

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
HUGUES LONGUÉPÉE
M.Sc.

SÉDIMENTATION EN MARGE D'UN PROMONTOIRE
CAMBRO-ORDOVICIEN : LE GROUPE D'ÎLE D'ORLÉANS,
APPALACHES DU QUÉBEC

Novembre 2005



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La compréhension des chaînes orogéniques passe inévitablement par la connaissance de la morphologie des éléments qui entrent en collision. La présence de promontoires et réentrants le long de la marge laurentienne a largement influencé la distribution des séquences de flyschs taconiens. Ce phénomène est reconnu sur de grandes distances, mais demeure toutefois limité à l'échelle locale où des éléments de second ordre peuvent également influencer la dispersion des sédiments. À l'intérieur du Réentrant de Québec, un de ces éléments de deuxième ordre est le Promontoire de Montmorency. Reconnu sur la base des variations de faciès de plate-forme et de flysch ordoviciens moyens, il n'existait, jusqu'à présent, aucun lien entre cette avancée de terre et le rift iapétien. L'utilisation de modèles désuets pour l'interprétation des séquences sédimentaires de la région de Québec est probablement la cause de cette « non-reconnaissance ».

Le Groupe d'Île d'Orléans est le plus propice à contenir des éléments révélateurs quant à l'existence du Promontoire de Montmorency au cours de la période cambro-ordovicienne. De plus, cette séquence sédimentaire se situe dans une région charnière où les corrélations entre les unités situées à l'est et à l'ouest sont difficiles à faire. Outre son contexte géographique, le Groupe d'Île d'Orléans possède des caractéristiques qui lui sont particulières, telles la présence de glauconite et la forte bioturbation.

L'étude de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda a révélé que la glauconite qui y est présente s'est formée sur place et indique un faible taux de sédimentation. Toutefois, la géochimie du minéral est inhabituelle, sa teneur en aluminium étant plus élevée que celle en fer. Cette substitution a une influence sur la rétention du potassium dans la structure cristalline. La perte de charge induite par le remplacement de fer (et magnésium) divalent par de l'aluminium trivalent fait en sorte que le potassium est expulsé hors du minéral. Ce phénomène est d'une importance majeure car la teneur en potassium est utilisée pour déterminer la maturité de la glauconite; celle-ci est à son tour utilisée comme élément d'interprétation en sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Les relations entre les divers éléments chimiques et les caractéristiques diagénétiques de la Formation d'Anse Maranda indiquent que la glauconite alumineuse résulte de la diagenèse précoce d'une glauconite plus conventionnelle, c'est-à-dire riche en fer.

La présence de glauconite autochtone dans la Formation d'Anse Maranda contraste avec l'interprétation selon laquelle l'alternance de grès massifs et de mudstones résulte du dépôt de turbidites sur la partie proximale d'un cône sous-marin. Les travaux de la thèse démontrent que l'aspect massif des grès est le résultat d'une bioturbation intense. Les différentes traces fossiles et ichnofaciès observés démontrent que la formation s'est déposée sur une plate-forme où le faible apport de sédiments a permis la glauconitisation et la destruction quasi complète des structures sédimentaires par les organismes fouisseurs. Cette plate-forme était toutefois irrégulière, ce qui a permis le dépôt de turbidites près des dépôts résultants de l'activité des courants de tempête. Le passage graduel des formes de

basse énergie telle *Helminthopsis* vers des formes plus robustes comme *Chondrites* suggèrent une baisse du niveau marin. La bioturbation a également influencé la diagenèse, les grès bioturbés contenant beaucoup moins de ciment précoce de carbonates en comparaison avec les grès non-bioturbés.

Les formations de Lauzon et de Pointe-de-la-Martinière se retrouvent respectivement au centre et au sommet du Groupe d'Île d'Orléans. La base de la Formation de Lauzon est définie par le conglomérat de Ville Guay. Ce conglomérat résulte de l'érosion d'un récif à thrombolites, conséquence probable d'un affaissement de la marge continentale. Par la suite, un cône boueux/sableux s'est déposé sur les gradins de la marge formant deux séquences granodécroissantes. La Formation de Pointe-de-la-Martinière se compose de turbidites boueuses et de sédiments pélagiques vers l'est et de sédiments du bout de la plate-forme à l'ouest. Ces sédiments de plate-forme sont composés de cycles de Logan et d'alternance shales noirs – calcaires. Ces deux lithofaciès résultent du dépôt dans une zone à haute productivité organique et d'une diagenèse précoce reliée à la forte concentration en CO₂. Les deux formations reflètent une transgression majeure recoupée de quelques régressions.

L'analyse de faciès et l'ichnologie des dépôts du Groupe d'Île d'Orléans ont permis de confirmer la présence du Promontoire de Montmorency lors de la période allant du passage du rift à la marge passive (*rift-to-drift*) de la marge laurentienne. La morphologie de ce promontoire explique la prédominance des turbidites dans un sous-bassin d'eau peu profonde à l'est et des dépôts de plate-forme à l'ouest. La morphologie en touche de piano explique également la distribution des flyschs taconiens et peut être incorporée dans un modèle d'orogénèse de la chaîne appalachienne. Le modèle présenté ici peut également servir de comparaison pour d'autres secteurs des Appalaches.

ABSTRACT

The understanding of mountain chains is in a large part a study of the morphology and nature of the colliding elements. The distribution of Taconian flysch deposits along the Laurentian margin was controlled by the presence of promontories and reentrants related to the Iapetan rift. The uneven distribution of those sediments is known at a regional scale, but is still poorly defined at a local scale, where second order feature can influence sediment dispersion. The Montmorency Promontory is such a second-order feature found in the Québec Reentrant, and was defined on the basis of facies changes observed in Middle Ordovician platform and flysch deposits. No influence of this headland has been recognized in older deposits, therefore it is difficult to determine if the promontory is related to the Iapetan rift. However, sedimentary sequences in the Québec City area were interpreted using obsolete models, which would explain the “absence” of the promontory from Late Proterozoic to Early Ordovician.

Stratigraphic evidence of the presence of the Montmorency Promontory during the Cambrian and Early Ordovician is likely to be found in stratas of the Ile d’Orléans Group, which is immediately adjacent to the proposed location of this headland. More so, the sedimentary sequence is located in a key area (Québec City) where correlations between the sedimentary units on both side are difficult to define.

The study of the Anse Maranda Formation showed that glauconite, an authigenic mineral indicative of low sediment accumulation rate, was formed *in-situ*. However, glauconite in this study contained more aluminium than iron, which is unusual. Related to the aluminium – iron substitution is a layer charge variation that influences the retention of potassium in the crystal structure. A loss of layer charge induced by the substitution of divalent iron (and magnesium) by trivalent aluminium leads to the expulsion and consequent reduction in potassium. Relations between glauconite composition and diagenetic features, such as cemented burrows, in the Anse Maranda Formation indicate that the aluminium-rich composition is due to the early diagenesis of an iron-rich glauconite.

The occurrence of autochthonous glauconite in the Anse Maranda Formation does not support previous interpretations that suggest alternating massive sandstone and mudstone were deposited in the proximal part of a deep-sea fan. Study of the sandstone revealed that their massive aspect is due to bioturbation and not to a primary sedimentary process. Trace fossil suites indicate that the Anse Maranda Formation was deposited on the distal part of the continental shelf where low sedimentation rate permitted glauconitisation and complete reworking of sediment by trace making organisms. The gradual transition from low energy ichnofossils such as *Helminthopsis* to more robust forms like *Chondrites* suggests a relative sea-level drop. The bioturbation controlled early diagenesis, bioturbated sandstone having less calcite cement and more clay than non-bioturbated sandstone.

The Lauzon and Pointe-de-la-Martinière formations occur respectively in the middle and upper part of the Ile d'Orléans Group, a hiatus separating the Anse Maranda and Lauzon formations. At the base of the Lauzon Formation, a limestone conglomerate (Ville Guay conglomerate) resulted from erosion of a thrombolite reef following a continental shelf collapse. The conglomerate is overlain by a mud/sand-rich fan was deposited on the upper part of the slope and formed two fining-upward sequences. The Pointe-de-la-Martinière Formation is composed of mud-rich turbidites and hemipelagites to the east and distal shelf deposits to the west. These distal shelf deposits are composed of a black shale - green mudstone - dolomitic mudstone assemblage, named Logan cycles and, of alternating black shale and limestone. These two lithofacies are related to high organic productivity and early diagenesis related to a high concentration of CO₂. Both formations were deposited during transgression with several minor regressions.

Facies analysis and ichnology of the Ile d'Orléans Group confirmed the presence of the Montmorency Promontory during the rift-to-drift stage of the Laurentian margin. The headland morphology is used to explain the predominance of deep-sea turbidites to the east and shelf deposits to the west of Québec City. The horst-and-graben as well as the "piano keys" morphology also controlled the distribution of taconian flysch. The paleogeographic model can be used for comparison with other poorly known part of the Appalachian orogeny.

REMERCIEMENTS

Le premier merci revient de droit à mon superviseur, le Dr. Pierre A. Cousineau, qui m'a proposé ce projet tout en me laissant la latitude nécessaire pour mener le tout à ma guise. Sa rigueur scientifique et sa connaissance des Appalaches m'ont toutefois gardé dans le droit chemin. Je me dois de souligner sa patience envers mes escapades estivales et mon implication au sein du RÉDiST qui ont souvent, je dois l'avouer, eu priorité sur les travaux de doctorat.

Il m'est difficile de remercier à leur juste valeur les différentes personnes qui m'ont permis d'approfondir mes connaissances dans des domaines qui m'étaient aussi peu familiers tels que l'ichnologie, la minéralogie des argiles, la diagenèse et autres, sans ajouter un chapitre complet à la thèse. Je me dois donc de les énumérer en style télégraphique, sans ordre particulier : Alessandro Amorosi (U. Bologne; glauconite), S. Georges Pemberton (U. Alberta; ichnologie), André Chagnon (INRS; minéralogie des argiles et diagenèse), Ed W. Sawyer (UQAC, minéralogie et géochimie), Donna Kirkwood (U. Laval, structure), Rudolf Bertrand (INRS; diagenèse), Daniel Lebel (INRS, données de terrain), Elliot Burden (U. Memorial; palynologie), André Lalonde (U. Ottawa; minéralogie), Jan Środoń (Inst. Geological Sciences PAN, minéralogie des argiles), R.W.C. "Bill" Arnott (U. Ottawa; sédimentologie), Sébastien Castonguay (CGC-Québec; stratigraphie des Appalaches), L-Paul Bédard (UQAC; géochimie, minéralogie) et sans oublier Denis Lavoie (CGC-Québec; Projet CARTNAT-Ponts géologiques de l'est du Canada). Merci à tout les gens rencontrés dans les divers congrès avec qui j'ai eu des discussions sur divers aspects du projet. Merci à Denis Côté et Claude Dallaire pour leur aide technique et graphique. Merci à Candide Girard pour toutes les petites choses qui m'ont simplifié la vie.

Des remerciements pour les contributions financières du CRSNG (via Pierre Cousineau), de la Fondation de l'UQAC, de Pétro-Canada, de Shell Canada (via Madeli-Aide) et de la Commission géologique du Canada (via le projet CARTNAT).

Évidemment, les nombreuses années passées à l'université resteront mémorables pour les amitiés qui s'y sont développées. Merci à Alexandre Aubin, Marie-Line Tremblay, Henrick Rassmussen, Nathalie Légaré, Sophie Turcotte et Sébastien Lavoie pour avoir enduré mes incessants monologues sur la glauconite, pour les parties de Worms et d'Unreal et toutes les bonnes choses reliées à la vie étudiante.

Un gros merci à mes parents qui su vivre avec un fils aux études jusqu'à trente ans.

Merci à tous les autres : You know who you are....

TABLE DES MATIÈRE

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT.....	iv
REMERCIEMENTS	vi
TABLE DES MATIÈRE	vii
LISTE DES FIGURES	xiii
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
LISTE DES ANNEXES.....	xviii
LISTE DES INSERTIONS	xx
1. INTRODUCTION	1
1.1 Problématique générale	1
1.2 Le Groupe d'Île d'Orléans : état initial de la question	9
1.2.1 Stratigraphie, structure et métamorphisme	10
1.2.2 La Formation d'Anse Maranda.....	11
1.2.2.1 Nature de la glauconite	12
1.2.2.2 Origine des grès massifs	14
1.2.3 La Formation de Lauzon	14
1.2.3.1 Le modèle de cône sous-marin	15
1.2.4 La Formation de Pointe-de-la-Martinière	16
1.2.4.1 Turbidites boueuses et variations latérales	17

1.3 Buts et objectifs	19
1.4 Travaux parallèles	21
1.5 Plan de la thèse	22
2. CONCEPTS ET MÉTHODES	23
2.1 La glauconite	23
2.1.1 Nomenclature	23
2.1.2 Nature de la glauconite.....	26
2.2 L'ichnologie	29
2.3 Minéralogie des argiles.....	32
3. CONSTRAINTS ON THE GENESIS OF FERRIAN ILLITE AND ALUMINIUM- RICH GLAUCONITE; POTENTIAL IMPACT ON SEDIMENTOLOGY AND ISOTOPIC STUDIES.....	34
3.1 Résumé.....	34
3.2 Nomenclature.....	36
3.3 Introduction.....	38
3.4 Sample provenance and methodology	39
3.5 Petrography of the green pellets	41
3.6 Mineralogy of the green pellets	42
3.7 Chemical composition of the green pellets.....	46
3.8 Evaluation of potassium loss	47
3.9 Discussion.....	59
3.9.1 Aluminium-rich glauconite and causes of potassium loss.....	59

3.9.2	Impact on glauconite maturity	63
3.9.3	Impact on isotopic studies.....	64
3.10	Conclusions.....	65
3.11	Corrections post-publications	67
4.	REAPPRAISAL OF THE CAMBRIAN GLAUCONITE-BEARING ANSE MARANDA FORMATION, QUÉBEC APPALACHIANS: FROM DEEP-SEA TURBIDITES TO CLASTIC SHELF DEPOSITS	69
4.1	Résumé.....	69
4.2	Introduction.....	71
4.3	Regional geology and stratigraphy	74
4.4	Ichnogena assemblages.....	76
4.4.1	Assemblage 1	78
4.4.2	Assemblage 2	79
4.4.3	Assemblage 3	79
4.5	Petrography.....	80
4.6	Lithofacies	84
4.7	Bioturbation intensity and the massive sandstones.....	90
4.8	Interpretation of depositional environment.....	91
4.9	Incidence of bioturbation on diagenesis	95
4.10	Paleogeography.....	97
4.11	Conclusions.....	104
4.12	Corrections post-publication.	106

5. MUDDY SEDIMENTATION AT THE EDGE OF A NARROW SHELF DURING CAMBRO-ORDOVICIAN TIME: THE LAUZON AND POINTE-DE-LA-MARTINIÈRE FORMATIONS, QUÉBEC CITY.....	107
5.1 Résumé.....	107
5.2 Introduction.....	111
5.3 Regional Stratigraphy	114
5.4 Lithofacies description and interpretation	118
5.4.1 The Lauzon Formation.....	118
5.4.1.1 The Ville Guay Conglomerate (LZ1)	118
5.4.1.2 Sandy lithofacies (LZ2)	122
5.4.1.3 Fine-grained lithofacies (LZ3 – LZ6).....	123
5.4.1.4 Chaotic lithofacies (LZ7).....	124
5.4.2 The Pointe-de-la-Martinière Formation.....	125
5.4.2.1 Limestone conglomerate lithofacies (PM1).....	125
5.4.2.2 Red mudstones lithofacies (PM2 and PM3)	128
5.4.2.3 Sandstones – green and grey mudstones lithofacies (PM4 and PM5)....	130
5.4.3.3 Dolomite – shale lithofacies (PM6; Logan cycle)	130
5.4.3.4 Black shale – limestone lithofacies (PM7; BSL).....	132
5.5 Depositional settings	134
5.5.1 Lauzon Formation (Late Cambrian to Middle Tremadocian).....	134
5.5.2 Pointe-de-la-Martinière Formation (Tremadocian to Darriwilian)	141
5.5 Conclusions.....	148

6. DISCUSSION	151
6.1 Détails des données présentées	151
6.1.1 Nature de la glauconite	151
6.1.2 Identification des traces fossiles	156
6.2 Données supplémentaires	162
6.2.1 Palynologie	162
6.2.2 Maturation de la matière organique	165
6.3 Interprétations supplémentaires	167
6.3.1 Niveau marin et stratigraphie séquentielle	168
6.3.2 Glauconitisation en période de régression	171
6.3.3 Évaluation des taux de sédimentation	173
6.4 Incidences	176
6.4.1 Conditions de formation et de diagenèse de la glauconite	177
6.4.2 Extensions et corrélations du Groupe d'Île d'Orléans près de Québec	179
6.5 Corrélations structurales et paléogéographie de la marge laurentienne dans le Réentrant de Québec	182
6.5.1 Niveau de référence paléogéographique (niveau structural 2)	182
6.5.2 Nappe de l'avant-pays (niveau structural 1)	187
6.5.3 Autres niveaux structuraux (niveaux 3 et 4)	189
6.5.4 Cambrien inférieur à moyen	190
6.5.5 Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur	195
6.5.6 Ordovicien inférieur à Darriwilien	197

6.6 Redéfinition de la Zone de Humber au Québec	199
7. CONCLUSIONS	204
8. RÉFÉRENCES.....	208
ANNEXES	229

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Distribution des promontoires et réentrants de la marge laurentienne.	3
Figure 1.2	Stratigraphie des dépôts cambro-ordoviciens de la plate-forme et des nappes externes et internes de la zone de Humber, de part et d'autre de la ville de Québec.	6
Figure 1.3	Localisation des principales nappes de charriage dans la région de Québec.	8
Figure 1.4	Diverses échelles de temps de l'Ordovicien et de ses séries.	20
Figure 2.1	Graphique tri-dimensionnel illustrant la relation entre quelques micas dioctahédriques et des micas dioctahédriques avec déficience en cation interfoliaire.	25
Figure 2.2	Distribution de la glauconite autochtone et allochtone à l'intérieur de corps sableux.	28
Figure 2.3	Schéma illustrant les différents ichnofaciès marins.	31
Figure 3.1	Typical glauconite pellet of the Anse Maranda Formation showing autochthonous characteristics such as craquelures and larger size compared to the surrounding matrix.	43
Figure 3.2	X-ray diffraction of glauconite.	44
Figure 3.3	Chemical composition of glauconite based on a 10 oxygen and 2 hydroxyl formula and the division between iron-rich and aluminium-rich glauconite.	51
Figure 3.4	Variation of the substitution factor vs the $(\text{Fe} + \text{Mg}) / {}^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio.	56
Figure 3.5	Difference in composition (% wt) in glauconite after mass balance for the PG- 04H and SB-03G samples.	56

Figure 3.6 Graphs illustrating the necessity of potassium correction.....	58
Figure 3.7 Effect of potassium loss on the duration of evolution.....	58
Figure 4.1 Location of the measured sections of the Anse Maranda Formation.	73
Figure 4.2 Cambrian stratigraphy within the Québec Reentrant.	75
Figure 4.3 Schematic representation of the measured sections with lithofacies division and associated ichnogenia assemblages.....	77
Figure 4.4 Different kinds of cement and cementation patterns observed in the Anse Maranda Formation sandstones.	81
Figure 4.5 Difference between autochthonous and parautochthonous glauconite in the Anse Maranda Formation.	83
Figure 4.6 Variations in bioturbation intensity in Anse Maranda Formation sandstones. .	88
Figure 4.7 Sandstones of the Anse Maranda Formation showing limited bioturbation.	89
Figure 4.8 Paleogeographic reconstruction of the Québec Reentrant in the vicinity of the Montmorency Promontory and detailed rift configuration needed to explain the distribution of different lithofacies.....	102
Figure 5.1 Lithofaciès typiques de la Formation de Lauzon.	109
Figure 5.2 Lithofaciès typiques de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.....	110
Figure 5.3 (A) Main features of the Québec Reentrant and adjacent promontories. The grey rectangle is the study area. (B) Study area and distribution of thrust nappes.....	116
Figure 5.4 Stratigraphy of the Île d'Orleans Group and correlative Groups and Formations found in the Québec Reentrant.	117

Figure 5.5 Vertical lithofacies succession of the Lauzon Formation at the Anse du Moulin de Beaumont (LMOB) section.....	120
Figure 5.6 Lithofacies from the Pointe de La Martinière Formation. Western area (PM locality) and Eastern area (PPLD locality).	127
Figure 5.7 Paleogeographic reconstruction of the Lauzon Formation and other morphologic features during Late Cambrian to Middle Tremadocian time.	136
Figure 5.8 Paleocurrents measured in (A) the Lauzon Formation and (B) Pointe-de-la-Martinière Formation.	139
Figure 5.9 Paleogeographic reconstruction of the Pointe-de-la-Martinière Formation and other morphological features during Middle Tremadocian to Darriwilian time.	142
Figure 6.1 Différents aspects, en lame mince, de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda.	153
Figure 6.2 Quelques traces fossiles retrouvées dans les roches du Groupe d'Île d'Orléans.	157
Figure 6.3 Schéma de la morphologie de plusieurs ichnogenes de la trace de type Skolithos.	159
Figure 6.4 Carte de localisation des principales nappes de chevauchement dans les parties centrale et ouest du Réentrant de Québec et des niveaux structuraux utilisés pour la reconstruction paléogéographique.	183
Figure 6.5 Distribution des unités stratigraphiques du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur du Réentrant de Québec selon leur niveau structural actuel.	184

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 Nomenclature of the glauconitic minerals according to the IMA (Rieder et al. 1998) which is used in this paper and equivalent terms used in sedimentology-related papers.....	37
Tableau 3.2 Chemical analysis (in %wt) across a pellet from sample AM-02C.....	48
Tableau 3.3 Average composition (%wt) of glauconite pellets on which chemical cross section has been done.	48
Tableau 3.4 Average composition of glauconite using microprobe analysis.	49
Tableau 3.5 Comparison of measured potassium and reconstructed potassium values.	57
Tableau 4.1 Comparison of diagenetic features in Anse Maranda sandstones.....	98
Tableau 5.1 Lithofacies description of the Lauzon Formation.....	119
Tableau 5.2 Lithofacies description for the Pointe-de-la-Martinière Formation.....	126
Tableau 6.1 Critères de définition de la nature de la glauconite selon les sections étudiées. Les éléments en caractères gras indiquent une nature autochtone.....	152
Tableau 6.2 Liste des microfossiles identifiés par E. Burden pour les échantillons de la Formation d'Anse Maranda.....	163
Tableau 6.3 Résultats des analyses de la réflectance de la matière organique pour des échantillons de la Formation d'Anse Maranda (AM), de la Formation de Lauzon (MOB et QSM) et de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (AL) et zones à hydrocarbures correspondantes.	166

Tableau 6.5 Composition du kérogène retrouvée dans certains échantillons du Groupe d'Île d'Orléans.	166
Tableau 6.6 Calcul des taux de sédimentation en utilisant la teneur en potassium pour les différentes sections de la Formation d'Anse Maranda.	175

LISTE DES ANNEXES

Annexe A-1 Représentation schématique de la section PBB-01-02 du Membre d'Île-aux-Coudres, Formation de Lauzon.....	230
Annexe A-2 Représentation schématique de la section SL-01-01 du Membre d'Île-aux-Coudres, Formation de Lauzon.....	231
Annexe A-3 Représentation schématique de la section QSM-00-01 de la Formation de Lauzon.	232
Annexe A-4 Représentation schématique de la section QSM-00-02 de la Formation de Lauzon.	233
Annexe A-5 Représentation schématique de la section QSM-00-03 de la Formation de Lauzon.	234
Annexe A-6 Représentation schématique de la section AL-00-03 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.....	235
Annexe A-7 Représentation schématique de la section SJE-01-01 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. (Localisation sur la carte insérée dans la pochette).....	236
Annexe A-8 Représentation schématique de la section SJW-01-01 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. (Localisation sur la carte insérée dans la pochette).....	237
Annexe B-1 Résultats du comptage de 250 points sur des échantillons de grès de la Formation d'Anse Maranda.....	238

Annexe B-2 Résultats du comptage de 250 points sur des échantillons de grès de la Formation de Lauzon.....	239
Annexe B-3 Résultats du comptage de 250 points sur des échantillons de grès de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.	240
Annexe C-1 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation d'Anse Maranda (AM-01D).....	241
Annexe C-2 Patron de diffraction d'un échantillon de grès rouge de la Formation d'Anse Maranda (AM-04A).....	242
Annexe C-3 Patron de diffraction de la matrice d'un échantillon de grès de la Formation de Lauzon (MOB-05-6E).....	243
Annexe C-4 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone gris de la Formation de Lauzon (MOB-06B).....	244
Annexe C-5 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation de Lauzon (MOB-06C).....	245
Annexe C-6 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone rouge de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02C).	246
Annexe C-7 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone pourpre de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02B).	247
Annexe C-8 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02A).	248
Annexe C-9 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone gris de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (PLD-04C).	249

Annexe D-1 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon AM-04A.	250
Annexe D-2 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon AM-04B.	251
Annexe D-3 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon PG-07A.	252
Annexe D-4 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon PG-01-02A.	253
Annexe D-5 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon SB-03G.	254
Annexe D-6 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon SB-PL.	255
Annexe E Exemple de calcul pour la reconstruction de la composition de la glauconite avant diagenèse.	256

LISTE DES INSERTIONS

Carte de localisation des sections mesurées ou visitées.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique générale

L'habileté à reconstruire l'évolution d'une chaîne de montagne est intimement liée à la compréhension des éléments qui la compose. Les éléments structuraux et stratigraphiques reconnus sur le terrain sont souvent utilisés pour définir des profils transversaux qui reconstituent l'évolution des orogènes. De telles pratiques s'inspirent en général de profils en deux dimensions qui illustrent les diverses étapes d'un cycle de Wilson (extension continentale, extension océanique, contraction océanique et contraction continentale). Toutefois, de tels profils montrent une image simpliste qui donne une impression de grandes continuités latérales, en plan, comme si l'ouverture d'un rift se faisait en une ligne droite et continue. L'examen des dorsales médio-océaniques et des zones de rifts continentaux modernes montre des patrons plus complexes avec des déplacements latéraux de la zone axiale par des failles transformantes et des zones axiales doubles (p. ex., les deux branches du rift de l'Afrique de l'Est).

Plusieurs modèles décrivant l'évolution des Appalaches sur la base d'un profil général (ou un nombre limité de profils) ont été publiés (Barnaby et Read 1990; Cawood *et al.* 2001; Stanley et Ratcliffe 1985; St-Julien et Hubert 1975; St-Julien *et al.* 1983). Les

diverses sections publiées diffèrent entre elles sur de nombreux plans, notamment parce qu'elles sont basées sur des éléments régionaux, par exemple la présence ou l'absence d'une formation géologique particulière. Par le fait même, les reconstructions paléogéographiques associées à ces modèles font abstraction des variations latérales inéluctables sur des distances de 100 à 1 000 kilomètres.

Rankin (1976) a été l'un des premiers à proposer un modèle en plan à l'échelle des Appalaches avec une morphologie irrégulière de la marge laurentienne. Son modèle a été défini à partir de la distribution des lambeaux du socle précambrien et des centres volcaniques et cherchait à expliquer les grandes courbures de l'orogène. Thomas (1977) proposa un modèle similaire sur la base de l'épaisseur et la distribution des roches tardiprécambriennes et paléozoïques. Ces travaux permirent de proposer que les réentrants et les promontoires qui composent la marge laurentienne sont reliés à la configuration initiale du rift qui a engendré l'ouverture de l'océan Iapétus. Les promontoires les plus importants, dits de premier ordre, comme ceux du Saint-Laurent, de New York et de l'Alabama, sont des avancées de terre dont l'étendue originale était de l'ordre de 500 km et sont séparés par de vastes réentrants (Figure 1.1). À l'intérieur de ces réentrants se retrouvent des promontoires de plus petite taille, dits de deuxième ou de troisième ordre non identifiés par ces travaux. L'existence d'une marge laurentienne irrégulière a été utilisée pour expliquer le caractère diachronique des dépôts de la plate-forme (Lavoie 1994; Lavoie *et al.* 2003; Stockmal *et al.* 1987).

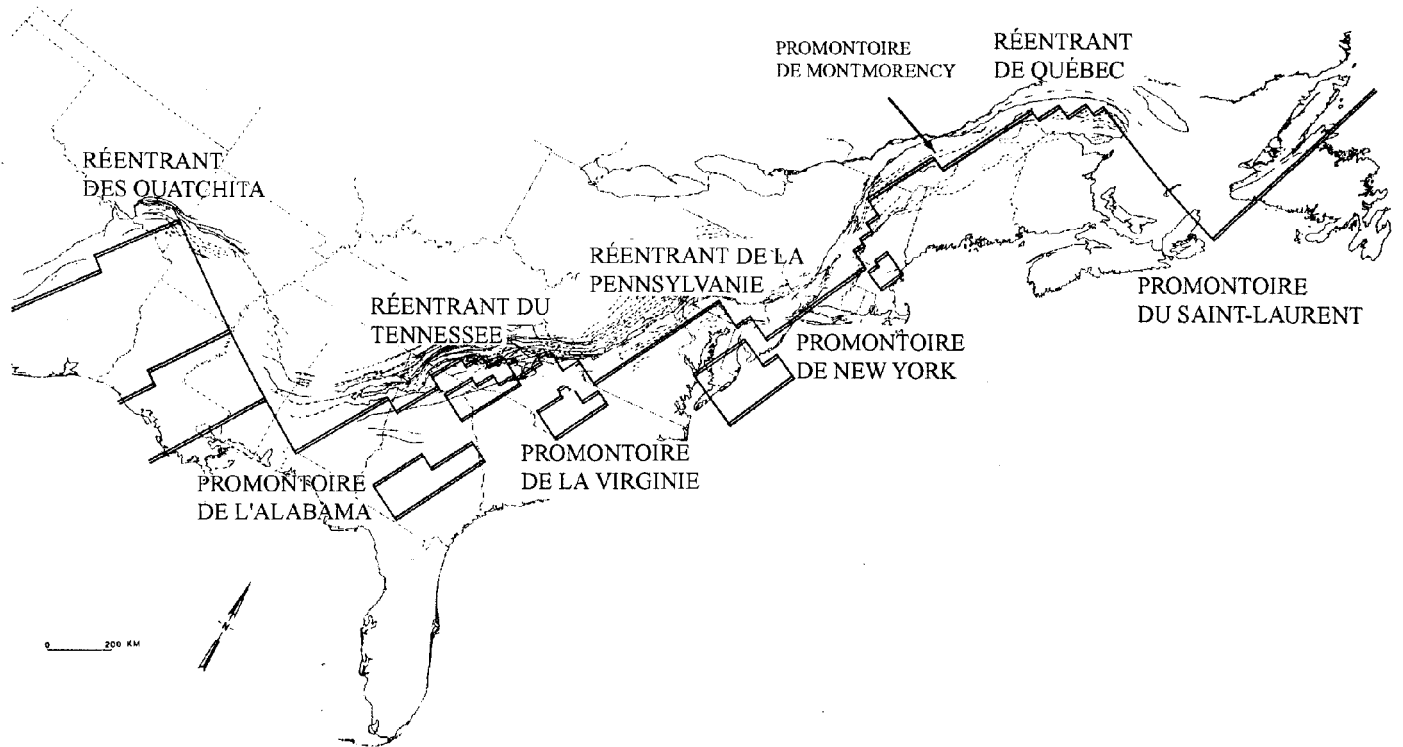


Figure 1.1 Distribution des promontoires et réentrants de la marge laurentienne. Modifiée de Thomas (1977).

La majeure partie des sédiments de la marge laurentienne du Québec s'est déposée le long du promontoire du même nom. La partie la plus profonde de ce réentrant est une jonction de rift (*triple rift junction*) soulignée par de vastes coulées de laves (Formation de Tibbit Hill du Groupe de Oak Hill; Kumarapeli 1993). Le passage vers le Promontoire de New York, au sud-ouest, est relativement rectiligne (Figure 1.1). Il est en est de même vers le nord-est, tout au moins au début. Plus loin en Gaspésie, la transition entre le réentrant de Québec et le Promontoire du Saint-Laurent est brusque et se fait le long d'une faille transformante

À une échelle plus régionale, la présence de changement latéraux de la configuration initiale de la marge laurentienne est explicite dans les travaux de St-Julien et Hubert (1975) qui proposent une morphologie en semi-graben avec des affaissements différents et des empilements stratigraphiques distincts pour deux profils espacés de près de 500 km. De même, Stanley et Ratcliffe (1985) proposent une morphologie en horst-et-graben sur un profil parallèle de la marge laurentienne pour expliquer des changements latéraux d'épaisseur de faciès. On peut donc déduire que cette morphologie en dent de scie, et probablement en touche de piano, limiterait les corrélations stratigraphiques sur de grandes distances, le long d'un axe parallèle à l'orogène. C'est pourquoi les reconstructions de la marge laurentienne réalisée jusqu'à maintenant conservent un caractère local.

Peu de promontoires localisés au sein d'un grand réentrant ont été reconnus. Toutefois, le Promontoire de Montmorency (Figure 1.1) est un cas relativement bien documenté d'un élément morphologique de deuxième ordre. Cet élément a été défini par la distribution des dépôts de plate-forme et des flyschs de l'Ordovicien moyen (Belt et Bussière 1981; Belt *et*

al. 1979). Comme ce promontoire représente une avancée du socle rocheux (Belt *et al.* 1979), il est permis de penser que son existence est reliée au rift. Donc ne devrait-il pas y avoir des reflets de son existence dans les dépôts de marge passive, du Cambrien à l'Ordovicien inférieur ? La difficulté à corréler les formations cambriennes et ordoviciennes situées au sud-ouest et au nord-est de la région de Québec (Figure 1.2) pourrait en être une preuve indirecte. Les unités situées à l'est (c.-à-d. groupes de Saint-Roch et de Trois-Pistoles et Formation de Rivière Ouelle) sont composées de turbidites de couleur grise, verte et de sédiments pélagiques rouges (Hein 1982; Vallière 1984), alors que les unités à l'ouest sont des sédiments deltaïques (Groupe de Oak Hill inférieur; Marquis et Kumarapeli 1993) ou des dépôts littoraux et de plate-forme (Groupe de Oak Hill supérieur; Marquis et Kumarapeli 1993). Les sédiments du Groupe de Standbridge et les formations de Bourret et Bulstrode sont riches en calcaires et mudstones noirs (Charbonneau 1980; Slivitzky et St-Julien 1987).

Il existe de nombreux éléments qui peuvent engendrer des différences dans la nature de dépôts le long d'une marge passive. Outre la présence de promontoires rocheux, comme celui de Montmorency, d'autres éléments physiographiques peuvent agir comme barrière à la dispersion latérale des sédiments, tels des variations dans la largeur de la marge, une topographie en horst et graben, la présence de canyons. La présence de grands centres dépôts comme un delta ou un cône sous-marin peuvent agir, non seulement comme une accumulation ponctuelle, mais aussi comme barrière si leur morphologie est proéminente. C'est le cas, dans le Réentrant de Québec, du delta d'Oak Hill (Marquis et Kumarapeli 1993) et du cône sous-marin du Saguenay (Cousineau et Longuépée 2003).

W

Plessiville

Plate-forme

	Ord. Moy.	Dar.
	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.
		Groupe Beekmantown
Cambrien	Supérieur	Formation Cairnside ?
	Moyen	Formation Covey Hill ?
	Inférieur	?
		Gr. Potsdam

Figure 1.2 Stratigraphie des dépôts cambro-ordoviciens de la plate-forme et des nappes externes et internes de la zone de Humber, de part et d'autre de la ville de Québec. Le décalage de la ligne tiretée à la base de la Formation de Lauzon est dû à l'absence de fossiles dans la Formation de Breakeyville et dans le Groupe de Saint-Roch.

E

Québec

Montmagny

Nappes externes

	Ord. Moy.	Dar.	Nappe de Sainte-Hénédine		Nappe de Chaudière		Écaille de la Pointe-de-Lévy		Nappe de Bacchus		Nappe des Seigneuries	
			Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.
Cambrien	Supérieur		Fm de Bourret + Fm Bullstrode + Gr Standbridge		Formation de Pointe-de-la-Martinière		Formation de Lévis		Formation de Pointe-de-la-Martinière		Formation de Rivière Ouelle	
	Moyen		Groupe de Oak Hil "supérieur"		Formation de Lauzon		Formation de Lauzon		Formation de Lauzon		Fm Kamouraska RdL	
	Inférieur		Groupe de Oak Hill "inférieur"		Formation Anse Maranda		Formation Anse Maranda		Formation Anse Maranda		Formation de Saint-Damasse	
											Groupe de Saint-Roch	

Nappes internes

	Ord. Moy.	Dar.	Nappes de Bennett et de St-Joseph		Nappes de Richardson et de St-Joseph	
			Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.	Ordovicien Inférieur	Trém. Aréng.
Cambrien	Supérieur		Groupe de Rosaire		Groupe de Rosaire (Schiste de Bennet)	
	Moyen		Groupe de Oak Hil "supérieur"		Groupe de Oak Hil "supérieur"	
	Inférieur		Groupe de Caldwell		Groupe de Caldwell	

Ces deux éléments contrôlent la dispersion des flysch taconiens (Cousineau et Longuépée 2003). Toutefois, ces deux éléments se situent trop loin de la région de Québec pour expliquer les difficultés rencontrées lors des tentatives de corrélations entre les unités stratigraphiques des Cantons de l'Est et celles du Bas du Fleuve. La reconnaissance de l'élément responsable des variations latérales au centre du Réentrant de Québec s'avère donc essentielle, non seulement au niveau stratigraphique, mais aussi dans le raffinement des modèles de genèse des Appalaches.

La région de Québec est également particulière de par les empilements stratigraphiques que l'on y retrouve. L'Écaille de la Pointe-de-Lévy et la Nappe de Bacchus (Figures 1.2 et 1.3) contiennent les Formation de Lévis et Groupe d'Île d'Orléans, unités dont la distribution se limite à la région de Québec. Il en est de même pour la Formation de Citadelle dans la Nappe du Promontoire de Québec. La distribution restreinte de ces unités stratigraphiques ne résulte pas d'une nomenclature différente, mais bien d'environnements de dépôts particuliers dans cette zone du Réentrant de Québec. Outre ces indices stratigraphiques, il existe également des éléments structuraux qui permettent de supposer l'existence d'un promontoire. Les failles de chevauchements taconiennes sont généralement parallèles à l'axe de l'orogène appalachienne, mais dans la région de Québec on retrouve une série de failles de chevauchement dont la direction diffère d'environ 75 degrés par rapport à l'orogène (Lebel et Hubert 1995; St-Julien 1995; Castonguay *et al.* 2002). Cette diffracton des failles de chevauchement semble indiquer la présence d'un coin (*wedge*).

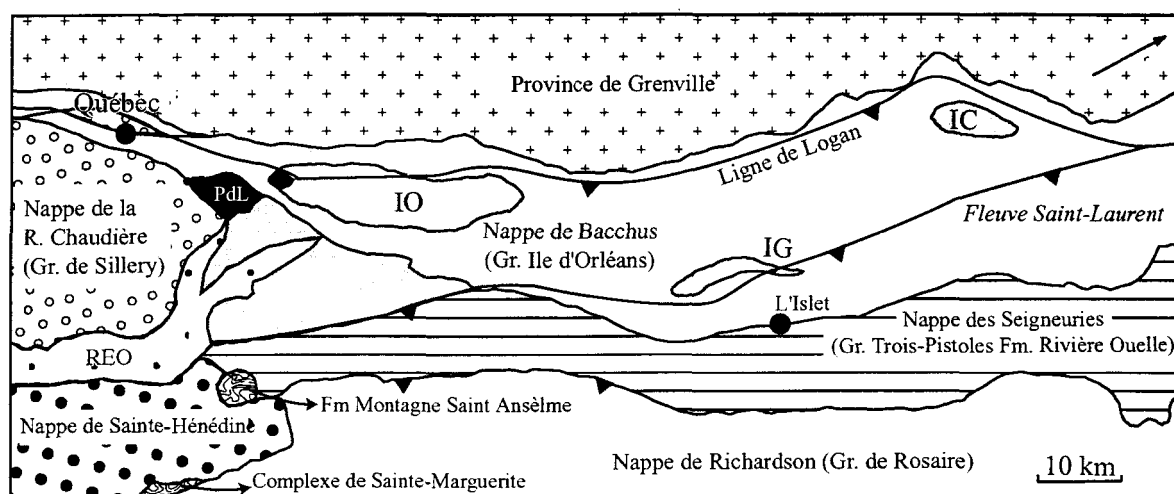


Figure 1.3 Localisation des principales nappes de charriage dans la région de Québec. Le prolongement de la Nappe de Bacchus pour inclure l'Île aux Coudres (IC) résulte des travaux préliminaires de la présente thèse. IO: Île d'Orléans, REO: Olistotrome de la Rivière Étchemin, IG: Île aux Grues et PdL: Écaille de la Pointe de Lévy. Modifiée de Lebel et Hubert (1995).

Aussi, la présence du Complexe de Sainte Marguerite (Vallière *et al.* 1978), qui représente un morceau du socle précambrien au sud de Québec (Figure 1.3), suggère un écaillage, par le chevauchement des unités paléozoïques, du socle lors de l'orogène.

1.2 Le Groupe d'Île d'Orléans : état initial de la question

Le Groupe d'Île d'Orléans, d'âge cambro-ordovicien, est adjacent au Promontoire de Montmorency, donc les roches sédimentaires qui s'y retrouvent sont les plus propices à contenir des faciès témoignant d'une avancée de terre, ou tout autre type de barrière, dans cette partie du Réentrant de Québec. Outre sa localisation, cet empilement de sédiments silicoclastiques montre d'autres caractéristiques facilitant une étude sédimentologique et stratigraphique. Le peu de déformation et le métamorphisme très faible (Lebel et Hubert 1995; St-Julien 1995) font en sorte que les structures sédimentaires et la composition primaire des sédiments ont été conservées. Le contexte stratigraphique régional est bien défini et des études sédimentologiques détaillées sur des formations adjacentes (Landing *et al.* 1992; Ogunyomi 1980) permettent de mieux cadrer certains éléments reliés à la paléogéographie locale. Les roches sont bien exposées le long du fleuve Saint-Laurent, où de longues sections continues peuvent être décrites. Ces sections ont d'ailleurs été cartographiées par Lebel et Hubert (1995) et St-Julien (1995), ce qui facilite la recherche de section type et autres éléments d'intérêt.

1.2.1 Stratigraphie, structure et métamorphisme

Le Groupe d'Île d'Orléans, qui représente la totalité de la Nappe de Bacchus (Figure 1.2), comprend trois formations. Ces formations sont, de la plus vieille à la plus jeune, la Formation d'Anse Maranda, la Formation de Lauzon et la Formation de Pointe-de-la-Martinière¹.

La base de la Formation d'Anse Maranda n'est pas connue. Il est possible qu'elle se soit déposée directement sur le socle précambrien (St-Julien 1995). Le contact entre la Formation d'Anse Maranda et la Formation de Lauzon représente un hiatus entre le milieu du Cambrien moyen et le Cambrien supérieur (Lavoie *et al.* 2003). La Formation de Lauzon passe directement à la Formation de Pointe-de-la-Martinière, le contact entre les deux étant défini par l'apparition de mudstones rouges (Lebel et Hubert 1995). Le sommet de cette formation et du Groupe d'Île d'Orléans n'est pas connu.

La Nappe de Bacchus est située au nord-ouest de la partie externe de la Zone de Humber (Figure 1.3). Cette nappe est bordée au nord-ouest par la faille de Bacchus, qui coïncide en partie avec la ligne de Logan, et au sud-est par la faille de chevauchement de la Rivière Boyer. Les chevauchements retrouvés dans la Nappe de Bacchus sont d'âge taconien (Tremblay et Pinet 1994).

¹ Selon le Lexique Stratigraphique Canadien (Globensky *et al.* 1993) Pointe-de-la-Martinière correspond à l'orthographe correcte de la formation, alors que le nom de localité s'écrit Pointe de La Martinière.

L'orientation anormale des chevauchements et des axes de pli, par rapport aux structures appalachiennes d'orientation nord-ouest, indique que les écailles qui constituent cette nappe ont subi une rotation anti-horaire d'environ 75 degrés par rapport à l'axe de l'orogène (D. Kirkwood, communication personnelle, 2003). Le grade métamorphique de cette zone des Appalaches n'atteint pas le faciès des schistes verts (Lebel et Hubert 1995; St-Julien 1995).

1.2.2 La Formation d'Anse Maranda

La Formation d'Anse Maranda est constituée de mudstones, siltstones et grès verts avec une quantité mineure de mudstones et grès rouges. Ces sédiments contiennent de la glauconite (Lebel et Hubert 1995), et ce, même dans les mudslates rouges selon St-Julien (1995). Ce minéral a toutefois été identifié sur une base pétrographique, mais la minéralogie exacte des pellets verts n'a pas été définie. Aucune structure sédimentaire n'a clairement été rapportée pour les différentes lithologies de la Formation d'Anse Maranda.

L'âge de la formation a été défini comme étant Cambrien inférieur par Rasetti (1946) suite à la découverte d'un trilobite de la zone à Austinvillia. De nouvelles données biostratigraphiques indiquent toutefois que la formation est d'âge Cambrien inférieur à Cambrien moyen (Lavoie *et al.* 2003). La Formation d'Anse Maranda est unique dans la section québécoise des Appalaches. Seule la formation de Saint-Bernard-sur-Mer montre des caractéristiques similaires à celles de la Formation d'Anse Maranda, telle la présence de glauconite et un âge Cambrien (Rondot 1989).

L'environnement de dépôt des sédiments de la Formation d'Anse Maranda a été défini par extrapolation de l'interprétation des formations adjacentes. Lajoie (1979) suggère un environnement de cône sous-marin pour le Groupe de Saint-Roch qu'il considère comme un équivalent à la Formation d'Anse Maranda dans le Bas du Fleuve. Le Groupe de Sillery, dans la Nappe de Chaudière (Ogunyomi 1980) et l'unité (informelle) des grès verts du Groupe de Saint-Roch (Strong et Walker 1981) sont respectivement interprétés comme des dépôts de pente et de glacis continental. Ces liens entre la Formation d'Anse Maranda et les autres sédiments de l'assemblage grès feldspathiques verts – shale tels que définis par St-Julien (1975), bien que valide au niveau de l'âge, est incertaines sur les bases lithologiques et paléo-environnementales. La Formation d'Anse Maranda contient de la glauconite alors que les autres grès verts doivent leur couleur à la chlorite. Les travaux préliminaires suggèrent que l'aspect massif des grès de la Formation d'Anse Maranda n'est pas une caractéristique primaire.

1.2.2.1 Nature de la glauconite

La présence de glauconite dans la Formation d'Anse Maranda est intéressante, car la glauconite est un minéral authigène qui se forme en milieu marin où les taux d'accumulation de sédiments sont faibles (Odin et Matter 1981). Ces conditions font en sorte que la glauconite est un indicateur d'environnement de plate-forme continentale distale. La présence de glauconite est également reliée à un haut niveau marin (Amorosi 1995; Amorosi 1997). Toutefois, d'autres minéraux authigènes verts, comme la chamosite,

la berthiérine et l'odinite peuvent se retrouver sur le plateau continental. Ces minéraux se forment sous des conditions autres de celles requises pour la glauconitisation, donc une identification minéralogique précise des pellets verts présents dans la Formation d'Anse Maranda s'avère essentielle. La glauconite peut également fournir des données intéressantes de par sa composition chimique, plus particulièrement son contenu en potassium. La teneur en potassium (et sa structure cristalline) est directement reliée au temps de glauconitisation (Odin et Matter 1981). Ainsi, une glauconite qui aura évolué dans un milieu où les faibles taux de sédimentation ont perduré longtemps contiendra plus de potassium qu'une glauconite naissante, avec un maximum de 9% K_2O . Ce temps d'évolution a même été placé dans un modèle de temps absolu par Odin et Dodson (1982). Finalement, la glauconite est un des rares minéraux qui permet de dater l'âge de sédimentation par méthodes K-Ar ou Ar-Ar, mais non l'âge de la source. Toutes ces informations ne sont toutefois valables que si la glauconite est présente dans son milieu de formation (autochtone) et non provenant d'anciens dépôts (allochtone) (Amorosi 1997) et si les altérations post-dépôt (diagenèse, métamorphisme, météorisation) n'ont pas trop modifié sa composition initiale. La reconnaissance des attributs minéralogiques et morphologiques de la dite glauconite de la Formation d'Anse Maranda est donc la première étape pouvant mener à l'utilisation de ce minéral à des fins d'interprétations sédimentologiques.

1.2.2.2 Origine des grès massifs

Le milieu de dépôt des sédiments de la Formation d'Anse Maranda a été interprété comme une pente continentale sous l'hypothèse qu'une alternance de grès massifs et de mudstones est indicatrice de turbidites proximales (c.-à-d., turbidites Tae) (St-Julien 1995). Cette interprétation cadrerait également avec celle des formations qui lui sont corrélées. Toutefois, le modèle de turbidites utilisé lors de l'interprétation a beaucoup évolué depuis sa première application aux roches appalachiennes dans les années 1970. La présence de glauconite suggère un lieu à faible taux de sédimentation (Odin et Matter 1981), ce qui ne s'applique pas aux turbidites. Finalement, un examen préliminaire des grès de la formation a permis de reconnaître une bioturbation importante (Longuépée et Cousineau, 2001). Comme la définition du milieu de dépôt des sédiments de la Formation de l'Anse Maranda repose sur la présence de grès massifs, les processus ayant permis la formation de ceux-ci doivent être déterminés.

1.2.3 La Formation de Lauzon

La base de la Formation de Lauzon est généralement composée d'un conglomérat calcaire (conglomérat de Ville Guay; Rasetti 1946) ou d'une unité de subarkose massive. Au-dessus, apparaît un assemblage de lits minces à épais de subarkose ou de calcaire détritique, interlités de mudstones gris (Lebel et Hubert 1995). Le sommet de la formation est défini par l'apparition des mudstones rouges de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. La Formation de Lauzon a été attribuée au Trémadocien (Erdtmann 1967; Lebel et Hubert

1995). Toutefois, l'identification d'acritarches et de conodontes suggère plutôt un âge Cambrien supérieur pour la base de la formation (Lavoie *et al.* 2003). Toutefois, l'âge du sommet demeure Trémadocien. Les sédiments grossiers de la Formation de Lauzon sont interprétés comme des turbidites reliées à la remontée tectonique de la marge de Laurentia et à l'érosion du socle grenvillien (Lebel et Hubert 1995). Les mudstones se sont déposés lors d'une période de faible apport sédimentaire clastique.

La formation d'Île-aux-Coudres, qui surmonte la formation de Saint-Bernard-sur-Mer (Rondot 1989) est corrélée à la Formation de Lauzon. Cette formation montre des lithofaciès semblables à ceux de la Formation de Lauzon, mais il y a absence de conglomérat calcaire à la base. La Formation de Lauzon est également corrélée avec le Groupe de Trois-Pistoles. Toutefois, le rapport sable : boue est plus élevé dans le Groupe de Trois-Pistoles, surtout à cause de la présence des formations de Saint-Damasse et Kamouraska qui sont composées en grande partie de grès grossiers riches en quartz (Lebel et Hubert 1995). La position des conglomérats calcaires de la Formation de Kamouraska, dans la partie sommitale du Groupe de Trois-Pistoles, rend plutôt incertaine leur corrélation avec la Conglomérat de Ville Guay, à la base de la Formation de Lauzon.

1.2.3.1 Le modèle de cône sous-marin

L'interprétation de sédiments de la Formation de Lauzon se base sur le modèle de cône sous-marin "classique" (Walker 1992) utilisé dans les années 70. Cependant, de nouveaux modèles et classification des cônes sous-marins (Mutti *et al.* 2003; Piper et Normark 2001;

Reading et Richards 1994) permettent de déduire certaines conditions relatives à ces dépôts (type de source, niveau marin, position sur la marge). Un élément important de ces nouveaux modèles est la reconnaissance de système de cônes sous-marins boueux. En tenant compte de ces nouveaux modèles, la relation proximale – distale qui, à prime abord, pourrait expliquer le caractère plus boueux de la Formation de Lauzon par rapport au Groupe de Trois-Pistoles est incertaine. Est-ce que ces deux séquences font partie du même système ou s'agit-il de deux cônes différents, l'un sableux et l'autre boueux ? La présence du conglomérat de Ville Guay est également intrigante. Les processus permettant la mise en place d'un tel conglomérat semblent plutôt liés à la proximité d'une plate-forme calcaire (Coniglio et Dix 1992), ce qui est l'inverse du modèle dans lequel la Formation de Lauzon serait la partie distale du Groupe de Trois-Pistoles. Le mécanisme permettant l'arrivée brusque d'un conglomérat calcaire, alors que les sédiments sous-jacents de la Formation d'Anse Maranda ne contiennent pas de calcaire, est également indéterminé. L'influence possible du Promontoire de Montmorency est donc un élément qui mérite de l'attention.

1.2.4 La Formation de Pointe-de-la-Martinière

La base de la Formation de Pointe-de-la-Martinière coïncide avec l'apparition des mudrocks rouges. Cette formation se caractérise par une prédominance pélitique versicolore. Des mudslates rouges alternent avec des mudslates verts, gris, noirs et pourpres et avec des lits de siltstones calcaires, calcilutites ou calcarénites en proportion

variable (Lebel et Hubert 1995). Les siltstones et grès montrent des structures sédimentaires typiques des turbidites. On retrouve également quelques lentilles d'un conglomérat calcaire. Des lits de dolomie alternant avec des shales noirs et verts se retrouvent dans certaines parties de la formation. Des alternances du même genre ont été identifiées dans la Formation de Lévis et nommées Cycles de Logan par Landing (1992). Des traces fossiles sont localement observées. Il s'agit surtout de *Planolites* et de *Skolithos* (Dunn 1998).

Une collection de graptolites et de trilobites confère un âge Arénigien à la Formation de la Pointe-de-la-Martinière (Lebel et Hubert 1995; Rasetti 1946). Le sommet de la formation est attribué au Darriwilian par Lavoie *et al.* (2003). Cet âge de la fin de l'Ordovicien inférieur – début de l'Ordovicien moyen est semblable à ceux des formations de Rivière Ouelle et de Lévis, la première montrant également des similarités lithologiques.

La Formation de la Pointe-de-la-Martinière, comme tout le Groupe d'Île d'Orléans, est interprétée comme une séquence de turbidites à grains fins. Les différences de couleurs des argiles indiquent des conditions d'oxydoréduction très variables le long de la pente continentale.

1.2.4.1 Turbidites boueuses et variations latérales

Tout comme c'est le cas pour la Formation de Lauzon, le caractère boueux de la Formation de Pointe-de-la-Martinière suggère le dépôt de sédiments sur la partie distale d'un cône sous-marin.

Toutefois, de grands cônes avec un contenu en sédiments fins très élevé, tels les cônes de l'Amazonie et du Niger, peuvent se former en période de haut niveau marin (Reading et Richards 1994) ou dans des régions où la météorisation est intense comme c'est le cas pour le cône de l'Amazonie. Landing *et al.* (1992) et Dunn (1998) suggèrent que la présence de sédiments dolomitiques dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière et dans la Formation de Lévis est liée à des bas niveaux marins et que ces sédiments se sont déposés sur le haut de la pente continentale. La co-existence de la partie distale d'un cône sous-marin avec des dépôts de haut de pente, telle que suggérée par l'interprétation actuelle des sédiments de la Formation de Pointe-de-la-Martinière semble douteuse. Est-ce que la présence du Promontoire de Montmorency est responsable d'une telle association ? La réinterprétation de ces dépôts selon les modèles actuels de cônes sous-marins s'avère donc nécessaire.

La Formation de Rivière Ouelle montre des caractéristiques semblables à celles de Pointe-de-la-Martinière, entre autre la dominance de mudstones rouges. Toutefois, trois lithozones ont été définies à l'intérieur de cette formation (Vallière 1984) dont la lithozone de Frazerville correspondrait le mieux à la description de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Un regard doit donc d'être jeté sur les similitudes et différences entre les formations de Pointe-de-la-Martinière et de Rivière Ouelle dans un contexte paléogéographique.

1.3 Buts et objectifs

L'interprétation traditionnelle des environnements de dépôt du Groupe d'Île d'Orléans semble ne pas correspondre aux modèles et connaissances actuelles en sédimentologie. De plus, la séquence peut contenir des éléments révélateurs quant à la présence du Promontoire de Montmorency. Le but de la présente thèse donc d'utiliser une meilleure compréhension de la paléogéographie locale afin de définir ces environnements de dépôt. Ce but se divise en trois objectifs spécifiques. Le premier objectif est de déterminer la composition et les caractéristiques des pellets verts présents dans les grès de la Formation d'Anse Maranda. L'information recueillie permettra de mieux contraindre le milieu de sédimentation, le niveau marin et l'âge de cette formation. Le second objectif est de déterminer l'environnement de dépôt et les mécanismes de dépôt de la Formation d'Anse Maranda afin de faire la lumière sur l'origine des lits de grès massifs de cette formation. Le troisième objectif est de préciser l'environnement de dépôt des formations de Lauzon et de Pointe-de-la-Martinière et d'intégrer ces environnements dans un modèle paléogéographique de la partie centrale du Réentrant de Québec au cours du Cambrien et de l'Ordovicien Inférieur. Les corrélations plus distales requièrent aussi un cadre chronostratigraphique bien établi, ce qui n'est pas le cas présentement. Il y a, par exemple, de grandes divergences sur la durée et même les noms des étages de l'Ordovicien (Figure 1.4).

1.4 Travaux parallèles

La problématique telle que définie dans les paragraphes précédents reflète, de façon générale, l'état de connaissances au début de la thèse. L'initiation des travaux sur le Groupe d'Île d'Orléans coïncide avec un regain d'intérêt pour les Appalaches du Québec et de l'Est du Canada, qui s'est traduit par l'initiative "CARTNAT – Ponts géologiques de l'est du Canada" de la Commission géologique du Canada. L'insertion des travaux de doctorat à ce projet s'est avéré un atout majeur pour l'auteur de la présente thèse. Ainsi, des données biostratigraphiques (E. Burden) et de réflectance de la matière organique (R. Bertrand) ont pu être acquis.

La problématique et les objectifs initiaux ont également évolué au cours de travaux de doctorat. Le changement le plus important porte sur l'étude de la glauconite. La reconnaissance du caractère particulier de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda, tel que discuté au chapitre 3, a réorienté un des volets de l'objectif touchant la caractérisation de la glauconite. L'emphase a plutôt été mise sur l'étude de la diagenèse de la glauconite et les impacts que ce phénomène a sur les études sédimentologiques. Les travaux ont montré que la composition particulière des glauconites les rendait impropres pour datation. Ce volet du projet initial a été abandonné car le risque d'obtenir des résultats erronés était trop grand. Par contre, les travaux du doctorat portant sur la minéralogie et la pétrographie se sont déroulés tels que prévus. De plus, ceux sur l'ichnologie se sont avérés plus importants et plus riches en contributions originales qu'initialement anticipé.

1.5 Plan de la thèse

La présente est un recueil des manuscrits d'articles dont, lors de la rédaction finale de la thèse, un fût publié, un accepté et l'autre sous révision. Les trois manuscrits ont été rédigés en langue anglaise et constituent les chapitres 3, 4 et 5 de la thèse. Chacun de ces chapitres s'attarde à un des trois objectifs de la thèse. Ils seront précédés d'une section méthodologie qui détaillera les principes et techniques utilisées pour l'atteinte des objectifs. Des résumés allongés, de langue française, précèdent le texte de langue anglaise et remplacent les résumés originaux anglais plus succincts. Les articles sont le résultat des travaux de la thèse, la contribution du Dr. Pierre A. Cousineau à ces articles se limitant à la supervision et à l'édition. La présente thèse ne comprend pas certains articles comme celui de Longuépée et Cousineau (2001) publié dans les "Travaux en cours" de la Commission géologique du Canada dont le contenu est répétitif et moins élaboré que le contenu du document présent. L'article de Cousineau et Longuépée (2003) traite aussi, de façon plus superficielle, du Groupe d'Île d'Orléans, mais place les unités lithologiques dans un contexte paléogéographique plus global. Seules les parties pertinentes de cet article seront reprises et intégrées à la présente thèse. Enfin, divers éléments de la recherche doctorale ont été présentés lors de réunions scientifiques. Leur résultats ont été intégrés à la rédaction des divers manuscrits et ne font donc pas l'objet de discussions séparées. Toutefois, une section supplémentaire qui présente des données et interprétations n'apparaissant pas dans les trois manuscrits a été ajoutée à la suite de ceux-ci.

CHAPITRE II

CONCEPTS ET MÉTHODES

Le présent chapitre traite des outils qui ont été utilisés dans le cadre des travaux de doctorat. Comme la rédaction sous forme d'article ne permet pas le développement d'une longue partie dédiée à la méthodologie, certains concepts sont présentés dans le présent chapitre. Certains outils et techniques jugés conventionnels, telles la pétrographie et la cartographie, ne seront pas décrits ici. Les techniques moins conventionnelles, du moins en ce qui a trait à leur application dans les Appalaches du Québec, touchent la définition de la nature des pellets verts (c.-à-d., glauconite), l'ichnologie et la minéralogie des mudstones.

2.1 La glauconite

2.1.1 Nomenclature

Le terme glauconie a été introduit par Odin et Letolle (1980) pour désigner les grains et les films formés par le processus de glauconitisation. La définition du terme glauconite a, quant à elle, longtemps été vague; le nom glauconite étant utilisé pour définir des grains ou pellets verts associés à des micro-environnements réducteurs dans un milieu marin oxygéné (Moore et Reynold 1989).

Avec la reconnaissance de la variabilité compositionnelle et cristallographique du minéral argileux, il y a eu divergence dans la nomenclature et plusieurs termes ont été proposés. La première tentative d'uniformisation des termes utilisés a été proposée par Odin et Matter (1981) dans laquelle le terme glauconite est abandonné et remplacé par le terme minéral glauconitique. Ce terme incluait tous les minéraux entre la smectite glauconitique et le mica glauconitique. Toutefois, la terminologie la plus répandue, du moins parmi les sédimentologues, est celle utilisée par Amorosi (1995) dans laquelle le terme glauconie représente la famille de minéraux entre la smectite glauconitique et la glauconite (équivalent du mica glauconitique). L'Association internationale des Minéralogistes (IMA) a proposé, en 1998 (Rieder *et al.* 1998), une nomenclature pour les micas dans laquelle le terme glauconite représente un mica ferrifère où il y a une déficience en cations inter-foliaires (Figure 2.1). Telle que définie par l'IMA, la glauconite contient de 0.6 à 0.85 cations inter-foliaires, ce qui correspond à une "glauconie évoluée" (Amorosi 1995; Odin et Matter 1981). Il n'existe aucun nom pour les "glauconies naissantes et faiblement évoluées" ou smectite glauconitique. L'élément le plus confus demeure l'utilisation du nom céladonite pour le mica ayant plus de 0.85 cations inter-foliaires. La céladonite se formant en milieu volcanique. Toutefois, comme l'environnement de formation ne doit pas dicter le nom d'un minéral (Bailey *et al.* 1980), la terminologie suggérée par l'IMA sera utilisé dans la présente thèse, et ce, même si le terme glauconite continue d'être utilisé, à tort, pour des minéraux glauconitiques avec plus de 0,85 cations interfoliaires (McCarty *et al.* 2004).

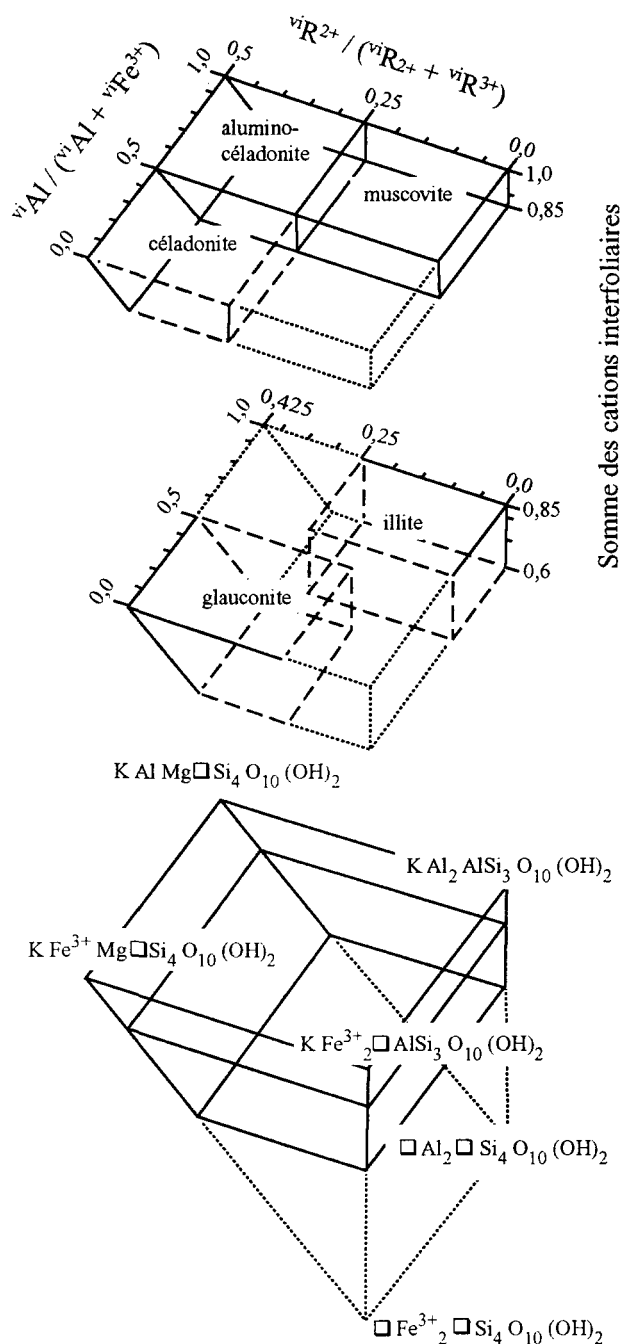


Figure 2.1 Graphique tri-dimensionnel illustrant la relation entre quelques micas dioctahédriques et des micas dioctahédriques avec déficience en cation interfoliaire. Les deux tranches du haut représentent les parties supérieures du volume chimiographique (au bas) défini par les formules chimiques identifiées. Les lignes tiretées indiquent les limites approximatives entre les champs et les lignes pointillées complètent le volume. Modifiée de Rieder *et al.* (1998).

2.1.2 Nature de la glauconite

Par nature de la glauconite, on entend son caractère autochtone ou allochtone (Amorosi 1997). Les attributs utilisés ont été définis par Amorosi (1997), Hesselbo et Huggett (2001), Huggett et Gale (1997) et McCracken *et al.* (1996). Ces caractéristiques ont été utilisées dans le cadre des travaux sur la glauconite (chapitre 3) et sur la sédimentologie de la Formation d'Anse Maranda (chapitre 4).

Les trois premiers critères sont les plus fiables pour déterminer la nature de la glauconite. Dans certains cas, la glauconite agit comme ciment d'une surface indurée (*hardground*) (Kennedy et Garrison 1975) ce qui indique une glauconite autochtone. La présence de fractures de croissance, appelées craquelures (Lamboy 1976), indique que les pellets de glauconite n'ont pas été transportés sur de longue distance. Ces fractures sont des éléments délicats qui ne résistent pas aux nombreux chocs qui se produisent lors du transport. Finalement, la concentration de glauconite dans des structures biogéniques ne s'explique pas par des phénomènes hydrodynamiques. Comme les pellets fécaux représentent un type de matériel propice à la glauconitisation (Odin et Matter 1981), la présence de glauconite dans les terriers indique une glauconitisation *in situ*.

La présence de la glauconite dans les sédiments marins, la distribution du minéral et l'épaisseur de l'intervalle glauconieux sont aussi utilisés pour déterminer la nature de la glauconite, mais ne sont pas des éléments clés. Le fait que la glauconite se retrouve dans des sédiments marins ne signifie pas automatiquement une nature autochtone, mais sa présence dans des sédiments terrestre ou fluviatile indique sans équivoque une remobilisation de sédiments plus vieux. La façon dont la glauconite est distribuée dans une

séquence sédimentaire donne également des indications sur sa nature. Une répartition homogène à l'intérieur de lits d'environ un mètres d'épaisseur et au sommet de lits plus épais suggère une nature autochtone (Figure 2.2). La forte tendance qu'a la glauconite à se retrouver près du sommet du lit est reliée au contact avec l'eau de mer qui est essentiel au processus de glauconitisation (Odin et Matter 1981). La concentration de glauconite le long de laminations ou dans certains lits seulement (à l'exception des surfaces indurées) est plutôt une caractéristique allochtone. Comme la glauconite se forme dans des environnements à faible taux de sédimentation, les intervalles glauconieux sont généralement minces.

Les caractéristiques liées à l'hydrodynamique peuvent être utilisées, mais ne constituent pas les points majeurs de l'interprétation de la nature de la glauconite. Comme la glauconitisation débute par la dissolution du support (exemple un grain de quartz), le grain doit être assez gros pour pouvoir être poreux, c'est pourquoi la glauconite autochtone a généralement une taille supérieure à 50 microns. Si le support est trop gros, les chances que sa glauconitisation soit complète sont limitées, c'est pourquoi une taille maximale de 500 microns est suggérée (Amorosi 1997). Toutefois, dépendant de la porosité originale du support, il est possible pour la glauconite d'excéder cette taille. L'utilisation de l'arrondi est très subjective. Une forme anguleuse de la glauconite suggère qu'elle n'a pas été arrondie lors du transport. Toutefois, s'il s'agit d'un pellet glauconieux brisé, ce caractère devient ambigu. Même chose s'il y a glauconitisation d'un support arrondi. La présence d'un enrobage (*coating*) homogène des grains indique une nature autochtone, alors qu'un enrobage irrégulier ou brisé suggère un transport des grains.

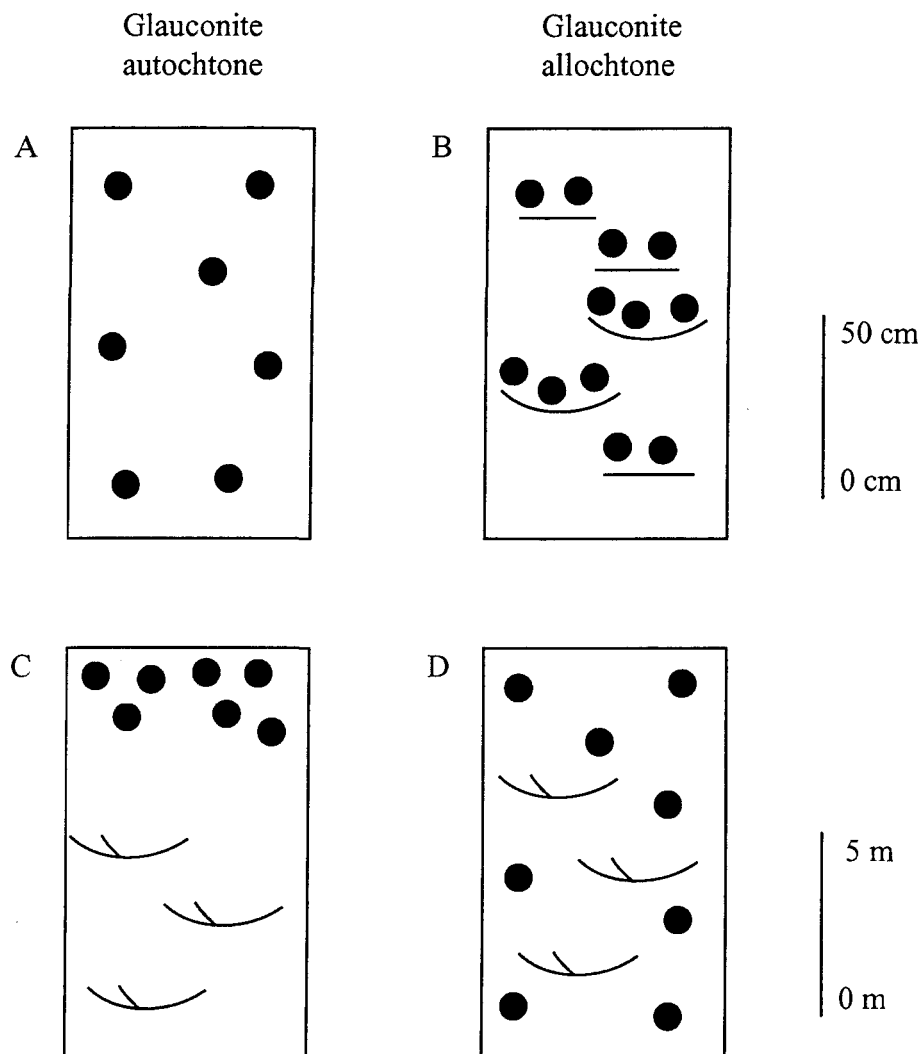


Figure 2.2 Distribution de la glauconite autochtone et allochtone à l'intérieur de corps sableux. A) Distribution homogène des pellets autochtones dans un lit de sable. B) Distribution des pellets allochtones le long des laminations à l'intérieur d'un lit. À l'intérieur d'un empilement de plusieurs lits, la glauconite se retrouve C) au sommet de l'empilement lorsque autochtone et D) de façon relativement homogène lorsque allochtone. Modifiée de Amorosi (1997).

Finalement, le tri du sédiment peut être utilisé. La présence de glauconite surdimensionnée par rapport aux grains adjacents indique que la glauconite n'a pas été transportée par des agents qui induisent un tri. Il faut toutefois faire attention à l'équivalence hydraulique, les pellets de glauconite pouvant être plus poreux, donc plus léger.

Toutes les caractéristiques discutées ici sont primordiales à l'utilisation de la glauconite à des fins sédimentologiques. Bien qu'aucun de ces critères ne soit définitif, la combinaison et la compréhension de ceux-ci s'avèrent un outil fiable.

2.2 L'ichnologie

L'ichnologie est la discipline qui étudie les traces laissées par les organismes vivants, c'est-à-dire les terriers, traces de reptation ou autres éléments de ce genre. La forme des terriers, la présence de murs, la composition des sédiments remplissant le terrier et la relation entre les divers terriers dans une même strate sont des éléments qui doivent être décrits et qui donnent des éléments d'interprétation sur le comportement à propos de l'organisme responsable des traces. Les traces superficielles représentent soit le déplacement d'un organisme à la surface des sédiments ou la consommation de matière nutritive à la surface ou dans le sédiment alors que les terriers horizontaux résultant soit de la consommation, de la locomotion ou de la construction d'un abri. Les terriers verticaux représentent des abris pour les animaux qui se nourrissent de matières en suspension ou pour des prédateurs. La présence d'un revêtement (*lining*) indique un substrat mou. Le remplissage par des sédiments autres que les sédiments hôtes indique une influence de

l'organisme fouisseur alors qu'un terrier rempli tardivement par des processus hydrodynamiques (donc vide) sera rempli de sédiments ayant une composition et une texture similaire au sédiment hôte. L'absence de recoupement entre des terriers indique la nutrition alors que les terriers qui se recoupent représentent, plus probablement, des abris, un peu comme une fourmilière.

Comme tous les éléments précédents sont reliés au milieu, les diverses traces fossiles ont été placées dans divers ichnofaciès représentant des environnements de formation (Figure 2.3). Toutefois, comme la profondeur d'eau et le type de substrat ne sont pas les seuls facteurs qui contrôlent la distribution des traces fossiles, ce modèle doit être utilisé avec précaution. Des éléments tels l'énergie du milieu et la turbidité de l'eau sont des facteurs à prendre en ligne de compte (Pemberton *et al.* 2001). Ces caractéristiques sont très variables et entraînent des changements rapides d'ichnofaune. Ces changements rapides s'observent dans les turbidites (Miller 1991; Pemberton *et al.* 2001) et dans les environnements où il y a alternance de période de calme et de tempête (Pemberton *et al.* 2001). Des événements tels l'arrivée de courants de turbidité et les tempêtes permettent la survie momentanée d'organismes qui préfèrent ces événements "accidentels" d'où le nom de pionniers voués à l'échec (*doomed pioneers*). Un excellent exemple est la présence de terriers de type Skolithos (abris d'un organisme qui vit dans des milieux à haute turbidité et/ou de substrat sableux) pendant la durée du courant de turbidité et qui disparaît lorsque les conditions reviennent à la normale. Cela permet la formation de trace "d'eau peu profonde" dans des milieux calmes et de grandes profondeurs.

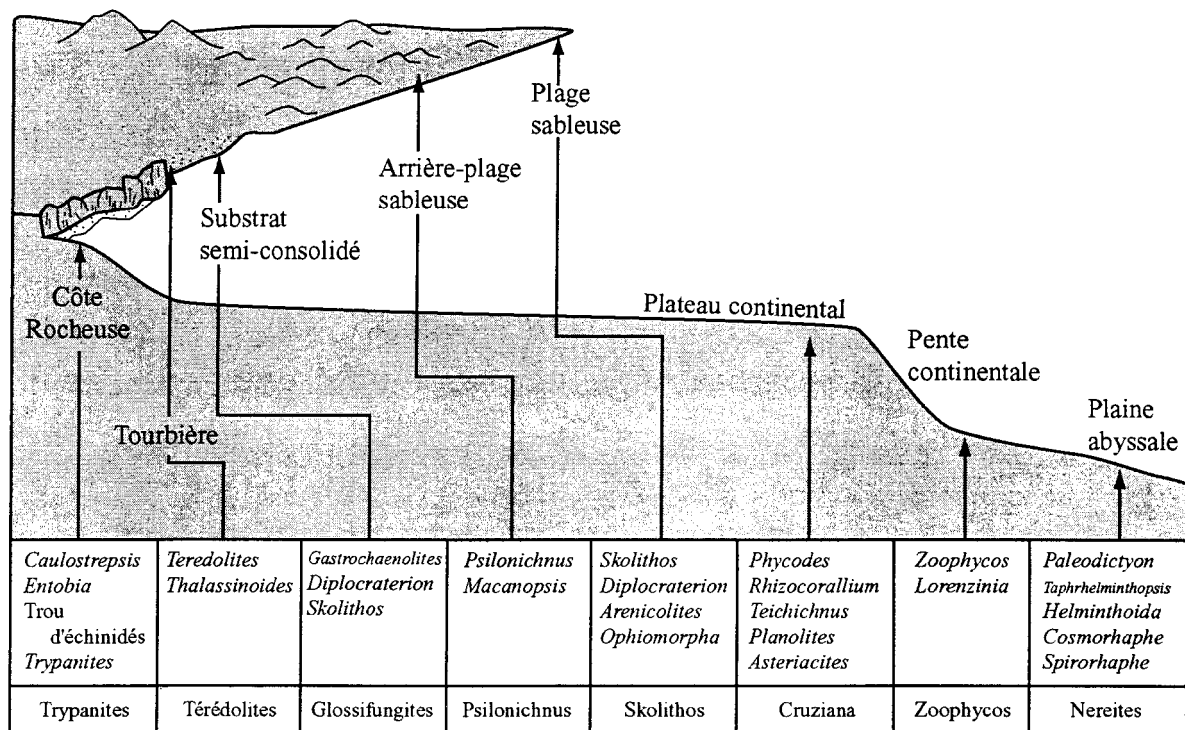


Figure 2.3 Schéma illustrant les différents ichnofaciès marins. Les ichnofaciès sont placés selon leur localisation le long d'une marge continentale où le passage d'un ichnofaciès à un autre est contrôlé par la profondeur et le type de substrat. Cette distribution n'est pas exclusive, les conditions physico-chimiques et biologiques contrôlant aussi la distribution des diverses traces fossiles. Modifiée de Pemberton *et al.* (2001)

Donc, l'utilisation des traces fossiles peut donner de bonnes indications quant à la profondeur relative d'eau, mais surtout sur les conditions du milieu. Cet outil s'avérera primordiale dans l'étude la Formation d'Anse Maranda (chapitre 4), où les travaux préliminaires ont permis de reconnaître une bioturbation importante.

2.3 Minéralogie des argiles

La composition des mudstones, mais aussi de la matrice argileuse de certains grès, est impossible à déterminer par l'utilisation d'un microscope polarisant. C'est pourquoi d'autres techniques doivent être utilisées, particulièrement la diffraction des rayons-X. Comme le Groupe d'Île d'Orléans contient une proportion importante de sédiments à grains fins, cette technique est essentielle dans le cadre des travaux. Les concepts de la méthode ne sont pas discutés ici, seulement les manipulations effectuées.

Comme les composantes des mudstones ont une granulométrie généralement inférieure à 0.01 mm, l'étape cruciale est de séparer les différents grains. Comme les minéraux argileux sont sensibles à la chaleur, le tout doit se faire dans un milieu aqueux. Les échantillons, préalablement réduits en morceaux de moins de 5 cm à l'aide d'un broyeur à mâchoire, sont placés dans des bouteilles en plastiques avec de l'eau dé-ionisée et des billes de métal de 2 cm. L'eau dé-ionisée limite la floculation, mais est surtout utile pour rincer les argiles et éviter des échanges cationiques dans les smectites. Du calgon (hexaphosphate de sodium) peut être également utilisé à cet effet. Les bouteilles sont ensuite placées dans un mélangeur à peinture (ou autre appareil qui permet un brassage

intense) pour une heure. Cette étape produit une abrasion de l'échantillon. Le processus permet la séparation des particules fines sans provoquer une destruction importante des particules grossières. L'eau et les particules en suspension sont ensuite centrifugées pour permettre la séparation des classes granulométriques désirées. Dans le cas où il y a présence d'un ciment de calcite, un peu de HCl 10% est ajouté pour mieux libérer les argiles. Les argiles sont ensuite rincées à l'eau dé-ionisée. Le matériel obtenu est ensuite étendu sur une lame de verre et placé dans le diffractomètre. Pour certains échantillons, les argiles ont été orientées en utilisant la technique du "tartinage". La diffraction entre des angles 2θ de 5 et 70 degrés est réalisée en utilisant la longueur d'onde $\text{Cu}_{k\alpha}$ à une vitesse de 1 degré/min.

Pour l'étude de la glauconite, la méthodologie est sensiblement la même, mais plutôt que d'utiliser la fraction fine, c'est la fraction entre 63 μm et 500 μm qui est utilisée. Les détails sont présentés au chapitre 3.

CHAPITRE III

CONSTRAINTS ON THE GENESIS OF FERRIAN ILLITE AND ALUMINIUM-RICH GLAUCONITE; POTENTIAL IMPACT ON SEDIMENTOLOGY AND ISOTOPIC STUDIES

Longuépée, H. and Cousineau, P.A., accepté par The Canadian Mineralogist

3.1 Résumé

La glauconite est un groupe de minéraux authigènes qui se forment sur le plateau continental dans les zones sableuses où les taux d'accumulation de sédiments sont faibles. Le processus qui engendre la formation du minéral se divise en deux étapes. La première est la dissolution d'un support (exemple un grain de quartz) et la précipitation d'une smectite ferrique. La seconde étape est l'évolution de cette smectite vers un minéral plus évolué, de type illite, en incorporant le potassium à partir de l'eau de mer. Ce modèle de glauconitisation implique l'absence d'une relation entre les teneurs en fer et en potassium.

Les analyses chimiques de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda indique que celle-ci, comme d'autres glauconite mentionnées dans la littérature, est riche en aluminium et appauvrie en fer. Cette composition particulière a été attribuée par plusieurs auteurs à des processus de météorisation ou de diagenèse. Les relations visibles entre les contenus en potassium, fer et aluminium suggèrent que la substitution fer – aluminium implique une perte en potassium et que ce processus est post-formation. La reconnaissance de cette perte

en potassium est très importante, car la maturité de la glauconite et son temps de formation sont calibrés sur le contenu en K_2O . De plus, la glauconite est souvent utilisée pour datation en utilisant le système K-Ar.

La perte en potassium de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda a été évaluée par un calcul de balance de masse en utilisant la glauconite montrant le moins de substitution fer – aluminium. Les résultats de ces calculs montrent que certaines glauconites ont perdu plus de 2.0 % de K_2O alors que d'autres montrent un gain apparent. Plusieurs raisons expliquent "l'absence" d'une telle perte dans des études antérieures: 1) perte minime s'il y a peu de fer divalent perdu, 2) possibilité d'un gain apparent en K_2O (% poids) pour de faibles pertes en ion K^+ et 3) perte plus petite que l'écart type des analyses en K_2O pour un seul grain, si la teneur en Fe_2O_3 du grain est plus grande que 13%.

Les caractéristiques autochtones de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda permettent de lier son évolution à celle des sédiments hôtes. Ainsi, il est suggéré que la substitution fer – aluminium est un phénomène de diagenèse précoce. Les facteurs contrôlant cette diagenèse sont inconnus, mais il semble que la composition du sédiment (riche en feldspath), la bioturbation et la présence d'un fluide acide peuvent influencer le processus.

Bien que la glauconite de la Formation d'Anse Maranda peut être qualifiée d'illite ferrique, la forte implication paléo-environnementale des deux minéraux et le fait que la composition actuelle est le résultat d'un processus diagénétique, le nom de glauconite doit être conservé. Il est également important de noter que la perte en potassium fait passer la

durée minimale d'évolution de la glauconite d'Anse Maranda d'environ 27 000 ans à 159 000 ans. Cette différence a de grandes implications quant aux conditions du milieu de formation et de l'utilisation potentielle de la glauconite dans des calculs de taux de sédimentation.

3.2 Nomenclature

The terms glaucony and glauconite are found commonly in the literature on sedimentary rocks. The term glaucony was introduced by Odin and Letolle (1980) to designate the grains and films formed by the process of glauconitisation and will be used as such. It is not a mineral name, but rather a morphological or facies term. The name glauconite has been used by sedimentologists to identify a potassium-rich (more than 8% K₂O) green clay mineral found in glaucony facies. Minerals in the same facies but with less potassium have received different names depending on the authors (table 3.1). The nomenclature used by Amorosi (1997) is favoured by sedimentologists because it links the different stages of evolution to the effective time of the glauconitisation process.

According to the International Mineralogical Association (IMA), glauconite is a series of dioctahedral interlayer-deficient micas with a $^{VI}Al / (^{VI}Al + ^{VI}Fe^{3+})$ ratio less than 0.5, a $^{VI}R^{2+} / (^{VI}R^{2+} + ^{VI}R^{3+})$ higher or equal to 0.15 and with total interlayer cations between 0.6 and 0.85 per half unit cell (Rieder *et al.*, 1998). The name for the glauconitic mineral with more than 0.85 interlayer cations is celadonite.

Table 3.1 Nomenclature of the glauconitic minerals according to the IMA (Rieder *et al.* 1998) which is used in this paper and equivalent terms used in sedimentology-related papers. The IMA divisions is based on interlayer cations / $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, while other classifications are based on K_2O content. The term glauconitic smectite is not part of the IMA classification but is used here to represent glauconitic minerals with less than 0.6 interlayer cation.

Inter.	Rieder <i>et al.</i> (1998)	K_2O (%)	Odin & Matter (1981)	Amorosi (1995)	Cristallinity
<0.6	Glauconitic smectite	<4	Glauconitic smectite	Nascent glaucony	Smectite
		4-6	Glauconitic mineral	Slightly evolved glaucony	
0.6-0.85	Glauconite	6-8		Evolved glaucony	Mica
>0.85	Celadonite	>8	Glauconitic mica	Glauconite	

Although the mode of origin should not be a criterion in mineral identification (Bailey *et al.* 1980), the environmental connotation of the name celadonite (associated to volcanic environments) is such that it has never been used to define a mineral found in the glaucony facies (marine sediments). Green clay minerals with 0.90 interlayers cations found in glaucony are still called glauconite by McCarty *et al.* (2004). This shows that the name glauconite has such a strong environmental meaning that it will take time to implement the proper use of the IMA nomenclature.

In this study, the term glauconite and celadonite are used according to the IMA classification. The terms glauconitic smectite is used for green clay minerals with less than 0.60 interlayer cations found in the glaucony facies. A comparison with other terminologies used in sedimentology research is given in Table 3.1.

3.3 Introduction

Glauconite occurs as pellets or as replacement of mineral grains and fossils and is composed of aggregates of micron-size crystals. An extensive literature has been devoted to glauconite because it is one of the few minerals that forms exclusively in the uppermost layer of the sediment column (first metres of burial) in marine environments (Odin & Fullagar 1988, Odom 1984) where the sedimentation rate is low (Odin & Matter 1981). Its formation involves different growth stages that are reflected in K content, pellet morphology and crystalline structure (Odin & Matter 1981, Odin & Fullagar 1988). These stages have been set in a time frame by Odin and Fullagar (1988). The glauconitization

process leads to important variations of glauconite composition (Odin & Matter 1981, Odom 1976). Post-formational processes such as weathering (Huggett & Gale 1997, Odin & Fullagar 1988) and diagenesis (Dasgupta *et al.* 1990, Guimaraes *et al.* 2000, Ireland *et al.* 1983) have been held responsible for some compositional variations in glauconite; among those, the occurrence of aluminium-rich glauconite has been of particular interest.

The present study focuses on a Cambrian glauconitic mineral from the Québec Appalachians that has experienced above average Al-Fe substitution. Comparisons of the chemical composition of this glauconitic mineral and glauconite throughout the world will be presented in an attempt to better identify the cause and intensity of the chemical changes that have led to this Al-rich composition. It is also an opportunity to verify if this substitution affects other chemical elements that form the mineral. The recognition of other variations in composition, particularly in potassium, is important because glauconite composition is used in detailed interpretation of sedimentary rocks (Odin & Fullagar 1988) and sequence stratigraphy (Amorosi 1997, Amorosi & Centineo 2000, Ruffell & Wach 1998). Finally, the influence of such compositional changes of glauconite on radiometric dating will be discussed.

3.4 Sample provenance and methodology

Glauconitic minerals discussed in this study come from the Cambrian Anse Maranda Formation, near Québec City, Canada. This formation is composed of bioturbated siliciclastic shelf sediments and is composed of 5% to 10% glauconitic minerals throughout

its 355 meters thickness (Longuépée & Cousineau 2005). Diagenetic features include calcite cementation of burrows, and illitization and chloritisation of feldspars. Rocks are not metamorphosed, but were buried to the dry gas zone (Bertrand, written communication 2002). The interest in this formation lies in 1) the unusual thickness of its glauconitic interval (Amorosi 1997), 2) it is the only glauconite-rich formation in the northern Appalachians, and 3) the age of the formation was not well constrained until recently. Knowledge of the true mineralogical nature of these green pellets is also necessary for further interpretation of depositional settings and possible radiometric dating.

In order to determine the habit, mineralogy and chemistry of the glauconitic mineral, several analytical methods were used. The grain shape and distribution were observed in outcrop, hand specimens and thin sections. The mineralogy of the green pellets was determined by powder X-ray diffraction. X-ray procedures were the following. Rock samples were crushed into fragments smaller than 1 cm and then placed in 250 mL Nalgene bottles with stainless-steel balls and 125 ml of distilled water. The bottles were shaken for one hour using a paint shaker to further reduce the size of the particles without changing the clay mineral structure by heating. Samples were acid-treated (HCl 10%) at room temperature for about 2 minutes to eliminate any carbonate cement. The particles were then rinsed using de-ionized water, dried and sieved to keep only the 63-500 μm fraction. Green pellet concentrates were obtained using a Frantz magnetic separator. A 20 degrees slope, 15 degrees lateral tilt and 0.6 mA current were found to give optimal results. These settings are similar to those used by Amorosi (1993). The pellet concentrates were further reduced in size with an agate mortar. Ultrasonic disaggregation was attempted but not

successful. Finally, samples of particles less than 10 μm were obtained by centrifuging. The X-ray diffraction data were acquired with a Phillips PW1050 diffractometer operating with a $\text{CuK}\alpha$ wavelength and a scanning speed of 1 degree/min from 5° to 60° (2 θ). Oriented, glycol-solvated, as well as non-oriented samples were analysed.

The chemical composition of the green pellets was determined using a CAMECA SX-100 electron microprobe at Laval University. Points were analysed with a 5 μm beam (intensity of 20 nA) with counts for 20 seconds on the peaks, and 10 seconds for the background. The major oxides were determined for a total of 13 samples (with 2 or 3 analyzed pellets). There is no significant potassium loss in the phyllosilicate minerals caused by beam volatilization when under the operating conditions selected (M. Choquette, personal communication, 2003). Samples AM-02C, AM-04A and PG-1-2A were analyzed for ferrous iron by the titration method of Wilson (1955) and modified by Whipple (1974).

3.5 Petrography of the green pellets

Petrographic studies of the Anse Maranda Formation sandstones shows that the green pellets are formed from aggregated micron-size clay grains. Their shape, green colour and high birefringence are typical of glauconitic minerals. While petrography cannot confirm the exact composition of the pellets, it yields spatial and temporal characteristics i.e. if they are autochthonous or allochthonous. This distinction is crucial for the interpretation of glauconite-bearing rocks (Amorosi 1995). Although there is no single definitive criteria, there are different characteristics for autochthonous and allochthonous glauconite (Amorosi

1997, Hesselbo & Huggett 2001, Huggett & Gale 1997, McCracken *et al.* 1996). The two characteristics that strongly suggest the autochthonous nature of the glauconite are the high concentration of pellets within burrows compared to the host sediments at bed and the occurrence of fractures called craquelures (Lamboy 1976). Craquelures (Figure 3.11a) are delicate features that typically would not resist long transport; therefore their presence is indicative of *in-situ* growth. The uniform distribution of glauconitic pellets throughout the entire Anse Maranda Formation, and also within individual beds (i.e., no concentration along specific laminae), is an indication that the grains were not transported nor sorted by currents. The occurrence of glauconitic pellets twice the size of the host sediments grain size can also be attributed to *in-situ* growth. In most case, the Anse Maranda Formation glauconitic pellets are, at least, twice as large as the quartz or feldspar grains (Figure 3.1a). Hydraulic equivalence cannot explain such a difference in grain size¹. The recognition of the autochthonous nature is important because it allows the burial and diagenetic history of this mineral to be deduced from other features within the host formation. Furthermore, dating defines the host sediment true age, not the age of the source.

3.6 Mineralogy of the green pellets

The diffraction data of most samples of green pellets from the Anse Maranda Formation show the presence of two minerals (Figure 3.2).

¹ Voir explication à la section 3.11

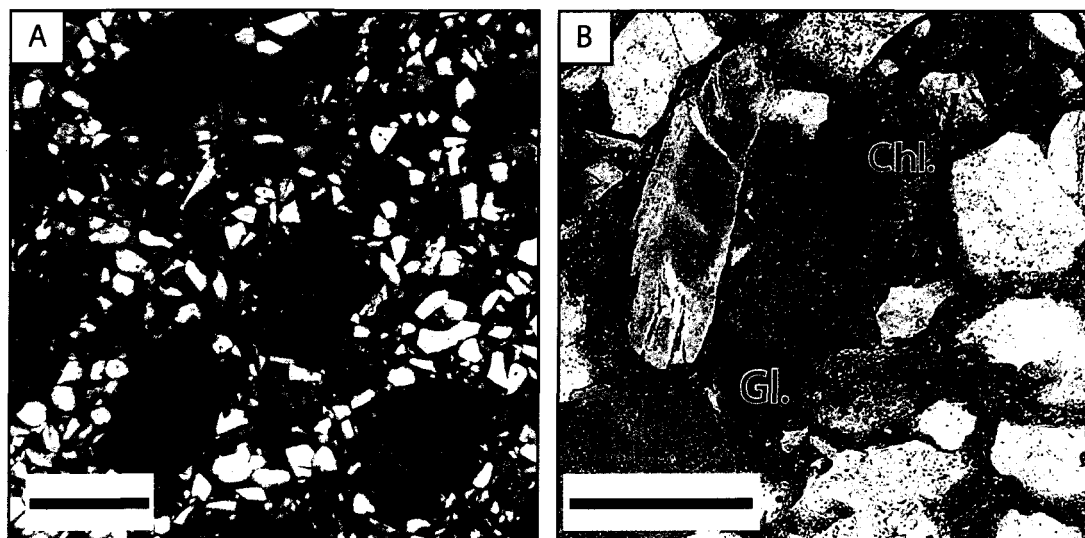


Figure 3.1 A) Typical glauconitic pellet of the Anse Maranda Formation showing autochthonous characteristics such as craquelures and larger size compared to the surrounding matrix. In some part of the formation, these pellets are concentrated in burrows, suggesting glauconitization of fecal pellets. B) Glauconite pellets and tabular chlorite with well-developed cleavage. Iron oxides are commonly found along the cleavage. Scale bar is 500 μm .

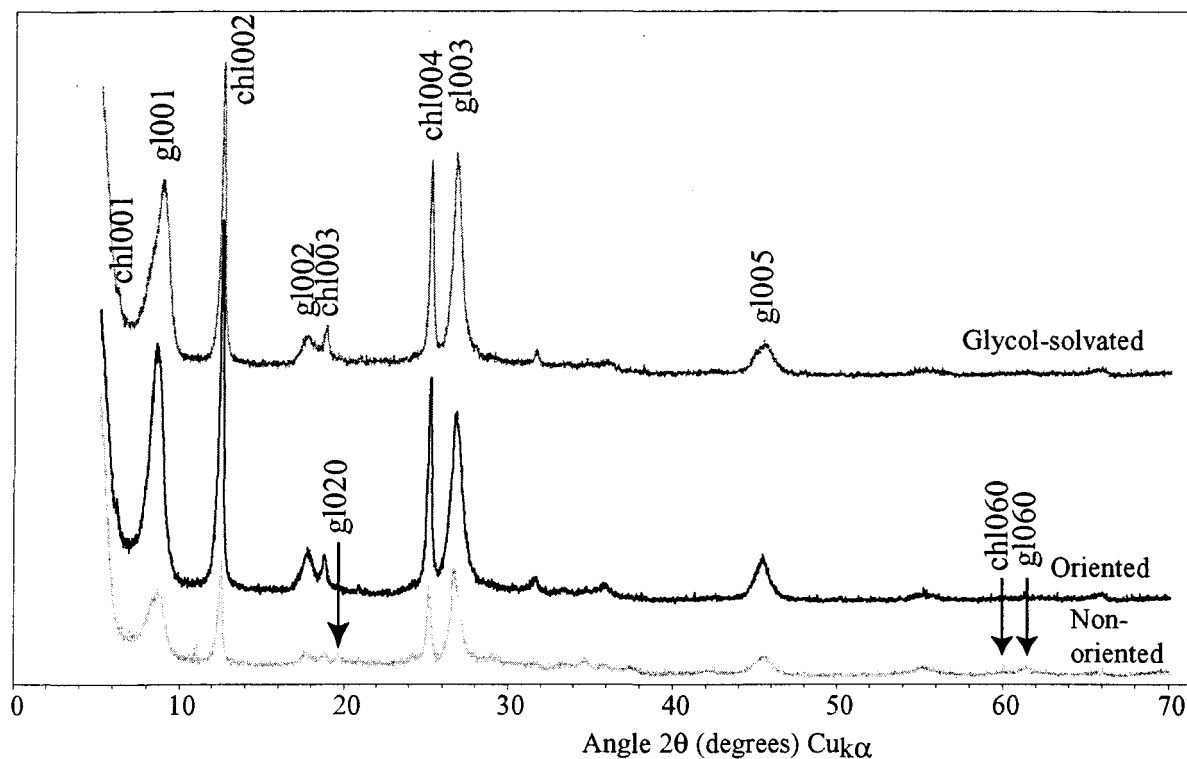


Figure 3.2 X-ray diffraction patterns of green clay minerals from the glaucony facies (sample PG-1-2A). There is a minimal shift in the glauconite (illite) 001 reflection from 10.4 Å to 10.3 Å between oriented and glycol-solvated samples, which suggest the presence of a few % of smectite layers. A very small peak at 60° and relative intensities of (001) reflections enabled the identification of an iron-rich chlorite, easily recognizable in thin section as visible on Fig. 3.1.

The first mineral is a glauconite (or illite) easily identified using the $00l$ reflections on the oriented samples, with the 001 at 10.4\AA . The glycol-solvated sample shows a slight shift in the 001 reflection to 10.3\AA which suggests a small amount of interstratification. This is common, since the glauconite structure gradually evolves unevenly from smectite to mica (Odin & Matter 1981). The position of $002/003$ illite/smectite reflection at 17.7° on the glycol-solvated diffraction pattern (Figure 3.2) suggests that the pellets contain more than 90% of 10\AA layers and that the Reichweite number (R) equals 3 (Moore and Reynolds 1989). In pellets where potassium is the lowest (see latter) the glauconite is still composed of more than 80% of 10\AA layers. The 002 reflection is of higher intensity than it should be for a glauconite. This is explained by an aluminium-for-iron substitution in the octahedral site (see below).

The second mineral shows a 060 reflection for non-oriented samples indicating that it is a trioctahedral mineral. It is interpreted to be an iron-rich chlorite on the basis of a weak reflection at 14\AA and a strong one at 7\AA for oriented samples. This was confirmed by microprobe analyses. This mineral is easily identified in thin section as it occurs as tabular grains with well defined cleavage (Figure 3.1b) and is not part of the green pellets. It is found with glauconite on XRD results merely because of the difficulty of separating the two during sample preparation. The XRD data suggest that chlorite is iron-rich and of the Ib polytype. The Ib polytype indicates that this chlorite is likely authigenic or diagenetic.

3.7 Chemical composition of the green pellets

The chemical composition within a glauconitic pellet is generally heterogeneous because of the glauconitization process (Odin & Matter 1981). Variations from rim to center in the glauconite pellets from the Anse Maranda Formation are small (Table 3.2). The average composition within a pellet on which a transect was done (Table 3.3) is not significantly different from the composition of pellets on which only two measurements were taken (Table 3.4).

Potassium content in the Anse Maranda Formation varies from 5.85% to 8.62% K₂O. An important characteristic of the glauconitic mineral is that it contains more aluminium than iron. Although measurement of ferrous iron is not precise because of small amounts of chlorite in the three samples used for iron titration measurements, the Fe²⁺ / Fe³⁺ ratio is close to 0.25. This is slightly lower than the 0.30 ratio measured for other aluminium-rich glauconite (Ireland *et al.* 1983). The 0.25 ratio was applied to all glaucony analyses (Table 3.4) and stoichiometric formulas were calculated on the basis of 10 oxygen and 2 hydroxyls (22 layer charges). Using the IMA classification (Rieder *et al.* 1998) the mineral forming the green pellets in the Anse Maranda Formation is a ferrian illite rather than a glauconite. On compositional graphs, ferrian illite from the Anse Maranda Formation plots in the same field as ferrian (ferric) illite or aluminium-rich glauconite from other published studies (Figure 3.3). A strong negative linear correlation between aluminium and iron (Figure 3.3a) is visible for most of the minerals suggesting an aluminium-for-iron substitution in the octahedral site. A more significant relation, in determining the cause of the substitution, is the weak positive correlation between interlayer cations (mostly potassium,

see table 3.4) and iron (Figure 3.3b). Those relations suggest that the substitution of iron and magnesium by aluminium in glauconite involves a potential potassium loss (Figure 3.3c). This relationship is explained by the release of divalent cations (iron and magnesium) and uptake of trivalent aluminium, therefore causing a decrease in layer charge and consequent expulsion of potassium. The high aluminium cannot be attributed to the presence of kaolinite or precursor grains, since their presence was not detected by X-ray diffraction (Figure 3.2).

In conclusion, the amount of aluminium substituting for iron and magnesium seems to be more important than in previously reported studies for aluminium-rich glauconites. The relationship between potassium and iron is not related to the glauconitization process (Clauer *et al.* 1992, Odin & Matter 1981). Therefore, this unusual composition may help in understanding the true nature of such Al-rich glauconites and of some ferrian illites.

3.8 Evaluation of potassium loss

Potassium content and crystallinity are used to determine glauconite maturity and the time of formation (Odin & Fullagar 1988). Consequently, potential changes in the potassium content during post-formational processes (diagenesis, weathering) will directly affect the interpretation of maturity and duration of evolution (Odin & Dodson 1982, Odin & Fullagar 1988). Therefore, it is critical to remove such post depositional changes. This can be achieved through several steps.

Table 3.2 Chemical analysis (in %wt) across a pellet from sample AM-02C. This pellet shows the greatest lateral variation in the Anse Maranda Formation. Analysed points are 9 microns apart. Note the lower values of K and Fe and higher values of Al at the margin of the pellet.

	Rim				Center						Rim	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Avg.	
SiO ₂	53.87	52.39	54.34	54.22	53.52	52.37	53.20	52.07	51.64	51.24	52.89	1.10
TiO ₂	0.09	0.10	0.08	0.09	0.09	0.07	0.10	0.10	0.08	0.11	0.09	0.01
Al ₂ O ₃	21.03	20.80	20.71	20.47	20.33	19.97	20.09	20.01	19.68	22.58	20.57	0.82
MgO	2.37	2.41	2.37	2.41	2.36	2.42	2.41	2.36	2.49	2.43	2.40	0.04
CaO	0.09	0.06	0.10	0.06	0.07	0.09	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.01
Fe ₂ O ₃	8.44	8.63	8.51	8.83	8.64	9.69	8.98	9.33	9.76	7.65	8.84	0.63
FeO	1.92	19.96	1.94	2.01	1.96	2.20	2.04	2.12	2.22	1.74	2.01	0.14
Na ₂ O	0.13	0.15	0.13	0.13	0.16	0.13	0.13	0.13	0.12	0.14	0.14	0.01
K ₂ O	7.97	8.38	8.19	8.12	8.18	8.28	8.28	7.85	8.35	8.20	8.18	0.17

Table 3.3 Average composition (%wt) of glauconite pellets on which compositional transects have been done. Each pellet has 10 analyzed points except for SB-PL with 5. Because of a relatively homogeneous composition these averages will be considered as the composition for the pellets and used in mass balance calculations.

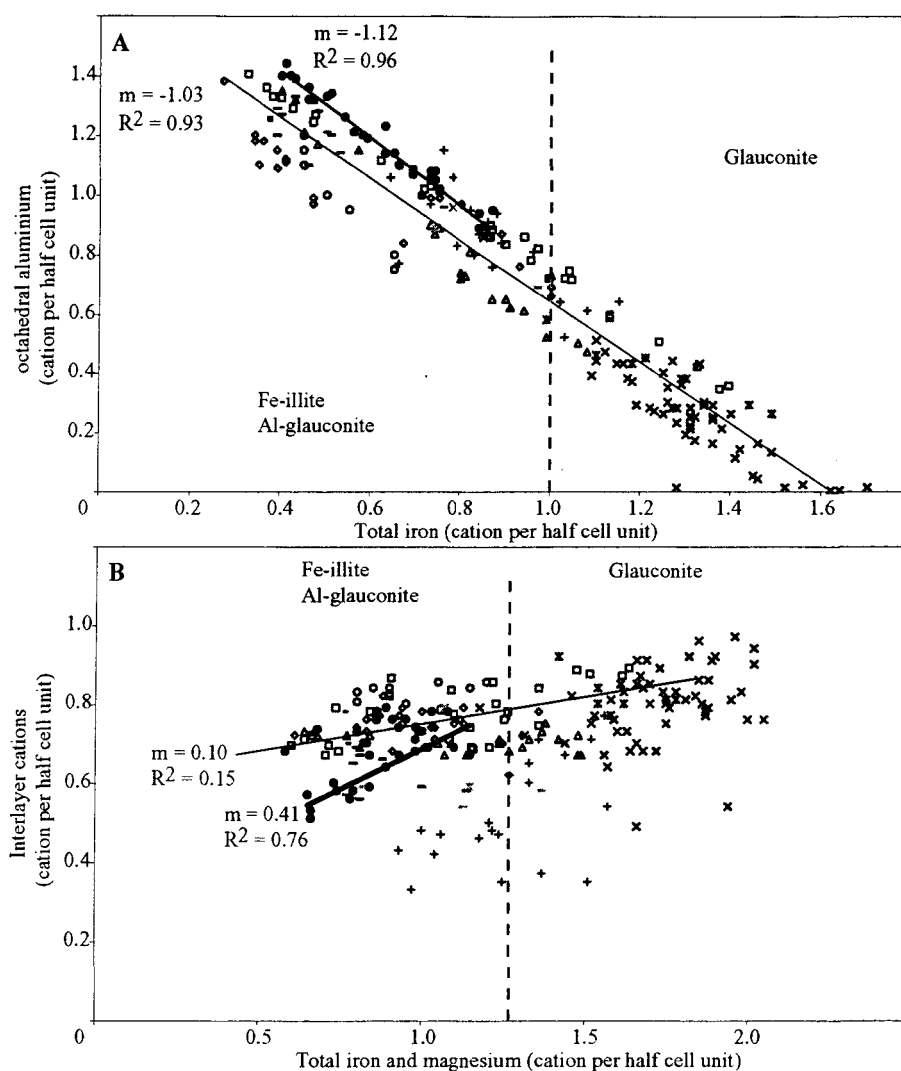
	AM-04A		AM-04B		PG-07A		PG-1-2A		SB-03G		SB-PL	
	Avg.	σ	Avg.	σ	Avg.	σ	Avg.	σ	Avg.	σ	Avg.	σ
SiO ₂	51.77	0.75	52.69	0.66	52.07	0.74	53.14	1.14	50.87	0.73	50.18	0.97
TiO ₂	0.05	0.02	0.07	0.03	0.04	0.02	0.14	0.06	0.06	0.06	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	17.06	1.91	16.59	0.71	19.43	0.85	20.78	1.78	24.18	1.33	19.54	0.76
MgO	2.36	0.05	2.38	0.07	2.31	0.09	2.51	0.08	2.22	0.12	2.17	0.05
CaO	0.23	0.02	0.29	0.03	0.20	0.01	0.15	0.03	0.20	0.02	0.40	0.01
Fe ₂ O ₃	12.97	1.71	12.17	0.77	10.38	0.54	9.13	0.71	7.31	0.94	11.19	0.41
FeO	2.95	0.39	2.76	0.17	2.36	0.12	2.08	0.16	1.66	0.21	2.54	0.09
Na ₂ O	0.08	0.01	0.05	0.02	0.10	0.01	0.11	0.00	0.15	0.02	0.12	0.01
K ₂ O	8.58	0.11	8.55	0.15	8.78	0.06	7.87	0.26	8.14	0.16	8.12	0.18

Table 3.4 Average composition of glauconite using microprobe analysis. Samples are listed in ascending stratigraphic order. Two analyses per pellet were done to ascertain the extent of chemical variations within them. Fe²⁺ / Fe³⁺ ratio determined by titration was applied to all analyses. The number of cations was determined using 10 oxygen and 2 hydroxyl (22 charges). 1 is the analysis showing the highest Fetotal + Mg / VAl ratio and is used as the composition of the least altered grain in the mass balance calculation. 2 is the composition of the standard GL-O from Odin and Matter (1981) Continued on next page.

	AC-01E		AC-03A		AC-04A		AM-01B		AM-01E		AM-02C		AM-04A		AM-04B	
SiO ₂	53.80	50.96	51.96	53.67	54.51	53.24	55.60	52.78	53.68	55.60	55.86	55.16	52.95	54.27	52.84	52.51
TiO ₂	0.10	0.08	0.03	0.07	0.07	0.07	0.03	0.04	0.12	0.06	0.09	0.10	0.05	0.07	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	20.61	19.65	14.89	17.06	23.42	18.56	22.34	24.35	22.94	22.62	20.71	19.43	18.29	19.59	17.53	18.02
MgO	2.33	2.21	3.00	3.11	2.55	2.62	2.85	2.77	2.43	2.33	2.53	2.67	2.47	2.39	2.27	2.50
CaO	0.31	0.30	0.18	0.22	0.18	0.17	0.18	0.27	0.27	0.16	0.12	0.11	0.21	0.28	0.32	0.32
Fe ₂ O ₃	9.38	8.93	12.60	11.13	6.41	10.29	7.52	8.23	6.68	6.92	8.63	9.19	11.27	11.82	11.76	11.82
FeO	2.13	2.16	2.86	2.53	1.46	2.34	1.71	1.87	1.52	1.57	1.96	2.09	2.56	2.36	2.67	2.69
Na ₂ O	0.11	0.13	0.06	0.08	0.09	0.10	0.22	0.23	0.08	0.08	0.12	0.12	0.06	0.08	0.06	0.06
K ₂ O	7.85	8.38	7.09	7.62	6.46	7.40	6.56	6.17	5.59	6.11	6.69	6.73	7.60	7.22	7.83	8.02
Σ	96.66	93.56	92.75	95.52	95.18	94.87	97.05	96.67	93.32	95.47	96.69	95.59	95.47	98.09	95.31	96.03
Si	3.57	3.53	3.65	3.64	3.58	3.61	3.61	3.45	3.59	3.64	3.66	3.67	3.60	3.57	3.61	3.57
^{IV} Al	0.42	0.46	0.35	0.36	0.41	0.38	0.39	0.54	0.40	0.36	0.34	0.33	0.40	0.42	0.39	0.43
^{VI} Al	1.19	1.14	0.89	1.00	1.40	1.10	1.32	1.34	1.40	1.39	1.26	1.20	1.06	1.09	1.02	1.01
Mg	0.23	0.23	0.31	0.31	0.25	0.27	0.28	0.27	0.24	0.23	0.25	0.26	0.25	0.23	0.23	0.25
Fe ³⁺	0.47	0.50	0.67	0.57	0.32	0.53	0.37	0.41	0.34	0.34	0.43	0.46	0.58	0.59	0.60	0.60
Fe ²⁺	0.12	0.13	0.17	0.14	0.08	0.13	0.09	0.10	0.08	0.09	0.11	0.12	0.15	0.13	0.15	0.15
Σ	2.01	2.00	2.05	2.04	2.05	2.03	2.05	2.11	2.07	2.04	2.03	2.04	2.03	2.04	2.01	2.03
Layer charge	-0.78	-0.86	-0.71	-0.75	-0.63	-0.73	-0.58	-0.59	-0.58	-0.50	-0.54	-0.61	-0.74	-0.70	-0.81	-0.80
Interlayer																
Ca	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.66	0.74	0.64	0.66	0.54	0.64	0.54	0.51	0.48	0.51	0.56	0.57	0.66	0.61	0.68	0.70
Σ	0.70	0.78	0.67	0.69	0.57	0.67	0.58	0.56	0.51	0.53	0.58	0.59	0.68	0.64	0.71	0.73
Inter. Charge	0.72	0.80	0.68	0.70	0.58	0.68	0.59	0.57	0.53	0.54	0.59	0.60	0.70	0.66	0.73	0.75

Table 3.4 (end).

	PG-04H		PG-07A		PG-1-2A	SB-03G		SB-PL		Least altered ¹	GL-O ²
SiO ₂	53.63	54.51	52.65	54.11	54.76	52.44	51.91	51.57	51.92	50.44	50.9
TiO ₂	0.04	0.04	0.08	0.03	0.05	0.08	0.01	0.03	0.01	0.10	0.05
Al ₂ O ₃	19.74	17.88	19.00	25.26	23.29	18.65	18.63	22.67	17.44	15.11	7.55
MgO	2.33	2.18	1.85	1.74	2.40	2.49	2.45	2.08	2.24	2.37	4.45
CaO	0.17	0.17	0.21	0.19	0.11	0.08	0.18	0.37	0.39	0.23	0.05
Fe ₂ O ₃	9.99	10.90	11.48	6.72	8.13	11.28	11.54	9.95	13.51	14.48	17.20
FeO	2.27	2.48	2.61	1.53	1.85	2.56	2.62	2.26	3.07	3.29	2.20
Na ₂ O	0.11	0.10	0.16	0.12	0.11	0.19	0.15	0.19	0.14	0.10	0.05
K ₂ O	8.57	8.66	8.09	7.89	6.99	8.22	7.97	7.22	7.45	8.64	7.95
Σ	96.92	96.99	96.1	97.62	97.68	96.01	95.47	96.44	96.24	94.81	90.40
Si	3.58	3.65	3.56	3.51	3.55	3.56	3.54	3.44	3.54	3.55	3.78
^{IV} Al	0.42	0.35	0.43	0.49	0.45	0.44	0.45	0.56	0.46	0.44	0.22
^{VI} Al	1.14	1.07	1.08	1.44	1.33	1.05	1.05	1.23	0.95	0.81	0.44
Mg	0.23	0.22	0.19	0.17	0.23	0.25	0.25	0.21	0.23	0.25	0.49
Fe ³⁺	0.50	0.55	0.59	0.33	0.40	0.58	0.59	0.50	0.69	0.77	0.96
Fe ²⁺	0.13	0.14	0.15	0.08	0.10	0.15	0.15	0.13	0.18	0.19	0.14
Σ	2.00	1.97	2.00	2.02	2.06	2.03	2.04	2.06	2.04	2.02	2.03
Layer charge	-0.78	-0.77	-0.78	-0.68	-0.60	-0.75	-0.77	-0.69	-0.72	-0.86	-0.76
Interlayer											
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
K	0.73	0.74	0.70	0.65	0.58	0.71	0.69	0.61	0.65	0.78	0.75
Σ	0.76	0.76	0.74	0.68	0.60	0.74	0.73	0.67	0.69	0.81	0.76
Inter. charge	0.77	0.77	0.75	0.69	0.61	0.75	0.72	0.70	0.72	0.83	0.76



Glaucoune	Al-rich glaucoune	Ferric illite
× Keller, 1958	□ Ireland et al., 1983	— Jung, 1954
× Odom, 1976	◇ Berg-Madsen, 1982	- Gabis, 1963
* Porrenga, 1968	△ Dasgupta et al, 1990	— Kossovskaya and Dritts, 1970
× Odin and Matter, 1981	○ Guimaraes et al., 2000	
+ Thompson and Hower, 1975	● This study	

Figure 3.3 Chemical composition of glauconitic minerals based on a 10 oxygen and 2 hydroxyls formula and the division between iron-rich and aluminium-rich glaucoune. A) Total iron vs octahedral aluminium. The strong negative correlation between the two indicates an Al-Fe substitution. The regression line -1.12 slope indicates that aluminium also replaces other cations (Mg). B) The relation between total iron and interlayer cations (mostly potassium). There is no relation in the glaucoune field which accords with the glaucoune model. The weak relation for Al-rich glaucoune and Fe-illite might indicate post-formation potassium loss.

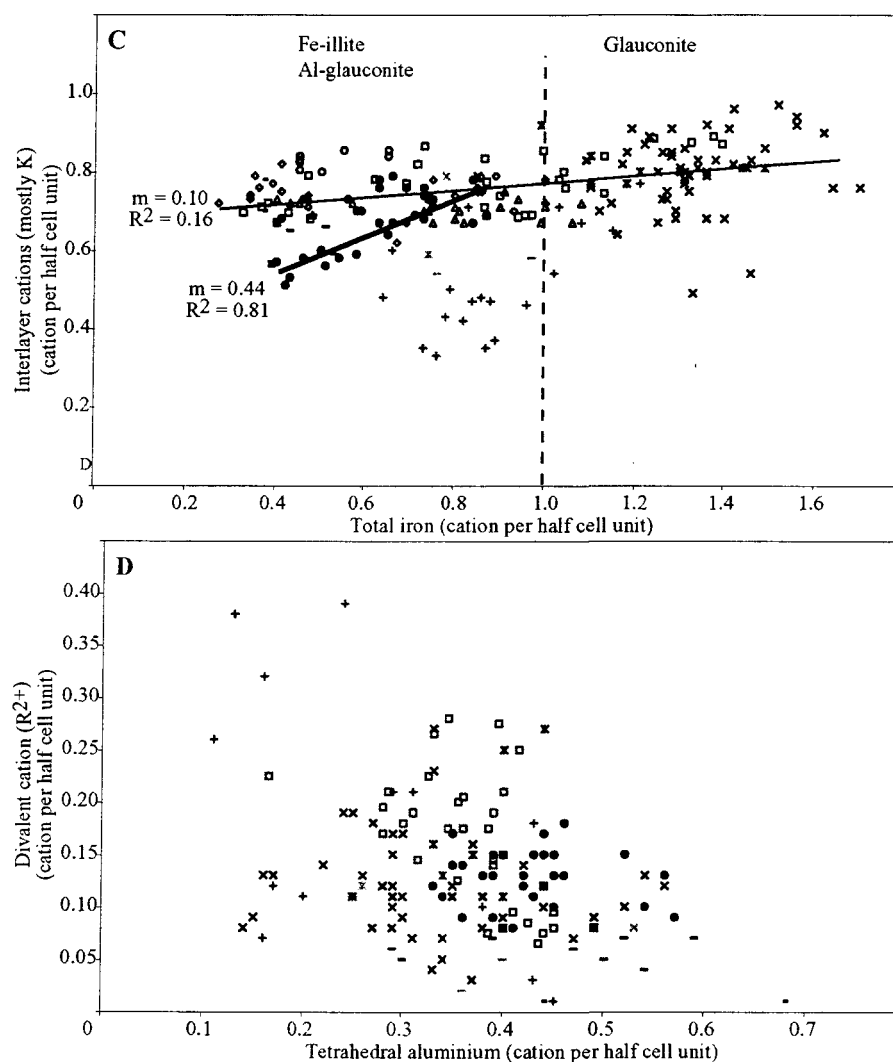


Figure 3.3 C) Total iron and magnesium vs interlayer cations. The regression line shows a poorly-defined slope of 0.10 is visible for the majority of the samples. A higher slope of 0.41 seen for some samples of the Anse Maranda Formation. These slopes are used for the evaluation of potassium loss. D) Lack of relation between tetrahedral aluminium and divalent cations indicates that charge disequilibrium during Al-Fe substitution is neutralized by loss of potassium and not by the Al-Si substitution in tetrahedral sites.

Potassium loss, or gain, is obtained by means similar to hydrothermal mass balance calculations (MacLean & Kranidiotis 1987). In this method, loss or gain of a given element is calculated using the values of an immobile element in the least altered sample (Ti for example).

In the Anse Maranda, alteration has affected all samples. Furthermore, the natural variability of glauconite composition during the glauconitization process makes it difficult to find an immobile element of constant concentration on which to base the calculation, and then to determine the substitution factor (the number of Al for Fe + Mg substitution). Because we suggest that the Al for Fe + Mg substitution is related to diagenesis, the relative intensity of diagenesis can be deduced from the $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}) / ^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio with the sample with the highest ratio (or with the less substitution) can be considered as the least altered sample for the mass balance calculations. An analysis from the AM-04A cross-section with a ratio of 1.49 is, thus, used as the least altered sample (Table 3.4). All samples have experienced the same burial history.

Assuming that aluminium was added during a post-depositional process, the $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}) / ^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio of the samples must be brought to the value of the least altered material (1.49) by replacing aluminium with iron (divalent and trivalent) and magnesium. The number of cations added in the mass balance is defined by the slope of the correlation line on the interlayer cations to $\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}$ diagram (Figure 3.3c). This diagram shows a slight positive linear correlation of 0.10, similar to average Al-rich glauconites and ferrian illite. However, 8 out of the 13 samples from the Anse Maranda Formation ferrian illite show a

steeper trend at 0.41. Both figures are used for the corresponding samples in the following calculations.

The Al for Fe + Mg substitution induces a deficiency in layer charge. The amount of charge loss is given by the slope on Figure 3.3c. The 0.41 slope indicates that 1.0 octahedral aluminium for iron + magnesium substitution during diagenesis leads to the loss of 0.41 potassium atoms. Other interlayer cations are not considered because they are only minor constituents (Table 3.4). To produce a charge imbalance of 0.41, trivalent aluminium must replace 0.41 divalent (Mg and Fe^{2+}) and 0.59 trivalent (Fe^{3+}) cations in octahedral site. To have a mass balance calculation as precise as possible the proportion of Fe^{2+} and Mg must be known. The -1.12 slope on Al versus Fe_{total} (Figure 3.3a) indicates that the total amount of iron is not sufficient to substitute for all the aluminium on a 1:1 basis. An extra 0.12 Mg must also substitute for aluminium. Therefore, a loss of 0.12 Mg and 0.29 Fe^{2+} , for a total of 0.41 divalent cations, is proposed for the present mass balance. The lack of significant variations in Al and Si in tetrahedral sites in the Anse Maranda Formation ferrian illite (Table 3.4) and the ones from other studies (Odin & Matter 1981) suggests very little substitution. Therefore, no silica or tetrahedral aluminium is added or subtracted during mass balance. Potassium is added according to the 0.41 ratio.

Because of the difficulty in rapidly obtaining the satisfactory $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}) / {}^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio through calculation, a curve was constructed from 0.05 increments in the Al for Fe + Mg substitution. Examples of two of such curves are given on Figure 3.4. To determine the correct substitution factor for a given sample, one needs to determine the intersection of the

calculated curve with the $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}) / ^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio of the least altered sample. The substitution factor and corrected values of K_2O are given in Table 3.5.

The mass balance allows the reconstruction of the original, pre-alteration composition and variations in composition (Figure 3.5). New glauconitic minerals compositions have iron values up to between 16.66% and 18.15% Fe_2O_3 total (Table 3.5) which is closer to a conventional glauconite (Odin & Matter 1981). Difference in K_2O varies from a loss of 2.02 % to a gain of 0.35 % (Table 3.5). Relative change in K_2O varies from 1.60 % to 34.60 %. However, only 7 corrected values out of 12 show potassium variations greater than the standard deviation of their measured potassium.

In some cases a minor Al for $\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}$ substitution results in an apparent K_2O gain (sample AM-4B for example). This gain is due to the mass difference between iron and aluminium while expressing the mineral composition in percent. Also, the use of a 0.10 slope (overall slope; see Figure 3.3c) in the mass balance would result in a very low potassium loss (table 3.5, Figure 3.5).

Mass balance indicates that there is a possibility of an apparent K_2O gain in glauconite with low aluminium-for-iron substitution. A low value of K_2O (% wt) loss when using a 0.10 slope, and a difference in K_2O (% wt) lower than the standard deviation for the Anse Maranda Formation ferrian illite with more than 13% Fe_2O_3 (Figure 3.6) could explain the “absence” of a potassium loss in previous studies.

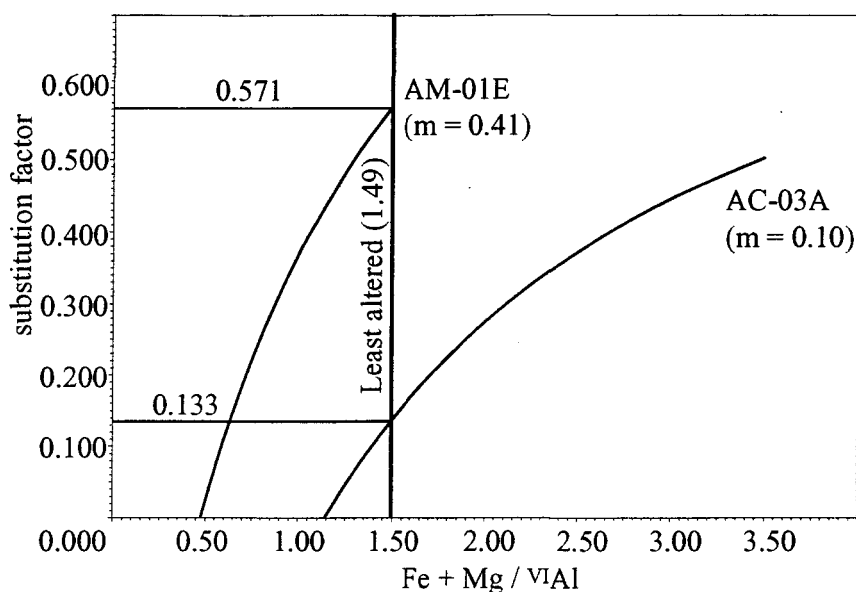


Figure 3.4 Variation of the substitution factor vs the $(\text{Fe} + \text{Mg}) / \text{VAl}$ ratio. The 1.49 ratio is from the reference material e.g., the least modified glauconitic mineral in this study (AM-04A). Curves for other samples are determined by reconstructing the mineral composition using different substitution factor (number of Al-Fe substitution). The substitution factor used for final reconstruction is the one that corresponds to the $(\text{Mg} + \text{Fe}) / \text{VAl}$ ratio of the reference material.

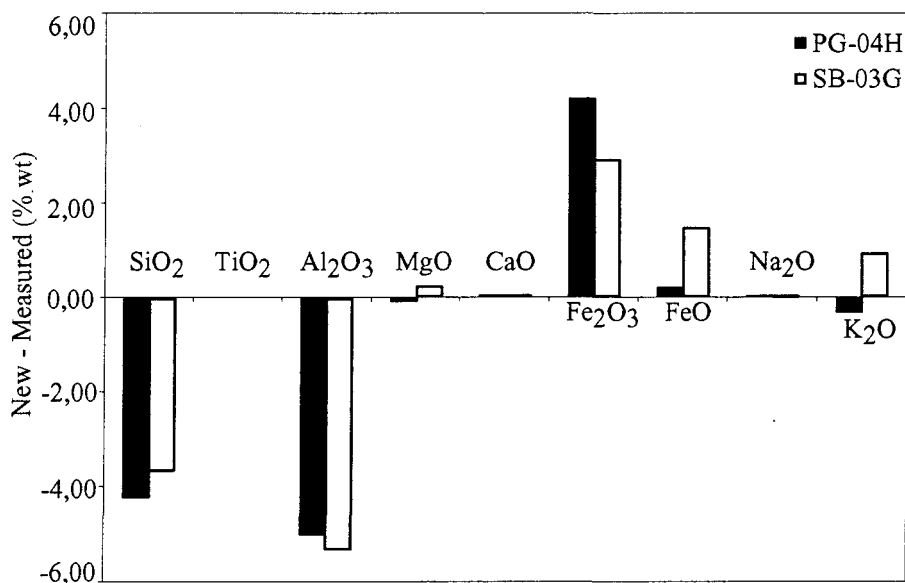


Figure 3.5 Difference in composition (% wt) in glauconitic minerals after mass balance for the PG-04H and SB-03G samples. The substitution factor is about the same for both sample (Table 4), but the slope (m) used are different. There was no silica removed during mass balance, the apparent loss is due to mass difference between iron and aluminium. This difference also results in an apparent potassium loss for PG-04H even though potassium was added.

Table 3.5 Comparison of measured potassium and reconstructed potassium values. Number in bracket next to the sample number is the number of pellets used for the average composition. The slope (m) used for mass balance depends where the sample plots on Fig. 3c. Some are close to the 0.1 slope, other to the 0.41 slope. Substitution factor is determined from calculations as on figure 4. New %K₂O is the result from mass balance. Diff. in K₂O (% wt) is the difference between the Measured K₂O and New K₂O. Relative K₂O loss (%) = (Diff K₂O (%wt) / Measured K₂O (%wt)) * 100. Negative value indicates a gain of potassium expressed as weight % even though the process leads to a potassium loss expressed as cation per half unit cell.

Sample	m	Measured K ₂ O (% wt)	St. dev. in K ₂ O (% wt)	Substitution factor	New K ₂ O (%wt)	Diff. in K ₂ O (% wt)	Relative K ₂ O loss (%)	New Fe ₂ O ₃ total (% wt)
AC-01E (2)	0.1	8.11	0.37	0.365	7.98	-0.13	-1.60	17.53
AC-03A (2)	0.1	7.36	0.37	0.133	7.23	-0.13	-1.78	16.69
AC-04A (2)	0.41	6.93	0.67	0.440	8.32	1.39	20.05	16.66
AM-01B (2)	0.41	6.36	0.28	0.490	7.88	1.52	23.82	16.73
AM-01E (2)	0.41	5.85	0.37	0.571	7.87	2.02	34.60	16.98
AM-02C (3)	0.41	7.20	0.85	0.405	8.39	1.19	16.52	16.71
AM-04A (3)	0.41	7.80	0.70	0.235	8.30	0.50	6.45	17.23
AM-04B (3)	0.1	8.13	0.37	0.192	7.88	-0.25	-3.09	17.47
PG-04H (2)	0.1	8.62	0.06	0.303	8.26	-0.35	-4.07	17.42
PG-07A (3)	0.1	8.26	0.47	0.405	8.03	-0.23	-2.73	18.15
PG-01-2A (2)	0.41	7.43	0.62	0.445	8.67	1.24	16.71	16.89
SB-03G (3)	0.41	8.11	0.13	0.335	9.00	0.89	10.96	17.02
SB-PL (3)	0.41	7.59	0.47	0.263	8.24	0.64	8.46	17.67

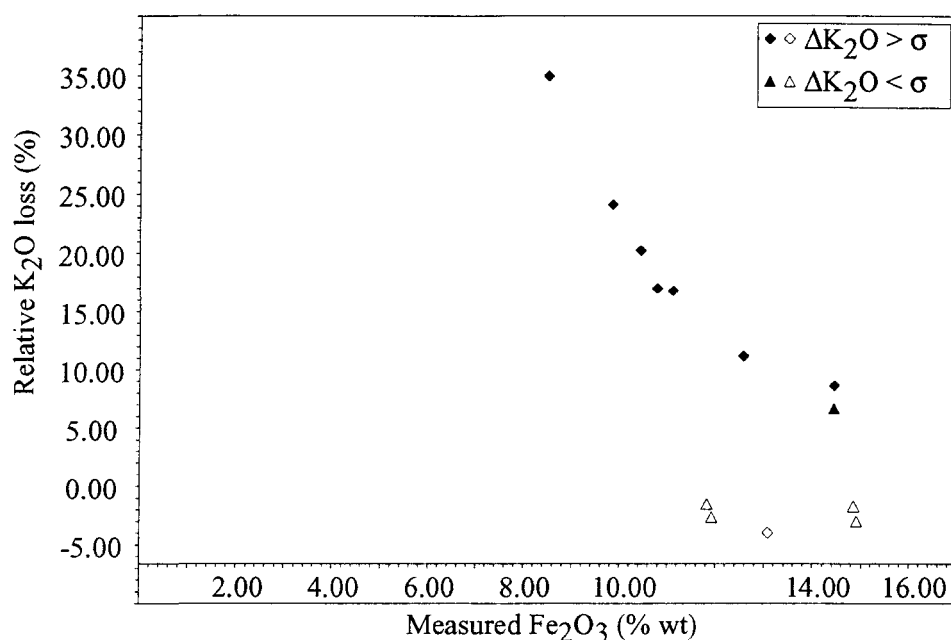


Figure 3.6 Graphs illustrating the necessity of potassium correction. Samples with less than 13% measured iron generally have relative potassium loss greater than the standard deviation. This could explain, in part, the "absence" of potassium loss in previous studies.

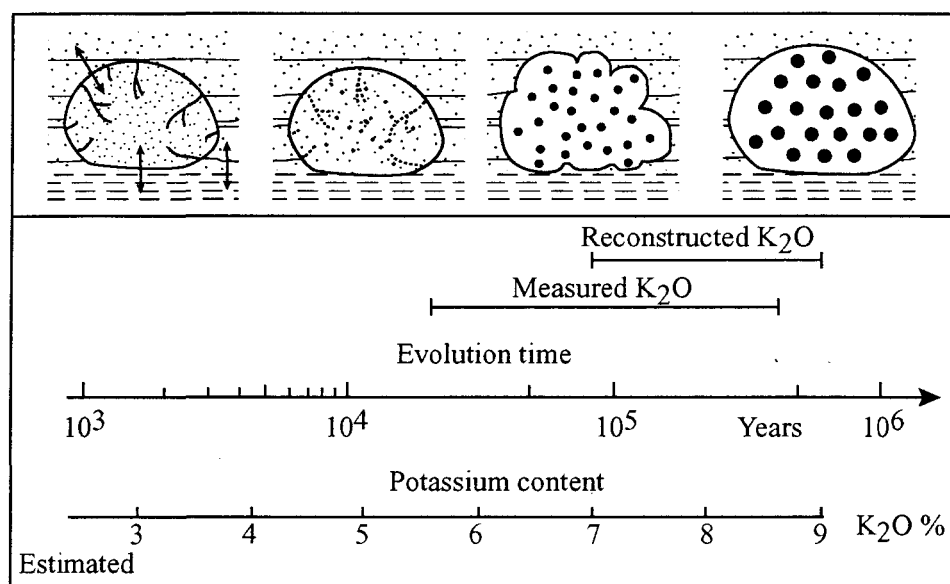


Figure 3.7 Effect of potassium loss when estimating the duration of evolution. The time scale and grain morphology were defined by Odin and Dodson (1982). Note that reconstruction tends to narrow the range of potassium value. This can be attributed to the recalculation technique, and also to a stable sedimentary environment.

3.9 Discussion

3.9.1 Aluminium-rich glauconite and causes of potassium loss

The origin of aluminium-rich glauconite and of some ferrian illite, like those from Anse Maranda Formation is controversial. Aluminium-rich glauconites of alleged primary composition were described by Berg-Madsen (1983), Bjerkli and Ostmo-Sater (1973) and Keller (1958). The first appears to have been exposed to a number of weathering (fresh water, subaerial exposure) or diagenetic conditions, the second is clearly not a glauconite but green pellets formed of several minerals, and the third is found in the fossil-rich, terrestrial to estuarine Morrison Formation. Others have proposed that the high aluminium content is of diagenetic origin (Dasgupta *et al.* 1990, Guimaraes *et al.* 2000, Ireland *et al.* 1983). Some iron-rich illite has a similar composition, but its formation is related to hypersaline or fluvial environments (Dasgupta *et al.* 1990, Gabis 1963, Hay *et al.* 1991, Jung 1954, Kossovskaya & Drits 1970, Parry & Reeves 1966, Porrenga 1968). This is not the case for the Anse Maranda Formation (Longuépée & Cousineau 2005). Iron-rich illite of diagenetic origin has also been identified (Deb & Fukuoka 1998, Huggett, *et al.* 2001).

According to Burst (1958), glauconitic minerals form from degraded layer silicate by uptake of potassium and iron. This “layer lattice” theory suggests a relation between iron and potassium contents. However, this glauconitization model has been rejected for several reasons (Odin & Matter 1981, Odom 1984). In the “verdissement” or “neo-formation” model, glauconitic minerals can form from different precursor grains (Odin & Matter 1981, Odom 1976). This process has been later defined as a two-fold process in which potassium

and iron are incorporated at different stages (Clauer *et al.* 1992). The different timing between iron and potassium intake explains the lack of correlation between potassium and iron for (true) glauconite observed by Odin and Matter (1981), Odom (1984) and on Figure 3.3b. Because the Odin and Matter (1981) and Clauer *et al.* (1992) glauconitization models do not include a positive linear relation between iron and potassium (or negative aluminium – potassium relation), the iron – potassium relationship visible on Figure 3.3b for the Al-rich glauconite and ferrian illite has to be related to post-formation processes (e.g., weathering, metamorphism and diagenesis).

Weathering is an important agent in post-formation changes in glauconite composition. The most common weathering product for glauconite is goethite formed by the removal of iron. This process seems to be active on the sea-floor (Odin & Fullagar 1988), or during sub-aerial exposure (Huggett & Gale 1997). However, chemical analysis of such weathered glauconite results in a high iron value because goethite is trapped in the micropores within the glauconitic pellet. Slightly weathered glauconite shows no indication of potassium loss, while highly weathered pellets (iron > 50% wt) no longer contain potassium and show aluminium and silica loss as well (Huggett & Gale 1997). The ferrian illite from the Anse Maranda Formation does not exhibit any of these weathering signatures. No goethite, or other iron oxides for that matter, are visible within or around the pellet, except for hematite in a 10 metres interval near the top of the 355 meters-thick formation. Weathering of glauconite causes the *001* reflection to move from 10Å to 11 Å (Odin & Rex 1982). This has not happened for the Anse Maranda glaucony. Finally, the

outcrops show no evidence of intense weathering and the geological evolution of the Anse Maranda Formation involves no exhumation before recent time.

Burial diagenesis of glauconite in a reducing environment causes iron to be replaced by aluminium while the expelled iron forms pyrite (Ireland *et al.* 1983). In their study, Ireland *et al.* (1983) reported that a decrease in layer charge caused by Al^{3+} substituting for Mg^{2+} and Fe^{2+} in the octahedral layer is balanced by an Al^{3+} for Si^{4+} substitution in the tetrahedral site. No significant change in interlayer composition takes place. Such charge balancing cannot be seen on divalent cations – tetrahedral aluminium plot (Figure 3.3d). Also, the Anse Maranda Formation glauconite-bearing sandstones contain virtually no pyrite (less than 0.1% S). Hematite is the only non-silicate iron mineral found, and its distribution is limited to red sandstones near the top of the formation, or to a few crystals in the green sandstones. An alternative iron-sink is the chloritization of feldspar. Under reducing, neutral or acid conditions microcline and albite may be replaced by chlorite and quartz by incorporation of Fe^{2+} and Mg and the release of K (Morad & Aldahan 1987). In this model, the iron and magnesium are derived from biotite while the released potassium is fixed in illite. The Anse Maranda sandstones show diagenetic chlorite-albite-illite-quartz and detrital feldspar-quartz-biotite (altered to chlorite) assemblages with glauconitic mineral as a possible source of iron. Still, the whereabouts of the lost iron is a problem for the Anse Maranda Formation glauconitic mineral. The lack of a significant amount of pyrite or hematite does not agree in with either the Ireland *et al.* (1983) diagenetic model, or the weathering models. The other possible iron sink is the coarse-grained chlorite (Figure 3.1b) found in both the burrows and the host sediment. While chloritization of

feldspar appears to take place in the sandstones of the Anse Maranda Formation, it is also unlikely to be a significant sink for the iron because the process takes place during deep burial (Morad & Aldahan 1987, Ogunyomi 1980). Ferrian illite found within early-cemented burrows and host sandstones of the Anse Maranda Formation has a similar iron content, which means that iron loss happened before the early calcite cementation. Therefore, the timing of the iron loss suggests that diagenesis of glauconite can occur during early burial. The almost complete alteration of feldspar grains, the high intensity of bioturbation and the high content of clays in the glauconitic sediments are similarities in the sediment characteristics between the Anse Maranda Formation and the Cretaceous Lower Greensand Group from the Isle of Wight (McCarty *et al.* 2004). McCarty *et al.* (2004) do not, however, link the dissolution of feldspar to the glauconitization process. Some of their glauconite are Al-rich, which might suggest that feldspar could be the aluminium source, and that the whole process was triggered by bioturbation. A sink for potassium (illite) and iron (nontronite) is present (McCarty *et al.* 2004).

The lack of other iron-bearing mineral in the Anse Maranda can be explained by 1) intense upward circulation of water that causes iron to be expelled in solution or, 2) minor iron loss, in which case the ferrian illite is a primary ferrian illite. The occurrence of an early chlorite mixed with the late diagenetic one has to be considered. Velde and Odin (1975) mention that regardless of potassium content, glauconitic pellets are surrounded by a thin outer zone of aluminium-rich glauconite. This supports the early timing of the diagenesis. This trend, although not as obvious, can be detected in the Anse Maranda Formation ferrian illite (Table 3.2). The difference between a rimmed and whole

aluminium-rich pellet might be due to the intensity or time, in which early diagenesis was active, or to porosity in the glaucony grain.

So far, the process that led to the aluminium-for-iron substitution in glauconitic pellets from the Anse Maranda is unknown, but several elements point to an early diagenetic process in which the composition of the host sediment and the bioturbation may have a role to play.

3.9.2 Impact on glauconite maturity

A slight change in the potassium value leads to a major difference in the interpreted time of evolution, especially for glauconite with high potassium content (Figure 3.7). The variations in the duration of evolution would eventually cause miscalculation of sedimentation rates (given more refinement of the glauconitization model). Change in potassium content can also lead to misinterpretation when using potassium content of glauconite in a sequence stratigraphy framework (Amorosi & Centineo 2000).

In the Anse Maranda Formation, the least evolved glauconite (i.e., the ferrian illite with the lower potassium; sample AM-01E) is found near the base of the formation corresponding to a time when relative sea level was high (Longuépée & Cousineau 2005), and the glauconite maturity increases with sea-level fall. This is in contradiction to the current understanding of glauconitization process (Amorosi 1995, Odin & Fullagar 1988). Using the new potassium value (Table 3.5), the difference between the lower and upper parts of the formation is reduced. This is in better accordance with the depositional model

for the Anse Maranda Formation (Longuépée & Cousineau 2005). The use of the measured K_2O content of the ferric-illite goes against the depositional model, but not the new values of K_2O ². This is an example of how a failure to recognize the diagenetic nature of the ferrian illite and Al-rich glauconite composition could lead to bias in interpretation of relative sea level changes and sediment influx.

3.9.3 Impact on isotopic studies

An isotopic study of the Anse Maranda ferrian illite was not performed. Thus we do not have data to compare with other studies. The Rb-Sr system have yielded information regarding the glauconitization process (Clauer *et al.* 1992) and also for dating (Clauer 1982), but the K-Ar and most recently $^{39}Ar - ^{40}Ar$ are the favoured techniques in geochronology for such materials. However, not all glauconite can be used for such analysis. Because of inherited argon, only mature glaucony (>6% K_2O) can be used (Odin & Fullagar 1988). Recrystallization during diagenesis and metamorphism causes argon loss (Odin *et al.* 1977). Another problem is that argon recoil during heating leads to argon loss from small particles (Brereton 1972). This problem has, however, been reduced by the development of new analytical procedures (Dong *et al.* 1995, Smith, *et al.* 1993). Hassanipak and Wampler (1997) also suggest that composition is the major factor in argon loss, rather than particle size.

² Voir explication à la section 3.11

The loss of potassium during early diagenesis, as suggested by our data, can also prove to be a problem, because it can lead to an underestimation of the radiogenic argon formed, depending on the timing of the closure. Using the K-Ar method, the loss of potassium will inevitably cause glaucony to yield older ages, unless the mineral releases the same proportion of radiogenic argon. However, the aluminium-for-iron substitution might help the retention of argon. It has been demonstrated by Killingley and Day (1990) and Levy (1990) that the dehydroxylation, which helps the release of argon, occurs at lower temperature for iron-rich clay minerals compared to aluminium-rich ones because the Al-hydroxyl bond is stronger than the Fe-hydroxyl bond. Since glauconite might be closed to potassium before, or soon after, burial (Odin & Dodson 1982) and that the process leading to the aluminium-for-iron substitution also occurs early, the effect of the latter on radiometric age might be minimal. Because the K-Ar can vary in so many ways in accordance with so many processes, it is difficult to assess how the proposed early diagenesis would influence the system. Even though it might prove insignificant, it has to be accounted for in radiometric dating or diagenetic studies using K-Ar or Ar-Ar data (Aronson & Hower 1976, Weaver & Wampler 1970) and as a factor potentially influencing the zero age (Odin & Dodson 1982).

3.10 Conclusions

Glauconite from the Cambrian Anse Maranda Formation is an Al-rich glauconitic mineral, as is glauconite from several other locations throughout the world. It has lower

values of iron and magnesium relative to more conventional glauconite compositions. Even if the mineral can better be classified as an iron-rich illite, it retains the morphological habits and optical properties of a glauconite and was formed in an environment where glauconitisation was likely to occur. Because the strong environmental significance of both minerals and the diagenetic nature of the Anse Maranda Formation glauconite, it would be misleading, at least for a sedimentologist, to call this mineral ferrian illite. The term (hyperaluminous) glauconite or glaucony-derived ferrian illite seems more appropriate.

A linear positive correlation between aluminium and total iron indicates aluminium-for-iron substitution in the octahedral site. This substitution causes a potassium loss that can be observed on interlayer cations versus iron (i.e., potassium - iron) diagram for the glauconite. Corrections for potassium loss were applied to the Anse Maranda Formation data through a calculation using a mass balance method and using the sample with the highest $(\text{Fe} + \text{Mg}) / {}^{\text{VI}}\text{Al}$ ratio as the reference material. These new potassium values represent change between -1.60 % and +34.60 % of their measured values. The changes translate to no more than 2.02 %wt K_2O . The lack of a relationship between interlayer cations and iron reported in previous studies can be interpreted as due to 1) the lower slope of the linear correlation between these elements (relative to this study), 2) the apparent gain of K_2O (expressed in %wt) even with the removal of K (expressed in cations number), and 3) a variation in potassium within pellets greater than potassium loss (K_2O %wt) for (hyperaluminous) glauconite with more than 13% measured Fe_2O_3 total.

Existing models for glauconite formation and weathering do not provide sufficient explanation for the Al-rich composition of (hyper-aluminous) glauconite. Although the

exact conditions are unknown, diagenesis appears to be the most likely process in which glauconite loses its potassium. Other diagenetic features of the Anse Maranda Formation suggest that the chemical changes occurred early on during burial, or even at the sea bottom. The nature of the substrate and bioturbation may have an influence on the process. The incoming of an acid hydrothermal fluid could also be a factor.

The potassium content of glauconite is used to determine its maturity and to evaluate the time required for its formation. Failure to recognize potassium loss would lead to misinterpretations of sea level variations in sequence stratigraphy and of depositional environment. The loss has a major effect on evaluating the glauconite evolution time and, therefore, would affect the possible calculation of a sedimentation rate. The chemical change could be a problem in interpreting isotopic data for either dating, or diagenetic studies, because of potassium loss and an unknown behaviour of argon during this process. It is therefore suggested to recognize the diagenetic change in glauconite using major oxide chemistry before venturing into isotopic studies.

3.11 Corrections post-publications

Point ¹ (page 42). Malgré que la faible densité de la glauconite (2.4) puisse être réduite due à la micro-porosité des pellets, elle n'est pas si différente de celle du quartz (2.65). Donc, il semble raisonnable de suggérer que la co-existence de pellets dont la taille excède de 2 à 3 fois la taille des grains de quartz ne peut pas s'expliquer uniquement par équivalence hydraulique. Dans le cas d'un écoulement où le tri est moins efficace (cou e

de débris, courant hyper-concentré) on peut supposer que 1) les craquelures ne résisteraient pas et 2) les grains plus grossiers se retrouveraient concentrés au sommet du lit.

Point ² (page 64). Selon le modèle de sédimentation proposé pour la Formation d'Anse Maranda (chapitre IV), le dépôt des grès s'est fait selon une régression constante, donc l'écart des teneurs en potassium devrait être minime. Dans le cas où il y a alternance de période régressive et transgressive, les teneurs en potassium de la glauconite varient de faible (régression) à forte (transgression), donc un étalement beaucoup plus important des valeurs de K_2O (%).

CHAPITRE IV

REAPPRAISAL OF THE CAMBRIAN GLAUCONITE-BEARING ANSE MARANDA FORMATION, QUÉBEC APPALACHIANS: FROM DEEP-SEA TURBIDITES TO CLASTIC SHELF DEPOSITS

Longuépée, H. et Cousineau, P.A., 2005. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*: 42(3), 259-272.

4.1 Résumé

La Formation d'Anse Maranda est une succession cambrienne riche en glauconite. Cette séquence appalachienne fait partie de l'assemblage shale – grès feldspathique de la zone de Humber des Appalaches, lequel représente des dépôts de transition à l'établissement de la marge passive Laurentienne. Les grès massifs de la formation ont originalement été interprétés comme des turbidites proximales d'un cône sous-marin. Toutefois, la présence de glauconite et la forte bioturbation observées dans les grès de la formation ne supportent pas cette interprétation.

Les traces fossiles observées dans les grès de la Formation d'Anse Maranda ont été regroupées sous trois assemblages. Le premier montre une faible diversité et contient la trace *Helminthopsis* qui indique un environnement calme près de partie distale d'un plateau continental. Le second assemblage est transitionnel et montre la disparition progressive de la trace *Helminthopsis* et l'apparition de traces de haute énergie telle *Chondrites*.

Finalement, le troisième assemblage ne contient plus de forme de faible énergie et est dominé par des formes indiquant une partie plus proximale du plateau continental. La transition entre ces divers assemblages est reliée à une baisse relative du niveau marin. L'aspect massif des grès est donc relié à une bioturbation intense sur de longues périodes. La présence de glauconite autochtone confirme l'environnement et les faibles taux de sédimentation qui ont permis la destruction quasi-complète des structures sédimentaires. Des faciès de turbidites faiblement bioturbées se retrouvent également dans certaines parties de la formation. Les traces fossiles présentes sont des *Skolithos* et *Arenicolites*.

Une reconstitution paléogéographique indique que les sédiments se sont déposés au large du Promontoire de Montmorency le long d'une étroite plate-forme à topographie irrégulière. Les turbidites se seraient mise en place dans les sous-bassins plus profonds. Cette reconstruction explique le maintien de conditions à faibles taux de sédiments favorables au dépôt d'une puissance anormalement grande de sédiments riches en glauconite.

Outre la destruction des structures primaires, la bioturbation a eu un effet important sur la diagenèse des sédiments de la Formation d'Anse Maranda. Les grès non-bioturbés ainsi que les terriers ont été cimentés de façon précoce par de la calcite, alors que les grès bioturbés ont conservé leur microporosité plus longtemps. Cette microporosité a entraîné la formation d'une pseudo-matrice argileuse lors de la diagenèse tardive dans la zone à daz sec.

4.2 Introduction

The Anse Maranda Formation is a Cambrian clastic succession located near Québec City that was initially described as green and red arkosic greywackes (Nunes 1958). Correlative rocks in the Québec Appalachians have been grouped into the informal green feldspathic sandstone – shale assemblage which represents the rift-to-drift stage of the Laurentian margin (St-Julien and Hubert 1975). The correlation between the Anse Maranda Formation and this assemblage is made on the basis of overall composition, sedimentary environment and age. However, the green colour in the Anse Maranda was reported to be due to the predominance of glauconite pellets rather than to chlorite blebs, as in the other correlative units. There was also a failure to both demonstrate the exact mineralogy of the glauconite and to recognize the potential paleogeographic significance of it. No other northern Appalachian formation contains significant amount of this authigenic clay mineral.

Rocks of the Humber zone in the Québec Appalachians, including rocks of the green feldspathic sandstone – shale assemblage, have, for many years, been recognized as good examples of deep-sea fan turbidite deposits. Exposures along the rocky shores of the Bas-du-Fleuve and Gaspésie have been extensively studied, although emphasis was put on the sand- and conglomerate-rich sections. The studied deposits range in age from Lower (?) Cambrian to Upper Ordovician and their tectonic settings included rift, drift and fore-deep / foreland basins (Lavoie *et al.* 2003). The success of the turbidite deep-sea fan concept was such that the model was applied to most, if not all, rocks of the Humber zone in Québec. The Anse Maranda Formation is dominated by poorly defined beds of massive sandstone

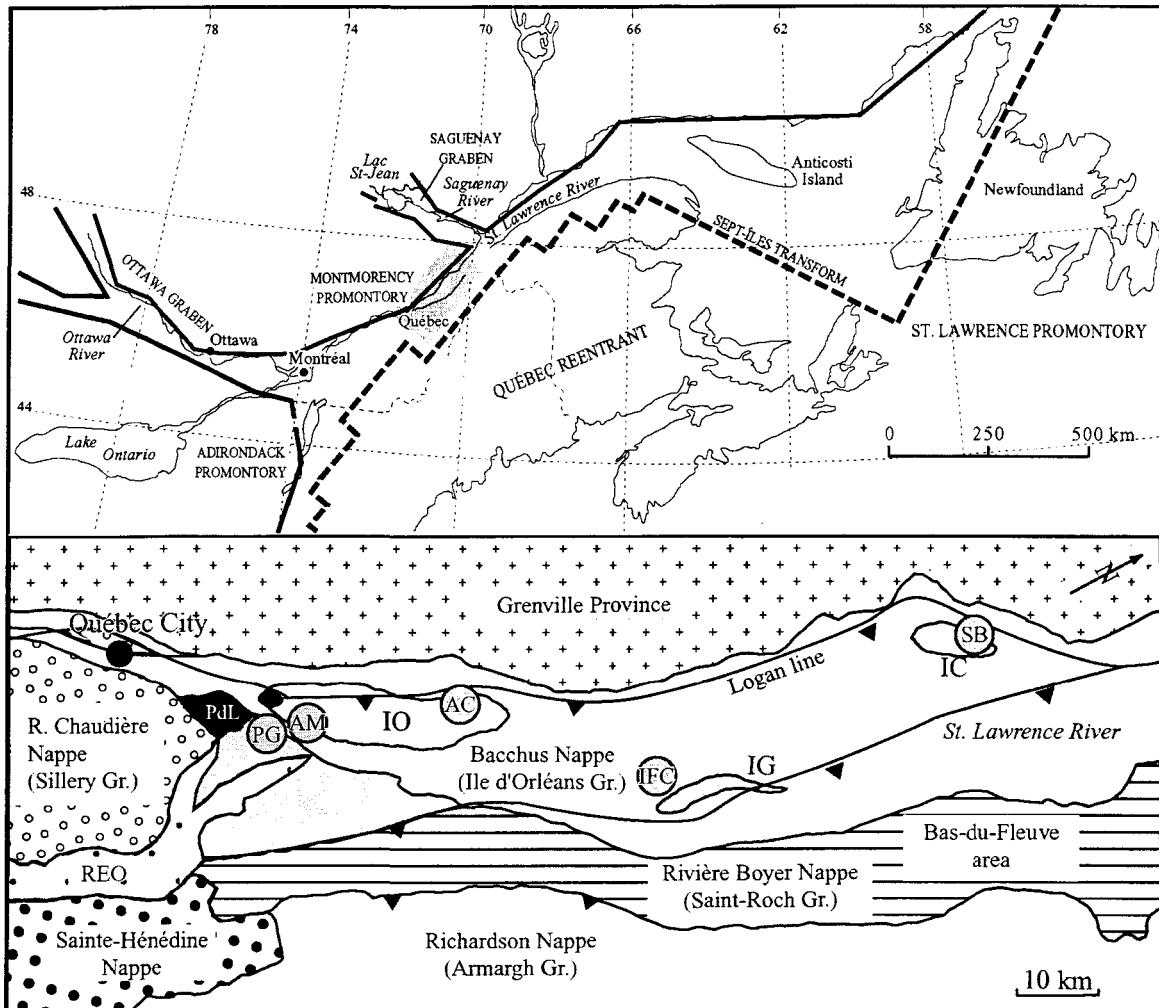


Figure 4.1 Location of the measured sections of the Anse Maranda Formation. A) is the Regional location of the Anse Maranda Formation. The shaded area is the location of B) the local map. AM: Anse Maranda, AC: Anse aux Canards and PG: Plage Gilmour, SB: Saint-Bernard-sur-Mer and IFC: Ile du Fer à Cheval. PdL: Pointe-de-Lévy thrust sheet, REO: Rivière Etchemin Olistostrome, IO: Ile d'Orléans, IG: Ile aux Grues and IC: Ile aux Coudres. B) is modified from Lebel and Hubert (1995).

4.3 Regional geology and stratigraphy

The Anse Maranda Formation is the basal formation of the Île d'Orléans Group found in the Bacchus Nappe (Figure 4.1a, 4.11b). This is the northwesternmost thrust sheet of the external domain of the Humber Zone in the Québec Appalachians (St-Julien and Hubert 1975). The formation is interpreted to rest unconformably on the Grenvillian bedrock, although the base of the formation does not crop out. It is conformably overlain by the Lauzon Formation. Rocks of the Île d'Orléans Group are little deformed. They do not have any significant cleavage. Metamorphic grade is low. Organic matter reflectance indicates that the rocks reached no more than the dry gas zone.

No macrofossils have been found in the Anse Maranda Formation, or in the adjacent Cambrian formations. However, microfossils were found recently, and biostratigraphic data indicates that the formation is late Early Cambrian to Middle Cambrian in age (Lavoie *et al.* 2003). This now permits much better constrained correlations (Figure 4.2) to be made. Toward the northeast, at Ile-aux-Coudres, the Anse Maranda Formation is correlated with the Saint-Bernard-sur-Mer formation (Rondot 1989). The Saint-Bernard-sur-Mer formation was first proposed by Rondot (1989) in an open file report and consequently remains of local use; it is therefore considered as an informal name. Both formations are similar in composition, occur at the same structural level (Lebel and Hubert 1995) and have the same age as indicated by the new biostratigraphic data (E. Burden 2002, written communication). Therefore, we propose that the term Saint-Bernard-sur-Mer formation be dropped and these rocks be included in the Anse Maranda Formation.

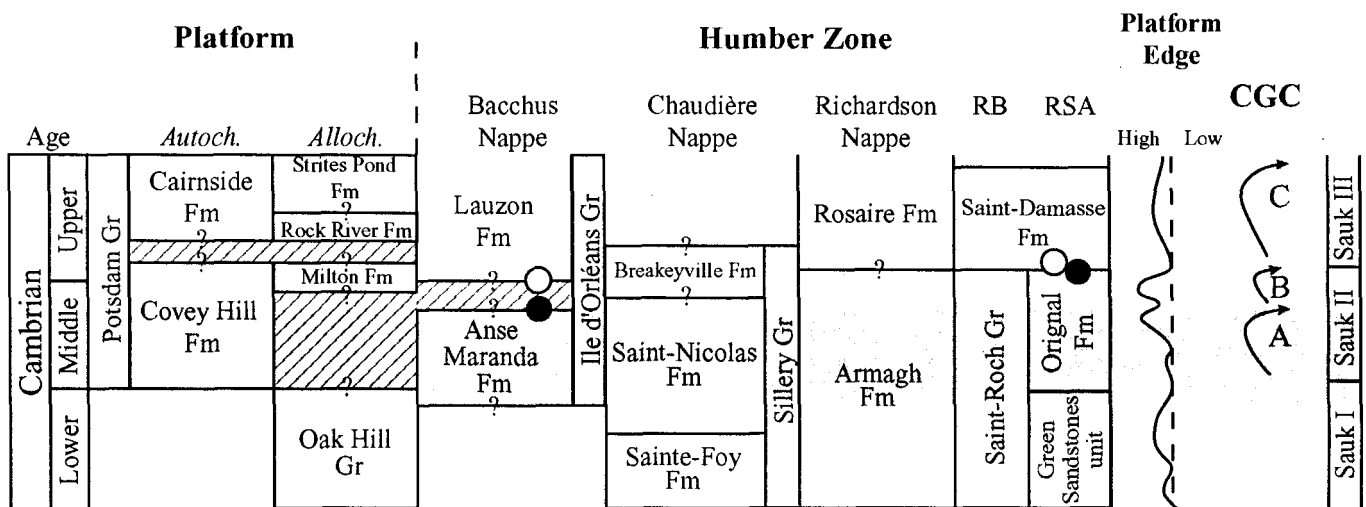


Figure 4.2 Cambrian stratigraphy within the Québec Reentrant. RB: Rivière Boyer Nappe, RSA: Rivière Sainte-Anne Nappe. Filled circles indicate major debris flow occurrence and unfilled circles indicate major limestone conglomerates (modified from Lavoie *et al.* 2003). To the right, sea level variation, position of the Cambrian Grand Cycle (CGC) from James *et al.* (1989) and Sloss (1988) subsequences.

Microfossils also recently found in the Sillery Group (Chaudière Nappe) and Saint-Roch Group (Bas-du-Fleuve Nappes), previously thought to be unfossiliferous, have permitted some stratigraphic revision (Lavoie *et al.* 2003). Their Cambrian age has confirmed the correlation with the Anse Maranda Formation. Rock units of the Sainte-Hénédine Nappe are more pelitic, more deformed and, currently no fossils have been reported from them. Correlation with the Anse Maranda Formation, possibly as a more distal equivalent of the Anse Maranda remains based on petrographic and structural analysis.

The regional extent of the Anse Maranda Formation and the adjacent formations has been mapped (Lebel and Hubert 1995; Rondot 1989; St-Julien 1995). Several lithofacies were identified and mapped within the Anse Maranda Formation; however, these are not consistent from one area to the next. The present work is based on four measured sections at Anse Maranda (AM), Plage Gilmour (PG), Anse aux Canards (AC) and Ile du Fer à Cheval (IFC) (Figures 4.1b, 4.3). A composite section for the (now obsolete) Saint-Bernard-sur-Mer formation (SB; Figure 4.3) is based on data from Rondot (1989) and new field data. These sections were used to define the ichnogenas assemblages and lithofacies described in this work.

4.4 Ichnogena assemblages

Saint-Julien (1995) recognized bioturbation of the Anse Maranda sediments, but neither identified nor interpreted the traces.

The weak deformation and low metamorphic grade of the formation has not significantly modified the original shape of a large array of trace fossils (i.e., burrows).

Three different assemblages have been recognized and were defined according to ichnogenera occurrence, density and behaviour interpretation. Several ichnofossils, such as *Planolites*, are present in all three assemblages, while others have a more restricted distribution. Each assemblage is representative of a distinctive energy level within the sedimentary environment.

4.4.1 Assemblage 1

Assemblage 1 has both a low population diversity and density. It is composed of *Helminthopsis hieroglyphica* and *Planolites*. Both are horizontal to slightly inclined burrows that indicate a deposit-feeding behaviour (Pemberton *et al.* 2001). While *Planolites* have no specific environmental association, *Helminthopsis* is usually part of the *Zoophycos* ichnofacies that is found on distal continental shelves (Pemberton and MacEachern 1992; Pemberton *et al.* 2001). This assemblage represents a low-energy sedimentary environment where sediments and organic matter slowly accumulate on the sea bottom. In the Anse Maranda Formation, it is associated with AM1 and AM6 lithofacies (Figure 4.3; see below for lithofacies description).

4.4.2 Assemblage 2

The second assemblage has a greater population diversity and density. It is composed of horizontal traces such as *Planolites*, *Helminthopsis*, *Palaeophycus* and *Thalassinoides* with scattered vertical burrows such as *Chondrites*, *Laevicyclus* and *Cylindrichnus*. *Thalassinoides* and *Chondrites* are indicative of a complex behaviour that includes bottom- and suspension-feeding (Pemberton *et al.* 2001). The *Laevicyclus* and *Cylindrichnus* suggest dwelling burrows of either a suspension-feeder, or a predator. While presence of *Helminthopsis* suggests a low energy environment, the other traces indicate higher energy with more sediment in suspension. *Helminthopsis* is found at the top of the sandstone beds and in the finer-grained sediments. All traces in this assemblage, except *Helminthopsis*, are part of the *Cruziana* and distal *Skolithos* ichnofacies which represent an upper to lower offshore environment (Pemberton and MacEachern 1992). This assemblage is interpreted as an episodic high-energy sedimentary environment, and overlies the first assemblage. The smooth transition between the two is interpreted as indicative of a relative decrease in water depth. The second assemblage is most common in the AM2 and AM4 lithofacies (Figure 4.3).

4.4.3 Assemblage 3

Assemblage 3 contains *Planolites*, *Chondrites*, *Palaeophycus*, *Skolithos*, *Thalassinoides* with minor *Arenicolites* and *Cylindrichnus*. All these traces suggest a high-energy environment with bottom-feeders, suspension-feeders and predators. The main

difference with the two other assemblages is the absence of *Helminthopsis* and the occurrence of *Skolithos*. The *Skolithos* burrows can be found in almost any environment, but the ichnofacies generally indicates a high-energy marine setting such as the upper offshore (Pemberton and MacEachern 1992). This assemblage made of both *Cruziana* and *Skolithos* ichnofacies is, therefore, a high-energy assemblage. It is found only in the sandstone-rich AM5 lithofacies where sea-level could, therefore, have been at its lowest, i.e., at the AM and PG sections (Figure 4.1b, 4.3).

4.5 Petrography

There are no significant changes in the mineralogy of mudstones and sandstones throughout the Anse Maranda Formation except for the debris flows (AM3 lithofacies). The mineralogy of mudstone was determined by XRD, and consists of quartz, illite, chlorite and albite. Red mudstones contain hematite. There is calcite in few samples. Sandstone beds are fine-grained arkosic wacke composed of quartz (40%), feldspar (both albite and oligoclase, 9%), glauconite (5%) and chloritized detrital biotite and muscovite (2%). The remaining 44% is either calcite cement (Figure 4.4a) or clay matrix (Figure 4.4b) and calcite cement or a mixture of both (Figure 4.4c). Accessory phases are zircon, tourmaline and titanite with traces of iron oxides and sulphides. Feldspar grains are altered, either to calcite, or to a mixture of chlorite and illite. Sandstones and mudstones from the Anse Maranda Formation have a composition fairly similar to that of other rock-units from the shale – feldspathic sandstone assemblage (St-Julien and Hubert 1975).

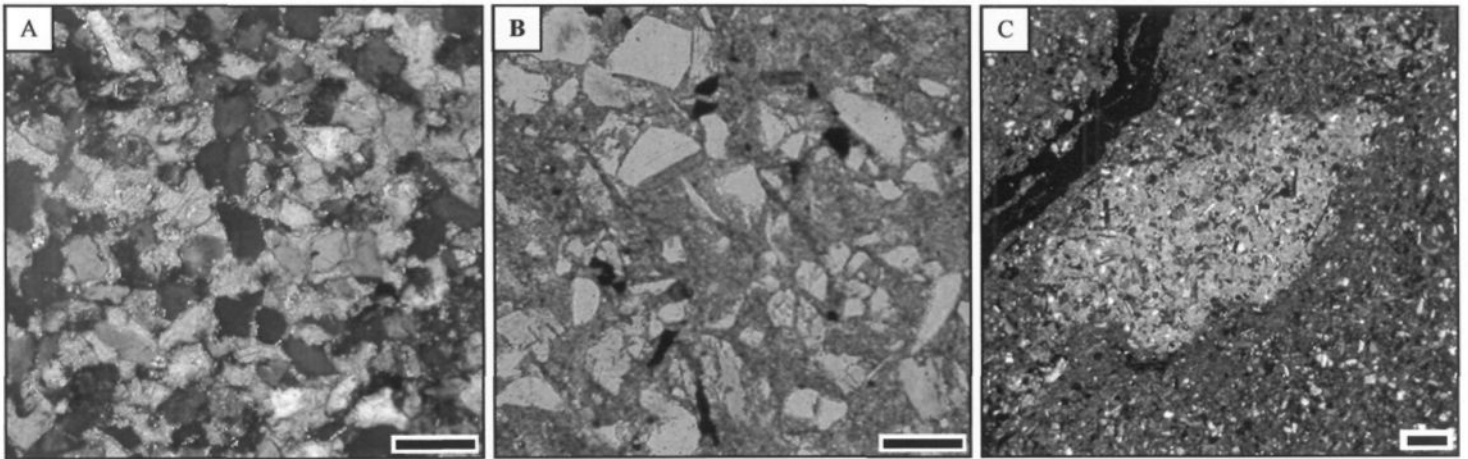


Figure 4.4 Different kinds of cement and cementation patterns observed in the Anse Maranda Formation sandstones. A) Non-bioturbated sandstone with calcite-cemented burrow. B) Bioturbated sandstone with muddy matrix. Note textural change changes from A) to B): clast-supported to matrix supported, poorer sorting, greater abundance of angular fragments. Most of the matrix in B) is related to infiltration by bioturbation and diagenetic destruction of feldspar. C) Calcite cementation of a burrow (light grey) in mud rich sandstone. Scale bar is 100 microns.

The main differences are the occurrence of glauconite and a greater proportion of muddy matrix in the Anse Maranda Formation.

Glauconite is a series of mineral of great significance in the determination of depositional environment. It forms in marine settings where sediment accumulation rates are low (Odin and Matter 1981). Its presence alone, however, does not warrant an accurate environmental interpretation. The distinction between autochthonous (*in situ*) and allochthonous (reworked) glauconite is required (Amorosi 1997). Glauconite from the Anse Maranda Formation occurs as unbroken over-sized pellets that exhibit *craquelures* (Figure 4.5a). It is found only in sandstones, or within burrows in mud-rich facies. These characteristics are typical of autochthonous glauconite (Amorosi 1997). Glauconite occurrence is scarce in the IFC section and part of the AC and SB sections. The broken grains (Figure 4.5b) and its distribution along remaining laminae suggest it was partially reworked and re-deposited; it is best interpreted as parautochthonous (intra-sequential) rather than autochthonous as is the case in the rest of the formation.

Most of the muddy matrix is not syn-depositional. A significant amount is due to; 1) alteration of plagioclase and K-feldspar grains during diagenesis (see below), and 2) early mixing of mud during burrowing. It is difficult to differentiate between the two and to identify a syn-depositional matrix. The distribution and nature of the muddy matrix and calcite cement will be discussed later.

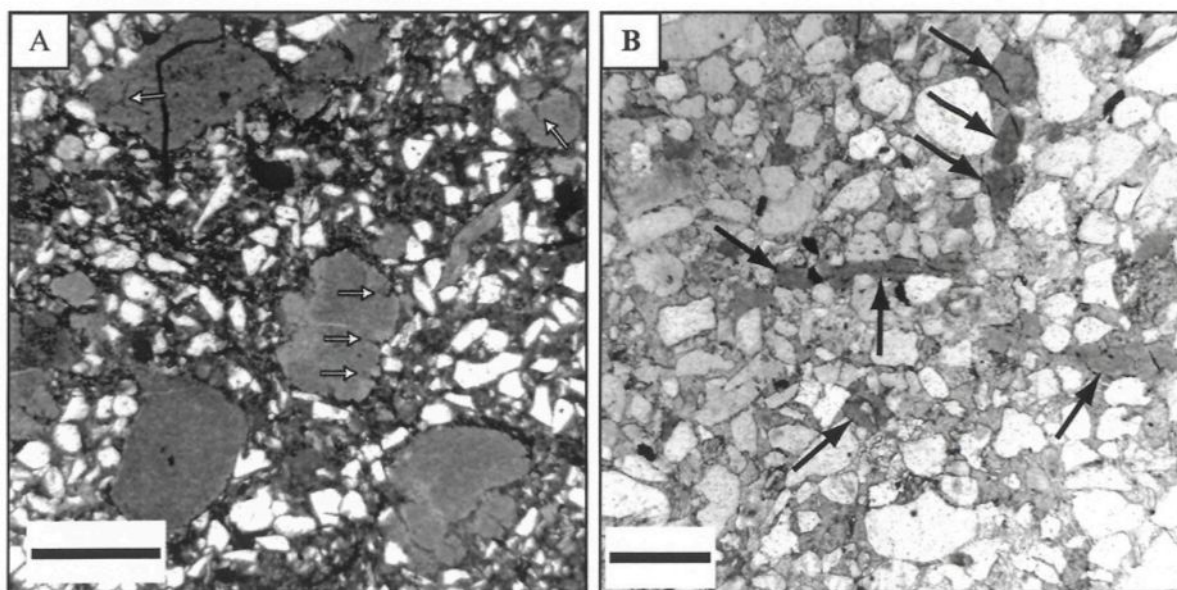


Figure 4.5 Difference between autochthonous and parautochthonous glauconite in the Anse Maranda Formation. A) Oversized glauconite in a bioturbated muddy sandstone (AM2 lithofacies) suggests an autochthonous nature. Arrows point to fragile craquelures also indicative of in-situ growth. B) Well-sorted, broken glauconite grains (arrows) in AM6 lithofacies suggest a parautochthonous (intra-sequential) nature. Scale bar is 5 mm.

4.6 Lithofacies

Lithofacies AM1 is found at the base of the formation. It is composed of interbedded red and green mudstone with minor purple intervals at the AC section. Red-coloured mudstones occur most commonly in the lowermost exposure of the formation. The mudstones are laminated, but some show disrupted bedding due to bioturbation. Rare, very fine-grained, massive sandstones form thin (2-3 cm) lenticular beds.

The AM1 lithofacies gradually coarsens upward with the occurrence of more sandstones and siltstones (5-50%) to form lithofacies AM2. There are no red mudstones. Sandstone beds are thicker (up to 30 cm) and more continuous. They remain lenticular and typically have a slightly wavy, erosive base. Only 10% of the beds show poorly-defined parallel laminations.

The AM3 lithofacies is characterized by beds with a chaotic morphology and a sharp contact with other lithofacies. This lithofacies is generally found at the top of the formation, except at the AM section where it is found near the mid-section (Figure 4.3). It forms meter-thick beds with 10% of large clasts (up to 10 cm) floating in a sandy mud matrix similar in composition to previous facies. Clast compositions are variable and soft fragments of intraformational glauconitic sandstones and mudstones are found in beds of the AC, AM and the basal bed of the IFC sections. The topmost bed at the IFC section contains both fragments of glauconitic sandstones, dark mudstones and exotic limestone clasts.

Most commonly, the AM2 lithofacies becomes sandier up-section and passes gradually to the AM4 lithofacies that is composed of alternating sandstone (50% to 75%) and fissile,

silty sandstones with some very thin (less than 1 cm) disrupted beds of mudrock. Sandstones are thick (30 cm), massive and tabular-shaped. Silty sandstone beds (15 cm) have wavy bedding that is probably related to mechanical compaction by the overlying thicker and coarser-grained sandstone beds. No sedimentary structures were observed in either outcrop or hand sample.

The coarsening-upward succession continues with the AM5 lithofacies that is composed of tabular, metre-thick amalgamated massive sandstone beds with local, thin (less than 2 cm) disrupted mud drapes. Red sandstone beds only occur in this lithofacies.

The AM6 lithofacies is poorly bioturbated and more complex because of slight differences between the sections where it is found.

In the AC section, the AM6 lithofacies is dominated by red, purple and green mudstones with 10% sandstone beds. One of these sandstones has a conglomeratic base composed of 25% intraformational clasts. Larger clasts are located at the base of the bed and are imbricated. The bed grades up-section into a laminated sandstone, which has a sharp contact with the overlying mudstone. The base of the conglomerate bed is sharp and irregular suggesting local and shallow channelling. Sandstone beds are thin (less than 10 cm), white to light green and show parallel laminations overlain by cross-laminations, or contain only cross-laminations. Both basal and upper contacts with the mudstones are sharp.

At the IFC section the AM6 lithofacies contains several 3 cm-thick sandstone beds that have planar lamination overlain by cross-lamination. These light green medium-grained sandstones are interbedded with red and green siltstones and fine-grained sandstones.

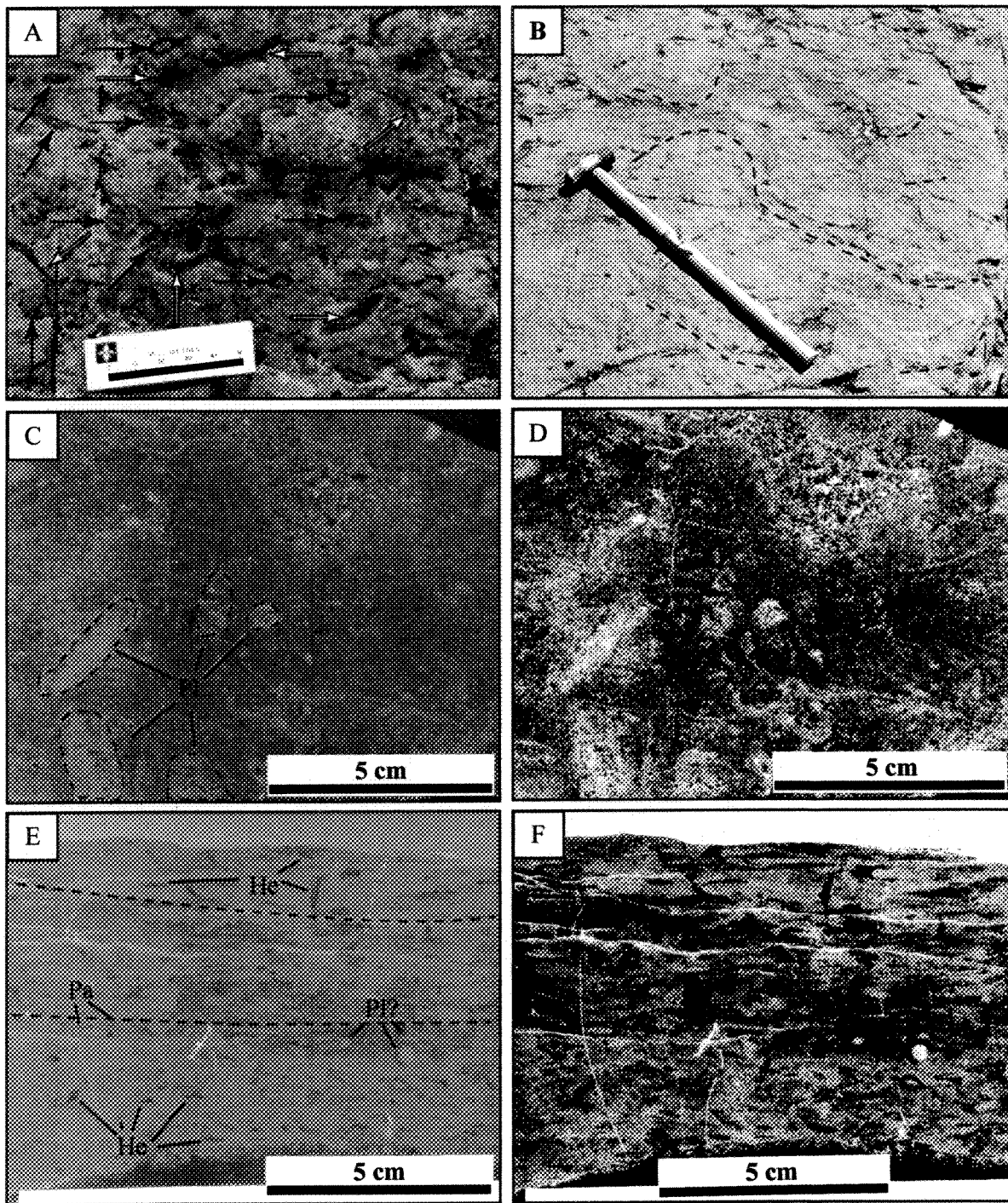
Unlike any other sediment from the Anse Maranda Formation, the sandstones from the IFC section contains very few to no glauconite pellets and few burrows.

The SB section is dominated by AM6 lithofacies ¹. The lower 275 metres are interbedded sandstones and siltstones except for the occurrence of one 50 cm-thick coarse-grained sandstone with a conglomeratic base near the base of the section. This bed has a distinctive normal-graded, clast-supported conglomerate lower part that contains quartz pebbles which grades into coarse-grained green sandstone with planar and cross-lamination. Sediments in the upper part of the SB section are coarser. The cross-laminated sandstones and conglomeratic sandstones ² are interbedded with fissile green siltstones and silty sandstones.

Several sandstone beds of the AM6 lithofacies show a vertical succession of sedimentary structures indicative of sedimentation from a decelerating flow, such as in a turbidite model in which parallel laminations (Tb) are overlain by cross-laminations (Tc) and wavy laminated strata (Td?). These sedimentary structures are visible in about 80% of the beds.

¹ et ² Voir explications à la section 4.12.

Figure 4.6 (page suivante). Variations in bioturbation intensity in Anse Maranda Formation sandstones. A) Trace fossils observed on bedding plane in lower AM4 lithofacies. Scale bar is 5 cm. B) Large *Planolites* (underlined) on bedding plane in lower AM4 lithofacies. Sledgehammer handle is 70 cm long. C) Example of structureless massive bed. Totally reworked sandstone bed of the AM5 lithofacies. Dashed lines surround burrows that are still visible. Note that the glauconite (dark dots) is preferentially distributed in the burrows. D) Same as C) but contrast has been enhanced using imaging software. Burrows show in both black to dark grey (lined burrows) and white to light grey color (calcite cemented burrows). E) Example with poorly-defined bedding. Bioturbated bed from AM4 lithofacies where bedding (underlined) is still visible. F) Same bed as E) with enhanced contrast. Ch: *Chondrites*, Cy: *Cylindrichnus*, He: *Helminthopsis*, Pa: *Paleophycus* and Pl: *Planolites*. All vertical sections are cut slabs.



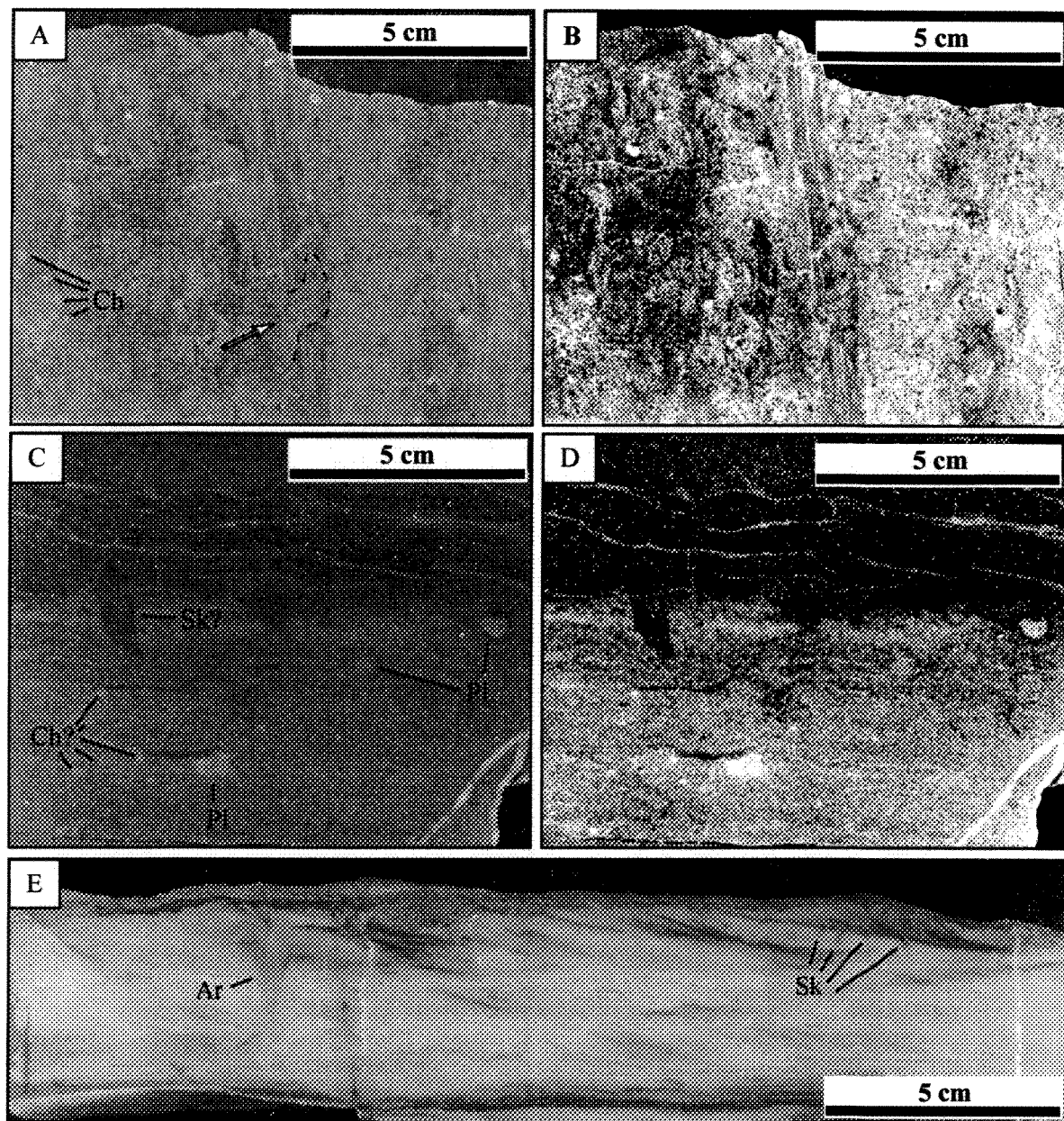


Figure 4.7 Sandstones of the Anse Maranda Formation showing limited bioturbation. A) Example with partly preserved mudstone interbed. Bioturbated sandstones beds separated by a slightly disrupted mud layer in AM5 lithofacies. The arrow points to a burrow penetrating the mud layer. B) Same as A) with enhanced contrast. C) Example with preserved bedding but lack of fine sedimentary structure. Discrete reworking of a laminated sandstone bed of the AM6 lithofacies. D) Same as C) with enhanced contrast. E) Example with preserved sedimentary structure (parallel- and cross-laminations) and limited bioturbation. Ar: Arenicolites, Ch: Chondrites, Pl: Planolites and Sk: Skolithos. All samples are cut slabs.

4.7 Bioturbation intensity and the massive sandstones

Most of the sandstone beds in the AM1 to AM5 lithofacies of the Anse Maranda Formation are massive. The massive aspect of sandstones in sedimentary successions can be related to several syn- or post-depositional processes (Bass 2004) or to efficient biogenic reworking. On bedding planes, burrows occupy between 10% and 25% of the surface (Figures 4.6a, 4.6b). In vertical section the bioturbation is more intense, but not as plainly visible. In the upper lithofacies (AM4 and AM5) sandstones textures support intense bioturbation.

Sandstones are texturally highly immature with large variations in grain size, abundance of muddy matrix and mottled texture (Figures 4.6c, 4.6d). Bioturbation is presumed to be dominated by intense burrowing rather than grazing, the main trace fossils being large *Planolites*. However, the exact nature and intensity of bioturbation is difficult to assess because the burrows are generally unlined. They are best recognized by colour changes with the surrounding sediment and a greater concentration of glauconite grains (likely glauconitized fecal pellets). The wide distribution of burrows, regardless of the bed thickness and the location within the bed, suggests that the massive aspect is due to the homogenization by burrowing organisms. In some cases, there may be partial to total amalgamation of sandstone beds caused by disruption of mudstone interbeds (Figure 4.6e, 4.6f). In the AM2 lithofacies, bedding is still recognizable (Figures 4.7a, 4.7b), but not internal sedimentary structures such as laminae, except for a few beds with parallel lamination. Bioturbation is less intense in the AM6 lithofacies (Figures 4.7c, 4.7d) where sedimentary structures typical of classic to distal turbidites are found (Figure 4.7e).

Sandstones from the other lithofacies do not form significantly thicker beds, and are neither coarser-grained nor better sorted. Consequently, we do not suspect that their massive aspect is a primary syn-depositional feature (Bass 2004). It means that identification of ichnogenas assemblages is the key element to depositional environment interpretation.

4.8 Interpretation of depositional environment

Paleogeographic analyses are mostly established on the basis of the vertical and lateral distribution of the sedimentary textures and structures in the particular lithofacies. In the Anse Maranda Formation, bioturbation has obliterated sedimentary structures particularly in lithofacies AM4 and AM5, and to a lesser extent in lithofacies AM1 and AM2. However, available lithofacies analysis can be combined with ichnogenas assemblages and sediment composition to constrain the depositional environment.

Transition from AM1 to AM2, AM4 and AM5 lithofacies define an upward coarsening and thickening succession that reflects the progressive change from a mud-dominated, low-energy environment to a sand-dominated, high-energy environment as found within numerous prograding or regressive successions. The upward increase in diversity and density of trace fossils within these lithofacies support a similar conclusion. Because the ichnogenas assemblages in the Anse Maranda Formation appear to be controlled by lithofacies (e.g., increase in number of thicker and coarser-grained sandstones), their distribution rather suggests a progressive reduction in water depth of the sedimentary environment than a faunal evolution.

Discontinuous parallel laminations are rarely preserved in the sandstone beds of lithofacies AM1 and AM2. Although they are indicative of sedimentation by traction currents, they are not indicative of any specific sedimentary environment. Observed trace fossils are part of the *Zoophycos*, *Cruziana* and *Skolithos* ichnofacies that indicates deposition on an outer shelf to an upper offshore environment (Pemberton and MacEachern 1992). Laminated sands, in various proportions relative to mud, can be encountered on 1) a shelf environment where they are emplaced by storm, tide and longshore currents, or 2) the upper offshore where they are more probably emplaced by gravity flows, such as turbidity currents. Ichnofacies 2 (AM2 and AM4 lithofacies) is typical of episodic high energy environment. Such changes are most often interpreted as indicating unusual events that occur rather frequently in a low-energy environment. These can either be storms in a shelf environment, or slope failures in an upper slope environment. Both may produce diagnostic sedimentary structures, such as hummocky cross-stratification in storm-dominated shelves, or Bouma sequence in deep-sea fan. Faunas can recover from these temporary changes. Whether sandstone beds are turbidites or tempestites can be partially resolved by looking at the distribution of ichnofossils because the fauna recovers differently from each of these two temporary events. In turbidites there is a zonation of ichnofauna within the bed (Miller 1991; Wetzel 1991). The sudden arrival of coarse-grained sediments in a fine-grained background puts a great stress on the indigenous fauna. The animals are not adapted to such a difference in sediment input and substratum. Therefore, turbidites beds are unlikely to be homogenized by bioturbation (Wetzel 1991). As in turbidites, tempestites usually show different ichnofauna in the event bed compared

to the fair-weather sediments (Miller 1991; Pemberton *et al.* 2001; Wetzel 1991). However, in the case of tempestites the variation in fauna is likely to be less important because fair-weather organisms can generally survive in the high energy event since there are no long term variations in water depth, substratum and turbidity.

Given enough time, intense reworking of the beds following a storm may produce amalgamated beds with few remaining pockets of hummocky cross-stratifications (Dott and Bourgeois 1982). In the amalgamated sandstone beds of the AM4 and AM5 lithofacies, no remains of hummocky cross-stratifications were observed because; 1) total reworking of sediments, 2) scarcity (even absence) of such structures because of grain size and depositional conditions, or 3) limited lateral exposure of laminated beds. Ichnofossil distribution and the total homogenization of the sandstones beds in the AM4 and AM5 lithofacies strongly suggest deposition by storm-induced currents. Similarly, turbidity currents tend to form sand sheets, rather than lenses such as those observed in the AM1 and AM2 lithofacies.

Composition is generally a poor indication of sedimentary environment. However, the occurrence of autochthonous glauconite in the sandstones of AM1, AM2, AM4 and AM5 lithofacies is indicative of a shelf environment. The absence of glauconite in the associated mud is further evidence against a detrital origin (Amorosi 1997). Consequently, a storm-influenced shelf environment is a likely sedimentary depositional environment for these lithofacies. However, the persistence of glauconite and feldspar in the sandstone beds throughout these facies suggests persistence of both starved sediment composition and the

relative proximity of a continental basement, which is something of a paradox. This will be dealt with in the following section.

The AM3 lithofacies are chaotic deposits indicative of slope instability. Occurrence of glauconitic sandstone in these debris flows suggests the erosion of an adjacent glauconite-bearing clastic shelf. Lavoie *et al.* (2003) suggests that the slope instabilities that generated such debris flows form a major event recognized in several other formations (Figure 4.2) and can be attributed to active syn-depositional tectonics along the Laurentian margin. The exotic limestone clasts found in the top debris flow of the IFC section is an early and localized expression of a major erosional event that resulted in the deposition of Late Cambrian limestone conglomerate throughout the Quebec Reentrant following the “debris flow episode” (Figure 4.2). Chaotic deposits are more typical of slope than shelf environments. Thus, the association of AM3 lithofacies with the previous AM1, AM2, AM4 and AM5 lithofacies requires that the shelf environment is not a uniformly plane surface. Rather, some nearby topographic highs from which sediments and underlying rocks can be eroded and locally re-deposited must have been present.

Sedimentary structures are best preserved in the AM6 lithofacies. The common vertical successions of parallel- to cross-lamination in sandstone beds of this lithofacies are similar to those of turbidite deposits. Sandstone beds of AM6 have similar composition to those of the other lithofacies of the formation. However, glauconite in AM6 has a generally allochthonous rather than autochthonous morphology. Thus, both sedimentary structures and composition favour re-sedimentation from an adjacent source of similar composition located higher up-slope. Re-sedimentation is further supported by fragments

of glauconitic sandstones in several conglomerate beds in AM6. There are few trace fossils in the fine-grained sediments, but they are from the low-energy assemblage. The occurrence of *Skolithos* at the top of sandstone beds suggests the arrival of hard bodied organisms with the transported shelf sediments that were doomed pioneers (Pemberton *et al.* 2001). Both AM3 and AM6 lithofacies can be interpreted as re-sedimentation from an adjacent shelf. While the cause of re-sedimentation cannot be clearly ascertained, it is reasonable to presume that it was storm-generated.

4.9 Incidence of bioturbation on diagenesis

Diagenetic study of sandstone in the Québec City area is limited to Ogunyomi's work (1980). Several diagenetic features present in the Anse Maranda Formation sandstones were previously identified in the Sillery Group. The relations between all the diagenetic features in the Anse Maranda Formation suggest the following timing of event: 1) glauconite diagenesis and coloration of the sandstones, 2) calcite cementation, 3) mechanical compaction, 4) quartz cementation (few occurrences), and 5) illite – chlorite – albite matrix, and albitization of plagioclase. Whereas the glauconite diagenesis is not related to any lithofacies, the distribution of all the other diagenetic features is controlled by the intensity of bioturbation.

Overall, bioturbated and non-bioturbated sandstones of the Anse Maranda Formation have similar compositions. Differences in composition between them (Table 4.1) are due to their different diagenetic evolution which, in turn, is related to changes in the original

and subsequent porosity and permeability. Parallel- and cross-laminations produced by traction are the common relict sedimentary structures in the turbidites of the AM6 lithofacies. Sandstones deposited by turbidity currents generally have a good primary porosity. Burrows can be compared to pipes that channel fluid circulation (Pemberton *et al.* 2001; Pike *et al.* 2001). Although the burrow acts as a porous conduit, total porosity and permeability of the host sediment is actually reduced because the mixing of mud and sand by the burrowing organism efficiently destroys the primary porosity. The circulation of an early fluid from which calcite cement precipitates will then be more significant in the permeable non-bioturbated sands (AM6 lithofacies) and in the burrows of the bioturbated sands than in the bioturbated sediments. Some calcite cement will also occur in sandstones that have the remains of planar laminations, such as in the AM2 lithofacies. The early cementation results in less mechanical compaction of soft grains (glauconite and chloritized mica) within the burrows and the laminated sandstones compared to the ones in the host sediment. It also caused the burrows to retain their original shape despite further mechanical compaction. This cementation is obvious in *Planolites* (Figure 4.4c), but also occurs in smaller *Chondrites* (Figures 4.6e, 4.7c).

Later during burial diagenesis, the fluids could no longer circulate within the calcite cemented sediments and so forced their way through the less permeable bioturbated sandstones. This late diagenetic event favored the formation of the illite – chlorite – albite matrix visible in the AM1, AM2, AM3, AM4 and AM5 lithofacies. Ogunyomi (1980) also noted that cemented beds of the Sillery Group contain very few diagenetic clay minerals. A pseudo-matrix may form by degradation of feldspar in contact with an iron-rich fluid

(Morad and Aldahan 1987). The composition of plagioclase (Table 4.1) suggests that albitization took place after, or likely during, calcite cementation. However, the exact timing versus the pseudo-matrix formation is uncertain. Hydrocarbon migration was also, at some point, more effective in the bioturbated sandstones than in the (originally) porous turbidites (R. Bertrand 2003, written communication).

The glauconite from the Anse Maranda Formation is an aluminium-rich one. Glauconite with an aluminium-rich composition is thought to develop during late diagenesis (Guimaraes *et al.* 2000; Ireland *et al.* 1983). However, the minimal compositional differences between the glauconite in the sandstones and the one in the burrows suggest that glauconite diagenesis took place prior to early calcite cementation. The iron then lost by glauconite might be the source for the hematite in the red sandstone.

4.10 Paleogeography

The exposure of the Cambrian, arkosic, glauconite-bearing sandstones of the Anse Maranda Formation is very limited. This may relate to the tectonic burial of a more extensive original distribution of Anse Maranda-type rocks by the Taconic nappes. Alternatively, it may reflect the paleogeographic distribution of these sandstones, since very particular, local palaeogeographic conditions were required for their formation.

Table 4.1 Comparison of diagenetic features in Anse Maranda sandstones.

Diagenetic Features	Laminated (non bioturbated) sandstones	Bioturbated sandstones	
		Sandstones	Burrows
Colour	Green and white	Green or red	Greenish white
Plagioclase composition	Andesine (An ₃₂)	Oligoclase (An ₂₅)	Andesine (An ₃₅)
Calcite cement	20%	Traces	25%
Chlorite matrix	Traces	40%	None
Compaction	Minor	Important	Minor
Glaucony composition	Al-rich (20% Al ₂ O ₃)	Al-rich (20% Al ₂ O ₃)	Al-rich (21% Al ₂ O ₃)

A recent paleogeographic reconstruction of the Québec Reentrant, based on the distribution of coarse-grained sediments (Cousineau and Longuépée 2003), proposed that during Cambrian times, the major sediment input along the Laurentian margin was at the mouth of the Saguenay (to the northeast of the Anse Maranda) and at the Ottawa-Bonnech  re grabens (to the southwest). At that time, ancestral North America was oriented 90 degrees clockwise to its current position and straddled the equator. The study area was located just south of the equator (Lavoie *et al.* 2003), thus it lay within the southern trade wind belt. Therefore, sediments from the Ottawa delta could have been transported by longshore currents farther to the southwest (Dennis 1964; Marquis and Kumarapeli 1993) but not in the direction of the Anse Maranda area. The predominance of deltaic deposits to the southwest and deep-sea fan deposits to the northeast has been interpreted as reflecting a major change in the configuration of the margin during Cambrian times. While the area southwest of Québec City would have been a wide shelf, the area to the northeast would have been a narrow shelf cut by a major canyon that delivered most clastic debris directly to a deep-sea fan. Thus, transport by alongshore currents from a northerly located shelf towards the southwest to the Anse Maranda area would have been limited. The cause of such a change in morphology was attributed to the existence of a basement topographic high near Québec City, originally called the Montmorency Promontory (Belt and Buss  re 1981).

The existence of a narrow shelf adjacent to such a headland in Cambrian time can best explain both the limited geographic distribution and the specific nature of the Anse Maranda Formation. With little, or no sediment coming out from the paleo-Saguenay area,

the marine shelf near Québec City must have been mostly sediment starved. The abundance of sandstone beds of arkosic composition is unusual for starved sediments deposited near the external edge of a platform. They are more typical of sediments deposited relatively near a feldspar-rich source rock, such as a granitic basement. Thus, the continental headland adjacent to this narrow shelf must have had some relief, and a number of small streams to deliver the arkosic sediments to the shelf. The occurrence of glauconite, a marine iron-silicate, instead of berthierine also indicates that fresh water had no influence on sedimentation in the Anse Maranda area (Odin and Matter 1981).

Recent paleontological data have both confirmed the Cambrian age of the Anse Maranda and its correlation to the other green feldspathic sandstone assemblages of the Humber zone near Québec City (Lavoie *et al.* 2003) such as the Early to Late Cambrian Sillery (formerly known as the Charny Group), the Armagh and the Saint-Roch groups (Figure 4.2). Rocks from these groups are composed of arkosic wacke, red and green mudstones and some polymictic and limestone conglomerates. Bouma-type successions are common and indicate sedimentation in deep-sea fans. They are interpreted to have been deposited along a rifted margin that had a step-like profile, favouring resedimentation by cannibalisation from topographically higher level basins to deeper lying basins (James and Stevens 1986; Keith and Friedman 1977; Lajoie *et al.* 1974; Ogúnyomi 1980; Vallière 1984).

In contrast to the glauconite-bearing Anse Maranda-type sediments, the other sediments of the shale – feldspathic sandstone assemblage are widespread and can be traced from Newfoundland to Georgia (Williams and Hatcher 1983). These are usually devoid of

glaucinite, except those adjacent to the Anse Maranda Formation where glauconite is found in trace amounts in some sandstone beds. All glauconite found in these rocks is allochthonous in nature. This further confirms; 1) the coexistence of a glauconite source for these sediments, and thus the correlation of the Anse Maranda Formation with other rock units of the shale – feldspathic sandstone assemblage, and 2) that a shelf with glauconite-bearing sediments lay upstream from the deep-sea fan environment associated with rocks of this assemblage. Glauconite grains were probably introduced in these sediments from the Anse Maranda shelf by either slope failure or by storm action. Their presence in more than one nappe (Chaudière and Bas-du-Fleuve) might also suggest that the original distribution of the Anse Maranda Basin was more continuous than the current exposure and that parts of the basin were either totally eroded or may lie under some of the Humber zone nappes.

The details of the configuration of the Anse Maranda basin cannot be reconstructed. However, lateral lithofacies distribution, glauconite occurrence, sandstone composition and ichnogenia assemblages all point to an irregular shelf as illustrated at Figure 4.8. The lithofacies from the Anse Maranda Formation can be divided into storm-influenced deposits (AM1, AM2, AM4 and AM5) and gravity flow deposits (AM3 and AM6). The storm-influenced beds are generally found toward the west (AM and PG sections), whereas the gravity flow deposits are more common in the eastern sections (AC, IFC and SB). They are either more localized (AM3) or evenly distributed (AM6). These changes could be related to changes in shelf morphology and/or to water depth.

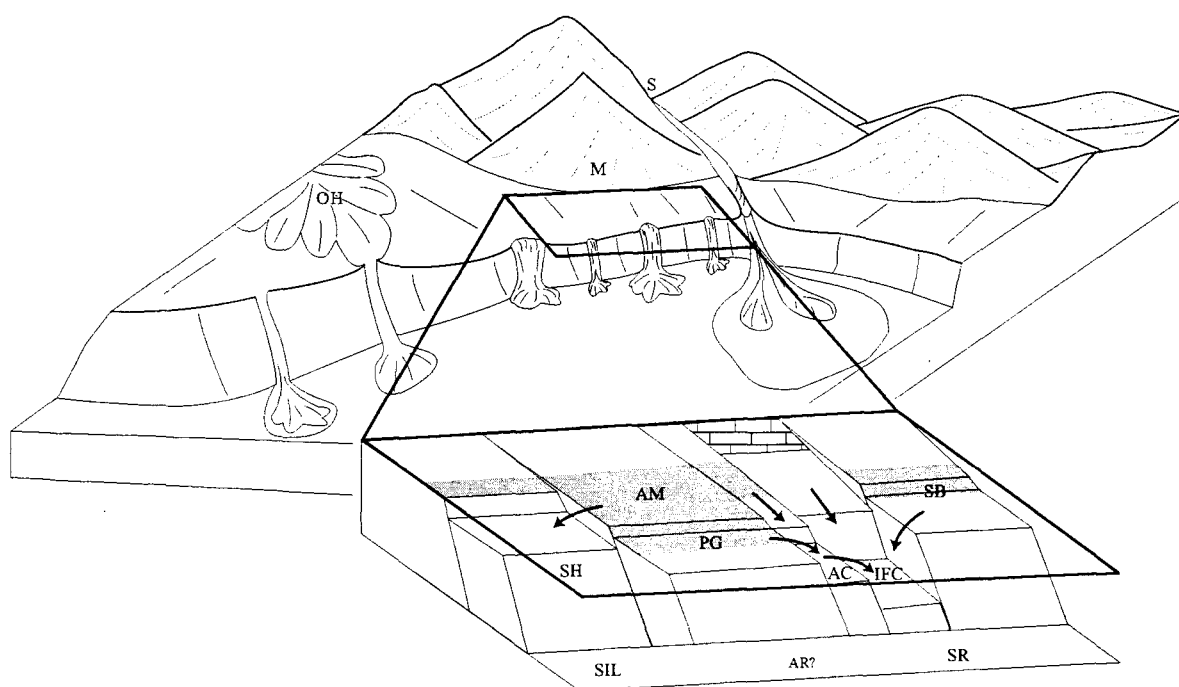


Figure 4.8 Paleogeographic reconstruction of the Québec Reentrant in the vicinity of the Montmorency Promontory and detailed rift configuration needed to explain the distribution of different lithofacies. AC, AM, PG, IFC and SB are measured sections. SIL: Sillery Group, AR: Armagh Group, SR: Saint-Roch Group, SH: Sainte-Hénédine Formation, OH: Oak Hill Group. M: Montmorency Promontory and S: Paleo-Saguenay River. Shaded areas are glauconitization zones. A localized limestone source is needed to explain the limestone-bearing debris flow deposit at the IFC section. Arrows represent sediment transport pathway.

The localized distribution and irregular composition of the AM3 lithofacies could indicate the existence of an isolated topographic low on the shelf (Figure 4.8). Similarly, the more westerly shelf sediment likely served as the source for the turbidites deposited below storm-wave base, in a deeper-water sub-basin. Thus, the easterly turbidite-dominated AC and IFC sections may represent an area of intermediate water depth between a western shallow shelf and the deep-sea fan deposits of the other Cambrian formations that lie currently to the southeast. The generalized abundance of AM6 lithofacies to the northeast (IFC and AC) and the presence of few detrital glauconite grains indicate the erosion of a western shelf and transport of sediments toward eastern sub-basins. This configuration, with deeper sub-basins must have persisted for some time. In the east, the deep-sea turbidites of the Middle Cambrian Île-aux-Coudres Formation lies directly on the Anse Maranda Formation. However, in the western areas (AM and PG sections) equivalent slope deposits are dated as Late Cambrian (Lauzon Formation).

The rock units from the Sainte-Hénédine Nappe (Castonguay *et al.* 2001) are also correlated with the Anse Maranda Formation. It is multicoloured, mudstone-rich with few sandstones or conglomerates and is similar to the AM6 lithofacies found at the AC section. The rocks from the Sainte-Hénédine Nappe are interpreted as the distal equivalent of the Anse Maranda Formation (Lebel and Hubert 1995). The Sainte-Hénédine Nappe extends laterally southwestward of the Anse Maranda Formation for about 20 km. It is fault bounded and more tectonically deformed than the Anse Maranda Formation. The reconstruction of this part of the shelf is consequently problematic. It is uncertain whether these sediments spilled uniformly on a homogeneous slope, or were funnelled by gullies.

Similarly, it is unsure if the main Anse Maranda basin could have been slightly tilted to act as a trap for the coarser sediments.

4.11 Conclusions

This work has led to a significant re-interpretation of the sedimentary environment of the Anse Maranda Formation. The formation was originally interpreted as a deep-sea fan dominated by proximal turbidites (Lebel and Hubert 1995; St-Julien 1995). However, the massive aspect of sandstones beds is instead been found to be caused by intense bioturbation. Ichnogena assemblages and the occurrence of autochthonous glauconite further suggest that the sandstones were deposited on a continental shelf to upper slope setting, and not on the deep-sea floor. The relationship between ichnogena assemblages and the coarsening-upward sequence indicates that the variation in the fauna is due to a relative sea level ³ fall rather than episodic variations in energy level. Relict sedimentary structures and ichnogena assemblages suggest deposition by storm-induced currents in most of the formation. Some lithofacies, however, were emplaced by gravity currents possibly generated during storms, especially in the northeast and toward the top of the formation. Bioturbation not only destroyed original sedimentary structures, but also influenced later diagenesis. Early calcite cementation occurred preferentially in the burrows and non-bioturbated, laminated sands. This cementation resulted in differential compaction and further favored chloritization of bioturbated sandstones during deeper burial.

The Anse Maranda Formation is unique in the Humber Zone of the Northern Appalachians because of its glauconite content, and this indicates that the shelf was sediment-starved. This is attributed to its deposition along a relatively isolated, narrow shelf adjacent to a basement promontory. The original extent of the Anse Maranda Formation is unknown. To the northeast, differences between the Anse Maranda and the Saint-Bernard-sur-Mer formations are so minor that we propose to drop the (informal) name of the latter. To the southwest, correlation with rock units of the Sainte-Hénédine Nappe (possibly a more distal equivalent of the Anse Maranda Formation) is maintained. Recent microfossil data in the Anse Maranda Formation and the adjacent Cambrian rocks of the Humber Zone confirm their age and support their previous correlation.

The present study is the first to acknowledge the importance of trace fossils in the Humber zone of the Northern Appalachians. The proposed ichnogenassemblages lead to a re-interpretation of the depositional settings. Preliminary work led to the recognition of burrows in all rocks of the external domain of the Humber zone, and even in the deformed Caldwell Group of the Humber internal domain. Identification of these trace fossils could eventually lead to a better understanding of the Cambrian rocks in the Appalachians and to the resolution of other correlation problems.

4.12 Corrections post-publication.

¹ L'inclusion de la majorité de la section Saint-Bernard-sur-Mer dans le lithofacies AM6 se fait sur la base des textures observées et non sur la base des lithologies. Comme les 700 premiers mètres de la section SB montrent peu d'évidence de bioturbations et que les structures sédimentaires reliées aux processus physiques y sont conservés, ces roches sont donc associées au lithofaciès AM6.

² Le terme grès conglomératique (*conglomeratic sandstone*) n'existe pas car il s'agit de deux roches différentes. Il s'agit d'un lit composé d'une base conglomératique et d'un sommet gréseux.

³ Bien qu'il n'existe aucune évidence directe d'une régression et que la présence de glauconite suggère même une transgression, le Cambrien moyen se caractérise par une baisse du niveau marin relatif au travers les Appalaches. Il est donc logique de suggérer que la région de Québec était soumise aux mêmes variations eustatiques.

CHAPITRE V

MUDDY SEDIMENTATION AT THE EDGE OF A NARROW SHELF DURING CAMBRO-ORDOVICIAN TIME: THE LAUZON AND POINTE-DE-LA- MARTINIÈRE FORMATIONS, QUÉBEC CITY

**Longuépée, H. and Cousineau, P.A., pour soumission à la Revue canadienne des
Sciences de la Terre.**

5.1 Résumé

Au cours des dernières années, des efforts ont été mis à raffiner les corrélations stratigraphiques des Appalaches du nord. Des études biostratigraphiques ont permis de caler dans un cadre temporel, les différentes unités cambro-ordoviciennes de la marge de Laurentia, de Terre-Neuve jusqu'au sud-ouest de la Province de Québec. Cependant, peu de travaux ont été dédiés à la compréhension des variations latérales de la stratigraphie le long de l'orogène, même à l'échelle locale. Ce genre de travaux s'avère important, non seulement pour la définition de la paléogéographie d'un segment de la marge, mais pour la compréhension de la construction de la chaîne appalachienne et la distribution des sédiments provenant de l'orogénèse.

Le Groupe d'île d'Orléans est localisé dans un secteur clé du Réentrant de Québec car il est adjacent au Promontoire de Montmorency. Du côté ouest de cette région, les dépôts sont dominés par des faciès de plate-forme, alors que du côté est, on retrouve des dépôts de

pente et de glacis. Les interprétations originales placent d'ailleurs les sédiments du Groupe d'Île d'Orléans sur cette même pente, et ce, sur la base d'un modèle de cône sous-marin maintenant désuet.

La Formation de Lauzon, située dans la partie médiane du groupe, débute par un conglomérat calcaire (conglomérat de Ville Guay; Figure 5.1a). Ce conglomérat est ensuite recouvert de turbidites dont le rapport grès : mudstones est variable (Figures 5.1b, c et d). L'ensemble de la formation montre deux cycles granodécroissants attribués à l'évolution d'un cône boueux/sableux. La Formation de Pointe-de-la-Martinière, qui se retrouve au-dessus de la Formation de Lauzon, montre des associations de lithofaciès différents dans ses parties est et ouest. À l'est les dépôts sont dominés par des mudstones rouges, violets et verts, ainsi que de minces lits de turbidites (Figure 5.2). Ces lithofaciès sont l'expression d'un ou plusieurs cônes boueux. La partie ouest est dominée par des cycles shale noir – mudstone vert – mudstone dolomitique, nommés cycles de Logan (Figure 5.2c), et des alternances shale noir – calcaire (Figure 5.2d). Ces deux lithofaciès représentent un environnement de plate-forme à haute productivité organique où la diagenèse précoce permet la formation de lits et de nodules de calcaire dans les shales noirs et la dolomitisation des calcaires détritiques dans les cycles de Logan.

Les figures 5.1 et 5.2 ne se retrouvent pas dans le manuscrit soumis au Journal Canadien des Sciences de la Terre pour des raisons d'espace alloué. Les figures numérotées 5.3 à 5.9 dans la thèse correspondent aux figures 5.1 à 5.7 dans le document soumis.

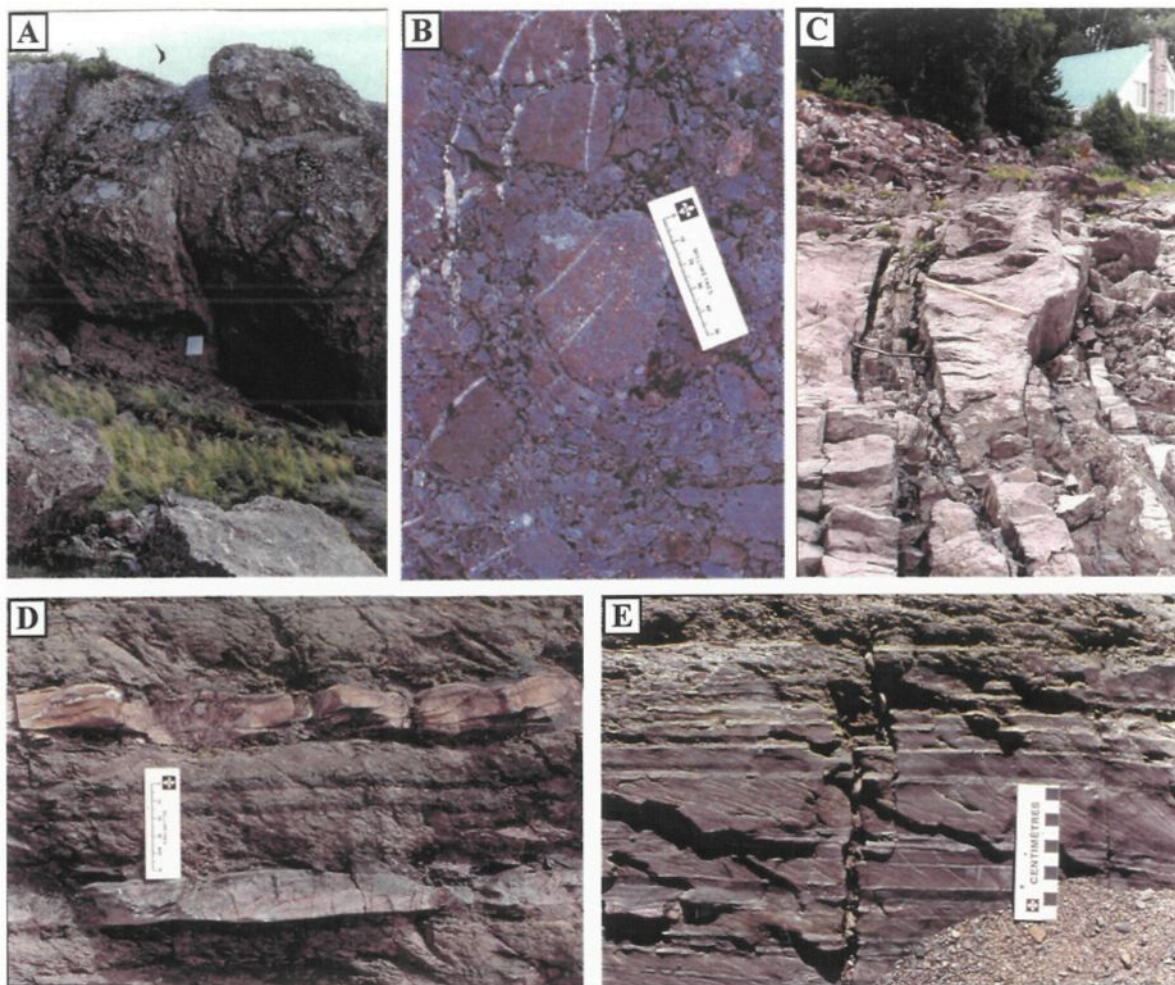


Figure 5.1 Lithofaciès typiques de la Formation de Lauzon. A) Banc épais du conglomérat de Ville Guay surmontant les sédiments fins du lithofaciès AM2 à la section de l'Anse Maranda. Le carré gris pâle au centre de la photo mesure 25 cm de large. B) Détail du conglomérat montrant un support de fragments. Dans les interstices entre les fragments se retrouve du sable grossier riche en quartz. Échelle 5 cm. C) Séquence de turbidites grossières du lithofaciès LZ2) à la section du Moulin de Beaumont (MOB). Ces turbidites ont une base conglomératique surmonté d'un grès massif, à laminations planaires et souvent se terminant par des laminations entrecroisées. D) Autres turbidites (lithofaciès LZ5) à la section MOB. Ce sont des turbidites T_{bcde} beaucoup plus minces que dans le faciès LZ2. E) Alternance fine de siltstones et mudstones de couleur variée. Des laminations planaires se retrouvent parfois dans les siltstones. Il s'agit des turbidites distales (T_{de}) du lithofaciès LZ6. Échelle de 10 cm.

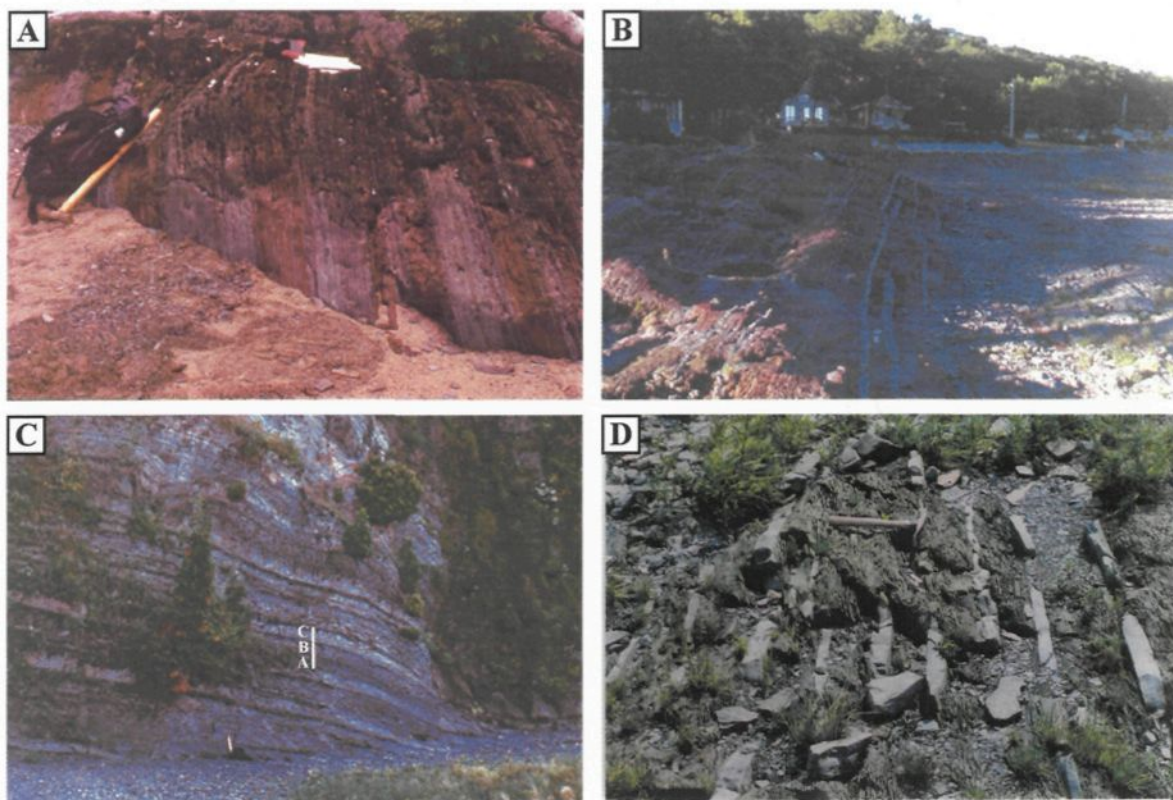


Figure 5.2 Lithofaciès typiques de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. A) Alternance des mudstones rouges violet et gris typiques de cette formation. Photo prise à la section type de la Pointe de La Martinière (PM). Le manche de la masse fait environ 70 cm de long. B) Autre séquence de mudstones rouges. Toutefois, cette séquence située à la Pointe de La Durantaye (PLD) montre des lits cm de turbidites calcaires (couleur pâle). C) Cycle de Logan à l'Anse Labrie (AL). Un exemple de cycle est souligné au centre de la photo avec la base de shale noir (A), surmontée de mudstone gris vert (B) et de mudstone dolomitique (C). Noter la masse de 70 cm au pied de l'affleurement. D) Séquence de grès gris foncé à noir intercallée de calcaire à grain fin (section PM). Noter l'aspect discontinu de ces calcaires massifs qui sont en fait des concrétions et lits concrétionnaires. Le manche du marteau fait environ 30 cm.

Le début de la sédimentation de la formation de Lauzon coïncide avec un affaissement de la marge suivi d'une transgression. Cette transgression s'est poursuivie au cours de l'Ordovicien précoce à moyen pour permettre l'établissement d'une large marge passive. Les variations est-ouest dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière est liée à sa position à la limite du Promontoire de Montmorency. De faibles taux de sédimentations et l'élévation des sédiments marins profonds par le bombement périphérique taconien peut avoir favorisé l'oxydation des mudstones.

Les variations observées dans le Groupe d'Île d'Orléans tendent à confirmer la présence du Promontoire de Montmorency. Le modèle paléogéographique peut être également utilisé pour expliquer les variations de faciès en bordure d'autres promontoires le long de la chaîne appalachienne.

5.2 Introduction

During the last decade, the increasing need to locate hydrocarbon accumulation in sand bodies in deep muddy settings such as the Gulf of Mexico, West Africa and the North Sea has led to a better understanding of turbidite systems. Geometry and depositional style of submarine fans are highly variable, but they can be divided in twelve classes according to their grain size and feeder system (Reading and Richards 1994). The large array of feeder systems, from gravel-rich point-source to mud-rich linear-source fan, is controlled by several factors amongst which are the source of sediment, shelf morphology, dispersion mechanisms and sea-level (Bouma 2000; Mutti *et al.* 2003; Piper and Normark 2001;

Reading and Richards 1994). The complexity of such systems means that sedimentary facies and lithofacies can vary laterally making along-strike as well as across-strike correlations difficult to establish, both in hydrocarbon exploration and in attempting reconstructions of an orogen.

Traditional correlations of Cambrian and Ordovician rocks of the Quebec Appalachians were either based on biostratigraphy disregarding the lithological nature of the rocks, or on petrographic similarities combined with limited paleontological data (St-Julien and Hubert 1975). Overall, little sedimentological and paleontological data was available to constraint palaeogeographic reconstructions.

On a regional scale, the interpretation of an irregular Laurentian margin with promontories and reentrants has helped to understand the distribution of lithologically similar but diachronous rock units (Lavoie *et al.* 2003). On a more local scale, some work has focused on the influence of headlands and depositional lobes in order to explain lateral changes in stratigraphy (Belt and Bussière 1981; Belt *et al.* 1979; Cousineau and Longuépée 2003; Longuépée and Cousineau in press). The horst and graben morphology of the passive margin (Stanley and Ratcliffe 1985) or the avulsion shifts of sand bodies (Marvinney *et al.* 1999) were used to explain along strike differences.

Within the Humber zone of the Appalachian (Williams and Hatcher 1983), the rift-to-drift, Lower Cambrian – Middle Cambrian, feldspathic sandstone - shale assemblage of St-Julien and Hubert (1975) is relatively homogeneous in composition and widely distributed along the Québec Reentrant. In contrast, the overlying Upper Cambrian - Lower Ordovician shale – limestone conglomerate assemblage, which was deposited in a passive

margin setting (St-Julien and Hubert 1975), shows great lateral (e.g., along the rift axis) and vertical variability in composition and lithostratigraphy (Lavoie *et al.* 2003). This suggests that local palaeogeographic controls and eustatic fluctuations were more significant during the passive margin stage compared to the rift-to-drift stage.

Rocks of the Humber zone have been interpreted as recording the evolution of the Laurentian passive margin, from rift, to drift, to fore-deep. All these rocks have been interpreted as turbidites deposited in deep-water basins wheter they were sand-rich (e.g., Upper Cambrian Saint-Damasse Formation; Hein 1982; Hein and Walker 1982) or mud-rich (e.g., Lower Ordovician Rivière Ouelle Formation; Vallière 1984). Changes from sandier to muddier formations were explained by major eustatic changes, or by variations in channel position within a deep-sea fan. Local palaeogeography or minor sea-level fluctuations were generally disregarded. However, most studies were conducted before the stratigraphic complexities of deep-sea fans were fully realised and documented (Reading and Richards 1994).

The present work focuses on the sedimentology and depositional setting of the Late Cambrian to Early Ordovician Lauzon and Early to Middle Ordovician Pointe-de-la-Martinière formations. Both formations are composed of abundant density-flow deposits. Recent work on the underlying Anse Maranda Formation (Longuépée and Cousineau 2005) has clearly shown the importance of local paleogeography on the distribution of lithofacies. Consequently this work reevaluates these formations by taking into account; 1) that they were deposited at the edge of the Montmorency Promontory, a sediment-starved headland and, 2) that this promontory separates a wide and gently-steepening ramp (i.e., Saint-

Lawrence lowlands) from a narrow and steep shelf (Cousineau and Longuépée 2003). The differences between both formations and their correlative units located in the immediately adjacent areas will be discussed.

5.3 Regional Stratigraphy

The Lauzon and Pointe-de-la-Martinière formations are part of the   le d'Orléans Group located in the Bacchus Nappe at the northwest limit of the Humber external zone near Québec City (Figures 5.3 and 5.4). Although transported by thrust faults, rocks of the   le d'Orléans Group are little deformed. Organic matter reflectance data indicate that the rocks were never buried beyond the catagenesis zone (Bertrand, written communication 2001). The lowermost formation of the   le d'Orléans Group, the Anse Maranda Formation, is disconformably overlain by the Lauzon Formation. The latter begins with a thick limestone conglomerate known as the Ville Guay conglomerate, but is mostly composed of arkosic sandstone and mudstone. Microfossil biostratigraphic data gives an Upper Cambrian age to the Ville Guay conglomerate (Lavoie *et al.* 2003). This supports the existence of a hiatus between the two formations and suggests that the corresponding disconformity is related to the base of Sloss' (1988) Sauk III subsequence. The Pointe-de-la-Martinière Formation conformably overlies the Lauzon Formation. Its base is defined by the first red mudstone bed encountered, but the top of the formation is not exposed (Lebel and Hubert 1995). The base of the Pointe-de-la-Martinière Formation is Tremadocian in age, whereas the top is Darriwilian (Lavoie *et al.* 2003).

In the easternmost part of the Bacchus Nappe, at Île-aux-Coudres location, Rondot (1989) identified two informal units, the Saint-Bernard-sur-Mer and the Île-aux-Coudres formations. Although, the Saint-Bernard-sur-Mer formation has recently been included in the Anse Maranda Formation (Longuépée and Cousineau 2005). The contact between the two formations at Île-aux-Coudres is faulted, but the importance of the bounding fault could not be determined. The Île-aux-Coudres formation, as currently exposed, does not begin with an equivalent of the Ville Guay conglomerate. It contains an acritarch fauna from Middle Cambrian to Late Cambrian at the lowest stratigraphic exposure, and of Tremadocian age (possibly Upper Cambrian) for the upper part of the formation (Burden, written communication 2002). Its base is therefore correlated with the hiatus overlying the Anse Maranda Formation whereas the top is correlated with the lithologically similar Lauzon Formation (Figure 5.4).

The area near Québec City is characterized by numerous small thrust nappes, each with its own stratigraphy. While the Lauzon Formation is found in the Bacchus Nappe and to a limited extent in the Pointe de Lévy Slice, the Pointe-de-la-Martinière Formation is limited to the Bacchus Nappe (Figures 5.3 and 5.4). In the Pointe-de-Lévy Slice, west of the Bacchus Nappe (Figure 5.3), the Lauzon Formation is conformably overlain by the Lévis Formation (Figure 5.4), correlated to the Pointe-de-la-Martinière Formation. Thrust nappes located east and southeast of the Bacchus Nappe are composed of the Trois-Pistoles Group, correlated with the Lauzon Formation, and the widespread Rivière Ouelle Formation, correlated to both the Lévis and Pointe-de-la-Martinière formations (Figure 5.4).

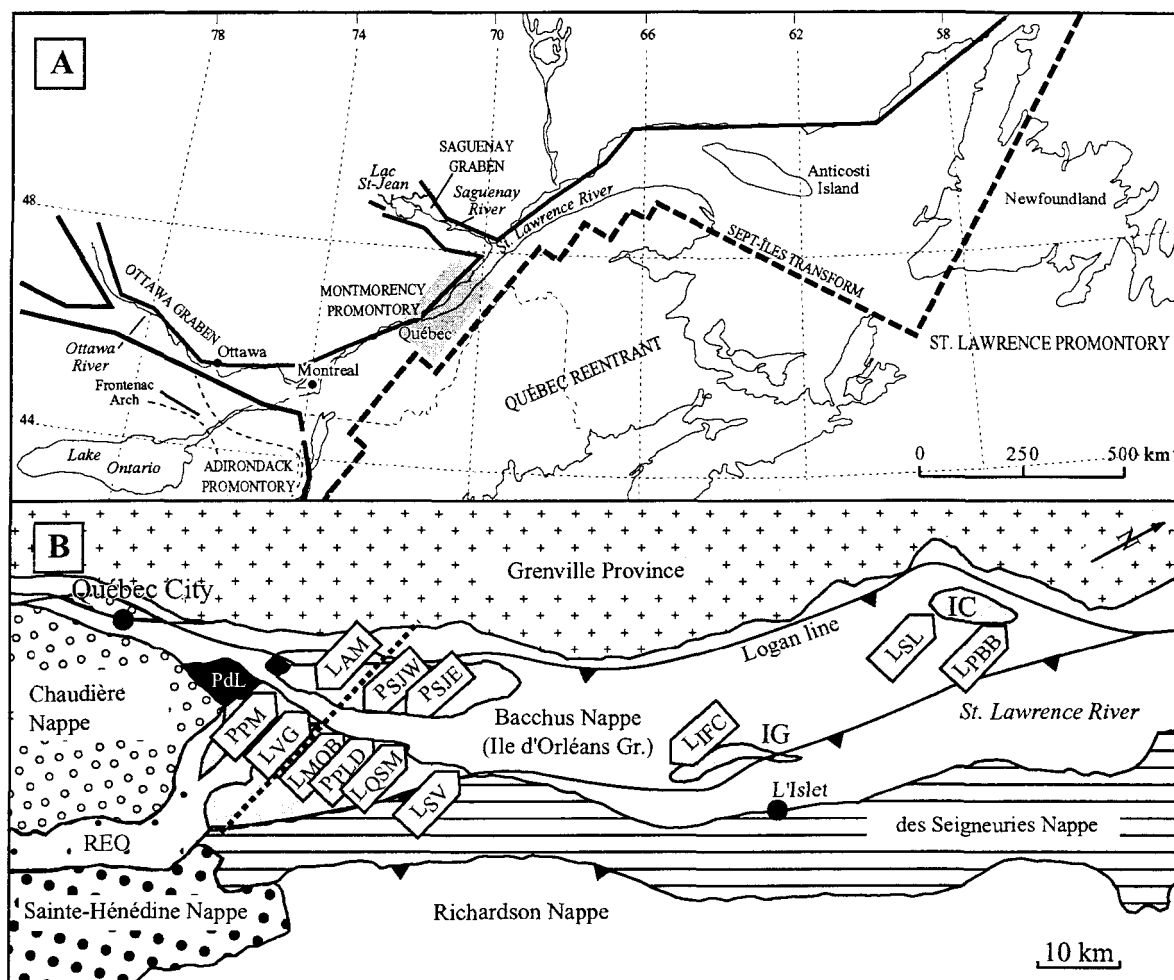


Figure 5.3 (A) Main features of the Québec Reentrant and adjacent promontories. The grey rectangle is the study area and the dashed line is the interpreted Iapetus rift (Thomas 1977). Montréal. St. Lawrence. (B) Study area and distribution of thrust nappes. PdL: Pointe de Lévy nappe, REO : Rivière Etchemin Olistostrome IO: Île d'Orléans, IG : Île aux Grues and, IC : Île aux Coudres. Lauzon Formation stratigraphic sections are identified as: LAM : Anse Maranda, LIFC : Île du Fer à Cheval, LMOB : Anse du Moulin de Beaumont, LPBB : Pointe-du-bout-d'en-bas, LSL : Saint-Louis-de-l'Île-aux-Coudres, LSV : Saint-Vallier and LVG : Ville Guay. Pointe de La Martinière stratigraphic sections are located at : PPLD : Pointe de La Durantaye, PPM : Pointe de La Martinière, PQSM : Quai Saint-Michel (3 sections), PSJE : Saint-Jean east and PSJW : Saint-Jean west . Nappe location from Lebel and Hubert (1995).

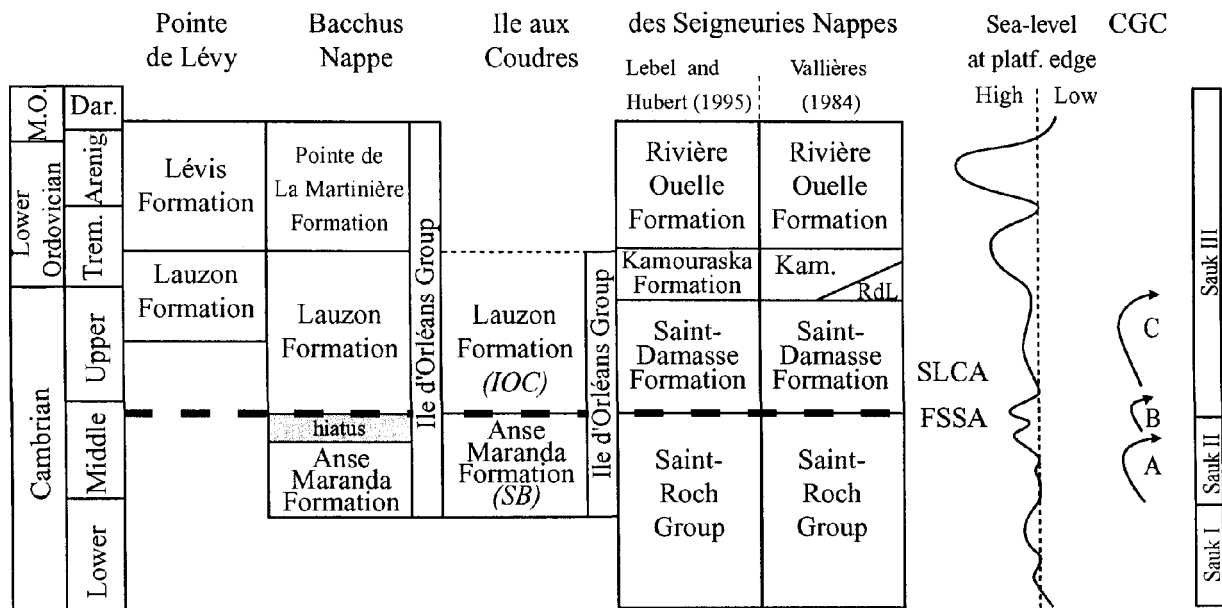


Figure 5.4 Stratigraphy of the Île d'Orléans Group and correlative groups and formations occurring in the vicinity of the study area. IOC : Ile aux Coudres formation and SB : Saint-Bernard-sur-Mer formation are obsolete name first used by Rondot (1989). SLCA : Shale - Limestone Conglomerate Assemblage and FSSA : Feldspathic Sandstone - Shale Assemblage as defined by St-Julien and Hubert (1975). CGC are Cambrian Grand Cycle defined by James et al., (1989). M.O.: Middle Ordovician; Dar. : Darriwilian; Trem.: Tremadoc. Sea-level at platform edge from Lavoie et al., (2003) and Saik parasequences from Sloss (1988).

5.4 Lithofacies description and interpretation

5.4.1 The Lauzon Formation

The large number of small scale thrusts that cut the formation makes it difficult to evaluate its true thickness. Estimates range from 350 metres in the west (St-Julien 1995) to 1400 metres in the east (Lebel and Hubert 1995). In this work, detailed lithofacies description (table 5.1) and stratigraphy (Figure 5.4) uses data from Lebel and Hubert (1995) supplemented by recent mapping at several key localities (L localities, Figure 5.3) along the St. Lawrence River (Longuépée and Cousineau 2001).

5.4.1.1 The Ville Guay Conglomerate (LZ1)

The Ville Guay conglomerate is a clast supported conglomerate with subrounded granules to cobbles of rounded oosparites, quartz-rich microsparite, limestone conglomerate and calcilutite. The largest observed fragment is a 1 metre calcilutite boulder at the Anse Maranda section (AM). The average grain size is coarser at the AM section (30 cm) compared to the PG, VG and IFC sections (15 cm). The sandstone matrix (5%) is composed of limestone fragments, carbonate ooids and quartz with minor glauconite grains and phosphate ooids.

Table 5.1 Lithofacies description of the Lauzon Formation.

Lithofacies	Lithology	Composition	Bed thickness	Sedimentary structures
LZ1 - Ville Guay Conglomerate	Limestone conglomerate	Granules to cobbles of oosparite, quartz-rich microsparite, limestone conglomerate and calcilutite.	1 to 5 meters. Single and amalgamated.	Massive, clast-supported. Rare basal inverse grading.
LZ2 - Sandy lithofacies	Sandstone	Coarse- to medium-grained arkoses. Minor glauconite, mica and micritic fragments. Some basal limestone conglomerate.	Average 30 cm amalgamated in 2 m beds.	Massive to planar- to cross-laminated. Convolute and dish-and-pillars structure laminations. Mudstone interbeds.
LZ3 to LZ6 - turbidites lithofacies LZ3 sand : mud = 1 : 1 LZ4 sand : mud = 1 : 5 LZ5 sand : mud = 1 : 10 LZ6 sand : mud = 1 : 20	Sandstone	Calcite-cemented fine-grained arkoses with glauconite, mica and calcite ooides.	cm-thick	Planar- and cross-laminations. Convolute and flames.
	Mudstone (green and grey)	Illite, chlorite, quartz, glauconite, albite.	less than 2 cm	2 types of cycles (see text). Mottled texture (rare)
LZ7 - Chaotic lithofacies	Debris flow deposit	Fragments of calcareous sandstone and limestone in a muddy matrix.		Matrix-supported. Distorted mud-layering.

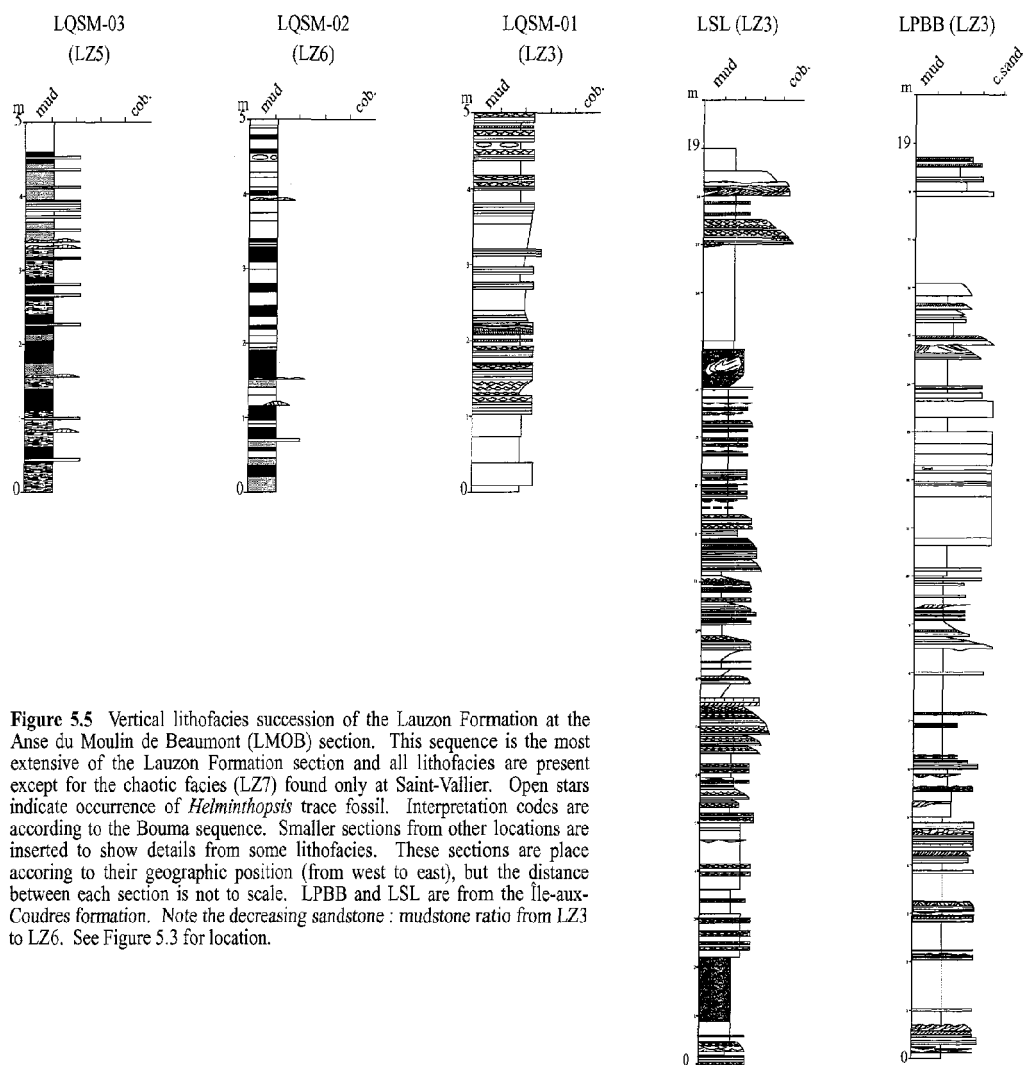
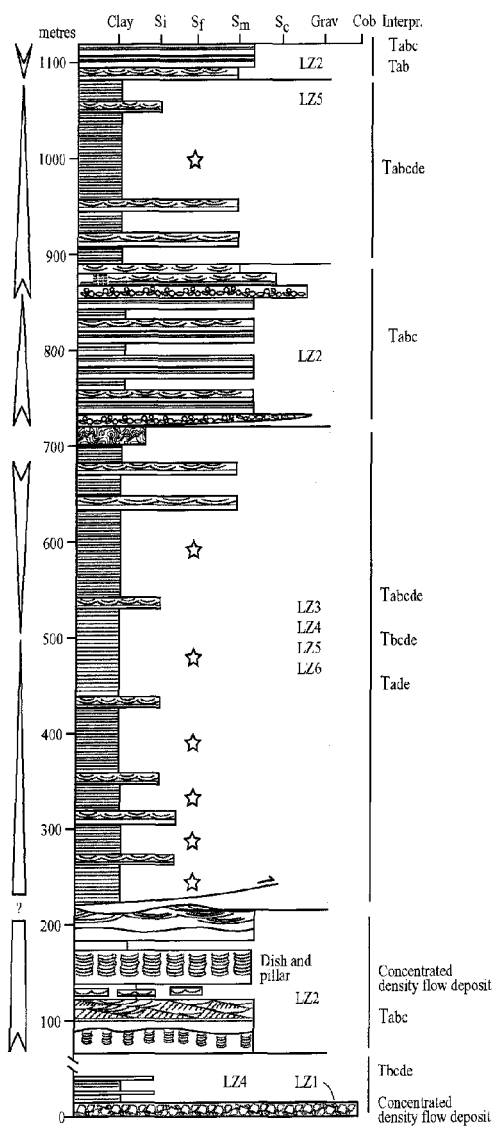


Figure 5.5 Vertical lithofacies succession of the Lauzon Formation at the Anse du Moulin de Beaumont (LMOB) section. This sequence is the most extensive of the Lauzon Formation section and all lithofacies are present except for the chaotic facies (LZ7) found only at Saint-Vallier. Open stars indicate occurrence of *Helminthopsis* trace fossil. Interpretation codes are according to the Bouma sequence. Smaller sections from other locations are inserted to show details from some lithofacies. These sections are placed according to their geographic position (from west to east), but the distance between each section is not to scale. LPBB and LSL are from the Île-aux-Coudres formation. Note the decreasing sandstone : mudstone ratio from LZ3 to LZ6. See Figure 5.3 for location.

The Ville Guay conglomerate occurs as a single massive bed of variable thickness at the AM (3.4 m), PG (5 m) and IFC (3 m) localities. At the VG locality, there are three beds (1, 3.4, and 2.5 m thick) separated by metre-thick mudstone and siltstone interbeds. The middle bed is itself an amalgamated bed. Two of the conglomerate beds at VG have lower normal-graded base. The third one begins with inverse grading. The upper parts of these three conglomerate beds gradually become quartz sandstone with planar and cross laminations.

Graded or ungraded limestone conglomerate commonly occur on the seaward side of a limestone platform (Coniglio and Dix 1992). They can either have the geometry of a cone or sheet deposit, the latter resulting from the lateral amalgamation of several cones. The graded conglomerate beds overlain by planar- and cross-laminated sandstone and separated by finer-grained intervals seen at the VG localities suggest deposition of the coarse-grained sediment from a concentrated density flow that evolved a turbidity flow (Mulder and Alexander 2001). The coarser and more massive aspect at the AM, PG and IFC sections are interpreted as part of similar flows deposited upslope to the one at VG. The grading from limestone conglomerate to quartzite within the same bed and the occurrence of glauconite suggest a mixed limestone-clastic Cambrian shelf sediment provenance, which is common at the edge of a carbonate platform (Coniglio and Dix 1992).

5.4.1.2 Sandy lithofacies (LZ2)

The sandy LZ2 lithofacies is composed of coarse to medium sandstone interbedded with centimetre-thick beds of laminated siltstone. Common load and dewatering structures, convolute lamination, flame, and dish-and-pillar structures, are observed. In the middle interval (Figure 5.5), two of the sandstone beds have a basal layer of clast-supported conglomerate. Sandstone beds average 30 cm in thickness, but commonly amalgamate to form bed-sets up to 2 m thick.

The upward change from massive to parallel laminated to cross-laminated sandstone is interpreted as the result of deposition by currents with decreasing velocity (Mulder and Alexander 2001; Walker 1992). The sandstones are, therefore, interpreted to be Tabc turbidite deposits. Fine-grained deposits are interpreted to be upper division turbidites (Tcde). Common liquefaction structures suggest rapid sedimentation rates (Lowe 1975; Mulder and Alexander 2001; Walker 1992) most likely related to the influx of large amounts of sediments into the basin. The geometry of the sandstone interval at the base of the MOB section cannot be determined because of limited exposure. However, earlier mapping by Lebel and Hubert (1995) suggests a sheet-like geometry with some channelized beds for the LZ2 interval at the base of the MOB. The LZ2 in the middle of the MOB section (Figure 5.5) contains coarser-grained beds, but do not present a deep channel geometry. Rather, such channelized sand sheet with mud and silt are often found in multiple-source or in linear-source (mud/sand or sandy) turbidite system (Reading and Richards 1994).

5.4.1.3 Fine-grained lithofacies (LZ3 – LZ6)

The LZ3 to LZ6 lithofacies have similar sedimentary structure, and composition except for the sand-to-mud ratio that varies from 1:1 in LZ3 to 1:20 in LZ6. Sandstones are calcite-cemented subarkoses. The cm-thick beds show parallel- and cross-laminations. Normal grading is present at the base of thicker beds. Thinner beds may form starved ripple trains. Convolute laminations and flames are present in some beds. Sandstone beds have a sheet-like geometry but some are lenticular. Two kinds of cycle are observed in the LZ6 mudstones, both are cm-thick. The first, from base to top, is erosive base to beige sandstone to brownish laminated mudstone to grey massive mudstone. The second is erosive base to white sandstone to massive dark grey mudstone to laminated light grey mudstone to greyish tan laminated mudstone. Some mudstones have a mottled texture.

Sedimentary structures in sandstones are interpreted as thin Tbcde turbidites with occasionally thicker Tabcde turbidites. Convolute laminations are common and indicative of concentrated density flow (Mulder and Alexander 2001). The mottled texture of the mudstones is due to reworking of the turbidite upper division (Te) or hemipelagic mud (Hill 1984). Mudstones in coarser-grained facies (LZ3 to LZ5) are 3-5 cm thick and contain the *Helminthopsis* ichnogenae which indicates a low energy and well oxygenated environment, usually the distal shelf (Pemberton *et al.* 2001). The two cycles of the LZ6 lithofacies have a similar composition indicative of a common detrital source. Change of colour, therefore distribution of minerals within the various divisions of these cycles, is interpreted to be due to segregation by depositional processes. Sedimentary structures in both cycles are indicative of sedimentation from dilute turbulent flows (Mulder and

Alexander 2001). The predominance of beige color in cycle 1 is due to their higher dolomite content. However, the lack of dolomite clasts in the coarse-grained sediments of the Lauzon Formation suggests that the dolomite does not come from a dolomite detrital source, but instead is diagenetic. Lithofacies LZ3 to LZ6 are likely to represent the distal levees or outer part of a submarine fan (Walker 1992).

5.4.1.4 Chaotic lithofacies (LZ7)

There is a single, 2 m-thick chaotic interval in the Lauzon Formation. It is located at the Saint-Vallier section (SV) where it is bound by a major thrust fault to the east and underlain by a thick mudstone succession with minor siltstone. It is composed of fragments of mudstone (5%) and calcilutite (5%) in a muddy matrix. The fragments are a few centimetres in size. The whole interval is matrix supported. The matrix is muddy and locally shows distorted laminations. There is no preferred orientation of clasts in the lower part of the bed. The upper 30 cm have a sandy matrix and the limestone clasts are aligned.

This chaotic facies has all the characteristics of a debris flow deposits and, therefore, suggests a nearby slope failure. In a submarine fan setting, this type of deposit can be found in the levees (Walker 1992) or in the inner fan. The presence of limestone clasts, which are absent from interpreted levee deposits, suggests that this debris flow occurred on the slope and represent a proximal equivalent of a limestone conglomerate (LZ1).

5.4.2 The Pointe-de-la-Martinière Formation

Lebel and Hubert (1995) estimated the Pointe-de-la-Martinière Formation to be 750 to 1000 metres thick and subdivided into seven lithofacies (Table 5.2). These have been slightly modified here to account for the work of St-Julien (1995) and recent work by Longuépée and Cousineau (2001). The studied sections of the Pointe-de-la-Martinière Formation are numbered beginning with a P on Figure 5.3. Lithofacies successions are highly variable; therefore no idealized section can be easily constructed. Localities to the east of the MOB section (PLD section) are richer in sandstones, whereas sections to the west (PM section) contain more black shale – limestone, and shale – dolomite intervals (Figure 5.6).

5.4.2.1 Limestone conglomerate lithofacies (PM1)

The limestone conglomerate lithofacies can be divided in two sub-facies. The first one is composed of non imbricated platy clasts in 25% sandy matrix composed of quartz, feldspar and allochems. The second sub-facies contains rounded micritic limestone and phosphate clasts in 5% sandy matrix of quartz and allochems. Beds of both orthoconglomerates are convex-downward and are less than 50 cm thick.

The clast-supported texture of the conglomerates in both sub-facies indicates that they were deposited by hyperconcentrated density flow (Mulder and Alexander 2001).

Table 5.2 Lithofacies description for the Pointe-de-la-Martinière Formation.

Lithofacies	Lithology	Composition	Bed thickness	Sedimentary structures
PM1 - Limestone conglomerate	Limestone conglomerate	a) platy cobbles of fine-grained limestone. Matrix (25%) of quartz, feldspar and allochems. Minor siltstones fragments and phosphate ooids. b) rounded granules and cobbles of calcilutite, and phosphate ooids with sandy matrix (5%) of quartz and allochems.	Less than 50 cm thick concave lenses	Clast-supported. Massive. Can change laterally in subarkosic sandstone.
PM2 - red, green and grey mudstones	Mudstones	All mudstones composed of illite, chlorite, quartz and albite	Up to 10 cm	Planar bedding.
	Minor sandstones	Sandstones are calcite-cemented arkoses. Average grain size: 0.05mm.	Less than 5 cm	Sandstones with planar- and cross-lamination.
PM3 - red, green and purple mudstones	Mudstones	All mudstones composed of illite, chlorite, quartz and albite	Up to 10 cm	Planar bedding.
	Minor sandstones	Sandstones are calcite-cemented arkoses. Average grain size: 0.05mm.	Less than 5 cm	Similar to PM2 sandstone with starved dune trains.
PM4 - Sandstone - mudstone (sandstone : mudstone higher than 1 : 1)	Fine-grained sandstones	Subarkoses with minor glauconite, phosphate ooides, calcite ooides and siltstones fragments. Avg. 0.2mm.	Up to 10 cm	Planar- and cross-lamination. Rare convolute lamination and climbing ripples.
	Green and grey mudstones	Mudstones contain illite, chlorite, quartz, albite with minor glauconite and calcite.		
PM5 - Sandstone - mudstone (sandstone : mudstone lower than 1 : 1)	Fine-grained sandstones	Subarkoses with minor glauconite, phosphate, ooides and sedimentary rock fragments. Avg. 0.05mm	Up to 10 cm	Planar- and cross-lamination.
	Green and grey mudstones	Mudstones contain illite, chlorite, quartz, albite with minor glauconite and calcite.		
PM6 - Dolomite - shale (Logan cycle : ABC)	C) dolomitic sh B) green mudst A) black shale	Illite, chlorite, quartz. C) is dolomite-rich	Cycles up to 2 m	Contact gradational between division. Occasional lag (quartz, glauconite and phosphate) on top of C). Slumps in C)
PM7 - Black shale - limestone (BSL) Ratio is 3 : 1	Black shale	Quartz, illite, chlorite, and albite with minor pyrite.		
	Micritic limestone	Calcite with minor quartz.	Less than 5 cm	Massive. Commonly nodular.

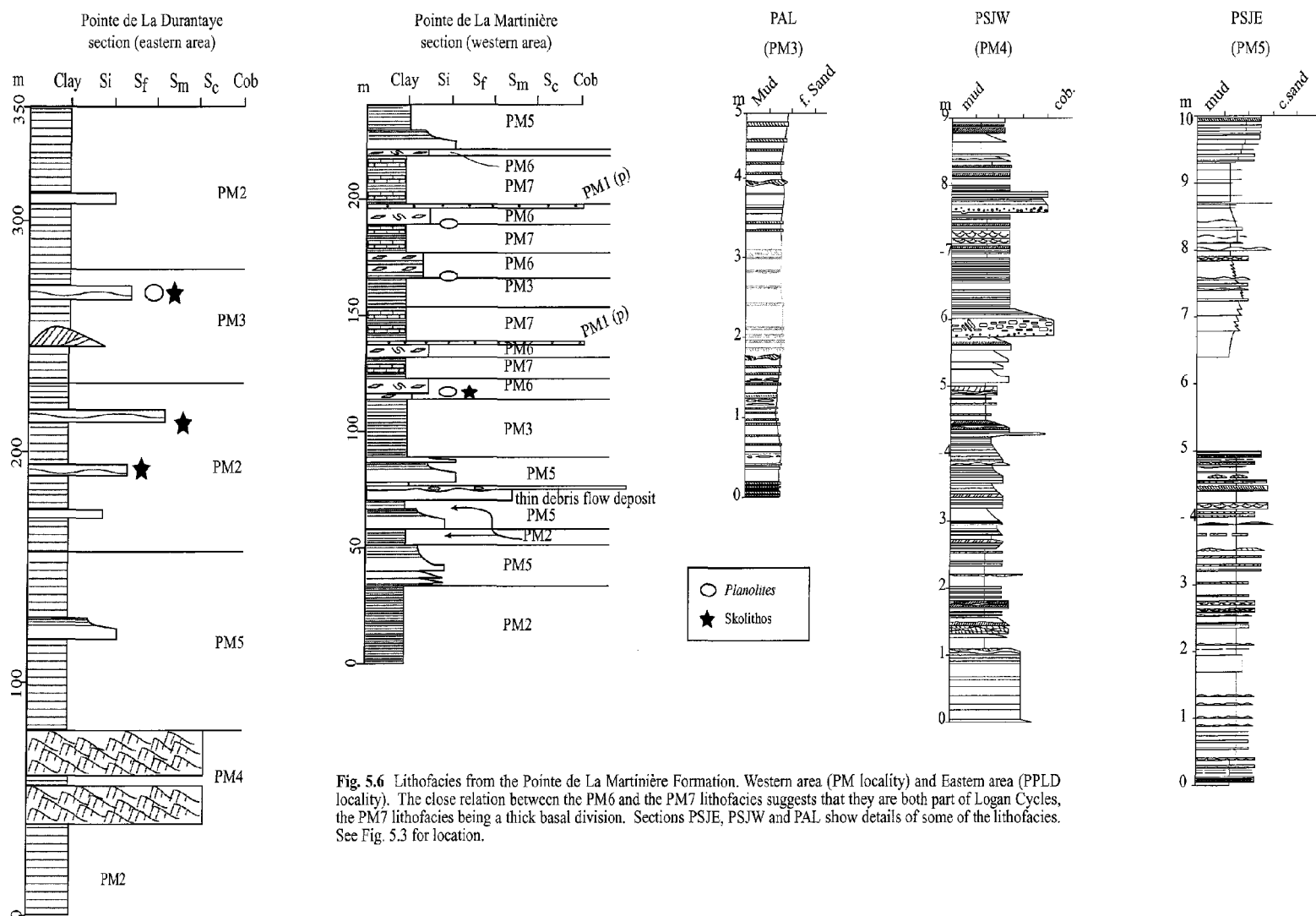


Fig. 5.6 Lithofacies from the Pointe de La Martinière Formation. Western area (PM locality) and Eastern area (PPLD locality). The close relation between the PM6 and the PM7 lithofacies suggests that they are both part of Logan Cycles, the PM7 lithofacies being a thick basal division. Sections PSJE, PSJW and PAL show details of some of the lithofacies. See Fig. 5.3 for location.

common in the dolomitic division. Rare planar laminations occur locally at the top of a cycle. The thickness of each division and accordingly a cycle is highly variable. On average a cycle is about 1 m thick, but can be as thick as 2 m.

This type of cyclic sedimentation has been described and termed a Logan cycle by Landing *et al.* (1992) from the correlative Lévis Formation of the Pointe-de-Lévy Nappe. Logan cycles have been interpreted to be the result of vertical movements of the upper limit of the redox zone (transition of dark grey to green mudstone) during high sea-level and the increase of carbonate content during the period of lowest sea-level thought to be the distal equivalent of the shallowing-upward cycles observed on the adjacent platform (Landing *et al.* 1992). The passage from black to green mudstone and then to dolomite in the Logan Cycles is related to a shift in position of the minimum oxygen layer. While the green mudstone is ubiquitous and easily explained in marine sediments, the formation of deep sea dolomite is not well understood.

Along the Laurentian margin, dolomite in deep sea sediment has been observed in the Pointe-de-la-Martinière, Lévis and Tourelle formations in Québec (Hiscott 1977; Landing *et al.* 1992), the Cow Head Group in Newfoundland (Coniglio and James 1988), as well as several localities in New York and Vermont states (Keith and Friedman 1977; Landing *et al.* 1992). Early deep-sea dolomite forms during shallow burial diagenesis of organic-rich sediments during oxidation of organic matter (Coniglio and James 1988; Hesse 1990). Dolomite grains occur as replacements of detrital calcite (Coniglio and James 1988; Friedman and Lumsden 1989). Regression lead to erosion of the carbonate platform and high carbonate sediment input and slope instability responsible for the slump and gravity

flow features commonly observed in the dolomite beds. The regression also resulted in an increase in dissolved oxygen at the sea floor so that the number of trace fossils increased as anoxic diagenetic conditions (black shale) disappeared. The lag deposit locally found at the top of the dolomite might be due to reworking of the surface deposits by wave-induced currents or bypass currents during a lowstand.

5.4.3.4 Black shale – limestone lithofacies (PM7; BSL)

The black shale - limestone lithofacies (BSL) is formed of massive black shale interbedded with cm-thick beds and nodules of micritic limestone with minor quartz. The black shale to limestone ratio is about 2:1.

The dolomite – shale facies (Logan cycle) and the black shale – limestone facies (BSL) show a close association with one another. This suggests that the BSL is a thick A division of a Logan cycle (Landing *et al.* 1992). The occurrence of a minimum oxygen layer, either because of low oxygen availability or to high oxygen consumption during a period of high organic productivity (Habib 1982; Landing *et al.* 1992) leads to the preservation of organic matter (e.g., deposition of black shale). Along the Laurentian shelf, several zones of upwelling during Tremadocian and Arenigian times (Wilde 1991) favoured organic productivity in the Pointe de La Martinière and correlative formations (c.f., Rivière Ouelle Formation; Bertrand *et al.* 2003). These circumstances would explain the occurrence of black shale, but also the increase in phosphate clasts (Bentor 1980).

While the black mudstones can be interpreted as hemipelagic to pelagic sediments, the origin of the limestone is less certain. Dunn (1998) suggested an origin related to periplatformal oozes composed of shelf material and that the nodular shape was caused by compaction. Although rare, peloids in the limestone were interpreted to be of algal origin. The occurrence of cross-laminations and convolute laminations, as reported by Dunn (1998), may indicate that, although not frequent, transport by traction currents did occur.

Landing *et al.* (1992) suggested a diagenetic origin for the limestone nodules in the correlative Levis Formation. During diagenesis, nodules can coalesce and form continuous beds as seen in the Levis and the Pointe-de-la-Martinière Formations. No features related to differential compaction, as suggested by Dunn (1998), were noted, and there is no deformation / liquefaction of the mudstone beds laterally adjacent to the limestone nodules or of the overlying and underlying beds, including the coarser-grained beds. Peloids similar to those of the Pointe-de-la-Martinière Formation have been shown to form during diagenesis by Hesse (1990). Finally, preservation of laminations originally present in the black shales and of clastic grains are both possible during concretion growth (Sellés-Martinez 1996). The limestone nodules and beds in the BSL are, therefore, more likely to have a diagenetic origin than a detrital / algal origin.

Like the black shale, the limestone probably formed in the minimum oxygen layer, because diagenetic limestone forms in the sulphate reduction zone (Hesse 1990). In a dysaerobic environment, sulphate reduction occurs near the water sediment interface and, therefore, nodules can form near the sediment – water interface (Sellés-Martinez 1996). It

is therefore reasonable to think that most of the limestone beds in the PM7 lithofacies are diagenetic and that only a few result from the erosion of the carbonate shelf.

5.5 Depositional settings

5.5.1 Lauzon Formation (Late Cambrian to Middle Tremadocian)

The passage from the clastic shelf sediment of the underlying Anse Maranda Formation (Longuépée and Cousineau 2005) to the Lauzon Formation is generally characterized by a debris flow deposits (included in the Anse Maranda Formation) overlain by the Ville Guay conglomerate. Similar deposits are found at several other localities along the Laurentian margin and are interpreted to be related to a tectonic event (Lavoie *et al.* 2003). This event coincides with the end of a Cambrian Grand Cycle and the formation of the unconformity between the Covey Hill and Cairnside formations of the Potsdam Group in the adjacent autochthonous platform deposits (Salad Hersi *et al.* 2002; Lavoie *et al.* 2003).

The Ville Guay conglomerate has neither the sedimentary structures, nor the facies associations typical of passive margin, deep-sea fan channel-fill successions such as those found in the correlative Trois-Pistoles Group (Hein 1982; Hein and Walker 1982). The conglomerate beds were produced by a single event, except at the VG locality. This could be related to the early stage of passive margin construction when thermal relaxation of the crust combined with sediment loading commonly reactivate rift-related normal faults, and as a consequence resulted in producing local collapse of the margin and relative sea level

rise. The absence of the Ville Guay conglomerate in along-strike coeval formations in the Québec area, suggests a localized fault scarp deposition seaward of a nearby limestone platform (Figure 5.7), more specifically a thrombolite reef (Lavoie *et al.* 2003). The stacking of three conglomerate beds at the VG locality suggests the formation of a small-scale fan, probably at the end of a minor canyon. This supports an irregular, horsts-and-graben morphology of a narrow platform, as proposed by Cousineau and Longuépée (2003), Lavoie *et al.* (2003) and Longuépée and Cousineau (2005) in their palaeogeographic and tectonic reconstructions of the Quebec Reentrant for the Middle Cambrian.

Lithofacies of the Lauzon Formation form two fining- and thinning-upward sequences (Figure 5.5). During deposition of the Lauzon Formation, there was an upper Cambrian relative sea level rise followed by a lowstand at the Cambrian – Ordovician boundary, coincident with the contact between the Potsdam and Beekmantown groups in the adjacent platform deposits (Salad Hersi *et al.* 2002; Lavoie *et al.* 2003; Figure 5.4). Consequently, the lower upward-fining and thinning sequence may reflect this Upper Cambrian sea-level rise. The relative abundance of sandy bed (LZ2) facies in the middle of the MOB section (Figure 5.5) is related to the subsequent sea level lowstand while the following transgression enabled the deposition of the upper upward-fining and -thinning sequence.

The occurrence of detrital glauconite and carbonate ooids in the Lauzon Formation indicates erosion, either of older deposits or of contemporaneous deposits lying on an adjacent shallower continental platform or shelf.

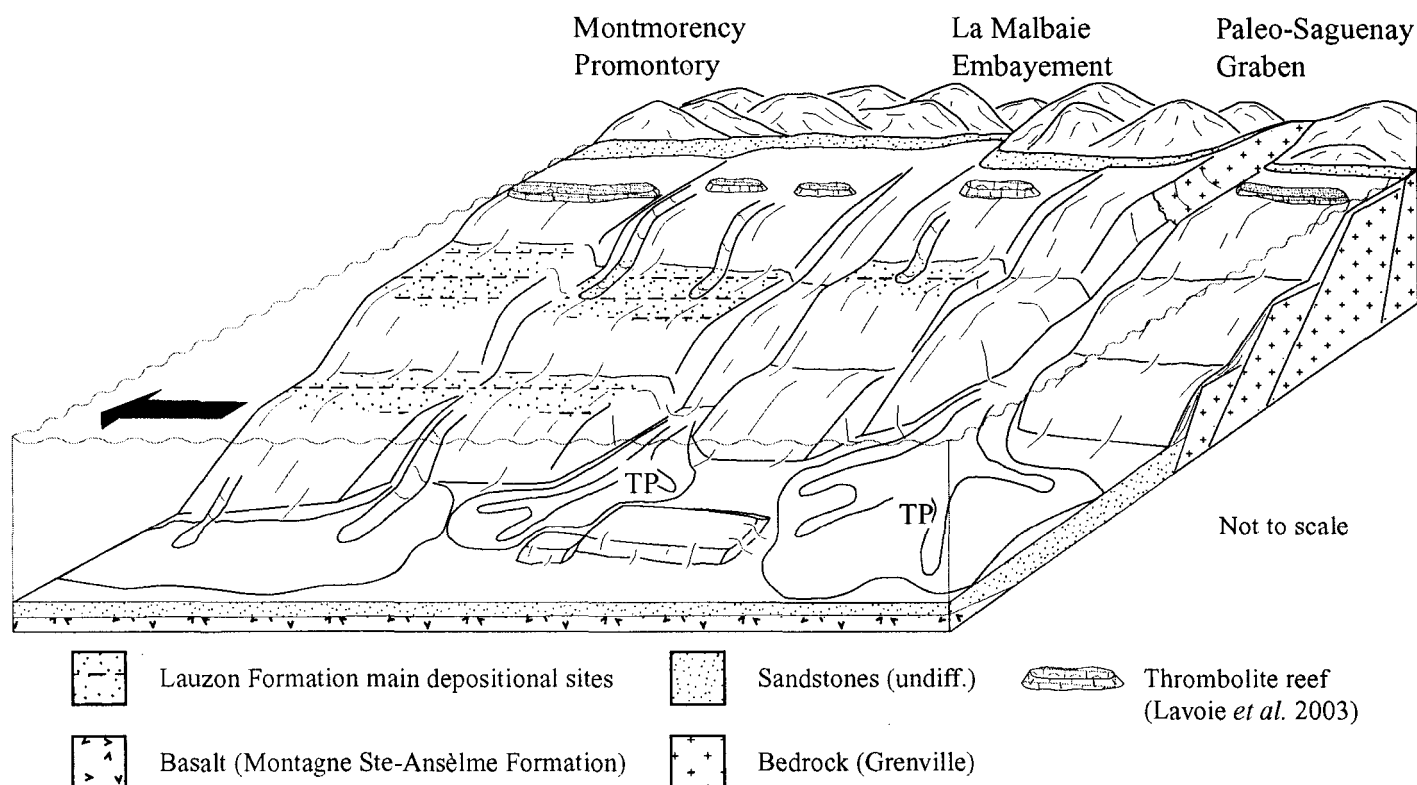


Figure 5.7 Paleogeographic reconstruction of the Lauzon Formation and other morphologic features during Late Cambrian to Middle Tremadocian time. TP : Trois-Pistoles Group. Note the irregular topography of a narrow shelf with a half-graben structure, the occurrence of one well-defined submarine fan in front of the Saguenay Graben. There is also a lateral variation in water depth that controls the lateral facies changes within the main body of the Lauzon Formation (i.e., Île aux Coudres Member, IOM). Black arrow indicates dominant current flowing parallel to the shore (contour current and/or oceanic current).

Autochthonous glauconite is a major component in the shelf strata of the Early to Middle Cambrian Anse Maranda Formation (Longu       and Cousineau 2005). Ooids suggest local carbonate shoals. Combined tectonic subsidence of the early passive margin and eustatic sea level rise caused the transition from periplatformal (Anse Maranda Formation) to deeper water conditions (Lauzon Formation) in the Qu       Reentrant. Both the sandstones facies (LZ2) and the fine-grained facies (LZ3 to LZ6) are interpreted as turbidite deposits. However, they are unlikely to be deep sea turbidites because the occurrence of *Helminthopsis* suggests an upper slope setting and the Ville Guay Conglomerate (LZ1) is more likely a proximal deposit related to those lithofacies.

Turbidites have now been observed on modern continental shelves. Though some result from the proximity of deltas (Mutti *et al.* 2003), there are no evidence to support the presence of a delta in the vicinity of the Lauzon Formation. Piper and Normark (2001) suggest that in the absence of a proximal fluvial source, mixed turbidites (e.g. mud/sand-rich turbidites) are triggered by earthquakes. These, in the Qu       R        , may have been related to cooling of the crust and/or loading by passive margin sediments. Because of its position near the edge of a narrow shelf with an irregular topography, sediments of the Lauzon Formation were greatly influenced by sea level fluctuations which favoured slope failures and the generation of turbidity currents by either tectonics or by major storms.

The single debris flow deposit at the SV section is associated with sandstones and thin conglomerate beds. It may represent part of a channel-fill succession, or a talus deposit, adjacent to a local fault scarp. The Lauzon Formation, in general, does not contain thick

debris flow deposits, or major slumps, features that are typical of sediment-starved, steep slopes of by-pass continental margins. This localised deposit may better represent a channel along a margin with an irregular topography supplying coarser-grained sediments to the muddy Lauzon Formation.

Exposed sediments of the Lauzon Formation have a mud-to-sand ratio of about 3:2, therefore the formation is classified as a mud/sand-rich system (Reading and Richards 1994). The internal architecture of the deposit (i.e. lateral distribution of the various lithofacies in the formation) cannot be determined precisely because of limited lateral exposure. However, debrites and well-defined channels and levees are rare. The mudstones and thin sandy turbidites can be interpreted as channel mouth and inter-channel deposits. The lack of evidence for a single major point source, such as a river, a canyon or a delta, suggests that the Lauzon Formation was instead fed by non-channelized flows from a shallow area with a relatively smooth topography. Consequently, we favour a depositional model where sediments are brought downslope by turbidity currents initiated during major storms or earthquakes rather than coming out of a well-incised canyon. The incoming sediments were deposited, thus, from largely unconfined flows (wide and shallow channels?).

Paleocurrents measured from cross-stratification and ripples axis in all lithofacies of the Lauzon Formation yield an average flow azimuth of about 95° . The Île d'Orléans Group is part of the Bacchus thrust nappe that has experienced an anti-clockwise rotation during the Taconian orogeny in the order of 60 to 90 degrees (Kirkwood, pers. comm. 2004).

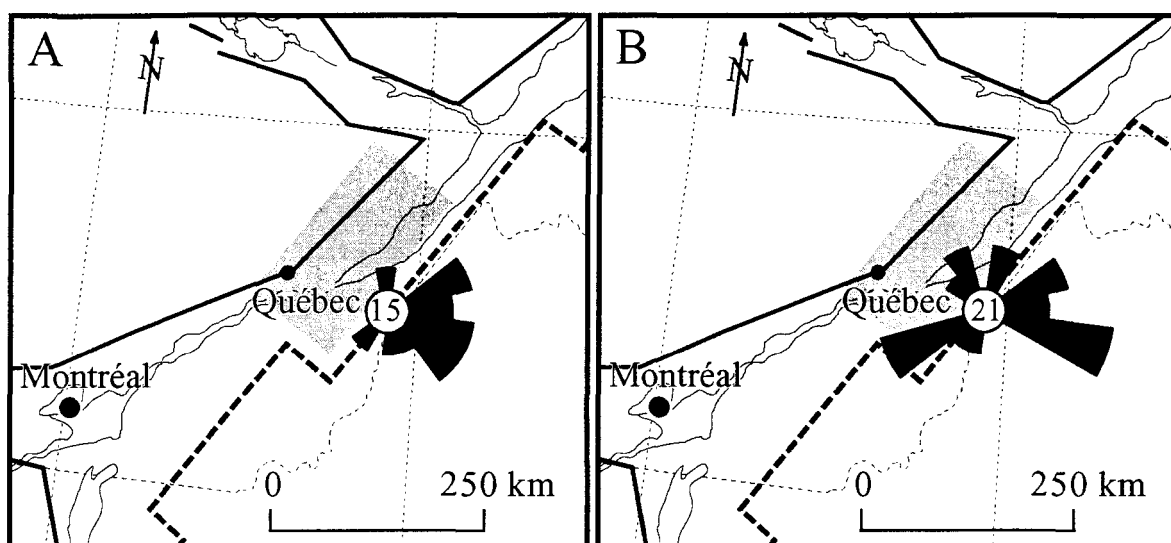


Figure 5.8 Paleocurrents measured in (A) the Lauzon Formation and (B) Pointe-de-la-Martinière Formation. All paleocurrents have been submitted to a clockwise rotation of 75 degrees to account for nappe rotation during tectonic emplacement relative to the reconstructed Laurentian margin (dashed line).

Consequently, by assuming an average nappe rotation of 75° , the corrected average flow direction would be oriented East-Southeast to Southeast with an average azimuth of 170° , approximately 80° clockwise from the presumed paleo-shoreline (Figure 5.8a). On most slopes, turbidity currents are at high angle to the shoreline. During Late Cambrian to Early Ordovician, the Laurentian margin was located in the low latitudes, in the Trade Wind Belt of the southern hemisphere (Scotese 1986); surface currents in the area would have been toward the west (Wilde 1991). Had shallow water turbidity currents been influenced by this westward oceanic current, the measured paleocurrents would indicate a flow with an important shelf-parallel component. Consequently, the measured paleodirections are interpreted to reflect flows controlled by local shelf morphology, rather than by oceanographic conditions. Shelf reconstruction for the Middle Cambrian in the studied area suggests a horst-and-graben structure inherited from the original rift configuration (Longuépée and Cousineau 2005). It is proposed that a similar, but subdued, morphology persisted during sedimentation of the Lauzon Formation. Sediment flowed parallel to the shoreline (and perpendicular to the graben margin) until it reached a channel oriented perpendicular to the rift. Part of the corrected paleocurrents is to the East-Southeast. This direction is sub-parallel to the presumed coastline, but in opposite sense to the expected fair-weather alongshore current. Furthermore, recent paleogeographic reconstruction of the study area (Longuépée and Cousineau 2005) favors an abrupt narrowing of the platform east of Québec City. Consequently, this paleocurrent could relate to east-directed, storm-generated gravity flows that moved beyond the edge of this narrowing platform. Such

settings resemble, at a smaller scale, the upper part of the current Laurentian fan (Stow 1981).

5.5.2 Pointe-de-la-Martinière Formation (Tremadocian to Darriwilian)

The Pointe-de-la-Martinière Formation is recognized by its high proportion of red mudstones. The mud-rich nature of the formation and the overall fining- and thinning-upward succession is linked to high sea level during Tremadocian to Darriwilian time (Lavoie *et al.* 2003; Figure 5.4). There is only one major lowstand at the end of Tremadocian. However, there are significant differences in facies distribution between the western and eastern areas of the Bacchus Nappe (Figures 5.3 and 5.9).

The eastern area is dominated by both red mudstones and sandstone – green and grey mudstone facies, while the dolomite – shale facies and the black shale – limestone facies are more abundant in the western area (Figure 5.6). The siltstone and sandstone beds in both the red mudstone and the sandstone – green and grey mudstone facies are interpreted as turbidites. The red mudstones suggests low accumulation rate in an oxidizing environment. Coarse-grained beds are laterally continuous and there is a lack of channel deposits filled by thick sandstone and conglomerate. Uncommon conglomerate beds form isolated, convex-downward, sheet-like lenses (i.e. hummocky topography) in a mud-rich framework. The absence of major channelling, together with a low sand - to - mud ratio are either indicative of a distal setting such as the outer fan or the levees (Walker 1992), of splays or of a linear-source, mud-rich turbidite system (Reading and Richards 1994).

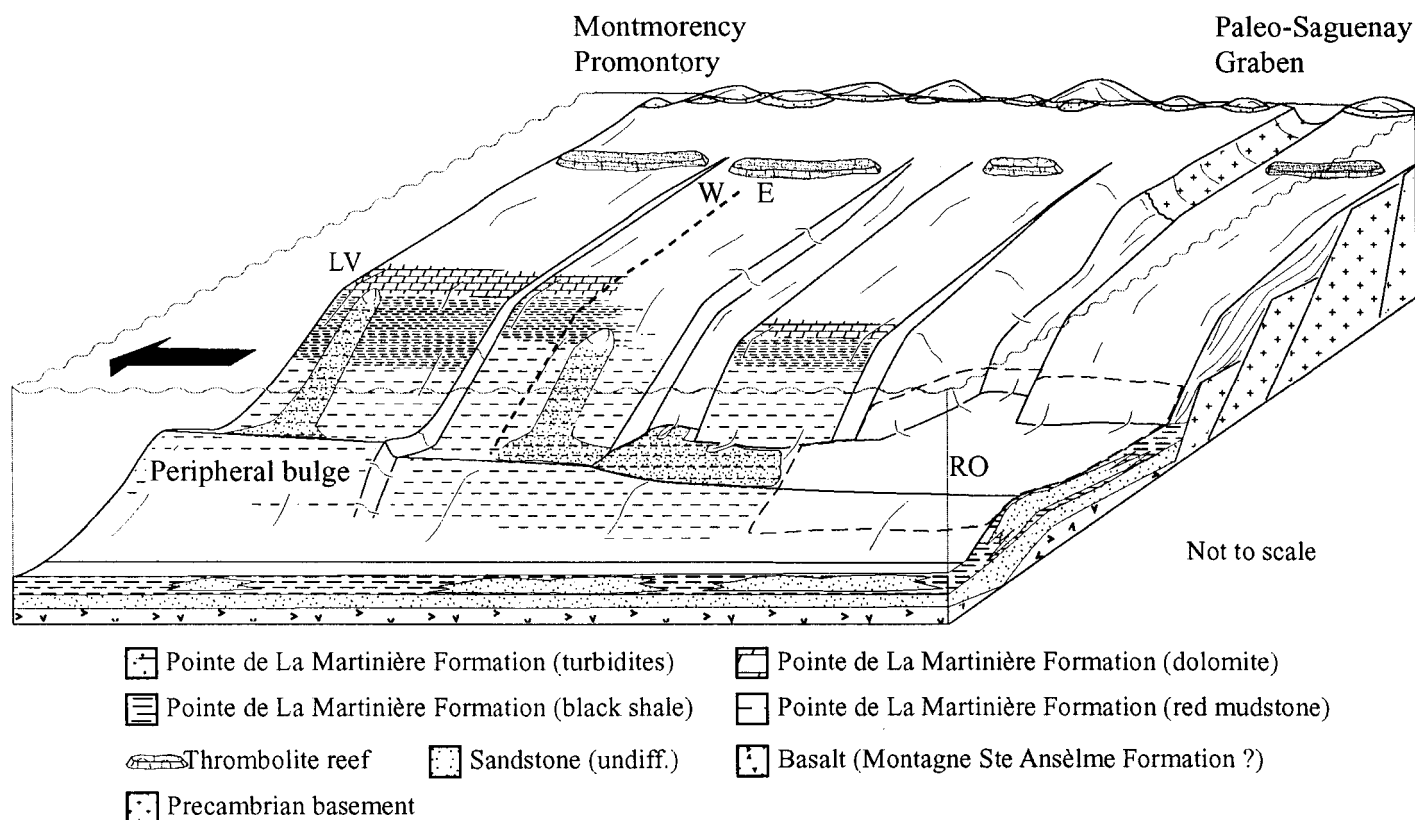


Figure 5.9 Paleogeographic reconstruction of the Pointe de La Martinière Formation and other morphological features during Middle Tremadocian to Darriwilian time. RO : Rivière Ouelle Formation and LV : Lévis Formation. Note the lack of well-defined (sandy) submarine fans, the occurrence of shelf scours due to slope failures and, the presence of the Taconic peripheral bulge. Shelf is wider (compared to Fig. 4) due to higher sea level. Irregular alongshore morphology persists, but with less difference in altitude compared to earlier time (Fig. 4): the dashed line divides areas where Logan Cycles and Black Shale - Limestone is dominant (W) from the area where turbidites are more important (E). Black arrow indicates dominant current parallel to the shore (contour current and/or oceanic current).

Because there are no channel deposits, the latter is more likely for the Pointe-de-la-Martinière Formation.

Recent paleogeographic reconstructions for the Québec Réentrant (Cousineau and Longuépée 2003), for the Anse Maranda (Longuépée and Cousineau 2005), and for the Lauzon Formation (this work) propose that the Île d'Orléans Group was deposited at the edge of a progressively subsiding narrow platform. Correlative deep-sea continental rise deposits are found in thrust nappes located adjacent closer to the orogen. Linear-source mud-rich turbidites are often related to high sea level (Reading and Richards 1994). Finally, the hummocky distribution of the limestone conglomerate is similar to the one found in mud-rich (Hill 1984) or mud/sand-rich (Field and Gardner 1990; Nelson and Maldonado 1988) systems.

In the absence of a major river feeding the system, it is probable that gravity currents responsible for the deposition of fine-grained turbidites are triggered by slope instabilities caused by an overload of sediments deposited on the shelf edge or possibly by earthquakes (Piper and Normark 2001). The latter may have heralded the approach of the oncoming peripheral bulge (Figure 5.9) known to affect the Laurentian margin during the Middle Ordovician (Jacobi 1981; Lavoie *et al.* 2003).

Measured paleocurrents from cross-lamination and flutes in all lithofacies of the Pointe-de-la-Martinière Formation, except PM6 and PM7, show two major flow directions nearly orthogonal to one another (Figure 5.8b), one towards the southeast and the other towards the west-southwest (both are rotated 75 degrees to adjust for fault block rotation in the Bacchus Nappe). The southeast direction, which was also reported by Dunn (1998)

measuring mainly flutes, is similar to the main paleocurrent direction measured for the Lauzon Formation. Using the recent paleogeographic reconstructions for the area, it is probable that the southeast direction reflects turbidity currents flowing toward the deeper part of the basin nearly orthogonal to the shoreline. The west-southwest direction, however, would be produced by currents flowing parallel to the coastline. In the literature such paleocurrents are interpreted as alongshore currents, contour currents, or deflected currents along a trough axis, such as may occur at the toe-of-slope in the deep sea fans of narrow basins (Hein and Walker 1982; Hubert *et al.* 1970; Underwood and Bachman 1982). Alongshore currents, because they occur in shallow water, do not fit in the interpreted depositional setting of the Pointe-de-la-Martinière Formation, but both contour and deflected currents can occur.

The *Taphrhelminthopsis* trace, observed in one of the eastern section (near to the MOB section, Figure 5.3) is part of the *Nereites* ichnofacies that, according to Pemberton and MacEachern (1992), represents a bathyal to abyssal environment. However, ichnofossils are linked, not only to water depth but more importantly to the sum of environmental conditions, which means *Taphrhelminthopsis* can form on mud substrate where the water is quiet and well oxygenated, regardless of water depth (Pemberton *et al.* 2001). The paleocurrents parallel to the basin axis are, thus, more likely to result from deflection of turbidity currents by a barrier, because the *Nereites* ichnofacies, in which *Taphrhelminthopsis* is found, do not develop in areas of steady current, such as a contour current. Consequently, the Pointe-de-la-Martinière Formation sediments in the eastern part were more likely deposited on the continental slope. Similarly, limestone conglomerates

are believed to have been redeposited in a mud-rich turbidite system with a hummocky morphology.

The dolomite – shale facies (Logan cycles) and the black shale – limestone facies (BSL) are most common in the western sections of the Pointe-de-la-Martinière Formation (Figure 5.9) where they are interbedded with minor turbidites, red mudstone and limestone conglomerates. The deposition of pelagic sediments and the formation of diagenetic calcite and dolomite in the Pointe-de-la-Martinière Formation were influenced largely by the production of organic matter. Biogenic production, the location of the minimum oxygen layer (MOL) and the availability of detrital carbonates are all controlled by sea level. Because the MOL is related to a zone of high biogenic productivity (i.e. an upwelling), the Logan cycles and BSL intervals were likely deposited near the shelf edge (Figure 5.9) and the cyclic nature of the sediment related to high frequency sea-level fluctuations (Landing *et al.* 1992). In such a relatively shallow setting, sea-level has a major influence on sedimentation style as seen by the occasional input of shelf sediment and debris flows. The lag found at the top of some Logan cycles is indicative of reworking, most likely by storm waves. Because limestone concretions form near the sediment – water interface (Sellés-Martinez 1996), the reworking of the Logan cycle during a lowstand enables erosion and transportation of the nodule and broken beds into deeper settings, where they form the platy limestone conglomerate. The deposition of red mudstone occurs in the deeper part of the basin. Landing *et al.* (1992) suggested that the red mudstones are condensed intervals related to the onset of the bulge migration and that diachronous deposition of the red mud, seen in the Québec Reentrant, is related to trends in the subduction zone. Though this may

be valid on a regional scale, the present work indicates that shelf morphology played a significant role in controlling the distribution of the various types of sediments. Furthermore, imbrications of the former passive margin sediments into the Taconic tectonic prism further modified the basin configuration oceanwards. New barriers were created between elongated narrow troughs forcing sediment to move in an along-shore direction instead of basinward thus generating the bimodal paleocurrents measured in the Pointe-de-la-Martinière Formation.

5.5 Relations with adjacent coeval strata

The Île-aux-Coudres formation has a similar age to the Lauzon Formation. The formation is composed of green and grey mudstones with cm-thick sandy turbidites similar to the Lauzon Formation. There is however several debris flow deposits. This difference and slightly broader age compared to the type locality favours that it be included in the Lauzon Formation as the Île-aux-Coudres Member. The absence of a hiatus between Anse Maranda Formation and the Île-aux-Coudres Member, such as the one between the Anse Maranda and Lauzon formations, suggests either differential block movements of the shelf margin, or a topographically higher (i.e. shallower water) westerly portion of this margin (Figure 5.7).

Towards the southeast, the Lauzon is correlated with the Trois Pistoles Group (Figure 5.4). This group crops out extensively from Québec City to the tip of the Gaspé Peninsula. It is interpreted as slope and toe-of-slope turbidite deposit (Hein 1982; Hein and Walker 1982). Near Québec City, it contains only the lower Saint-Damase Formation (polymict

limestone conglomerates, arkosic sandstones, and mudstones in various proportions) and the upper Kamouraska Formation (quartzarenites and limestone conglomerate, and minor mudstone). Paleocurrents in the formation indicates flow parallel to the continental rise (Hein 1982; Hein and Walker 1982; Hubert *et al.* 1970). Currents in young rift-related basins are partly controlled by the initial rift morphology. Flows moving down the slope are deflected by barriers, such as the crests of rotated blocks or active rift-related volcanoes (La Flèche *et al.* 1993), in a direction parallel to the coast. Thus, in a collapsed block at the toe of the shelf in the Montmagny area could have existed. Alternatively, if a southeast-northwest trending subduction zone already existed by this time, the barrier could have been the approaching peripheral bulge. Collective differences in internal architecture (i.e., stratigraphy), type and composition of turbidite deposits, and paleocurrents strongly suggest that the Lauzon Formation and Trois Pistoles Group were not part of the same fan (Figure 5.7).

The Pointe-de-la-Martinière Formation is correlated, to the west, with the Lévis Formation. They have similar lithofacies though the Lévis contains more Logan cycles and black shale – limestone lithofacies than red mudstones (St-Julien 1995; Landing *et al.* 1992). This suggests that the Lévis Formation is an extension of the western, shallower part of the Pointe-de-la-Martinière Formation (Figure 5.9). Consequently, it could be argued on the basis of such similarities that both formations should be considered as a single one. If so, the name Pointe-de-la-Martinière (St-Julien and Osborne, 1973) should be dropped in favour of that of Lévis (Logan 1863). However, the Lévis Formation was not studied in detail in this work, and the correlative Rivière Ouelle Formation is also

known to have numerous along-strike correlation problems (Lavoie *et al.* 2003). Thus, it is best to keep both names until further work on all these correlative formations. To the east, the Pointe-de-la-Martinière Formation is correlated with the red mudstone-rich Rivière Ouelle Formation. The latter extends from Québec City to the Gaspé Peninsula and contains a wide range of rock types with common lateral changes (Lavoie *et al.* 2003; Vallière 1984). This formation is interpreted as a deep sea mud-rich fan (Cousineau and Longuépée 2003; Vallière 1984). The importance of lateral changes in sediment type and their distribution confirms a more complex basin geometry, probably related to the building of the Taconic tectonic prism (Figure 5.9).

5.5 Conclusions

This study builds on recent paleogeographic reconstructions of the Québec reentrant based on new sedimentological and paleontological data that have helped particularly in understanding the role of the Montmorency Promontory in sediment distribution of the Early to Middle Cambrian Anse Maranda Formation and on previous studies of Taconian flysch deposits in the area. Our work further demonstrates the importance of local geomorphology on the distribution of sediment. The predominance of gravity flow deposits, in both shelf and deep-sea fan deposits makes it difficult to define the exact depositional environment. However, combined detailed sedimentologic work (including use of trace fossils) with refined regional stratigraphy allows more precise identification of depositional environments and of the local paleogeography.

Sea level played an important role on the transition from mud/sand-rich turbidites to mud-rich turbidites, and also to a lesser degree on the sediment composition and grain-size of the Laurentian shelf in the Québec Réentrant. Limestone conglomerates were deposited during lowstand when the carbonate platform was eroded. Where carbonates were absent, lowstand deposits consist of siliciclastic turbidites (Saint-Damase and Kamouraska formations). In the Pointe-de-la-Martinière Formation, the position of the minimum oxygen layer, the formation of Logan Cycles and the erosion of the black mud and limestone might have been controlled by high frequency sea level fluctuations. The periodicity of the Logan Cycles in the Pointe-de-la-Martinière Formation was not determined. The Logan Cycles found in the Lévis Formation suggest a maximum periodicity of 143,000 years and was linked to change in carbonate productivity (Landing *et al.* 1992). This does not however explain the occurrence of a lag at the base of some cycles. Therefore change in water depth and/or wave activity are likely responsible for the deposition of Logan Cycles.

The paleogeographic context of a promontory associated with a range of shelf sediments, such as the one described here, should not be unique. The St. Lawrence and New York promontories of the Northern Appalachians are more important geographic features than the Montmorency promontory, though the Adirondack Massif probably formed a promontory of similar dimensions. Other small reentrants and promontories along the rifted margin of Laurentia should be further investigated. The large offset along the St. Lawrence promontory has limited the advance of subsequent tectonic fronts of both the Taconian and Acadian orogenies, thus preserving the rift and drift deposits of the distal

continental platform. This may not be the case where deformation has been more intense, such as in the New England part of the Québec Reentrant. However, if the promontories also formed headlands with a high relief, such as in the Québec City area and the Adirondack Massif, their importance in controlling later orogenic sediment distribution should remain, and could be recognized by detailed facies analysis.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Certaines interprétations concernant les sédiments du Groupe d'Île n'ont pas été mentionnées dans les chapitres précédents parce qu'elles ne cadraient pas dans les articles ou demandaient un espace supérieur à ce qu'allouaient les revues où les articles ont été soumis. Aussi, certaines données n'ont pas permis des interprétations concluantes, mais méritent toutefois de s'y arrêter. Des données provenant d'études complémentaires à la présente thèse sont également présentées.

6.1 Détails des données présentées

6.1.1 Nature de la glauconite

Les caractéristiques utilisées pour déterminer si les pellets de glauconite sont de nature autochtone (*in situ*) ou allochtone (transportés) ont été présentées au chapitre 2 et utilisées, sommairement, dans les articles traitant de la composition de la glauconite et de la sédimentologie de la Formation d'Anse Maranda. À l'intérieur de cette formation, la glauconite montre, dans l'ensemble, des caractéristiques autochtones. Toutefois, ce caractère peut varier selon la localité.

Tableau 6.1 Critères de définition de la nature de la glauconite selon les sections étudiées. Les éléments en caractères gras indiquent une nature autochtone.

Glauconite Autochtone	Formation d'Anse Maranda				Gr. de Saint-Roch (traces)	Glauconite Allochtone
	Anse Maranda (7%)	Anse aux Canards (1%)	Plage Gilmour (5%)	Saint-Bernard- sur-Mer (3%)		
Associée à des "hardgrounds"	Pas de "hardground"	Pas de "hardground"	Pas de "hardground"	Pas de "hardground"	Pas de "hardground"	Pas d'association aux "hardgrounds"
Craquelures	Communes	Présentes	Communes	Présentes	Aucune	Pas de craquelures
Associée aux terriers	Dans les faciès fins Subtile ailleurs	Pas de terriers	Dans les faciès fins Subtile ailleurs	Subtile	Pas de terriers	Aucune association aux terriers
Dans des séquences marines	Plateau continental	Plateau et pente continentale	Plateau continental	Plateau et pente continentale	Pente et galeis continental	Aucune relation avec l'environnement
Distribution homogène	Hom. dans les lits et la formation	Hom. dans les lits Sommet section	Hom. dans les lits et la formation	Très variable	Le long de lamines Certains lits seulement	Distribution hétérogène
Minces intervalles	355 mètres	20 mètres	Plus de 300 mètres	Plus de 100 mètres	Moins de 10 cm	Intervalles épais
Entre 50 et 500 microns	Moy. 300 microns Max. 1,2 mm	Moy. 90 microns Max. 400 microns	Moy. 250 microns Max. 1,3 mm	Moy. 200 microns Max. 1,2 mm	Moy. 200 microns Max. 250 microns	Peut être inférieur à 50 microns
Grains anguleux ou film homogène	Sub-arrondis (déformés)	Sub-arrondis (déformés)	Sub-arrondis (déformés)	Sub-arrondis (déformés)	Sub-anguleux (déformés)	Grains arrondis Film brisé
Grains plus grand que la matrice	Souvent 2 fois plus gros	Même taille	Souvent 2 fois plus gros	Légèrement plus gros	Même taille	Même taille que la matrice
Nombre de critères	6/9	5/9	6/9	5/9	3/9	
Nature	Autochtone	Parautochtone	Autochtone	Parautochtone et Autochtone	Parautochtone	

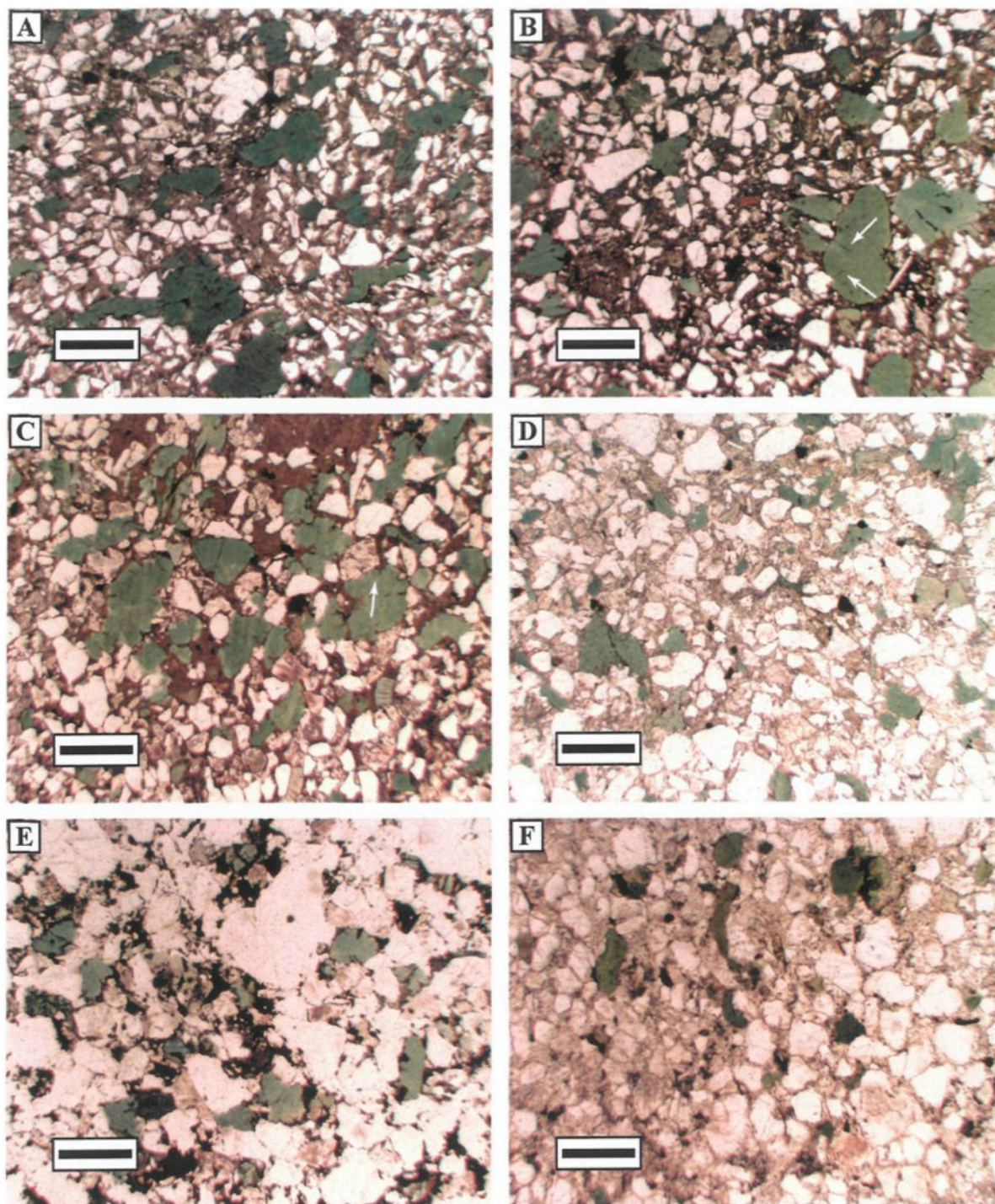


Figure 6.1 Différents aspects, en lame mince, de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda. Glauconite autochtone de A) la section AM, B) la section PG et C) retrouvée dans les terriers de la section PG. Glauconite parautochtone de D) la section AC, E) la section SB et F) du Groupe de Saint-Roch. Les flèches blanches pointent des craquelures. Échelle de 500 microns.

Des lits glauconieux sont également retrouvés dans le Groupe de Saint-Roch dans la région de Montmagny et dans le Groupe de Sillery près de l'embouchure de la rivière Chaudière.

La glauconite dans ces lits montre des caractéristiques purement allochtones. Voici donc une comparaison des divers éléments d'interprétation, lesquels sont condensés dans le tableau 6.1.

Aucune des sections ne montrent des évidences de surface indurée (*hardground*). Les craquelures sont communes dans les sections d'Anse Maranda (AM; Figure 6.1a) et de la Plage Gilmour (PG; Figures 6.1b et 6.1c). Dans les sections de l'Anse aux Canards (AC; Figure 6.1d) et de Saint-Bernard-sur-Mer (SB; Figure 6.1e), les craquelures sont présentes, mais se retrouvent sur une quantité moindre de grains comparée aux deux sections précédentes. Dans le Groupe de Saint-Roch, (SR), les grains de glauconite ne montrent aucune craquelure (Figure 6.1f).

L'association avec des terriers est évidente dans les sédiments à grains fins des sections AM et PG. Les mudstones et siltstones sont recoupés par des *Planolites* dont la couleur bleu vert contraste avec la couleur gris vert des sédiments hôtes. Dans les grès, cette relation terrier / glauconite est encore visible, mais plus subtile (Figure 4.6d). À la section SB cette relation est également subtile. Les sections AC et SR sont dépourvues de *Planolites*, seul des terriers de types *Skolithos* et *Arenicolites* sont localement présents et ne contiennent pas de glauconite.

Bien qu'il y ait des différences au niveau des mécanismes de dépôt et de la localisation sur la marge, tous les sédiments mentionnés ici se sont déposés en milieu marin. La distribution de la glauconite est toutefois variable selon les sections. Aux sections AM et

PG, la glauconite se retrouve dans tous les lits grossiers sans être toutefois concentrée à des niveaux précis au travers ces lits. À l'Anse aux Canards, la glauconite se retrouve de façon homogène dans la partie sommitale de la section. À la section SB, la glauconite se retrouve en faible quantité, mais est surtout concentrée dans la partie médiane de la section. La glauconite y est distribuée de façon homogène, mais occasionnellement le long de laminations. Cette distribution le long de laminations est évidente dans les rares lits glauconieux du Groupe de Saint-Roch. L'épaisseur des sections glauconieuses de la Formation d'Anse Maranda est variable, mais toujours supérieure à l'épaisseur moyenne de 3 mètres des niveaux riches en glauconite autochtone (Amorosi 1997). Dans le Groupe de Saint-Roch les lits contenant de la glauconite ont une épaisseur inférieure à 10 cm.

La taille des pellets de glauconite est semblable pour toutes les sections de la Formation d'Anse Maranda, à l'exception de la section AC où la taille des pellets y est inférieure. La taille moyenne des grains de glauconite dans le Groupe de Saint-Roch est semblable à celle des grains de la Formation d'Anse Maranda, mais la taille maximale y est beaucoup plus petite. Les pellets présents aux sections AM et PG sont souvent deux fois plus gros que les sédiments qui les entourent (Figures 6.1a et 6.1b). Cette différence de taille est moins évidente à la section SB (Figure 6.1e) et absente aux sections AC et SR (Figures 6.1d et 6.1f). Les grains de glauconite sont aplatis lors de l'enfouissement, mais où la cimentation précoce en calcite a eu lieu les grains sont arrondi (Figure 6.1c), à l'exception de la section SR où les grains sont anguleux (Figure 6.1f).

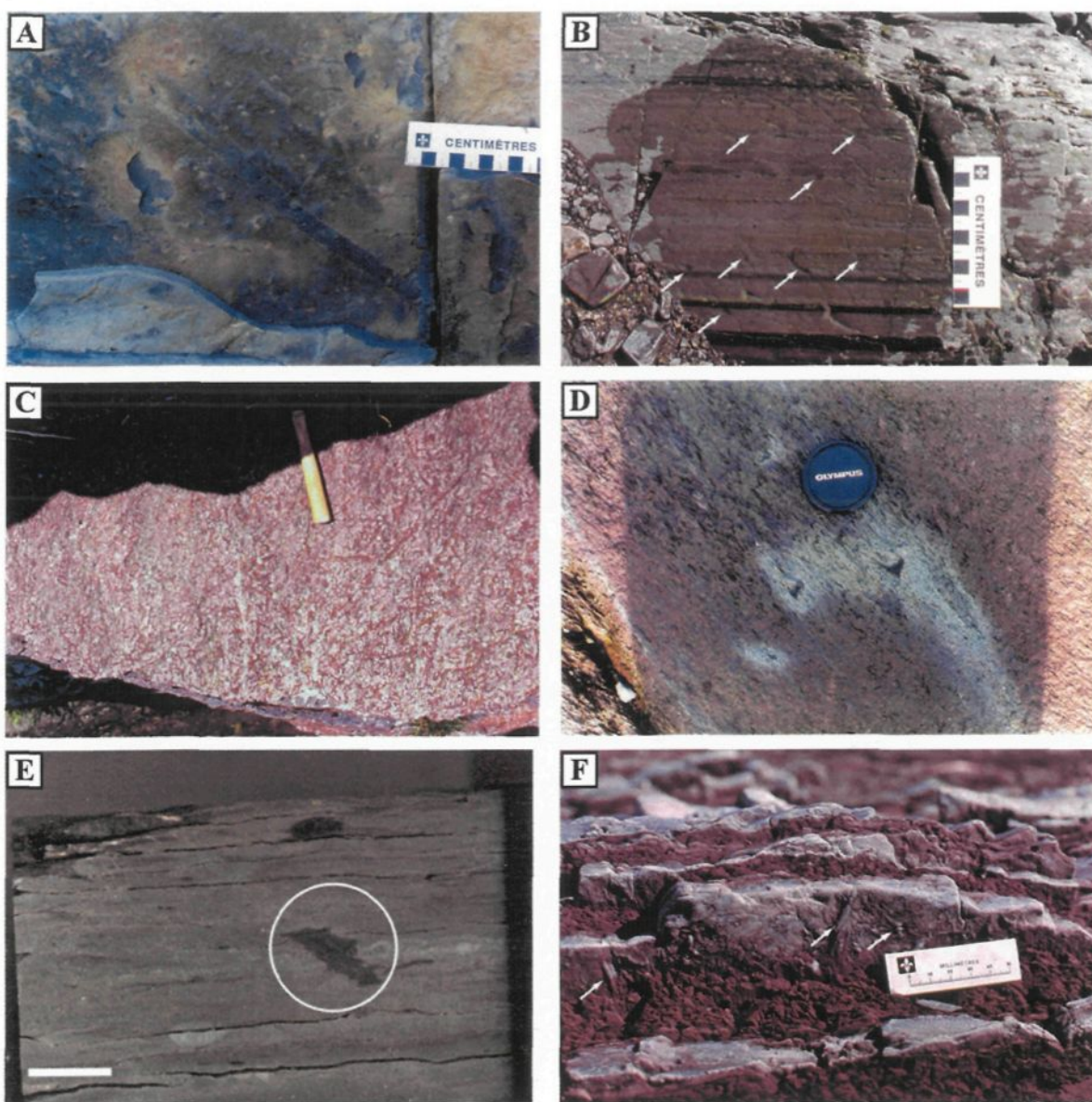
À la lumière de ces observations, il est facile d'attribuer une nature autochtone à la glauconite des sections AM, PG et SB et une nature allochtone à celle de la section SR.

Toutefois, la composition similaire entre la glauconite du Groupe de Saint-Roch et celle de la Formation d'Anse Maranda et la position palinspastique des deux unités suggèrent fortement que la glauconite du Groupe de Saint-Roch est plutôt parautochtone, c'est-à-dire qu'elle a une nature détritique, mais qu'elle provient de la même séquence de dépôt (Amorosi 1997). La glauconite de la section de l'Anse aux Canards semble plutôt autochtone. L'absence des caractéristiques les plus significatives (les trois premières, tableau 6.1) est due à l'environnement transitionnel entre les sédiments de plate-forme et ceux de pente.

6.1.2 Identification des traces fossiles

Les différentes traces fossiles retrouvées dans la Formation d'Anse Maranda et l'intensité de la bioturbation sont des éléments primordiaux dans la réinterprétation de l'environnement de dépôt. Toutefois, peu d'espace a été consacré à l'identification des traces. La section présente se veut donc une description sommaire des traces rencontrées dans le but de faciliter l'identification de ces traces lors d'études ultérieures. Les critères d'identification et les interprétations proviennent surtout du livre « *Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems* » de Pemberton *et al.* (2001).

L'ichnofaciès 1, tel que défini au chapitre IV, contient les traces *Planolites* et *Helminthopsis*. Les *Planolites* sont des terriers horizontaux, "non-tapissés" (*unlined*), droit à tortueux avec de rares embranchements.



Figures 6.2 Quelques traces fossiles retrouvées dans les roches du Groupe d'Île d'Orléans. A) *Planolites* à la base d'un mudstones dolomitiques (division C d'un cycle de Logan) dans la Formation de Pointe de La Martinière (section PM). B) Plusieurs taches et fines lignes noires typiques de la trace *Helminthopsis* dans les sédiments fins de la Formation de Lauzon (section MOB). C) Lits très fortement bioturbé dans la Formation de Pointe de La Martinière (section PLD) et où les traces sont rehaussées par la couleur rouge. Il semble s'agir d'un assemblage de *Planolites* de petites tailles et d'*Helminthopsis*. Le manche du marteau fait environ 30 cm. D) Certaines traces (*Helminthopsis* ?) ont servi de conduit pour les fluides diagénétiques réducteurs dans la Formation de l'Anse Maranda (section SB). E) Le terrier à l'intérieur du cercle blanc semble montrer une alternance de couches noires et de sédiments plus verdâtres telle que l'on retrouve dans les terriers de type *Cylindrichnus*. F) Reliefs négatifs à la base d'un lit de turbidites calcaires de la Formation de Pointe de La Martinière (section PLD). Il s'agit soit d'une trace pré-turbidites non-identifiée.

En coupe, ces terriers ronds à elliptiques montrent des murs réguliers à irréguliers avec, parfois, une texture annulaire. La taille des est très variable. Ces terriers sont communs dans la Formation d'Anse Maranda et sont facilement observables sur le plan de litage (Figure 4.6b) ou en coupe (Figures 4.6c et 4.7c). Leur taille peut atteindre plus d'un mètre de longueur (Figure 4.6b).

Des *Planolites* sont également présents dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière (Figure 6.2a). Le remplissage des *Planolites* est différent du sédiment hôte. Toutefois, dans la Formation d'Anse Maranda cette caractéristique est difficile à observer car ces terriers qui sont rempli de calcite diagénétique. Cette cimentation permet la conservation, en relief positif, des terriers. Dans la formation d'Anse Maranda, ce sont également des terriers riches en glauconite. La trace *Helminthopsis* se caractérise par des lignes horizontales ou faiblement inclinées, méandriques qui ne montrent aucun embranchement ou recoupement. Elles sont bordées d'une mince couche noire. Dans la Formation d'Anse Maranda cette couche a parfois une couleur rouille due à l'oxydation des sulfures retrouvés dans le mur fait de matière organique. Dans la Formation d'Anse Maranda, ces traces sont visibles sur le plan de litage (Figure 4.6a) et en coupe (Figure 4.6e). Elles se retrouvent aussi dans les sédiments à grains fins de la Formation de Lauzon (Figure 6.2b) et de Pointe-de-la-Martinière (Figure 6.2c). Dans certains cas, les fluides réducteurs ont emprunté ces terriers, ce qui donne une alternance de couleur vert / rouge discordante au litage (Figure 6.2d).

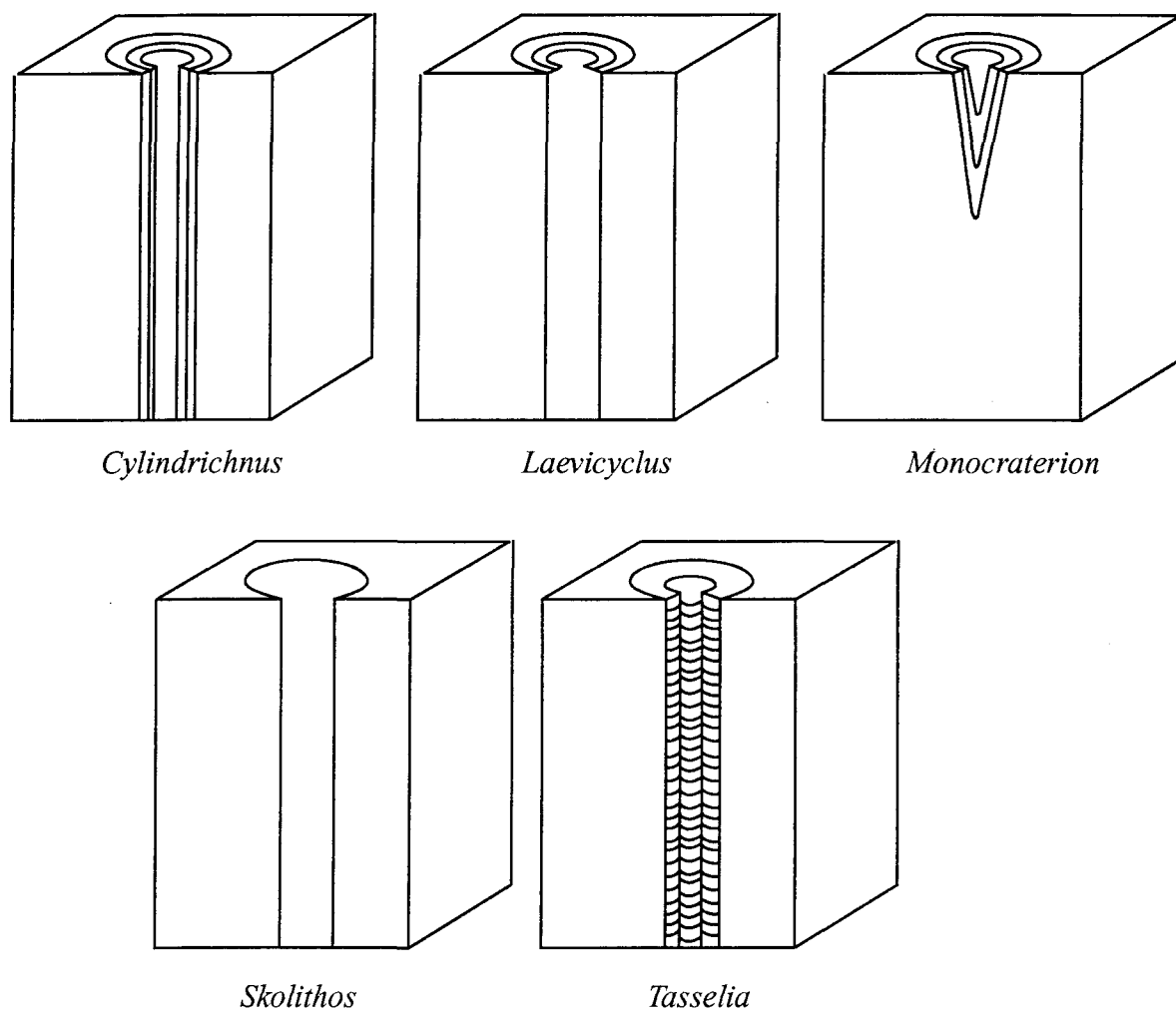


Figure 6.3 Schéma de la morphologie de plusieurs ichnogenes de la trace de type Skolithos. Tous ces terriers ont constitué l'abris d'un organismes se nourrissant de matières en suspension ou d'un prédateur passif tel un polychète.

Ces deux traces fossiles représentent le comportement d'organismes qui se nourrissent de la matière nutritive présente sur (*Helminthopsis*) et dans le sédiment (*Planolites*). Les murs de *Helminthopsis* indiquent un sédiment faiblement consolidé, ici les mudstones.

L'ichnofaciès 2 contient les deux traces décrites précédemment, mais aussi des traces *Cylindrichnus*, *Paleophycus* et *Chondrites*. La trace *Cylindrichnus* fait partie des terriers verticaux de type Skolithos (Figure 6.3). Elle se caractérise par des cercles concentriques à la surface des lits et par des lignes plus ou moins parallèles en coupe. Ces deux éléments sont visibles dans les sédiments de la Formation d'Anse Maranda (Figures 4.6a et 6.2e).

La trace *Cylindrichnus* est la relique d'un abri d'organisme se nourrissant de matière en suspension. La trace *Paleophycus* ressemble beaucoup aux *Planolites*. D'ailleurs leur différenciations à longterm ont été un problème. Les différences majeures sont la présence d'une bordure autour des *Paleophycus* et un remplissage semblable au sédiment hôte. La présence de bordure est sans équivoque pour certains terriers dans les sédiments de la Formation d'Anse Maranda (Figure 4.6e). Cette trace est laissée par un organisme prédateur dont le terrier servait d'abris (Pemberton et Frey 1982). La trace *Chondrites* est un terrier qui montre une structure complexe semblable à des racines. Les diverses branches sont rectilignes et ne se recoupent pas. Sur un plan parallèle au litage, cette trace donne l'impression de feuille similaire à des fougères. Dans la Formation d'Anse Maranda, seule la concentration de petits points blancs, typique de la vue en coupe des *Chondrites*, a été observée (Figure 4.7c). Les *Chondrites* sont mal connues, mais semblent être un le domicile d'un organisme qui se nourrit de la matière enfouie dans les sédiments.

L'ichnofaciès 3 contient une partie des traces décrites précédemment, mais ne montre pas de traces caractéristiques. Des traces non décrites dans les lignes précédentes se retrouvent dans les turbidites de la section de l'Anse aux Canards et aussi dans les turbidites de la Formation de Pointe-de-la-Martinière et du Groupe de Saint-Roch. La plus commun est une trace du type *Skolithos*. Ce type de trace se définit comme de simples tubes verticaux remplis, par gravité, de sédiments sans structures. Dans le cas des deux unités mentionnées, les terriers ne montrent pas de murs ou structures internes, ce qui permet de les identifier comme *Skolithos*. Il est possible, dans certains cas, d'observer cette trace verticale dans son ensemble (Figure 4.7e), mais dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière, on remarque surtout son empreinte à la base des lits de grès (Figure 6.2f). Toutefois, l'aspect allongé de certains de ces hyporeliefs suggère la présence d'une autre trace, pré-turbidites, probablement *Helminthopsis*. Un exemple de la trace *Arenicolites*, avec son tube arqué et l'entonnoir qui lui succède est visible dans un lit de la Formation d'Anse Maranda (Figure 4.7e). *Skolithos* et *Arenicolites* sont deux terriers d'organisme se nourrissant de matière en suspension.

Les traces retrouvées dans le Groupe d'Île d'Orléans sont relativement diversifiées et montrent des éléments qui permettent de définir les différents ichnogenas. Toutefois, il est possible d'en faire des descriptions plus poussées, par exemple différencier *Helminthoida* et les différentes espèces d'*Helminthopsis* (Pemberton *et al.* 2001; Wetzel et Bromley 1996). Dans le cas présent, un effort a été mis pour différencier les différents *Skolithos*. Dans le cas des *Helminthopsis* et de *Skolithos*, les différences entre les espèces sont dues, probablement, à différents organismes plutôt qu'à différents environnements.

6.2 Données supplémentaires

Les travaux sur le Groupe d'Île d'Orléans ont nécessité l'obtention de données provenant d'études très spécialisées et débordant du cadre de la thèse. Ces données, palynologie et maturation de la matière organique, ont été acquies par différents chercheurs du projet « Ponts géologiques de l'est du Canada », sur des échantillons récoltés lors des campagnes de terrain reliées à la thèse.

6.2.1 Palynologie

La palynologie, qui consiste à l'étude des micro-fossiles présents dans les mudstones des formations d'Anse Maranda et de Lauzon, a été réalisée par le Dr Elliot Burden de l'Université Memorial à Terre-Neuve. Ces données (tableau 6.2), surtout reliées à l'identification des acritarches, a permis de bien caler dans le temps la période de dépôt des différentes formations et aussi de définir le diachronisme du contact entre la Formation d'Anse Maranda et la Formation de Lauzon entre la région de Québec et de l'Île-aux-Coudres. Ce diachronisme a été brièvement discuté dans le chapitre 4 et le sera aussi dans une section subséquente.

Les acritarches font partie du phytoplancton, ce sont donc des formes très fragiles de fossiles. Parce qu'ils sont fragiles et qu'ils sont composés uniquement de matière organique, ils ne se retrouvent que dans les mudstones qui n'ont pas été oxydés. Outre les âges donnés par ces microfossiles, d'autres éléments, non essentiels à la thèse, ont pu être définis.

Tableau 6.2 Liste des microfossiles identifiés par E. Burden pour les échantillons de la Formation de l'Anse Maranda. (Se continue à la page suivante).

Échantillon	Âge	Fossiles
PG-00-01B	Indéterminé Cambrien Précocé ? Moyen ?	<i>Comasphaeridium strigosum</i> <i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> <i>Lophosphaeridium tentavium</i> <i>Retisphaeridium dichamerum</i>
PG-00-07C	Fin Cambrien Précocé Début Cambrien Moyen	<i>Comasphaeridium strigosum</i> <i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Lophosphaeridium tentavium</i> <i>Lophosphaeridium</i> sp. Cf. <i>L. truncatum</i> <i>Skagia ciliosa</i> <i>S. orbicularis</i> <i>Eliasum</i> sp.
PG-00-04J	Fin Cambrien Précocé Début Cambrien Moyen	<i>Skagia ciliosa</i> <i>Eliasum</i> sp. <i>Michrhystridium ellipticum</i>
AC-00-01C	Indéterminée Cambrien Précocé ? Moyen ?	<i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Lophosphaeridium</i> sp. Cf. <i>L. truncatum</i>
AM-00-01A	Cambrien Moyen	<i>Eliasum</i> sp. <i>Critallinium cambriense</i>
AM-00-01F	Début Cambrien Moyen	<i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Comasphaeridium strigosum</i> <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> <i>Goniospheridium implicatum-varium</i> <i>Lophosphaeridium tentavium</i> <i>Lophosphaeridium</i> sp. cf. <i>L. truncatum</i> <i>Retisphaeridium dichamerum</i> <i>Critallinium cambriense</i> <i>Skagia ciliosa</i> (?) <i>S. brevispinosa</i> (?)
AM-00-04C	Début Cambrien Moyen	<i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Comasphaeridium strigosum</i> <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> <i>Goniospheridium implicatum-varium</i> <i>Lophosphaeridium tentavium</i> <i>Lophosphaeridium</i> sp. cf. <i>L. truncatum</i> <i>Retisphaeridium dichamerum</i> <i>Critallinium cambriense</i> <i>Skagia ciliosa</i> (?) <i>S. brevispinosa</i> (?) <i>Michrhystridium ellipticum</i>
VG-00-01A	Cambrien tardif ? Ordovicien Précocé ?	<i>Baltisphaeridium</i> sp. cf. <i>B. critinum</i> <i>B. klavabense</i> <i>B. longispinosum</i>
VG-00-01F	Cambrien tardif	<i>Vulcanisphaera</i> sp. paraconodonte ou scolecodonte

Tableau 6.2 (suite).

Échantillon	Âge	Fossiles
SB-01-01H	Indéterminé Cambrien ?	<i>Comasphaeridium strigosum</i> <i>Micrhystridium lubomlense</i> <i>Retisphaeridium dichamerum</i>
PBB-01-01E	Fin Cambrien Précocé Début Cambrien Moyen	<i>Skagia ciliosa</i> <i>Baltisphaeridium cerinum</i> (<i>Filispherisium</i> sp. 1) <i>Elasium llaniscum</i> <i>Liepaina plana</i> (?) <i>Lophosphaeridium tentavium</i>
PBB-01-02E	Cambrien Moyen Cambrien Tardif	<i>Cristallinium rendomense</i>
SL-01-01E	Tremadocien Cambrien Tardif ?	<i>Baltisphaeridium longispinosum</i> <i>Lunulidia</i> sp.

Par exemple, l'indice d'altération des acritarches suggère que les roches du Membre d'Île-aux-Coudres ont été soumises à des températures excédant 120 - 1700C, ce qui place les échantillons dans la fenêtre à gaz. La quantité de micro-fossiles et les espèces retrouvées indiquent que les sédiments de la Formation d'Anse Maranda avaient un faible contenu en matière organique, alors que la Formation de Lauzon (Membre d'Île-aux-Coudres) en contenait assez pour être considérée comme une source majeure d'hydrocarbures et donc une roche-source potentiellement importante dans le cadre de l'exploration pétrolière dans les Appalaches du Québec.

6.2.2 Maturation de la matière organique

Comme certains éléments d'interprétation sur la genèse de la glauconite riche en aluminium et sur la composition des sédiments du Groupe d'Île d'Orléans reposait sur la connaissance des conditions diagénétiques, une étude de la maturité de la matière organique a été réalisée par le Dr Rudolf Bertrand de l'Institut national de la Recherche scientifique (INRS – Géoressources). Une série de huit échantillons a été soumise pour analyse pétrographique de la matière organique par lumière transmise et réfléchie. De ces huit échantillons, trois se sont avérés stériles.

Les résultats de l'étude de la réflectance (tableau 6.3) indiquent que les sédiments du Groupe d'Île d'Orléans se sont retrouvés dans la zone à catagenèse, ce qui correspond à la fenêtre à gaz sec. Ces résultats concordent avec l'indice d'altération des acritarches pour les roches retrouvés à l'Île-aux-Coudres. Il est important de noter que la variation de réflectance ne concorde aucunement avec la position stratigraphique des échantillons.

Tableau 6.3 Résultats des analyses de la réflectance de la matière organique pour des échantillons de la Formation de l'Anse Maranda (AM), de la Formation de Lauzon (MOB et QSM) et de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (AL) et zones à hydrocarbures correspondantes.

Échantillon	Formation	Réflec. vitrine	Zone pré-métam.	Zone HC
AM-00-01B	Anse Maranda	2,09	Catagenèse	Gaz sec
MOB-00-03A	Lauzon	2,03	Catagenèse	Gaz sec
MOB-00-12B	Lauzon	2,03	Catagenèse	Gaz sec
QSM-00-03B	Lauzon	1,94	Catagenèse	Condensats
AL-00-02B	Pte de La Martinière	2,11	Catagenèse	Gaz sec

Tableau 6.4 Composition du kérogène retrouvée dans certains échantillons du Groupe d'Île d'Orléans. Gr: graptolites, Am: amorphinite à trame de pyrobitume plus ou moins cokéfiée, Gout: gouttelette de pyrobitume, Pyi: pyrobitume plus ou moins isotrope, Pya: pyrobitume à anisotropie plus ou moins ondulante; coke, pyrobitume à structure de coke. Résultats fournis par R. Bertrand.

Échantillon	Formation	Pourcentage					
		Gr	Am	Gout	Pyi	Pya	Coke
AM-00-01B	Anse Maranda			100			
MOB-00-03A	Lauzon		20		30		50
MOB-00-12B	Lauzon		70			30	
QSM-00-03B	Lauzon		80			20	
AL-00-02B	Pte-de-la-Martinière		70		20	2	8

La variation reflète donc plutôt des fluctuations locales d'un processus global lié à la tectonique ou à une activité hydrothermale.

En ce qui a trait à la nature de la matière organique observée (tableau 6.4), tout indique que la Formation d'Anse Maranda contient de la matière organique allochtone et que les formations de Lauzon et Pointe-de-la-Martinière sont potentiellement des roches mère à hydrocarbure. La rareté de la matière organique dans la Formation d'Anse Maranda telle que notée par les travaux sur les acritarches et ceux sur la maturité de la matière organique, tendent à confirmer le modèle sédimentologique défini par les travaux de doctorat. En effet, il est probable que la matière organique primaire (telle que défini par la présence d'acritarches) aie été originalement abondante, mais les faibles taux de sédimentation ont permis aux organismes présents de la consommer entièrement, tel que le suggère l'intensité de la bioturbation.

6.3 Interprétations supplémentaires

Certaines des interprétations faites au cours de la thèse n'ont pas été incluses dans les articles précédents car elles cadraient mal dans les objectifs visés par ces l'article ou parce qu'elles se basaient sur des résultats ou modèles avec trop d'incertitudes. Ces interprétations sont présentées ici dans le but d'engendrer une réflexion sur certains résultats et sur les lacunes des connaissances actuelles.

6.3.1 Niveau marin et stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est une approche allostratigraphique qui permet de donner un cadre chronostratigraphique, plutôt que lithostratigraphique, à un empilement sédimentaire (Van Wagoner *et al.* 1988). Comme le principal élément qui engendre les variations dans les textures et structures des dépôts est le niveau marin (et tout ce qui s'y rattache, c'est-à-dire limite de la côte, de la zone d'influence des vagues, etc.), les variations dans un empilement sédimentaires sont interprétées selon un cycle qui part d'un bas niveau marin, passe par une transgression, puis à une période de haut niveau marin et se termine par une régression (Helland-Hansen et Gjølberg 1994). Une terminologie particulière est dédiée aux empilements (prisme d'accrétion) et surfaces d'érosion résultants de ces cycles. La section suivante est une tentative de placer les sédiments du Groupe d'Île d'Orléans dans un tel contexte de stratigraphie séquentielle.

La Formation d'Anse Maranda est un dépôt de plate-forme clastique mis en place dans un milieu sous l'influence probable de tourmente. Elle forme une séquence granocroissante surmontée d'un mince intervalle de mudstones. La portion granocroissante de l'empilement signifie soit une progradation, soit une régression, alors que l'intervalle de mudstones suggère une transgression. Ces variations eustatiques possibles ne semblent pas correspondre à celles des sous-séquences de Sauk telles que définies par Sloss (1988), mais plutôt à celles des Grands Cycles Cambriens de Chow et James (1987). Ces cycles ont été identifiés dans les dépôts de la marge passive le long du Promontoire du Saint-Laurent. La séquence granocroissante est équivalente au Grand Cycle A, alors que l'intervalle fin représente le début du Grand Cycle B. Dans un cadre de stratigraphie séquentielle, la

Formation d'Anse Maranda représente un prisme régressif (*falling stage system tract*). L'absence d'une surface d'érosion au sommet des grès du lithofaciès AM5 suggère qu'il s'agit d'une séquence de type 2 (Van Wagoner *et al.* 1988). Ce type de séquence se forme surtout quand le taux de subsidence est plus élevé que la baisse du niveau marin et, donc, que la plate-forme ne devient pas émergée. Les turbidites présentes à l'est (lithofaciès AM6) se sont probablement déposées lors de la régression et du bas niveau marin. Le mince intervalle de mudstones au sommet de la formation représente un intervalle transgressif.

Le conglomérat de Ville Guay, qui surmonte la Formation d'Anse Maranda, est corrélé avec plusieurs autres conglomérats calcaires appalachiens et représente le bas niveau marin à la fin de la sous-séquence Sauk II (Lavoie *et al.* 2003). L'absence des dépôts régressifs / progradants du Grand Cycle B est probablement due à une érosion précédant la déposition du conglomérat de Ville Guay. Le deuxième intervalle conglomératique présent dans la Formation de Lauzon semble correspondre au bas niveau marin de la fin du Grand Cycle C (Figure 5.4). La reconstruction paléogéographique de la région d'étude favorise une morphologie de plate-forme en paliers successivement plus bas vers le large et en touche de piano latéralement. Dans un contexte de marge en sédimentation appauvrie, comme ici, ceci permet d'envisager que plusieurs dépressions originales ont été comblées progressivement dans le temps par progradation, surtout en période de bas niveau marin. Les successions granodécroissantes au-dessus du conglomérat de Ville Guay et du second intervalle conglomératique pourraient s'être mises en place dans un contexte de construction et progradation de prismes sédimentaires de bout de plate-forme (*mini rise*;

Washington et Chisick 1994) ou comme des phases de cicatrisation (*healing phase*) lors de la transgression suivant le bas niveau marin responsable du dépôt des conglomérats (Posamentier et Allen 1993).

Il existe peu d'éléments présents dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière qui puisse s'insérer dans un concept de stratigraphie séquentielle. Toutefois, les variations du niveau marin se reflètent dans les cycles de Logan (Landing *et al.* 1992), les intervalles dolomitiques représentant les périodes de bas niveau marin. Dans la Formation de Lévis, corrélables avec celle de Pointe-de-la-Martinière, le temps maximal entre chaque bas niveau marin serait de 143 000 ans (Landing *et al.* 1992).

Les concepts de stratigraphie séquentielle s'appliquent facilement où l'architecture des dépôts, tant en affleurement qu'en sous surface, est conservée et où les discordances sont communes. Il est plus difficile de lier les sédiments d'eau profonde avec les variations du niveau marin, car le mécanisme de transport de sédiments varie peu (courant de gravité) et il y a absence d'éléments érosifs. Toutefois, un lien entre la granulométrie du cône sous-marin et le niveau marin peut être fait. Ainsi, les cônes boueux, comme la Formation de Pointe-de-la-Martinière, se déposent en période de haut niveau marin, alors que les cônes sableux et graveleux sont plus susceptibles de se former en période de bas niveau marin (Reading et Richards 1994). Finalement, lors que les dépôts sont déformés, l'architecture originale est détruite et il devient très subjectif de contraindre les éléments à un cadre de stratigraphie séquentielle. Cet exercice relève plus de l'application de dogmes et donc il est préférable de continuer d'approcher ce type de dépôts en fonction des variations du niveau marin sans tenter d'appliquer les concepts de stratigraphie séquentielle *sensu stricto*.

6.3.2 Glaucunitisation en période de régression

Le processus de glauconitisation est lié aux environnements marins où les taux de sédimentation sont faibles (Odin et Matter 1981), c'est pourquoi les sédiments riches en glauconite sont généralement associés aux périodes transgressives ou de haut niveau marin (Amorosi 1995). L'envolement de la source limite ainsi l'arrivée d'un volume important de sédiments. La présence de glauconite dans des séquences régressives et de bas niveau marin est possible, mais dans la majeure partie des cas, il s'agit de glauconite allochtone. Il existe des exemples où il y a glauconitisation en période de baisse du niveau marin (Haq *et al.* 1988; Mancini et Tew 1993). La glauconite se forme alors dans de minces dépôts au bout du plateau continental (*shelf-edge wedge*) lors de séquence de type 2.

La présence de glauconite autochtone dans la Formation d'Anse Maranda est donc particulière parce que l'intervalle est épais (355 mètres) et qu'il y a baisse du niveau marin. La paléogéographie de la région permet toutefois d'expliquer ce phénomène. Au cours du Cambrien, le delta de Oak Hill et le graben du Saguenay constituaient les deux principales sources de sédiments (Cousineau et Longuépée 2003). Alors que les sédiments provenant de l'embouchure du paléo-Saguenay étaient transportés directement au fond du bassin océanique, les sédiments provenant du graben d'Ottawa-Bonnechère s'épandaient surtout vers l'ouest à cause de la configuration des courants due à la position géographique (Dennis 1964; Marquis et Kumarapeli 1993). Donc, la source des sédiments de la Formation d'Anse Maranda était limitée à la région directement dans l'axe du Promontoire de Montmorency. La morphologie en "touche de piano" de la marge limitait aussi tout apport latéral.

Comme la plate-forme au large du promontoire était relativement étroite, il est possible que la Formation d'Anse Maranda représente une zone où les sédiments passent régulièrement de la zone côtière à la pente continentale (*bypass*), possiblement à de l'étroitesse de la plate-forme. Une érosion limitée et un remaniement des dépôts de la Formation d'Anse Maranda, expliquent ainsi la présence de glauconite dans les sédiments de pente (groupes de Sillery et de Saint-Roch). Ce remaniement, probablement par des courants générés par des tempêtes, explique aussi la présence, en faible quantité, de pellets de glauconite brisés dans la Formation d'Anse Maranda. Une zone de non dépôt comme celle proposée est un élément commun des plateaux continentaux, particulièrement en période régressive où l'espace d'accommodation devient de plus en plus limitée.

Malgré le fait que le scénario proposé précédemment s'avère plausible, la glauconitisation de sédiments en période régressive reste problématique. La fourchette de profondeur à laquelle s'effectue la glauconitisation s'étend de 50 à 500 mètres (Odin et Matter 1981). Il est possible que l'environnement de dépôt des grès de la Formation d'Anse Maranda ne quitte jamais cet intervalle. Toutefois, ce sont les taux de sédimentation qui contrôlent le processus. On ne retrouve aucune indication de période transgressive de courte durée, favorisant la formation de glauconite, dans l'intervalle généralement régressif. La question est de savoir si de faibles taux de sédimentation peuvent être maintenus pendant très longtemps lors d'une baisse du niveau marin relatif. Comme les taux de sédimentation doivent être bas, il est plus probable, mais pas obligatoire, que cette baisse relative du niveau marin soit une régression plutôt qu'une progradation.

6.3.3 Évaluation des taux de sédimentation

L'efficacité du processus de glauconitisation étant liée au temps d'exposition des sédiments à l'eau de mer, une estimation de la durée du processus a été proposée par Odin et Dodson (1982). La profondeur d'enfouissement à laquelle la glauconite arrête de se former est inconnue, mais tout indique qu'elle est d'environ 3 mètres (Amorosi 1997). Puisque l'on connaît, jusqu'à un certain point, ces deux éléments, il y a lieu de s'interroger sur l'utilisation de la glauconite comme moyen d'estimer les taux de sédimentation. Cet exercice est d'autant plus intéressant que la Formation d'Anse Maranda montre des contradictions quant aux conditions nécessaires à la formation du minéral, c'est-à-dire des faibles taux de sédimentation en période de régression marine. En utilisant les teneurs en potassium de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda pour déterminer le temps et en supposant un arrêt de la glauconitisation après un enfouissement de 3 mètres, on obtient un taux de sédimentation moyen de 47 mm/ka pour les valeurs de K_2O mesurées et de 19 mm/ka pour les valeurs de K_2O recalculées (tableau 6.5). Les données palynologiques attribuent un âge Cambrien Moyen à la Formation d'Anse Maranda. Si l'on suppose que les 355 mètres de sédiments de la section type, située à l'Anse Maranda sur l'Île d'Orléans (St-Julien 1995), se sont déposés entièrement durant le Cambrien moyen et que celui-ci a duré environ 9 Ma, selon l'échelle (Okulitch 1999) définie pour le Canada, on obtient un taux de sédimentation moyen de 39 mm/ka. Toutefois, il faut tenir compte de la compaction subie par ces sédiments. Les boues referment beaucoup d'eau au moment de leur dépôt. Ce n'est pas le cas des sables qui subissent peu de compaction physique. Pour les besoins de l'exercice, sur la base des proportions existantes de mudstones relatives aux

grès dans la section (et en excluant le faciès AM1 au sommet), on peut supposer que l'épaisseur des mudstones est d'environ 65 mètres. En présumant un taux moyen de compaction d'environ 50%, on obtient une épaisseur originale de la formation de 420 mètres (sans les mudstones du sommet), et donc un taux de sédimentation d'environ 47 mm/ka.

La similitude entre les valeurs calculées à partir du K_2O mesuré et d'une épaisseur de 420 mètres (tableau 6.5), semble indiquer qu'il n'y a pas eu de perte en potassium lors de la diagenèse. Toutefois, cette coïncidence de valeur est probablement fortuite. En effet, dans les deux cas, il a fallu faire plusieurs hypothèses et l'incertitude sur les calculs est donc très grande. À la base, le modèle de Odin et Dodson (1982), qui permet de définir un cadre temporel au processus de glauconitisation, est seulement une généralisation et il est probable que la vitesse du processus varie selon le milieu. Les taux calculés à partir de la composition de la glauconite le sont en considérant une inhibition du processus après un enfouissement de 3 mètres (Amorosi 1997). Cependant si cette épaisseur est modifiée, par la bioturbation ou la texture des sédiments, les taux peuvent passer de 19 mm/ka (épaisseur de 3 m, K_2O recalculé) à 32 mm/ka (épaisseur de 5 m, K_2O recalculé), tel que mentionné dans le tableau 6.5. Il en est de même pour les taux de sédimentation basé sur l'âge du dépôt. En effet, le taux de compaction utilisé n'est qu'une évaluation très sommaire. Le calcul de l'épaisseur se base sur une seule section que l'on présume continue, sans hiatus ni répétition. Or, les travaux de terrain ont révélé la présence de petites failles sans déplacement apparent important, mais qui pourraient toutefois fausser l'épaisseur de la formation.

Tableau 6.5 Calcul des taux de sédimentation en utilisant la teneur en potassium pour les différentes sections de la Formation de l'Anse Maranda. La zone grise représente la section type de l'Anse Maranda où l'épaisseur de la Formation a été évaluée à 355 mètres par St-Julien (1995). La formule mathématique utilisée a été déterminée à l'aide du diagramme de durée de la glauconitisation présenté à la Fig. 3.7 de la présente thèse.

Échantillon	K ₂ O mesuré (%)	Temps (an)	Taux 3m (mm/ka)	Taux 5m (mm/ka)	K ₂ O recal. (%)	Temps (an)	Taux 3m (mm/ka)	Taux 5m (mm/ka)	
AC-01E	8,11	252344	12	20	7,91	207231	14	24	
AC-04A	6,93	78943	38	63	7,81	187795	16	27	
		Taux moyen	25	42			Taux moyen	15	25

AM-01B	6,36	45033	67	111	7,36	120566	25	41	
AM-01E	5,85	27253	110	183	7,37	121759	25	41	
AM-02C	7,2	102989	29	49	7,91	207231	14	24	
AM-04A	7,8	185955	16	27	7,81	187795	16	27	
AM-04B	8,13	257364	12	19	7,82	189654	16	26	
		Taux moyen	47	78			Taux moyen	19	32

PG-04H	8,62	416981	7	12	8,2	275731	11	18	
PG-07A	8,26	292514	10	17	7,96	217690	14	23	
PG-01-02A	7,43	129170	23	39	8,19	273029	11	18	
		Taux moyen	14	23			Taux moyen	12	20

SB-3G	8,11	252344	12	20	8,52	377874	8	13	
SB-PL	7,9	205200	15	24	7,75	177021	17	28	
		Taux moyen	13	22			Taux moyen	12	21

Durée de processus = $85,783e^{0,9848x}$ où x = K₂O (%)

Finalement, le contrôle biostratigraphique demeure faible et la calibration des zones palynologiques selon l'échelle géochronométrique (âge absolu) reste incertaine. Il en est de même pour le choix de la durée du Cambrien moyen (9 Ma) dont la valeur varie de façon importante selon les auteurs (Figure 1.4).

L'étude de l'évolution de la glauconite de la Formation d'Anse Maranda a aussi révélé qu'elle est un mauvais point de départ pour valider la méthode qui permet calculer les taux de sédimentation à partir de la teneur en K_2O du minéral. En effet, les modifications diagénétiques constituent un obstacle à la mise au point de la méthode. L'utilisation de glauconites ayant conservé sa composition originale est préférable. En conclusion, malgré l'ensemble des incertitudes possibles, les taux de sédimentation calculés pour la Formation d'Anse Maranda semble indiquer qu'il n'est pas totalement déraisonnable de penser qu'il est possible de former de la glauconite dans un empilement épais, déposé en condition de régression marine.

6.4 Incidences

Malgré le fait que la présente étude a permis de répondre à plusieurs interrogations touchant les roches du Groupe d'Île d'Orléans, plusieurs autres questions restent sans réponses. Certaines de ces questions ont une application relativement restreinte alors que d'autres ont des implications plus globales.

6.4.1 Conditions de formation et de diagenèse de la glauconite

Les diverses études portant sur la glauconite ont permis de cibler certaines conditions nécessaires, ou du moins favorisant, ses processus de formation. Toutefois, les modèles actuels n'expliquent pas entièrement la présence de ce minéral dans un intervalle régressif aussi épais que la Formation d'Anse Maranda.

Le besoin d'un sédiment poreux semble être le point le plus important dans le processus de glauconitisation. Toutefois, les conditions environnementales sont plutôt inconnues. Dans l'environnement moderne, la glauconite se forme le long des plateaux continentaux à des latitudes entre 50°S et 65°N, ce qui suggère que le climat a peu d'influence sur le processus (Odin et Matter 1981). Alors, est-ce à cause de la circulation océanique ou de la disponibilité des éléments chimiques ? Un lien a été établi entre les périodes de forte dispersion des continents et de haut niveau marin et les épisodes importants de glauconitisation (Van Houten et Purker 1984). Ceci suggère que la disponibilité du fer, accrue par l'émission de fluides aux dorsales océaniques, est probablement à l'origine du processus. Donc, est-ce que la glauconite représente, non seulement des apports sédimentaires faibles, mais aussi des conditions paléo-océanographiques ? Est-ce qu'un apport de fer par météorisation du socle peut être assez important pour permettre la glauconitisation ? Si ces divers facteurs ont effectivement un rôle à jouer, l'efficacité de la formation de la glauconite devait être accrue lors du dépôt de la Formation d'Anse Maranda, le fer étant fourni par l'ouverture de Iapétus, l'érosion du socle grenvillien et les centres volcaniques de la Formation de Montagne Sainte-Ansèlme (Lebel et Hubert 1995) et du Groupe de Caldwell (Cousineau 1990).

Les données recueillies dans le cadre de l'étude sur la Formation d'Anse Maranda indiquent que le remplacement du fer par l'aluminium dans la glauconite résulte d'une diagenèse précoce, peut-être même par un processus de météorisation sur le fonds marin (halmyrolyse). L'ensemble des conditions nécessaires à cette diagenèse sont toutefois inconnues. Bien que Ireland *et al.* (1983) suggèrent certaines conditions, le milieu de dépôt de la formation de laquelle ils tirent leur données (Glauconitic sandstones du Groupe de Mannville en Alberta) suggère une nature allochtone. Donc, il est difficile d'établir la chronologie des processus qu'ils proposent car la glauconite peut avoir été soumise à la diagenèse avant de se retrouver à son emplacement actuel. Si la diagenèse est précoce, comme le suggère la Formation d'Anse Maranda, est-ce que la glauconite peut s'avérer être un puits transitoire dans le cycle marin du fer ? Quelles sont les variations qui entraînent le passage de la glauconitisation à la diagenèse ? Dans le cas de la Formation d'Anse Maranda, une partie de ces questions pourraient être résolue par l'analyse du ciment de carbonate qui entoure les pellets glauconitiques. Les isotopes de carbone permettraient de définir plus précisément la profondeur d'enfouissement maximale atteinte avant la diagenèse alors que la teneur en éléments traces et inclusions fluides pourrait donner des indications quant aux fluides ayant été en contact avec la glauconite lors du dernier stade de sa diagenèse.

Au sein des Appalaches du Nord, seule la Formation d'Anse Maranda semble contenir une concentration significative de glauconite malgré le fait que le Cambrien est d'ailleurs une période majeure de glauconitisation (Van Houten et Puruker 1984). Au Texas, la Formation de Lion Mountain, d'âge Cambrien contient une quantité significative de

glaucinite (McBride 1988). Alors pourquoi n'en retrouve-t-on que si peu dans les Appalaches ? Est-ce que la diagenèse et le métamorphisme ainsi que la déformation ont effacé toutes traces du minéral ? Des sédiments métamorphisés d'âge Cambrien retrouvés à Terre-Neuve, contiennent des pellets de biotite (J. Waldron, communication personnelle, 2003). Est-ce que cette biotite est le résultat du métamorphisme de la glaucinite, les deux minéraux ayant une composition relativement similaire ? Une attention particulière se doit donc d'être portée à la morphologie des phyllosilicates des sédiments cambriens des Appalaches pour déterminer la présence de glaucinite métamorphisée.

Beaucoup d'éléments nébuleux restent à éclaircir en ce qui a trait à la glaucinite et son « absence » dans les Appalaches. Pour ce faire, une compilation de données doit être réalisée, non seulement sur la structure cristalline et la composition du minéral lui-même, mais aussi sur les caractéristiques du milieu de dépôt et la diagenèse du sédiment hôte.

6.4.2 Extensions et corrélations du Groupe d'Île d'Orléans près de Québec

Les présents travaux de doctorat, et ceux entrepris à la même époque par les chercheurs oeuvrant au sein du projet CARTNAT de la Commission géologique du Canada, ont permis d'introduire un certain nombre de changements au sein de la stratigraphie régionale. Le Groupe d'Île d'Orléans se retrouve principalement dans la Nappe de Bacchus. Toutefois, il y a lieu de d'interroger sur les extensions en surface et sous-surface de ce groupe et de cette nappe. Les travaux de la thèse ont permis d'inclure les unités stratigraphiques informelles d'Île-aux-Coudres au sein de celles du Groupe d'Île d'Orléans. La formation de Saint-

Bernard-sur-Mer a été incorporée à la Formation d'Anse Maranda et la formation d'Île-aux-Coudres est devenue un membre de la Formation de Lauzon. Il existe toutefois un diachronisme entre le début du dépôt du Membre d'Île-aux-Coudres et de la Formation de Lauzon dans la région de Québec. Ceci suggère l'érosion des dépôts Cambrien moyen à tardif de la Formation de Lauzon par les courants responsables du dépôt du conglomérat de Ville Guay et d'un environnement légèrement plus profond vers l'est. Les faciès retrouvés ressemblent des faciès de levées, fort probablement d'un cône différent de celui de la région de Québec.

Les travaux réalisés dans le cadre de la thèse ont démontré que les roches du Groupe d'Île d'Orléans se sont déposées sur une plate-forme, c'est-à-dire dans une position distincte des dépôts de pente et de glacis que sont les autres roches des assemblages shale – grès feldspathique et shale – conglomérat calcaire – quartzarénite tels que définis par St-Julien et Hubert (1975). Cette position est plutôt semblable à celle des roches du Groupe de Oak Hill. La similitude relative de leur position paléogéographique par rapport à la marge laurentienne permet d'espérer qu'elles se sont mises en place à un niveau structural semblable. L'extension latérale vers le nord-est des roches du Groupe de Oak Hill est mal connue. Leur lien avec les unités originalement connues comme Formation de Sainte-Hénédine, localisées dans l'extension sud-ouest du Groupe d'Île d'Orléans, est longtemps resté énigmatique. Récemment, un rapprochement entre les unités lithologiques de cette nappe et le Groupe d'Île d'Orléans a été fait par Castonguay *et al.* (2001). Cette corrélation sera discutée plus en détail dans la prochaine section.

L'écaille de la Pointe de Lévy se situe aussi à l'ouest-sud-ouest de la Nappe de Bacchus et contient des sédiments des formations d'Anse Maranda, de Lauzon et de Lévis (St-Julien 1995). L'exposition des faciès attribués à la Formation d'Anse Maranda est limitée. La description qu'en fait St-Julien (1995) permet d'associer au lithofaciès AM1. Les sédiments de la Formation de Lauzon correspondent assez bien au lithofaciès défini pour cette formation dans la Nappe de Bacchus, à l'exception de quelques intervalles rouges de moins de 10 mètres. Il faut toutefois s'interroger sur le besoin de conserver le nom de Formation de Lévis. Les lithofaciès qui y sont présents sont semblables à ceux de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Toutefois, l'empilement est dominé par les faciès à turbidites, cycles de Logan et intervalle shale noir- calcaire, alors que les mudstones rouges sont présents en faible quantité. Cette distribution des faciès est en accord avec les variations est – ouest observés dans la Formation de Pointe-de-la-Martinière, où la partie ouest contient peu de mudstones rouges à cause de sa position plus haute sur la pente continentale. À la lumière de ces observations, il serait préférable d'abandonner le nom Formation de Pointe-de-la-Martinière et d'incorporer ces roches dans la Formation de Lévis. Si le besoin s'en fait sentir, il s'avérerait plus approprié d'utiliser le nom Membre de Pointe-de-la-Martinière s'il y a prédominance des mudstones rouges et des turbidites associés. Toutefois, comme discuté au chapitre 5, des études plus approfondies sur les formations de Lévis et de Rivière Ouelle sont nécessaires avant d'abandonner définitivement le nom Formation de Pointe-de-la-Martinière.

Les études antérieures ont limité le Groupe d'Île d'Orléans à la Nappe de Bacchus (Lebel et Hubert 1995). Toutefois, les travaux de terrain reliés à la thèse et la

reconnaissance de faciès similaires dans d'autres nappes ou écailles permettent d'étendre les faciès de du bout de la plate-forme autant vers l'est que le sud-ouest.

6.5 Corrélations structurales et paléogéographie de la marge laurentienne dans le Réentrant de Québec

Lors d'une collision orogénique, les sédiments situés à l'intérieur du bassin qui se referme sont chevauchés. Les unités stratigraphiques se déplacent alors sur de grandes distances et se retrouvent à une position différente de celle où elles se sont déposées. Ainsi, selon la morphologie du bassin, des unités latéralement continues pourront se retrouver dans des nappes distinctes et même à des niveaux structuraux différents. Certaines de ces nappes seront enfouies profondément, donc présenteront un grade métamorphique plus élevé et une déformation plus intense alors que d'autres resteront à un niveau superficiel.

6.5.1 Niveau de référence paléogéographique (niveau structural 2)

Pour être une mesure de définir des éléments paléogéographiques faisant abstraction de la disposition actuelle des unités stratigraphiques, on se doit de reconnaître une série d'unités stratigraphiques s'étant déposées à des endroits relativement semblable sur la marge. Dans le Réentrant de Québec, il est possible d'utiliser les groupes de Oak Hill et d'Île d'Orléans comme niveau de référence paléogéographique (NRP) car 1) tous deux représentent des sédiments de plate-forme et 2) ils se situent au même niveau structural (Figures 6.3 et 6.4).

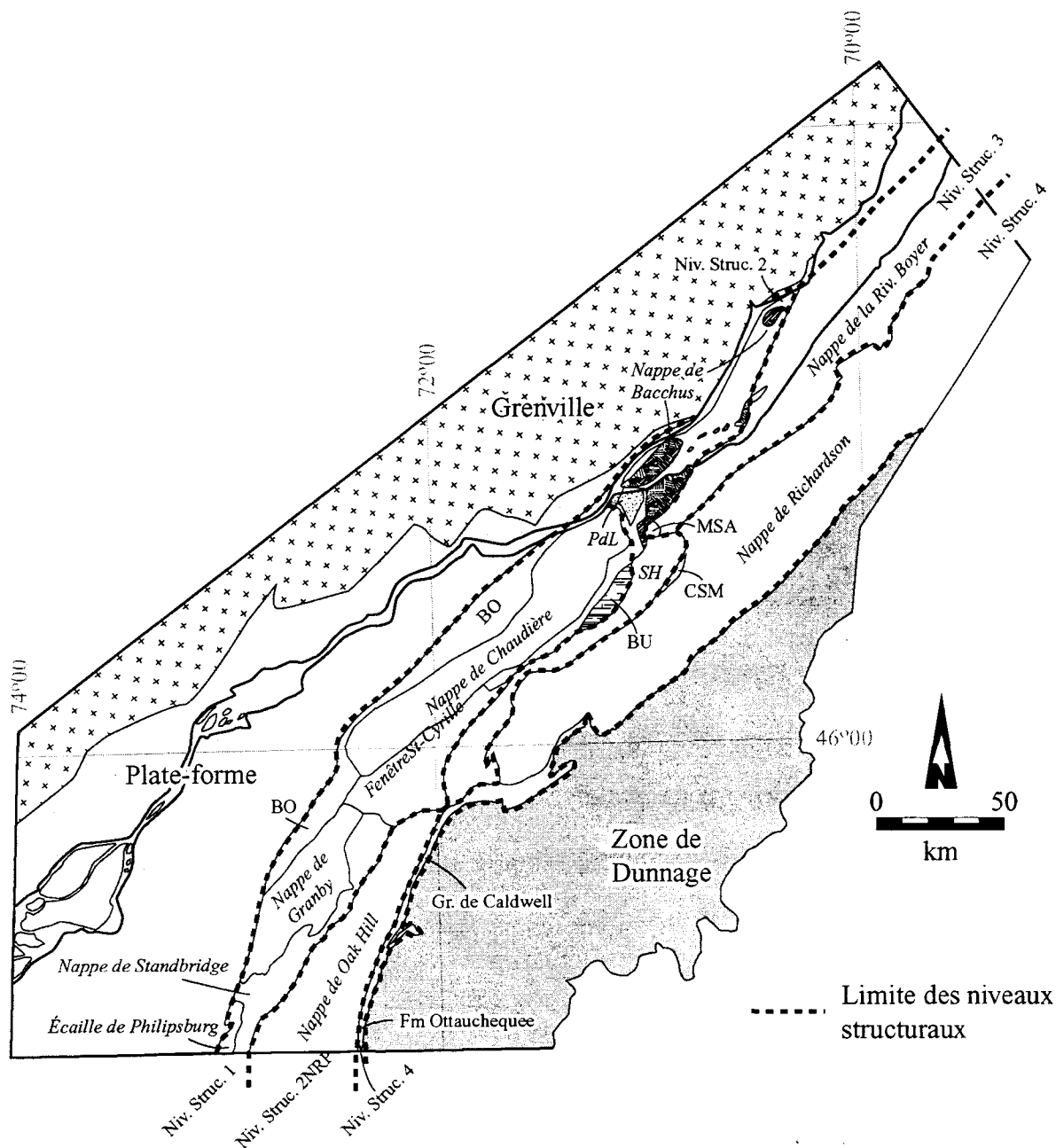


Figure 6.4 Localisation des principales nappes de chevauchement dans les parties centrale et ouest du Réentrant de Québec avec les niveaux structuraux utilisés pour la reconstruction paléogéographique du Réentrant. Les lettres en italiques représentent les nappes et écailles de chevauchement alors que les lettres en majuscules indiquent les noms d'unités stratigraphiques. La Nappe de la Rivière Boyer telle que définie par Lebel et Hubert (1995) contient les nappes de Seigneuries et des Îles de Vallière (1984). *PdL* : Écaille de Pointe-de-Lévy, *BO* : Formation de Bourret, *BU* : Formation de Bulstrode, *CSM* : Complexe de Sainte-Marguerite, *MSA* : Formation de Montagne Saint-Ansèlme, *SH* : Nappe de Sainte-Hénédiène. Modifiée de St-Julien et Hubert (1975).

Cependant, comme les localités types des Groupe de Oak Hill et du Groupe d'Île d'Orléans sont distantes de plus de 100 km, il existe des problèmes quant aux corrélations entre ces deux groupes et à la continuité du NRP.

Le secteur où les corrélations sont nébuleuses se situe entre les rivières Saint-François et Chaudière (secteur Plessiville sur la Figure 6.4). Certains travaux (Caron 1982, 1983) suggèrent la prolongation, à partir de l'ouest, de la partie supérieure du Groupe de Oak Hill (formations de West Sutton, Gilman et Dunham). Par contre, St-Julien (voir Slivitzky et St-Julien 1987) place les roches de la partie est de cette région dans la Formation de Sainte-Hénédine, au nord-ouest, et ne conserve que la Formation de West Sutton au sud-est. Les travaux les plus récents dans ce secteur (Castonguay *et al.* 2002) suggèrent que les roches de la région de la Nappe de Sainte-Hénédine sont en fait des roches déformées du Groupe d'Île d'Orléans. Cette déformation et la faible quantité d'affleurement rendent incertaine l'attribution des sédiments aux diverses formations du Groupe d'Île d'Orléans (Castonguay, communication personnelle 2005), mais un empilement contenant les trois formations de ce groupe avec une polarité vers le sud a quand même été proposé par Castonguay *et al.* (2002). Il y a donc une inversion de polarité stratigraphique par rapport à la cartographie antérieure qui assignait les roches de la région à diverses formations du Groupe de Oak Hill avec un sommet stratigraphique vers le nord-ouest. Cette inversion et la présence d'une faille replissée à la limite SW de la Nappe de Sainte-Hénédine indiquent donc une discontinuité structurale entre le Groupe de Oak Hill et celui d'Île d'Orléans. Cependant, la description des unités de la Nappe de Sainte-Hénédine faite par Castonguay *et al.* (2001) présente plusieurs problèmes. Premièrement, la Formation d'Anse Maranda y contiendrait

plus de sédiments rouges que dans la Nappe de Bacchus. Deuxièmement, la Formation de Lauzon se limite à un conglomérat polymictique à fragments de calcaires, de slates silteux gris foncé et de grès quartzique. Ceci ne ressemble en rien au conglomérat de Ville Guay situé à la base du Lauzon. Finalement, la Formation de Pointe-de-la-Martinière serait composée majoritairement de siltstones et grès gris foncé à gris verdâtre avec une base calcaireuse. Peu de sédiments rouges y sont présents. Ceci peut correspondre au faciès PM4 et PM5, mais ces faciès sont habituellement associés avec des les faciès rouges PM2 et PM3. La circulation de fluides réducteurs lors de la période de déformation peut toutefois avoir engendré une disparition de l'hématite (Cousineau 1998) ce qui expliquerait la forte proportion de sédiments de couleur grise. Les lithologies observées dans la Nappe de Sainte-Hénédine semblent, si l'on se fie aux descriptions fournies par Castonguay et al (2001), au faciès AM6 de la Formation d'Anse Maranda. Néanmoins, que les roches de cette région soient incluses dans le Groupe de Oak Hill, dans le Groupe d'Île d'Orléans ou que ce soit des unités transitionnelles (passage de sédiments littoraux à des sédiments de plate-forme distale), la Nappe de Sainte-Hénédine peut être considérée comme faisant partie du NRP.

Il est à noter que les unités du Groupe de Oak Hill sont à un grade métamorphique plus élevé que celles du Groupe d'Île d'Orléans et pour cela la Nappe de Oak Hill se situe dans la partie interne de la Zone de Humber alors que la Nappe de Bacchus se retrouve dans sa partie externe. Les roches de la nappe de Saint-Hénédine (St-Julien et Hubert 1975) ont un grade métamorphique et une intensité de déformation plus importants que celles de la Nappe de Bacchus, mais moins importants (tout au moins dans la partie nord-est) que celles

de la nappe de Oak Hill. Ces roches semblent donc occuper une position structurale et stratigraphique intermédiaire entre les groupes de Oak Hill et d'Île d'Orléans.

Les roches du NRP ne se trouvent qu'entre les promontoires de Montmorency et des Adirondack.

6.5.2 Nappe de l'avant-pays (niveau structural 1)

Si l'on établit des niveaux structuraux concis (Figure 6.4), il est possible de placer les principales nappes de chevauchement du Réentrant de Québec dans un cadre paléogéographique en utilisant le NRP. Ainsi, les nappes de chevauchement situées entre le NRP et la ligne Logan, laquelle constitue la limite de la zone de la Zone de Humber au Québec (St-Julien et *al.* 1983), comprennent deux ensembles d'unités stratigraphiques distinctes.

Les roches des nappes de Sillery de Chaudière et de Granby appartiennent à l'assemblage de shale - grès feldspathique (St-Julien et Hubert 1975; St-Julien et *al.* 1983). Sur cette base, elles se sont déposées comme des équivalents latéraux des roches de plusieurs nappes situées présentement en une position plus interne par rapport au NRP dans le Bas-du-Fleuve, la Gaspésie et le secteur Estrie - Beauce en général. Toutes ces roches sont interprétées comme des dépôts de pente et glaciaires et non pas comme des dépôts de plate-forme externe comme les roches du NRP. En conséquence, les nappes de Sillery et de Granby occupent présentement une position tectonique plus près de l'avant-pays que celles du NRP, mais se situaient à l'origine plus loin de cet avant-pays que celles du NRP.

Leur position actuelle résulte donc d'un transport tectonique lors de l'orogénie taconienne. Des nappes de l'assemblage shale – grès feldspathique avec une telle position structurale ne sont présentes qu'entre la ville de Québec et la frontière canado-américaine. Elles ne sont pas présentes à l'est du promontoire de Montmorency, mais on les retrouve dans une position similaire ou même charriée plus avant vers l'avant-pays dans les nappes taconiennes de la Nouvelle-Angleterre, au sud du promontoire des Adirondack (Stanley et Ratcliffe 1985).

Les sédiments boueux des formations de Bourret et de Bulstrode ainsi que des groupes de Standbridge et de Philipsburg se trouvent aussi dans des écailles localisées en direction de l'avant-pays, entre le NRP et la limite de la ligne Logan. La majorité se sont probablement déposées sur la plate-forme lors de l'initiation de l'orogénie taconienne, sauf celle du Groupe Philipsburg qui sont plus anciennes et se sont clairement déposées sur une plate-forme distale (Salad Hersi et Lavoie 2002). Les formations de Les Fonds et de Bourret sont présentement accolées à la Ligne Logan alors que la Formation de Bulstrode occupe une position plus interne (entre les nappes de Chaudière et de Granby, d'une part, et celle de Saint-Hénédine, d'autre part). La fin de la nappe de Granby vers le sud-ouest fait en sorte que le Groupe de Standbridge occupe un niveau structural commun à l'ensemble des autres formations citées. On peut toutefois supposer que les formations de Les Fonds et Bourret et Bulstrode de même que le Groupe de Standbridge représenteraient initialement une même unité stratigraphique qui est maintenant séparée géographiquement par la superposition de nappes tectoniques (Chaudière et Granby). Le Groupe de Philipsburg se trouve entre l'écaille de Standbridge et la ligne Logan. La position originale de plusieurs

de ces roches dans le schéma proposé ici est incertaine, mais l'abondance de boues calcaires et de marnes pourrait indiquer la proximité relative d'une plate-forme calcaire active. Quant au Groupe de Philipsburg, les travaux récents (Salad Hersi et Lavoie 2002) le placeraient dans une position un peu plus proximale de la plate-forme active que les autres unités précédemment mentionnées. Enfin, les groupes de Oak Hill et d'Île d'Orléans se seraient déposés aussi sur la plate-forme externe, mais possiblement sur de paliers découpant la partie limitrophe de cette plate-forme.

Les roches des écailles du niveau structural 1 se retrouvent principalement entre les promontoires de Montmorency et des Adirondack.

6.5.3 Autres niveaux structuraux (niveaux 3 et 4)

Les roches originellement déposées le long de la pente et du glacis de la marge laurentienne sont présentement distribuées en diverses nappes structurales. Une partie d'entre elles sont peu déformées et métamorphisées et font donc partie de la portion externe de la zone de Humber (niveau structural 3). On ne trouve ces nappes qu'à l'est du promontoire de Montmorency, dans les régions du Bas-du-Fleuve et de la Gaspésie. Des roches équivalentes se retrouvent dans les nappes de la portion interne de la zone de Humber (niveau structural 4). De nouveau, celles qui se trouvent dans les nappes les plus externes affleurent plus au nord-est qu'au sud-ouest, alors que celles présentes dans la nappe accolée à la ligne Baie Varte – Brompton forment une bande qui s'amenuise de la frontière Québec – Maine, au nord-est, vers la frontière Québec – Vermont, au sud-ouest.

Au Maine, les nappes les plus internes sont progressivement recouvertes par les roches de la couverture sédimentaire siluro-dévonienne. En Gaspésie, les nappes externes ne constituent que des aires isolées (groupes de Shickshock et de Maquereau).

En considérant la disposition originale des niveaux structuraux et les variations de la stratigraphie des diverses nappes, il est possible de définir une image d'ensemble de la paléogéographie de la marge laurentienne au cours du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur à moyen.

6.5.4 Cambrien inférieur à moyen

Au cours de la période "Anse Maranda" qui s'étend du Cambrien inférieur à moyen, la sédimentation de plate-forme clastique (NRP) est dominée par les dépôts deltaïques du Groupe de Oak Hill inférieur (Marquis et Kumarapeli 1993) et par une zone de sédimentation appauvrie au large du Promontoire de Montmorency (Formation d'Anse Maranda). Entre le delta du Oak-Hill et les dépôts clastiques d'Anse Maranda près du promontoire de Montmorency, la sédimentation de la plate forme externe devait être principalement constituée de boues terrigènes (nappes de Sainte-Hénédine).

Une pente et un glacis s'étendaient au-delà de la plate-forme. Ce sont les roches des groupes de Shefford, et de Sillery, au premier niveau structural, du Groupe de Saint-Roch, au niveau structural 3 et des groupes d'Armagh et de Caldwell (incluant leurs équivalents métamorphiques), au niveau structural 4. Les caractères communs (composition, mode de transport) reflètent une source et un contexte tectonique communs. Cependant, il existe

certaines différences qui reflèteraient des contraintes locales modifiant la nature (p.ex., gréseuse ou boueuse) et donc leur distribution latérale. Chaque unité peut donc avoir une stratigraphie légèrement différente (Lavoie *et al.* 2003).

Le Groupe de Sillery est composé de grès verts intercalés avec des mudstones rouges, verts et noirs, de conglomérats (calcaires et à cailloux de quartz) et de turbidites, les boues étant plus importantes à la base (Formation de Sainte-Foy) (Ogunyomi 1980). Ces dépôts sont interprétés comme faisant partie d'un cône sous-marin sur la pente continentale. Le Groupe de Shefford est composé d'une base riche en ardoise rouge (Formation de Mawcook) et un sommet riches en grès vert avec des intercalations d'ardoises vertes et rouges (Formation de Granby). On y retrouve également quelques lits calcaires. Ces lithologies sont similaires au Groupe de Sillery, à l'exception des conglomérats qui y sont absents (Clark 1977). Il est donc raisonnable de suggérer un environnement de dépôt similaire mais distal.

À l'est de Québec, il y a absence du niveau structural 1, mais on retrouve des dépôts du Cambrien précoce à moyen dans le niveau structural 3, soit le Groupe de Saint-Roch. Ce groupe se compose de grès conglomératique et conglomérat arkosique, de wackes verts, ainsi que de mudstones verts, rouges et noirs (Lebel et Hubert 1995). Contrairement aux groupes de Sillery et de Shefford, la base du Groupe de Saint-Roch est composée en majorité de sédiments grossiers (unité des grès verts) et son sommet est plus boueux. Des sédiments calcaires se retrouvent également au sommet du groupe. Lebel et Hubert (1995) proposent un ensemble de cônes sous-marins pour expliquer ces dépôts. Le Groupe de Saint-Roch était probablement en continuité latérale avec les groupes de Sillery et de

Shefford, mais l'orogène taconienne a fait en sorte qu'il s'est retrouvé dans une nappe différente.

Plus loin, vers le centre du bassin (niveau structural 4), on retrouve les groupes d'Armagh et de Caldwell. Le Groupe de Armagh est composé majoritairement de wackes rouges et verts avec quelques conglomérats et une faible quantité de mudstones rouges. Ce groupe est interprété comme une séquence de turbidites proximales (Lebel et Hubert 1995). La source de ces turbidites serait en majeure partie le bouclier canadien, mais aussi des roches volcaniques mafiques. Certains grès contiennent des pellets verts identifiés comme de la glauconite par Lebel et Hubert (1995) ce qui suggère que la plate-forme (Formation d'Anse Maranda) agissait aussi comme source. L'interprétation de turbidites proximales est plutôt en désaccord avec l'interprétation du Groupe de Saint-Roch; celui-ci étant situé plus près de la marge, mais contenant plus de sédiments fins. Il est possible que le Saint-Roch représente les dépôts de levées d'un cône déposé plus loin sur le talus (Groupe d'Armagh). Le Groupe de Caldwell est beaucoup plus étendu que le Groupe d'Armagh. Le Groupe de Caldwell se compose d'une unité de grès feldspathiques verts, d'ardoises rouges et verts et de volcanites mafiques avec quelques interlits de grès feldspathiques rouges et d'orthoquartzite, ainsi que d'une unité d'ardoise avec des interlits d'orthoquartzite (Slivitzky et St-Julien 1987). Ces dépôts sont interprétés comme des turbidites de cônes sous-marins provenant de l'érosion d'un socle précambrien (Tawadros 1977; Bédard et Stevenson 1999). Dans ce groupe, les volcanites mafiques sont intercalées avec les sédiments (Cousineau et Marquis 1996) et auraient été émises à la fin du processus de rift continental (Bédard et Stevenson 1999). Dans les nappes de Chaudière et du Bas-du-Fleuve, les volcanites

mafiques semblent plutôt constituer une unité basale distincte soit la Formation de Montagne Saint-Anselme (Vallière 1984; Vallière *et al.* 1978; Slivitsky et St-Julien 1987), ou sont présentes sous forme de blocs dans le Mélange de Drummondville. La chimie de ces roches indique qu'elles ont été émises lors d'une phase plus précoce du rift continental (Vermette *et al.* 1993; Bédard et Stevenson 1999). Les sables ont pu s'y étendre vers le centre du bassin pour former le Groupe d'Armagh. En excluant le Groupe d'Île d'Orléans, les autres sédiments de l'assemblage de shale – grès feldspathique sont interprétées comme le produit d'une resédimentation avec cannibalisation (Lajoie *et al.* 1974; Tawadros 1977). La morphologie de la pente continentale de l'époque devait donc être constituée de divers gradins se comblant de sédiments qui se déversaient de gradins moins profonds vers des gradins adjacents plus profonds. En l'absence d'études détaillées sur les relations stratigraphiques mais sur la base des documents existants, il semble que chaque nappe renferme des lithologies et faciès sédimentaires similaires, mais leur agencement diffère d'une nappe à une autre. Ceci pourrait signifier un mécanisme de transport et de sédimentation commun. Par exemple, l'alimentation des sédiments proviendrait, non pas d'un chenal important débouchant sur un cône sédimentaire de grande taille, mais plutôt d'une série de sites de déversement espacés régulièrement le long de la marge et alimentant des feuillets de sédiments s'emboîtant latéralement pour constituer un couvert continu de sédiment. La distribution des diverses nappes et la distribution actuelle des sédiments, au sein des divers niveaux structuraux, est difficile à expliquer présentement. Est-ce un phénomène relié à la paléogéographie ou à la tectonique ? Les données existantes ne permettent pas de répondre à cette interrogation. Toutefois il est permis de présumer que

l'apport de sédiments vers la partie profonde du bassin était plus important à l'est du promontoire de Montmorency où la plate-forme était mince. Ce mécanisme explique particulièrement la distribution de sédiments comme ceux du Groupe d'Armagh.

Au Cambrien inférieur à moyen, la marge laurentienne avait donc une morphologie permettant des environnements de dépôt variés sur la plate-forme. Dans la partie ouest un apport important de sédiments sur une large plate-forme a permis la formation du delta de Oak Hill. Dans la région de Québec, la Formation d'Anse Maranda résulte d'une sédimentation appauvrie au large d'un Promontoire de Montmorency. Une partie de cette sédimentation terrigène s'étalait à la limite de la plate-forme ou était transportée par les courant littoraux vers le sud-est (selon les coordonnées présentes) pour constituer les sédiments de l'échelle de Saint-Hénédine. Le promontoire de Montmorency marque également le passage d'une plate-forme large au sud ouest du promontoire, à une plate-forme très étroite, au nord est du promontoire. L'étroitesse de la plate-forme à l'est du promontoire et la présence de chenaux qui dirigerait la majeure partie de la sédimentation clastique vers des cônes sous-marins expliqueraient la rareté de dépôts de plate-forme à l'est de Québec. Lors de l'ouverture de l'océan Iapétus au début du Cambrien, une sédimentation de cônes sous-marins dominée par des turbidites devait être présente tout le long de la pente continentale. Toutefois, la construction progressive d'une sédimentation de plate-forme a limité l'apport de sédiment vers les cônes sous-marins à l'ouest du Promontoire de Montmorency. Vers le centre du bassin, le rift continental a permis la formation d'unités contenant des roches sédimentaires intercalées avec des roches volcaniques mafiques tel le Groupe de Caldwell.

6.5.5 Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur

Lors du dépôt de la Formation de Lauzon (Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur), il y a sédimentation de plate-forme observée dans la partie supérieure du Groupe de Oak Hill (Marquis et Kumarapeli 1993). Ces deux unités forment les dépôts de plate-forme du NRP.

Au niveau structural 1, cette période de temps est représentée par la partie inférieure du Groupe de Philipsburg. Ce groupe est composé de carbonate de plate-forme (Charbonneau 1980). La présence du Groupe de Philipsburg au même niveau structural que le Groupe de Shefford (sédiments de pente) est due au fait qu'il se retrouve dans une écaille différente que le Groupe de Shefford. En fait, l'écaille de Philipsburg est une fenêtre sur la plate-forme enfouie.

Au niveau structural 3, seul le Groupe de Trois-Pistoles est contemporain au dépôt de la Formation de Lauzon. Ce Groupe, qui se retrouve principalement dans les nappes à l'est du promontoire de Montmorency, est composé de turbidites riches en quartz et en conglomérats calcaires. (Hein 1982; Hein et Walker 1982).

Le niveau structural 4 les sédiments équivalents ont un caractère plus distal avec moins de lits de conglomérat et de grès. La puissance de ces sédiments diminue rapidement vers le sud ouest, au-delà de la rivière Saint-François, et vers le nord-est, au-delà de la frontière Québec – Maine. Ils s'étendent, donc, tout le long de la marge dans la zone discutée. On y retrouve les dépôts de métaquartzites et de schistes ardoisiers du Groupe de Rosaire (Lebel et Hubert 1995; St-Julien *et al.* 1983), corrélables avec la Formation de Ottawaquechee (Colpron *et al.* 1994). Aucune interprétation des processus de mise en place n'a été faite,

mais leur position suggère des turbidites dont la composition reflète le recyclage des sédiments littoraux lors de la transgression. De nouveau, ces différences de distribution et de stratigraphie interne résultent encore une fois de différences dans la morphologie de la marge laurentienne de part et d'autre de Québec.

La période qui s'étend du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur est donc caractérisée par l'établissement (progradation) de calcaire au sein de la large plate-forme à l'ouest entre les promontoires de Montmorency et des Adirondack. À l'est du promontoire de Montmorency, toutefois, on retrouverait plutôt des récifs marginaux (*rimmed platform*) en marge d'une plate-forme étroite (tout au moins jusqu'en Gaspésie, où une large plate-forme calcaire aurait pu se développer près d'Anticosti). La distribution de cette sédimentation de cône sous-marin devait être fortement contrôlée par la position de canyons sous-marins. Les reconstitutions récentes de la marge laurentienne (Cousineau et Longuépée 2003, Longuépée et Cousineau 2005) suggèrent la présence d'un seul canyon important près de l'embouchure de l'actuelle rivière Saguenay et de canyons plus petits le long du reste de la marge, ceux-ci étant particulièrement présent à l'est du promontoire de Montmorency. Il y aurait donc eu un changement majeur du patron d'alimentation et de distribution des sédiments de la marge laurentienne entre l'épisode précédent et celui-ci. Ceci traduirait le passage de la phase transitoire de rift (*rift-to-drift*) à une phase de marge passive mature de type atlantique.

6.5.6 Ordovicien inférieur à Darriwilien

Cette période correspond au temps de dépôt des sédiments de pente et du bout de la plate-forme de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Plus à l'ouest, la Formation de Melbourne, qui fait partie du Groupe de Oak Hill mais qui ne se retrouve pas le long du NRP, contient des boues calcaireuses de la plate-forme externe (Marquis et Kumarapeli 1993). Aussi, on retrouve la Formation de Lévis dont les dépôts sont similaires à ceux de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.

Dans le niveau structural 1, les dépôts sont dominés par des mudstones noirs et calcaires des formations de Bulstrode (Globensky 1978) et de Bourret (Slivitzky et St-Julien 1987), ainsi que par les phyllades grises foncées, rythmites et pyroclastites du Groupe de Standbridge (Globensky 1978). Ces unités ressemblent fortement à la Formation de Lévis et à la partie ouest de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Outre la présence d'une zone d'oxygène minimum sur le bout de la plate-forme, telle que suggérée par la présente thèse, les séquences shales noirs – calcaires retrouvées ailleurs dans les Appalaches sont interprétées comme des dépôts de plate-forme appauvries en sédiments où les calcaires sont amenés par de tempêtes (Pedersen 1985; Robertson Handford 1986). Dans le cas des formations de Bourret et Bulstrode, la source des calcaires pourrait bien être le Groupe de Beekmantown comme le suggère les cycles de shales et calcaires dans sa partie distale (Bertrand *et al.* 2003). Bien qu'il n'existe aucune information à cet effet, les lits calcaireux des formations de Bulstrode et de Bourret devraient contenir soit des structures sédimentaires associées aux tempêtes (Pedersen 1985; Robertson Handford 1986) ou des ichnofossiles de haute énergie (Myrow et Landing 1990). Les rythmites du

Groupe de Strandbridge pourraient représenter les turbidites sur le haute de la pente et les phyllades beiges (Globensky 1978) des équivalent des cycles de Logan. Les pyroclastites du Groupe de Standbridge suggère la proximité d'un arc volcanique, ce qui n'est pas encore le cas dans la partie est du Réentrant.

Au niveau structural 3, on retrouve uniquement la Formation de Rivière Ouelle qui est principalement constituée de mudstones rouges et de turbidites. Cette formation se retrouve uniquement à l'est de Québec. Du côté ouest du Promontoire de Montmorency, il a absence de dépôts de cet âge au niveau structural 3 et de tous types de sédiments rouges typiques des environnements marins profonds tels que ceux du Groupe de Rivière Ouelle et de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. La hausse importante du niveau marin à cette époque limite le dépôt de sédiments grossiers sur la plate-forme et favorise le dépôt de boues riches en matières organiques qui constitue présentement un ensemble important de roches sources pour les hydrocarbures (Bertrand *et al.* 2003). Aucune sédimentation équivalente n'est connue dans la portion interne de la zone de Humber (niveau structural 4). Bien que de telles roches aient pu originalement être présentes puis érodées ultérieurement, il est aussi possible que leur absence est un phénomène réel, lié au début de l'imbrication des sédiments de cette portion de la zone de Humber au sein du prisme tectonique taconien alors en construction. La prépondérance de sédimentation de couleur foncé et calcaireuse entre le promontoire de Montmorency et la frontière Québec Vermont, reflèterait l'existence d'un bassin à circulation restreinte coincé entre deux zone de relief formée par le promontoire de Monmorency lui-même et par l'imbrication des nappes du Oak Hill dans le prisme tectonique.

À l'est du promontoire de Montmorency, l'abondance de boue rouge refléterait donc à l'opposé la persistance d'une connexion avec un océan ouvert avec sédimentation plus fréquente dans la zone oxydante. Plus loin vers le nord-est, la Formation de Rivière Ouelle est surmontée par les dépôts de cônes sous-marins gréseux de la Formation de Tourelle. L'absence de sédimentation de tels grès juste à l'est du promontoire de Montmorency est résulterait d'une barrière à leur distribution latérale par les sédiments imbriqués dans le grand cône sous-marin situé au pied du canyon du Saguenay. La réduction de la couleur rouge et l'accroissement de carbonate au sein de la Formation de Rivière Ouelle en Gaspésie résulterait d'une plus grande l'érosion de la plate-forme d'Anticosti et une sédimentation en milieu plus profond.

6.6 Redéfinition de la Zone de Humber au Québec

Selon Williams (1979) la Zone de Humber renferme des sédiments enregistrant la construction et la destruction de la marge continentale à l'ouest de l'océan Iapetus. Les limites proposées sont, vers le nord-ouest, la limite de la déformation appalachienne et, vers le sud-est, la ligne Baie Verte – Brompton. Au Québec, la limite nord-ouest porte le nom de Ligne de Logan. Ces limites sont suivies par la majorité des auteurs, bien que St-Julien *et al.* (1983) inclus dans la Zone de Humber les roches autochtones et parautochtone de la plate-forme. Malgré cela, il y a consensus que les roches allochtones sont en majorité des sédiments de pente et de glaciais continental.

À Terre-Neuve, les subdivisions reposent sur des critères structuraux et stratigraphiques, donc paléogéographiques (définition des zones de Dunnage et Gander par Williams *et al.* 1988). Au Québec, les Appalaches ont été divisées en un domaine interne et un domaine externe qui coupent la zone de Humber en deux (St-Julien et Hubert 1970; Tremblay et Pinet 1994). Il y a donc lieu de s'interroger sur cette pratique puisque les résultats de la présente thèse indiquent qu'il serait possible de subdiviser la zone de Humber sur une base paléogéographique en une sous-zone de plate-forme et une sous-zone de pente et glaciais. La sous-zone de plate-forme comprendrait les niveaux structuraux 1 et 2 alors que la sous-zone de pente et glaciais inclurait les niveaux 3 et 4 de la présente thèse.

Les sections précédentes ont démontrés que la nature et l'étendue des sédiments de la zone de Humber (et de la plate-forme allochtone) suggèrent que 1) la plate-forme était large à l'ouest mais étroite à l'est du promontoire de Montmorency, 2) que la partie ouest avait plutôt l'aspect d'une rampe alors que l'est était un bassin profond avec une pente abrupte et 3) que le promontoire de Montmorency marque la transition entre les deux types de marge continentale. Ceci permet d'expliquer plusieurs différences de composition et de distribution des sédiments de part et d'autre de ce promontoire à divers niveaux structuraux.

La configuration et l'étendue originales du promontoire de Montmorency sont inconnues. Toutefois, l'espace minimum pour l'empilement des nappes se trouvant en face de ce promontoire devait être limité. Dans ce cas, le chevauchement des nappes du prisme tectonique aurait permis l'écaillage et l'exhumation d'une partie distale de ce promontoire constituée présentement par des sédiments de la Formation de la Montagne Saint-Anselme

et de l'écaille de socle qu'est le Complexe de Sainte-Marguerite (Vallières 1984; Figure 6.4).

Il est important de noter que la morphologie de la marge a également une influence sur la distribution actuelle des nappes taconiennes. À l'ouest du promontoire de Montmorency, la présence d'une plate-forme large et faiblement inclinée de type rampe a non seulement permis une sédimentation particulière, mais aussi favorisé le charriage sur cette plate-forme de nappes originellement situées le long de la pente et du glacis continental. Dans la partie à l'est du promontoire de Montmorency, la présence d'une plate-forme étroite limitée par une pente forte ont plutôt permis aux sédiments s'imbriquer dans le prisme tectonique mais pas chevaucher sur la plate-forme. La transition d'une plate-forme plus large à l'ouest vers une plate-forme plus étroite à l'est se reflète aussi par une réduction du grade métamorphique et de la déformation des unités le long du NRP liée à une réduction correspondante de l'importance de leur imbrication dans le prisme taconien.

L'extension et la réapparition vers l'est des niveaux structuraux 1 et 2 (plate-forme) sont inexistantes même en Gaspésie. Les niveaux 3 et 4 quand à eux se poursuivent et sont recourbés vers le sud-est. Ces niveaux, qui contiennent des sédiments de pentes et de glacis, viennent en fait se butter sur la plate-forme d'Anticosti sans qu'il y ait élargissement de la plate-forme dans le Réentrant de Québec, comme c'est le cas vers l'ouest. Donc, on en déduit une importante variation dans le type de marge. En effet, l'extrémité est du Réentrant de Québec est limitée par une importante faille de décrochement qui définit le passage au Promontoire du Saint-Laurent. Il est raisonnable d'envisager que cette faille et la morphologie de la marge à cet endroit a permis le dépôt d'unité particulière à cette

région, tel le Groupe de Cloridorme au cours de l'Ordovicien Moyen. Les dépôts ordoviciens de cette région sont également plus boueux et les conglomérats sont distribués de façon plus sporadique (Cousineau et Longuépée 2003; Lavoie *et al.* 2003), ce qui reflète un apport sédimentaire restreint et la présence de petits canyons le long d'une pente abrupte.

Du côté ouest du Réentrant, alors que l'on passe au Vermont, On note un élargissement du niveau structural 4, un amincissement du NRP et du niveau structural 1. C'est-à-dire que les sédiments de pente, jusqu'alors absents à l'ouest de Québec, réapparaissent dans la Suite de Sutton (Colpron *et al.* 1994) présente dans les nappes de l'est du Vermont (Eastern Vermont Slices; Stanley et Ratcliffe 1985). Au sud-est du Massif des Adirondack, la séquence de glaciais devient plus mince et le Groupe de Oak Hill disparaît (Stanley et Ratcliffe 1985). Toutefois, une partie des sédiments de la pente et du glaciais continental (les Taconic slices) sont de nouveau chevauchée sur la plate-forme (Stanley et Ratcliffe 1985). Bien que cette région n'ait pas été visitée au cours des travaux de doctorat, les variations latérales décrites dans la littérature ne sont pas sans rappeler celles que l'on observe près du Promontoire de Montmorency. Cependant, tout comme on retrouve sur le Promontoire d'Anticosti et dans le Réentrant de Québec, les calcaires de plate-forme allochtone forment une large bande (Green Mountains Slice, Stanley et Ratcliffe 1985). Donc, contrairement à l'est où la transition réentrant – promontoire se fait brusquement le long d'une faille transformante, le passage au Promontoire de New York se fait graduellement et refléterait possiblement une image miroir avec la situation au Québec : disparition d'une large plate-forme de type rampe entre le delta du Oak Hill et le promontoire des Adirondack puis sa réapparition plus au sud. Une étude sédimentologique poussée, difficile à réaliser à cause la

forte déformation à l'est du Massif des Adirondack, pourrait permettre de confirmer ces variations latérales d'environnements et de faciès sédimentaires. Finalement, si on peut supposer de telles variations près du Massif des Adirondack, il est permis de penser que la géométrie des nappes et la distribution des environnements sédimentaires définis pour le Promontoire de Montmorency constituent une bonne base de comparaison pour l'étude des promontoires de la marge laurentienne, mais aussi de ceux présent dans d'autres orogénèses.

CHAPITRE VII

CONCLUSIONS

La proposition originale de l'existence d'un promontoire dans le Réentrant de Québec, le Promontoire de Montmorency, a été faite sur la base d'une analyse des faciès sédimentaires d'unités ordoviciennes reliées, en majeure partie, l'orgonène taconienne. L'origine la plus probable de cette avancée de terre est liée à la configuration initiale du rift protérozoïque qui a permis l'ouverture de l'Océan Iapétus. Si ce promontoire était présent dès le début du rift, les dépôts sédimentaires cambriens et ordoviciens de la région de Québec devraient en contenir des indications. Le Groupe d'Île d'Orléans est adjacent à ce promontoire, donc il s'agit de l'empilement le plus propice à contenir des faciès influencés par cette proximité relative.

Le but de la présente thèse était de bonifier notre compréhension des environnements de dépôts et des mécanismes de transport des sédiments du Groupe d'Île d'Orléans afin de définir les détails de la paléogéographie locale et le rôle exercé par un promontoire sur la sédimentation de plate-forme clastique. Un survol de la littérature existante avait aussi permis de proposer quelques objectifs importants dont une étude détaillée des pellets verts, des grès et traces fossiles de la Formation d'Anse Maranda, ainsi qu'à une analyse de faciès des formations de Lauzon et de Pointe-de-la-Martinière.

Le minéral vert qui forme des pellets dans la Formation d'Anse Maranda, est une glauconite alumineuse. La présence de glauconite dans cette séquence suggère de faible taux de sédimentation. La teneur inhabituelle en aluminium pour un tel minéral est liée à une diagenèse précoce dont les conditions exactes demeurent inconnues. Toutefois, une perte en potassium est liée à cette diagenèse, ce qui peut fausser l'utilisation du contenu en K_2O comme élément d'interprétation sédimentologique, que ce soit au niveau de la stratigraphie séquentielle ou du calcul des taux de sédimentation.

L'alternance de grès massifs et de mudstones de la Formation d'Anse Maranda s'est avérée être une séquence de plate-forme où les structures sédimentaires ont été effacées par une bioturbation intense. Ces éléments confirment l'interprétation d'un milieu où l'apport de sédiments est limité, tel que suggéré par la présence de glauconite autochtone. La présence d'une telle plate-forme isolée des sources clastiques est liée à la présence d'un promontoire résultant d'une morphologie irrégulière de la marge laurentienne en touche de piano avec une pente constituée d'une succession de gradins (semi-graben).

Suite au dépôt des sédiments de la Formation d'Anse Maranda, une baisse du niveau marin suivie d'une transgression majeure aurait permis le dépôt des formations de Lauzon et de Pointe-de-la-Martinière. Les sédiments de la Formation de Lauzon ont été réinterprétés à la lumière d'un modèle de cône boueux / sableux. Ils se seraient déposés à la limite d'une plate-forme irrégulière et des premiers gradins de la pente continentale. Un modèle sédimentaire similaire a été utilisé pour réinterpréter les dépôts de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Cette formation serait constituée de turbidites boueuses déposées en période de haut niveau marin tant à l'extrémité d'une plate-forme irrégulière que sur

l'ensemble des paliers de la pente continentale, en particulier pour la partie est de la formation. Les variations de niveau marin lors de l'Ordovicien inférieur à moyen se reflètent dans les cycles de Logan, dont la partie dolomitique indique un bas niveau.

Les résultats de l'étude confirment le caractère un peu particulier des sédiments du Groupe d'Île d'Orléans. Il s'avère raisonnable de proposer que ce caractère résulte bien de l'influence du Promontoire de Montmorency au cours du Cambrien et de l'Ordovicien. Ceci est aussi confirmé par les corrélations locales. En particulier, il y a passage des dépôts plate-forme et haut de pente du Groupe d'Île d'Orléans à des dépôts de cône sous-marin en bassin plus profond. Une revue de la littérature confirme aussi des changements importants de la stratigraphie des unités cambriennes et ordoviciennes de la marge laurentienne de part et d'autre de ce promontoire. Ceci permet une redéfinition des subdivisions de la zone de Humber au Québec. La morphologie de la marge du côté ouest, en particulier à proximité et au-delà de la frontière canado-américaine, est encore mal définie, mais les corrélations avec les unités contemporaines au Groupe d'île d'Orléans suggèrent la présence d'une rampe plutôt que d'une plate-forme étroite comme à l'est. De plus, il est fort probable que la configuration de la plate-forme (large et faiblement inclinée ou étroite et fortement inclinée) ait eu une influence non seulement sur la nature et la dispersion des sédiments, mais aussi sur le style structural et la nature de l'imbrication des nappes taconiennes.

À la lumière des résultats présentés dans la présente thèse, plusieurs points restent à éclaircir. Au sein du Groupe d'Île d'Orléans, des études plus précises sur les mécanismes de formation et de diagenèse de la glauconite se doivent d'être réalisées en incorporant des données environnementales. Le résultat de tels travaux permettraient également de donner

des indications quant à « l'absence » de ce minéral dans les Appalaches, ailleurs que dans la Formation d'Anse Maranda. Plusieurs interrogations sur des corrélations possibles entre les unités près de Québec demeurent. Des études supplémentaires qui incluraient des techniques différentes, comme la géochimie des sédiments, ou peu utilisée à ce jour comme l'ichnologie, seraient utiles. Finalement, il serait important de savoir si le modèle paléogéographique avec incidences locales de promontoires et réentrants peut être étendu et généralisé. Un premier endroit d'étude serait la région entre le sud du Québec et le Promontoire de New York. Le massif des Adirondack a-t-il pu jouer, là-bas, un rôle similaire au Promontoire de Montmorency ? Pourrait-on préciser comment topographie en horst-et-graben et en « touche de piano » a contrôlé la dispersion des sédiments dans la partie ouest du Réentrant de Québec. Au nord-est, en Gaspésie, il y aurait une faille de décrochement importante qui souligne le Promontoire du Saint-Laurent. Comment la configuration de la marge laurentienne et le type de sédimentation qui s'y trouvent ont-elles été influencées par cet élément physiographique ? Toutes ces données paléogéographiques pourront éventuellement être utilisées comme base de comparaison dans d'autres secteurs des Appalaches et aussi pour mieux comprendre certains éléments de l'orogénèse.

CHAPITRE VIII

RÉFÉRENCES

- Amorosi, A. 1993. Intérêt des niveaux glauconieux et volcano-sédimentaires en stratigraphie : exemple de dépôts de bassins tectoniques miocènes des Apennins et comparaison avec quelques dépôts de plate-forme stable. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **B65**: 419-425.
- Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109**: 135-153.
- Amorosi, A., et Centineo, M.C. 2000. Anatomy of a condensed section: the Lower Cenomanian glaucony-rich deposits of Cap Blanc-Nez (Boulonnais, Northern France). *Dans* Marine authigenesis: from global to microbial. SEPM, Special Publication 66, Tulsa, Oklahoma. pp. 405-414.
- Aronson, J.L., et Hower, J. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 2. Radiogenic argon evidence. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 738-744.

- Barnaby, R.J., et Read, J.F. 1990. Carbonate ramp to rimmed shelf evolution: Lower to Middle Cambrian continental margin, Virginia Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, **102**: 391-404.
- Bass, J.H. 2004. Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sedimentary Geology*, **166**: 293-310.
- Bédard, J.H. et Stevenson, R. 1999. The Caldwell Group lavas of southern Quebec; MORB-like tholeiites associated with the opening of the Iapetus Ocean. *Canadian Journal of earth Sciences*, **36**: 999-1019.
- Belt, E.S., et Bussière, L. 1981. Upper Middle Ordovician submarine fans and associated facies, northeast of Quebec City. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**: 981-994.
- Belt, E.S., Riva, J., et Bussière, L. 1979. Revision and correlation of late Middle Ordovician stratigraphy northeast of Québec City. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 1467-1483.
- Bentor, Y.K. 1980. Introduction to "marine phosphorites" and phosphorites; the unsolved problems. *Dans Xth International Congress on Sedimentology*. Jerusalem 1978. SEPM, Special Publication 29, pp. 1-17.
- Berger, W.H. 1974. Deep-sea sedimentation. *Dans Geology of continental margins*. Springer Verlag, New York. pp. 213-241.
- Bertrand, R., Chagnon, A., Malo., Duchaine, Y., Lavoie, D., et Savard, M.M. 2003. Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **51**: 126-154.

- Berg-Madsen, V. 1983. High-alumina glaucony from the middle cambrian of Öland and Bornholm, southern Baltoscandia. *Journal of sedimentary Petrology*, **53**: 875-893.
- Bjerkli, K., et Ostmo-Saeter, J.V. 1973. Formation of glauconie in foraminiferal shells on the continental shelf off Norway. *Marine Geology*, **14**: 169-178.
- Brereton, N.R. 1972. A reappraisal of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise degassing technique. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, **27**: 449-478.
- Burst, J.F. 1958. Mineral heterogeneity in glauconite pellets. *The American Mineralogist*, **43**: 481-497.
- Caron, A. 1982. Région d'Arthabaska. DP 83-07, Ministère Énergie et Ressources, Québec.
- Caron, A. 1983. Région de Warwick. DP 83-21, Ministère Énergie et Ressources, Québec.
- Castonguay, S., Lemieux, Y., Marcotte, B., et Tremblay, A. 2001. Structural style and tectonostratigraphy of the external - internal Humber zone boundary in the Sainte-Maire - Saint-Sylvestre area, Quebec Appalachians. Current Research 2001-D13.
- Castonguay, S., Tremblay, A. et Lavoie, D., 2002. Carte de compilation géologique, Québec-Chaudière, Les ponts géologiques de l'Est du Canada, Transect 2, Québec. Geological Survey of Canada Open File 4314.
- Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., et Dunning, G.R. 2001. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 443-453.

- Charbonneau, J.-M. 1980. Région de Sutton (ouest), Rapport DPV-681, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- Chow, N., et James, N.P. 1987. Cambrian Grand Cycles: A northern Appalachians perspective. *Geological Society of America Bulletin*, **98**: 418-429.
- Clark, T.H. 1977. Région de Grandby, Rapport RG-177, Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec.
- Clauer, N. 1982. The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties. *Dans Numerical dating in stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester, England. pp. 245-276.
- Clauer, N., Keppens, E., et Stille, P. 1992. Sr isotopic constraints on the process of glauconitization. *Geology*, **20**: 133-136.
- Colpron, M., Faure, S., et Dowling, W.M. 1994. Géologie de la région de Sutton. Rapport ET 92-05, Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec.
- Coniglio, M., et James, N.P. 1985. Calcified algae as sediment contributors to early Paleozoic limestone: Evidence from deep-water sediments of the Cow Head Group, western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**: 746-754.
- Coniglio, M., et James, N.P. 1988. Dolomitization of deep-water sediments, Cow Head Group (Cambro-Ordovician), western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 1032-1045.
- Coniglio, M., et Dix, G.R. 1992. Carbonate slopes. *Dans Facies models - Response to sea level change*. Geological Association of Canada, St John's. pp. 349-374.

- Cousineau, P.A. 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine-de-Bellechasse, Rapport MM 87-02, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec.
- Cousineau, P.A. et Marquis, R. 1996. Contrasting fold styles in a volcano-sedimentary succession. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 1193-1200.
- Cousineau, P.A., and Longuépée, H. 2003. Lower Palaeozoic configuration of the Quebec reentrant based on improved along-strike palaeogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **40**: 207-219.
- Dasgupta, S., Chaudhuri, A.K., et Fukuoka, M. 1990. Compositional characteristics of glauconitic alterations of K-feldspar from India and their implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 277-281.
- Davies, T.A., and Gorsline, D.S. 1976. Oceanic sediments and sedimentary processes. *Dans Chemical Oceanography*. Academic Press, London, England. pp. 1-80.
- Deb, S.P., et Fukuoka, M. 1998. Fe-illites in a Proterozoic deep marine slope deposit in the Penganga Group of the Pranhita Godavari Valley: Their origin and environmental significance. *Journal of Geology*, **106**: 741-749.
- Dennis, J.G. 1964. The geology of the Enosberg area. *Vermont Geological Survey Bulletin*, **23**.
- Dong, H., Hall, C.M., Peacor, D.R., et Halliday, A.N. 1995. Mechanism of argon retention in clays revealed by laser ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Science*, **267**: 355-359.
- Dott, R.H., Jr, et Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 663-680.

- Dunn, L.A. 1998. Lithostratigraphy and sedimentology of the Pointe-de-la-Martinière Formation, Québec City, Québec. M.Sc. memoir, University of New Brunswick, Fredericton, New-Brunswick, Canada.
- Erdtmann, B.-D. 1967. A new fauna of Early Ordovician graptolites from St. Michel, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, **4**: 335-355.
- Field, M.E., et Gardner, J.V. 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model. Geological Society of America Bulletin, **102**: 721-733.
- Franke, W., and Paul, J. 1980. Pelagic red beds in the Devonian of Germany - deposition and diagenesis. Sedimentary Geology, **25**: 231-256.
- Friedman, G.M., et Lumsden, D.N. 1989. Characteristics of deep-marine dolomite - Discussion and reply. Journal of Sedimentary Petrology, **59**: 879-881.
- Gabis, V. 1963. Étude minéralogique et géochimique de la série sédimentaire oligocène du Velay. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, **86**: 315-354.
- Globensky, Y. 1978. Région de Drummondville, Report RG-192, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec.
- Guimaraes, E.M., Veldes, B., Hillier, S., et Nicot, E. 2000. Diagenetic/anchimetamorphic changes on the Proterozoic glauconite and glaucony from the Paranoa Group mid-western Brazil. Revista Brasileira de Geociências, **30**: 363-366.
- Habib, D. 1982. Sedimentary supply of Cretaceous black shales. *Dans* Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. Academic Press, New York. pp. 113-127.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., et Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Dans* Sea Level Changes: An integrated approach. SEPM, Tulsa. Oklahoma. U.S.A. pp. 71-108.
- Harra, A. 1996. Minéralogie et géochimie des pélites de la Formation de Rivière Ouelle, Appalaches du Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada.
- Hassanipak, A.A., et Wampler, J.M. 1997. Radiogenic argon release by stepwise heating of glauconite and illite: the influence of composition and particle size. *Clays and Clay Minerals*, **44**: 717-726.
- Hay, R.L., Guldman, S.G., Matthews, J.C., Lander, R.H., Duffin, M.E. et Kyser, T.K. 1991: Clay mineral diagenesis in core KM-3 in Searles Lake, California. *Clays and Clay Minerals*, **39**: 84-96.
- Hein, F.J. 1982. Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enragé Formation, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 267-287.
- Hein, F.J., et Walker, R.G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Québec, Canada: Conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, **29**: 309-329.
- Helland-Hansen, W., et Gjølberg, J.G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **92**: 31-52.
- Hesse, R. 1990. Early diagenetic pore water/sediment interaction. *Dans* Diagenesis. Geological Association of Canada, St-John's. pp. 277-316.

- Hesselbo, S.P., et Huggett, J.M. 2001. Glaucony in ocean-margin sequence stratigraphy (Oligocene-Pliocene, offshore New Jersey, U.S.A.; ODP leg 174A). *Journal of Sedimentary Research*, **71**: 599-607.
- Hill, P.R. 1984. Sedimentary facies of the Nova Scotia upper and middle slope, offshore eastern Canada. *Sedimentology*, **31**: 293-309.
- Hiscott, R.N. 1977. Sedimentology and regional implications of deep-water sandstones of the Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada.
- Hubert, C., Lajoie, J., et Léonard, M.A. 1970. Deep sea sediments in the Lower Paleozoic Québec Supergroup. *Dans Flysch sedimentology in North America*. pp. 103-125.
- Huggett, J.M., et Gale, A.S. 1997. Petrology and palaeoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, UK. *Journal of the Geological Society, London*, **154**: 897-912.
- Huggett, J.M., Gale, A.S., et Clauer, N. 2001. The nature and origin of a non-marine 10A clay from the late Eocene and early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire Basin), UK. *Clay Minerals*, **36**: 447-464.
- Ireland, B.J., Curtis, C.D., et Whitemen, J.A. 1983. Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, **30**: 769-786.
- Jacobi, R.D. 1981. Peripheral bulge - a causal mechanism for the Lower / Middle Ordovician unconformity along the western margin of the Northern Appalachians. *Earth and Planetary Science Letters*, **56**: 245-251.

- James, N.P., et Stevens, R.K. 1986. Stratigraphy and correlation of the Cambro-Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland. Geological Survey of Canada Bulletin, **366**.
- Jung, J. 1954. Les illites du basin oligocène de Saline (Cantal). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, **77**: 1231-1238.
- Keith, B.D., et Friedman, G.M. 1977. A slope-fan-basin-plain mode, Taconic sequence, New York and Vermont. Journal of Sedimentary Petrology, **47**: 1220-1241.
- Keller, W.D. 1958. Glauconitic mica in the Morrison Formation in Colorado. *In* National Conference on Clays and Clay Minerals. National Research Council, vol.566, pp. 120-128.
- Kennedy, W.J., et Garrison, R.E. 1975. Morphologie and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. Sedimentology, **22**: 311-386.
- Killingsley, J.S., et Day, S.J. 1990. Dehydroxylation kinetics of kaolinite and montmorillonite from Queensland Tertiary oil shale deposits. Fuel, **69**: 1145-1149.
- Kossovskaya, A.G., et Drits, V.R. 1970. Micaceous minerals in sedimentary rocks. Sedimentology, **15**: 83-101.
- Kumarapeli, P.S. 1993. A plume generated segment of the rifted margin of Laurentia seen through a completed Wilson Cycle. Tectonophysics, **219**: 47-55.
- La Flèche, M.R., Schrijver, K et Trembaly, A. 1993. Geochemistry, origin, and provenance of Upper Proterozoic to Upper Cambrian alkaline to transitional

- basaltic rocks in and contiguous to a sector of the Appalachian Humber zone, Canada. *American Journal of Science*, **293**: 980-1009.
- Lajoie, J. 1979. Origin of megarhythms in flysch sequences of the Québec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 1518-1523.
- Lajoie, J., and Chagnon, A. 1973. Origin of red beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Quebec. *Sedimentology*, **20**: 91-104.
- Lajoie, J., Héroux, Y., et Mathey, B. 1974. The Precambrian Shield and the Lower Paleozoic Shelf: The unstable provenance of the Lower Paleozoic flysch sandstones and conglomerates of the Appalachians between Beaumont and Bic, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **11**: 951-963.
- Lamboey, M. 1976. Géologie marine du plateau continental au N.O. de l'Espagne. Ph.D., Université de Rouen, Rouen.
- Landing, E., Benus, A.P., et Whitney, P.R. 1992. Early and early Middle Ordovician continental slope deposition: Shale cycles and sandstones in the New York promontory and Quebec reentrant region. *New York State Museum Bulletin*, **474**: 1-40.
- Lavoie, D. 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: Comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**: 1309-1319.
- Lavoie, D., Burden, E., et Lebel, D. 2003. Stratigraphic framework for the Cambrian-Ordovician rift and passive margin succession from southern Quebec to western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **40**: 177-205.

- Lebel, D., et Hubert, C. 1995. Géologie de la région de Saint-Raphaël (Chaudière-Appalaches), Rapport ET 93-02, Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec.
- Levy, J.H. 1990. Effect of water pressure on the dehydration and dehydroxylation of kaolinite and smectite isolated from Australian Tertiary oil shales. *Energy Fuels*, **4**: 146-151.
- Logan, W.E. 1863. The Quebec Group. *Dans Geological Survey of Canada, Report of progress from his commencement to 1863, Chapter XI*, 225-295.
- Logvinenko, N.V. and orlova, L.V. 1986. Origin of red, deep-sea clays. *Lithology and Mineral Resources*, **21**: 7-15.
- Longuépée, H., et Cousineau, P.A. 2001. New depositional environment for the Île d'Orléans Group, Quebec Appalachians. *Geological Survey of Canada, Current Research 2001-D14*.
- Longuépée, H., et Cousineau, P.A. 2005. Reappraisal of the Cambrian glauconite-bearing Anse Maranda Formation, Québec Appalachians: from deep-sea turbidites to clastic shelf deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42**: 259-272.
- Lowe, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204.
- MacLean, W.H., et Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitor of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 951-962.

- Mancini, E.A., et Tew, B.H. 1993. Eustasy versus subsidence: Lower Paleocene depositional sequences from southern Alabama, eastern Gulf coastal plain. Geological Society of America Bulletin, **105**: 3-17.
- Marquis, R., et Kumarapeli, P.S. 1993. An Early Cambrian deltaic - fluvial model for an Iapetan rift-arm drainage system, southeastern Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, **30**: 1254-1261.
- Marvinney, R.G., Moench, R.H., Marquis, R., Cousineau, P.A., et Bothner, W.A. 1999. Resolved Silurian-Devonian stratigraphic correlation across the Québec - Maine - NH borders and its bearing on Silurian extension. Geological Society of America, Abstract with programs, **31**: A-32.
- McBride, E.F. 1988. Contrasting diagenetic histories of concretions and host rock, Lion Mountain Sandstone (Cambrian), Texas. Geological Society of America Bulletin, **100**: 1803-1810.
- McCarty, D.K., Drits, V.R., Sakarhov, B., Zviagina, B.B., Ruffel, A., et Wach, G. 2004. Heterogeneous mixed-layer clays from the Cretaceous Greensand, Isle of Wight, southern England. Clays and Clay Minerals, **52**: 552-575.
- McCracken, S.R., Compton, J., et Hicks, K. 1996. Sequence-stratigraphic significance of glaucony-rich lithofacies at site 903. *Dans* Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean drilling Program, College Station, TX, pp.171-187.
- Miller, W. 1991. Intrastratal trace fossil zonation, Cretaceous flysch of northern California. Ichnos, **1**: 161-171.

- Moore, D.M., et Reynold, R.C., 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford. 332 pages.
- Morad, S., et Aldahan, A.A. 1987. Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones. *Sedimentary Geology*, **51**: 155-164.
- Mulder, T., et Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269-299.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., et Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.
- Myrow, P.M., et Landing, E. 1990. Mixed siliciclastic - carbonate deposition in an Early Cambrian oxygen-stratified basin, Chapel Island Formation, Southeastern Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 455-473.
- Nelson, C.H., et Maldonado, A. 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean Sea. *AAPG bulletin*, **72**: 698-716.
- Nunes, A.D. 1958. Geology of the Island of Orleans, Montmorency, Corenty, Québec. Ph.D. thesis, U. Laval, Québec City, Québec, Canada.
- Odin, G.S. et Letolle, R. 1980. Glauconitization and phosphoritization environments; a tentative comparison. *Dans Marine phosphorites; geochemistry, occurrence, genesis. SEPM Special Publication 29, Tulsa, Oklahoma, pp. 227-237.*
- Odin, G.S., et Matter, A. 1981. De glauconiarum origin. *Sedimentology*, **28**: 611-641.

- Odin, G.S., et Rex, D.C. 1982. Potassium-argon dating of washed, leached, weathered and reworked glauconies. *Dans Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, Chichester, England. pp. 363-386.
- Odin, G.S., et Dodson, M.H. 1982. Zero isotopic age of glauconies. *Dans Numerical dating in stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester, England. pp. 277-306.
- Odin, G.S., et Fullagar, P.D. 1988. Geological significance of the glaucony facies. *Dans Green Marine Clays*. Elsevier, Amsterdam. pp. 295-332.
- Odin, G.S., Velde, B., et Bonhomme, M. 1977. Radiogenic argon in glauconites as a function of mineral recrystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**: 154-158.
- Odom, E.I. 1976. Microstructure, mineralogy and chemistry of Cambrian glauconite pellets and glauconite, central U.S.A. *Clays and Clay Minerals*, **24**: 232-238.
- Odom, E.I. 1984. Glauconite and celadonite minerals. *Dans Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. pp. 545-584.
- Ogunyomi, O. 1980. Diagenesis and deep-water depositional environments of Lower Paleozoic continental margin sediments in the Quebec City area, Canada. Thèse de doctorat, McGill University, Montreal, Québec, Canada.
- Okulitch, A.V. 1999. Geological time scale, 1999. Geological Survey of Canada, Open file 3040.
- Palmer, A.R. et Geissman, J. 1999. 1999 Geologic Time scale. The Geological Society of America, CTS004.

- Parry, W.T., et Reeves, C.C. 1966. Lacustrine glauconitic mica from pluvial lakes Mound Lynn and Terry Counties, Texas. *American Mineralogist*, **51**: 229-235.
- Pedersen, G.K. 1985. Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *Journal of the Geological Society, London*, **142**: 357-374.
- Pemberton, S.G., et Frey, R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. *Journal of Paleontology*, **56**: 843-881.
- Pemberton, S.G., et MacEachern, J.A. 1992. Trace Fossil facies models: Environment and allostratigraphic significance. *Dans Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Saint John's, Newfoundland. pp. 47-72.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Sauders, P., MacEachern, J.A., Robbins, D., et Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine system; Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada, Saint John's, Newfoundland. 343 pages.
- Pike, J., Bernhard, J.M., et Moreton, S.G. 2001. Microbioirrigation of marine sediments in dysoxic environments; implications for early sediment fabric formation and diagenetic processes. *Geology*, **29**: 923-926.
- Piper, D.J.W., et Normark, W.R. 2001. Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG bulletin*, **85**: 1407-1438.
- Porrenga, D.H. 1968. Non-marine glauconitic illite in the Lower Oligocene of Aardenburg, Belgium. *Clay Minerals Bulletin*, **7**: 421-429.

- Posamentier, H.W., et Allen, G.P. 1993. The "healing phase"; a commonly overlooked component of the transgressive system tract. AAPG Abstract with program, 1993: 167.
- Rankin, D.W. 1976. Appalachians salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus ocean. *Journal of Geophysical Research*, **81**: 5605-5619.
- Rasetti, F. 1946. Cambrian and early Ordovician stratigraphy in the lower St-Lawrence valley. *Geological Society of America Bulletin*, **57**: 687-706.
- Reading, H.G., et Richards, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **78**: 792-822.
- Revelle, R.R.D., Goldberg, E.D., and Bramlette, M.N. 1955. Pelagic sediments of the Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, **62**: 221-235.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Meiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., et Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, **36**: x-xx.
- Robertson Handford, C. 1986. Facies and bedding sequence in shelf-storm-deposited carbonates - Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian), Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 123-137.
- Rondot, J. 1989. Géologie de la région de Charlevoix. Post-Précambrien et conclusion, Rapport MB 89-21, Ministère des Ressources Naturelles, Québec.

- Ruffell, A., et Wach, G. 1998. Firmgrounds - key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). *Sedimentology*, **45**: 91-107.
- Salad Hersi, O. et Lavoie, D. 2002. Stratigraphy and sedimentology of the upper Cambrian Strikes Pond Formation, Philipsburgh Group, southern Quebec, and implication for the Cambrian platform in Eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **50**: 542-565.
- Salad Hersi, O., Hilowle Mohamed, A., Lavoie, D., et Nowlan, G.S. 2002. Subaerial unconformity at the Potsdam - Beekmantown contact in the Quebec Reentrant : regional significance for the Laurentian continental margin history. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **50**: 419-440.
- Scotese, C.R. 1986. Phanerozoic reconstructions: a new look at the assembly of Asia. Technical report, Report 66, University of Texas Institute for Geophysics.
- Sellés-Martinez, J. 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews*, **41**: 177-210.
- Slivitzky, A. et St-Julien, P. 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie – Beauce. Rapport MM 85-04, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec.
- Sloss, L.L. 1988. Tectonic evolution of the craton in Phanerozoic time. *In* *Sedimentary Cover - North American Craton*; U.S. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp.25-51.

- Smith, P.E., Evenson, N.M., et York, D. 1993. First successful ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of glauconies: Argon recoil in single grains of cryptocrystalline material. *Geology*, **21**: 41-44.
- Stanley, R.S., et Ratcliffe, N.M. 1985. Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1227-1250.
- St-Julien, P. 1995. Géologie de la région de Québec, Report MB 94-40, Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec.
- St-Julien, P., et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, **275-A**: 337-362.
- St-Julien, P. et Osborne, F.F. 1973. Géologie de la région de la Ville de Québec. Rapport DP-205, Ministère des Richesses naturelles, Québec.
- St-Julien, P., Slivitzky, A., et Feininger, T. 1983. A deep structural profile across the Appalachians of Southern Québec. *Dans* Contribution to tectonics and geophysics of mountain chains. Geological Society of America. pp. 103-112.
- Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., et Quinlan, G. 1987. Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1098-1107.
- Stow, D.A.V. 1981. Laurentian fan: morphology, sediments, processes, and growth pattern. *AAPG bulletin*, **65**: 375-393.
- Strong, P.G., et Walker, R.G. 1981. Deposition of the Cambrian continental rise: the St. Roch Formation near St. Jean-Port-Joli, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**: 1320-1335.

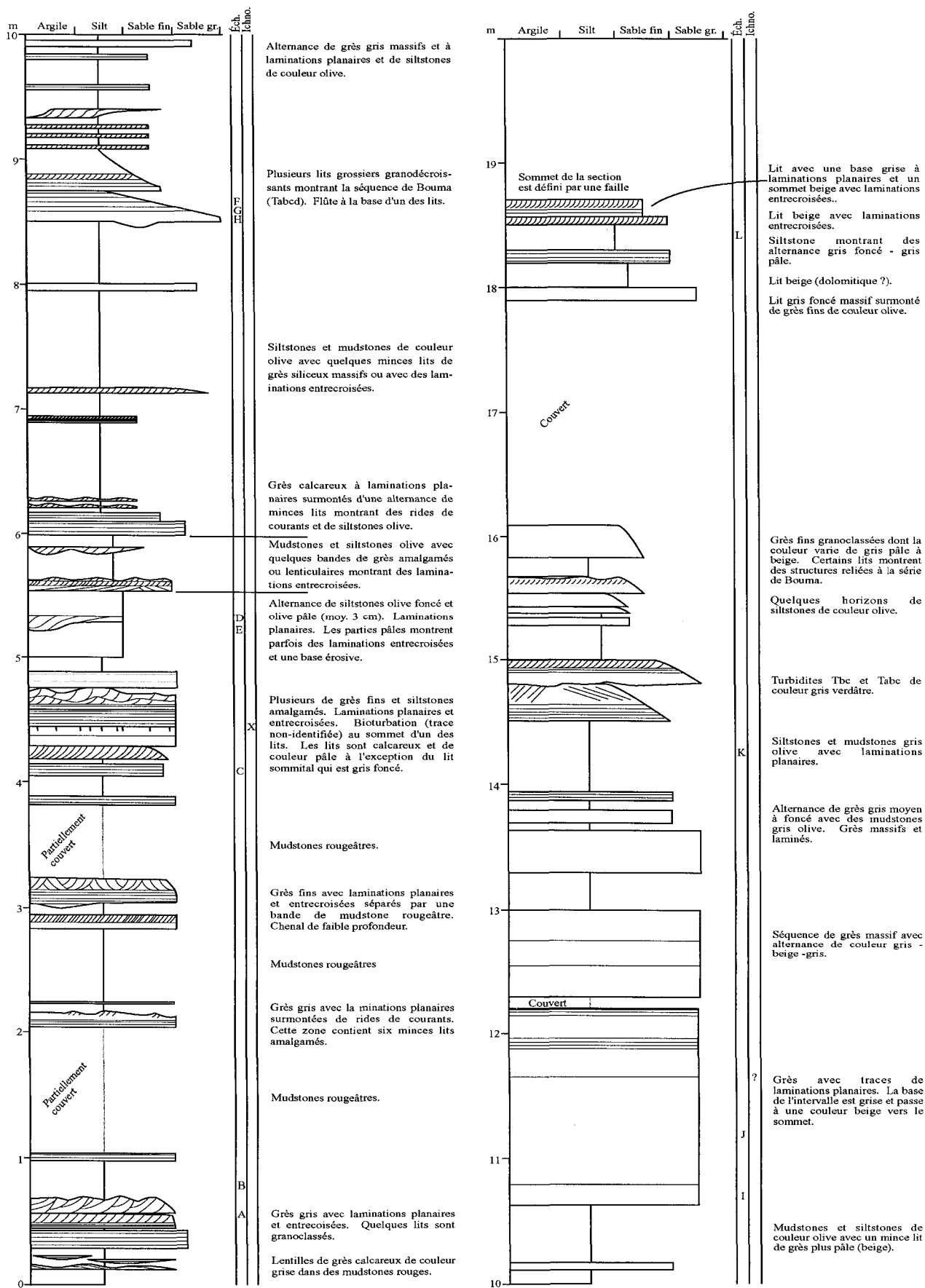
- Tawadros, E. 1977. Étude pétrographique des grès cambriens du Groupe de Caldwell de la région du Lac Etchemin. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, Canada.
- Thomas, W.A. 1977. Evolution of the Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrant and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, **277**: 1233-1278.
- Tremblay, A., et Pinet, N. 1994. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Quebec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 1172-1181.
- Underwood, M.B., et Bachman, S.B. 1982. Sedimentary facies associations within subduction complexes. *Dans Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient plate margins*. Geological Society of London. pp. 537-550.
- Vallière, A. 1984. Stratigraphie et structure de l'orogénie taconique de la région de Rivière-du-Loup. Thèse de doctorat., Université Laval, Québec, Québec, Canada.
- Vallièrès, A., Hubert, C. et Brooks, C. 1978. A slice of basement in the western margin of the Appalachians Orogen, Saint-Malachie, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**: 1242-1249.
- Van Houten, F.B., et Puruker, M.E. 1984. Glauconitic peloids and chamositic ooids - Favorable factors, constraints, and problems. *Earth Sciences Reviews*, **20**: 211-243.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Jr, Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., et Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence

- stratigraphy and key definitions. *Dans Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. pp. 39-46.
- Velde, B., et Odin, G.S. 1975. Further information related to the origin of glauconite. *Clays and Clay Minerals*, **23**: 376-381.
- Vermette, D.R., Hébert, R. et Bergeron, M. 1993. Petrological and geochemical characteristics related to early rifting of Iapetus Ocean, Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, **293**: 81-110.
- Walker, R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. *Dans Facies models - Response to sea level change*. Geological Association of Canada, St John's. pp. 239-264.
- Weaver, C.E., et Wampler, J.M. 1970. K, Ar, Illite burial. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 3423-3430.
- Wetzel, A. 1991. Ecologic interpretation of deep-sea fossil communities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**: 47-69.
- Wetzel, A., et Bromley, R.G. 1996. Re-evaluation of the ichnogenous *Helminthopsis* - a new look at the type material. *Palaeontology*, **39**: 1-19.
- Whipple, E.R. 1974. A study of Wilson's determination of ferrous iron in silicates. *Chemical Geology*, **14**: 223-238.
- Whyatt, M., Bowen, J.M., et Rhodes, D.N. 1991. Nelson; successful application of a development geoseismic in North Sea exploration. *First Break*, **9**: 265-280.
- Wilde, P. 1991. Oceanography in the Ordovician. *Dans Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada. pp. 283-298.

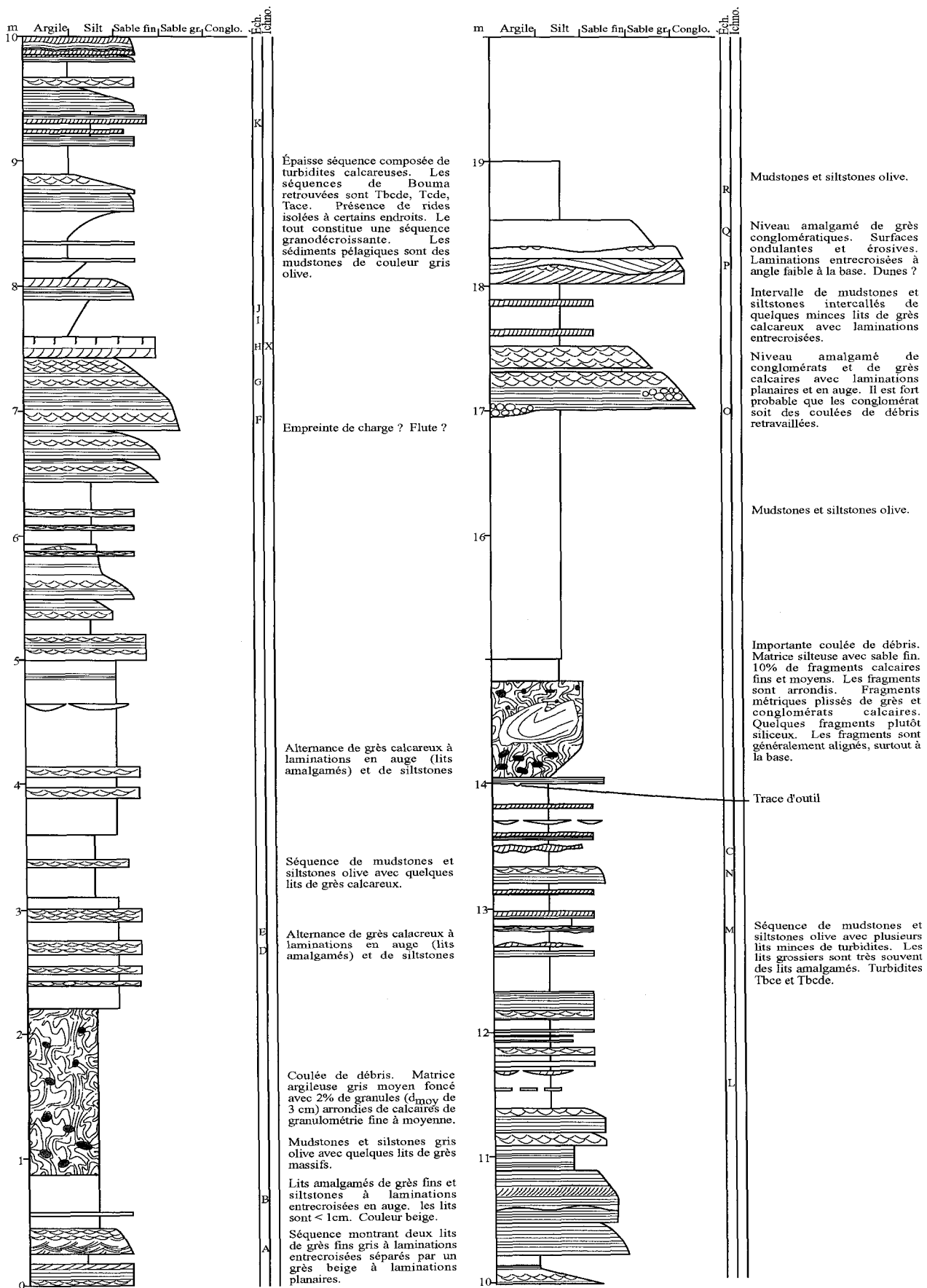
- Williams, H., et Hatcher, R.D. 1983. Appalachians suspect terranes. *In* Contribution to the tectonics and geophysics of mountain chains. Geological Society of America. pp. 33-53.
- Wilson, A.D. 1955. A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. Bulletin of the Geological Survey of Great Britain, 9: 56-58.

ANNEXES

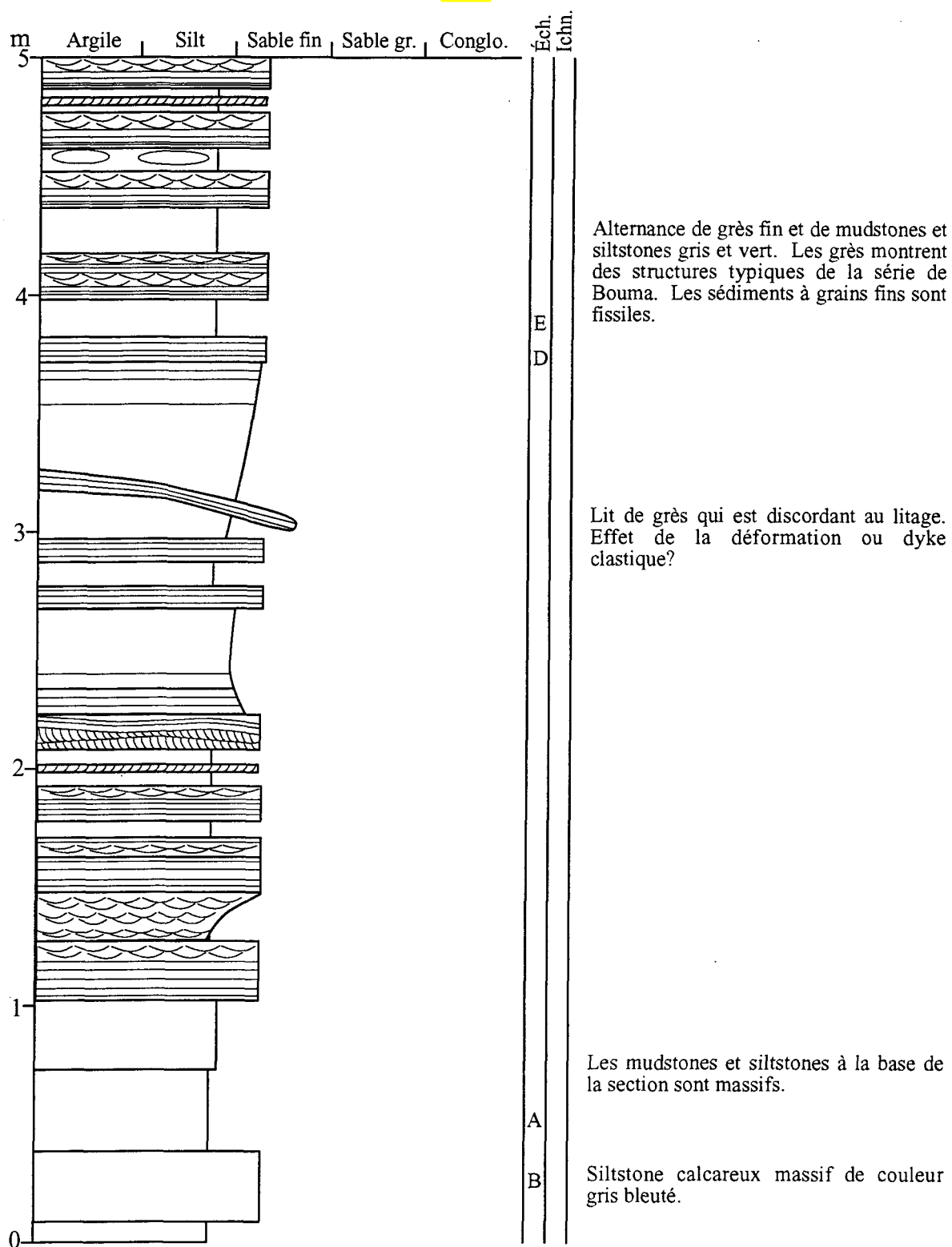
Annexe A-1 Représentation schématique de la section PBB-01-02 du Membre de l'île aux Coudres, Formation de Lauzon.
Localisation de la section sur la **carte** insérée.



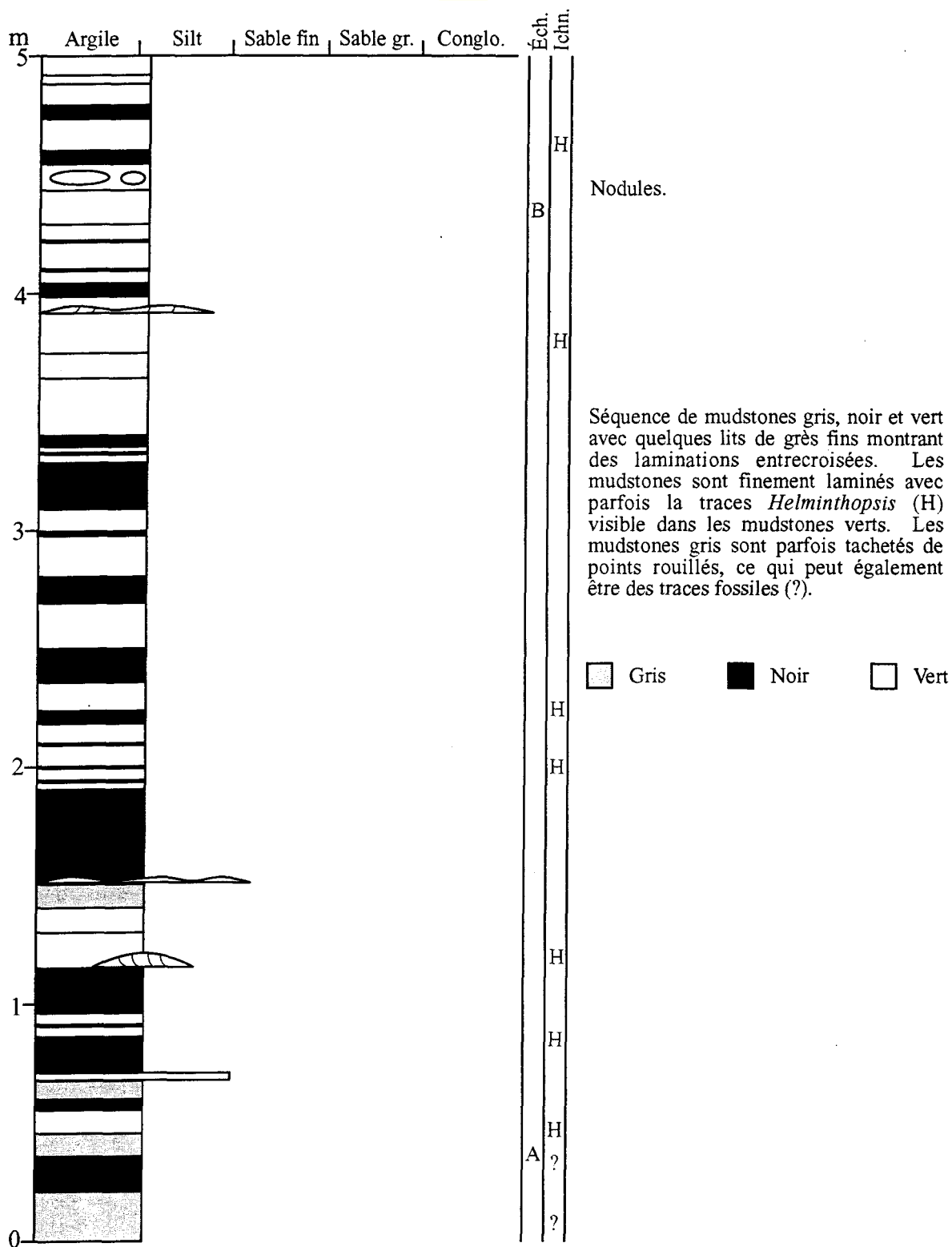
Annexe A-2 Représentation schématique de la section SL-01-01 du Membre de l'Île aux Coudres, Formation de Lauzon.
Localisation de la section sur la **carte** insérée.



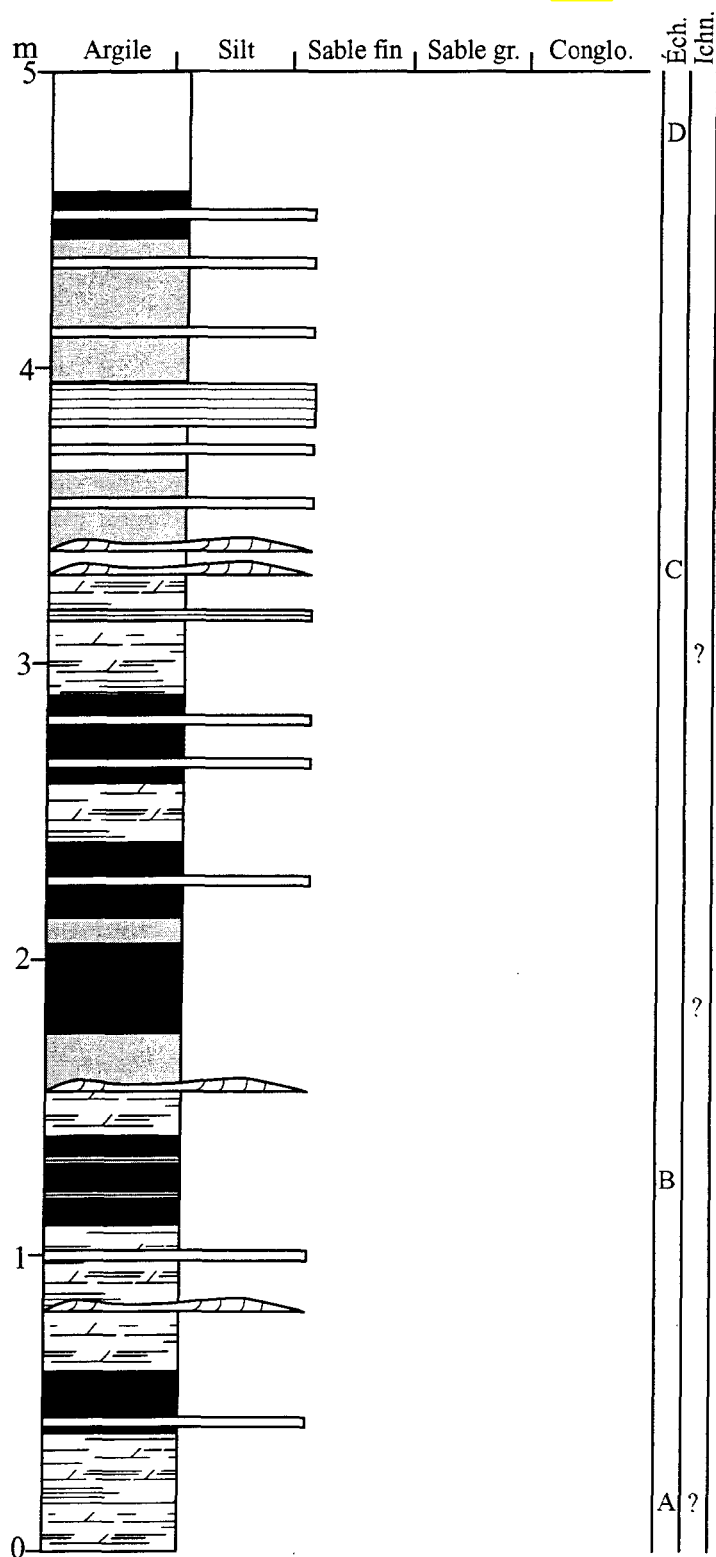
Annexe A-3 Représentation schématique de la section QSM-00-01 de la Formation de Lauzon. Localisation de la section sur la **carte** insérée.



Annexe A-4 Représentation schématique de la section QSM-00-02 de la Formation de Lauzon. Localisation de la section sur la **carte** insérée.



Annexe A-5 Représentation schématique de la section QSM-00-03 de la Formation de Lauzon. Localisation de la section sur la **carte** insérée.

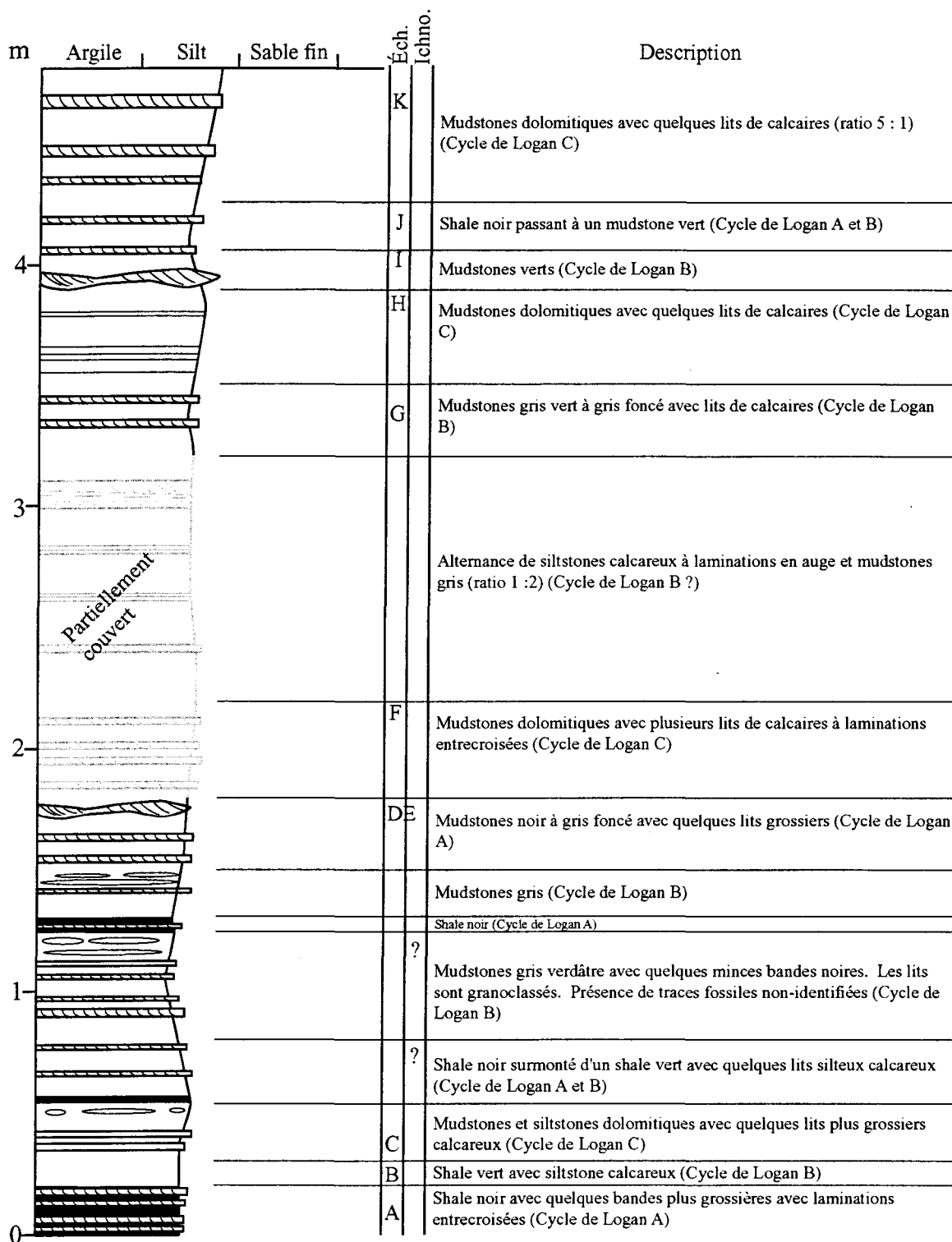


Séquence de mudstones gris, noir, beige et vert avec quelques lits de grès fins montrant des laminations entrecroisées et planaires. Les mudstones sont finement laminés. Il semble y avoir des évidences de bioturbations, les traces probables sont *Helminthopsis* et *Planolites*.

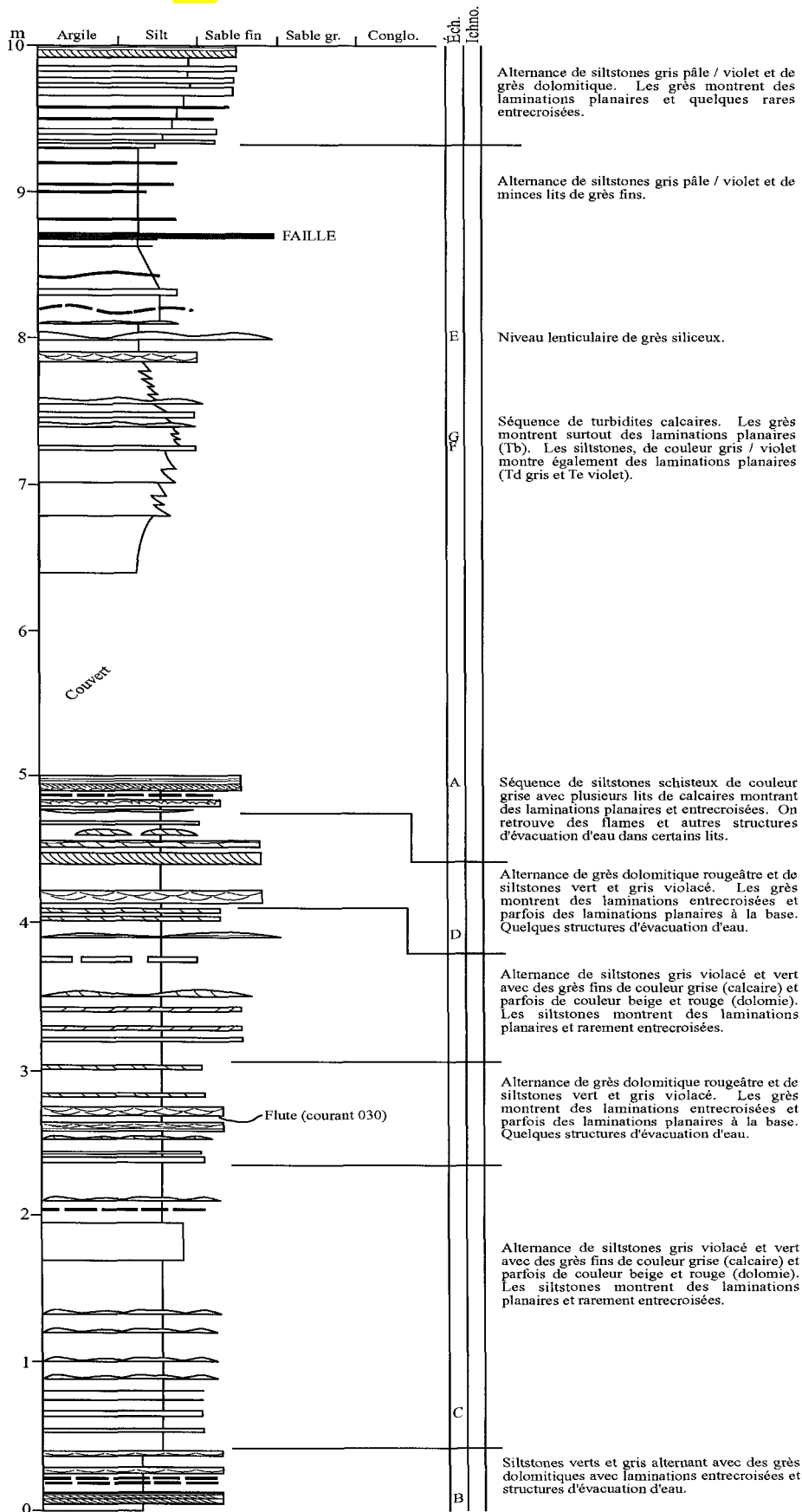
Gris
 Noir

Vert
 Beige

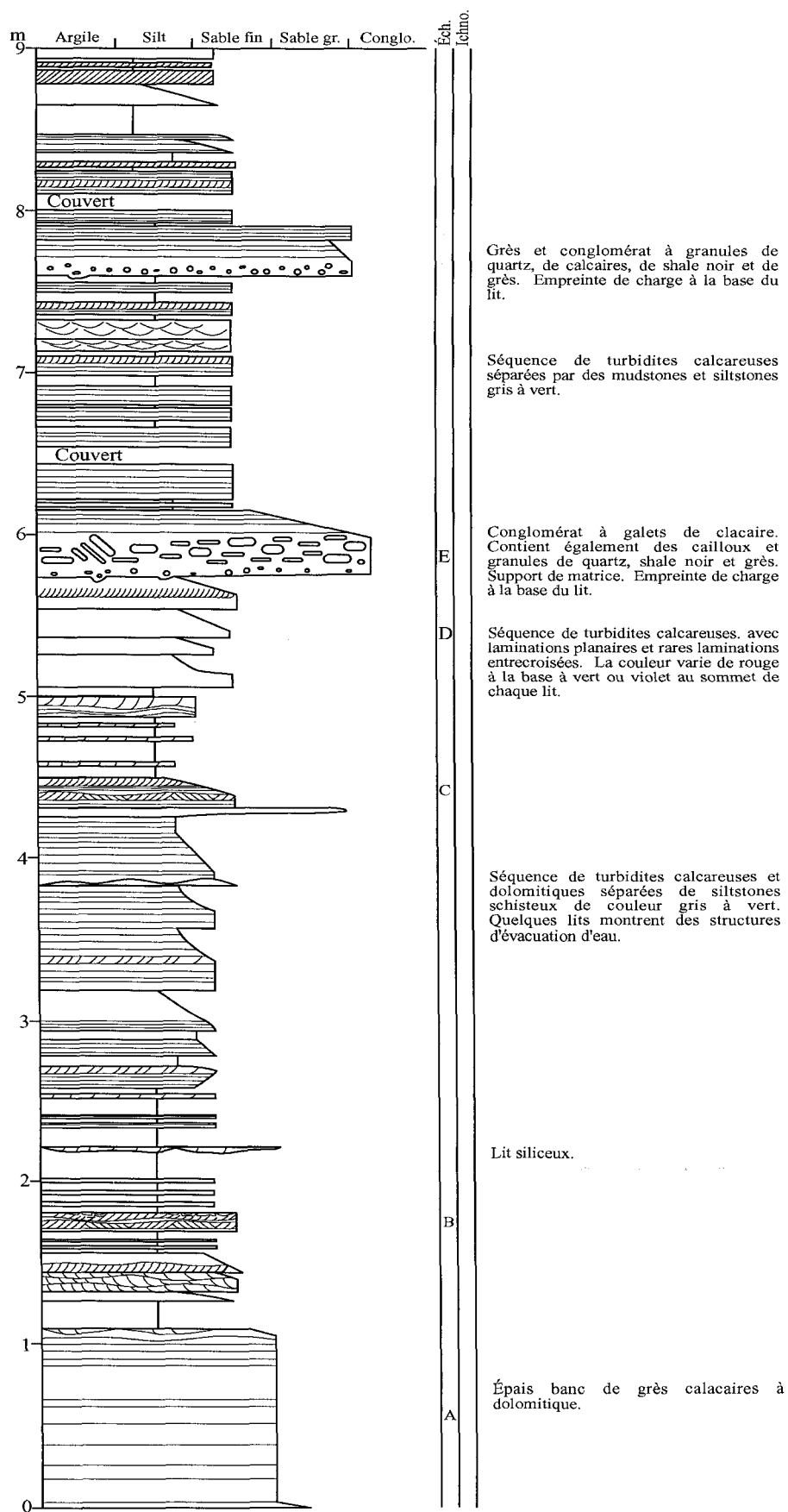
Annexe A-6 Représentation schématique de la section AL-00-03 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière. Localisation de la section sur la **carte** insérée.



Annexe A-7 Représentation schématique de la section SJE-01-01 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.
Localisation de la section sur la **carte** insérée.



Annexe A-8 Représentation schématique de la section SJW-01-01 de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.
Localisation de la section sur la **carte** insérée.



Annexe B-1 Résultats du comptage de 200 points sur des échantillons de grès de la Formation d'Anse Maranda.

Échantillon	Qz	Plag	Fp-K	L	zircon	Opaque	Glauc.	Clin	Mat+cim	Autres
AC-01A	32,2	18	1,2	0	0,2	1	0	0	43,7	1,5
AC-01E	59,2	15	2	0	0	1,5	0,4	0	19,7	1,7
AC-01E (2)	55	16,7	2,2	0	0	0,7	0,2	0	23,2	1,7
AC-01F	55,7	2	3,5	5	0	0	0	0	13,7	0
AC-01G	65,2	3,7	1,7	3,7	0	0	0,2	0	24,5	0,2
AC-01H	28,7	15,5	1,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0	50,5	2,7
AC-03A	57	9	2	0,2	0	0	1	0	30	0,7
AC-03B	37	12,2	5,2	0	0,5	0	0,2	0	44,2	0,5
AC-03X	55,7	8,5	3	2,7	0	0,5	0,2	1,4	26,7	1
AC-04A	51,7	5,5	0,2	0	0,2	0,7	7,5	1	33	0
AM-01B	33,2	2	0,5	1	0	0,2	6,7	1,2	54,7	0,2
AM-01C	34	5,2	0,2	0,5	1	1,2	10,7	1,2	45,7	0
AM-02A	32	11,5	0	0,5	0,2	0,2	5	1,7	48,5	0,2
AM-02B	35,7	10,5	1	0	0	0	3,5	0,7	47	1,5
AM-02C	36,2	10,2	1	0	0	0	6	0,5	45	1
AM-02D	34,7	8,5	0,2	0,5	0	1	6	0,9	47	1
AM-04A	41,2	7	0	0	0	2,7	10	2,2	36,7	0
AM-04B	41,2	9,5	1	0,2	0	2	8,4	2,2	35	0,2
AM-04D	41,2	5	0	0,7	0	6,7	2,7	0	43,5	0
PG-01A	46,5	4,7	0,2	0,2	0	0,2	6,7	0,2	40,7	0,2
PG-01C	46,5	4,7	0,2	0,2	0,5	0,5	5,5	1,7	39,7	0,2
PG-02A	40	5,7	0,2	0,5	0,5	1,7	9,5	4,2	37,2	0,2
PG-02C	27,2	3	0	0	0	1,5	6,5	1	59	1,7
PG-04A	32	5,2	0	0	0	2,5	1	0,5	56,7	2
PG-04C	23,7	2,7	0	0	0,2	0,7	0,5	0	70	2
PG-04D	24,5	4,5	0	0	0,5	1	2	0	65,7	1,7
PG-04G	28,2	2,5	0,2	0	0	1,2	1,2	0,2	63,7	0,5
PG-04H	25,5	5,5	0,5	0	0,2	0,7	0,7	0	64,2	1,5
PG-06A	28,7	1,7	0,2	0	0,2	2,7	0,2	0,2	62,7	3
PG-07A	48	7,2	0,2	0	0	1	6	1,2	36	0,2
PG-07B	39	9,5	1,7	0	0,7	1	14,7	0,7	32,5	0
PG-JT	28,7	2	1,2	0	0,5	1,2	5,2	0,2	60,5	0,2

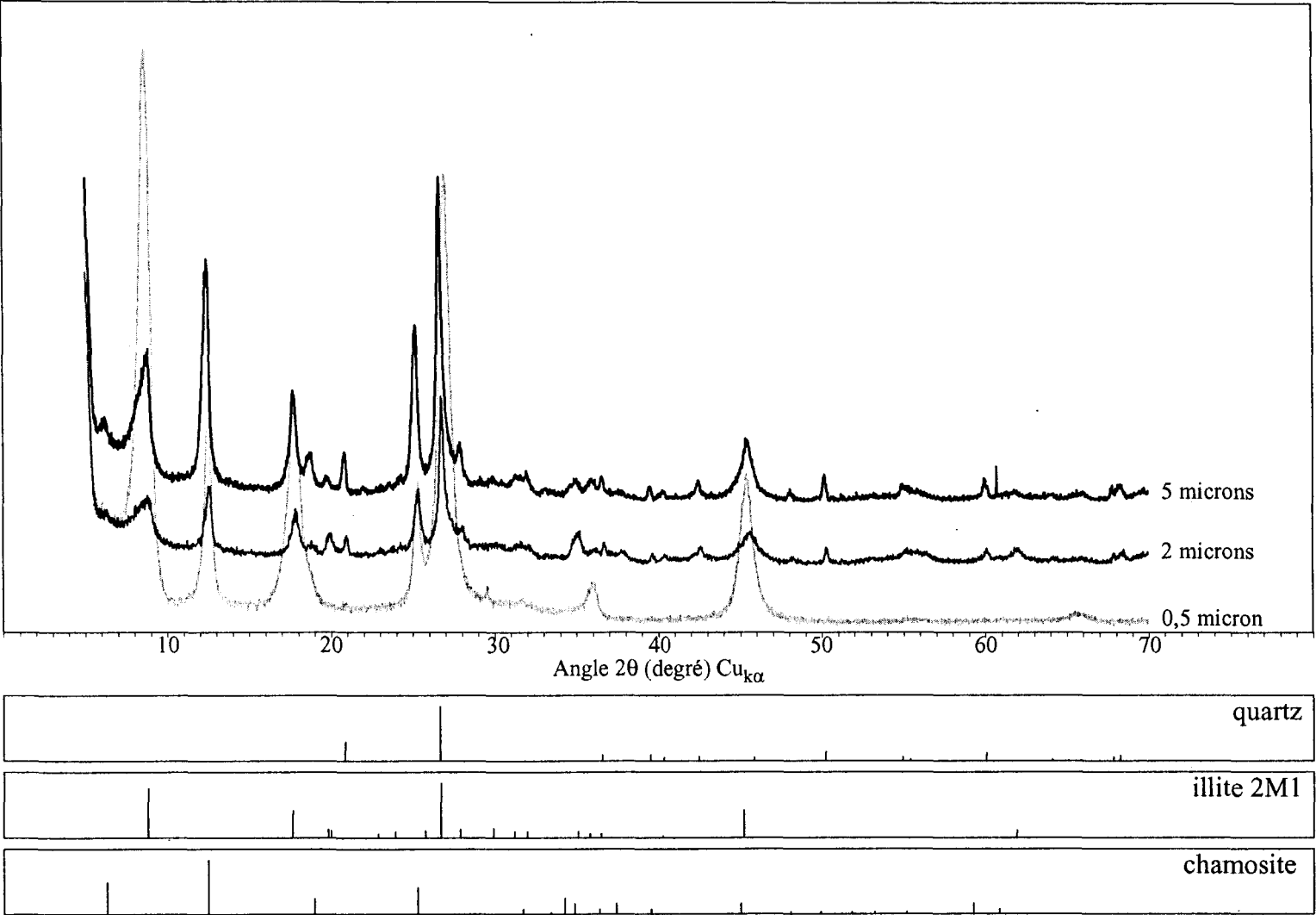
Annexe B-2 Résultats du comptage de 250 points sur des échantillons de grès de la Formation de Lauzon.

Echantillon	Qz	Plag	Fp-K	L	zircon	Opaque	Glauconite	Mat + cim	Autres
IFC-1A	24,4	8,4	1,6	0,4	0	1,6	1,6	61,2	0,8
IFC-1F	10,4	4,8	0,4	0	0	0,8	0	83,2	0,4
IFC-1G	12,8	6	1,2	0	0,8	11,2	0	68	0
IFC-1J	13,6	5,6	1,2	0	0	2	0	77,6	0
PBB-1F	14,4	6,8	0,4	0	0	0	0	78,4	0
SB-3G	22,8	8,8	1,2	0	0	2	2	91,2	2
MOB-2B	87,6	1,2	0,8	0,4	0	0	0	8,8	0
MOB-2D	89,6	2,8	1,6	0	0	0,4	0,4	4,4	0
MOB-5-1A (f)	36,8	6,8	1,6	0	0	0,4	0	54	0
MOB-5-1A (g)	52	4	3,2	0	0	2,4	0	38	0,4
MOB-5-2A	14,4	4,8	0	0	0	0	0	80	0,8
MOB-5-4A	30	7,2	0	0	0	1,6	0	61,2	0
MOB-8B	72	1,2	1,2	0	0	0	0	25,6	0
QSM-1B	39,2	10,8	1,2	0	0	0,8	0	46,4	1,6
QSM-5A	70,8	1,2	0	0,4	0	0	0	27,6	0
QSM-5C	63,2	2	1,2	3,6	0	9,2	0	20,8	0
PBB-2A	30	11,6	3,2	0	0,4	1,6	0	50,4	2,8
PBB-2C	39,2	8	2	0	0	0,8	0	49,2	0,8
PBB-2I	59,6	3,6	1,6	0	0	0,4	0	34,8	0
PBB-2J	57,6	6,4	4,8	0	0,4	0	0	29,2	1,6
SL-1A	38,4	8,4	4,4	0	0,8	0	0	45,2	2,8
SL-1P	26	4,4	1,2	1,2	0	1,2	0	66	0
SB-1K	66,8	9,2	1,6	1,2	0	2	2,8	13,6	2,8
SB-4A	72	5,2	2	0,4	0	10,8	0	9,6	0

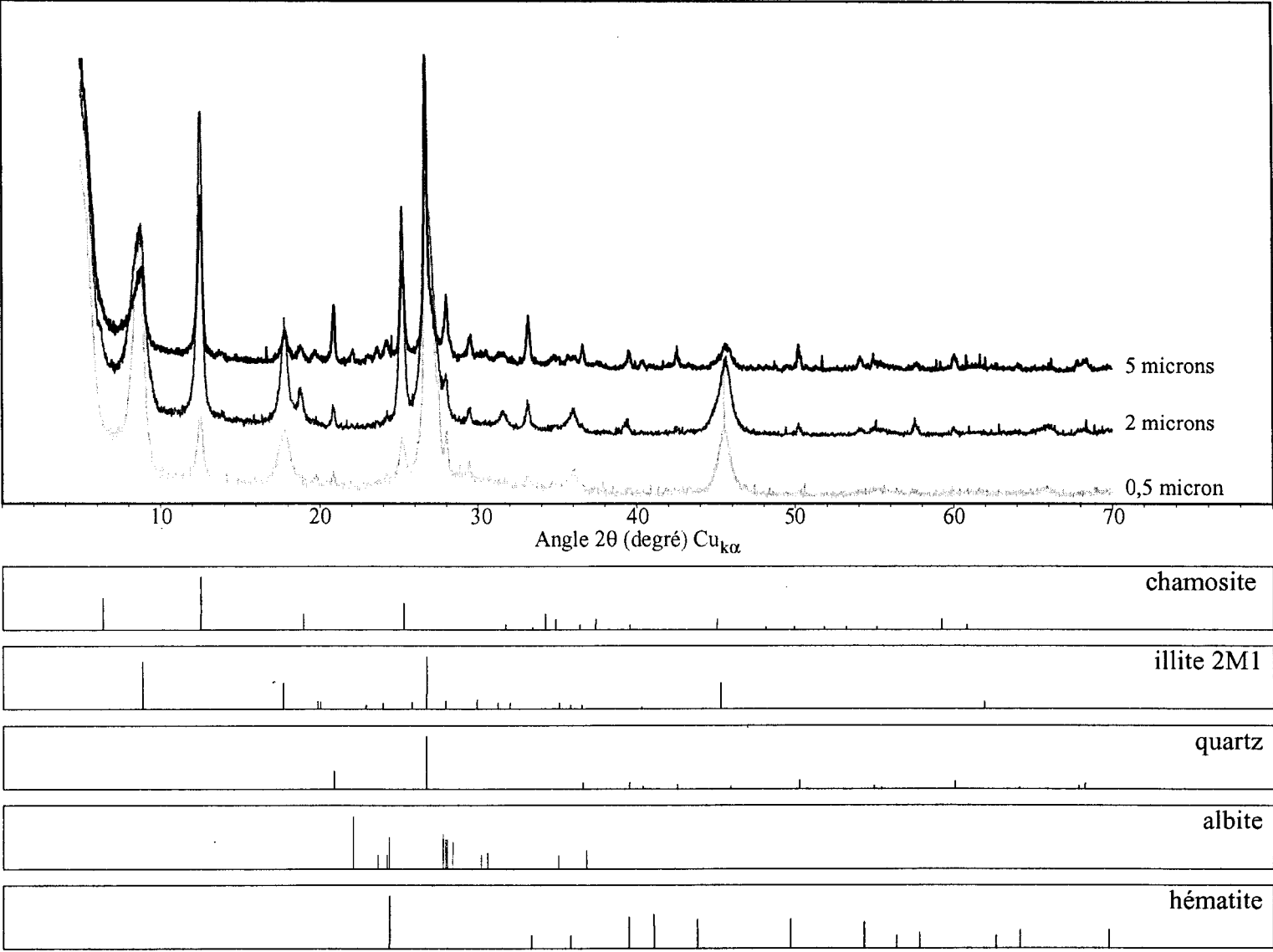
Annexe B-3 Résultats du comptage de 250 points sur des échantillons de grès de la Formation de Pointe-de-la-Martinière.

Échantillon	Qz	Plag	Fp-K	L	zircon	Opaque	Glauconite	Matrice	Autres
AL-1B	57,2	9,2	3,6	0	0,4	0	0	28,8	0,8
AL-1C	38,8	8,8	3,6	0	0	0,4	0	48	0,4
AL-5A	73,2	5,6	4	0	0	0	0	16,8	0
PLD-1B	56,4	5,6	11,6	0	0	0	0	24,8	1,6
PLD-1D	39,6	6	1,2	0	0,4	0,8	0	50	2
PLD-2A	32,8	3,2	2,8	0	0	0,4	0	60	0
PLD-2B	69,6	4	3,6	0	0	0,4	0	22	0,4
PLD-4A	20	6,8	0	0	0	0,4	0	54,4	0,8
PLD-4B	51,2	5,2	6	0	0	0	0	31,6	0
PM-1-5H	49,6	2	2,4	0,4	0	2	0	39,6	0,4

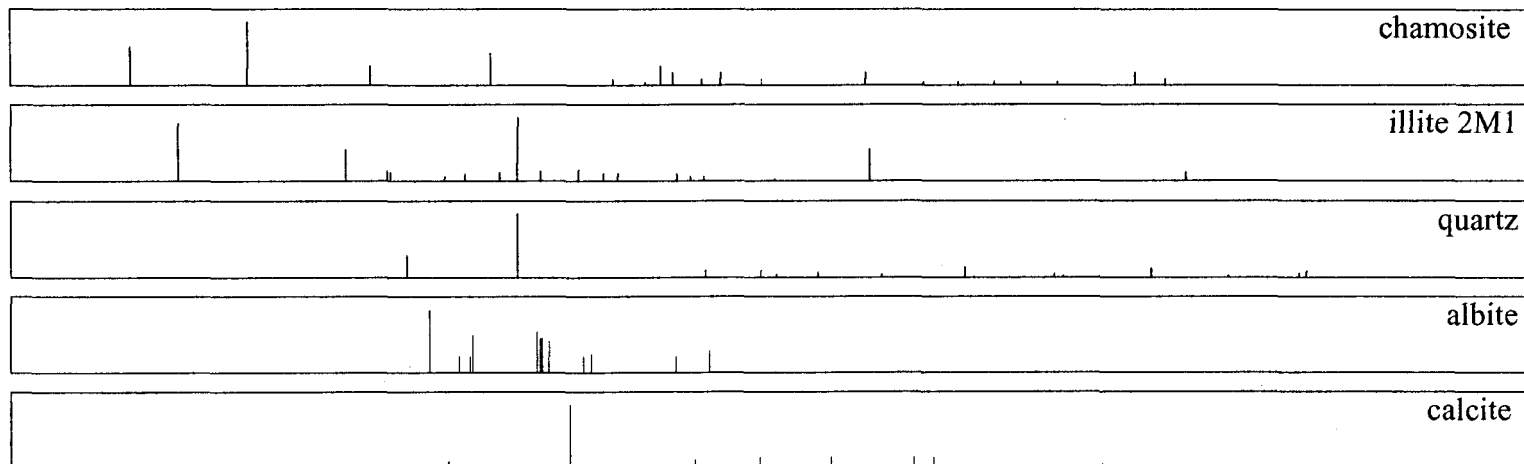
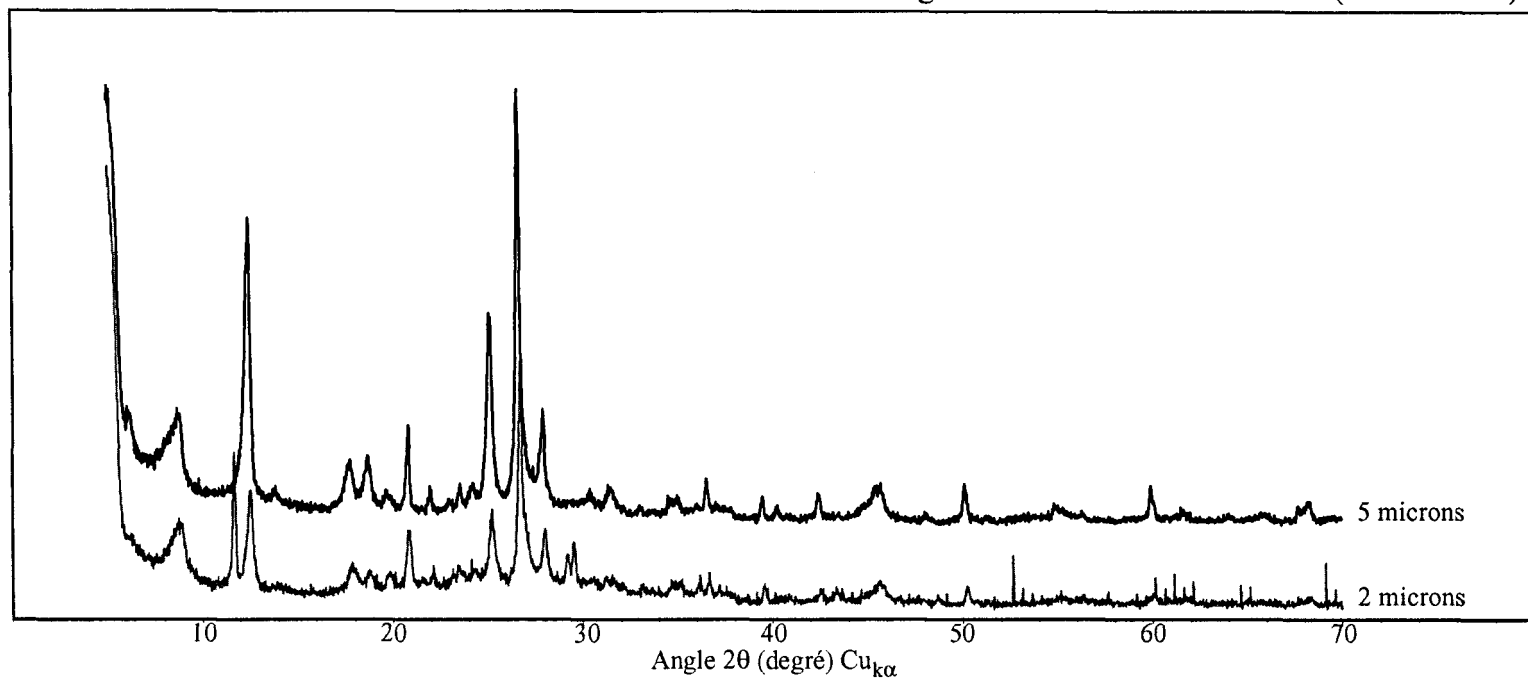
Annexe C-1 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation d'Anse Maranda (AM-01D).



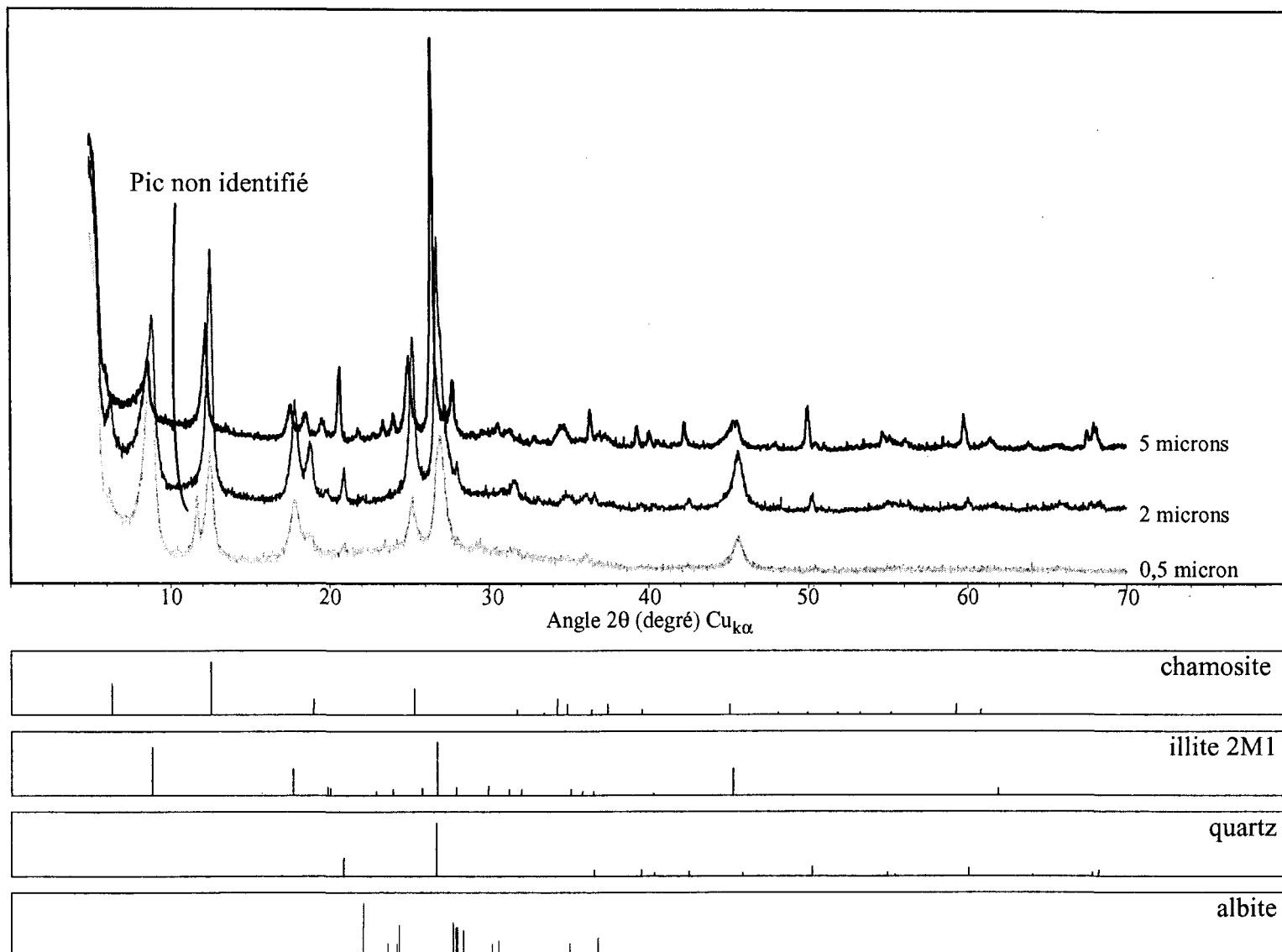
Annexe C-2 Patron de diffraction de la matrice d'un échantillon de grès rouge de la Formation d'Anse Maranda (AM-04A).



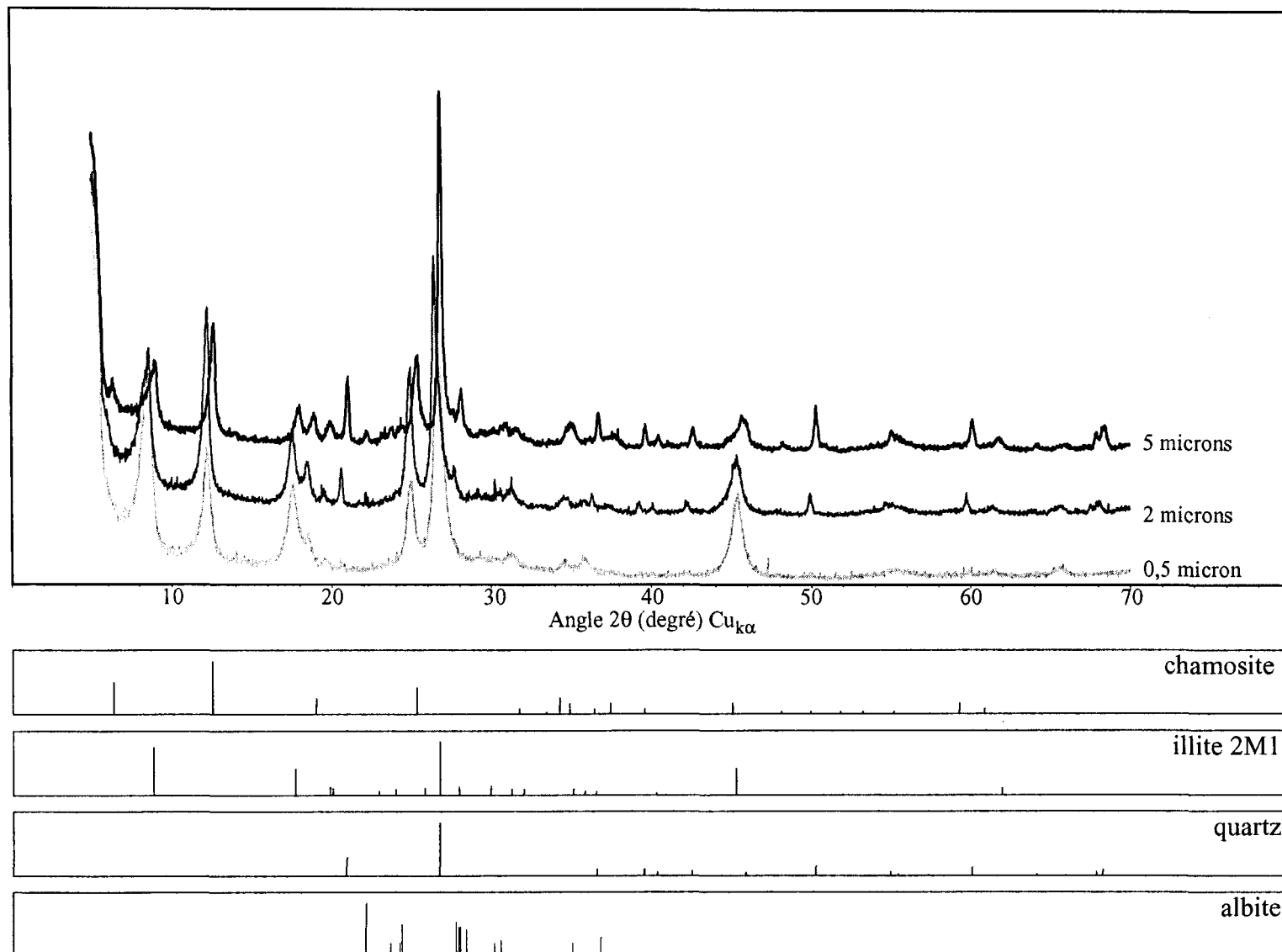
Annexe C-3 Patron de diffraction de la matrice d'un échantillon de grès de la Formation de Lauzon (MOB-05-6E).



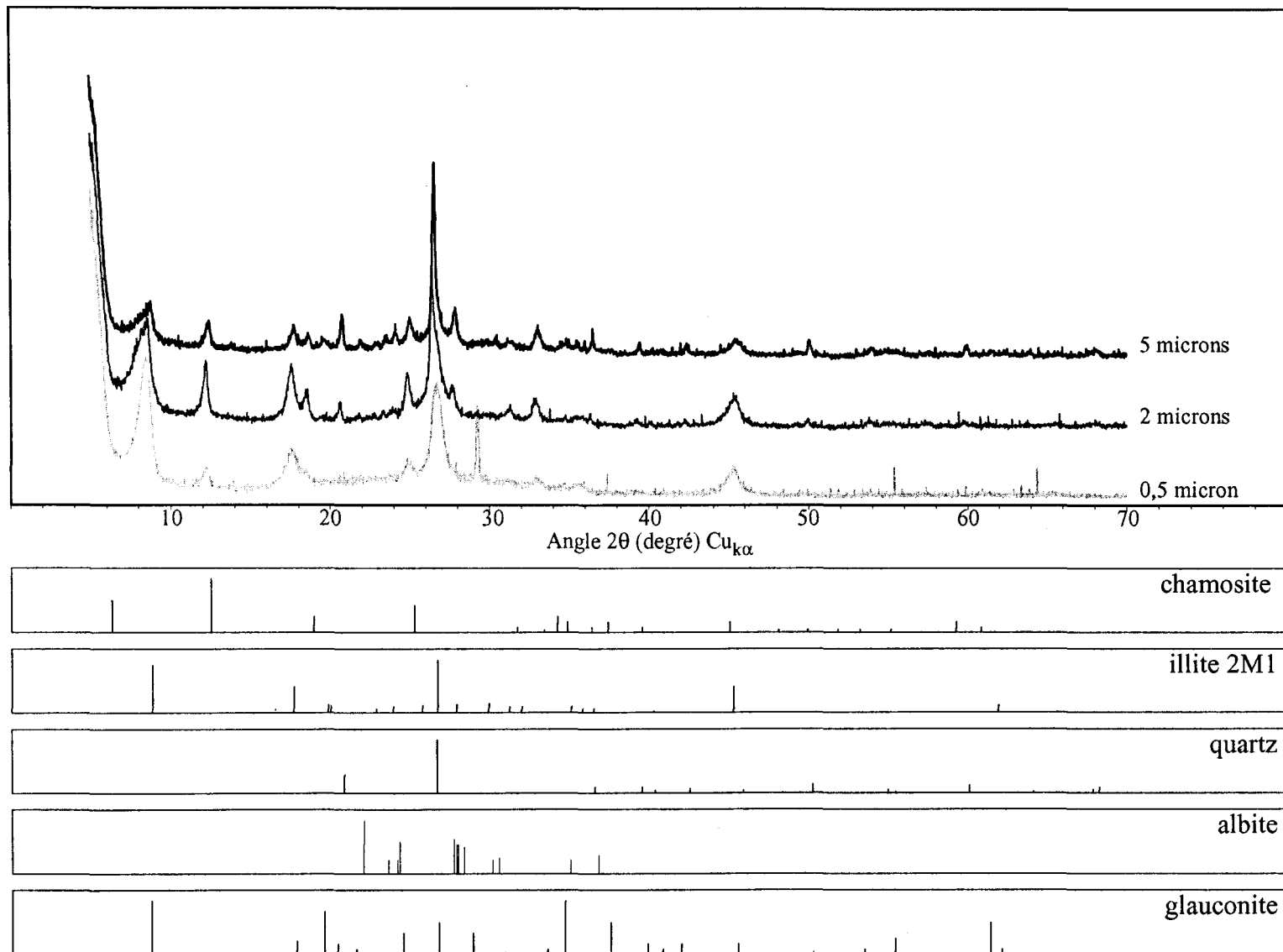
Annexe C-4 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone gris de la Formation de Lauzon (MOB-06B).



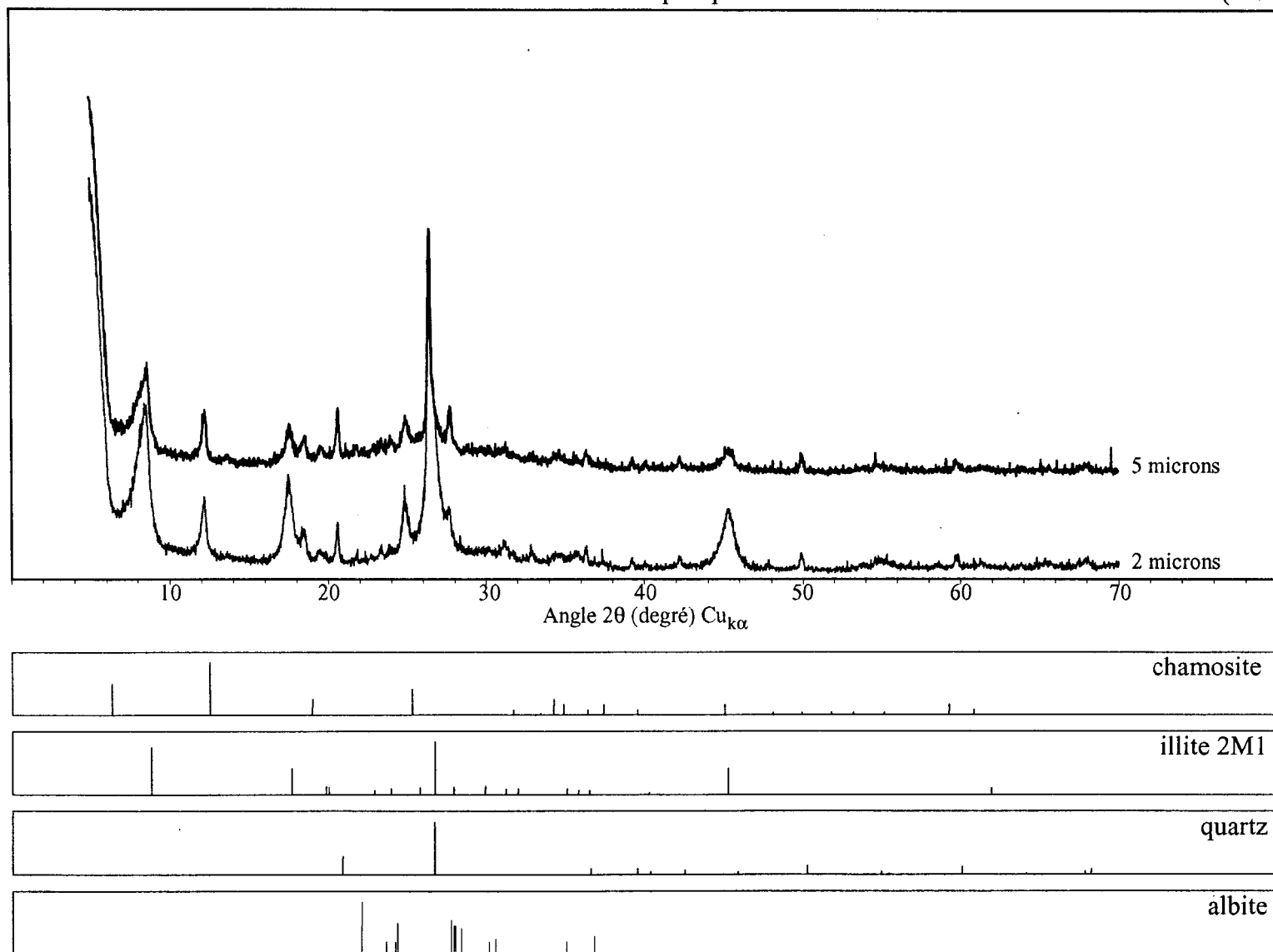
Annexe C-5 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation de Lauzon (MOB-06C).



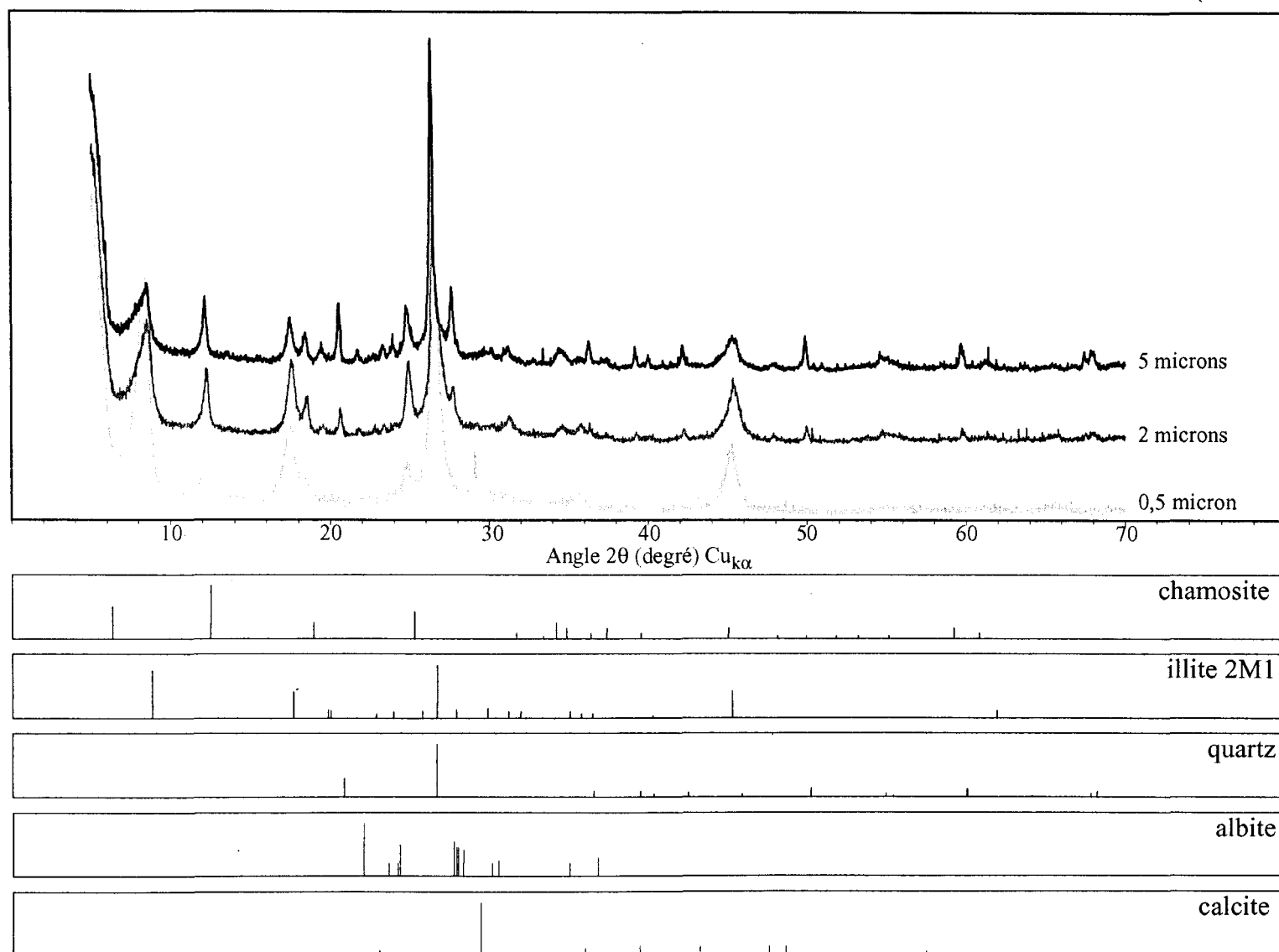
Annexe C-6 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone rouge de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02C).



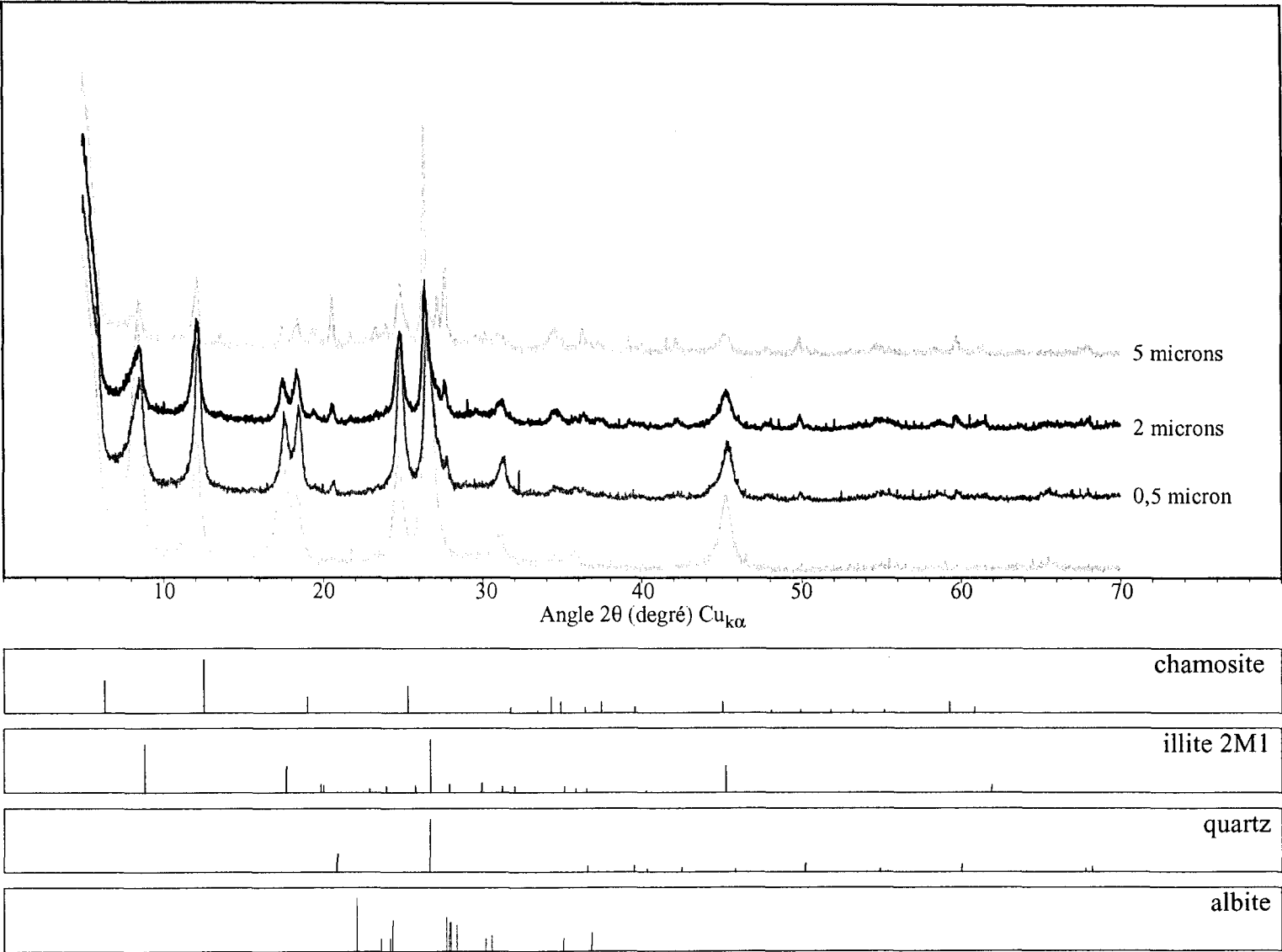
Annexe C-7 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone pourpre de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02B)



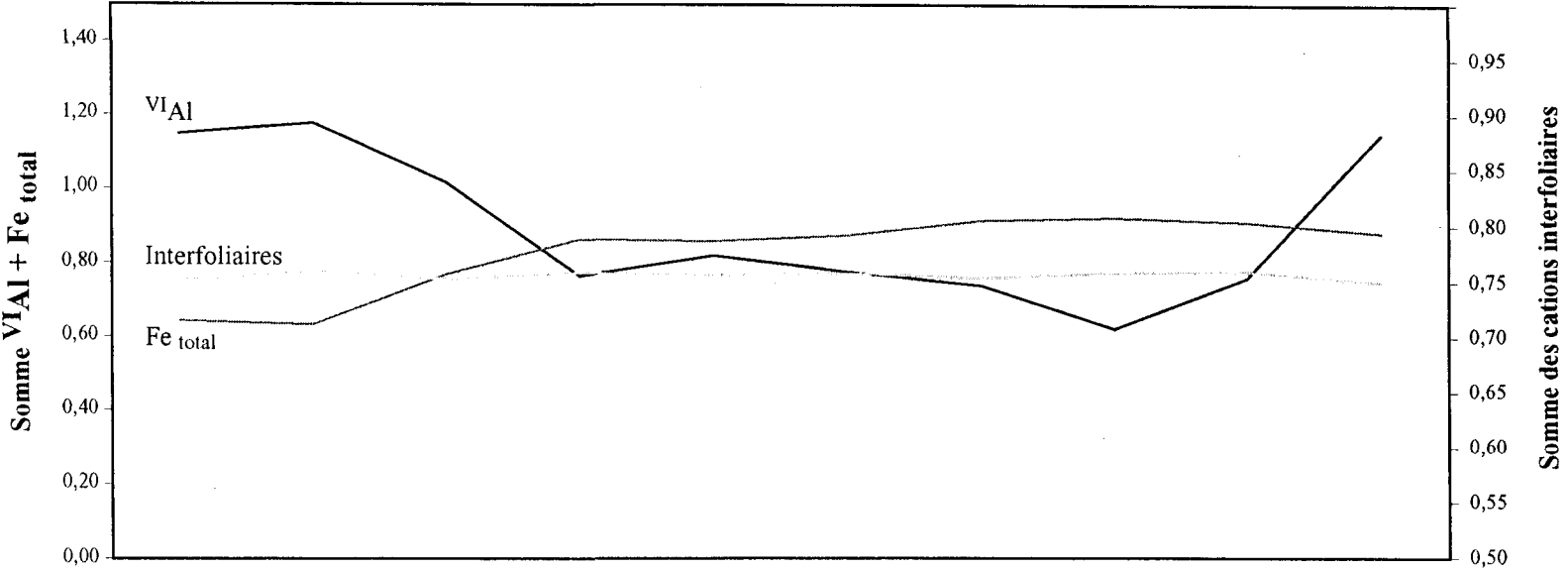
Annexe C-8 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone vert de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (VG-02A).



Annexe C-9 Patron de diffraction d'un échantillon de mudstone gris de la Formation de Pointe-de-la-Martinière (PLD-04C).

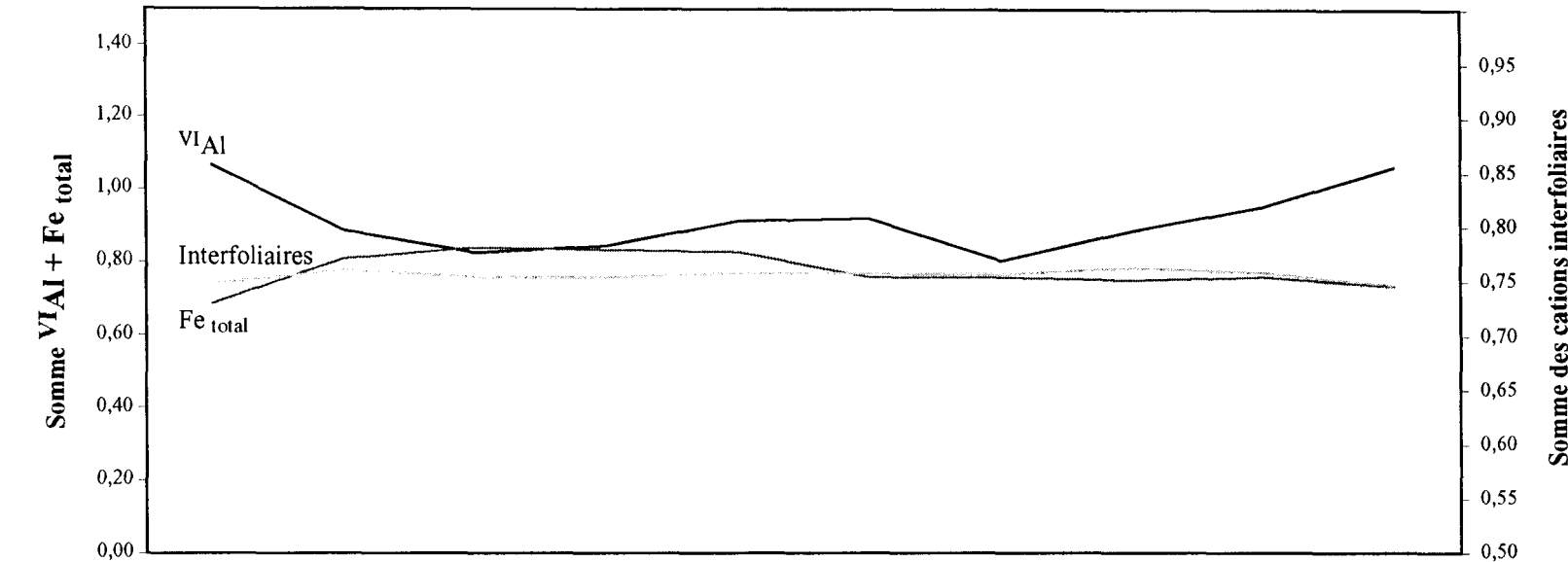


Annexe D-1 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon AM-04A. Les mesures sont espacées de 13 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



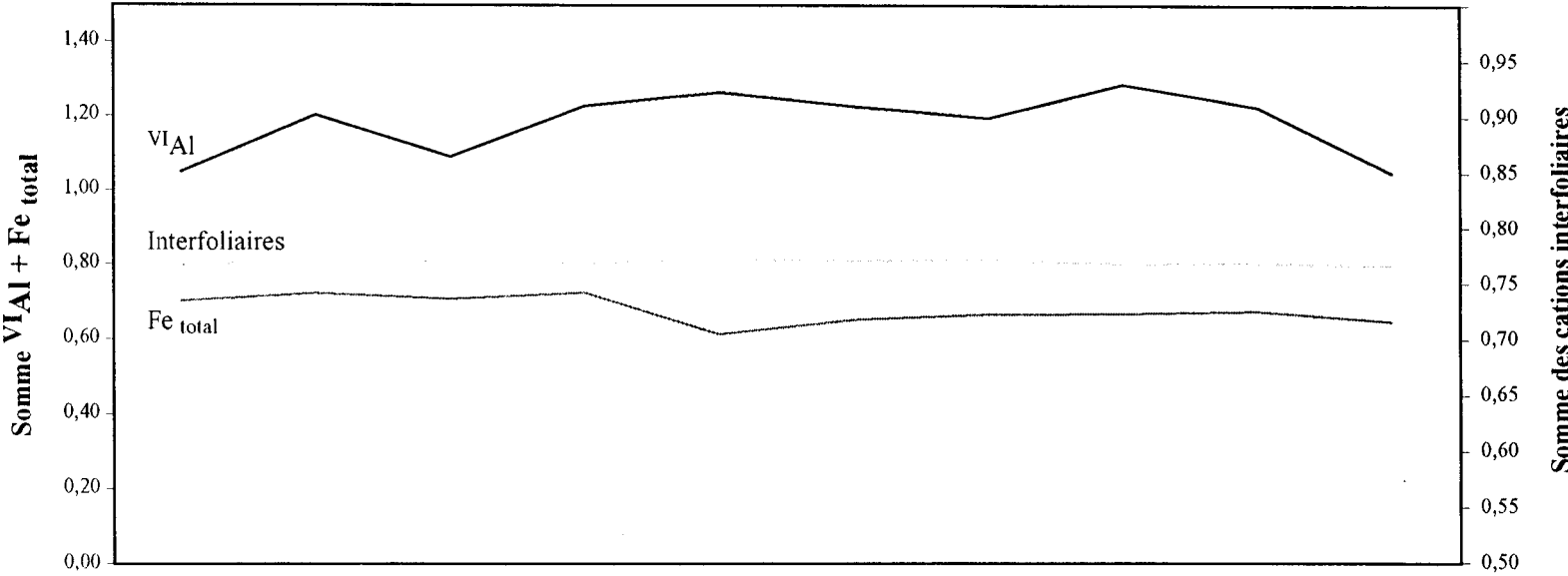
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
52,05	0,04	20,35	2,30	0,21	0,01	12,59	0,06	8,42
52,25	0,06	20,54	2,28	0,20	0,03	12,38	0,09	8,71
53,18	0,07	17,73	2,34	0,25	0,00	15,08	0,08	8,44
51,15	0,05	16,32	2,38	0,24	0,00	16,93	0,08	8,64
51,52	0,05	16,71	2,36	0,24	0,00	16,85	0,08	8,58
51,84	0,05	15,89	2,43	0,24	0,00	17,15	0,08	8,64
51,26	0,06	15,92	2,35	0,23	0,00	17,94	0,10	8,47
50,44	0,10	15,11	2,37	0,23	0,02	18,10	0,10	8,64
51,66	0,05	15,85	2,43	0,23	0,02	17,86	0,07	8,73
52,35	0,04	16,17	2,35	0,25	0,00	17,29	0,07	8,51

Annexe D-2 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon AM-04B. Les mesures sont espacées de 7 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



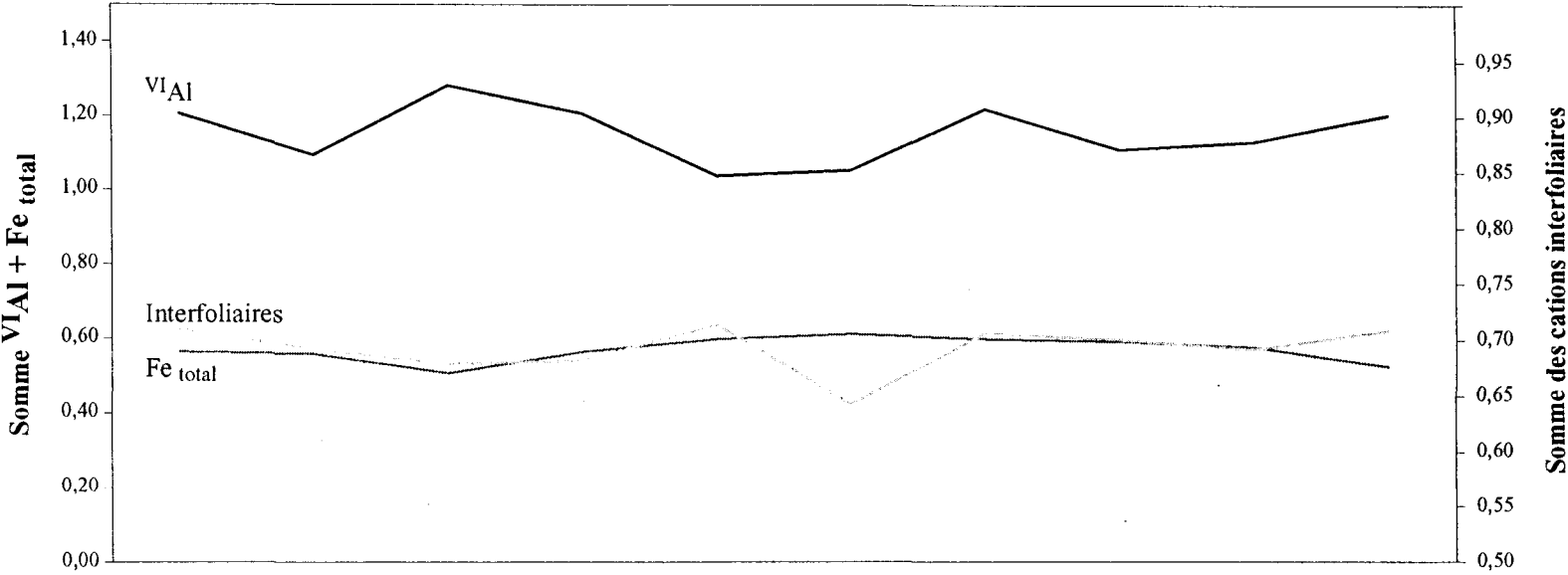
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
53,78	0,11	17,68	2,26	0,34	0,02	13,43	0,03	8,23
52,96	0,09	16,14	2,41	0,27	0,01	15,82	0,07	8,66
52,41	0,09	15,85	2,37	0,32	0,02	16,41	0,05	8,44
53,14	0,06	15,50	2,34	0,27	0,01	16,31	0,06	8,46
53,46	0,06	16,07	2,33	0,29	0,00	16,21	0,06	8,59
52,42	0,05	17,06	2,47	0,30	0,00	14,89	0,07	8,56
51,58	0,04	16,34	2,33	0,26	0,00	14,89	0,07	8,57
52,13	0,05	16,90	2,41	0,31	0,01	14,75	0,05	8,78
52,77	0,05	17,20	2,40	0,26	0,00	14,94	0,03	8,70
52,26	0,11	17,15	2,47	0,26	0,02	14,44	0,05	8,50

Annexe D-3 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon PG-07A. Les mesures sont espacées de 11 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



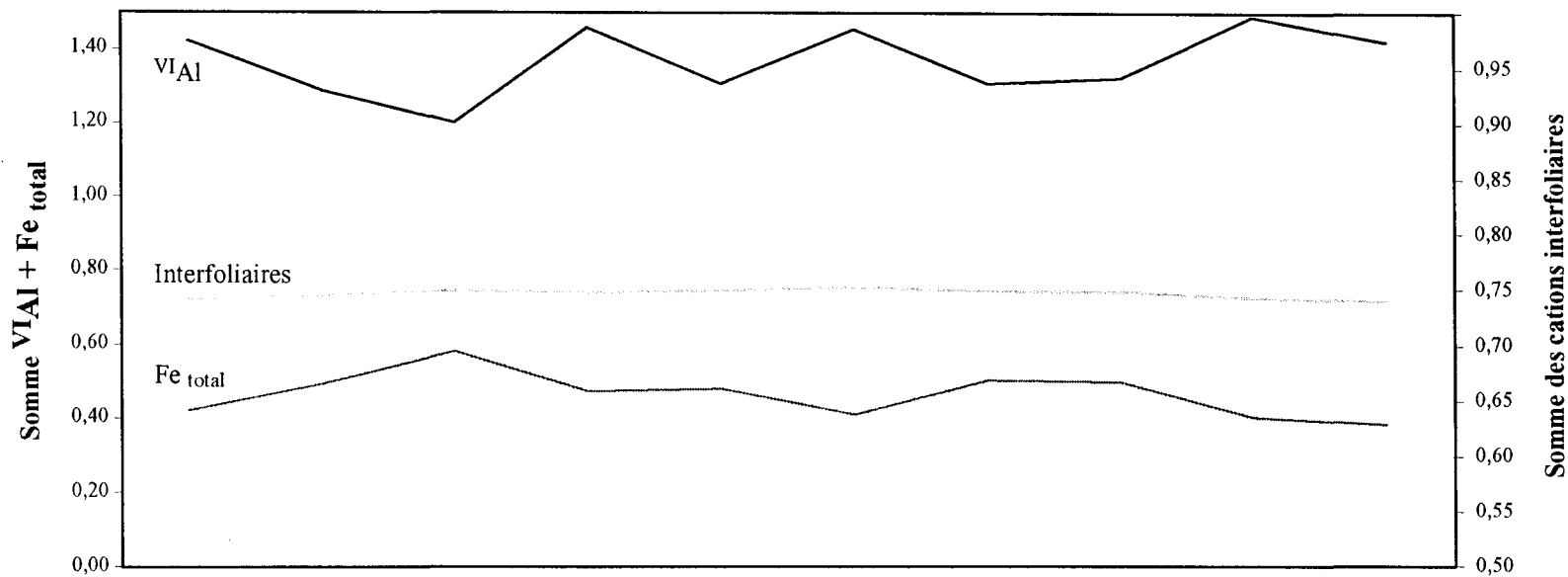
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
51,40	0,07	18,18	2,47	0,23	0,00	13,42	0,09	8,69
53,03	0,03	18,69	2,45	0,19	0,00	13,81	0,08	8,84
51,64	0,04	18,50	2,31	0,20	0,01	13,53	0,08	8,83
53,19	0,02	18,87	2,35	0,21	0,00	13,85	0,10	8,75
51,37	0,04	20,86	2,21	0,21	0,00	11,73	0,12	8,84
51,67	0,02	20,15	2,27	0,20	0,00	12,49	0,11	8,81
51,83	0,03	19,63	2,22	0,21	0,00	12,76	0,12	8,84
52,92	0,04	19,81	2,25	0,21	0,00	12,80	0,10	8,74
52,38	0,05	19,52	2,29	0,21	0,01	12,93	0,12	8,75
51,27	0,09	20,10	2,25	0,18	0,00	12,42	0,09	8,73

Annexe D-4 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon PG-01-02A. Les mesures sont espacées de 10 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



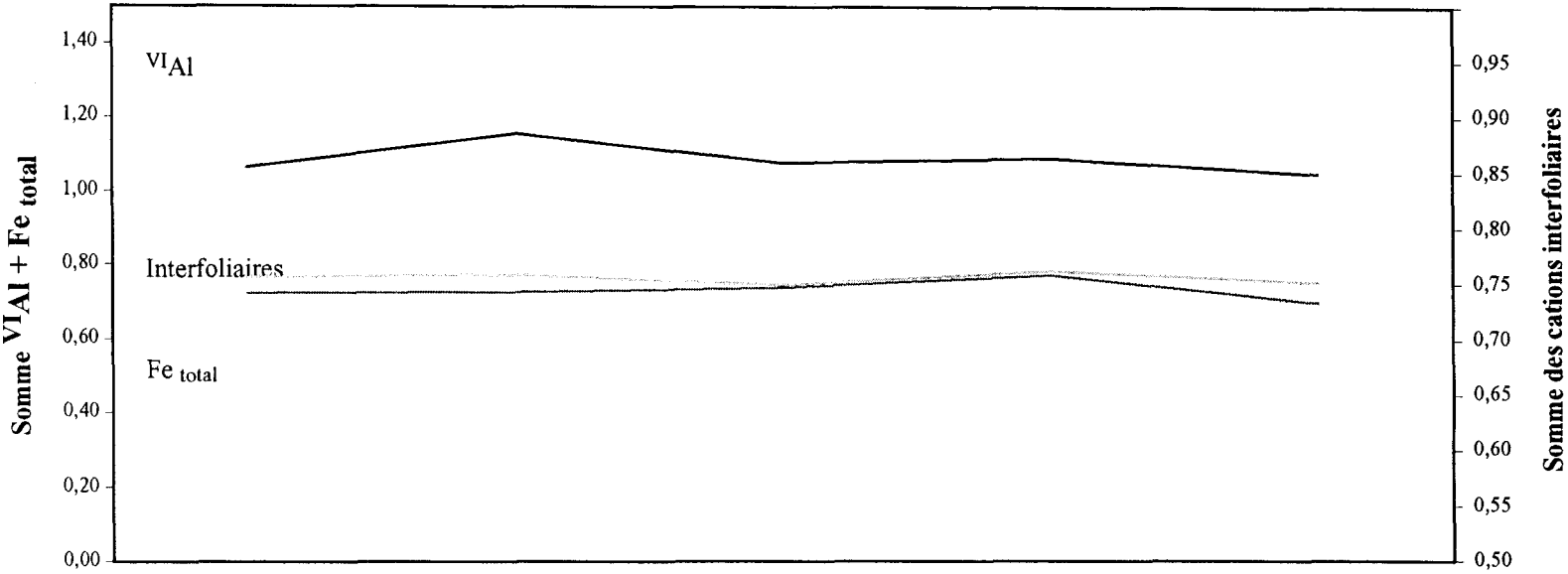
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
54,13	0,15	20,57	2,46	0,18	0,00	11,26	0,10	8,06
52,10	0,12	20,87	2,41	0,16	0,02	11,15	0,12	7,84
53,89	0,12	21,77	2,44	0,16	0,00	10,14	0,13	7,67
52,60	0,11	21,92	2,55	0,15	0,00	11,29	0,14	7,71
52,90	0,14	19,48	2,56	0,13	0,00	11,98	0,10	8,16
50,58	0,11	21,67	2,60	0,17	0,00	12,27	0,10	7,29
54,37	0,14	20,57	2,57	0,14	0,01	12,01	0,12	8,04
53,61	0,14	19,81	2,57	0,14	0,00	11,89	0,09	8,02
53,96	0,17	19,77	2,47	0,15	0,00	11,58	0,10	7,90
53,26	0,17	21,40	2,44	0,18	0,02	10,56	0,12	8,01

Annexe D-5 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon SB-03G. Les mesures sont espacées de 14 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
50,44	0,02	25,20	1,99	0,19	0,02	8,26	0,11	8,01
50,26	0,07	23,62	2,26	0,21	0,00	9,67	0,14	8,09
50,68	0,02	22,22	2,34	0,19	0,02	11,42	0,16	8,24
52,55	0,17	23,76	2,17	0,22	0,01	9,30	0,16	8,15
50,77	0,01	23,47	2,22	0,17	0,00	9,43	0,15	8,27
50,84	0,18	25,17	2,04	0,19	0,00	8,07	0,15	8,37
51,10	0,05	23,19	2,29	0,22	0,01	9,90	0,19	8,17
51,44	0,04	23,09	2,34	0,20	0,01	9,80	0,18	8,19
50,71	0,03	25,81	2,23	0,18	0,02	7,95	0,15	8,06
49,90	0,04	26,22	2,28	0,23	0,01	7,59	0,14	7,82

Annexe D-6 Résultats d'un transect à la micro-sonde sur un pellet de glauconite de l'échantillon SB-PL. Les mesures sont espacées de 9 microns. Le tableau présente les données de gauche (haut) à droite (bas).



SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃ total	Na ₂ O	K ₂ O
50,86	0,05	18,67	2,14	0,40	0,07	13,80	0,13	8,11
50,71	0,04	19,92	2,11	0,40	0,02	13,87	0,12	8,20
48,91	0,03	20,49	2,24	0,40	0,05	14,11	0,12	7,91
51,04	0,02	18,85	2,18	0,41	0,03	14,78	0,10	8,37
49,38	0,02	19,75	2,17	0,41	0,03	13,38	0,10	8,02

Annexe E Exemple de calcul pour la reconstruction de la composition de la glauconite avant diagenèse. Un tableau de ce genre doit être réalisé pour chaque facteur de substitution (A14) afin de réaliser un graphique tel qu'illustré à la figure 3.4. Les détails des facteurs utilisés (par exemple le nombre d'atome trivalent à la case D14) sont expliqués dans le chapitre 3.

	A	B	C	D	E	F	G
1	oxyde	indice	Nouvel indice	poids moléculaires	poids mol dans formule	%	
2	SiO ₂	3,53	3,53	60,08	212,30	49,07	
3	TiO ₂	0,00	0,00	79,88	0,20	0,05	^{VI} Al
4	Al ₂ O ₃	1,53	1,43	101,96	72,82	16,83	0,96
5	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	151,99	0,00	0,00	
6	MgO	0,22	0,23	40,30	9,37	2,17	
7	CaO	0,03	0,03	56,08	1,69	0,39	
8	MnO	0,00	0,00	70,94	0,31	0,07	Fe total
9	Fe ₂ O ₃	0,58	0,64	159,69	50,79	11,74	0,82
10	FeO	0,15	0,18	71,85	12,86	2,97	
11	Na ₂ O	0,02	0,02	61,98	0,53	0,12	Fe ₂ O ₃ total
12	K ₂ O	0,72	0,76	94,20	35,80	8,27	15,01
13			Divalent	Trivalent	432,66	91,68	
14	Facteur substi.= 0,100		0,041	0,059			
15							
16	oxyde	indice	Nouvel indice	poids moléculaires	poids mol dans formule	%	
17	SiO ₂	3,53	"=B17"	60,08	"=C17*D17"	"=E17/\$E\$28	
18	TiO ₂	0,00	"=B18"	79,88	"=C18*D18"	"=E18/\$E\$28	^{VI} Al
19	Al ₂ O ₃	1,53	"=B19-B30"	101,96	"=(C19*D19)/2"	"=E19/\$E\$28	"=4-C17-C18"
20	Cr ₂ O ₃	0,00	"=B20"	151,99	"=(C20*D20)/2"	"=E20/\$E\$28	
21	MgO	0,22	"=B21+(C29*0,19)"	40,30	"=C21*D21"	"=E21/\$E\$28	
22	CaO	0,03	"=B22"	56,08	"=C22*D22"	"=E22/\$E\$28	
23	MnO	0,00	"=B23"	70,94	"=C23*D23"	"=E23/\$E\$28	Fe total
24	Fe ₂ O ₃	0,58	"=B24+D29"	159,69	"=(C24*D24)/2"	"=E24/\$E\$28	"=B24+B25"
25	FeO	0,15	"=B25+(C29*0,81)"	71,85	"=C25*D25"	"=E25/\$E\$28	
26	Na ₂ O	0,02	"=B26"	61,98	"=(C26*D26)/2"	"=E26/\$E\$28	Fe ₂ O ₃ total
27	K ₂ O	0,72	"=B27+C29"	94,20	"=(C27*D27)/2"	"=E27/\$E\$28	"=F24+(F25*1,1)"
28			Divalent	Trivalent	"=SOMME(E17:E27)+36"	"=SOMME(F17:F27)"	
29	Facteur substi.= 0,100		"=B29*0,41"	"=B29-C29"			