu'on ne peut

élever au rang d'unité lithostratigraphique pour les raisons suivantes:

- plusieurs phénomènes structuraux suggèrent qu'une partie du mélange de Cap–Chat a une origine tectonique;
- la matrice du mélange est constituée d'au moins deux assemblages de shale qui sont d'âges différents.

Nous croyons, toutefois, que le terme "mélange" est appropriée. En effet, si on se réfère au dictionnaire géologique de l'American Geological Institute, le terme mélange désigne:

> "*a mappable body of deformed rocks consisting of a pervasively sheared, fine–grained, commonly pelitic matrix, thoroughly mixed with angular and poorly sorted inclusions of native and exotic tectonic fragments, blocks, or slabs that may be as much as several kilometers in length*" (Bates et Jackson, 1980, page 388).

Le mélange de Cap–Chat se caractérise par son aspect chaotique: des blocs de toutes tailles, atteignant plus d'un kilomètre de longueur, dans une matrice argileuse. Les blocs sont formés surtout des lithologies des formations de Rivière Ouelle, de Tourelle et de Des Landes. La composition de la matrice varie à travers le mélange selon la composition des "blocs" qu'elle enrobe: les blocs provenant de la Formation de Rivière Ouelle ont généralement une matrice de mudstone rubané gris–vert et gris–noir (rythmites); ceux provenant de la Formation de Tourelle sont dans une matrice de mudstone gris–vert ou gris foncé verdâtre; finalement, ceux provenant de la Formation de Des Landes baignent dans un claystone gris–noir pyriteux.

Lors de nos travaux de terrain, nous avons trouvé au sein du claystone gris–noir des blocs contenant des graptolites l'Ordovicien moyen (Caradocien précoce) et, dans la matrice rubanée verte et noire (rythmite), une localité de graptolites de l'Ordovicien précoce (J. Riva, communication personnelle, 1987).

Biron (1973, 1974) avait déjà avancé l'hypothèse que la matrice du mélange provenait de la désagrégation des faciès argileux des formations de la nappe de la rivière Sainte–Anne et qu'elle est donc d'un âge équivalent aux blocs qu'elle enrobe. Il est à noter que Biron exclut du mélange de Cap–Chat les blocs de la Formation de Des Landes. Il considère ces blocs comme des klippes de la nappe de la rivière Marsoui reposant sur le mélange. D'après nos observations nous croyons que le mélange résulte du démantèlement des nappes de la rivière Sainte–Anne, de la rivière Marsoui et, possiblement, d'une nappe maintenant disparue, formée de la Formation de Tourelle.

La formation d'un mélange est un processus très complexe (Cowan, 1985) et celui dont nous traitons présentement ne fait pas exception. Ce peut être un mélange sédimentaire (olistostrome) ou encore un mélange tectonique dont les blocs sont en fait des écailles imbriquées à la partie frontale d'une ou plusieurs nappes, écailles ayant été par la suite transportées à nouveau et agglomérées en une seule unité structurale. Nous ne pouvons en préciser plus pour le moment.

Nos observations suggèrent toutefois qu'il s'agit, du moins en partie, d'un mélange sédimentaire. Premièrement, le mélange est formé de blocs de roches compétentes et de blocs de roches ductiles non déformées dans une matrice contournée ce qui suggère un démantèlement par gravité plutôt que tectonique. Deuxièmement, la majorité, sinon la totalité des plis macroscopiques affectant les blocs de Tourelle, semblent contemporains de la sédimentation car la charnière et la surface axiale de ces plis accusent des orientations et des plongées aléatoires et cela, dans une roche fraîche et sans fabrique métamorphique, ce qui suggère une incorporation par gravité des blocs de Tourelle dans le mélange. Par contre, une origine tectonique est suggérée par l'aspect chaotique du mélange qui semble tenir du démembrement de lits compétents par des familles de failles transverses, souvent conjuguées, causant de faibles décrochements. Ces failles transverses ont tendance, à leurs extrémités, à disparaître dans des glissements subparallèles aux couches et certaines de ces failles conjuguées en "x" créent un mégaboudinage de lits devenant plus comprimés aux intersections de failles (J. Béland, communication écrite, 1987).

Dans ce mélange, la part respective des composantes tectonique et sédimentaire n'est pas facile à établir. Malgré cela, nous formulons l'hypothèse que le mélange de Cap–Chat est un olistostrome tectonisé. Si tel est le cas, la présence de plusieurs variétés lithologiques de matrices d'âges différents (Arénigien à Caradocien) suppose que la formation du mélange s'est étendue à la fois dans l'espace et dans le temps. Si toutefois la matrice résulte de l'effondrement des nappes, il n'est pas nécessaire de disposer d'une période prolongée car toutes les nappes ont pu être empilées avant l'effondrement dans le bassin. Une autre hypothèse veut que la mise en place du mélange ait débuté à la fin de l'Ordovicien inférieur (Arénigien), au sud de sa position actuelle, et il aurait par la suite progressé vers le nord pour atteindre sa position actuelle au Caradocien. Enfin, le mélange étant recouvert par les allochtones, il est facile d'imaginer que le mouvement de ces allotochtones a produit la déformation du mélange. Des études lithologiques, structurales et paléontologiques détaillées du mélange s'imposent pour infirmer ou confirmer ces hypothèses.

Le mélange de Cap–Chat, suite à des mouvements tardifs, probablement acadiens, a été chevauché par les roches plus jeunes de la Formation de Cloridorme. En

effet, à l'ouest de Marsoui, la Formation de Cloridorme forme une série homoclinale et un anticlinal fortement déversé vers le nord, chevauchant ainsi le mélange.

Nappe de la rivière Marsoui

La nappe de la rivière Marsoui (Biron, 1973) affleure sur une longueur de plus de 150 km d'un point à l'est de Cap–Chat jusqu'à un autre point à l'est de L'Anse–au–Griffon (figure 1). De plus, on peut observer des blocs de grande taille de la Formation de Des Landes probablement transportés dans la nappe de la rivière Marsoui au sein du mélange de Cap–Chat aux localités suivantes: à l'est de Sainte–Anne–des–Monts, sur la pointe de Cap–Chat, à l'anse de Les Méchins et à l'est de Baie–des–Sables.

Cette nappe comprend exclusivement des roches de la Formation de Des Landes du Caradocien précoce (Zones à *Nemagraptus gracilis* et *Diplograptus multidens*) (Biron, 1973).

La ligne de Logan (St–Julien et Hubert, 1975, Williams, 1978) et la faille de Mont–Louis (Biron, inédit) marquent la base de la nappe de la rivière Marsoui qui chevauche la Formation de Cloridorme vers le nord. La nappe de la rivière Marsoui est chevauchée au sud par la nappe de la rivière Sainte–Anne (Biron; 1973, 1974); ces nappes sont séparées par la faille de Méchins–Carcy (Biron, inédit).

La première phase de plissement observée dans la Formation de Des Landes a produit de grands plis couchés sans clivage axial et à charnières est–ouest (Biron, 1973). Cette première phase de plissement est contemporaine de l'emplacement des nappes.

La deuxième phase de plissement, superposée aux plis couchés P_1 est responsable de la formation des plis P_2 déjetés à déversés vers le nord–ouest (Biron, 1973). Elle est accompagnée d'un clivage pénétratif de direction générale N60°E et à pendage abrupt vers le sud–est. Une troisième phase, observée seulement dans la partie sud de la nappe de la rivière Marsoui, montre un clivage pénétratif de direction N40°E avec un pendage de 50 à 80° vers le sud (Biron, 1973). Ce clivage est axial à des plis ouverts.

Nappe de la rivière Sainte–Anne

La nappe de la rivière Sainte–Anne recouvre la majeure partie de la région à l'étude (figure 1), dans la partie nord, elle s'étend depuis la côte jusqu'à la discordance silurienne ou jusqu'au Groupe de Shickshock et, dans la partie est, elle occupe le territoire compris entre la nappe de la rivière Marsoui et les assises du Siluro–Dévonien, au sud.

La nappe de la rivière Sainte–Anne (Biron; 1973, 1974) est limitée au nord par la faille de Méchins–Carcy (Biron, inédit); vers le nord elle chevauche le mélange de Cap–Chat et, dans la moitié est, la nappe de la rivière Marsoui. Au sud, elle est soit chevauchée par la nappe du mont Logan, soit recouverte en discordance par les assises du Siluro–Dévonien, soit encore en contact de faille avec le Siluro–Dévonien (cartes 2093D; 2083E).

La nappe de la rivière Sainte–Anne comprend de la base au sommet: le Groupe de Shickshock (faciès du lac Matapédia), la Formation de l'Orignal, le Groupe de Trois–Pistoles (formations de Saint–Damase, de Rivière–du–Loup et de Kamouraska) et les formations de Romieu et de Rivière Ouelle. La Formation de Tourelle est aussi présente dans l'est de la Gaspésie. Les unités lithologiques sont répétées dans la nappe par une série de failles de chevauchement de direction NE à E–W dont certaines peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ces failles sont inclinées généralement vers le SW et le S. Elles semblent contemporaines aux plis ayant un clivage axial orienté NE ou EW et à pendage abrupt vers le SE. Les failles de chevauchement sont souvent localisées au sein de niveaux pélitiques incompétents tels le mudstone vert olive de la Formation de l'Orignal et le claystone calcareux (marne) de la Formation de Romieu. Ce claystone calcareux ductile est le lieu de laminage et de bourrage intenses (Liard, 1972). Il est souvent microplissé et sillonné de fissures d'extension synaxiales et antiaxiales remplies de cristaux de calcite fibreuse.

Des plis tardifs, avec clivage axial, affectent la partie sud de la nappe de la rivière Sainte–Anne (Biron, 1972, 1973, 1974 et Liard 1972). Ce clivage orienté NE–SW et à pendage abrupt vers le NW est attribué à l'orogenèse acadienne. Dans les régions de Mont–Joli et de Sayabec, Liard (1972) attribue les plis à grands rayons de courbure orientés ENE–WSW à la phase de plissement la plus tardive affectant les assises de cette nappe. Pour sa part, Biron (1974) mentionne la présence de grandes ondulations tardives, de direction NNE dans la région de Les Méchins. Nous les considérons contemporaines à l'avènement des plis macroscopiques de Liard (1972). Ces grands plis sont attribués à l'orogenèse acadienne.

DOMAINE DES NAPPES INTERNES

Ce domaine tectonostratigraphique comprend deux unités structurales qui sont la nappe du mont Logan (Groupe de Shickshock) et la nappe du mont Albert (Complexe de mont Albert, Amphibolite du Diable).

Nappe du mont Logan

La nappe du mont Logan (nouveau nom) occupe la partie centre–sud de la région, entre la rivière Matane et les monts McGerrigle (figure 1). Elle forme les monts Chic–Chocs. Elle est limitée au nord par la faille du lac Cascapédia (Beaudin, 1984) et au sud par la faille de Shickshock Sud et la nappe du mont Albert.

Dans la partie est de la région à l'étude, deux aires d'affleurements de métabasaltes du Groupe de Shickshock forment soit des écailles au sein de la nappe de la rivière Sainte–Anne, soit le prolongement vers l'est de la nappe du mont Logan (carte 2093D), mais la présence d'anomalies gravimétriques positives en ces endroits favorise la seconde hypothèse. En effet, ce type d'anomalie souligne, en Gaspésie, la présence des nappes du mont Logan et du mont Albert.

La nappe du mont Logan est formée exclusivement du Groupe de Shickshock constitué surtout de métabasaltes et de métaarkoses habituellement métamorphisés au facies des schistes verts. Ces roches sont considérées comme étant de l'Hadrynien tardif au Cambrien précoce (St–Julien et Hubert, 1975; Beaudin, 1980, 1984; De Broucker, 1986).

Plusieurs géologues ont interprété le contact nord du Groupe de Shickshock avec la Formation de l'Orignal et le Groupe de Trois–Pistoles comme une interdigitation accompagnée d'une augmentation graduelle du métamorphisme (Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1984; Biron, communication personnelle, 1980). Toutefois, pour des raisons relevant de la géologie structurale et du métamorphisme nous croyons, comme McGerrigle (1954) et St–Julien et Hubert (1975), que le Groupe de Shickshock constitue une nappe structurale dont la partie frontale repose, en contact de faille, sur les assises de la Formation de l'Orignal et du Groupe de Trois–Pistoles. En effet, des études récentes montrent que le passage du Groupe de Shickshock aux roches avoisinantes, au nord, est accompagné d'un changement rapide et relativement important du degré de métamorphisme (W. Trezienski, communication personnelle, 1986). De plus, la présence d'une linéation d'étirement très pénétrative, au sein des lithologies du Groupe de Shickshock et des métapélites sous–jacentes des formations de l'Orignal et de Rivière–du–Loup, ainsi que la présence de fabriques de type "CS" dans ces métapélites, suggèrent fortement que le Groupe de Shickshock est allochtone sur les roches plus jeunes de la Formation de l'Orignal et du Groupe de Trois–Pistoles. Ces structures sont bien exposées sur les affleurements le long du chemin qui conduit au lac Cascapédia, au sud de Sainte–Anne–des–Monts.

Toutes les lithologies du Groupe de Shickshock montrent une schistosité très pénétrative S_1 généralement parallèle à la stratification S_0 (McGerrigle, 1954; Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1980, 1984). Nous croyons que cette schistosité probablement subhorizontale à l'origine, est axiale à des plis couchés à regard nord à nord–ouest. La schistosité S_1 est affectée par un clivage de crénelure S_2 peu pénétratif et axial à des plis macroscopiques relativement ouverts. Ces plis sont droits à déjetés avec des charnières plongant faiblement vers le nord–est ou le sud–ouest (Beaudin, 1980, 1984).

Un élément structural important observé dans les roches du Groupe de Shickshock est la linéation d'étirement très pénétrative plongeant faiblement vers le nord–est et le sud–ouest. Cette linéation est aussi très pénétrative dans les phyllades sous–jacentes au Groupe de Shickshock; elle indique, avec les fabriques de type "CS" au sein de ces phyllades, que les roches du Groupe de Shickshock se sont déplacées horizontalement dans la direction 240° (225° à 270°). Cette fabrique de type "CS" est superposée à la schistosité ancienne S_1 et donc postérieure à celle–ci. En effet, le cisaillement simple associé aux "CS" a produit, dans la schistosité S_1 des plis dont les charnières sont parallèles à la linéation d'étirement. Ces plis présentent les caractéristiques de plis en fourreau.

Le clivage de crénelure S_2 a produit avec la schistosité S_1 des crénulations et une linéation d'intersection L_2^1 parallèle à la linéation d'étirement. Malgré la coaxialité des linéations, nous considérons comme tardif l'avènement du clivage S_2 puisque ce dernier a dû se développer à un niveau structural relativement moins profond que la linéation d'étirement. En effet, la linéation d'étirement qui est très pénétrative, aurait oblitéré les éléments structuraux superficiels (clivage de crénulation, crénules, etc.).

En résumé, la nappe du mont Logan a, dans un premier temps, possiblement chevauché la nappe de la rivière Saint–Anne vers le N et le NNW. Les plis couchés et le clivage S_1 sont probablement contemporains de ce mouvement. La linéation d'étirement et les cisaillements de type "CS" montrent que la nappe s'est ensuite déplacée dans la direction 240°. Enfin, dans un dernier temps, des mouvements de compression NW–SE ont formé des ondulations macroscopiques et le clivage de crénelure S_2.

Nappe du mont Albert

Cette nappe est constituée de trois klippes chevauchant la partie sud de la nappe du mont Logan (figure 1); elles forment le mont Paul, le mont du Sud et le mont Albert. La nappe de mont Albert comprend le Complexe de mont Albert et l'Amphibolite du Diable (Beaudin, 1984).

La faille du mont Albert sépare l'amphibolite de la péridotite (carte 2093E). Cette faille est soulignée par une intense déformation des olivines et des orthopyroxènes de la péridotite et par une zone de serpentinite schisteuse (Beaudin, 1980, 1984). La présence de la faille est ausi démontrée par l'orientation discordante des éléments structuraux de la péridotite par rapport à celle de l'amphibolite. La faille des Marches du Géant marque le contact entre la nappe du mont

Albert et la nappe sous–jacente du mont Logan. Elle est moins évidente sur le terrain que la faille du mont Albert. En effet, le métamorphisme au faciès des schistes verts des roches du Groupe de Shickshock a produit dans l'amphibolite un métamorphisme rétrograde qui a oblitéré en partie les indices de cette faille. Par contre, un examen attentif du contact entre l'amphibolite et le Groupe de Shickshock révèle une zone de mylonite de quelques centimètres de largeur. De plus, géochimiquement, l'amphibolite diffère des métabasaltes du Groupe de Shickshock. Pour ces raisons, nous croyons que l'amphibolite forme un copeau de roches métamorphiques coincé entre la faille des Marches du Géant et la faille du mont Albert et non une auréole métamorphique résultant de la mise en place du Complexe sur les Shickshocks. Les structures planaires présentes dans la péridotite, la stratification (S_0) et la foliation métamorphique (S_1), sont parallèles entre elles (Beaudin, 1980, 1984). Les structures S_0 et S_1 sont affectées par des plis P_2 et P_3 résultant des deuxième et troisième phases de déformation (Beaudin, 1984). En fait, la péridotite alpine du mont Albert forme un pli recliné macroscopique P_2 dont la charnière plonge à 45° vers 240° (Beaudin, 1980, 1984). Le flanc nord est incliné vers le nord alors que le flanc sud–ouest a un pendage vers l'ouest (Beaudin, 1980, 1984). Le flanc sud–ouest est replissé irrégulièrement par des plis P_3.

D'après Beaudin (1980, 1984), les trois phases de déformation de la péridotite sont antérieures aux phases de déformation observées dans le Groupe de Shickshock et l'amphibolite, puisque les éléments structuraux des plis de la péridotite accusent des orientations différentes de celles observées au sein des métabasaltes du Groupe de Shickshock et de l'amphibolite. L'absence des déformations taconiques au sein de la péridotite s'explique par la résistance de cette dernière, à la température du faciès des schistes verts, et aussi par son isotropie créée par l'orientation du S_0 lors de la déformation taconique (Beaudin, 1980, 1984).

Le mégapli recliné P_2 de la péridotite se serait formé lors de l'obduction du complexe et serait synchrone au métamorphisme de l'amphibolite (Beaudin, 1980, 1984). La première phase de déformation de la péridotite responsable de la texture de tectonite (foliation S_1 et linéation minérale) aurait eu lieu au sein de la croûte océanique (Beaudin, 1980, 1984) ou lors de l'obduction.

Orogenèse acadienne

Dans la région du nord de la Gaspésie couverte par les unités cambro–ordoviciennes, l'orogenèse acadienne a produit des failles de décrochement importantes, des plis et, possiblement, quelques failles de chevauchement.

FAILLES DE DÉCROCHEMENT

Nous avons noté trois failles majeures de décrochement: les failles de Neigette (Béland, 1960), de Shickshock Sud (Ollerenshaw, 1967; Mattinson, 1964) et de la rivière Madeleine (nouvelle faille). Les deux premières sont dextres tandis que la dernière est senestre.

La *faille de Neigette* (Béland, 1960, Liard, 1972, Biron, carte inédite) s'étend sur plus de 100 km, de l'extrémité sud–ouest de la région, au sud de Sainte–Flavie, jusqu'au fleuve Sainte–Laurent, près de Les Méchins (cartes 2093A, 2093B et 2093C). L'étude des images Landsat et des photographies aériennes suggère, qu'au sud de Grosses–Roches et en allant vers l'est jusqu'au sud de Cap–Chat, cette faille se termine en une série de failles en éventail imbriquées qui offrent une certaine similitude avec le "*trailing contractional imbricate fan*" de Woodcock et Fisher (1986). L'observation le long de la faille de Neigette de linéations d'étirement et de fabrique "CS" suggère que cette faille accuse un mouvement dextre. Toutefois, des travaux plus détaillés seront nécessaires pour confirmer ou infirmer ce mouvement. Le long de cette faille de direction générale ENE–WSW affleurent des copeaux de roches volcaniques que nous corrélons avec les roches volcaniques du Groupe de Shickshock.

La *faille de Shickshock Sud* est un décrochement dont le rejet est inconnu (cartes 2093C, 2093D et 2093E). De direction générale N60°E dans la région de Cuoq–Langis (Ollerenshaw, 1967), elle se prolonge vers le nord–est jusqu'au sud des monts McGerrigle où elle est déplacée vers le nord sur une trentaine de kilomètres par une faille de décrochement senestre, pour se poursuivre vers l'est jusqu'à Cap–des–Rosiers. Cette nouvelle interprétation du tracé nord et est de la faille de Shickshock Sud est basée sur l'observation d'une nouvelle faille de décrochement senestre, la faille de la rivière Madeleine, qui déplace les roches du Groupe de Shickshock vers le nord (cartes géophysiques (Goodaire *et al.*, 1969; Spector, 1972)). Vers le SW, la faille de Shickshock Sud se poursuit jusqu'au–delà de La Rédemption (sud de Baie–des–Sables) mais, là où la rivière Matane devient est–ouest, des embranchements de cette faille suivent la rivière sur une dizaine de kilomètres pour ensuite passer de chaque côté de Saint–Vianney.

La faille de Shickshock Sud, est aussi mise en évidence par des anomalies aéromagnétiques et gravimétriques. Elle borde le Groupe de Shickshock et le Complexe de mont Albert. Un cisaillement intense affecte les lithologies avoisinantes; les calcaires siluriens (?), l'amphibolite et les cornéennes pélitiques du Groupe de Trois–Pistoles (Beaudin, 1984). Le long de cette faille, on observe un "mélange ophiolitique" tel que défini par Gansser (1974). Ce mélange contient des ardoises graphitiques à graptolites, de la serpentinite et de la dolomie cristalline résultant de la

carbonatisation des péridotites (Beaudin, 1984; Mattinson, 1964; Béland, 1960) dans une matrice constituée de shale chaotique. On trouve un bel affleurement de cette faille le long de la rivière Cap–Chat Est.

Selon Beaudin (1984) et Biron (inédit), la faille Shickshock Sud est une faille normale qui aurait formé la limite nord du synclinorium de Connecticut Valley–Gaspé lors de la sédimentation des roches siluro–dévoniennes. Toutefois, Beaudin (1984) croit que cette faille a rejoué en compression durant la déformation acadienne. Les études récentes de Berger (1985) et Lebel (1985) démontrent que cette faille a été le lieu d'un décrochement dextre lors de l'orogenèse acadienne. D'autre part, les travaux de Bourque *et al.* (1985) et de De Broucker (1986) suggèrent fortement que la ligne Baie Verte–Brompton coïncide localement dans le nord de la Gaspésie avec la faille de Shickshock Sud (Williams et St–Julien, 1982). Donc, si c'est le cas, la ligne Baie Verte–Brompton, une ligne de suture taconique, aurait été localement le lieu d'un décrochement dextre lors de l'orogenèse acadienne.

Nos travaux de l'été de 1986 tendent à démontrer qu'effectivement la faille de Shickshock Sud est une faille de décrochement dextre acadienne qui a emprunté, localement, une faille taconique, la ligne Baie Verte–Brompton. Mais d'autres travaux restent à faire pour valider cette hypothèse.

La *faille de la rivière Madeleine* longe la rivière Madeleine sur un segment de son cours, elle débute au sud–est des monts McGerrigle et s'étend jusqu'à cinq kilomètres à l'est de Rivière–Madeleine, soit sur une distance de 65 km.

Cette faille, interprétée à partir d'images Landsat et de photographies aériennes, s'est avérée après vérification sur le terrain être une faille de décrochement senestre qui déplacerait vers le nord–est la faille Shickshock Sud sur une distance de 35 km. Ainsi, elle explique la disparition soudaine de la faille Shickshock Sud au sud–est des monts McGerrigle, la juxtaposition de faciès sédimentaires siluriens d'épaisseurs différentes (Lachambre, 1987) affleurant aussi au sud–est des monts McGerrigle et le décalage vers le nord–est des roches du Groupe de Shickshock. Les faciès siluriens étant peu déplacés nous croyons que cette faille a été active surtout avant la sédimentarion siluro–dévonienne.

LES PLIS

Liard (1972) et Biron (1972, 1973, 1974) rapportent la présence dans le Supergroupe de Québec de plis avec clivage de direction sud–ouest et à pendage nord–ouest qui ne sont observés que dans la partie sud de la région à l'étude, au front du Groupe de Shickshock. Ces plis sont attribués à l'orogenèse acadienne vu le parallélisme de leur clivage et celui affectant les assises du Silurien.

Liard (1972), dans les régions de Mont–Joli et de Sayabec, attribue aussi à une déformation tardive la présence de grands plis ouverts à grand rayon de courbure orientés NE–SW. De même, Biron (1971, 1972, 1973, 1974) observe une phase tardive (quatrième phase) de plissement, d'une direction variant de N10°E à N30°W. Cette phase est responsable des grandes ondulations que l'on observe le long de la côte et des changements de plongement des plis anciens. Ces ondulations tardives sont évidemment considérées comme étant acadiennes ou plus jeunes.

Évolution paléogéographique et structurale

Généralités

Pour reconstituer l'évolution paléogéographique et structurale du Cambro–Ordovicien de la partie nord de la Gaspésie, nous nous sommes basés sur l'ordre d'empilement des nappes, l'âge des unités lithostratigraphiques, des études pétrographiques (grès de la Formation de Cloridorme et de la Formation Tourelle, péridotite du Complexe de mont Albert, etc.), des études géochimiques de l'Amphibolite du Diable et des métavolcanites du Groupe de Shickshock et des modèles connus traitant de l'évolution paléogéographique et structurale des roches cambro–ordoviciennes des Appalaches du Nord (Bird et Dewey, 1970; St–Julien et Hubert, 1975; Williams et St–Julien, 1982).

Les roches des groupes de Shickshock et de Trois–Pistoles et des formations de l'Orignal, de Romieu et de Rivière Ouelle représentent la construction d'une marge passive de type Atlantique (au Cambrien et à l'Ordovicien précoce) tandis que les formations de Tourelle, de Des Landes et de Cloridorme ainsi que le mélange de Cap–Chat sont formés des faciès synorogéniques (de l'Ordovicien inférieur et moyen). La péridotite du mont Albert et l'amphibolite représentent des vestiges de la lithosphère océanique.

Marge passive de type atlantique

Les roches du Groupe de Shickshock représentent les premiers sédiments et épanchements de basaltes formés dans un environnement de rift, en milieu continental ou marin peu profond, précédant l'ouverture de l'océan proto–Atlantique. Les lithologies du Groupe de Shickshock ressemblent à celles du Culpeper Basin, un des "*Mesozoic pull–part basins*" de l'Est américain (Virginie du Nord), qui se sont accumulées dans un environnement de rift (Hentz, 1985). La pétrographie des grès et des conglomérats du Groupe de Shickshock indique une source constituée essentiellement du socle grenvillien. Ces roches appartiennent à la Zone de Humber (Williams, 1978).

Les formations de l'Orignal, de Saint–Damase, de Rivière–du–Loup, de Kamouraska, de Romieu et de Rivière Ouelle représentent le prisme de sédiments accumulés sur le talus et le glacis continental (St–Julien et Hubert, 1975; Vallières, 1984; Beaudin, 1984). Ces formations sont génétiquement associées à un épisode de dérive contemporain de l'ouverture de l'océan proto–Atlantique (Wilson, 1966) et elles correspondent à un environnement géodynamique en tension (St–Julien et Hubert, 1975).

Les mudrocks gris–vert et rouges de la Formation de l'Orignal, les mudstones gris de la Formation de Rivière–du–Loup, les marnes de la Formation de Romieu et les mudrocks de la Formation de Rivière Ouelle ont sédimenté dans un environnement marin calme et profond où l'apport détritique était pratiquement restreint aux particules d'argile en suspension. Ces formations constituent l'essentiel du glacis continental.

Suivant l'interprétation de Walker (1976), les formations de Saint–Damase et de Kamouraska sont constituées de faciès sédimentaires qui se sont déposés rapidement, près de la source, dans des chenaux entaillés à la base de la pente et surtout sur le glacis continental (Vallières, 1984). Les lithofaciès d'orthoconglomérats et de grès constituent les vestiges de paléo–chenaux dans la pente continentale. Les turbidites classiques des formations de Saint–Damase et de Kamouraska, avec leurs grès granoclassés et leurs interlits argileux moins importants sont, selon Walker (1976), des turbidites proximales déposées par des courants rapides sur des lobes (*suprafan lobes*), à la sortie des chenaux.

Dans la Formation de Rivière Ouelle, les conglomérats calcaires sont aussi interprétés comme des remplissages de paléo–chenaux (St–Julien et Hubert, 1975; Walker, 1976). De même, les turbidites calcaires granoclassées de 10 cm à un mètre d'épaisseur sont considérées comme des turbidites proximales déposées sur le glacis continental. Ces turbidites calcaires sont bien exposées le long de la côte à Cap–des–Rosiers.

Lithosphère océanique

L'harzburgite du Complexe de mont Albert (Beaudin, 1984) rencontre les critères de la péridotite alpine définis par Jackson et Thayer (1972) et par Irvine et Findlay (1972). Ces ultramafiques sont semblables aux péridotites alpines de Thetford Mines et d'Asbestos, dans l'Estrie, de Bay of Islands et de Hare Bay, à Terre–Neuve. Ces péridotites représentent des complexes ophiolitiques complets ou démembrés, interprétés comme étant une partie de la lithosphère océanique (Laurent, 1972, 1975; Church, 1979).

Le Complexe de mont Albert ne représente que la partie basale, harzburgitique, d'une séquence ophiolitique considérée comme un morceau du manteau supérieur (Laurent, 1972, 1975, 1978; Beaudin, 1984). L'amphibolite est interprétée comme étant un basalte de fond océanique métamorphisé sous l'harzburgite allochtone (Feininger, 1981; Church, 1979; Laurent, 1975; Malpas, *et al.*, 1973; Gagnon et Jamieson, 1986).

Ainsi, le Complexe de mont Albert, lors de l'obduction de la croûte océanique, a métamorphisé des basaltes océaniques au faciès de l'amphibolite. Dans un deuxième temps, probablement à la fin de l'Ordovicien précoce (fin de l'Arénigien), la nappe de Mont Albert (constituée de l'harzburgite et de l'amphibolite) a chevauché les roches du Groupe de Shickshock. Par la suite, l'ensemble formé de la nappe du Mont Albert (harzburgite, amphibolite) et de la nappe du mont Logan (Groupe de Shickshock) a chevauché les assises constituant aujourd'hui la nappe de la rivière Sainte–Anne. Cet édifice de nappes progressa vers le nord et, sous son poids, il créa un exogéosynclinal à son front (Price, 1973) où s'accumulèrent les séquences à turbidites des formations de Tourelle, de Des Landes et de Cloridorme et, possiblement, la partie du mélange de Cap–Chat datée de l'Ordovicien moyen.

Marge active (faciès synorogéniques)

Les formations de Tourelle, de Des Landes et de Cloridorme représentent une sédimentation synorogénique. De même, le "mélange" de Cap–Chat est considéré comme un événement sédimentologique et tectonique contemporain de l'orogenèse taconique.

La Formation de Tourelle est caractérisée par des niveaux de grès massifs et grossiers, à granoclassement normal et parfois inverse, répartis dans des "*thinning–and thickening–upward sequences*". Il s'agit d'une séquence flyschique constituée de turbidites classiques (Bouma, 1962). On observe fréquemment des lits de grès grossier séparés par d'épais niveaux de shale. Cet assemblage caractérise un environnement de "*mid–fan lobe sequences*" (Hiscott, 1980). La présence de structures d'échappement de fluides (*dish structure*) dans les grès massifs est un indicateur du dépôt rapide de ces grès (Lowe, 1975). Toutes ces observations suggèrent que le Tourelle est une séquence de turbidites formée dans un environnement proximal, fort probablement de "mid–fan" (Walker, 1976), sur des cônes sous–marins. La Formation de Neckwick du Groupe de Mictaw, dans la partie sud de la Gaspésie, montre des caractéristiques sédimentologiques identiques et se serait déposée dans un environnement similaire (DeBroucker, 1986), possiblement dans le même bassin. En effet, il est fort possible qu'à l'Ordovicien, le Neckwick était dans le prolongement des roches du Cambro–Ordovicien du nord de la Gaspésie (Bourque *et al.*, 1985; De Broucker, 1986). Les paléocourants, dans les formations de Tourelle (Hiscott, 1978) et de Neckwick (De Broucker, 1986), indiquent un transport du sud–est vers le nord–ouest.

Les grès du Tourelle dérivent d'une source formée d'unités volcaniques, sédimentaires et ophiolitiques situées au sud. L'abondance de fragments de volcanites acides, intermédiaires et basiques dans les microconglomérats et les grès du Tourelle, indique un environnement de marge continentale active plutôt qu'un environnement d'arc volcanique où les roches volcaniques sont basiques à intermédiaires (Baker, 1982; Dickinson, 1974; Girod, 1978; Lefèvre *et al.*, 1974). La Formation de Tourelle s'est donc déposée sur des cônes sous–marins dans le bassin d'avant–arc d'un arc insulaire érigé sur une marge continentale active (prisme d'accrétion) située à proximité de la bordure continentale nord–américaine. Ce prisme d'accrétion est constitué, en grande partie, par les assises du Rivière Ouelle.

Le mélange de Cap–Chat est un assemblage chaotique de roches typiques des formations de Rivière Ouelle, de Tourelle et de Des Landes. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne voyons qu'une explication à la formation du mélange de Cap–Chat, soit une évolution en trois étapes d'une marge continentale active: 1) empilement "d'écailles" du Rivière Ouelle dans un prisme d'accrétion (formation de la partie tectonique du mélange) sur lequel il y eut sédimentation du Tourelle (bassin d'avant–arc); 2) chevauchement sur la bordure continentale nord–américaine de l'ensemble prisme d'accrétion (Rivière Ouelle tectonisé) et bassin d'avant–arc (Tourelle); 3) progression vers le nord de cet ensemble dont le poids a créé, à son front, un exogéosynclinal dans lequel la partie sédimentaire du mélange de Cap–Chat et le Des Landes a été formée.

Cette évolution paléogéographique et structurale du mélange de Cap–Chat explique la présence au sein du mélange, de blocs ou copeaux de Rivière Ouelle dans une "matrice" lithologiquement semblable et d'un âge comparable. Elle explique aussi la présence de blocs ou copeaux de Tourelle relativement peu tectonisés. Enfin, elle explique la partie olistostrome du mélange qui s'est formée durant l'Ordovicien moyen (zone à *Nemagraptus gracilis*) dans l'exogéosynclinal. En bref, la partie tectonisée du mélange s'est surtout formée, à l'Ordovicien inférieur, dans le prisme d'accrétion tandis que la partie olistostromale du mélange s'est surtout formée, à l'Ordovicien moyen, dans l'exogéosynclinal, le Tourelle ayant été un passager passif sur le Rivière Ouelle tectonisé.

La Formation de Des Landes de la nappe de la rivière Marsoui représente probablement un équivalent géochronologique de la partie olistostromale du mélange de Cap–Chat et a dû se déposer dans le même

exogéosynclinal. De fait, les blocs et la matrice de la partie olistostromale du mélange sont lithologiquement semblables et du même âge que les roches de la Formation de Des Landes. Ainsi, il est possible que cette partie olistostrome du mélange provienne du démembrement, par gravité, à l'Ordovicien moyen, d'une partie du Des Landes en même temps que se poursuivait la sédimentation de ce dernier.

La Formation de Cloridorme, une séquence à turbidites contemporaine à l'avancée des nappes, constitue un ensemble synorogénique accumulé au front des allochtones dans l'exogéosynclinal transgressant la plate–forme (Price, 1973; St–Julien et Hubert, 1975). La Formation de Cloridorme, dont la sédimentation est contemporaine aux mouvements des nappes taconiques, a été par la suite déformée et chevauchée par ces mêmes nappes lors de leur progression vers le N ou le NNW.

Parmi les formations de Cloridorme et de Des Landes et le mélange de Cap–Chat, seul ce dernier ne respecte pas l'ordre d'empilement (l'unité structurale qui chevauche est constituée, normalement, de roches relativement plus vieilles que celles de l'unité qui est chevauchée). En effet, la nappe de la rivière Marsoui (Formation de Des Landes) chevauche le Cloridorme (ordre normal des choses). Mais, ce qui est anormal est que la nappe de la rivière Marsoui et la Formation de Cloridorme chevauchent le mélange de Cap–Chat, un ensemble lithologique et structural plus ancien. Nous expliquons cette anomalie structurale par des mouvements tardifs, peut–être acadiens.

Ainsi, à l'orogenèse taconique, le Cloridorme et le Des Landes sont chevauchés par le mélange de Cap–Chat et, postérieurement, une faille de chevauchement tardive, plus inclinée que la faille taconique, aurait permis le chevauchement vers le nord, sur le mélange de Cap–Chat, des formations de Des Landes et de Cloridorme.

Références et bibliographie

AALTO, K.R., 1972 – Flysch pebble conglomerate of the Cap–des–Rosiers Formation (Ordovician), Gaspé Peninsula, Québec. Journal of Sedimentary Petrology, volume 42, N°4, pages 922–926.

ALCOCK, F.J., 1924 – The Mineral Deposits of Gaspé (Québec). Canadian Mining Journal, volume 45, N°41, pages 1000–1003.

_____ 1927 – La région cartographiée du Mont Albert. Commission géologique du Canada; mémoire 144.

_____ 1927 – Montagnes Shickshocks, Gaspé central (Québec). Commission géologique du Canada; Rapport sommaire 1924, partie C, pages 31–37.

_____ 1935 – Géologie de la région de Baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada; mémoire 183.

ARBOUR, R., 1962 – Géologie le long du contact Maquereau–Mictaw. Université Laval; Thèse de M.Sc.

AUBERT de la RÜE, E., 1941 – Région du Lac Matapédia. Ministère des Mines et des Pêcheries Maritimes, Québec; RG–9.

AUMENTO, F., 1969 – Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the mid–Atlantic Ridge. Commission Géologique du Canada; étude préliminaire 69–53.

AVRAMTCHEV, L. – VALLIÈRES, A. – SKIDMORE, B. – BIRON, S. – ST–JULIEN, P., 1984 – Carte minérale des Appalaches du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85–24, 1 carte.

AYRTON, W.G., 1961 – Région de Chandler–Port–Daniel. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–447.

_____ 1967 – Région de Chandler–Port–Daniel. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG–120.

BAKER, P.E., 1982 – Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. *IN* Andesites, orogenic andesites and related rocks; R.S. Thorpe (editor), John Wiley and Sons. 724 pages.

BARBIER, J., 1979 – Auréole géochimique du gîte de cuivre des Mines Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–714, 27 pages.

BARNES, C.R. – NORFORD, B.S. – SKEVINGTON, D., 1981 – The Ordovician system in Canada, Correlation chart and explanatory notes. International union of geological sciences; Publication N°8, 27 pages.

BATES, R.L. – JACKSON, J.A., 1980 – Glossary of Geology. Second edition, American Geological Institute.

BEAUDIN, J., 1975 – Géologie de la région du Mont Albert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–495.

_____ 1977 – Géologie de la région du lac Cascapédia. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–506.

_____ 1980 – Région du mont Albert et du lac Cascapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV–705.

_____ 1984 – Analyse structurale du Groupe de Shickshock et de la péridotite alpine du mont Albert, Gaspésie. Université Laval; thèse de Ph.D; 241 pages.

BEEDEN, D.R., 1983 – Sedimentology of some turbidites and related rocks from the Cloridorme Group, Ordovician, Québec. Université de McMaster; thèse de M.Sc., 256 pages.

B.E.I.C.I.P., 1972 – Rapport sur le traitement des profils 1,5,6,7 du Golfe Saint–Laurent. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–74, 16 pages.

BÉLAND, J., 1957 – Région de Sainte–Félécité–Grosses–Roches. Ministère des Mines, Québec; RP–339.

_____ 1960 – Région de Rimouski–Matapédia, districts électoraux de Rimouski, Matapédia, Bonaventure et Matane. Ministère des Mines, Québec; RP 430, 20 pages.

_____ 1969 – The Geology of Gaspé. CIM Transactions; volume 72, pages 213–220.

_____ 1972 – Arrêt H–1: Gîte du Mont–Albert, Groupe de Shickshock. 24e Congrès géologique international; livret–guide pour l'excursion C–56.

_____ 1980 – Faille du Bras Nord–Ouest et faille du Troisième Lac dans la partie est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP–740.

BERGER, J., 1985 – Analyse structurale de la faille de Shickshock Sud en Gaspésie occidentale, Québec. Mémoire de Maîtrise; Université de Montréal, 29 pages.

BHATTACHARJEE, S.B., 1970 – Riddle–drift cross–lamination in turbidites of the Ordovician Cloridorme Formation, Gaspé, Québec. Université McMaster; Thèse de M.Sc.

BIRD, J.M. – DEWEY, J.F., 1970 – Lithosphere Plate–Continental Margin Tectonics and the Evolution of the Appalachian Orogen. Geological Society of America Bulletin; volume 81, pages 1031–1060.

BIRON, S., 1971 – Géologie de la rive du Saint–Laurent de Cap–Chat à Gros–Morne. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–240.

_____ 1972 – Géologie de la région de Sainte–Anne–des–Monts. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–243.

_____ 1973 – Géologie de la région de Marsoui. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–244.

_____ 1974 – Géologie de la région des Méchins. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–299.

BOUMA, A.H., 1962 – Sedimentology of some flysch deposits, A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Co., New–York, 168 pages.

BOURQUE, P.A., 1971 – Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du nord–est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–46, 26 pages.

_____ 1977 – Le Silurien et le Dévonien basal du nord–est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES–29.

BOURQUE, P.A. – LAURENT, R. – ST–JULIEN, P., 1985 – Acadian Wrench Faulting in Southern Gaspé Peninsula, Québec Appalachians. Association géologique du Canada; Réunion annuelle, Frédéricton, Programme et Résumés, volume 10, page A6.

BRISEBOIS, D., 1981 – Géologie de la région de Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV–824, 19 pages.

BROWN, R.A., 1938 – Rivage Nord de la Baie de Gaspé. Service des Mines, Québec; RP–125.

_____ 1939 – The Geology of the North Shore of Gaspé Bay, Québec. Université McGill, Montréal, Thèse de Doctorat.

BULMAN, O.M.B., 1931 – Some Dichograptids of the Tremadocian and Lower Ordovician. Annals and Mag. of Natural History; volume 7, pages 100–121.

CARBONNEAU, C., 1949 – Stratigraphy and structure of a portion of the Shickshock Mountains, Gaspé Peninsula. Université de British Columbia, Thèse de Maîtrise.

CARON, A., 1984 – Géologie de la région de Chandler–Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83–04.

CARRARA, A., 1972 – Structural geology of Lower Paleozoic rocks, Mount Albert area, Gaspé Peninsula, Québec. Université d'Ottawa, Thèse de Ph.D.

_____ 1973 – Morphological analysis of folded layers from Lower Paleozoic rocks, Mount Albert Area, Gaspé Peninsula, Québec. Journal of Geology; volume 81, N°4, pages 510–516.

CARRARA, A. – FYSON, W.K., 1973 – Taconic and Acadian folds in northern and western Gaspé Peninsula, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 10, N°4, pages 498–509.

CENTRE DE RECHERCHES MINÉRALES, 1985 – Données brutes de l'analyse des minéraux lourds: partie nord–est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85–05, 148 pages.

CHAUVIN, L., 1977 – Étude sédimentologique des dépôts glacio–estuariens de la vallée de la rivière Sainte–Anne, Gaspésie. Université de Montréal, Thèse de M.Sc., 98 pages.

_____ 1982 – Géologie du Quaternaire de la région de Mont–Louis – Grande–Vallée (Comté de Gaspé–est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82–04.

_____ 1984 – Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie. Région de Mont–Louis – Rivière Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83–19, 33 pages.

CHOINIÈRE, J., 1978 – Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la région de Mont–Louis. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–674.

_____ 1979 – Données brutes de l'échantillonnage des sédiments de ruisseau de la région de Mont–Louis. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–675, 156 pages.

_____ 1985a – Synthèse de la géochimie des sédiments de ruisseau de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 84–01, 11 cartes.

_____ 1985b – Atlas géochimique des sédiments de ruisseaux dans la région de Murdochville–Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84–04, 256 pags, 11 cartes.

CHOINIÈRE, J., – TREMBLAY, R.L., 1978a – Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–563, 8 cartes.

_____ 1978 – Données brutes de l'échantillonnage des sédiments de ruisseau de la région de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–564, 47 cartes.

CHURCH, W.R., 1972 – Ophiolite: its definition, origin, as oceanic crust and mode of emplacement in orogenic belts with special reference to the Appalachians. Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada; contribution N°6 au projet de géodynamique.

_____ 1977 – The ophiolites of Southern Québec: oceanic crust of Betts Cove type. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 14, N°7, pages 1668–1673.

_____ 1979 – Dynamothermal aureoles of Appalachian–Caledonian ophiolites. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting; Program with Abstracts, volume 4, paage 43.

CLARK, T.H., 1977 – Region de Granby. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RG–177, 109 pages.

CLARKE, J.M., 1913– Excursion in Eastern Québec and the Maritime Privinces; Dalhousie and the Gaspé Peninsula. International Geological Congress, Canada; Guidebook N°1.

COCKBURN, G.H. – LALONDE, J.P. – TREMBLAY, R.L., 1975 – Géochimie des sédiments de ruisseau: Région du Mont Albert (Comté de Gaspé–Nord). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–303, 68 pages et ES–19, 20 pages.

COUSINEAU, P.A., 1982 Indices de tungstène dans les Appalaches du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–782, 48 pages.

COWAN, D.S., 1985 – Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the Western Cordillera of North America. Geological Society of America; volume 96, pages 451–462.

CRICKMAY, G.W., 1932 – Evidence of Taconic Orogeny in Matapédia Valley, Québec. American Journal of Science, fifth serie, volume 24, pages 368–386.

DAVID, P.P. – LEBUIS, J., 1972 – Région de Courcelette–Tourelle (Comtés de Gaspé–Nord et de Matane): Géologie du Quaternaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–63, 26 pages.

DAVIES, I.C. – WALKER, R.G., 1974 – Transport and deposition of resedimented conglomerates; the Cap Enragé Formation, Cambro–Ordovician, Québec. Journal of Sedimentary Petrology; volume 44, N°4, pages 1200–1216.

DAWSON, J.W., 1889 – On new species of fossil sponges from the Siluro–Cambrian at Little Metis on the Lower Saint–Lawrence. Transactions of the Royal Society of Canada; volume 7, section IV, pages 31–56.

_____ 1896 – Additional notes on fossil sponges and other organic remains from the Québec Group at Little Metis on the Lower Saint–Lawrence. Transactions of the Royal Society of Canada; 2nd serie, volume 2, section IV, pages 91–130.

DEBLOIS, R., 1949 – Petrography and petrology of rocks of the Shickshock series. Université Laval, Thèse de M.Sc., 58 pages.

DE BROUCKER, G., 1983 – Groupes de Mictaw et de Maquereau, région de Port–Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83–06.

_____ 1984 – Géologie des Groupes de Mictaw et de Maquereau, Région de Port–Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84–01.

_____ 1984 – Stratigraphie et structure des Groupes de Mictaw et de Maquereau, Région de Port–Daniel (Gaspésie). *IN* Géologie et métallogénie de la Gaspésie et de la région de la Fosse du Labrador; Séminaire d'information 1984, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84–18, pages 3–16.

_____ 1986 – Évolution tectonostratigraphique de la Boutonnière Maquereau–Mictaw (Cambro–Ordovicien) Gaspésie, Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, 322 pages.

_____ 1987 – Stratigraphie, pétrographie et structure de la Boutonnière Maquereau–Mictaw (région de Port–Daniel, Gaspésie). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 86–03, 160 pages.

DE RÖMER, H.S., 1969 – Geology of the Mount Auclair Area (Comté de Gaspé–Nord). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–71, 16 pages.

_____ 1970 – Géologie de la région de rivière Madeleine Nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–594.

_____ 1972 – Geological report on the Mount Jacques–Cartier – Lake Madeleine area, Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–99.

_____ 1976 – Age and style of mesostructures in north–central Gaspé, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 13, N°11, pages 1537–1544.

_____ 1977 – Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG–174.

DICKINSON, W.R., 1974 – Plate tectonics and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; Special publication, volume 22, pages 1–27.

DIGHEM LTÉE, 1972a – Levé EM (conventionnel) – Région de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–111, 4 cartes.

_____ 1972b – Levé EM (conventionnel) – Région de Matane (suite). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–112, 4 cartes.

_____ 1973a – Levé EM (conventionnel) – Région de Sainte–Anne–des–Monts. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–168, 2 cartes.

_____ 1973b – Levé EM (conventionnel) – Région du Mont Auclair. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–172, 1 carte.

_____ 1974 – Levé EM (conventionnel) – Région de la rivière Madeleine. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–312, 1 carte.

DION, D.J., 1975 – Propriétés géotechniques des dépôts meubles, (région entre Saint–Joachim–de–Tourelle et Rivière–du–Loup). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–320, 2 pages.

DOVETON, J.H. – SKIPPER, K., 1974 – Markov chain and substitutability analysis of a turbidite succession, Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspé, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 11, N°3, pages 472–488.

DRESSER, J.A., 1912 – Reconnaissance along the National Transcontinental Railway in Southern Québec. Geological Survey of Canada; Memoir N°35, 40 pages.

DRESSER, J.A. – DENIS, T., 1944 – Géologie du Québec. Ministère des Mines, Québec; RG–20.

DUGAS, J. – ASSAD, R. – MARLEAU, R., 1969 – Metallogenic concepts in Gaspé. CIM Transactions; volume 42, pages 248–255.

DUQUETTE, G., 1979 – Carte annotée du forage et de l'échantillonnage d'une bande de dolomie en bordure des Chics–chocs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–617.

_____ 1983 – Excursion géologique autour des Monts McGerrigle. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83–06, 16 pages.

DUQUETTE, G. – LACHANCE, S., 1977 – Région de Boisbuisson. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG–187.

ELLS, R.W., 1883 – Report on explorations and surveys in the interior of Gaspé Peninsula and Prince Edward Island. Commission Géologique du Canada; Rapport de progrès pour 1880–81–82, partie D.

_____ 1885 – Rapport sur la géologie de l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Commission Géologique du Canada; Rapport de progrès 1882–83–84, partie E, pages 1 à 36.

_____ 1889 – Second report on the geology of a portion of the Province of Québec. Geological and Natural History Survey of Canada; Annual Report 1887–1888, volume 3, part 2, report K, pages 6–116.

ENOS, P., 1965 – Anatomy of a flysch, Middle Ordovician Cloridorme Formation, Northern Gaspé Peninsula. Université de Yale, Thèse de doctorat.

_____ 1966 – Discontinuity of turbidite beds, Gaspé Peninsula, Canada. Geological Society of America, Special Paper 87, abstract, page 52.

_____ 1969a – Cloridorme Formation, Middle Ordovician flysch, Northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America; Special Paper 117, 66 pages.

_____ 1969b – Horizontal grading in Gaspé turbidites. Geological Society of America; Special Paper 121, 90 pages.

FEININGER, T., 1981 – Amphibolite associated with the Thetford Mines Ophiolitic Complex at Belmina Ridge, Québec. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 18, N°12, pages 1878–1892.

FOLK, R.L., 1962 – Spectral subdivision of limestone type. *IN* Classification of Carbonate rocks, a Symposium, WE. Ham (editor). American Association of Petroleum Geologists; Memoir 1, pages 62–84.

FRITZ, W.H. – KINDLE, C.H. – LESPERANCE, P.J., 1970 – Trilobites and stratigraphy of the Middle Cambrian Corner–of–the–Beach Formation, Eastern Gaspé Peninsula, Québec. Canadian Geological Survey Bulletin; N°187, pages 43–58.

GAGNON, Y.D. – JAMIESON, R.A., 1986 – Étude de la semelle métamorphique du complexe du mont Albert, Gaspésie, Québec. *IN* Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada; Étude 86–1B, pages 1–10.

GANSSER, A., 1974 – The Ophiolitic Melange, a World–wide Problem on Thetyan Examples. Ecologae Geologicae Helvetiae, volume 67, volume 3, pages 479–507.

GAR–X AIR SURVEY LTD., 1972 – Levé EM (conventionnel) – Région de Matapédia. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–102.

_____ 1973 – Levé EM (conventionnel)– Région de Mont–Louis, Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–250.

GIRARD, P., 1967 – Géologie de la région de Mont Richardson. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–563.

_____ 1971 – The Madeleine Copper Mine, Gaspé, Québec: a hydrothermal deposit. Université McGill; Thèse de Ph.D., 243 pages.

GIROD, M., 1978 – Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin Editeurs, 239 pages.

GLOBENSKY, Y., 1987 – Géologie des basses–terres du Saint–Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 85–02.

GOODAIRE, A.K. – BRULE, B.G. – COOPER, R.V., 1969 – Results of Regional Underwater Gravity Surveys in the Gulf of St. Lawrence (with map). Gravity map series of the Dominion Observatory. Ministère de l'Énergie des Mines et des Ressources, Ottawa, Canada; 24 pages.

GREAT PLAINS, N.O.E.L. – SHELL, 1972 – Numéro 1 Parke. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Secteur énergie), Québec; GM–28163.

GRONDIN, G.G., 1959 – Géologie régionale des Appalaches et des basses–terres du Saint–Laurent

dans le Québec. Thèse de Maîtrise, Université Laval, 94 pages.

HANNAH, G.J.R., 1954 – Petrology of the Maquereau Series. Université Laval, Thèse de Doctorat.

HENDRY, H.E., 1976 – Fining–upward cycles in a sequence of resedimented conglomerates, Cap–des–Rosiers Formation (Ordovician), Gaspé Peninsula. Geological Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts, volume 1, page 76.

_____ 1978 – Cap–des–Rosiers Formation at Grosses Roches, Québec; deposits of the mid–fan region on an Ordovician submarine fan. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 15, N °9, pages 1472–1488.

HENTZ, T.F., 1985 – Early Jurassic Sedimentation of rift–valley lake: Culpeper Basin, Northern Virginia. Geological Society of America Bulletin, volume 96, pages 92–107.

HEROUX, Y., 1971– Formation de Sayabec dans la région de la Rédemption–Sayabec–Val–Brillant (comté de Matapédia). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–45.

HESSE, R., 1981 – Stages in post–depositional history of Lower Paleozoic continental margin sediments, Québec Appalachians. Geological Society of America. Canada, Northeastern section, Abstracts with programs, volume 13, N°3, page 137.

HESSE, R. – MIDDLETON, G.V. – RUST, B.R., 1982 – Day 4; Cloridorme Formation. *IN* Excursion 7B, Paleozoic Continental Margin Sedimentation in the Québec Appalachians; International Association of Sedimentology, pages 126–138.

HISCOTT, R.N., 1975 – Sedimentology of the Tourelle Formation, an early synorogenic flysch in the Québec Appalachians. Geological Society of America; Abstracts with programs, volume 7, N°7, pages 1117–1118.

_____ 1977 – Sedimentology and regional implications of deep–water sandstones of the Tourelle Formation, Ordovician, Québec. Université McMaster; Thèse de M.Sc.

_____ 1978 – Provenance of deep–water sandstones, Tourelle Formation, Québec, and implications for initiations of the Taconic orogeny. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 15, N°10, pages 1579–1597.

_____ 1979 – Clastic sills and dykes associated with deep–water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Québec. Journal of Sedimentary Petrology; volume 49, N°1, pages 1–9.

_____ 1980 – Depositional framework of sandy mid–fan complexes of Tourelle Formation, Ordovician Québec. American Association of Petroleum Geologists; volume 64, N°7, pages 1052–1077.

HISCOTT, R.N. – MIDDLETON, G.V., 1979 – Depositional mechanics of thick–bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Québec, Canada. *IN* Geology of Continental Slopes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; Special Publication 27, pages 307–326.

_____ 1980 – Fabric of coarse deep–water sandstones, Tourelle Formatin, Québec, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, volume 50, N°3, pages 703–721.

HISCOTT, R.N. – MIDDLETON, G.V. – HENDRY, M. – HESSE, R. – RUST, B.R., 1982 – Day 5; Tourelle Formation and Grosses Roches Conglomerates. *IN* Excursion 7B, Paleozoic Continental Margin Sedimentation in the Québec Appalachians, International Association of Sedimentology; pages 139–160.

HOWELL, B.F., 1934 – The age of the sponge beds at Little Metis, Québec. Wagner Free Institut of Science Bulletin; volume 19, pages 1–16.

HUBERT, C., 1965 – Stratigraphy of the Québec Complex in the l'Islet–Kamouraska area, Québec. Université McGill; Thèse de Ph.D., 192 pages.

_____ 1967 – Tectonics of part of the Sillery Formation in the Chaudière–Matapédia segment of the Québec Appalachians. Royal Society of Canada; Special Publication, pages 33–41.

_____ 1973 – Région de Kamouraska, La Pocatière, Saint–Jean–Port–Joli. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 151, 205 pages.

HUBERT, C. – LAJOIE, J. – LEONARD, M.A., 1970 – Deep Sea sediments in the lower Paleozoic Québec Supergroup. *IN* Flysch Sedimentology in North America; Special Paper 7, pages 103–125.

HUNT, T.S., 1854 – On some of the crystalline limestone of North America. American Journal of Science; 2nd series, volume 18, pages 193–200.

HUTCHINSON, R.D., 1952 – Middle Cambrian of the Atlantic Realm in the Eastern Gaspé (Québec). American Journal of Science, volume 250, N°4, pages 275–280.

INGRAM, R.L., 1953 – Fissility of mudrocks. Geological Society of America; Bulletin 64, pages 869–879.

IRVINE, T.N. – FINDLAY, T.C., 1972 – Alpine–type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Canada; contribution N°8 au projet de géodynamique.

ISLAM, S., 1981 – Thermal Maturation Patterns in Cambro–Ordovician flysch sediments of the Taconic Belt, Gaspé Peninsula. Université McGill; Thèse de M.Sc., 191 pages.

ISLAM, S. – HESSE, R., 1983 – The P–T conditions of late–stage diagenesis and low grade metamorphism

in the Taconic belt of the Gaspé peninsula from fluid inclusions; preliminary results. Geological Survey of Canada; volume 83–1B, pages 145–150.

ISLAM, S. – HESSE, R. – CHAGNON, A., 1982 – Zonation of diagenesis and low–grade metamorphism in Cambro–Ordovician flysch of Gaspé Peninsula, Québec Appalachians. The Canadian Mineralogist; volume 20, pages 155–167.

ISLAM, S. – OGUNYOMI, O. – HESSE, R., 1982 – Thermal maturation of Cambro–Ordovician flysch of the Québec Appalachians; relation to thrust sheets and intrusives. Résumé, Congrès International de Sédimentologie; volume 11, page 14.

JACKSON, E.D. – THAYER, R.P., 1972 – Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite – gabbro complexes. 24e Congrès géologique international; section 2, pages 289–296.

JOHNSON, B.A., 1975 – A deep–sea fan thalweg–channel depositional model for the Cambro–Ordovician Cap Enragé Conglomerate, Gaspé, Québec. Geological Society of America; Abstracts with program, volume 7, N°6, page 792.

JONES, I.W., 1931 – La région de la carte de Lesseps, péninsule de Gaspé. Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1930, partie D.

_____ 1931 – The Tabletop Map Area, Gaspé Peninsula. Rapport Annuel, du Service des Mines pour l'année 1931. Ministère des Mines du Québec; Partie D, pages 5–32.

_____ 1933 – Gisements de plomb et zinc de la baie de Gaspé et de la rivière Marsoui. Ministère des Mines, Québec; Rapport Annuel 1932–C.

_____ 1934 – Marsoui Map Area, Gaspé Peninsula. Ministère des Mines, Québec; Rapport Annuel, Partie D, pages 1–40.

_____ 1935 – Dartmouth River Map Area, Gaspé Peninsula. Ministère des Mines, Québec; Rapport Annuel, Partie D, pages 3–44.

_____ 1936 – Région de la partie supérieure de la rivière York, Péninsule de Gaspé. Service des Mines, Québec; rapport annuel, 1935, part D, pages 3–31.

_____ 1942 – Mineral deposition in Gaspé Peninsula, Québec. *IN* Ore deposits as related to structural features, Newhouse, W.H., pages 184–187.

JONES, I.W. – McGerrigle, H.W., 1937 – Géologie d'une partie de l'est de Gaspé. Service des Mines, Québec; RP–130.

KINDLE, C.H., 1936 – A Geological Map of Southeastern Gaspé. Eastern Geologist, Geological Society of America Proceedings, N°1, page 354.

_____ 1942 – A Lower (?) Cambrian Fauna from Eastern Gaspé, Canada. American Journal of Science; volume 240, pages 633–641.

_____ 1969 – Eyeless trilobites and flysch sediments. Abstract, Geological Association of Canada; Program of the Annual Meeting, 1969, page 25.

KINDLE, E.M., 1938 – The correlation of certain Devonian faunas of Eastern and Western Gaspé. American Bulletin; volume 24, N°82.

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

_____ 1987 – Le Silurien et le Dévonien basal du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84–06, 81 pages.

LACHANCE, S., 1972 – Géologie de la région des Mines Madeleine et Candego (Comté de Gaspé–Nord). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–117, 27 pages.

_____ 1973a – Géologie de la région du lac à Claude. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–188.

_____ 1973b – Géologie des sédiments de ruisseau: Région du lac à Claude (Comté de Gaspé–ouest). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–416, 17 pages.

LACHANCE, S. – DUQUETTE, G., 1977 – Région de Boisbuisson (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG–187, 78 pages.

LAJOIE, J., 1972 – Géologie des régions de Rimouski et de Lac–des–Baies (moitié ouest), Comtés de Rimouski et Rivière–du–Loup. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–64, 40 pages.

LALONDE, J.P. – PELLETIER, M. – CHOUINARD, N., 1984 – Atlas géochimique des eaux souterraines de la région du Bas Saint–Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83–07, Données brutes: DV 83–08.

LANDING, E. – BARNES, C.R. – STEVENS, R.K., 1986 – Tempo of earliest Ordovician graptolite faunal succession: conodont–based correlations from the Tremadocian of Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 1928–1949.

LAPWORTH, C., 1886 – On graptolites. Transactions of the Royal Society of Canada; Section IV, 1886.

LaSALLE, P., 1985 – Stratigraphie du Quaternaire du Québec: une revue. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85–11, 74 pages.

LAURENT, R., 1972 – The Ophiolite Sequence of Southwestern Québec. Geotimes; December 1972.

_____ 1975 – Occurences and origin of Ophiolites of Southern Québec, Northern Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 443–445.

_____ 1978 – The Ophiolites of Southern Québec: oceanic crust of Betts Cove type: discus-

sion. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 15, N°11, pages 1880–1881.

LAVERDIÈRE, J.W., 1938 – Traverses dans la bande appalachienne du Québec, entre Montmagny et Matane. Ministère des Mines, Québec; RP–122–D.

LEBEL, D., 1985 – Analyse structurale de la déformation acadienne, principalement la faille de Shickshock Sud dans la région de Rimouski–Matapédia. Université de Montréal; Mémoire de maîtrise, 130 pages.

LEBUIS, J., 1973a – Géologie du Quaternaire de la région de Cap–Chat (Comtés de Gaspé–Nord, Matane et de Matapédia). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–145, 12 pages.

_____ 1973b – Géologie du Quaternaire de la région de Matane–Amqui (comtés de Matane et de Matapédia). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–216, 18 pages.

_____ 1975 – Géologie du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–327, 32 cartes.

LEFEVRE, C. – DUPUY, C. – COULON, C., 1974 – Le volcanisme andésitique. *IN* Volcanisme et phénomènes associés. Revue de la Haute Auvergne; volume 44, pages 315–355.

LIARD, P., 1971– Géochimie des sédiments de ruisseau: Région de Mont–Joli (Comtés de Rimouski, de Matapédia et de Matane). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–239, 6 pages.

_____ 1972 – Géologie de la région de Mont–Joli–Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP–202.

_____ 1973 – Cartes supplémentaires pour la région de Mont–Joli–Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–290.

LOCAT, J., 1976 – Quaternary geology of the Baie–des–Sables – Trois–Pistoles area, Québec, with some emphasis on the Goldthwait Sea clays. Université Waterloo; Thèse de M.Sc.

_____ 1978 – Le Quaternaire de la région de Baie–des–Sables –Trois–Pistoles (Comtés de Matapédia, Rimouski et Rivière–du–Loup). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–605, 68 pages.

LOCKWOOD CONSULTANTS LTD., 1972 – Interpretation des données aéromagnétiques de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–77, 102 pages.

LOGAN, W.E., 1846 – On the geology of the Chat and Cascapédia rivers, Gaspé and part of Chaleur Bay. Commission géologique du Canada; rapport de progrès pour 1844.

_____ 1864 – Géologie du Canada. Commission géologique du Canada; rapport de progrès jusqu'à 1863.

LOW, A.P., 1885 – Rapport sur les explorations et les reconnaissances faites dans l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada; Rapport de progrès 1882–83–84, partie F, pages 1–22.

LOWE, D.R., 1975 – Water escape structures in coarse–grained sediments. Sedimentology; volume 22, pages 157–204.

MacGREGOR, I.D., 1962 – Geology, petrology and geochemistry of the Mount Albert and associated ultramafic bodies of Central Gaspé, Québec. Queen's University; Thèse de Maîtrise.

_____ 1964 – A study of the contact metamorphism aureole surrounding the Mount Albert ultramafic intrusion. Princeton University; Thèse de Doctorat.

MacGREGOR, I.D. – BASU, A.R., 1977 – Petrogenesis of the Mount Albert ultramafic massif, Québec. Geological Society of America Bulletin, part II, volume 90, N°10, pages 1529–1627.

MALPAS, J. – STEVENS, R.K. – STRONG, D.F., 1973– Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite: its classification and tectonic significance. Geology; volume 1, pages 45–47.

MARCOTTE, R., 1980 – Gîtes et indices de chromite au Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP–724, 62 pages.

MARTINEAU, G., 1977 – Géologie des terrasses fluviales du segment septentrional de la rivière Sainte–Anne, Gaspésie. Université de Montréal; Thèse de M.Sc.

MATTINSON, C.R., 1958 – The geology of the Mount Logan area, Gaspé, Québec. Université McGill; Thèse de Ph.D.

_____ 1964 – Géologie de la région du mont Logan, Gaspé, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG–118.

McGERRIGLE, H.W., 1943 – Reconnaissance geological survey of South–central and Western Gaspé Peninsula, Québec. Ministère des Mines, Québec; DP–479, 106 pages.

_____ 1950 – La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des Mines, Québec; RG–35.

_____ 1953 – Carte géologique de la péninsule de Gaspé. Ministère des Mines, Québec; Carte 1000.

_____ 1954 – Les régions de Tourelle et Courcelette, péninsule de Gaspé. Ministère des Mines, Québec; RG–62.

_____ 1959 – Région de la rivière Madeleine, district électoral de Gaspé–Nord. Ministère des Mines, Québec; RG–77.

_____ 1977 – South–Central and Western Gaspé Peninsula. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–479.

_____ 1985 – Tour géologique de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GT–1, 218 pages.

McGERRIGLE, H.W. – SKIDMORE, W.B., 1967 – Carte géologique de la péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Carte 1642.

MER, 1979 – Travaux sur le terrain 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV–712.

_____ 1983a – Atlas géochimique des sédiments de ruisseau dans la région de Matane–Matapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83–09.

_____ 1983b – Travaux sur le terrain 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83–13.

_____ 1984a – Travaux sur le terrain 1984. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84–17.

_____ 1984b – Compilation de la géologie du Quaternaire. Région des Appalaches. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84–10.

_____ 1984c – Aires d'intérêt géochimique et géologie du Quaternaire. Estrie, Beauce et Appalaches. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84–11.

_____ 1986 – Code stratigraphique nord–américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86–02, 58 pages.

MRN, 1963 – Bibliographie annotée sur les minéralisations métalliques dans les Appalaches du Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; S–72.

_____ 1979 – Levé EM–PP au sol: Canton de Cherbourg, région de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–680.

MORIN, M., 1954 – Conglomerates in the Northern Appalachian region. Université Laval, thèse de maîtrise; 74 pages.

MUKHERJI, K.K., 1971 – Preliminary report on Sainte–Blandine area (Comtés de Rimouski et de Matapédia). Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP–196, 15 pages.

MURRAY, A., 1847 – Rapport sur la géologie des rivières Matane, Sainte–Anne et Saint–Jean, Gaspé. Commission géologique du Canada; Rapport de progrès 1845–46, pages 109–130.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983 – North American Stratigraphic Code. American Association of Petroleum Geologists Bulletin; volume 67, N°5, pages 841–875.

OLLERENSHAW, N.C., 1961 – Région de Cuoq–Langis, Comtés de Matapédia et de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–465, 16 pages.

_____ 1963 – Stratigraphic problems of the western Shickshock Mountains. Université de Toronto, Thèse de Ph.D.

_____ 1967 – Région de Cuoq–Langis. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG–121.

OSBORNE, F.F. – ARCHAMBAULT, M., 1948 – Chromiferous chlorite from Mount Albert, Québec. Société Royale du Canada; Transactions XLII, section IV, May 1948.

PARKASH, B., 1969 – Depositional mechanism of greywackes, Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspé, Québec. Université McMaster; Thèse de Ph.D.

PARKS, W.A., 1931 – Geology of the Gaspé Peninsula. Geological Society of America Bulletin; volume 42, N°3, pages 785–799.

PERREAULT, G., 1984 – Distribution de l'or dans les roches hôtes, Boisbuisson, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84–26, 16 pages.

PETT, J.W., 1970 – The morphology of flutes. Université McMaster; Thèse de M.Sc., 120 pages.

PICKERING, K.T. – HISCOTT, R.N., 1985 – Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Québec, Canada; an alternative to the antidune hypothesis. Sedimentology, volume 32, N°3, pages 373–394.

PIQUE, A. – BÉLAND, J. – RINGELE, H. – MILLOT,G., 1983 – Analyse tectonique dans les Appalaches québécoises; la région de Maquereau (Gaspésie sud–orientale); un allochtone taconien charrié vers le sud?. *IN* Compte–rendus des séances de l'Académie des Sciences; série 2: Mécanique–Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, volume 296, N°18, pages 1445–1448.

PIQUE, A. – RINGELE, H. – BÉLAND, J., 1981 – Analyse tectonique dans les Appalaches québécoises. Centre de Recherche de l'Académie des Sciences de Paris; tome 292, série II, pages 109–112.

PRICE, R.A., 1973 – Large–Scale Gravitational Flow of Supracrustal Rocks, Southern Canadian Rockies. *IN* Gravity and Tectonics, K.A. DeJongand R. Scholten (editors), Wiley–Interscience, pages 491–502.

RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, New York.

RASETTI, F.R.D., 1946 – Early Ordovician trilobite faunules from Québec and Newfoundland. Journal of Paleontology; volume 28, N°5, pages 581–587.

RAYMOND, P.E., 1912 – The succession of faunas at Lévis, Québec. American Journal of Science; XXXVIII, pages 523–530.

REJHON, G., 1957 – A study of the Ordovician Conglomerates near Matane, Québec. Université McGill, Thèse de M.Sc.

RESSER, C.E., 1938 – The Cambrian rocks of New York, Vermont and Québec. Smithsonian Institute of Exploration and Field Work 1937, Publication 3480, pages 5–8.

RICHARDSON, J., 1858 – Report for the year 1857 (Gaspé peninsula). Geological Survey of Canada; pages 29–93.

_____ 1859 – Report on a portion of the Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada; rapport annuel pour 1858, pages 105–169.

_____ 1870 – Report of Mr. James Richardson on the south shore below Québec. Geological Survey of Canada; Report of Progress from 1866–1869, chapitre IV, pages 119–141.

RIDDELL, J.E., 1952 – Rapport préliminaire sur les analyses hydrochimiques des ruisseaux et des rivières dans la péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP–268, 13 pages.

ROBERT, J.L., 1963 – Géologie de la région du mont Hog's Back. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–540.

_____ 1964 – Géologie de la région du Mont Vallières–de–Saint–Réal. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–549.

_____ 1967 – Géologie de la région de Lesseps, comté de Gaspé–Nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP–562.

ST–JULIEN, P., 1979 – Structure et stratigraphie des roches de la plate–forme et des séquences appalachiennes près de Québec. Association géologique du Canada; Livret–guide de l'excursion A–9, Université Laval, Québec, 34 pages.

ST–JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. American Journal of Science; volume 275–A, pages 337–362.

ST–JULIEN, P. – SLIVITZKY, A. – FEININGER, T., 1983 – A deep structural profile across the Appalachians of Southern Québec, *IN* Contributions to Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, R.D. Hatcher, H. Williams, and I. Zietz, (editors), Geological Society of America; Memoir 158, pages 103–111.

SIKANDER, A.H., 1967 – Structural analysis of the Lower Paleozoic rocks of the Western Gaspé, Québec. Université d'Ottawa; thèse de doctorat.

SIKANDER, A.H. – FYSON, W.K., 1969 – Structural development of the Paleozoic rocks of Western Gaspé, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, N°8, pages 1113–1127.

SIMS, W., 1971 – Étude comparative des minéraux lourds et sédiments fins des ruisseaux du parc de la Gaspésie et des environs. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–47, 11 pages.

SKIPPER, K., 1971– Antidune cross–stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Québec. Sedimentology; volume 17, pages 45–68.

SKIPPER, K. – BHATTACHARJEE, S.B., 1978 – Backset bedding in turbidites; a further example from the Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspé, Québec. Journal of Sedimentary Petrology, volume 48, N°1, pages 193–210.

SKIPPER, K. – MIDDLETON, G.V., 1975 – The sedimentary structures and depositional mechanics of certain Ordovician turbidites, Cloridorme Formation, Gaspé Peninsula, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, numéro 11, pages 1934–1952.

SLIVITZKY, A., 1984 – Géologie du Cambro–Ordovicien de la région de Cap–des–Rosiers. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84–51.

SMYTH, L.G., 1943 – Exploration for chromite deposits during the year 1943. The Mount Albert Mining Company; Rapport de travaux statutaires, GM–9335–B.

SPECTOR, A., 1972 – Rapport d'interprétation des données aéromagnétiques de la région de Gaspé. Lockwood Consultants Limited, Ministère des Richesses naturelles, Québec.

TANNER, J.G., 1958 – Gravity anomalies in the Gaspé Peninsula, Québec. Université de Western; thèse de maîtrise.

TANNER, J.G. – UFFEN, R.J., 1960 – Gravity anomaly in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada. Publication de l'observatoire du Dominion, volume 21, N°5, pages 221–260.

THÉROUX, Y. – BERTRAND, R. – ACAHB, A. – CHAGNON, A., 1983 – Evolution thermique de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, en relation avec les déformations tectoniques. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83–03, 85 pages.

TIPHANE, M., 1966 – Étude des plages de sables et graviers de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP–35, 40 pages.

TREMBLAY, R.L. – COCKBURN, G.H. – LALONDE, J.–P., 1975 – Géochimie des sédiments de ruisseau, région du Mont–Albert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES–19.

TRZCIENSKI, W.E. Jr., 1988 – Retrograde eclogite from Mont Albert, Gaspé, Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, N°1, pages 30–37.

VALIQUETTE, G., 1986 – Synthèse géologique des roches volcaniques du centre–nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86–07, 15 pages.

VALLIÈRES, A., 1971 – Relations stratigrahiques et structurales du Supergroupe de Québec dans la région de Saint–Malachie ouest. Thèse de M.Sc., Université de Montréal, Québec.

_____ 1984 – Stratigraphie et structure de l'orogénie taconique de la région de Rivière–du–Loup. Université Laval; thèse de Ph.D., 302 pages.

VALLIÈRES, A. – HUBERT, C. – BROOKS, C., 1978 – A slice of basement in the western margin of the Appalachian orogen, Saint–Malachie, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 15, pages 1242–1249.

VAN BOSSE, J.Y. – WILLIAMS–JONES, A.E., 1985 – Métamorphisme et altération comme indicateurs de fluides hydrothermaux porteurs de cuivre dans l'auréole thermale des Monts McGerrigle. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84–12, 80 pages.

WALKER, R.G., 1975 – Depositional models for Cambro–ordovician resedimented conglomerates in Gaspé, Québec. Geological Society of America; Abstracts with programs, volume 7, N°6, page 877.

_____, 1976 – Facies model, turbidites and associated coarse clastic deposits. Geoscience Canada; volume 3, pages 25–36.

_____, 1984 – Facies Models (second edition). Geoscience Canada. Department of Geology, McMaster University, Ontario.

WILHEM, E., 1985 – Méthodologie d'utilisation des concentrés alluvionnaires comme outils de prospection au Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85–09, 70 pages.

WILLIAMS, H., 1978 – Tectonic Lithofacies Map of the Appalachian Orogen. Memorial University of Newfoundland, Map no 1.

_____ 1979 – Appalachian Orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 16, N°3, pages 792–807.

WILLIAMS, H. – ST–JULIEN, P., 1978 – The Baie Verte–Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians. Commission géologique du Canada, étude préliminaire 78–1A, pages 225–229.

_____ 1982 – The Baie Verte–Brompton Line: early Paleozoic continent–ocean interface in the Canadian Appalachians. *IN* Major structural zones and faults of the Northern Appalachians; P. St–Julien and J. Béland (editors), Association Géologique du Canada; Special Paper 24, pages 177–207.

WILLIAMS, H. – TURNER, F.J. – GILBERT, C.M., 1954 – Sandstones and Petrography. WH. Freeman and Co. San Francisco, 406 pages.

WILLIAM–JONES, A.E., 1985 – Mine Madeleine: Étude de la minéralisation et de l'altération de la roche encaissante. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 84–11, 52 pages.

WILLIAM–JONES, A.E. – DUBA, D., 1985 – Cartographie de la cristallinité de l'illite dans le nord–est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84–17, 52 pages.

WILSON, J.T., 1966 – Did the Atlantic close and re–open? Nature, volume 211, pages 676–681.

WOODCOCK, N.H. – FISHER, M., 1986 – Strike–slip duplexes. Journal of Structural Geology; volume 8, N°7, pages 725–735.

WOLOFSY, L., 1954 – Geology of the Candego Mines, Gaspé–North County, Québec. Université McGill, Thèse de M.Sc.

Annexe A

Description de la localité de référence de la Formation de Romieu

Les strates de la localité de référence de la Formation de Romieu affleurent dans le talus en bordure sud de la route 197, 10 km au sud–est de Rivière–au–Renard. Elles affleurent dans un escarpement vertical sur une hauteur d'environ 7 m et sur une longueur de 875 m.

La localité de référence est illustrée à la figure A–1 (hors texte) sous forme d'une coupe géologique car la déformation tectonique prononcée de l'affleurement ne permet pas d'établir une colonne stratigraphique adéquate. La coupe est en effet disséquée par de nombreuses failles à rejet stratigraphique indéterminé et par un réseau très dense de fractures remplies de calcite blanche. Suite à des mouvements tardifs, la Formation de Romieu est chevauchée, à l'est, par du claystone gris–vert et des lits très épais de wacke lithique grossier de la Formation de Tourelle. Dans la partie est de la coupe, le jeu des failles fait apparaître le mélange de Cap–Chat composé d'une matrice de claystone cisaillé d'allure rubanée, gris verdâtre et gris très foncé, contenant de nombreux blocs de la Formation de Rivière Ouelle.

Nous estimons à près de 350 m l'épaisseur stratigraphique de la Formation de Romieu à la localité de référence d'après la distribution générale des lithologies et l'allure des strates.

La localité de référence est formée de strates calcaires (40%) et de strates argileuses (60%). Chaque lithologie forme des séquences plus ou moins épaisses qui alternent en passant graduellement de l'une à l'autre. En cassure fraîche, les strates calcaires sont parfois difficiles à différencier des strates argileuses. Soulignons que les strates, indifféremment de leur composition, contiennent de nombreuses fissures d'extension pluridirectionnelles remplies de veines de calcite blanche larges de 0,5 à 3 cm. Ces veines représentent 5 à 10% du volume de la roche. Pour faciliter la description pétrographique, nous avons identifié les séquences argileuses comme étant l'unité 1 et les séquences calcaires comme étant l'unité 2.

UNITÉ 1

L'unité 1 est constituée essentiellement de claystone variant de non–calcareux à calcareux. Ce claystone se rencontre en séquence monolithologique, avec des lamines silteuses ou avec des interlits de calcite.

Le claystone est gris foncé en surface fraîche et chamois ou gris foncé brunâtre en surface altérée. Observé en lame mince, il est plus ou moins dolomitique (10% en moyenne de petits rhombohèdres de dolomite) et composé surtout d'argiles (70%), de micas (17%) et accessoirement de grains de quartz et de feldspath (3%), grains subanguleux et de la taille du silt. Le claystone à lamines silteuses contient jusqu'à 15% de silt. Ces lamines silteuses sont fines (2 mm en moyenne) et assez bien définies, elles forment de 5 à 15% de la roche. En lame mince, on observe dans ces lamines des grains de quartz et quelques grains de feldspath dans un ciment calcaro–dolomitique. Certaines des lamines se composent surtout de sparite et de dolosparite.

Le claystone peut également être interlité avec de minces lits ou lamines de calcite représentant 5–10% de la roche (figure A–2). Ces lits de calcite (sparite) blanche parfois de forme prismatique, sont particuliers à la Formation de Romieu. En dehors de la localité de référence, ils sont généralement plus abondants.



FIGURE A–2 – Claystone calcareux à intertlis de calcite (unité 1), Formation de Romieu, Route 197.

UNITÉ 2

L'unité 2 est constituée, en proportions égales, de minces lits de calcilutite interlités de claystone dolomitique, de calcilutite rubanée légèrement silteuse et de calcilutite silteuse laminée.

La calcilutite interlitée de claystone dolomitique est finement litée, gris moyen à gris foncé en cassure fraîche (figure A–3) et gris clair en surface altérée. Elle se compose essentiellement de microsparite et contient quelques rares grains de quartz (<2%) de la taille du silt. L'épaisseur des lits varie de 1 à 4 cm (2 cm en moyenne). Ils sont très bien définis et séparés par des interlits de claystone dolomitique (25% de dolomite) de 1 à 2 cm d'épaisseur.

La calcilutite rubanée est formée d'une alternance de bandes fines gris moyen et gris foncé (figure A–4), constituées respectivement de microsparite légèrement dolomitique (8%), microsparite silteuse (10%), et de dolomicrosparite argilo–silteuse (20% de dolomite, 10% d'argile et de mica, et 20% de silt). La fraction silteuse est composée de grains de quartz (85%) et de feldspath (15%).

La calcilutite silteuse laminée, de couleur gris moyen à gris foncé, est composée de microsparite (60%), de dolomite (15%), de quartz et feldspath de la taille du silt (15%) et d'argiles concentrées dans les lamines (10%). Ces dernières sont parallèles, très fines (1 mm) et parfois difficilement observables.



FIGURE A–3 – Calcilutite à interlits de claystone (unité 2), Formation de Romieu, Route 197.



FIGURE A–4 – Calcilutite rubanée (unité 2), Formation de Romieu, Route 197.

Annexe B

Description de la localité de référence de la Formation de Des Landes

La description des lithologies et des turbidites précède la description de la coupe de référence de la Formation de Des Landes car cette formation est formée d'une séquence de turbidites appartenant à plusieurs types lithologiques.

PÉTROGRAPHIE

Les lithologies suivantes se rencontrent dans la Formation de Des Landes: arénite calclithique, calclithite arénacée, calcilutite argilo–silteuse, claystone calcareux conglomératique, claystone calcareux, clayshale calcareux, chert gris–vert à bioforages, conglomérat cherteux,chert noir à radiolaires et clayshale siliceux gris–noir (figure B–1, hors texte).

Arénite calclithique et calclithite arénacée (ARE ccl – CCL aré)

L'arénite calclithique et la calclithite arénacée représentent 6% de la formation et se rencontrent toujours à la base des turbidites. Elles sont gris moyen à gris foncé, altérées chamois dans les escarpements et gris clair sur l'estran. Elles contiennent entre 40 et 80% de grains modérément bien triés, d'une dimension moyenne de 0,3 mm. Les grains sont composés de quartz, de fragments de roches (extraclastes calcaires et fragments de clayshale), de quelques bioclastes et de grains de feldspath. Les grains sont arrondis à subarrondis, les grains de quartz étant généralement de granulométrie plus fine que les fragments de roches. La proportion de ces derniers croît avec la grosseur des grains. Les extraclastes calcaires comptent pour 85% de la fraction lithique et peuvent être de compositions très variées: micrite, micrite à fenestrae, micrite à girvanelles, intramicrite à girvanelles, pelmicrite à ostracodes, pelmicrite, pelsparite, oosparite, intramicrosparite, dolomicrite, dolosparite et dolomie. Les fragments de clayshale, vraisemblablement intraformationnels, se trouvent souvent concentrés dans des laminations parallèles grossières. Quant aux bioclastes, ils consistent en des fragments de brachiopodes, d'ostracodes et de crinoïdes.

Le liant qui enrobe ces grains est un ciment carbonaté formé de sparite, de dolomite et de microsparite (75%) et une matrice constituée de micrite, d'argiles et de grains silteux, quartz et feldspath, (25%).

Les structures sédimentaires internes présentes sont le granoclassement, les laminations parallèles et les laminations obliques. À la semelle des lits, on observe de temps à autre des empreintes de charge de même que des flûtes dispersées et généralement mal définies.

Calcilutite argilo–silteuse (CLU arg, sst)

La calcilutite argilo–silteuse représente 10% de la formation. Surmontée de claystone calcareux, elle se rencontre à la base des turbidites ou remplace graduellement l'arénite calclithique ou la calclithite arénacée.

La calcilutite argilo–silteuse est gris foncé en cassure fraîche, gris clair en surface altérée sur l'estran et chamois en surface altérée dans l'escarpement. Elle se compose de micrite/microsparite (45%), d'argile (20%), de grains de quartz, de feldspath et de micas (traces) de la taille du silt (20%), de dolomite (rhombohèdres) (10%) et de sparite (5%).

On observe deux catégories de calcilutite argilo–silteuse. La première a une composition relativement uniforme dans son ensemble, un contact supérieur net, des laminations parallèles assez bien définies de même que des laminations obliques ou en volutes peu fréquentes. Elle peut aussi contenir en de rares occasions des pseudo–nodules et/ou pseudo–clastes de composition semblable (figure B–2). La seconde catégorie (représentée par des hachures dans la figure B–1) diffère de la première par une composition

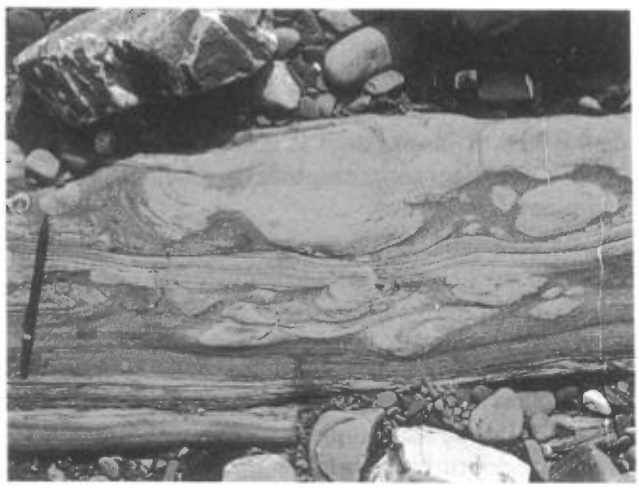


FIGURE B–2 – Calclithite arénacée suivie de calcilutite argilo–silteuse contenant des pseudo–nodules et/ou des pseudo–clastes de composition semblable.

changeante (accroissement du taux d'argile vers le haut), par un contact supérieur graduel, par des laminations parallèles diffuses et discontinues et par la présence beaucoup plus fréquente de pseudo–nodules et/ou de pseudo–clastes de composition semblable (figure B–2).

Des empreintes de charge sont observables soit à la semelle des lits dont la base est formée de calcilutite argilo–silteuse ou à l'intérieur même des niveaux de calcilutite argilo–silteuse.

Claystone calcareux conglomératique, claystone calcareux et clayshale calcareux (CST cal, con – CST cal – CSH cal)

Le claystone calcareux, le claystone calcareux conglomératique et le clayshale calcareux représentent 77% de la formation. Ils constituent la partie très fine des turbidites (division E de la séquence de Bouma, 1962).

Le claystone calcareux est de loin le plus abondant (67% de la formation), il se rencontre uniquement au–dessus de la calcilutite argilo–silteuse avec laquelle il a un contact variant de net à graduel. Sa partie inférieure est très rarement conglomératique. Quant au clayshale calcareux (environ 10% de la formation), il représente la partie hémipélagique des turbidites (Walker, 1984). Lorsque présent, il se retrouve à la partie sommitale des turbidites, recouvrant uniquement du claystone calcareux avec lequel il a un contact relativement net. Le claystone calcareux conglomératique compte pour moins de 1% de la séquence.

Le claystone calcareux est de couleur gris foncé. D'une composition légèrement variable, il peut passer parfois à une calcilutite argileuse. En lame mince, on remarque que le claystone est composé d'argile (50%), de micrite /microsparite (33%), de rhombohèdres de dolomite (8%), de grains de quartz et de feldspath de la taille du silt (8%), de pyrite et de traces de mica (1%). Ces pourcentages varient dans la partie supérieure des turbidites alors que le claystone devient graduellement plus argileux et moins dolomitique. En de rares instances, le claystone est conglomératique et contient de 5 à 30% de clastes dont le diamètre varie de 0,2 à 2 cm. Ces clastes sont composés de calcilutite silteuse à laminations diffuses.

Pour sa part, le clayshale calcareux, de couleur gris–noir est habituellement peu calcareux comparativement aux autres lithologies.

Chert gris–vert à bioforages (CHE bio)

Le chert à bioforages représente 3% de toute la formation. Il ne se trouve que dans l'unité 1, à la partie inférieure des turbidites et toujours surmonté de chert noir à radiolaires.

Le chert gris–vert est caractérisé par la présence de nombreux terriers (bioforages) (figure B–3) dont le matériau de remplissage est gris foncé, ce qui donne un fini moucheté au chert. Le chert est dolomitique comme l'indique l'altération brun verdâtre, orangée ou chamois selon le degré de dolomitisation. En lame mince, on observe dans le chert quelques vestiges (11% de la roche) de grains de quartz et de micas de la taille du silt, ainsi que de l'argile. On note quelque 20% de rhombohèdres de dolomite disséminés dans le chert ou concentrés en plages cristallines.



FIGURE B–3– Lit de chert gris–vert montrant des terriers, vue en coupe, Formation de Des Landes, Anse–au–Griffon.

Conglomérat cherteux (CON che)

Le conglomérat cherteux de type "*debris flow*", forme un banc unique de 55 cm d'épaisseur, surmonté de chert noir à radiolaires; sa matrice consiste en un chert noir. Il est localisé dans la partie inférieure de l'unité 1. Les clastes du conglomérat sont d'origine intraformationnelle et proviennent des cherts de l'unité 1. Ils ont un diamètre de 0,2 à 70 cm (15 cm en moyenne). Ils sont subanguleux et montrent des déformations plastiques. Ils ont une granulométrie fine vers le sommet du conglomérat où ils affichent un bon granoclassement sur une faible épaisseur.

Chert noir à radiolaires (CHE rad)

Le chert noir à radiolaires forme la partie sommitale (hémipélagique) des turbidites de l'unité 1.

Le chert noir a un contenu élevé (30%) en radiolaires. En lame mince, on constate que le chert est le résultat de la silicification d'une roche argileuse. En effet, on y observe de nombreux vestiges d'argile (13% en moyenne) et de mica (5%). Le chert noir, tout comme le chert gris–vert, est dolomitique (15%), mais à un degré moindre. On observe en lame mince que les radiolaires ont un diamètre moyen de 0,08 mm. Les pourtours des radiolaires sont rarement conservés et il ne subsiste que des amas ronds fantomatiques beaucoup plus cherteux que la matrice dans laquelle ils

baignent. Les radiolaires bien préservés ont une forme circulaire et de nombreuses épines radiales.

Clayshale gris–noir (CSH sil)

Le clayshale siliceux constitue la majeure partie d'une unité transitionnelle entre les turbidites cherteuses et les turbidites calcareuses. Il représente la portion hémipélagique des turbidites, coiffant sans distinction du chert gris–vert, de la calcilutite argilo–silteuse ou encore une calclithite.

Le clayshale gris–noir est essentiellement composé d'argile avec un ciment siliceux dont la proportion diminue à mesure que l'on monte dans la stratigraphie.

TURBIDITES

Les turbidites de la Formation de Des Landes peuvent être classées en dix types selon les associations lithologiques et les structures sédimentaires qu'on y rencontre. Les caractéristiques de chaque type sont résumées dans le tableau B–1. Par exemple, la turbidite T_3 comprend à la base une arénite calclithique ou une calclithite arénacée (ARE cal – CCL aré) recouvertes d'une calcilutite argilo–silteuse (CLU arg, sst) de claystone calcareux (CST cal) et de clayshale calcareux (CSH cal), ce dernier pouvant être absent de temps à autres.

LA COUPE DE RÉFÉRENCE

La coupe de référence de la Formation de Des Landes est localisée sur la côte, face au village de Les Trois–Ruisseaux. Elle débute à l'est du quai de L'Anse–au–Griffon pour se terminer à 1,6 km au sud–est du ruisseau des Whitty (figure B–1). On accède à la coupe en suivant le rivage à partir de L'Anse–au–Griffon ou par un sentier longeant le ruisseau des Whitty. La coupe a été mesurée en partie sur l'estran et en partie dans l'escarpement adjacent.

La coupe de référence est recoupée par plusieurs failles dont les déplacements et les rejets stratigraphiques sont inconnus mais probablement mineurs car les unités sont les mêmes de part et d'autre des cassures. En ne tenant compte ni des troncations ni des répétitions causées par les failles, la coupe de référence atteint une puissance de 1082 m.

À la coupe de référence, la Formation de Des Landes est constituée de quatre unités lithologiques superposées: une unité basale cherteuse (unité 1), suivie de trois unités argilo–calcaires (unités 2a, 2b, 2c) qui se distinguent l'une de l'autre par les pourcentages relatifs des lithologies.

Unité 1

D'une épaisseur de 51 m, l'unité 1 se trouve à la base de la Formation de Des Landes. Elle est constituée de chert gris–vert à bioforages (55%), de chert noir à radiolaires (31%), de clayshale siliceux (12%), de conglomérat cherteux (1%) et de très rares niveaux de calcilutite argilo–silteuse et de calclithite.

TABLEAU B–1 – Classification et caractéristique des turbidites de la Formation de Des Landes

TYPE DE TURBIDITE	LITHOLOGIES (de la base vers le sommet du lit)	DIVISIONS DE BOUMA	NATURE DU PLAN DE STRATIFICATION	ÉPAISSEUR (CM) (MINIMUM – MAXIMUM)
T_1	ARE ccl – CCL aré CLU arg, sst,(p) / CST cal, con c / CST calc / (CSH calc)	ABCDE, ABDE, BCDE ou BDE	droit (avec flûtes)	(60 – 280)
T_2	ARE ccl – CCL aré / CLU arg, sst, (p) / CST cal / (CSH cal)	ABCDE, ABDE, BCDE ou BDE	droit (avec flûtes)	(35 – 260)
T_3	ARE ccl – CCL aré / CLU arg, sst / CST cal / (CSH cal)	ABCDE, ABDE, BCDE ou BDE	droit (avec flûtes)	(15 – 160)
T_4	CLU arg, sst / CST cal / CSH cal	DE	droit	(8 – 180)
T5	(CLU arg, sst) / CST calc/ CSH cal	DE ou E	droit	(5 – 160)
T_6	CHE bio / CHE rad	E	droit	– – –
T_7	CON che / CHE rad	AE	droit	(5 – 35)
T_8	CHE bio / CSH sil	E	droit	(10 – 40)
T_9	CCL / CHE rad	AE	droit	– – –
T_{10}	CLU arg, sst / CSH sil	DE	droit	– – –

ARE – Arénite
CCL – Calclithite
CHE – Chert
CLU – Calcilutite
CON – Conglomérat
CSH – Clayshale
CST – Claystone
aré – arénacé
arg – argileux
bio – bioforage
cal – calcareux
ccl – calclithique
che – cherteux
con – conglomératique
rad – radiolaires
sil – siliceux
sst – silteux
c – clastes intraformationnels > 2 mm
p – pseudo–nodules et/ou pseudo–clastes > 2 mm
– – ou
/ – recouvert
( ) – peut être absent

Les parties inférieure et médiane de l'unité sont constituées d'une alternance de chert gris–vert à bioforages et de chert noir à radiolaires (figure B–4). On y observe un niveau de conglomérat intraformationnel de type "*debris flow*" et deux minces lits lenticulaires de calclithite.

Les 6 m supérieurs de l'unité sont formés d'une alternance de clayshale siliceux et de chert gris–vert en minces couches inférieures à 2 cm d'épaisseur. Alternant également avec le clayshale, quelques couches de 10 cm d'épaisseur de calcilutite argilo–silteuse marquent la transition avec l'unité 2c.

L'unité 1 contient cinq types de turbidites (T_6 à T_{10}), 87% d'entre elles étant représentées par le type T_6. Leur composition et leur pourcentage relatifs sont présentés dans le tableau B–1 et la figure B–1.



FIGURE B–4 – Alternance de chert gris–vert à bioforages et de chert noir à radiolaires, base de la Formation de Des Landes, L'Anse–au–Griffon.

Unité 2a

L'unité 2a totalise 378 m d'épaisseur. Son contact inférieur avec l'unité 1 est graduel et la limite est tracée à l'apparition soutenue des turbidites calcareuses. Son contact supérieur est également graduel et la limite est fixée à la présence soutenue de turbidites épaisses (60 cm en moyenne) où la fraction fine argilo–calcareuse est plus abondante.

L'unité 2a est composée de claystone calcareux et de clayshale calcareux (79%), de calcilutite argilo–silteuse (14%) et d'arénite calclithique et de (calclithite) arénacée (7%). Les turbidites ont une épaisseur moyenne de 26 cm, elles sont des turbidites de type T_5 (37%), T_4 (36%), T_3 (25%) et T_1 (2%) (figure B–5).

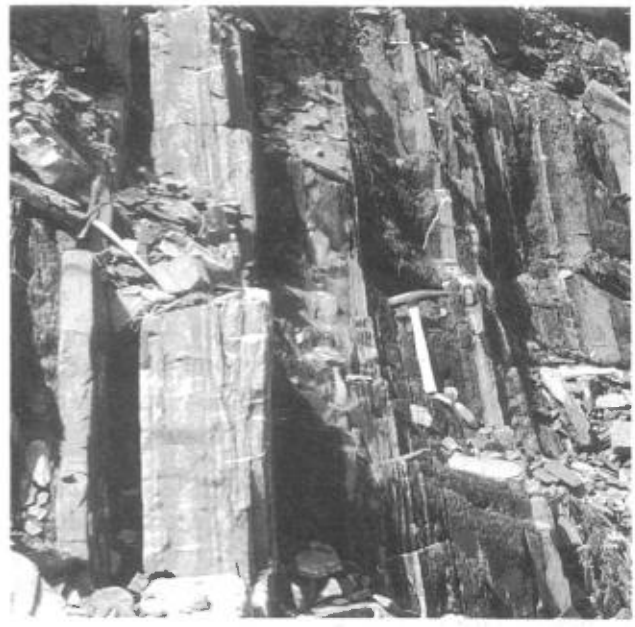


FIGURE B–5 – Unité 2a de la Formation de Des Landes, L'Anse–au–Griffon.

Unité 2b

Les strates de l'unité 2b de la coupe de référence sont recoupées par plusieurs failles dont le rejet stratigraphique est faible car les unités sont les mêmes de part et d'autre des cassures. Les failles sont parallèles au litage ou recoupent les strates. Elles sont marquées par la présence de calcite blanche.

En ne tenant pas compte des failles, l'unité 2b a une puissance de 323 m. Elle passe graduellement aux unités sus– et sous–jacentes (unités 2a et 2c), desquelles elle se distingue par la présence d'une fraction fine argilo–calcareuse plus abondante.

L'unité 2b (figure B–6) est composée de claystone calcareux et de clayshale calcareux (90%), de cal–



FIGURE B–6 – Unité 2b de la Formation de Des Landes, L'Anse–au–Griffon.

cilutite argilo–silteuse (7%) et d'arénite calclithique et de calclithite arénacée (3%) qui forment des turbidites dont l'épaisseur moyenne est de 60 cm. Ces lithologies sont réparties dans les turbidites de type T_5 (43%), T_4 (35%), T_1 (9%), T_2 (7%) et T_3 (6%).

Unité 2c

L'unité 2c a une puissance de 331 m, elle est une répétition lithologique de l'unité 2a (figure B–1). Son contact inférieur avec l'unité 2b est graduel et son contact supérieur est la faille de Méchins–Carcy qui la sépare de la Formation de Tourelle.

L'unité 2c est composée de claystone calcareux et de clayshale calcareux (76%), de calcilutite argilo–silteuse (15%) et d'arénite calclithique et de calclithite arénacée (9%). Ces unités forment des turbidites dont l'épaisseur moyenne est de 29 cm (figure B–1), elles sont réparties dans les turbidites de type T_5 (35%), T_3 (32%), T_4 (24%) et T_2 (9%).

Annexe C

Description des coupes types des membres de la Formation de Cloridorme

La Formation de Cloridorme est une séquence à turbidites dite "classique", elle a fait l'objet de plusieurs études sédimentologiques (Beeden, 1983; Doveton et Skipper, 1974; Enos, 1969; Parkash, 1969; Pickering et Hiscott, 1985; Skipper, 1971: Skipper et Middleton, 1975). Chaque turbidite est granoclassée et, de ce fait, polylithologique, c'est-à-dire formée de la superposition de plusieurs lithologies différentes lors d'un même épisode de sédimentation. Par exemple, une turbidite sera formée, à la base, d'un wacke passant plus ou moins graduellement à un siltstone, puis à un mudrock. De plus, la composition de ces unités sera différente d'une turbidite à une autre. La combinaison de différentes lithologies a produit plusieurs types de turbidites (25 pour la Formation de Cloridorme, figure C-1, hors texte) qui se répètent sur toute l'épaisseur de la formation. Les divisions en membres de la formation sont fondées sur les pourcentages relatifs des types de turbidites et sur leur géométrie (structures sédimentaires, stratification, épaisseur, etc.).

Les types de turbidites étant indépendants des divisions lithostratigraphiques, on décrira tout d'abord la pétrographie et les différents types de turbidites; la description des stratotypes est reportée à la fin de l'annexe C.

PÉTROGRAPHIE

Les lithologies rencontrées dans la Formation de Cloridorme seront décrites dans l'ordre suivant: wackes lithiques (WLI) (wacke de type 1, wacke de type 2, wacke de type 3, wacke carbonaté de type 4), arénite lithique calcareuse, carbonate silteux, siltstone argileux carbonaté et/ou mudstone silteux carbonaté, calcilutite silteuse, claystone silteux carbonaté, mudstone arénacé conglomératique et/ou mudstone dolomitique conglomératique, mudstone dolomitique et/ou claystone silteux, clayshale, claystone calcareux et calcilutite argileuse et dolomie.

Wackes lithiques (WLI)

Les wackes lithiques constituent 22% de la Formation de Cloridorme. Ils contiennent 10% et plus de matrice argileuse. Tous les wackes ont une fraction principale de texture et de composition semblables. Ils diffèrent par la quantité de liant, la nature de leurs contacts et leur couleur (figure C-1).

La fraction gréseuse de tous les types de wackes contient entre 55 et 75% de quartz, entre 5 et 15% de feldspaths, entre 15 et 30% de fragments de roches, entre 0 et 10% de bioclastes (brachiopodes, crinoïdes, graptolites, coraux et bryozoaires) et entre 1 et 4% de minéraux accessoires (micas, opaques, chromite). Les fragments de roches ont des compositions variées: siltstone, arénite fine et wacke fin généralement riches en quartz, clayshale et claystone silteux, volcanite et serpentinite. Occasionnellement, à la base de certains wackes, lorsque les grains sont très grossiers, on note la présence d'extraclastes de compositions variées: micrite, micrite silteuse, intramicrite, dolomicrite et dolomie cristalline.

Les grains de la fraction gréseuse des wackes ont des contours irréguliers et corrodés qui semblent résulter d'un remplacement par des carbonates. Ces grains sont généralement subanguleux. Le tri varie de mauvais dans le wacke à grains grossiers, à modérément bon dans le wacke à grains fins. De même, l'abondance de fragments de roches décroît avec la diminution de la granulométrie et ces fragments sont absents dans la fraction silteuse. Le rapport quartz/feldspath montre une certaine constance et se maintient à 6 pour 1.

Le liant est constitué d'une matrice argilo-silteuse et d'un ciment de dolomite et de sparite. Le volume de ciment semble être fonction de l'intensité de lamination et, à un degré moindre, de la granulométrie de la roche. Les vestiges de matrice semblent indiquer qu'à l'origine, elle remplissait tous les pores du grès et qu'elle fut ultérieurement remplacée par un ciment carbonaté.

Wacke de type 1 (WLI$_1$)

Le WLI$_1$ est le wacke le plus abondant (16% de la formation) et il correspond aux grauwackes de type 1 de Enos (1969). Le WLI$_1$ est caractérisé par une granulométrie grossière, des lits épais (20-200 cm), un granoclassement bien marqué et des surfaces de stratification nettes. Le WLI$_1$ est légèrement dolomitique, gris moyen à gris foncé en surface fraîche et gris brunâtre à gris foncé brunâtre en surface altérée; et est relativement peu argileux (14% d'argile en moyenne).

Les WLI$_1$ varie d'un grain très grossier à fin, mais il est le plus souvent grossier. Le wacke possède souvent une fraction conglomératique peu importante (3% de la roche) qui consiste en des clastes intraformationnels (*rip-up clasts*) dont la plupart sont composés de clayshale ou de claystone silteux. Ces clastes, de forme

allongée et aplatie, ont des dimensions variables (1 à 8 cm de long) et sont souvent concentrés à la base ou au sommet de l'unité. Les autres types de clastes rencontrés dans le WLI1 sont très peu fréquents et composés de wacke ou de carbonate silteux.

Le WLI1 a une épaisseur de 5 cm à 2 m (50 cm en moyenne), il est bien granoclassé: soit un granoclassement normal par réduction graduelle de la grosseur des particules, soit un granoclassement par augmentation du rapport argile/sable à granulométrie constante du sable.

Le WLI1 peut former des bancs composés. Ce type de banc a souvent plus d'un mètre d'épaisseur et une apparence massive (figure C–2). Toutefois, on note dans ces bancs deux niveaux granoclassés ou plus (figure C–3) dont les limites ondulantes très mal définies correspondent à des petits chenaux d'érosion à pentes douces. Ces bancs n'ont pas de continuité latérale et on observe parfois qu'ils se subdivisent latéralement en unités distinctes.

Le contact supérieur du WLI1 avec les lithologies à granulométrie fine est droit. Le contact inférieur qui correspond à la base de la turbidite est habituellement droit et montre des structures de semelles: flûtes superposées, cannelures et empreintes de charge (figures C–4 et C–5). Ces structures sont très denses et tapissent la base des turbidites. Dans les turbidites plus grossières et généralement plus épaisses, là où le WLI1, est recouvert de WL2 (figure C–1), de même que dans les turbidites en bancs composés, on observe des chenaux d'érosion à la semelle des lits.

Wacke de type 2 (WLI2)

Le WLI2 (1% de la formation) correspond aux grauwackes de type 2 de Enos (1969). Ce wacke est caractérisé par un contenu en argile élevé (jusqu'à 50%) et par la présence occasionnelle de clastes intraformationnels de grandes dimensions. Le WL2 est semblable au WL1 avec lequel il a des affinités, il est cependant plus argileux. Le WLI2 est gris très foncé, peu dolomitique et sa granulométrie varie de fine à grossière. On retrouve tous les intermédiaires entre un wacke argileux et un mudstone arénacé.



FIGURE C–2 – Banc composé d'une succession de wackes de type 1, Membre des Rochers Penchés, Formation de Cloridorme, à l'est de Marsoui.



FIGURE C–3 – Succession de wackes de type 1 et répétition de la division A de Bouma, Membre des Rochers Penchés, Formation de Cloridorme, à l'est de Marsoui.

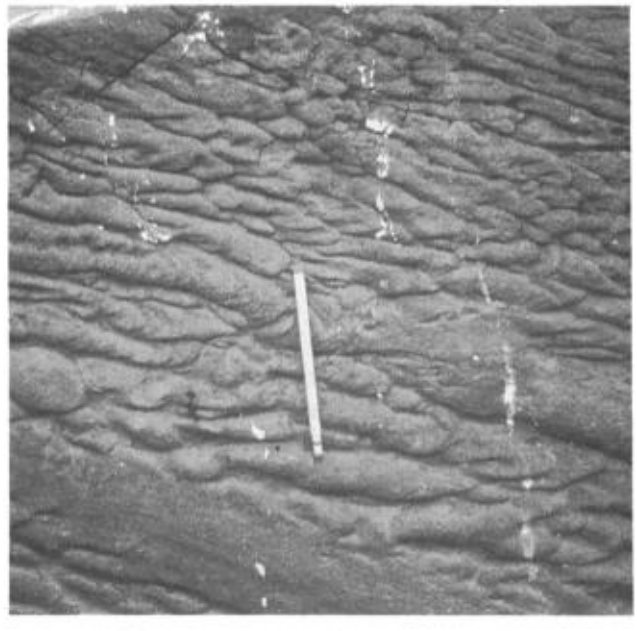


FIGURE C–4 – Flûtes superposées à la base d'un wacke de type 1, Membre de Gros–Morne, Formation de Cloridorme, Pointe–à–la–Frégate.

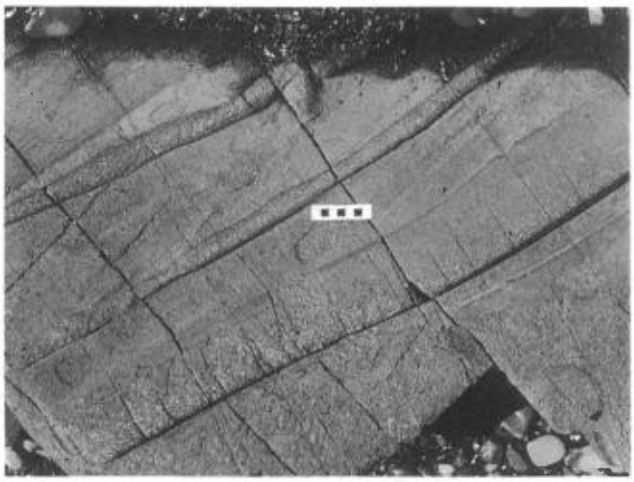


FIGURE C–5 – Cannelures à la base d'un wacke de type 1, Membre de Gros–Morne, Formation de Cloridorme, Gros–Morne.

L'épaisseur du WLI2 varie de 5 cm à 1 m (35 cm en moyenne), les unités les plus minces étant les plus argileuses. Le WL2 a un contact inférieur net. À sa partie supérieure, il peut passer graduellement à un claystone silteux, dans lequel cas il peut contenir quelques clastes intraformationnels. En d'autres occasions, le contact supérieur varie d'ondulant à très irrégulier, le WL2 contient alors, dans plusieurs cas, 10 à 30% de clastes intraformationnels pouvant atteindre un diamètre de 30 cm (figure C–6). Les clastes montrent des déformations plastiques et sont le plus souvent composés de carbonate silteux, de claystone et de wacke. La seule structure sédimentaire interne observée dans le WLI2 est le granoclassement.

Wacke de type 3 (WLI3)

Le WLI3 est très rare et ne se rencontre que dans les membres de Manche–d'Épée et de Pointe–à–la–Frégate. Il est caractérisé par une granulométrie grossière et des laminations grossières. Il se distingue des autres wackes par sa faible épaisseur et surtout par un mudstone arénacé conglomératique à clastes de carbonate silteux à son sommet. L'association WLI3–mudstone conglomératique semble correspondre en bonne partie aux grauwackes de type 3 de Enos (1969).

Le WLI3 est à grain grossier et de couleur gris moyen. Il est massif ou à laminations parallèles et peut contenir des clastes intraformationnels de claystone de la taille des granules. Le WLI3 a une fraction lithique (25% et plus de la fraction gréseuse) composée en partie d'extraclastes calcaires. Il contient aussi de 8 à 15% de fragments de brachiopodes et de crinoïdes. Il a une épaisseur de 3 à 15 cm(7 cm en moyenne) et forme moins du de 5% de l'épaisseur totale des turbidites. Le WL4 a un contact inférieur net et droit alors que le contact supérieur varie de droit à légèrement ondulant.

Wacke carbonaté de type 4 (WLI4)

Le WLI4 constitue 5% de la Formation de Cloridorme. Il est caractérisé par un ciment carbonaté (sparite et dolomite) plus abondant que la matrice et par la présence de nombreuses structures sédimentaires internes. Il passe graduellement vers le haut à du carbonate silteux ou à du siltstone argileux carbonaté. Le WLI4 présente un granoclassement normal. Il est de couleur gris moyen en surface fraîche et chamois en surface altérée. La base des lits est souvent tapissée de flûtes (figure C–7).

On subdivise le WLI4 en trois grandes variétés: WLI4a, WLI4b, WLI4c. Les WLI4b et WLI4c forment la base des turbidites; ils correspondent au wacke calcareux et au grauwacke de type 3 de Enos (1969). Le WLI4c, suivi de siltstone argileux carbonaté, correspond au wacke calcareux (*thick–bedded calcareous wacke*) de Pickering et Hiscott (1985).

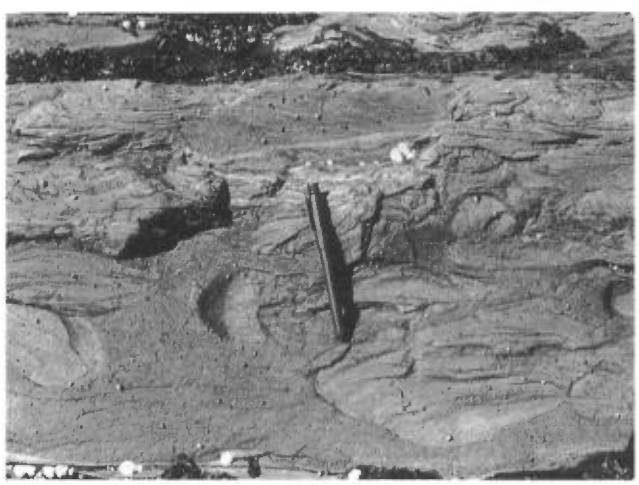


FIGURE C–6 – Wacke de type 2 avec clastes de carbonate silteux, Membre des Rochers Penchés, Formation de Cloridorme à l'est de Marsoui.

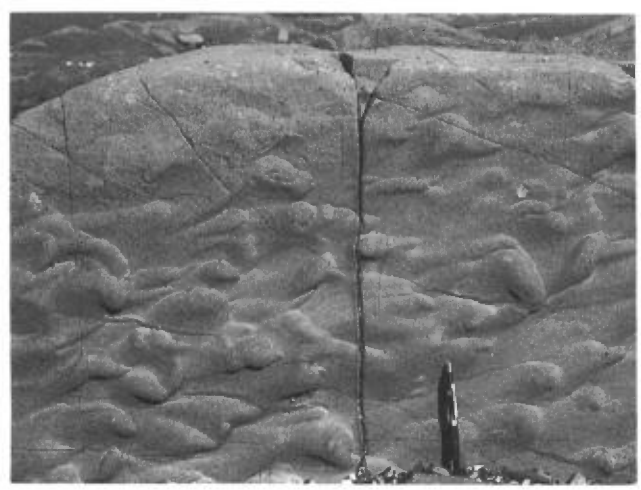


FIGURE C–7 – Flûtes à la base d'un wacke de type 4, Membre de Pointe–à–la–Frégate, Pointe–à–la–Frégate.

Le WLI4a se distingue par la position intermédiaire qu'il occupe dans les lits. Ce wacke est à grain fin à très fin et possède des laminations parallèles souvent ondulantes et des laminations obliques qui représentent la division B et la partie inférieure de la division C de Bouma (1962). Il diffère des autres variétés de wackes par sa granulométrie fine et son contenu élevé en clastes de clayshale de la taille du grès. Il a un contact inférieur graduel à mal défini avec le WL_1 et un contact supérieur graduel avec le carbonate silteux.

Le WLI4b est le plus fréquent des WLI4 et se rencontre dans tous les membres. Sa granulométrie varie de moyenne à fine, parfois grossière à la base, il montre un granoclassement, des laminations parallèles, obliques, en volutes ou obliques en volutes (figures C–8 et C–9). La présence de flûtes dispersées à la base de l'unité est très fréquente. Le WLI4b passe toujours graduellement à du carbonate silteux laminé, duquel il se démarque parfois par un niveau sinueux d'argile.

Le WLI4c est généralement peu abondant dans l'ensemble de la formation. Il est toutefois commun dans le Membre de Pointe–à–la–Frégate. Le WLI4c est caractérisé par son association à du siltstone carbonaté (ou mudstone très silteux, fortement carbonaté) (figure C–10). Le WLI4c a une granulométrie plus grossière que les WLI4b (moyenne de 0,45 mm contre 0,25 m). La partie basale du WLI4c montre un bon granoclassement et est constituée de sable grossier à très grossier. Dans le WLI4c, les laminations obliques indiquent parfois une direction de courant de sens opposé à celle indiquée par les flûtes ("antidunes" de Skipper, 1971). Ces laminations obliques inverses sont diffuses et difficilement observables; elles sont présentes dans la partie inférieure des wackes et elles ne forment qu'un seul niveau de laminations. En plus des laminations obliques inverses, on note la présence dans le wacke de laminations parallèles. La base du WL4c contient fréquemment des flûtes dispersées.



FIGURE C–8 – Wacke de type 4b passant graduellement à un carbonate silteux. Structures internes: granoclassement suivi de laminations parallèles, en volutes et obliques, Membre de Mont–Saint–Pierre, Formation de Cloridorme, Mont–Saint–Pierre.

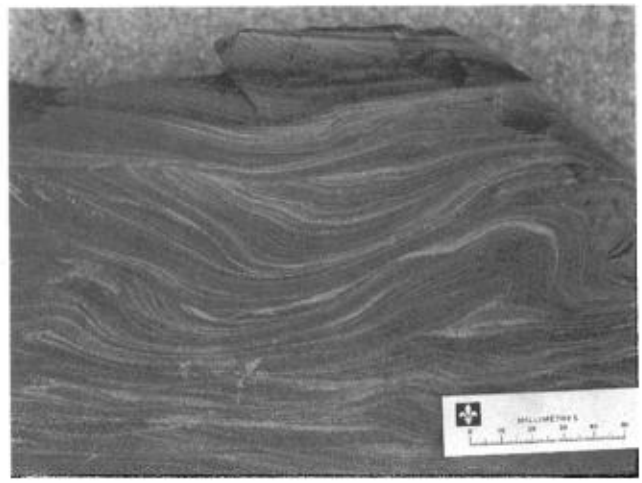


FIGURE C–9 – Wackes de type 4b passant graduellement à un carbonate silteux. Structures internes: laminations obliques en volutes suivies de laminations obliques, Membres de Mont–Saint–Pierre, Formation de Cloridorme, Mont–Saint–Pierre.

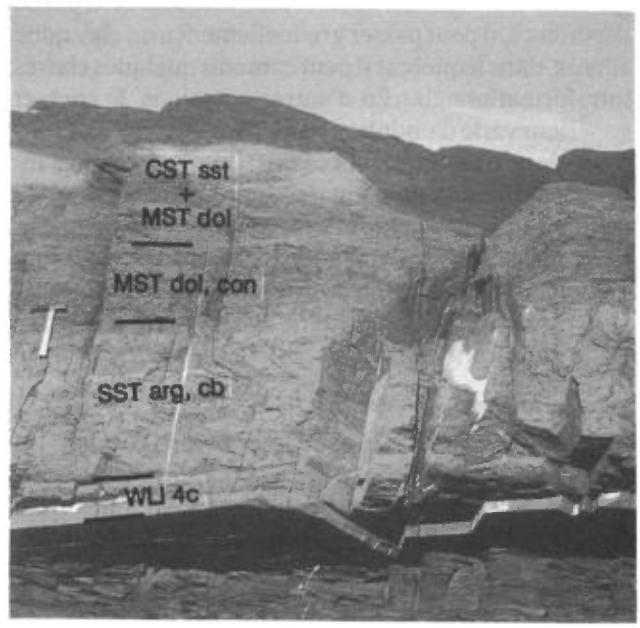


FIGURE C–10 – Turbidite de type T_9 composée à la base de wacke de type 4c, suivie de siltstone argileux carbonaté (avec pseudo–nodules), de mudstone dolomitique et conglomératique, de mudstone dolomitique et de clayshale silteux, Membre de Manche–d'Épée, Formation de Cloridorme, Manche d'Épée.

Arénite lithique calcareuse (ALI cal)

L'arénite calcareuse est peu abondante (< 0,5% de la formation) et se rencontre essentiellement dans les membres de L'Anse–Pleureuse et de Mont–Saint–Pierre. L'arénite calcareuse est semblable au WLI4b dont elle ne diffère que par un contenu plus grand en

sparite et plus faible en argile (23% de sparite, 5% de dolomite et 2% d'argile). Elle passe graduellement à une calcilutite silteuse laminée.

L'arénite calcareuse et le WLI4b sont difficiles à différencier sur le terrain mais l'arénite a une teinte plus claire et elle réagit plus fortement au HCl à froid. Un caractère distinctif sur le terrain est l'association de l'arénite calcareuse et la claystone calcareux ou la calcilutite argileuse, alors que le WLI4b est associé à du claystone silteux (non calcareux).

Les structures internes sédimentaires rencontrées sont du granoclassement et des laminations obliques et en volutes.

Carbonates silteux (CB sst)

Le carbonate silteux forme 11% de la Formation de Cloridorme. Il apparaît dans tous les membres. Surmonté surtout de claystone silteux, il forme la base des turbidites ou il recouvre le WL4 ou le WL1. Il se distingue par un contenu élevé en carbonates (52% en moyenne) et des laminations bien développées (figure C–11). Le carbonate silteux correspond à une bonne partie des calcisiltites d'Enos (1969), l'autre partie étant de la calcilutite silteuse que nous décrirons plus loin.

Nous exprimons des réserves quant à l'emploi du terme "calcisiltite" qui suggère implicitement la présence de calcaires détritiques. Le carbonate silteux est une roche dont la fraction principale orthochimique est composée de fins cristaux de sparite ou de très fins cristaux de dolomite. Enos (1969) attribue la formation de ces cristaux à la recristallisation de très fines particules micritiques transportées alors que nous croyons cependant que le carbonate remplace la fraction argileuse dans le cas du carbonate silteux.

Le carbonate silteux est de couleur gris moyen à gris foncé en surface fraîche et chamois à brun foncé en surface altérée. Il est composé de 40 à 70% (55% en moyenne) de carbonates, de 20 à 45% (35% en moyenne) de silt, de 5 à 25% (10% en moyenne) d'argile, d'un peu de micas, de pyrite et de chromite. La fraction silteuse est constituée de quartz (85%) et de feldspath (15%), la dimension moyenne des grains est de 0,03 mm. Les grains sont anguleux à subanguleux avec un tri relativement bon, leur contour est irrégulier. La fraction argileuse est altérée en chlorite. Elle apparaît dans les carbonates sous forme de vestiges. La fraction carbonatée, qui représente bien souvent la fraction principale (plus de 50%), consiste en dolomite et en sparite sous forme de fins cristaux (0,02 mm en moyenne) mal développés.

Le carbonate silteux a des épaisseurs très variables (0,5 cm à 50 cm). Il est généralement très bien laminé. Les laminations sont fines, obliques ou en volutes, parfois parallèles. Les laminations parallèles sont généralement restreintes au carbonate silteux de moins de 2 cm d'épaisseur. Quant aux laminations obliques, elles forment des séries de rides grimpantes (*climbing ripples*). Ces séries sont séparées par des niveaux plus argileux qui, lorsque le carbonate silteux est passablement épais (> 15 cm), forment un angle avec le litage (maximum de 15°) (figure C–12).



FIGURE C–11 – Carbonate silteux bien laminé, Membre de Pointe–à–la–Frégate, Formation de Cloridorme, Pointe–à–la–Frégate.



FIGURE C–12 – Rides grimpantes (*climbing ripples*) formant un angle avec le litage, Membre des Rochers Penchés, Formation de Cloridorme, à l'est de Marsoui.

Lorsque le carbonate silteux forme la base des turbidites, la semelle montre souvent de petites protubérances demi–sphériques (1 à 4 mm de diamètre), leur origine est inconnue.

Siltstone argileux carbonaté et/ou mudstone silteux carbonaté (SST arg, cb – MST sil, cb)

Le siltstone argileux carbonaté et le mudstone silteux carbonaté sont peu abondants (< 1% de la formation) et se rencontrent surtout dans le Membre de Pointe–à–la–Frégate, toujours associés au WLI4c. Ils se caractérisent par un contenu élevé en carbonates (35% en moyenne), par la présence fréquente de structures sédimentaires internes particulières (pseudo–nodules et pseudo–clastes) et par la variation de leur composition dans une même unité (accroissement graduel du contenu en argile) (figures C–10 et C–13).

Les roches sont de couleur gris foncé en surface fraîche et brun foncé ou chamois en surface altérée. Leur composition moyenne est de 45% et plus de silt, 35% de carbonate et 20% d'argile et de mica. La fraction silteuse est grossière et composée de grains de quartz et de feldspath modérément bien triés aux contours irréguliers.

Le siltstone argileux carbonaté et le mudstone silteux carbonaté présentent des structures particulières. Ils montrent tout d'abord des laminations parallèles ou ondulantes diffuses et discontinues (division D de Bouma, 1962). De plus, nous avons observé à plusieurs reprises un ou plusieurs niveaux plus argileux où se concentrent des pseudo–nodules et des pseudo–clastes de carbonate silteux laminé de 1 à 8 cm de diamètre.



FIGURE C–13 – Turbidite de type T_{10}. Au–dessus du wacke de type 4c, il y a passage graduel du siltstone argileux carbonaté au mudstone dolomitique et/ou au clayshale silteux, Membre de Pointe–à–la–Frégate, Formation de Cloridorme, Pointe–à–la–Frégate.

Ces derniers, d'origine inconnue, ont des formes coussinées et globulaires montrant des déformations plastiques (figure C–10). On observe également dans le siltstone des structures fluidales étirées et distordues, donnant l'impression d'un glissement pénécontemporain (*slump*) très poussé.

Calcilutite silteuse (CLU sst)

La calcilutite silteuse est peu abondante (< 1% de la formation). Elle fait partie des calcisiltites de Enos (1969). Elle se retrouve principalement dans les Membres de L'Anse–Pleureuse et de Mont–Saint–Pierre. Surmontée uniquement de calcilutite argileuse (ou de claystone calcareux), elle recouvre de façon graduelle l'arénite calcareuse ou elle forme la base des turbidites.

La calcilutite silteuse est gris foncé à très foncé en surface fraîche et gris clair ou chamois en surface altérée. Elle est composée de microsparite et de micrite (50%), de sparite (5%), de dolomite (10%), de quartz et de feldspath (0,03 mm de diamètre) (23%), de vestiges d'argile (10%), de traces de pyrite et d'opaques. La calcilutite silteuse se distingue du carbonate silteux par son contenu élevé en micrite et microsparite et son contenu moins élevé en siliciclastites.

La calcilutite silteuse est laminée (laminations en volutes, obliques et rarement parallèles) mais ces laminations sont diffuses. La calcilutite silteuse est moins bien laminée que le carbonate silteux et son contact supérieur est plus ou moins net. Elle est de plus toujours recouverte de calcilutite argileuse (ou de claystone calcareux) alors que le carbonate silteux est recouvert uniquement de claystone silteux non calcareux.

Claystone silteux carbonaté (CST sst, cb)

Le claystone silteux carbonaté est peu abondant (1% de la formation). Il est caractérisé par la présence de lamines parallèles de carbonate silteux (division D de Bouma, 1962).

Surmonté de claystone silteux auquel il passe graduellement, le claystone silteux carbonaté se trouve parfois au–dessus du WLI1 avec lequel il est en contact net. Il suit aussi le carbonate silteux à laminations obliques (division C de Bouma, 1962) avec lequel il est en contact diffus et avec lequel il forme parfois des séries rythmiques.

Le claystone silteux carbonaté est gris foncé en surface fraîche et brun pâle en surface altérée. Il a une composition variable, intermédiaire entre le carbonate silteux et le claystone silteux. La quantité de lamines de carbonates silteux dans le claystone est variable et confère à l'unité son caractère carbonaté (figure C–14).

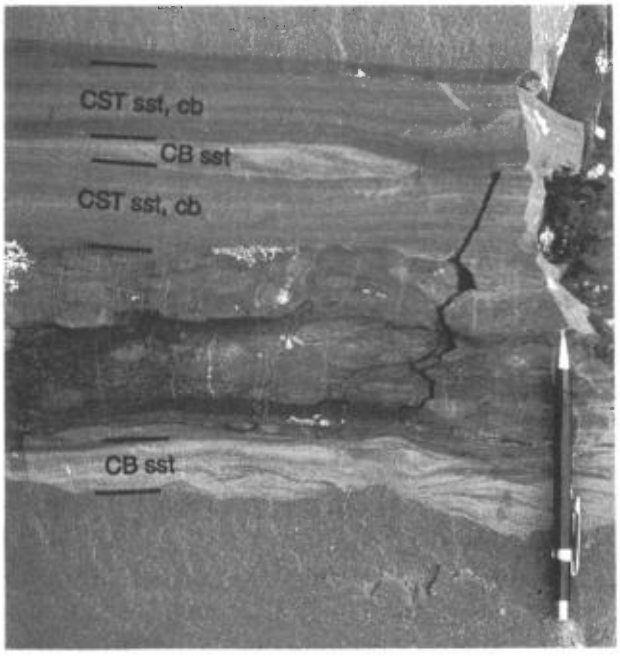


FIGURE C–14 – Claystone silteux carbonaté (laminations parallèles de la division D de Bouma) et carbonate silteux (laminations obliques de la division C de Bouma), Membre de Gros Morne, Formation de Cloridorme, Gros Morne.

Mudstone dolomitique – claystone silteux – clayshale (MST dol – CST sst – CSH)

Le mudstone dolomitique, le claystone silteux et le clayshale comptent pour 57% de la Formation de Cloridorme. Le mudstone et le claystone représentent la fraction boueuse des turbidites (division E de Bouma, 1962). Ils se trouvent à la partie supérieure des turbidites ou forment des turbidites monolithologiques. Le mudstone et le claystone sont parfois coiffés d'une mince couche (< 2 cm) de clayshale. Le clayshale (< 1% de la formation) représente la fraction hémipélagique des turbidites.

Le mudstone dolomitique se rencontre essentiellement dans les membres de L'Anse–Pleureuse et de Manche d'Épée où il est très abondant. Le mudstone dolomitique est massif, gris foncé à gris très foncé en surface fraîche et gris–brun à brun foncé en surface altérée. Il est constitué d'argile et de mica (55%), de quartz et de feldspath de la taille du silt (30%), de dolomite (13%) et de sparite, de pyrite, d'opaques et de chromite (2%). Le mudstone dolomitique est généralement bien clivé. Il se distingue du claystone silteux par son aspect plus massif, son altération brune et sa tendance à former des bancs résistants parfois disposés en série. Toutefois, il est souvent difficile de dissocier les deux lithologies car le mudstone et le claystone ont des constituants similaires dont la proportion est très voisine. De plus, il arrive parfois que le mudstone passe graduellement au claystone silteux.

Le claystone silteux est très abondant et se rencontre dans tous les membres. Il est gris foncé à gris très foncé en surface fraîche et gris foncé en surface altérée. La proportion de ses constituants peut varier passablement d'un endroit à l'autre ou d'un membre à l'autre. Le claystone silteux peut contenir de 5 à30% de silt, de 60 à 90% d'argile et de micas et de 5 à 10% de dolomite.

Bien que très rare, le clayshale est présent dans tous les membres; il est gris–noir et montre une bonne fissilité de litage. Il est composé essentiellement d'argile, de quelques grains de quartz de la taille du silt et d'un peu de dolomite. Lorsque présent, le clayshale ne s'observe qu'à la partie sommitale des turbidites. Il est généralement très mince (< 3 cm) et coiffe le mudstone dolomitique, le clayshale silteux, la calcilutite argileuse, le claystone calcareux ou la dolomie (figure C–15). On rencontre également le clayshale sous forme de clastes intraformationnels (*rip–up clasts*) dans les wackes lithiques.

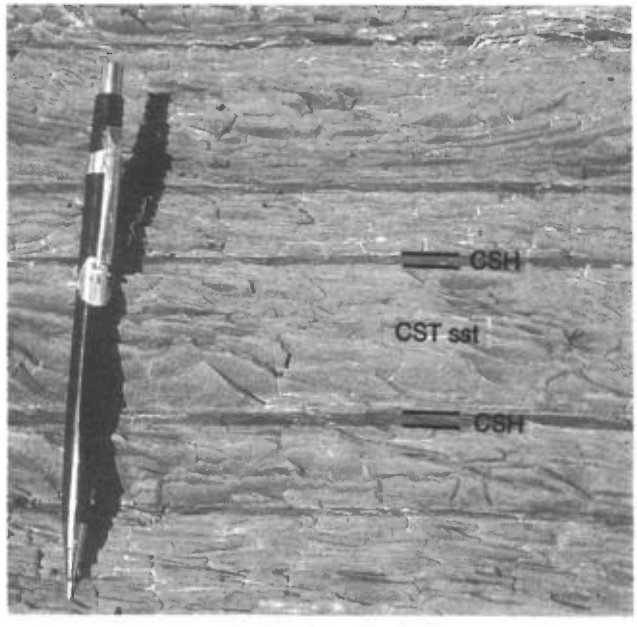


FIGURE C–15 – Turbidites fines de type T_{15} composées de claystone silteux suivi de clayshale (partie hémipélagique de la turbidite), Membre des Rochers Penchés, Formation de Cloridorme, à l'est de Marsoui.

Mudstone arénacé conglomératique et mudstone dolomitique conglomératique (MST aré, con – MST dol, con)

Les deux types de mudstone conglomératique sont peu abondants (< 1% de la formation). Ils sont caractérisés par des quantités variables de clastes de carbonate silteux et par leur contact supérieur très graduel. Le mudstone arénacé conglomératique forme parfois la base des turbidites ou recouvre le WLI3.

Quant au mudstone dolomitique conglomératique, il se rencontre uniquement au–dessus de l'assemblage formé par le WLI4c et le siltstone argileux carbonaté (figure C–10).

Le mudstone arénacé conglomératique est le plus abondant des deux et il diffère du mudstone dolomitique conglomératique par sa position dans les turbidites, sa granulométrie plus grossière, son tri moins bon et ses clastes plus grossiers. Le mudstone arénacé est de couleur gris foncé, altéré brun chamois. Il est composé, en moyenne, d'une fraction gréseuse (20%), d'une fraction silteuse (quartz et feldspath) (30%), d'une fraction argileuse (30%) d'une fraction carbonatée (dolomite essentiellement) (20%). La fraction gréseuse est formée de grains mal triés qui ont un diamètre moyen de 0,2 mm. Ces grains sont constitués de quartz (48%), de feldspath (6%), de fragments de roches (siltite, arénite très fine, clayshale, serpentinite et volcanite) (38%), de minéraux accessoires (3%) et de bioclastes (5%).

La fraction conglomératique du mudstone arénacé représente entre 3 et 25% de la roche. Les clastes varient de 0,5 cm à 8 cm de diamètre (2 cm en moyenne) et sont composés exclusivement de carbonate silteux (figure C–16). On observe dans certains de ces clastes des laminations contournées indiquant une déformation plastique. Ces clastes semblent parfois granoclassés. Le mudstone arénacé conglomératique forme, sur l'estran, des bancs résistant à l'érosion que l'on peut suivre sur des kilomètres.



FIGURE C–16 – Mudstone conglomératique à clastes de carbonate silteux, Membre de L'Anse–Pleureuse, Formation de Cloridorme, à l'est des Mont–Louis.

Le mudstone dolomitique conglomératique est moins abondant que le mudstone arénacé conglomératique. Les clastes de la fraction conglomératique sont également composés exclusivement de carbonate silteux et ont un diamètre de 0,4 à 5 cm (1 cm en moyenne); ils ont tendance à être granoclassés.

Claystone calcareux et/ou calcilutite argileuse (CST cal – CLU arg)

Le claystone calcareux et la calcilutite argileuse composent environ 5% des roches de la Formation de Cloridorme et représentent la fraction boueuse des turbidites calcareuses. Plus abondant dans les membres de L'Anse–Pleureuse et de Mont–Saint–Pierre, la calcilutite et le claystone calcareux peuvent former des turbidites monolithologiques ou recouvrir une calcilutite silteuse.

Le claystone calcareux et la calcilutite argileuse sont de couleur gris foncé à gris très foncé en surface fraîche et gris clair en surface altérée. Ils sont composés des mêmes constituants mais en proportions variables, soit 30 à 60% de micrite et/ou de microsparite, 20 à 50% d'argiles et de micas, 10% de grains de la taille d'un silt (quartz et feldspath), 10% de dolomite et des traces de pyrite et d'opaques.

Dolomie (DOL)

La dolomie forme 2% des roches de la Formation de Cloridorme, elle se rencontre dans tous les membres et elle est caractérisée par des bancs résistants, très durs et massifs. Elle forme des turbidites monolithologiques ou elle se rencontre en association avec une calcilutite argileuse ou un claystone calcareux desquels elle résulte par recristallisation.

La dolomie a une couleur gris–noir en surface fraîche et gris clair ou chamois en surface altérée. Elle est surtout composée de fins cristaux rhombohédriques de dolomite (91%) d'environ 0,03 mm de diamètre, d'un peu d'argile (6%), de sparite (2%) et de grains de quartz et de feldspath de la taille du silt (1%).

La dolomie contient de nombreuses diaclases, perpendiculaires à la stratification, remplies de carbonate (dolomite et/ou calcite) (figure C–17). L'épaisseur des bancs varie de 8 à 75 cm. La dolomie est parfois associée au claystone calcareux ou à une calcilutite argileuse avec lesquels elle a un contact graduel. Les bancs de dolomie sont généralement continus; toutefois, il arrive que la dolomie passe latéralement à un claystone calcareux ou à une calcilutite argileuse, parfois à une calcilutite silteuse. La dolomie forme aussi des lentilles et peut même être observée sous forme de nodules rondes aplaties (figure C–18).

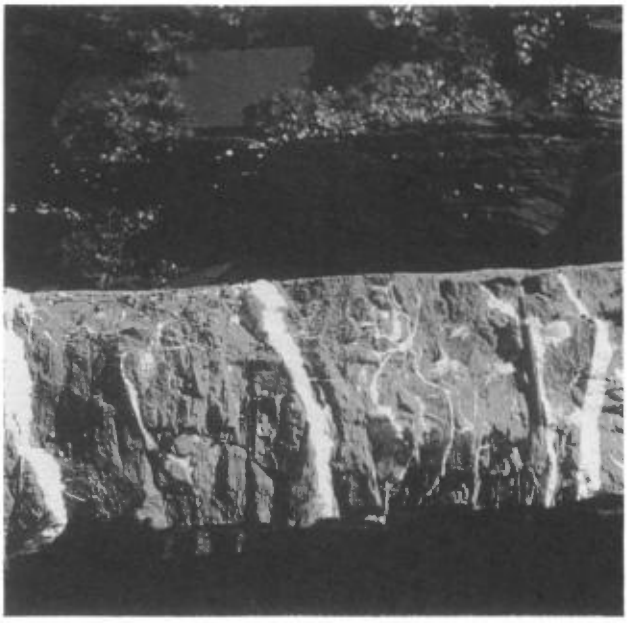


FIGURE C–17 – Lit de dolomie et veines de carbonates, Membre de L'Anse-Pleureuse, Formation de Cloridorme, L'Anse-Pleureuse.

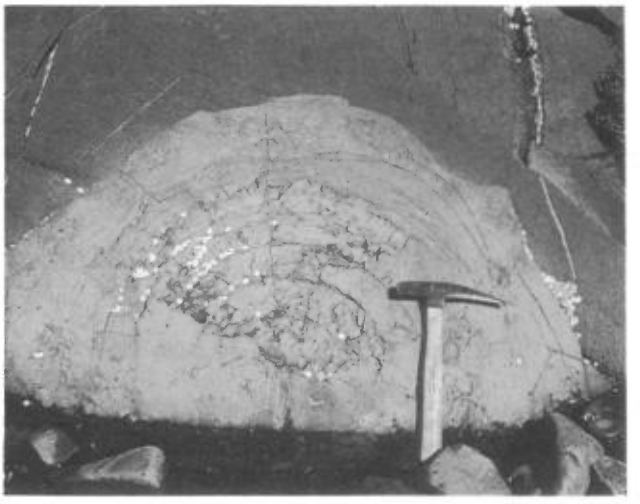


FIGURE C–18 – Nodule de dolomie (vue en plan), Membre de Gros–Morne, Formation de Cloridorme, Gros–Morne.

TURBIDITES

Les lithologies décrites précédemment forment 25 combinaisons différentes caractérisant chacune un type de turbidite présent dans la Formation de Cloridorme (tableau C-1). Par exemple, la turbidite de type T_6 se compose de wacke lithique de type 1, suivi de claystone silteux. De plus, on peut voir sur le tableau C-1 que le type T_6, contient les divisions A et E de Bouma, que le contact inférieur de cette turbidite est droit et présente des flûtes et que cette turbidite a une épaisseur variable de 5 à 20 cm. Toutes les turbidites décrites dans le tableau C-1 sont illustrées à la figure C–1.

DESCRIPTION DES STRATOTYPES

Cette section s'attache à décrire la description de la Formation de Cloridorme en identifiant les stratotypes de chacun des membres.

La Formation de Cloridorme fut subdivisée en six membres: le Membre de Manche–d'Épée, le Membre de Pointe–à–la–Frégate, le Membre de Gros–Morne, le Membre de L'Anse–Pleureuse, le Membre de Mont–Saint–Pierre et le Membre des Rochers Penchés. Cette subdivision est basée sur les pourcentages relatifs des différents types de turbidites. Le tableau C-2 montre la distribution de ces turbidites dans les différents membres tout en donnant une appréciation sommaire de la composition de ces membres.

Membre de Manche–d'Épée

La coupe type s'étale sur l'estran entre Rivière–Madeleine et Gros–Morne sur une distance de 13 km (figure C–1). La coupe a une épaisseur de 829 m dont 8 m ne sont pas exposés.

Le Membre de Manche–d'Épée est constitué de mudstone dolomitique, de claystone silteux et de mudstone conglomératique (87%) et de claystone calcareux, de calcilutite argileuse et de dolomie (6%). Associés aux mudstone et claystone silteux, on trouve 5% de carbonate silteux et de siltstone argileux carbonaté et/ou mudstone silteux carbonaté et 2% de wackes (figure C–19). Ces lithologies sont réparties surtout dans les turbidites de type T_9, T_{12}, T_{14} et T_{15} (tableau 5, figure C–1).

La partie inférieure du membre n'est pas observée (figure C–1) en raison de la complexité structurale; par contre, la limite supérieure, avec le Membre de Gros–Morne est visible. À l'est, le Membre de Manche–d'Épée passe latéralement au Membre de Pointe–à–la–Frégate.



FIGURE C–19 – Membre de Manche–d'Épée caractérisé par des turbidites épaisses où la boue (division E de Bouma) est nettement prépondérante, Formation de Cloridorme, à l'ouest de Manche-d'Épée.

TABLEAU C-1 – Classification et caractéristiques des turbidites de la Formation de Cloridorme

TYPE DE TURBIDITE	LITHOLOGIES (de la base vers le sommet du lit)	DIVISIONS DE BOUMA	NATURE DU PLAN DE STRATIFICATION	ÉPAISSEUR (CM) (MINIMUM – MAXIMUM)
T_1	WL1(c) / WLI4 / CB sst / CST sst, cb / CCT sst	ABCDE ou ACDE	ondulant à petits chenaux d'érosion	(50 – 150)
T_2	WLI1(c) / WLI4 / CB sst / CST sst	ABCE ou ACE	ondulant à petits chenaux d'érosion	(20 – 150)
T_3	WLI1(c) / CB sst / CST sst, cb / CST sst	ACDE	droit avec flûtes	(15 – 220)
T_4	WLI1(c) CB sst, CST sst	ACE	droit avec flûtes	(15 – 220)
T_5	WLI1(c), CST sst, cb / CST sst	ADE	droit avec flûtes	(20 – 200)
T_6	WLI1(c) / CST sst	AE	droit avec flûtes	(5 – 200)
T_7	WLI2(c) / CST sst	AE	droit	(15 – 100)
T_8	WLI3 / (MST aré, con, c) (MST dol, con, c) / (MST dol) (CST sst)	ABE, AE ou BE	droit	(150 – 600)
T_9	WL4 / (SST arg, cb, (p)) (MST sst, cb, (p)) / MST dol, con, c / (MST dol) (CST sst)	ABCDE, ABDE, ACDE ou BCDE	droit avec flûtes	(100 – 600)
T_{10}	WLI4 / SST arg, cb, (p) / MST sst, cb (p) / (MST dol) (CST sst)	ABCDE, ABDE, ACDE ou BCDE	droit avec flûtes	(65 – 400)
T_{11}	WLI4 / CB sst / CST sst, cb / CST sst	ABCDE, ACE BCDE ou CDE	droit avec flûtes	(25 – 60)
T_{12}	WLI4 / CB sst / (MST dol) (CST sst)	ABCDE, ACDE, ABE, ACE, BCE ou CE	droit avec flûtes	(20 – 150)
T_{13}	CB sst / CST sst, cb / CST sst	CDE	droit	(10 – 50)
T_{14}	CB sst / (MST dol) (CST sst) / (CSH)	CE	droit	(5 – 60)
T_{15}	(CB sst) / (MST dol) (CST sst) / (CSH)	DE ou E	droit	(5 – 160)
T_{16}	(MST aré, con, c) (MST dol, con, c) / (MST dol) (CST sst)	E	droit	(100 – 275)
T_{17}	ALI cal / CLU sst, CST calc – CLU arg	ABCE, ACE ou BCE	droit avec flûtes	(25 – 325)
T_{18}	ALI cal / CLU sst / CST calc – CLU arg /	ABCE, ABE, DOL ACE, BCE	droit avec flûtes	(65 – 200)
T_{19}	CLU sst / CST calc – CLU arg / (CSH)	CE	droit	(15 – 130)
T_{20}	CLU sst / CST calc – CLU arg / DOL / (CSH)	CE	droit	(40 – 225)
T_{21}	CST calc – CLU arg / (CSH)	E	droit	(10 – 150)
T_{22}	CST calc – CLU arg / DOL / CSH	E	droit	(30 – 150)
T_{23}	DOL / CST calc – CLU arg / (CSH)	E	droit	(100 – 200)
T_{24}	DOL / CST calc – CLU arg/ DOL / (CSH)	E	droit	(250 – 500)
T_{25}	DOL / (CSH)	E	droit	(15 – 150)

ALI – Arénite lithique
CB – Carbonate
CLU – Calcilutite
CSH – Clayshale
CST – Claystone
DOL – Dolomie
MST – Mudstone
SST – Siltstone
WLI_1 – Wacke lithique de type 1
WLI_2 – Wacke lithique de type 2
WLI_3 – Wacke lithique de type 3
WLI_4 – Wacke lithique de type 4
aré – arénacé
arg – argileux
calc – calcareux
cb – carbonaté
con – conglomératique
dol – dolomitique
sst – silteux
c – clastes intraformationnels > 2 mm
p – pseudo-nodules et/ou pseudo-clastes > 2mm
– – ou
/ – recouvert
( ) – peut être absent
( ) ( ) – l'un ou l'autre est absent, ou les deux sont présents

TABLEAU C-2 – Distribution des types de turbidites dans les membres de la Formation de Cloridorme (pour chaque membre, la ligne supérieure représente le % en volume du type de T par rapport à l'unité et la ligne inférieure représente le % en nombre de lits de ce type par rapport à l'unité).

Membres \ Type de turbidites	T_1	T_2	T_3	T_4	T_5	T_6	T_7	T_8	T_9	T_{10}	T_{11}	T_{12}	T_{13}	T_{14}	T_{15}	T_{16}	T_{17}	T_{18}	T_{19}	T_{20}	T_{21}	T_{22}	T_{23}	T_{24}	T_{25}	(T_1,T_2)	(T_3,T_4)	(T_1 à T_6)	(T_{11},T_{12})
Membre de Rochers Penchés	tr	2	2	15	7	12	5				1	8	2	14	8				1		1				tr	4	9	9	1
	tr	1	1	10	3	10	4				1	8	3	27	15				2		2				tr	1	4	7	1
Membre de Mont-Saint-Pierre, unité 2				1		1	2					11		72	3		1		7		1				1				
				tr		1	2					8		78	3		tr		6		1				2				
Membre de Mont-Saint-Pierre, unité 1												11		30	26		14		12	1	5				1				
												8		31	32		4		15	1	8				1				
Membre de L'Anse-Pleureuse									1	2		18		24	34	2	2	2	2	1	7	2			3				
									1	1		11		29	36	1	1	1	2	1	9	1			6				
Membre de Gros-Morne	2		2	15	5	29	2					6	4	14	13										1	2	3		
	1		1	10	4	27	2					7	8	17	16										1	1	2		
Membre de Pointe-à-la-Frégate						2	tr	2	6	6		30		42	11										1				
						2	tr	tr	1	1		16		59	19										2				
Membre de Manche-d'Épée						2		3	15	3		6		45	20								1	2	3				
						4		1	5	1		4		50	22								1	1	11				

La limite entre les membres de Manche–d'Épée et de Pointe–à–la–Frégate est observée dans une falaise sur le bord de la mer et sur l'estran à la pointe Le Brûlé, 2,1 km à l'est de Pointe–à–la–Frégate (figure C–1). Le passage d'un membre à l'autre est graduel mais la limite est fixée là où les turbidites épaisses de mudstone arénacé conglomératique (T_8, T_9) du Membre de Manche–d'Épée sont remplacées de façon soutenue par des turbidites composées de claystone silteux et de carbonate silteux ou associées à des WLI4 (T_{12}, T_{14}), peu épaisses, du membre de Pointe–à–la–Frégate.

Le passage du Membre de Manche–d'Épée au Membre de Gros–Morne est aussi graduel. La limite est observée dans des strates déversées, dans la partie ouest de la baie de Gros–Morne (figure C–1), sur le bord de la route et sur l'estran (figure C–1). Elle est fixée à l'apparition de séries épaisses de turbidites WLI1 (T_1, T_3, T_5) (figure C–20).

Comme la partie inférieure du Membre de Manche–d'Épée n'est pas observée, nous ne pouvons en donner qu'une épaisseur minimum, soit 829 m telle que mesuré à la coupe type.



FIGURE C–20 – Contact graduel dans des strates à polarité inverse, du membre de Manche–d'Épée (A) et du membre de Gros–Morne (B), Formation de Cloridorme, Gros–Morne.

Membre de Pointe–à–la–Frégate

La coupe–type est bien exposée sur l'estran et dans quelques falaises adjacentes. La coupe débute à la pointe Le Brûlé, 2,1 km à l'est de Pointe-à-la-Frégate, et se termine à Pointe-à-la-Frégate (figure C–1). Elle est recoupée de nombreuses failles de décrochement dextres et senestres dont les rejets n'excèdent pas 50 m.

Grâce à la qualité de l'affleurement on a pu déterminé tous les rejets stratigraphiques imputables à ces failles; la coupe a donc été mesurée au complet, elle a une épaisseur stratigraphique de 635 m (figure C–1).

Le Membre de Pointe–à–la–Frégate est composé de claystone silteux et de mudstone conglomératique (73%), de carbonate silteux, de siltstone argileux carbonaté et de mudstone silteux carbonaté (19%) et de wackes (7%). Le 1% résiduel est composé de dolomie (figure C–21). Ces lithologies sont observées principalement dans les turbidites type T_{12}, T_{14} et T_{15} (tableaux C-1 et C-2).

Dans ce membre, en outre, on distingue deux groupes de turbidites. Le premier groupe comprend des turbidites d'une épaisseur de 25 cm en moyenne qui forment 68% du volume de l'unité mais représentent 93% du nombre de turbidites. La majorité de ces turbidites est de type T_{14}. On trouve parfois à la base du Membre de Pointe–à–laFrégate des turbidites WLI4 (T_{12}). Le deuxième groupe comprend des turbidites d'une épaisseur de 1,67 m en moyenne. Ces turbidites représentent 32% du volume du membre mais seulement 7% du nombre de turbidites. Elles sont constituées de turbidites de type T_8, T_9, T_{10} et T_{12}.

Les flûtes rencontrées à la base des turbidites indiquent toutes des directions de courant vers l'ouest (295° en moyenne).

La limite inférieure du Membre de Pointe–à–la–Frégate avec le Membre de Manche–d'Épée est graduelle et observée à la pointe Le Brûlé. Elle fut décrite plus haut (voir Membre de Manche–d'Épée). Quant à son contact supérieur avec le Membre de Gros–Morne, il est graduel. À sa partie supérieure, le Membre de Pointe–à–la–Frégate est formé surtout de carbonate silteux et de claystone silteux, interstratifiés de façon intermittente de quelques turbidites composées de WLI1 qui, tout en devenant plus épaisses, se regroupent pour former des séquences de 10 m et plus. La limite entre les deux membres est placée à la première séquence de turbidites de WLI1.



FIGURE C–21 – Membre de Pointe–à–la–Frégate caractérisé surtout par des turbidites peu épaisses de type T_{14} (carbonate silteux–claystone silteux), Formation de Cloridorme, Pointe–à–la–Frégate.

Membre de Gros–Morne

La coupe type du Membre de Gros–Morne est localisée sur le bord de la mer immédiatement à l'ouest du village de Gros–Morne (figure C–1). Elle est bien exposée sur l'estran et dans les falaises adjacentes. La coupe a été entièrement mesurée sur l'estran d'accès plus facile. La coupe, constituée de 245 m de strates, est recoupée de quelques failles. Une faille d'importance a un décrochement senestre dont le rejet stratigraphique est inconnu mais pouvant être supérieur à 150 m.

Le Membre de Gros–Morne est composé de WLI1, WLI2 et WLI4 (45%), de claystone silteux (42%), de carbonate silteux et de claystone silteux carbonaté (12%) et de dolomie (1%) répartis principalement dans les turbidites de type T4, T6, T14 et T15 (tableau C-2) (figures C–20 et C–22).

La majorité des wackes (85%) sont des WLI1 qui forment la base de plusieurs types de turbidites de 50 cm d'épaisseur en moyenne, massives, bien granoclassées et à contacts nets (types T1, T2, T3, T4, T5 et T6). La partie supérieure des turbidites se compose surtout de carbonate silteux et de claystone silteux. Les turbidites contenant les WLI1 ont tendance à former des séries compactes et épaisses. Elles forment 61% en volume du membre et représentent 48% du nombre des turbidites (figure C–1). Le reste est formé par des turbidites de type WLI2, à carbonate silteux et à claystone silteux (T12, T13, T14 et T15).

À l'intérieur du Membre de Gros–Morne, toutes les directions de courant mesurées à partir des flûtes indiquent un transport vers l'ouest (255° en moyenne).

Le contact inférieur du Membre de Gros–Morne est graduel soit, à l'est, avec le Membre de Pointe–à–la–Frégate soit, à l'ouest, avec le Membre de Manche–d'Épée (voir plus haut). Le contact supérieur du Membre de Gros–Morne avec le Membre de L'Anse–Pleureuse est relativement net et s'observe à l'ouest de la baie de L'Anse–Pleureuse dans l'escarpement adjacent à l'estran, là où les strates forment un pli déversé vers le nord (figure C–1). La limite entre les deux membres est fixée à la disparition de la dernière turbidite de WLI1. Au contact, au–dessus d'une série épaisse de turbidites à base de WLI1, on observe des turbidites formées de claystone calcareux et de calcilutite argileuse qui alternent plus haut avec du mudstone et claystone silteux. Ce changement de composition des turbidites coïncide avec un changement de direction des courants. Des flûtes observées quelques mètres au–dessus de la limite inférieure du Membre de L'Anse–Pleureuse, indiquent des directions de courant opposées à celles du Gros–Morne.



FIGURE C–22 – Membre de Gros–Morne caractérisé par la présence abondante de Wacke lithique granoclassé (division A de Bouma), Formation de Cloridorme, Pointe–à–la–Frégate.

La puissance du Membre de Gros–Morne est difficile à établir. Dans l'ouest de la région, à la coupe type, une épaisseur minimum de 245 m a été mesurée. Cette coupe est toutefois recoupée par une faille importante à décrochement senestre dont le rejet stratigraphique semble important, peut–être plus de 150 m. D'autre part, à l'est de la région, près de Grande–Vallée, nous avons estimé une épaisseur minimum de 450 m pour le membre de Gros–Morne à partir d'une carte antérieure (Slivitzky, inédit).

Membre de L'Anse–Pleureuse

La coupe type débute à l'ouest de la baie de L'Anse–Pleureuse et s'étend jusqu'à l'ouest de Mont–Louis. Elle a été mesurée sur l'estran où elle est bien exposée à marée basse et dans un affleurement localisé à l'ouest du village de Mont–Louis. La coupe a une épaisseur stratigraphique de 696 m dont 111 m ne sont pas exposés (figure C–1).

Le Membre de L'Anse–Pleureuse est constitué de mudstone et de claystone silteux, de mudstone conglomératique, de claystone calcareux, de calcilutite argileuse et de dolomie (93%), de carbonate silteux, de siltstone argileux carbonaté et de calcilutite silteuse (4%) et de WLI4 (3%) et d'arénite calcareuse répartis principalement dans les turbidites de type T12, T14, T15 et T21 (tableau C-2 et figure C–23).

Les turbidites se divisent en deux groupes: les turbidites calcareuses et les turbidites non calcareuses. Elles possèdent des fractions gréseuses et silteuses identiques mais diffèrent dans la composition de leurs boues. Les turbidites calcareuses incluent l'arénite calcareuse, la calcilutite silteuse, le claystone calcareux, la calcilutite argileuse et la dolomie, elles représentent 21% (en nombre) des turbidites. Les turbidites non calcareuses incluent le mudstone et le claystone silteux ainsi que le mudstone conglomératique, elles représentent 79% (en nombre) des turbidites du Membre de L'Anse–Pleureuse.



FIGURE C–23 – Membre de L'Anse–Pleureuse caractérisé par des turbidites épaisses où la boue (division E de Bouma) est nettement prépondérante, Formation de Cloridorme, L'Anse–Pleureuse.

Les flûtes, observées à la base des turbidites indiquent des directions de courant opposées tantôt vers l'est (80° en moyenne), tantôt vers l'ouest (285°).

Le contact inférieur du Membre de L'Anse–Pleureuse avec le Membre de Gros–Morne est relativement net et est décrit antérieurement (voir Membre de Gros–Morne). Le contact supérieur avec le Membre de Mont–Saint–Pierre est observé directement à l'ouest de Mont–Louis au sud du quai (figure C–1). Le passage d'un membre à l'autre se fait de façon très graduelle. La limite est tracée là où le claystone calcareux et le claystone silteux font place aux WLI4, à l'arénite calcareuse, au carbonate silteux et à la calcilutite silteuse.

Membre de Mont–Saint–Pierre

La coupe type débute à l'ouest de Mont–Louis, au sud du quai, et s'étend jusqu'à la halte routière localisée à mi–chemin entre Mont–Saint–Pierre et Rivière–à–Claude (figure C–1). La coupe a été mesurée sur l'estran où les strates affleurent bien, elle a une épaisseur stratigraphique de 806 m. La coupe est recoupée par des failles mineures dont les rejets stratigraphiques ne dépassent pas 9 m.

Le Membre du Mont–Saint–Pierre est constitué d'une unité inférieure, de 236 m (unité 1) et d'une unité supérieure, de 570 m (unité 2).

L'unité 1 est une unité de transition entre les membres de L'Anse–Pleureuse et de Mont–Saint–Pierre, elle possède des caractères communs aux deux membres. Cette unité aurait pu tout aussi bien faire partie du membre sous–jacent (L'Anse–Pleureuse) si ce n'était de l'épaisseur des turbidites qui l'associe plus au Membre de Mont–Saint–Pierre. L'unité 1 se compose de claystone silteux, de claystone calcareux, de calcilutite argileuse et de dolomie (81%), de carbonate silteux et de calcilutite silteuse (11%), de WLI4 (8%) et d'arénite calcareuse répartis principalement dans les turbidites de type T14, T15, T17, T19 et T21 (tableau C-2). L'épaisseur moyenne des turbidites de l'unité 1 est de 30 cm. Certaines peuvent atteindre une épaisseur de 2 m.

L'unité 2 est composée de claystone silteux, de claystone calcareux, de calcilutite argileuse et de dolomie (66%), de carbonate silteux et de calcilutite silteuse (25%) et de WLI1, WLI2, WLI4 et d'arénite calcareuse (9%). Ces unités forment principalement des turbidites de type T14 et T19 dont l'épaisseur moyenne est de 20 cm (figure C–24).

La seule direction de courant notée dans l'unité 1 est orientée à 255°. Dans l'unité 2, une seule direction de courant, à 80°, fut notée.



FIGURE C–24 – Membre de Mont–Saint–Pierre caractérisé par des turbidites peu épaisses de type T14 (carbonate silteux–claystone silteux), Formation de Cloridorme, Mont–Saint–Pierre.

Le contact inférieur du Membre du Mont–Saint–Pierre avec le Membre de L'Anse–Pleureuse est graduel. La limite entre les deux membres est décrite antérieurement (voir Membre de L'Anse–Pleureuse). Son contact supérieur avec le Membre des Rochers Penchés est également graduel et s'observe dans les affleurements situés à proximité de la halte routière, à mi–chemin entre les villages de Mont–Saint–Pierre et de Rivière–à–Claude (figure C–1). Le contact se distingue par la présence de plus en plus fréquente de turbidites formées de WLI1 (figure C–25).

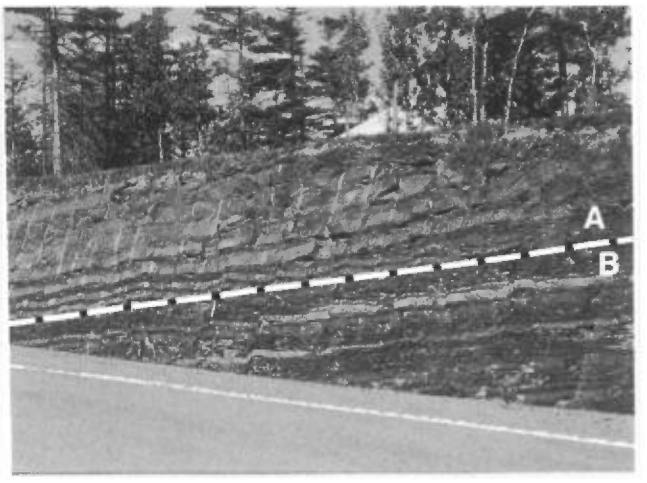


FIGURE C–25 – Contact entre le Membre des Rochers Penchés (A) et le Membre de Mont–Saint–Pierre (B), Formation de Cloridorme, le long de la route entre Marsoui et Rivière–à–Claude.



FIGURE C–26 – Membre des Rochers Penchés caractérisé par la présence abondante de wacke lithique granoclassé (division A de Bouma), Formation de Cloridorme, à l'est de Marsoui.

Membre des Rochers Penchés

La coupe type du Membre des Rochers Penchés, a été mesurée sur l'estran et dans les affleurements adjacents où elle est bien exposée; (figure C–1), elle a une épaisseur stratigraphique de 1912 m dont 492 m sont recouverts ou inaccessibles.

Le Membre des Rochers Penchés est composé de WLI1, de WLI4 et de WLI2 (55%), de claystone silteux (30%), de carbonate silteux, de calcilutite silteuse et de claystone silteux carbonaté (15%) et de calcilutite argileuse (1%) (figure C–26). Ces lithologies sont réparties principalement dans les turbidites de type T1 à T7 et T11 à T15 (tableau C-2).

Le WLI1 est inclus dans des turbidites d'allure massive, bien granoclassées et souvent à contacts nets (T1 à T6). Ce wacke forme souvent les 4/5 inférieurs des turbidites dont l'épaisseur moyenne est de 47 cmLa partie supérieure est formée de carbonate silteux, de claystone silteux ou parfois de WLI4a. Les turbidites contenant les WLI1 forment près de 60% (en volume) du membre mais ne représentent que 37% (en nombre) des turbidites. Environ 40% de ces turbidites sont tronquées en raison du caractère érosif des courants turbides.

En plus de ces turbidites, 40% (en volume) du membre est formé de turbidites dont l'épaisseur moyenne est de 20 cm et qui représentent 63% (en nombre) des turbidites (T11 à T15) (tableau C-2). Ces dernières sont composées de WLI4b, de carbonate silteux et de claystone silteux.

À l'intérieur du Membre des Rochers Penchés, toutes les directions de courant mesurées sur des flûtes sont vers l'est (65° en moyenne).

Le contact inférieur du Membre des Rochers Penchés avec le Membre du Mont–Saint–Pierre est graduel et décrit antérieurement. Le contact supérieur, observé sur l'estran directement à l'est du quai de Marsoui, est très net et marqué par une faille de chevauchement. Cette faille met en contact les roches du Membre des Rochers Penchés avec les roches appartenant à l'unité structurale qu'est le Mélange de Cap–Chat.

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Direction générale de l'exploration géologique et minérale