TH 0144

STRATIGRAPHIE DU PERMO-CARBONIFERE DES ILES DE LA MADELEINE

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

UNIVERSITE DE MONTREAL

STRATIGRAPHIE DU PERMO-CARBONIFERE DES ILES DE LA MADELEINE

PAR

DANIEL BRISEBOIS
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE
FACULTE DES ARTS ET DES SCIENCES

THESE PRESENTEE A LA FACULTE DES ETUDES SUPERIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE
PHILOSOPHIAE DOCTOR (Ph.D.)

(DECEMBRE 1979)

Faculté des Études Supérieures
Soutenance le
02/06/80
Université de Montréal

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
SOMMAIRE	xii
CHAPITRE I. INTRODUCTION	1
Objet de l'étude	1
Situation géographique	2
Méthode de travail	4
Travaux antérieurs	8
Géographie physique	10
Géologie régionale	11
Situation	11
Structure du bassin	13
Sédimentation	17
Stratigraphie	18
CHAPITRE II. LITHOSTRATIGRAPHIE	21
Introduction	21
FORMATION DE HAVRE-AUX-MAISONS	27
Age de la Formation de Havre-aux-Maisons ..	33
FORMATION DE CAP-AU-DIABLE	36
Age de la Formation de Cap-au-Diable	39
FORMATION DE CAP-AUX-MEULES	41
Membre de l'Etang-du-Nord	42
Membre de l'Etang-des-Caps	44
Age de la Formation de Cap-aux-Meules	45
CHAPITRE III. GEOLOGIE STRUCTURALE	47
Introduction	47
Failles	48
Plis	54
Diaclases	56
Modèle tectonique	57

Pages

CHAPITRE IV. STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DE LA FORMATION DE HAVRE-AUX-MAISONS 59
Introduction 59
DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES 60
Brèche d'effondrement 60
Mudstones 68
Grès et siltstones 70
Milieux de dépôt des sédiments terrigènes 71
Roches volcanoclastiques 73
Milieux de dépôt des roches volcanoclastiques . 77
Roches volcaniques 77
Evaporites 78
Milieux de dépôt des évaporites 81
Carbonates 84
Milieux de dépôt des calcaires 89

CHAPITRE V. STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE LA FORMATION DE CAP-AU-DIABLE 94
Introduction 94
Géométrie interne 95
Pétrographie 97
Géochimie 103
Conclusion 111

CHAPITRE VI. STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DE LA FORMATION DE CAP-AUX-MEULES 112
Introduction 112
Couleur des sédiments de la Formation de Cap-aux-Meules 113
STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ETANG-DU-NORD 115
Introduction 115

Pages

Grès et siltstones 115
Textures 115
Composition 121
Stratification 121
Structures sédimentaires externes 121
Structures sédimentaires internes 123
Mudstones 125
Conglomérats 126
Conglomérats monolithiques intra-formationnels 126
Conglomérat polylithique 127
Calcaire microcristallin dolomitique 128
Milieux de dépôt du Membre de l'Etang-du-Nord 129
STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ETANG-DES-CAPS 132
Introduction 132
Textures 132
Composition 137
Géométrie interne et externe 137
Milieux de dépôt du Membre de l'Etang-des-Caps 140

CHAPITRE VII. APERCU DE LA MICROFLORE ET DE LA MICROFAUNE 144
Microflore algaire 144
Microfaune à Foraminifères 149
Associations et environnements 150
Répartition stratigraphique 154
Comparaison de la microfaune des Iles de la Madeleine avec la microfaune des couches de passage du Viséen au Namurien des Provinces Maritimes et de la Téthys 159

pages

CHAPITRE VIII. EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE
CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ... 171

PLANCHES 183

APPENDICES 243
APPENDICE 1 Localisation et brève description des échantillons 244
APPENDICE 2 Composition chimique des roches de la Formation de Cap-au-Diable 253
APPENDICE 3 Composition chimique des plagioclases de la Formation de Cap-au-Diable 261
APPENDICE 4 Composition chimique des amphiboles de la Formation de Cap-au-Diable . 264

REMERCIEMENTS 265

REFERENCES 266

TABLE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation des Iles de la Madeleine 2
Figure 2: Carte des Iles de la Madeleine indiquant la position des îles principales 5
Figure 3: Carte de localisation des sédiments permo-carbonifères dans le bassin du Golfe du Saint-Laurent 12
Figure 4: Carte de localisation des principaux éléments tectoniques du Bassin permo-carbonifère du Golfe du Saint-Laurent 15

pages

Figure 5: Carte de localisation des principaux horsts et bassins secondaires du Bassin de Fundy 16
Figure 6: Colonne stratigraphique de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons 29
Figure 7: Corrélation lithostratigraphique des strates permo-carbonifères entre 22 sondages des Iles de la Madeleine ..... en pochette
Figure 8: Corrélation lithostratigraphique entre la partie sud des Iles de la Madeleine, l'Ile Boudreau et l'Ile Brion 34
Figure 9: Carte aéromagnétique de la partie sud des Iles de la Madeleine 38
Figure 10: Carte gravimétrique de la partie centrale du Golfe du Saint-Laurent ... 48
Figure 11: Coupes structurales des Iles de la Madeleine ..... en pochette
Figure 12: Coupes structurales schématiques des Iles de la Madeleine ..... hors texte
Figure 13: Attitude des laminations dans un diapir de gypse 80
Figure 14: Rapports entre les éléments figurés, la matrice et le ciment des calcaires de la partie sud de l'archipel et de l'Ile Brion 86
Figure 15: Rapports entre A) les principaux constituants des calcaires et B) les principaux assemblages de fossiles ... 87
Figure 16: Modèle généralisé illustrant la sédimentation des calcaires au Viséen . 90
Figure 17: A) Tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962); projection du diopside sur le plan QZ-OL-NE
B) diagramme A-F-M 109

pages

Figure 18: A) Diagramme binaire Na_2O+K_2O vs SiO_2 B) Diagramme de variation P_2O_5 vs TiO_2, d'après Ridley et al.(1974) 110

Figure 19: Histogrammes illustrant la distribution granulométrique des grès du Membre de l'Etang-du-Nord 117

Figure 20: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 5 échantillons du Membre de l'Etang-du-Nord 118

Figure 21: Idem 119

Figure 22: Histogrammes illustrant la distribution granulométrique des grès du Membre de l'Etang-des-Caps 133

Figure 23: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 6 échantillons du Membre de l'Etang-des-Caps 134

Figure 24: Idem, 5 échantillons 135

Figure 25: Diagrammes en rosettes illustrant les directions de transport dans les grès du Membre de l'Etang-des-Caps 139

Figure 26: Association Archaediscidae-Endothyridae 151

Figure 27: Association Endothyridae-Endothyranopsidae-Palaeotextularidae . 152

Figure 28: Répartition stratigraphique et abondance des Foraminifères 155

Figure 29: Degré de similitude entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleine, des Provinces Maritimes et de l'Euro-Afrique. I Archaediscidae II Bradyinidae 162

Figure 30: Idem. III Endothyridae IV Eostaffellidae 164

Figure 31: Idem. V Globoendothyridae et Pseudoendothyridae VI Palaeotextulariidae 166

pages

Figure 32: Idem. VII Tetrataxidae et Pseudotaxidae 168
Figure 33: Carte paléogéographique au Viséen Supérieur (sous-zones A et B du Groupe de Windsor) 173
Figure 34: Carte paléogéographique du Viséen Supérieur (fin de la sous-zone B et sous-zone C) 174
Figure 35: Carte paléogéographique du Namurien basal (sous-zone E) 176
Figure 36: Bloc-diagramme illustrant la distribution des unités lithostratigraphiques au Namurien basal 177
Figure 37: Carte paléogéographique du Permien inférieur ? (Membre de l'Etang-du-Nord). 179
Figure 38: Carte paléogéographique du Permien inférieur ? (Membre de l'Etang-des-Caps) 180
Figure 39: Bloc-diagramme illustrant la distribution des unités lithostratigraphiques au Permien inférieur ? (Membre de l'Etang-des-Caps) 181

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU I Comparaison entre les différents toponymes employés aux Iles de la Madeleine 6
TABLEAU II Subdivisions stratigraphiques et âges des roches du Paléozoique Supérieur des Provinces Maritimes 19
TABLEAU III Historique de la nomenclature stratigraphique utilisée aux Iles de la Madeleine 23
TABLEAU IV Sommaire de la composition des plagioclases 100

pages

TABLEAU V Composition moyenne, écart-type et étendue des basaltes de la Formation de Cap-au -Diable 105

TABLEAU VI Mobilité des éléments majeurs durant l'altération des basaltes 106

TABLEAU VII Composition moyenne et écart-type des basaltes de différents environnements tectoniques 108

TABLEAU VIII Paramètres statistiques de la granulométrie des grès du Membre de l'Etang-du-Nord 120

TABLEAU IX Idem. Membre de l'Etang-des-Caps. ... 136

TABLE DES PLANCHES

PLANCHES 1 à 5: Illustration des affleurements et des faciès du Groupe de Windsor.

PLANCHES 6 et 7: Illustration des affleurements et des faciès de la Formation de Cap-aux-Meules (Membre de l'Etang-du-Nord).

PLANCHE 8: Illustration des affleurements et des faciès de la Formation de Cap-aux-Meules (Membre de l'Etang-des-Caps).

PLANCHES 9 à 14: Microfaciès de la Formation de Havre-aux-Maisons.

PLANCHE 15: Pétrographie de la Formation de Cap-au-Diable.

PLANCHES 16 et 17: Pétrographie de la Formation de Cap-aux-Meules.

PLANCHES 18 à 21: Microflore algaire et <u>incertae sedis</u> de la Formation de Havre-aux-Maisons.

PLANCHES 22 à 27: Microfaune de Foraminifères de la Formation de Havre-aux-Maisons.

CARTES GEOLOGIQUES
(en pochette)

Carte géologique de l'Ile du Havre-Aubert, de l'Ile d'Entrée et de l'Ile le Corps Mort.

Carte géologique de l'Ile du Cap-aux-Meules et de l'Ile du Havre-aux-Maisons.

Carte géologique de la moitié nord des Iles de la Madeleine.

Légende des cartes géologiques.

SOMMAIRE

L'objet principal de cette thèse est la stratigraphie des dépôts permo-carbonifères de l'Archipel des Iles de la Madeleine.

Les roches de l'archipel comprennent quatre assemblages lithostratigraphiques. Les deux premiers, appelés Formation de Havre-aux-Maisons et Formation de Cap-au-Diable, appartiennent tous les deux au Groupe de Windsor. Ils sont d'âge viséen supérieur à namurien inférieur. Les deux assemblages supérieurs, groupés dans la Formation de Cap-aux-Meules, sont probablement d'âge permien inférieur et ils reposent en discordance d'érosion sur les roches du Groupe de Windsor. Ce sont les Membres de l'Etang-du-Nord et de l'Etang-des-Caps.

La Formation de Havre-aux-Maisons comprend un assemblage chaotique de lithologies variées (mudstones, grès, roches volcanoclastiques et volcaniques, calcaires) constituant une brèche d'effondrement, interstratifiée de couches de gypse et, en sous-surface, de lits de sel plus ou moins remobilisés. La brèche résulte de la dissolution du sel ou des transformations gypse-anhydrite, accompagnées de changements de volume. On y observe tous les intermédiaires entre les fragments anguleux, de quelques millimètres de diamètre, et des séquences affaissées incluant plusieurs mètres d'épaisseur de strates plissées et faillées. Les sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons appartiennent à un milieu de dépôt lagunaire ou littoral infra- à supra-cotidal.

La Formation de Cap-au-Diable est composée de basaltes très altérés ayant une affinité alcaline, de rares couches de calcaire cristallin et de roches pyroclastiques très altérées. La formation a probablement été affectée par l'affaissement et le démantèlement des strates sous-jacentes de la Formation de Havre-aux-Maisons, mais une plus grande compétence des roches volcaniques, jointe à un plus grand éloignement des zones de dissolution, lui ont permis de conserver une plus grande homogénéité.

La Formation de Cap-aux-Meules est constituée de lits rouges et d'un peu de calcaire microcristallin. Les sédiments sont d'origine continentale et ont été déposés dans un environnement désertique. Le Membre de l'Etang-du-Nord, en discordance sur le Groupe de Windsor, comprend des grès, des siltstones, des mudstones, un peu de conglomérat et les calcaires microcristallins. La présence dans le conglomérat de fragments de calcaire et de basalte du Groupe de Windsor, suggère qu'au Permien inférieur, le sel du Groupe de Windsor avait déjà traversé les strates pennsylvaniennes, par diapirisme, et avait poussé les strates sus-jacentes du Windsor jusqu'à la surface. Les sédiments du Membre de l'Etang-du-Nord ont été déposés dans un environnement fluviatile, dans lequel les matériaux étaient en partie remobilisés par le vent. Des sabkhas continentales éphémères recueillaient une partie des eaux acheminées par les cours d'eau.

Le Membre de l'Etang-des-Caps est un assemblage particulier de grès et de siltstones, caractérisé par des laminations obliques géantes. Ces matériaux représentent un champ de paléodunes envahissant l'environnement surtout fluviatile de l'unité précédente.

La microflore algaire de la Formation de Havre-aux-Maisons est semblable à la microflore du même âge du Groupe de Windsor des Provinces Maritimes, bien que moins riche et moins diversifiée. Cette microflore est "cosmopolite" pour l'essentiel et comporte aussi quelques éléments américains, ce qui permet de postuler l'existence d'un océan entre l'Euro-Afrique et l'Amérique du Nord au Viséen Supérieur et au Namurien basal. La microfaune à Foraminifères comprend deux associations principales: Archaediscidae-Endothyridae et Endothyridae-Endothyranopsidae- Palaeotextulariidae. Cette microfaune est peu diversifiée et s'associe à un milieu lagunaire à salinité presque normale, un peu sursaturé . Une comparaison entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleine, celle des Provinces Maritimes et la faune Euro-Africaine, indique peu d'affinité entre la microfaune américaine et la microfaune euro-africaine, ce qui suggère également la présence d'un océan entre les deux continents, à cette époque.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Objet de l'étude

Cette thèse présente les résultats de relevés géologiques exécutés aux Iles de la Madeleine au cours des étés de 1971, 1972 et 1973 dans le cadre d'un projet de cartographie régionale dirigé et financé par le Ministère des Richesses naturelles du Québec.

A l'origine, la thèse avait pour objet l'étude des diapirs de gypse qui percent une séquence volcano-sédi-taire carbonifère. Un relevé préliminaire a révélé que les diapirs étaient trop rares et trop mal exposés pour justifier une étude détaillée. Par contre, nous nous sommes rapidement rendu compte que notre connaissance de la géologie de ces îles comportait des lacunes importantes au niveau de la stratigraphie, de la tectonique et des problèmes sédimentologiques. Nous avons alors réorienté nos recherches en fonction d'une étude stratigraphique basée sur la cartographie régionale, et qui apportera, croyons-nous, une contribution intéressante à la connaissance du Paléozoïque supérieur dans le bassin du Golfe du Saint-Laurent.

Au chapitre II, consacré à la stratigraphie, nous reverrons la nomenclature stratigraphique établie par les auteurs précédents. Nous modifierons les limites de certaines formations pour les adapter à nos travaux et nous introduirons de nouveaux termes pour définir les nouvelles unités. Nous proposerons également des

corrélations avec les unités correspondantes des Provinces Maritimes.

La tectonique, objet du troisième chapitre, sera traitée sommairement. Nous identifierons les principaux éléments structuraux et nous évaluerons leur rôle dans l'évolution géologique des Iles de la Madeleine. Nous proposerons un modèle tectonique pour l'ensemble de l'archipel.

Les trois chapitres suivants concerneront la pétrographie, la géométrie et les milieux de sédimentation des trois formations que nous aurons définies plus tôt. Le septième chapitre présentera une revue de la microflore et de la microfaune. Le dernier chapitre sera consacré à la présentation des conclusions et à l'élaboration d'un modèle paléogéographique pour l'ensemble de l'archipel.

Situation géographique

L'Archipel des Iles de la Madeleine occupe une position géographique centrale dans le Golfe du Saint-Laurent, à 205 km au sud-est de Gaspé, à 105 km au nord-est de l'Ile du Prince-Edouard et à 140 km au sud-ouest de Terre-Neuve. Il renferme une quinzaine d'îles et d'îlots compris entre les longitudes $61^{o}08'$ et $62^{o}13'$ ouest et les latitudes $47^{o}12'$ et $47^{o}51'$ nord (voir la Figure 1). Sa superficie totale, d'environ 400 km^2, appartient pour la moitié à des aires sableuses mouvantes ou à peine stabilisées.

L'archipel est couvert par les feuillets suivants de la carte SRNC au 1:50 000: 11N/4W, 11N/11W, 11N/5W, 11N/12E et 11N/14W. Seule l'Ile le Corps Mort n'est pas représentée sur ces cartes.

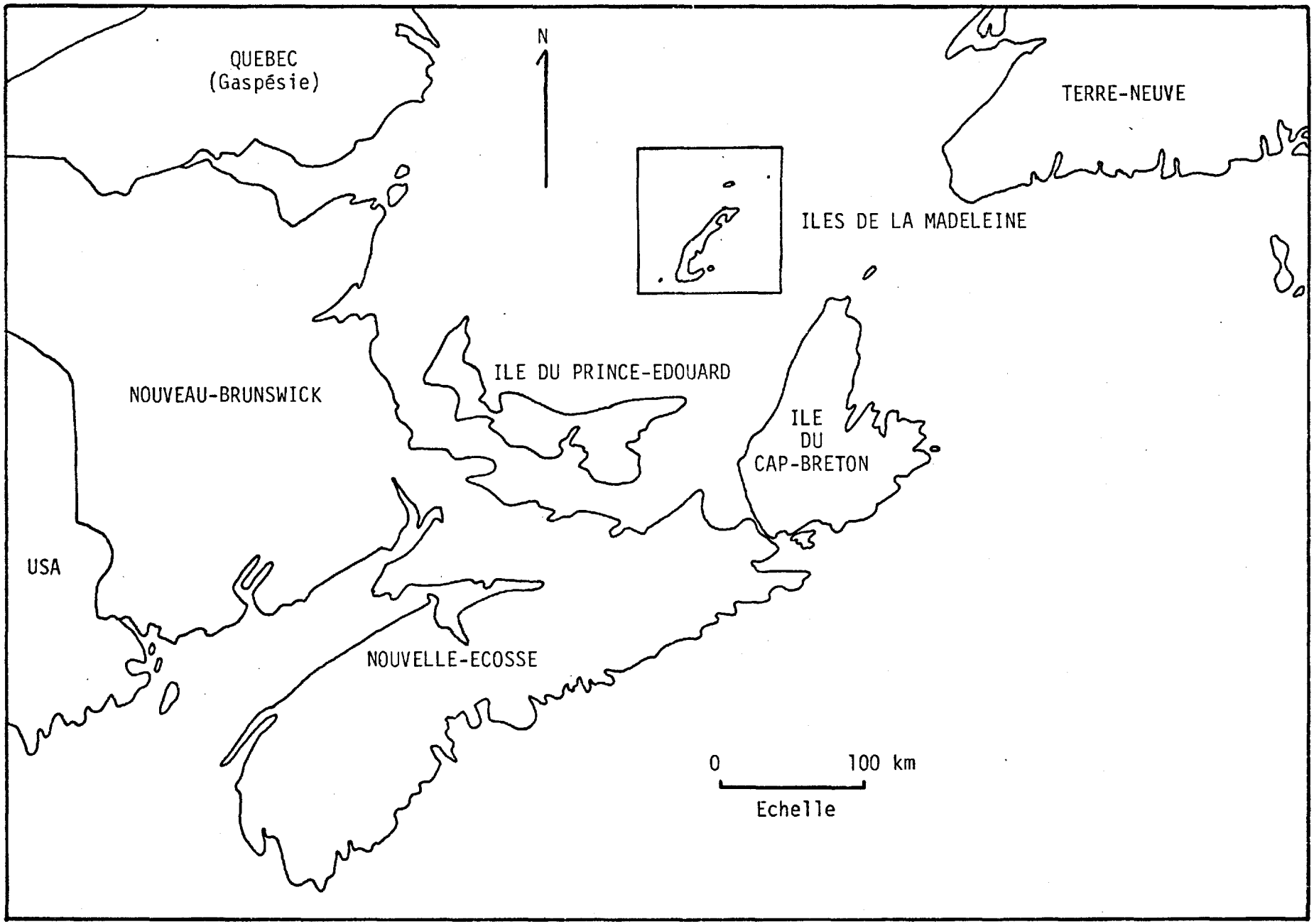


Figure 1 : Carte de localisation des Iles de la Madeleine.

L'archipel comprend, au sens strict, une île principale, trois îles de moindre importance et quelques îlots rocheux (voir la Figure 2). Les îlots rocheux ont un diamètre d'au plus 400 m et sont dispersés autour des îles plus importantes et dans les lagunes de l'île principale Les principaux sont l'Ile aux Goélands, l'Ile Shag, le Rocher aux Oiseaux, l'Ile Rouge et l'Ile aux Cochons (voir la Figure 2 et les cartes en pochettes). Les îles d'importance secondaire: Ile Brion, Ile d'Entrée et Ile le Corps Mort, ont de un à sept kilomètres de diamètre et sont situées à une distance de dix à quinze kilomètres de l'île principale. Cette dernière, longue de 75 km et n'excédant pas 17 km de largeur, est constituée de neuf noyaux rocheux, de un à quinze kilomètres de diamètre, reliés entre eux par des tombolos (voir la Figure 2). Ces noyaux rocheux, qui portent dans la terminologie locale le nom d'île, sont Cap-aux-Meules, Havre-aux-Maisons, Havre-Aubert, Pointe-au-Loup, Grosse Ile (Nord et Sud), Grande Entrée, Ile Boudreau et Ile de l'Est.

L'usage local et le SNRC ne s'entendent pas toujours sur la terminologie des lieux géographiques. Dans ce travail, nous utiliserons les noms reconnus par l'usage, suivant ainsi l'exemple de nos prédécesseurs. Les équivalences entre les différents noms sont énumérées dans le Tableau I.

Méthode de travail

Les donnés utilisées dans l'élaboration de ce travail ont été recueillies en majeure partie sur le terrain et complétées par des analyses en laboratoire.

En premier lieu, nous avons établi un relevé géologique

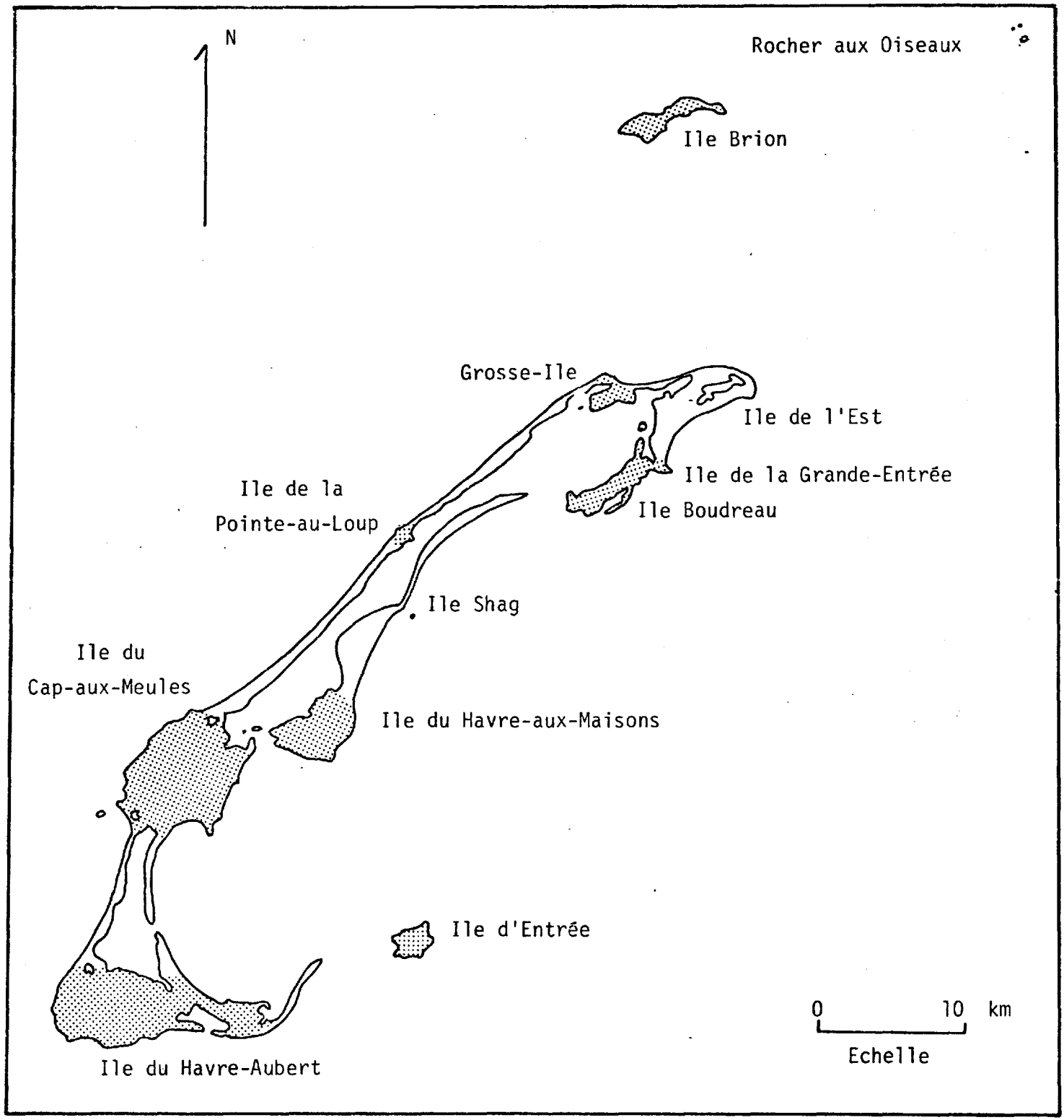


Figure 2: Carte des Iles de la Madeleine indiquant la position des îles principales. Les surfaces en pointillés représentent les noyaux rocheux. L'Ile le Corps Mort, située à 16 km à l'ouest de l'Ile du Havre-Aubert, n'est pas représentée.

TABLEAU I

Comparaison entre les différents toponymes
employés aux Iles de la-Madeleine (d'après Sanschagrin, 1964)

Carte N.T.S.	Cadastres du Comté	Présent travail
Birds Rocks (North Bird, South Bird)	Rocher Fou de Bassan Rocher aux Oiseaux Rocher aux Margaux	Rocher aux Oiseaux
Brion Island	Ile Brion	Ile Brion
East Island	Ile de l'Est	Ile de l'Est
Coffin Island	Ile Coffin Ile de la Grande Entrée Ile Royale	Ile de la Grande Entrée
Ile Boudreau	Ile Boudreau	Ile Boudreau
Grosse Ile	Grosse Ile Nord Grosse Ile Sud	Grosse Ile
Wolf Island	Ile au Loup Ile de la Pointe-au-Loup	Ile de la Pointe-au-Loup
Alright Island	Ile Alright Ile du Havre-aux-Maisons	Ile du Havre-aux-Maisons
Ile aux Cochons	Ile aux Porcs	Iles aux Cochons
Grindstone Island	Ile Grindstone Ile du Cap-aux-Meules	Ile du Cap-aux-Meules
Gull Island	Ile aux Goélands	Ile aux Goélands
Ile aux Oeufs	Ile aux Oeufs	Ile aux Oeufs
Amherst Island	Ile Amherst Ile du Havre-Aubert	Ile du Havre-Aubert
Entry Island	Ile d'Entrée	Ile d'Entrée
	Ile le Corps Mort Ile Elézaz	Ile le Corps Mort

de tous les affleurements en nous référant aux photographies aériennes à l'échelle de 1:15 840, fournies par le Ministère des Terres et Forêts du Québec. Les informations recueillies ont ensuite été portées sur des cartes de base à la même échelle. Les affleurements situés sur les îles d'un accès facile ont été étudiés en détail. Sur les îles isolées, d'accès limité, seuls les traits principaux ont été examinés. Les coupes côtières particulièrement intéressantes ont été levées à l'échelle de 1:7 920 et de 1:2 400. Les cartes finales sont présentées à l'échelle de 1:25 000.

La mesure de quelques coupes stratigraphiques bien exposées, l'étude de l'orientation des structures sédimentaires directionnelles, en particulier les laminations obliques, et un échantillonnage à mailles serrées des différents types de roches, ont complété les travaux de terrain

Les échantillons recueillis sur le terrain ont été analysés en laboratoire par les méthodes standards. Les échantillons de roches volcaniques ont subi deux traitements: une partie de l'échantillon a été taillée en lame mince pour une étude au microscope pétrographique ou à la microsonde, dans le cas de quatre échantillons assez frais pour donner des résultats; une autre partie a été réduite en poudre et analysée par fluorescence-X afin de déterminer les pourcentages relatifs des éléments majeurs. Les échantillons de sédiments indurés ont été taillés en lames minces et examinés au microscope pétrographique. Les grès rouges peu consolidés ont été débarrassés de leur ciment d'hématite par un traitement à l'acide oxalique, leur granulométrie mesurée par tamisage et la morphologie des grains observée à la loupe binoculaire.

Travaux antérieurs

La première reconnaissance géologique des Iles de la Madeleine appartient à Richardson (1881). L'examen d'une coupe côtière située sur la côte nord de l'Ile du Havre-Aubert, sur la Baie de Plaisance, lui permit de distinguer dans la séquence exposée deux unités lithostratigraphiques: une unité volcano-sédimentaire recouverte en discordance d'une unité argilo-arénacée. Les fossiles recueillis dans l'unité inférieure lui firent attribuer à ces roches un âge carbonifère inférieur.

Clarke (1911) reconnaît la validité des divisions établies par Richardson. Il ajoute l'hypothèse que les roches sédimentaires et volcaniques de l'unité inférieure sont interstratifiées sur toute l'épaisseur de l'unité. Beede (1911) identifie les fossiles échantillonnés par Clarke et corrobore, sans les préciser davantage, les âges obtenus par Richardson.

La première étude couvrant l'ensemble des îles revient à Alcock (1941). Il reconnaît pour sa part trois unités lithostratigraphiques différentes: une unité inférieure volcano-sédimentaire, d'âge mississippien; une unité de grès gris également mississippienne et une unité de grès rouge pennsylvanienne. Selon Alcock, ces trois unités sont superposées et séparées par des discordances.

Les deux derniers travaux de cartographie sont ceux de Bell (1948) et de Sanschagrin (1964). Les résultats présentés par ces auteurs sont très semblables, puisque Sanschagrin s'inspire largement des observations et des conclusions de Bell (1948). Ce dernier groupe les roches de l'archipel en deux unités lithostratigraphiques identiques à celles de Richardson (1881) et de Clarke (1911). Il subdivise l'unité inférieure en deux membres, le premier

caractérisé par la présence de roches volcaniques, le second par d'épaisses séquences de calcaire. Sanschagrin (1964) élève les unités de Bell au rang de formations et de membres.

McCullock (1973), dans une étude régionale du calcaire de Kennetcook, appartenant à la partie supérieure du Groupe de Windsor, décrit une partie de la coupe de l'Ile Boudreau qu'il corrèle avec le calcaire de Kennetcook de la Nouvelle-Ecosse.

Brisebois (1972) subdivise la Formation de Cap-aux-Meules en deux unités non-formelles. Brisebois et Mamet (1974), à partir de l'étude des Foraminifères, précisent l'âge viséen final-namurien basal des calcaires de l'Ile Boudreau.

La géomorphologie et la géologie des dépôts récents ont occupé plusieurs auteurs: Goldwaith (1915), Coleman (1919), Hamelin (1958), Laverdière (1974, 1976), Tiphane (1976). D'autres se sont intéressés à l'aspect économique des roches: Alcock (1940), Storer (1947, 1948), Behre (1948) et Taschereau (1948) ont discuté des gisements de manganèse; Waddington (1948) et Tiphane (1970) ont décrit les gisements de gypse; Carbonneau (1976) et Carbonneau et Gagnon (1979) discutent de l'utilisation du sel; Waddington (1948), Hamelin et Dumont (1959) ont travaillé sur les dépôts de sable; Houde (1959) s'est attaché à la présence de gaz naturel et Bell (1948) au pétrole. Ces travaux, à l'exception de ceux de Bell (1948), contiennent peu d'informations importantes sur la géologie de base.

A l'exception des travaux de McCullock (1973) et de Brisebois et Mamet (1974), aucune étude n'a été publiée en ce qui concerne des problèmes plus spécifiques, tels la nature des faciès sédimentaires, la tectonique, la composition des roches volcaniques, etc. Seule la perspective d'exploiter le sel découvert en 1972 dans le sous-sol des îles a

suscité un intérêt pour la distribution des évaporites et les déformations tectoniques reliées aux mouvements du sel. La compagnie SOQUEM effectue depuis 1972 des relevés géophysiques et des forages dans le but de connaître la géométrie des dépôts d'évaporites en vue de leur exploitation.

Géographie physique

Les Iles de la Madeleine sont constituées de trois unités morphologiques principales: les "buttes", les plateaux et les tombolos.

Les "buttes" sont des collines arrondies et coniques, aux flancs abrupts, de quelques dizaines à environ cent mètres de relief. Elles occupent les régions d'affleurement d'origine volcanique, plus résistantes à l'érosion que les sédiments qui les environnent. Les basses terres entre les "buttes" reposent sur des matériaux argileux et elles sont parsemées de dolines parfois transformées en étangs.

Les plateaux entourent les régions de "buttes" dans la partie sud de l'archipel et ils forment l'élément dominant des îles de la moitié nord, là où les roches volcaniques sont absentes. Ces plateaux, élevés de quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, sont formés de grès rouges. Leur régularité est rompue par des collines peu élevées liées à la présence de couches plus résistantes de grès gris-vert.

Les tombolos sont de longues flèches de sable, ayant jusqu'à quinze kilomètres de longueur, accumulées par les courants marins qui circulent autour des îles. Plusieurs de ces tombolos, par paires, relient les noyaux rocheux de l'île principale. L'allure de ces tombolos est constamment modifiée par les tempêtes (Sanschagrin, 1964).

Le réseau hydrographique est réduit à de petits ruisseaux, la plupart intermittents, coulant dans des vallées à fond plat.

Géologie régionale

Situation

Les Iles de la Madeleine appartiennent à la Province géologique des Appalaches et, plus spécifiquement, au Bassin carbonifère des Maritimes. Un bref résumé des caractéristiques essentielles de ce bassin situera l'archipel dans son cadre géologique régional.

Le Bassin carbonifère des Maritimes est une vaste cuvette sédimentaire qui occupe le sud du Golfe du Saint-Laurent et une partie des Provinces Maritimes et de la Gaspésie en bordure du golfe (voir la Figure 3). Ce bassin s'étend également sous la plate-forme continentale, à l'est et au nord-est des Provinces Maritimes. En effet, des roches de faciès sédimentaires, de contexte tectonique et d'âge correspondant à ceux des roches du bassin du golfe y ont été traversées par forage et reconnues par géophysique (Poole, 1967, Services d'exploration d'Amoco et Imperial Oil, 1974; Howie et Barss, 1975).

Le bassin, dans sa configuration actuelle et à l'exclusion des roches de la plate-forme continentale, couvre une superficie d'environ 165 000 km^2 dont 65 000 km^2 sont émergés. Le centre du bassin est noyé sous les eaux du Golfe du Saint-Laurent et recouvert par des dépôts plus récents. Les Iles de la Madeleine occupent une position centrale par rapport aux limites apparentes de la cuvette sédimentaire. Il faut toutefois insister sur le fait que l'extension du

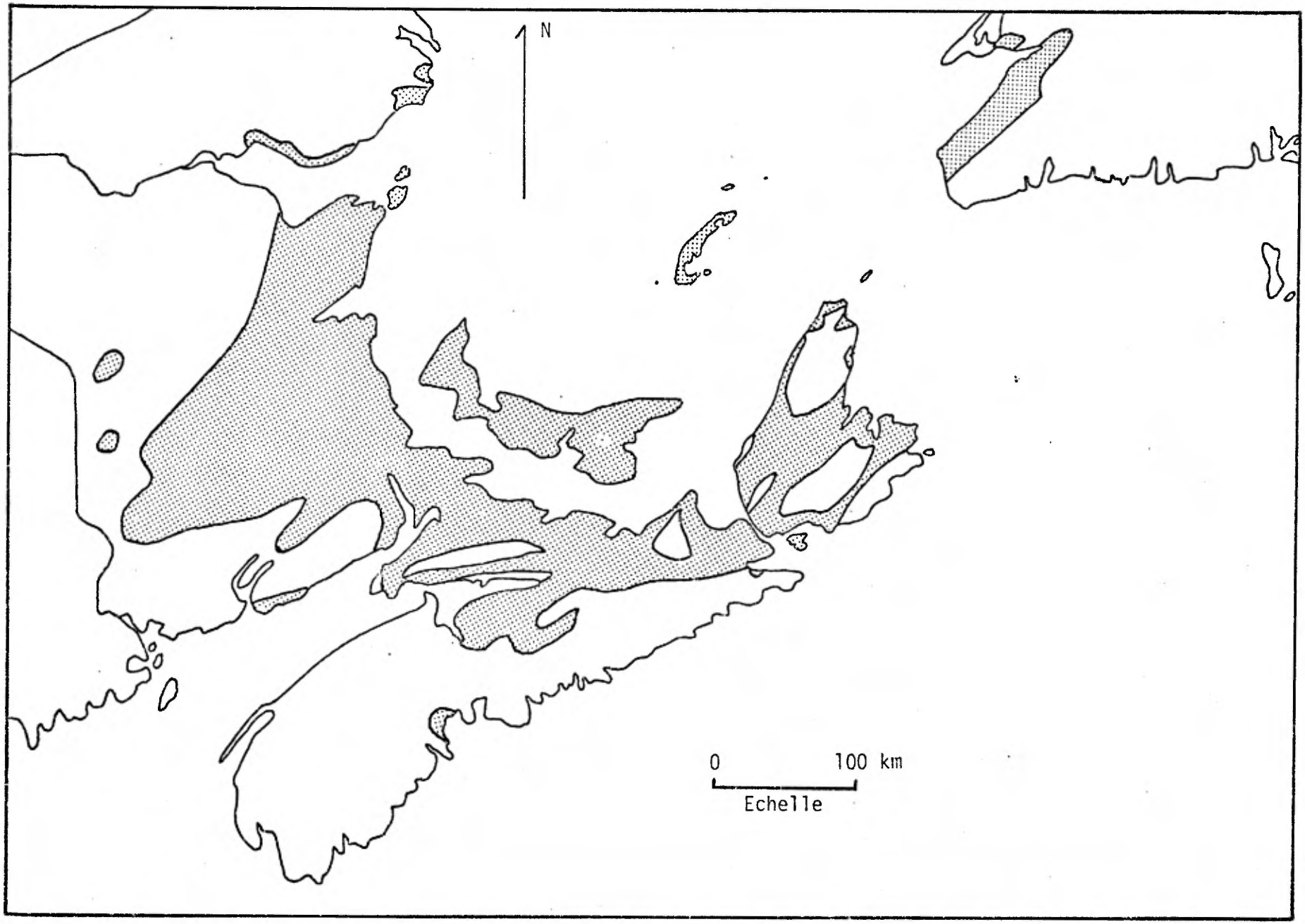


Figure 3: Carte de localisation des sédiments permo-carbonifères (en pointillés) dans le bassin du Golfe du Saint-Laurent. Voir la Figure 1 pour la localisation géographique.

Bassin carbonifère des Maritimes est loin d'être connue et que les sondages récents démontrent la présence de Carbonifère tout au long des côtes du Labrador et de la côte atlantique à l'est de la Nouvelle-Ecosse et de Terre-Neuve.

Structure du bassin

Le Bassin carbonifère s'est développé sur le socle appalachien cratonisé lors de l'orogénèse acadienne (Dévonien moyen à début du Dévonien supérieur) et s'est nourri des produits de l'érosion de ce socle. Les premiers sédiments (sédiments intra-cratoniques continentaux) datent du Dévonien Moyen ou peut-être même de la fin du Dévonien Inférieur (Howie et Barss, 1975). L'époque d'accumulation la plus active se situe entre le Dévonien Supérieur et le Pennsylvanien Moyen (Belt, 1967), mais la sédimentation s'est poursuivie jusqu'au Permien inférieur (Barss et Hacquebard, 1967).

La formation du bassin et la sédimentation sont liées d'une part, au développement d'une série de failles abruptes et aux mouvements le long de celles-ci, d'autre part, aux mouvements épéiorogéniques qui ont affecté cette partie du craton (Kelley, 1970). Le jeu des failles a créé un bassin à deux composantes (voir la Figure 4): un fossé, ou rift, flanqué de plate-formes stables (Bell, 1958; Poole, 1967; Belt, 1968; Kelley, 1970).

Le rift, appelé Bassin de Fundy (Poole, 1967) ou épieugéosynclinal de Fundy (Kelly, 1970; Hacquebard,1971), s'étend du sud-ouest au nord-est, de la Baie de Fundy jusqu'à White Bay (Terre-Neuve). Il est caractérisé par une grande épaisseur de sédiments (localement plus de neuf kilomètres, selon Howie et Barss, 1975), des déformations tectoniques intenses et, dans sa partie sud-ouest, par un

faible métamorphisme (Poole, 1967). La géométrie du rift est complexe: il est constitué de horsts et grabens ayant connu chacun une activité tectonique et sédimentaire plus ou moins autonome, comme le suggèrent le caractère local des discordances et la distribution dans le temps des faciès sédimentaires. Certaines de ces structures ont persisté durant tout le Carbonifère, alors que d'autres ont connu une existence plus courte. Les principaux bassins secondaires, ou grabens, sont ceux de Moncton, Cumberland, Minas, Sydney et Madeleine. Les principales régions positives, ou horsts, sont ceux de Cobéquid, Calédonien , Westmoreland, Antigonish et Cap-Breton (voir la Figure 5). A la fin du Westphalien le rift est stabilisé et tout le bassin est transformé en plate-forme.

Des failles majeures séparent le rift des plate-formes adjacentes, soit la plate-forme du Nouveau-Brunswick, au nord-ouest, et les plate-formes de Méguma (Nouvelle-Ecosse) et de Terre-Neuve, au sud-est et à l'est. Les plate-formes sont recouvertes d'une épaisseur de sédiments inférieure à deux kilomètres (Hacquebard, 1971), elles sont peu déformées et les roches ne sont pas métamorphisées. Les mouvements qui les ont affectées sont de nature épéiorogéniques.

Au Viséen, une transgression marine envahit le rift et une partie des plate-formes en accumulant d'importants dépôts d'évaporites. Ces dépôts ont par la suite été remobilisés et leur migration, et le diapirisme consécutif, a causé des déformations considérables dans les roches encaissantes. Dans le Bassin de Madeleine, à l'est des Iles de la Madeleine, les diapirs atteignent près de cinq kilomètres de relief (selon Howie et Barss, 1975).

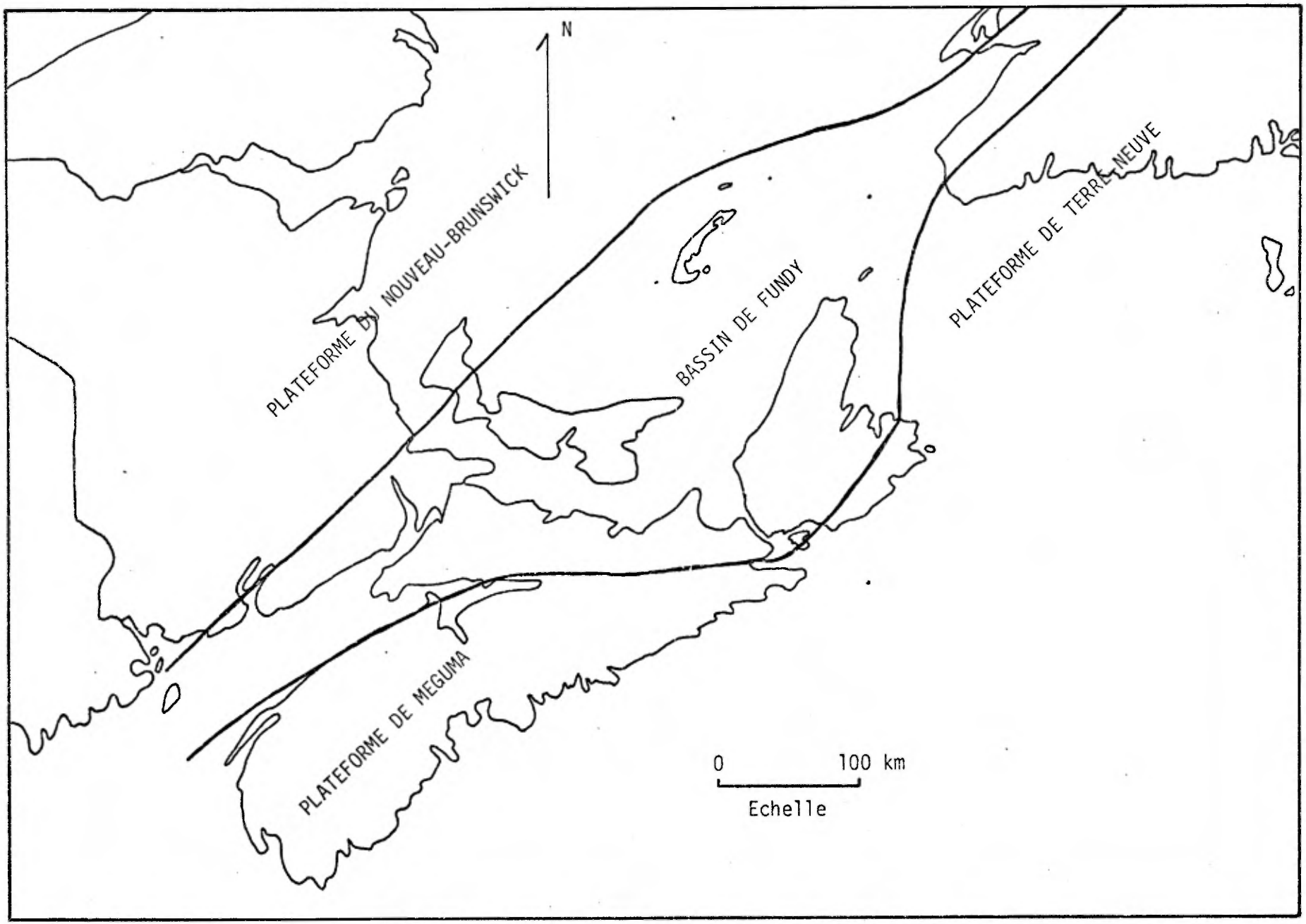


Figure 4: Carte de localisation des principaux éléments tectoniques du Bassin permo-carbonifère du Golfe du Saint-Laurent (d'après Howie et Barss, 1975). Voir la Figure 1 pour les localisations géographiques.

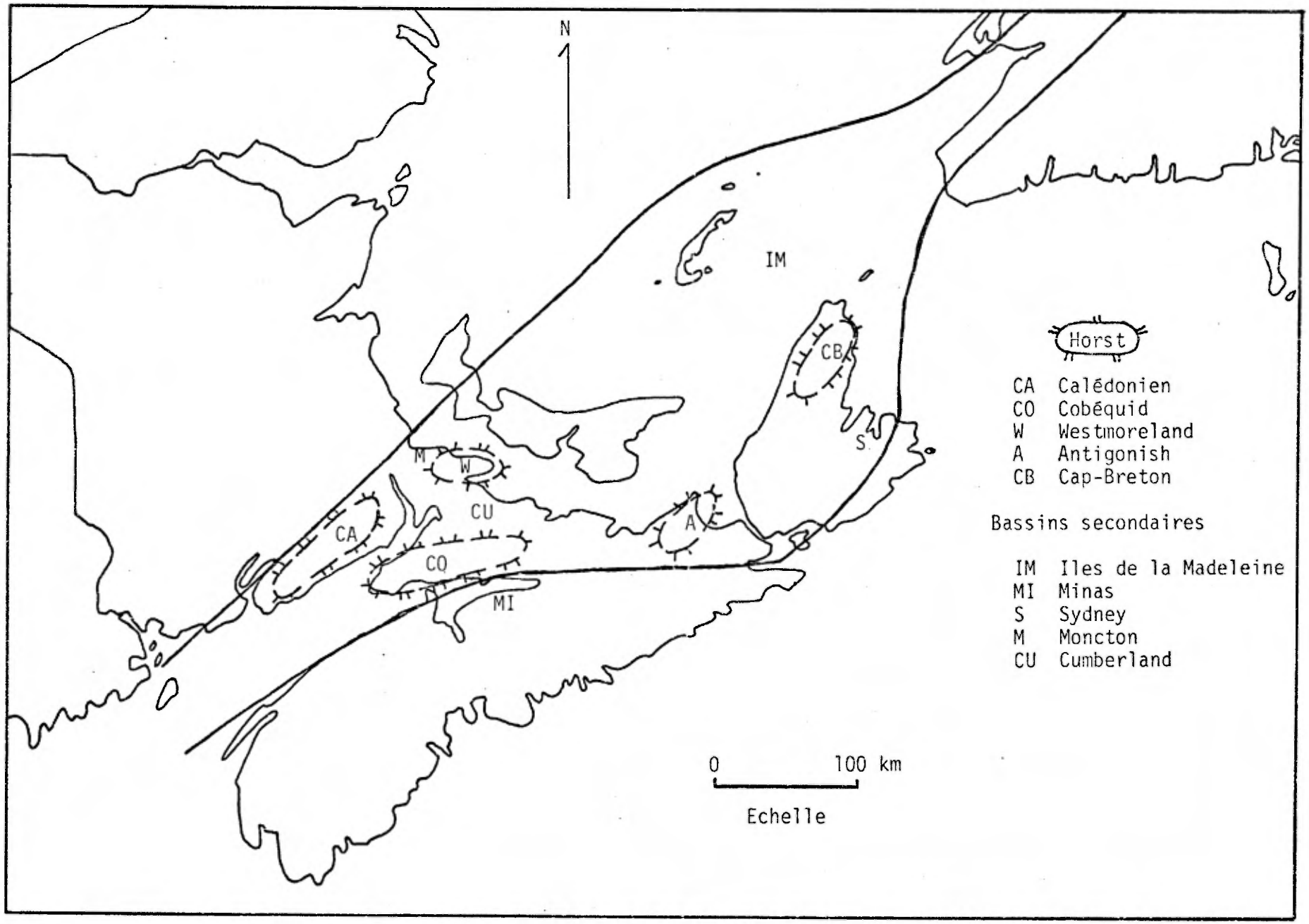


Figure 5: Carte de localisation des principaux horsts et bassins secondaires du Bassin de Fundy. Voir la Figure 1 pour les localisations géographiques.

Sédimentation

Des sédiments terrigènes continentaux constituent l'essentiel des matériaux de remplissage du bassin. Ils appartiennent à des faciès fluviatiles, lacustres, palustres, et éoliens (ce dernier a été reconnu par nous et n'est connu qu'aux Iles de la Madeleine) accumulés sous des conditions morpho-climatiques variables. L'incursion marine du Viséen a abandonné différents dépôts: en majorité des mudstones, siltstones et grès néritiques (Howie et Barss, 1975) accompagnés de carbonates et d'évaporites.

Les roches ignées, extrusives et intrusives, ne contribuent que pour un volume limité aux roches du bassin. A l'exception des Iles de la Madeleine, où les laves constituent une séquence relativement épaisse (au moins 150 m), les roches volcaniques appartiennent à des épanchements restreints, disséminés dans le bassin.

Le modèle sédimentologique, dans son ensemble, est relativement simple. A la fin du Dévonien et au Tournaisien, un rift complexe se développe et les produits de la destruction des zones positives s'accumulent dans le bassin. Les sédiments grossiers des cônes alluviaux bordent le bassin tandis que le centre est recouvert des matériaux plus fins des faciès distaux. La granulométrie des matériaux décroît aussi verticalement au fur et à mesure que les zones positives sont décapées et les bassins comblés. A chaque rehaussement des zones positives,ou formation de nouvelles zones positives, le cycle sédimentaire est repris. Les mouvements diachroniques verticaux des horsts et des grabens ont permis à la sédimentation d'être continue dans une partie ou l'autre du bassin, tout au long de son existence (Kelly,1970).

Cette activité se ralentit à la fin du Tournaisien et une vaste pénéplaine se développe au Viséen Inférieur et Moyen.

Au Viséen Supérieur et au Namurien Inférieur (Mamet, 1970) une suite d'oscillations transgressives-régressives recouvre presque toute l'étendue du bassin. Ces transgressions marines abandonnent sur leur aire de pénétration des sédiments terrigènes, des carbonates et des évaporites, résultant pour la plupart d'une accumulation sous une faible tranche d'eau épisodiquement sursaturée en sels. Le rift semble avoir connu à cette époque une phase intense de subsidence puisqu'on y découvre des épaisseurs considérables de sédiments.

Au Pennsylvanien, on assiste à une reprise intense du jeu des failles et à un type de sédimentation semblable à celui du Tournaisien, avec l'adjonction de cyclothèmes plus ou moins tronqués. Cette phase se termine au Permien inférieur, alors que des lits rouges recouvrent tout le bassin.

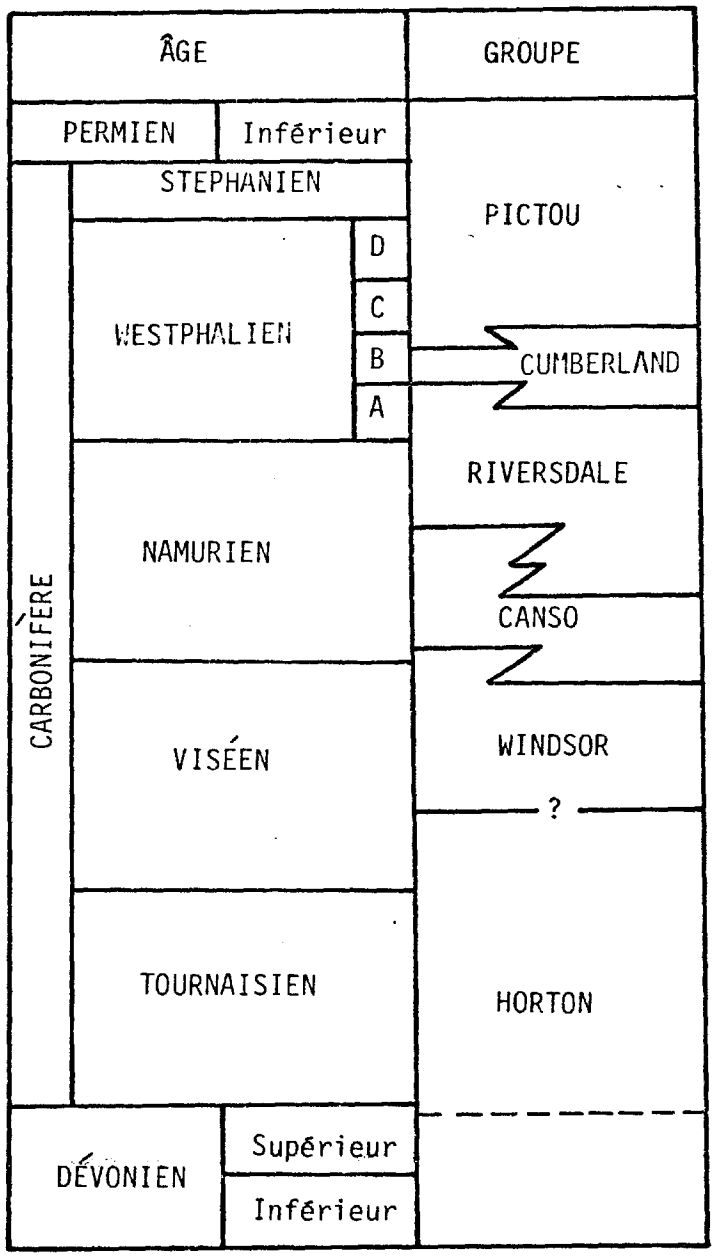
Stratigraphie

La subdivision des roches du Bassin carbonifère des Maritimes en unités lithostratigraphiques présente des difficultés du fait que les mêmes types de roches apparaissent sur des épaisseurs considérables, à des âges différents et dans des sous-bassins différents.

Bell (1929, 1958), pionnier des travaux modernes sur le Bassin carbonifère des Maritimes, a subdivisé la séquence lithologique en six unités stratigraphiques principales, encore largement utilisées bien que souvent modifiées (voir le Tableau II). Ces subdivisions sont établies dans une large mesure sur des critères paléontologiques et chronologiques, créant ainsi des unités bio- et chronologiques. Il a cependant attribué à ces unités le rang de groupe (Bell, 1944), les considérant ainsi comme des unités lithostratigraphiques, ce qui a causé une certaine confusion au niveau des corrélations à l'intérieur du bassin.

TABLEAU I

Subdivisions stratigraphiques et âges des roches du Paléozoique Supérieur des Provinces Maritimes (selon Howie et Barss, 1975)



Il n'existe pas actuellement de consensus établi en ce qui a trait à la nomenclature stratigraphique des sédiments permo-carbonifères du bassin du Golfe du Saint-Laurent. Plusieurs groupes continuent d'être cartographiés à partir de leur contenu fossilifère. Ceci est notable en particulier pour les sédiments terrigènes rencontrés en forage qui sont subdivisés à partir des palynomorphes. Certains auteurs, par contre, ont tenté d'établir des unités à partir uniquement de leur contenu lithologique (Belt, 1964-1965). Cette procédure pose également des problèmes majeurs de corrélation, puisque les mêmes faciès lithologiques apparaissent à des âges différents dans des bassins différents.

CHAPITRE II

LITHOSTRATIGRAPHIE

Introduction

Nos relevés géologiques permettent de grouper les roches du Paléozoïque supérieur des Iles de la Madeleine en quatre assemblages lithologiques distincts et superposés qui sont, de la base au sommet: un assemblage de sédiments terrigènes, carbonatés et évaporitiques, de roches volcanoclastiques et d'un peu de roches volcaniques; un assemblage de roches volcaniques interstratifiées d'un peu de calcaire; un assemblage de grès à grain fin rouge ou gris vert, de mudstone-claystone, de conglomérat et localement de calcaire dolomitique; un assemblage de grès à grain fin rouge ou gris-vert, à stratifications obliques de grande taille. Le premier et le second assemblage sont recoupés par quelques dykes de diabase et de petits stocks de gabbro.

Les travaux antérieurs reconnaissent presque tous les types de roches que nous avons identifiés, mais notre groupement diffère des précédents sous plusieurs aspects. Ces divergences sont dues à ce que les auteurs ont attribué à certaines roches une position stratigraphique erronée; à ce qu'ils ont groupé dans une même unité des roches pouvant être séparées en unités distinctes; à ce qu'ils ont placé, au contraire, des roches aux caractères lithologiques semblables dans des unités distinctes, qu'on ne peut différencier sur le terrain.

Richardson (1881), à partir de l'examen de la coupe côtière des Demoiselles, sur la côte nord-est de l'Ile de

Havre-Aubert, reconnaît deux unités lithostratigraphiques (voir le Tableau III): une unité inférieure volcano-sédimentaire (correspondant à nos assemblages 1 et 2 indifférenciés) et une unité supérieure argilo-arénacée (équivalent de nos assemblages 3 et 4 indifférenciés). Les fossiles recueillis par Richardson ont été identifiés par Dawson qui leur donne un âge carbonifère inférieur en les comparant à la faune coquillière de la région de Windsor, en Nouvelle-Ecosse. Richardson estime que les roches sus-jacentes de la séquence argilo-arénacée sont à rapporter probablement au Trias.

Clarke (1910) réévalue les résultats de Richardson (1881), en plus d'ajouter de nouvelles observations. Il conclut que les roches volcaniques de l'unité inférieure sont interstratifiées avec les roches sédimentaires. Les fossiles recueillis par Clarke dans l'unité inférieure ont été étudiés par Beede (1910) qui leur attribue un âge mississippien. Clarke considère également que l'unité supérieure reconnue par Richardson (1881) est constituée en fait, de deux unités arénacées: un grès gris, à la base, recouvert en discordance d'un grès rouge. La discordance, selon lui, est indiquée par les attitudes différentes des strates entre les deux extrémités de la coupe des Demoiselles, sur la côte nord de l'Ile du Havre-Aubert. Il compare le grès rouge aux lits rouges de l'Ile du Prince-Edouard, considérés alors comme permiens.

Alcock (1941), tout comme Clarke (1910), subdivise les roches des Iles de la Madeleine en trois unités litho-stratigraphiques: une unité inférieure volcano-sédimentaire; en discordance probable sur cette séquence, le grès gris, lui-même recouvert en discordance par le grès rouge (voir le Tableau III). Il croît que les roches volcaniques et sédimentaires de l'unité inférieure forment des membres distincts, mais interstratifiés. Alcock compare cette unité volcano-

TABLEAU III: Historique de la nomenclature stratigraphique employée aux Iles de la Madeleine

PÉRIODE	ÉTAGE	RICHARDSON (1881)	CLARKE (1910)	ALCOCK (1941)	BELL (1948)	SANSCHAGRIN (1964)	PRÉSENT TRAVAIL	INRS (1975) (Ile Brion)
TRIAS								
PERMIEN		grès supérieur	grès rouge					
	WOLFCAMPIEN						Formation de Cap-aux-Meules — Mb. de Etang-des-Caps / Mb. de Etang-du-Nord	Permien
CARBONIFÈRE — SUPÉRIEUR — PENNSYLVANIEN	STEPHANIEN					Formation de Cap-aux-Meules		Pictou
	WESTPHALIEN D							
	WESTPHALIEN C							
	WESTPHALIEN B		grès gris	grès rouge				Cumberland
	WESTPHALIEN A	grès inférieur						Riversdale
	NAMURIEN							Canso
				grès gris	Groupe de Canso — Formation de Alright			
CARBONIFÈRE — INFÉRIEUR — MISSISSIPIEN	VISÉEN	séquence volcano-sédimentaire	séquence volcano-sédimentaire	Série de Windsor	Groupe de Windsor — Sup. — Coffin Island beds	Groupe de Windsor — Sup. — Formation de Havre-aux-Maisons — Membre de Bassin-aux-Huîtres	Groupe de Windsor — E — Formation de Cap-au-Diable	Windsor E
					Groupe de Windsor — Inf. — Adele beds	Groupe de Windsor — Inf. — Formation de Havre-aux-Maisons — Membre de Cap Adèle	Groupe de Windsor — D, C, B — Formation de Havre-aux-Maisons	Windsor (sel)
	TOURNAISIEN							

sédimentaire au Groupe de Windsor, d'âge mississippien de la Nouvelle-Ecosse. Il donne également au grès gris un âge mississippien. Il considère le grès rouge comme un équivalent possible du Groupe de Bonaventure, de la Baie des Chaleurs, et il le situe au Pennsylvanien.

Bell (1948) identifie dans la séquence inférieure volcano-sédimentaire deux unités lithostratigraphiques distinctes: la première, qu'il appelle "Adèle beds", en référence au Cap Adèle (Buttes Pelées), dans l'Ile de Havre-aux-Maisons, est caractérisée par la présence de roches volcaniques et est d'âge équivalent à la partie inférieure du Groupe de Windsor; la seconde, les "Coffin Island beds", de l'Ile Boudreau, près de l'Ile de la Grande Entrée, est dépourvue de roches volcaniques et il lui fixe un âge correspondant à la partie supérieure du Groupe de Windsor (voir le Tableau III). Bell considère la séquence supérieure argilo-arénacée (qu'il appelle formation de Alright) comme une unité homogène d'âge mississipien, corrélative au Groupe de Canso.

Sanschagrin (1964), le premier, a défini des unités formelles en s'inspirant directement des divisions établies par Bell (1948). Il identifie deux formations: la Formation de Havre-aux-Maisons, rattachée au Groupe de Windsor, qui s'applique à la séquence inférieure volcano-sédimentaire et la Formation de Cap-aux-Meules qui comprend la séquence supérieure argilo-arénacée. Il subdivise la Formation de Havre-aux-Maisons en deux membres: le Membre de Cap-Adèle qui inclut toutes les roches de la formation , sauf celles de la coupe côtière située au sud-est de l'Ile Boudreau; aux roches de cette coupe, il donne le nom de Membre de Bassin-aux-Huîtres. Le premier membre est identique aux "Adèle beds" et le second aux "Coffin Island beds" de Bell (1948). Sanschagrin compare la Formation de Cap-aux-Meules au Groupe de Canso, mais il lui fixe un âge permo-

carbonifère, alors que le Groupe de Canso est mississippien (Namurien, selon Howie et Barss, 1975).

Les Formations de Havre-aux-Maisons et de Cap-aux-Meules, telles que reconnues par Bell (1948) et définies par Sanschagrin (1964), sont toutes les deux des unités lithostratigraphiques identifiables sur le terrain. Les deux membres de la Formation de Havre-aux-Maisons, par contre, sont difficilement reconnaissables sur le terrain. En effet, selon Sanschagrin, les deux membres ne se distinguent, d'un point de vue lithologique, que par la présence de roches volcaniques dans le Membre de Cap-Adèle. Le second critère de différentiation est d'ordre biostratigraphique: certaines couches de calcaire du Membre de Bassin-aux-Huîtres contiennent une faune appartenant à la sous-zone E du Groupe de Windsor, alors que le Membre de Cap-Adèle ne comprend que des faunes de la sous-zone B et probablement de la sous-zone C inférieure. Ces deux critères d'identification ne nous apparaissent pas valables: premièrement, parce que la principale séquence de roches volcaniques n'est pas interstratifiée avec les sédiments mais superposée à ceux-ci, de sorte que peu de roches volcaniques sont intercalés dans les sédiments, ce qui rend l'application de ce critère très difficile; deuxièmement, les sédiments des deux membres sont comparables, si ce n'est que la séquence de calcaire est plus épaisse à l'Ile Boudreau; troisièmement, les calcaires de la sous-zone E, dans le Membre de Bassin-aux-Huîtres, n'apparaissent qu'au sommet de la séquence, alors que les sédiments terrigènes situés stratigraphiquement sous ces calcaires n'ont pas été datés et pourraient être en partie du même âge que ceux du Membre de Cap-Adèle.

Il nous apparaît donc difficile de subdiviser les roches sédimentaires de la Formation de Havre-aux-Maisons en unités distinctes, telles que définies par Sanschagrin (1964).

Sanschagrin (1964), pas plus que Bell (1948), n'a identifié de membres à l'intérieur de la Formation de Cap-aux-Meules, alors que tout au long de nos travaux nous avons pu reconnaître deux assemblages lithologiques distincts. Ces assemblages sont différents de ceux que Richardson (1881), Clarke (1911) et Alcock (1946) ont établis. Ils ne sont pas distingués par la couleur, mais par leur contenu lithologique.

Les unités définies par Sanschagrin sont donc utilisables au niveau des formations mais, d'une part, la subdivision de la Formation de Havre-aux-Maisons n'est pas adéquate; d'autre part, la Formation de Cap-aux-Meules comprend deux assemblages lithologiques qu'il n'a pas identifiés. Les quatres assemblages que nous avons établis au début de ce chapître constituent par contre des unités facilement identifiables sur le terrain et tracées sur toute l'étendue de l'archipel. Nous proposons donc de modifier la nomenclature stratigraphique employée aux Iles de la Madeleine, afin de l'appliquer aux assemblages que nous avons reconnus.

Les limites de la Formation de Havre-aux-Maisons sont restreintes, de telle sorte que ce terme ne s'applique maintenant qu'aux roches de notre premier assemblage. Nous introduisons le terme de Formation de Cap-au-Diable pour désigner les roches volcaniques du second assemblage. La Formation de Cap-aux-Meules conserve sa définition originale, mais nous la subdivisons en deux Membres: le Membre de l'Etang-du-Nord correspondant à notre troisième assemblage et le Membre de l'Etang-des-Caps s'appliquant au quatrième assemblage.

FORMATION DE HAVRE-AUX-MAISONS

Le terme de Formation de Havre-aux-Maisons, tel que nous l'utilisons, s'applique aux roches du premier assemblage défini au début de ce chapitre, c'est-à-dire à l'assemblage de siliciclastiques, de carbonates, de volcanoclastiques et d'évaporites. Le chapître IV traitera en détail de la pétrographie de la formation.

La formation affleure dans les horsts de Cap-aux-Meules-Havre-aux-Maisons et de Havre-Aubert, à l'Ile le Corps Mort, à l'Ile d'Entrée, à l'Ile Boudreau et à Grosse Ile où elle est limitée à de petits affleurements de gypse dans une doline. On la retrouve aussi dans de nombreux forages exécutés dans les Iles.

Aucune coupe ou forage ne présente une section complète à travers la Formation de Havre-aux-Maisons. Comme les roches sont de plus bréchiques, déformées et faillées, il est difficile de déterminer et de mesurer la séquence stratigraphique avec un certain degré de précision, que ce soit en coupe ou en forage. Selon Sanschagrin (1964), la section de référence est située sur la côte est de l'Ile du Havre-aux-Maisons, entre la Butte Ronde et les Buttes Pelées. Sanschagrin désigne ainsi la section de référence du Membre de Cap-Adèle qui, dans la partie sud de l'archipel, correspond à notre Formation de Havre-aux-Maisons. Dans cette section toutefois les couches sont bréchiques et aucune relation stratigraphique ne peut être observée (voir la Planche 1, figure 2). Aucune épaisseur stratigraphique, par conséquent, ne peut y être mesurée.

Il n'existe que trois coupes, très incomplètes, notons-le, où les strates sont latéralement continues et où les déformations tectoniques et l'effondrement des couches n'ont

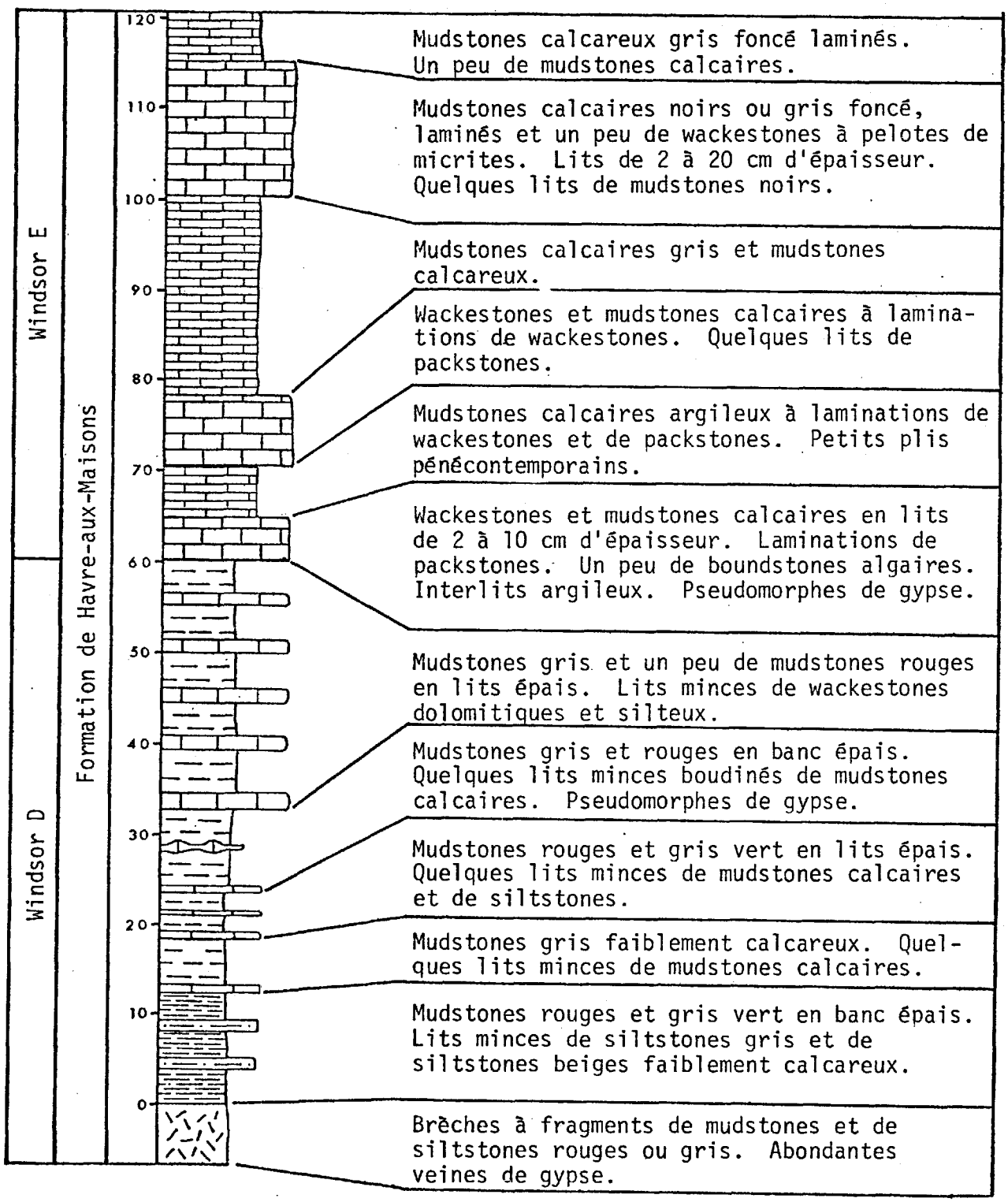
pas trop obscurci la séquence stratigraphique. Ces coupes sont localisées sur la côte sud de l'Ile d'Entrée, sur l'Ile le Corps Mort et sur la côte sud de l'Ile Boudreau. Ces trois coupes présentent cependant trois assemblages lithologiques différents que l'on ne peut rattacher l'un à l'autre. De plus, ces sections, à l'exception peut-être de celle de l'Ile le Corps Mort, sont entourées de brèches d'effondrement de sorte qu'elles appartiennent possiblement, elles-mêmes, à de grands blocs affaissés.

La section de l'Ile Boudreau, au sud de l'Ile de la Grande Entrée est la plus importante et la mieux exposée des trois.(voir la Planche 2, figure 1). Elle est située dans la partie ouest de l'île, sur le flanc est de l'anticlinal. A cet endroit, nous avons mesuré une épaisseur totale de 122 m de mudstones,de siltstones et de calcaires. La Figure 6 présente une colonne stratigraphique et un sommaire des lithologies de cette coupe. Cette section appartient probablement au sommet de la formation, puisque les calcaires au sommet de la coupe correspondent à la sous-zone E du Groupe de Windsor qui marque le sommet de l'unité dans les Provinces Maritimes. Ni la base, ni le sommet, de la formation ne sont exposés dans cette coupe.

Une autre section relativement peu déformée affleure sur la côte sud de l'Ile d'Entrée, sur une distance de 500 m environ, de part et d'autre du Cap Rouge (voir la Planche 1, figure 1). Une épaisseur approximative de 80 m y est exposée. Au nord-est du Cap Rouge, on peut observer le passage graduel de la Formation de Havre-aux-Maisons aux basaltes de la Formation de Cap-au-Diable.

La troisième section est située dans l'Ile le Corps Mort, où une épaisseur de 70 m de roches en grande partie volcanoclastiques, occupe la partie est de l'île. Sa position stratigraphique dans la formation ne peut être fixée

Figure 6: Colonne stratigraphique représentative de la séquence de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau.



avec précision, mais ces roches doivent être approximativement équivalentes aux roches de la Formation de Havre-aux-Maisons dans les autres îles de la partie sud de l'archipel, puisqu'on y trouve les mêmes roches volcanoclastiques.

A la recherche de gisements de sel dans le sous-sol des Iles de la Madeleine, la SOQUEM a effectué depuis 1972 de nombreux forages à travers la Formation de Havre-aux-Maisons, dont certains atteignent près de 1 000 m de profondeur. De tels puits ont été forés dans les îles de Grosse Ile, de la Grande Entrée, de Havre-aux-Maisons, de Cap-aux-Meules et de Havre-Aubert (voir la Figure 7). Ces forages rencontrent des épaisseurs plus ou moins considérables de brèches à fragments de mudstone, d'anhydrite et d'un peu de roches volcaniques, dans la partie sud de l'archipel, avant d'atteindre le sel. Cependant, étant donné le diapirisme qu'à subi le sel, on ne peut reconstituer l'épaisseur initiale de la séquence traversée par les forages.

Un puits d'exploration pétrolière, foré à l'Ile Brion en 1970 (SAREP HQ BRION ISLAND # 1), a traversé, à la profondeur de 2490 m jusqu'à sa base à 3205 m, une séquence de grès, de siltstones, de shales et d'un peu de calcaire et d'évaporite, pour s'arrêter dans le sel. Des études palynologiques effectuées sur des retailles (INRS-pétrole, 1975) ont révélé que l'âge des roches situées au-dessus du sel était viséen et peut-être en partie namurien, c'est-à-dire comparable à la sous-zone E du Groupe de Windsor. Ces roches correspondent donc, dans l'ensemble, aux roches de la Formation de Havre-aux-Maisons. Toutefois, ces roches étant imparfaitement connues, nous continuons à les désigner sous le terme de Groupe de Windsor.

A partir des informations stratigraphiques recueillies

en surface ou en forage, il est donc impossible d'établir une coupe type représentative de toute la Formation de Havre-aux-Maisons et d'évaluer son épaisseur totale.

La coupe de l'Ile Boudreau indique que la formation possède une épaisseur minimale de 122 m. Mais cette épaisseur est certainement très éloignée de l'épaisseur vraie, puisque cette coupe ne comprend aucune des épaisses séquences d'évaporites rencontrées en sous-surface. Les forages de SOQUEM ont traversé des épaisseurs de sédiments atteignant 800 m mais, comme nous l'avons remarqué plus haut, on ne peut en tirer une estimation concernant l'épaisseur réelle de la séquence. Quant au forage de l'Ile Brion, il a traversé une séquence de 915 m de roches comparables en âge et contenu lithologique à la Formation de Havre-aux-Maisons, mais la base du sel n'a pas été atteinte. L'ensemble des forages nous indique donc que la Formation de Havre-aux-Maisons peut sûrement atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. D'ailleurs, Howie et Barss (1975), à partir de travaux géophysiques, ont construit une coupe structurale à travers le Bassin carbonifère des Maritimes et, selon eux, l'épaisseur du Groupe de Windsor à l'Ile Brion avoisinerait 2 300m.

Pour l'instant, on ne peut fixer la base de la formation, puisque les roches siliciclastiques, les carbonates et le gypse rencontrés en surface passent graduellement en profondeur à des évaporites. Le sommet de la formation, par contre, est bien défini: la formation est soit recouverte en concordance par les basaltes de la Formation de Cap-au-Diable, soit tronquée par une discordance angulaire qui recoupe également la Formation de Cap-au-Diable. Le contact concordant avec la Formation de Cap-au-Diable est observé au nord-est du Cap-Rouge, sur la côte est de l'Ile d'Entrée, où le passage d'une unité à l'autre est graduel (voir la Planche 1, figure 1); un contact concordant, mais net, peut

aussi être vu au Cap Noir, dans l'Ile du Havre-Aubert, à l'Anse à Damase, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, dans la section côtière au pied des Buttes Pelées et également dans l'Ile du Havre-aux-Maisons (voir la Planche 2, figure 3). La discordance affleure au sud et au nord du Cap Noir (voir la Planche 2, figure 4) et dans la section côtière qui longe la Butte Ronde, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons.

En surface, cette formation est composée, pour près des trois quarts, de mudstones rouges, gris, verts ou noirs, de siltstones et de grès rouges ou gris-vert, plus ou moins calcareux. Entre ces sédiments terrigènes sont intercalées des séquences de quelques mètres à près de cent mètres d'épaisseur de calcaire, de dolomie, de gypse et d'anhydrite. Dans la partie sud de l'archipel, des roches volcanoclastiques, des blocs et quelques coulées de lave sont aussi interstratifiés avec les sédiments. Les différentes lithologies apparaissent dans la plupart des affleurements sous forme de fragments et de séquences affaissées dans une brèche d'effondrement (voir le Chapitre IV). Le sel et l'anhydrite s'avèrent en sous-surface les lithologies les plus importantes en volume.

Les calcaires, les mudstones calcaires et quelques siltstones calcareux contiennent une faune comprenant: Brachiopodes, Pélécypodes, Gastéropodes, Echinodermes, Trilobites, Bryozoaire et Coraux. En lames minces on observe aussi des Foraminifères, des Algues, des Ostracodes et des Calcisphères. Des Stromatolithes et des traces fossiles apparaissent à l'occasion. La plus grande partie des sédiments terrigènes, les évaporites et les roches volcanoclastiques sont dépourvus de fossiles. A l'Ile Brion, les roches équivalentes à la Formation de Havre-aux-Maisons ont livré des palynomorphes, ce qui suggère que de telles formes pourraient probablement être observées dans les autres parties de l'archipel

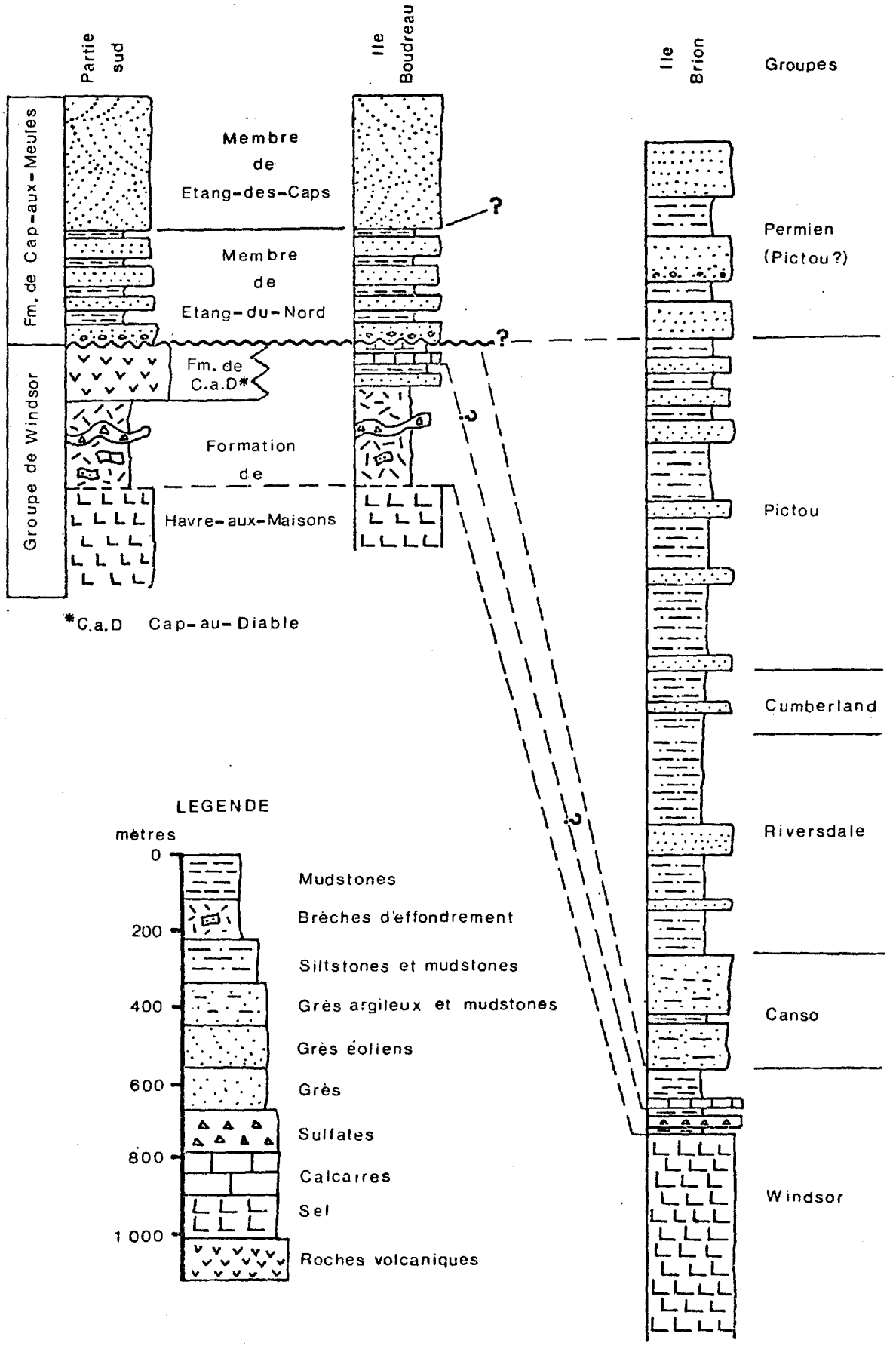
Les carbonates, les évaporites et certains siltstones appartiennent à un faciès de dépôt marin sous une mince tranche d'eau, présentant épisodiquement les conditions d'un milieu sursaturé. Les sédiments terrigènes résultent d'une sédimentation en milieu mixte ou en milieu nettement continental (voir le Chapitre IV).

Une séquence stratigraphique généralisée de la formation, construite à partir d'éléments recueillis sur tout l'archipel, se présente ainsi: à la base, rencontrées en forage, d'épaisses couches de sel interstratifiées de brèches et d'anhydrite; à la partie supérieure de la séquence, le sel disparaît et le mudstone devient la lithologie dominante avec des intercalations de gypse, de calcaires, de grès et de roches volcanoclastiques. Dans la partie sud des îles, la Formation de Havre-aux-Maisons passe verticalement aux basaltes de la Formation de Cap-au-Diable, alors qu'à l'Ile Boudreau, ce sont des calcaires qui marquent le sommet de l'unité. A la Figure 8, nous avons représenté schématiquement ces variations et nous avons comparé la Formation de Havre-aux-Maisons (ainsi que les autres unités lithostratigraphiques) à la séquence forée à l'Ile Brion.

Age de la Formation de Havre-aux-Maisons

Richardson (1881) et Beede (1910), à partir des fossiles recueillis dans quelques localités fossilifères, attribuent aux roches de la Formation de Havre-aux-Maisons un âge carbonifère inférieur. Alcock (1941) compare ces roches au Groupe de Windsor des Provinces Maritimes et les situe au Mississippien. Bell (1948), le premier, a fait une étude régionale détaillée de la faune coquillière des Iles de la Madeleine et il a identifié les fossiles des échantillons récoltés par Sanschagrin (voir Sanschagrin, 1964). Il attribue aux calcaires et aux siltstones calcareux

Figure 8: Corrélation lithostratigraphique entre la partie sud des Iles de la Madeleine, l'Ile Boudreau et l'Ile Brion. Les données sur le puits SAREP HQ BRION ISLAND NO 1 sont tirées du rapport de l'INRS-pétrole (1975).



de la partie sud de l'archipel un âge correspondant à la sous-zone B et possiblement à la partie inférieure de la sous-zone C du Groupe de Windsor, soit l'équivalent de la partie moyenne du Viséen Supérieur (Mamet, 1970). La faune coquillière assez abondante de l'Ile Boudreau permet à Bell de dater ces strates des sous-zones C à E du Groupe de Windsor, soit le Windsor supérieur ou, selon Mamet (1970), le Viséen tout à fait supérieur et le Namurien basal.

McCullock (1973) compare les 48 m de calcaire de la partie supérieure de la section de l'Ile Boudreau au calcaire de Kennetcook de la Nouvelle-Ecosse. Il assigne ainsi toute cette partie de la section à la sous-zone E du Groupe de Windsor.

Brisebois et Mamet (1974), à partir d'une étude sommaire des Foraminifères de l'Ile Boudreau, donnent aux calcaires de cette coupe un âge viséen final à namurien basal (zones à Foraminifères 16 et 17) équivalent aux sous-zones C à E du Groupe de Windsor. La microflore algaire de la coupe indique le Namurien basal. Au Chapitre VII, nous reprendrons la descriptions des principaux éléments de cette microfaune et de cette microflore.

Les roches de surface des Iles de la Madeleine couvrent donc les sous-zones B à E du Groupe de Windsor, soit toute l'étendue du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur. C'est donc dire que toutes les roches de sous-surface, constituées en grande partie d'évaporites, appartiennent soit à la sous-zone B, si l'on considère comme Mamet (1970) que la sous-zone A est un équivalent stratigraphique de la sous-zone B, soit à la sous-zone A. Ces résultats concordent avec l'âge du sel dans les Provinces Maritimes. Nos conclusions rejoignent ainsi celles de Mamet (1970) et de Geltzetzer (1979) qui postulent que le dépôt du sel s'est effectué en moins d'une zone paléontologique.

FORMATION DE CAP-AU-DIABLE

La Formation de Cap-au-Diable est une nouvelle unité lithostratigraphique que nous introduisons pour désigner l'assemblage massif de roches volcaniques qui recouvre en concordance les sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons (voir la Planche 2, Figure 3).

Les auteurs qui nous ont précédé, à la suite de travaux de terrain limités, ont conclu que les roches volcaniques et les sédiments étaient interstratifiés et qu'ils ne pouvaient être séparés en unités distinctes. Par une cartographie plus détaillée, nous avons atteint des résultats différents. Les roches volcaniques sont en majeure partie concentrées dans un assemblage massif superposé à la séquence sédimentaire de la Formation de Havre-aux-Maisons, même si quelques blocs et coulées de lave sont interstratifiés ou mélangés aux sédiments. Nous avons donc groupé les roches volcaniques en une formation différente de la Formation de Havre-aux-Maisons. Nous rattachons cependant la Formation de Cap-au-Diable au Groupe de Windsor, à cause de la continuité qui existe entre la Formation de Cap-au-Diable et celle de Havre-aux-Maisons et de la présence de roches volcaniques dans le Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse.

Nous désignons la section située sur la côte est de l'Ile d'Entrée, entre le Cap au Diable et la Cormorandière, comme étant la section-type de la nouvelle formation. La formation y affleure sur une distance de 1.2 km. Cette coupe expose une épaisseur approximative de 150 m de basalte interstratifié de quelques couches d'un calcaire cristallin.

A la section-type, la Formation de Cap-au-Diable succède graduellement à la Formation de Havre-aux-Maisons. Le contact entre les deux unités est fixé au dernier lit de mudstone de la zone de transition. Le sommet de la formation n'y affleure pas.

On peut aussi observer la Formation de Cap-au-Diable dans les îles du Cap-aux-Meules, du Havre-aux-Maisons, du Havre-Aubert, d'Entrée et le Corps Mort. La Figure 9 est une version simplifiée de la carte aéromagnétique de la partie sud de l'archipel. La distribution des roches volcaniques y est soulignée par de plus grandes valeurs du champ magnétique régional. La Formation de Cap-au-Diable est absente des îles situées au nord de l'Ile du Havre-aux-Maisons, aussi bien en surface qu'en forages.

En dehors de la section-type, la base de la Formation de Cap-au-Diable peut être observée à l'Anse à Damase, 400 m à l'est de la gravière. A cet endroit, le contact avec la Formation du Havre-aux-Maisons est concordant et net. On peut aussi l'observer sur une distance de 800 m de part et d'autre du Cap Noir, sur la côte ouest de l'Ile du Havre-Aubert. On observe là, sous la masse principale des roches volcaniques, des blocs de lave mêlés aux mudstones bréchiques de la Formation de Havre-aux-Maisons, mais on ne peut dire si ces blocs ont été détachés de l'assemblage sus-jacent ou s'ils étaient originellement dans des coulées interstratifiées avec les sédiments. Le contact peut donc avoir été aussi bien net que graduel.

Le sommet de la formation est très mal exposé. Il n'y a qu'au sud du Cap Noir que l'on observe sur une courte distance la discordance qui tronque la Formation de Cap-au-Diable (la même qui recoupe la Formation de Havre-aux-Maisons). Dans toutes les autres sections côtières, la

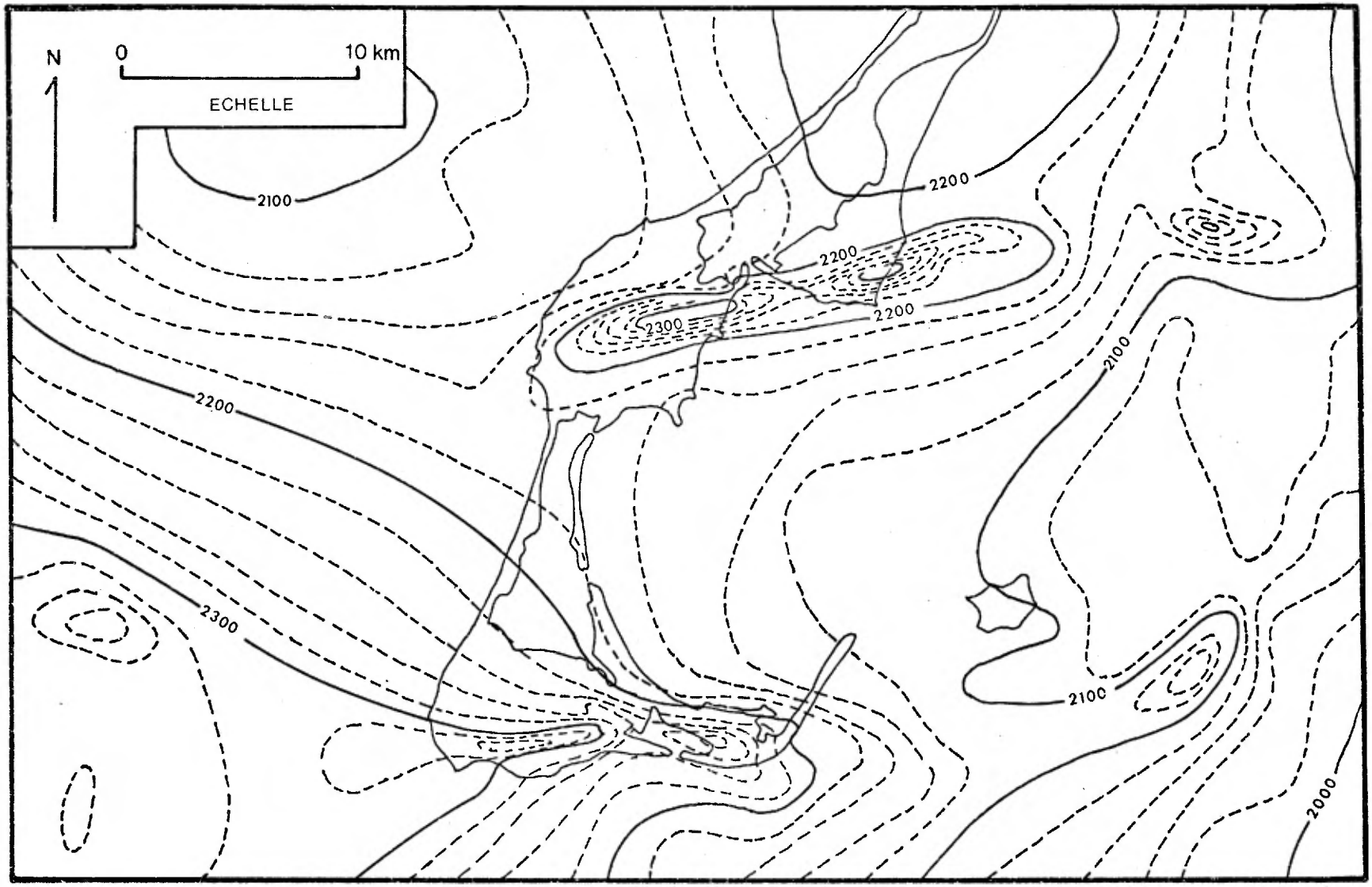


Figure 9: Carte aéromagnétique de la partie sud des Iles de la Madeleine. La position des anomalies magnétiques positives correspond à la position de la masse principale des roches volcaniques. Les courbes sont reproduites d'après les cartes 7043G et 7044G du Ministère de l'Energie, Mines et Ressources du Canada.

formation est en contact de faille avec les autres unités.

Aucune coupe ne permet de mesurer avec précision l'épaisseur de la Formation de Cap-au-Diable. A la section-type, on peut calculer à partir de la carte géologique une puissance approximative de 150 m. Aucune autre section côtière ne donne de valeur supérieure à celle-là. Les forages ne traversent pas la Formation de Cap-au-Diable.

La Formation de Cap-au-Diable est composée de basalte alcalin extrêmement fracturé et de quelques couches de calcaire cristallin. Les basaltes sont très altérés et la minéralogie primaire n'est conservée que dans quelques échantillons (voir le Chapitre V). La lave est à grain fin, localement porphyrique ou microporphyrique. On y observe des textures ophitiques, sub-ophitiques, trachytiques et intersertales. Les laves sont recoupées par de petits dykes et stocks de gabbro (voir la Planche 2, figure 2).

Age de la Formation de Cap-au-Diable

L'âge des roches volcaniques n'a jamais été établi de façon définitive. Les auteurs leur ont attribué un âge carbonifère inférieur ou mississippien d'après leur association avec des sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons datés de cet âge. Bell (1948) précise que les roches volcaniques ne sauraient être plus jeunes que la sous-zone C du Groupe de Windsor, puisque les sédiments les plus récents de la Formation de Havre-aux-Maisons, qu'il croyait interstratifiés avec les laves, sont de cet âge.

Nos travaux ne nous ont guère permis de préciser davantage. Il est certain, d'une part, que le volcanisme était actif lors de la sédimentation de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons, dans la partie sud de l'archipel, puisque l'on trouve quelques coulées de lave et des roches volcanoclastiques intercalées dans les sédiments. Le paroxysme du volcanisme, d'autre part, est postérieur au dépôt des sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons, puisque la masse principale des volcaniques recouvre ces matériaux. Comme les sédiments fossilifères les plus récents, sous les roches volcaniques, appartiennent probablement à la partie inférieure de la sous-zone C du Groupe de Windsor, la Formation de Cap-au-Diable aurait un âge équivalent à la sous-zone C ou plus jeune.

La présence de calcaire interstratifié avec les laves et la continuité entre la Formation de Cap-au-Diable et la Formation de Havre-aux-Maisons, accréditent l'hypothèse que les roches volcaniques se rattachent à la partie supérieure du Groupe de Windsor. Les basaltes pourraient donc être, en totalité ou en partie, les équivalents latéraux des séquences calcaro-argileuses de l'Ile Boudreau qui sont du même âge que les sous-zones D et E du Windsor.

FORMATION DE CAP-AUX-MEULES

Le terme de Formation de Cap-aux-Meules est utilisé dans son sens original et s'applique à l'ensemble des roches des assemblages 3 et 4 définis plus haut: c'est-à-dire, à la séquence des sédiments terrigènes rouges et gris-vert et des quelques lits de calcaire qui reposent en discordance sur les roches des formations de Havre-aux-Maisons et de Cap-au-Diable.

A l'exception de Clarke (1910) et de Alcock (1941), tous les travaux antérieurs considèrent ces assemblages comme appartenant à une seule unité lithostratigraphique. Clarke et Alcock, quant à eux, subdivisent ces roches en deux unités superposées: une unité inférieure de grès gris, en discordance sur le Groupe de Windsor et une unité supérieure de grès rouges, en discordance sur les unités inférieures.

Des travaux de terrain plus détaillés nous ont permis de constater que le grès gris est un équivalent latéral du grès rouge, qu'il est localisé près des zones de faille et de fracture, et que la discordance dont Clarke et Alcock font mention n'est nulle part apparente. Les variations d'attitudes des strates entre les deux extrémités de la coupe des Demoiselles, qui ont amené Clarke et Alcock à postuler l'existence d'une discordance, sont dues à des basculements le long d'une faille. La subdivision de la Formation de Cap-aux-Meules à partir de la couleur des sédiments n'est donc pas acceptable. Bell (1948) et Sanschagrin (1964) arrivent à la même conclusion.

Nous proposons plutôt de subdiviser la Formation de Cap-aux-Meules à partir d'associations lithologiques qui sont reconnaissables sur toute l'étendue de l'archipel:

ce sont les assemblages 3 et 4 définis plus haut. Ces deux assemblages, nous les avons appelés respectivement Membre de l'Etang-du-Nord et Membre de l'Etang-des-Caps.

Membre de l'Etang-du-Nord

La section-type du Membre de l'Etang-du-Nord affleure sur une distance d'un kilomètre dans la coupe côtière qui s'étend au nord de l'Anse de l'Etang-du-Nord. Cette section expose une épaisseur approximative de 150 m de grès, de siltstones et de mudstones. La base de l'unité n'affleure pas, mais on peut observer le contact entre le Membre de l'Etang-du-Nord et le Membre de l'Etang-des-Caps sus-jacent. Ce contact est fixé au lit de mudstone le plus élevé dans la Formation de Cap-aux-Meules. Cette coupe est la plus représentative du Membre de l'Etang-du-Nord (voir la Planche 6, Figure 1).

Une section complète du Membre de l'Etang-du-Nord affleure sur la côte ouest de l'Ile du Havre-Aubert. Elle débute à 250 m au sud-ouest de la Pointe de l'Ouest et se termine à 500 m au nord-est de la pointe. La section n'est pas accessible sur la plus grande partie de son étendue, mais aucune faille importante n'a été observée du haut de l'escarpement. L'épaisseur calculée de cette coupe est de 300 m environ. Au sud de la Pointe de l'Ouest, on peut observer la discordance d'érosion entre le Membre de l'Etang-du-Nord et le Groupe de Windsor.

Le Membre de l'Etang-du-Nord peut aussi être observé sur la plupart des autres îles de l'archipel. Les sections sont généralement incomplètes et faillées. Les épaisseurs y sont toujours inférieures à 100 m.

En dehors de l'affleurement situé au sud-est de la

Pointe Ouest, la discordance basale du Membre de l'Etang-du-Nord peut être observée dans la section côtière à 300 m au sud-est du Cap Noir, dans l'Ile du Havre-Aubert, dans un bloc faillé, au pied de la Butte Ronde, sur la côte est de l'Ile du Havre-aux-Maisons, et dans l'Ile aux Goélands.

Le sommet de l'unité affleure au nord de la Pointe du Sud-Ouest, dans l'Ile d'Entrée, à la Pointe Richard, dans l'Ile du Cap-aux-Meules, et enfin, au Mont Alice, à la Dune du Sud et au Cap Alright, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons. Dans la moitié nord de l'archipel, la base du membre n'est pas exposée, mais le passage au Membre de l'Etang-des-Caps apparaît à l'Ile Boudreau.

Plusieurs forages de la SOQUEM ont traversé une partie du Membre de l'Etang-du-Nord dans la région de Grosse Ile (voir la Figure 7). Le forage SAREP HQ BRION ISLAND # 1, à l'Ile Brion, débute dans des roches du Membre de l'Etang-du-Nord. Avec les données dont nous disposons, nous ne pouvons pour l'instant fixer la base du membre dans ce puits. A la Figure 8, nous avons corrélé toute la section attribuée au Permien avec le Membre de l'Etang-du-Nord. Il s'agit d'une suggestion qui demande à être vérifiée par des études plus poussées sur les retailles du puits.

Le Membre de l'Etang-du-Nord est composé de grès et de siltstones rouges et accessoirement gris-vert pour environ les trois quarts de la séquence, de mudstones rouges et gris-vert pour près du quart et de conglomérats intra-formationnels pour moins de un pour cent. Localement, on rencontre un conglomérat polylithique et des lits de calcaire dolomitique, ces derniers exclusivement à Grosse Ile et à l'Ile Brion. Ces sédiments appartiennent à des faciès fluviatiles, éoliens et de sabkha continentale (voir le Chapitre VI).

Membre de l'Etang-des-Caps

La section-type désignée du Membre de l'Etang-des-Caps est localisée à l'Etang-des-Caps sur la côte ouest de l'Ile du Havre-Aubert. Elle s'étend sur une distance de 1.1 km au sud de l'Etang de l'Ouest. La section n'est pas accessible sur toute sa longueur. L'épaisseur calculée de l'unité y est de 370 m. La base du membre y affleure, mais le sommet n'apparaît pas (voir la Planche 8, Figure 1).

Plusieurs autres sections côtières offrent d'excellentes coupes à travers le Membre de l'Etang-des-Caps. Sur la côte nord-ouest et ouest de l'Ile d'Entrée une section de 325 m d'épaisseur environ est très bien exposée. Une section d'une épaisseur approximative de 300 m affleure sur la côte nord-ouest de l'Ile du Cap-aux-Meules. Les cartes géologiques accompagnant ce travail indiquent la position de toutes les coupes qu'il serait trop long d'énumérer.

Certaines séquences composées uniquement de grès rouge ont été traversées par forages . Nous les avons corrélées avec le Membre de l'Etang-des-Caps, mais il est difficile de démontrer cette corrélation, car le Membre de l'Etang-des-Caps se reconnaît surtout par la présence de grandes stratifications obliques, critère que l'on ne peut pas toujours bien observer en forage.

En dehors de la section-type, la base de l'unité a été observée à l'Ile d'Entrée, à Etang-du-Nord, à la Pointe Richard, à la Dune du Sud et à l'Ile Boudreau. Le sommet du membre n'est jamais observé.

Le Membre de l'Etang-des-Caps est composé uniquement

de grès à grain fin ou très fin et d'un peu de siltstone rouges ou gris vert. Il est caractérisé, comme nous l'avons mentionné plus haut, par des stratifications obliques de grande taille. Nous croyons qu'il s'agit de paléo-dunes.

Age de la Formation de Cap-aux-Meules

L'âge de la Formation de Cap-aux-Meules demeure problématique. Aucun fossile n'y a été rapporté et nos travaux ne nous ont permis de découvrir que des moules de fragments de plantes non identifiables.

Bell (1948) et Sanschagrin (1964) ont établi une corrélation entre la Formation de Cap-aux-Meules et le Groupe de Canso. Alcock (1941) compare la Formation de Cap-aux-Meules à la Formation de Bonaventure de la Baie des Chaleurs, tandis que Clarke (1910) et Carbonneau (1976) la comparent aux lits rouges (red beds) de l'Ile du Prince-Edouard. Howie et Barss (1975) incluent la séquence exposée en surface à l'Ile Brion, dans le Groupe de Pictou; comme ils incluent les lits rouges de l'Ile du Prince-Edouard dans le Groupe de Pictou, ils rejoignent donc les conclusions de Clarke et Carbonneau.

Des analyses palynologiques ont été effectuées sur les retailles du puits SAREP HQ BRION ISLAND # 1 par l'INRS-pétrole (1975). L'âge le plus récent a été obtenu de matériaux recueillis à 707 m de profondeur. Les spores de ce niveau appartiennent au Stéphanien, soit à la fin du Pennsylvanien. Si, comme nous le croyons, les roches de surface de l'Ile Brion appartiennent à la Formation de Cap-aux-Meules, l'âge de cette unité ne peut être plus ancien que le Stéphanien. Une corrélation entre la Formation de Cap-aux-Meules et les lits rouges de l'Ile du

Prince-Edouard est donc acceptable puisque ces lits rouges sont attribués au Permien inférieur.

Ces conclusions sont toutefois basées sur très peu d'éléments. On ne pourra préciser d'avantage l'âge de la Formation de Cap-aux-Meules tant que des identifications précises sur les roches mêmes de l'archipel n'auront pas été réalisées.

CHAPITRE III

GEOLOGIE STRUCTURALE

Introduction

Avant que la prospection géophysique et les forages ne mettent en évidence l'existence de diapirs de sel sous les Iles de la Madeleine, il a été très difficile d'interpréter la structure des roches de l'archipel.

Richardson (1881) et ses successeurs observent que les strates de la Formation de Cap-aux-Meules, sur les îles de Cap-aux-Meules et de Havre-aux-Maisons, de même que sur l'Ile du Havre-Aubert, sont inclinées de part et d'autre de deux zones hautes de roches du Groupe de Windsor. Ils en concluent qu'il existe deux grandes structures anticlinales: la première traversant l'Ile du Havre-Aubert d'est en ouest; la seconde chevauchant les îles de Cap-aux-Meules et de Havre-aux-Maisons, elle aussi dans une direction approximativement est-ouest. Alcock (1941) ajoute que les roches du Groupe de Windsor sont plissées en un synclinal dans la coupe du Cap Taureau, sur la côte est de l'Ile de Cap-aux-Meules. Par la suite, nous avons reconnu (Brisebois, 1972) l'importance des failles et nous avons mentionné que les anticlinaux cités précédemment étaient en fait des horsts.

Pour Alcock (1941) et Bell (1946), plis et failles étaient le résultat de déformations orogéniques; cette orogénèse a été nommée par la suite le "Maritime Disturbance" (Poole, 1967; Kelley, 1970). Les relevés géophysiques et les forages ayant démontré la présence de sel sous les Iles de la Madeleine et dans le sous-bassin de Madeleine,

un peu à l'est de l'archipel, les déformations observées dans les couches de surface aussi bien qu'en sous-surface ne sont plus interprétées comme le résultat d'une compression latérale des strates, mais attribuées aux phénomènes structuraux et diagénétiques liés à la présence du sel (Watts, 1972; Howie et Barss, 1975; Carbonneau, 1976; Haworth et MacIntyre, 1977; Carbonneau et Gagnon, 1979). Dans la Figure 10, nous avons reproduit la carte gravimétrique de la région des Iles de la Madeleine en y indiquant la distribution des zones de diapirs probables.

Failles

La distribution des roches, en surface, est contrôlée par un ensemble de failles subverticales qui délimitent une série de blocs affectés de mouvements verticaux. Sur l'Ile du Havre-Aubert et sur les îles de Cap-aux-Meules et de Havre-aux-Maisons, ces blocs constituent deux horsts composés des roches déformées, fracturées et bréchiques du Groupe de Windsor qui percent les roches essentiellement horizontales de la Formation de Cap-aux-Meules(voir la Figure 11 et les cartes géologiques, en pochette).

Le Horst de Havre-Aubert est une structure irrégulière de 15 km de longueur par 4 km de largeur environ. Elle traverse d'est en ouest l'Ile du Havre-Aubert. Il est bordé au nord, à l'est et au sud par des failles qui amènent le Groupe de Windsor au niveau de la Formation de Cap-aux-Meules. Vers l'ouest, la structure s'ouvre vers la mer, mais sa largeur est réduite à moins d'un kilomètre. Le flanc nord du horst, entre Etang-des-Caps et Vigneau, est relativement droit et, en autant que le nombre restreint des affleurements nous permet d'en juger, il est limité par une ou deux failles seulement. Ces failles n'ont pas été observées; leur position a été déterminée par

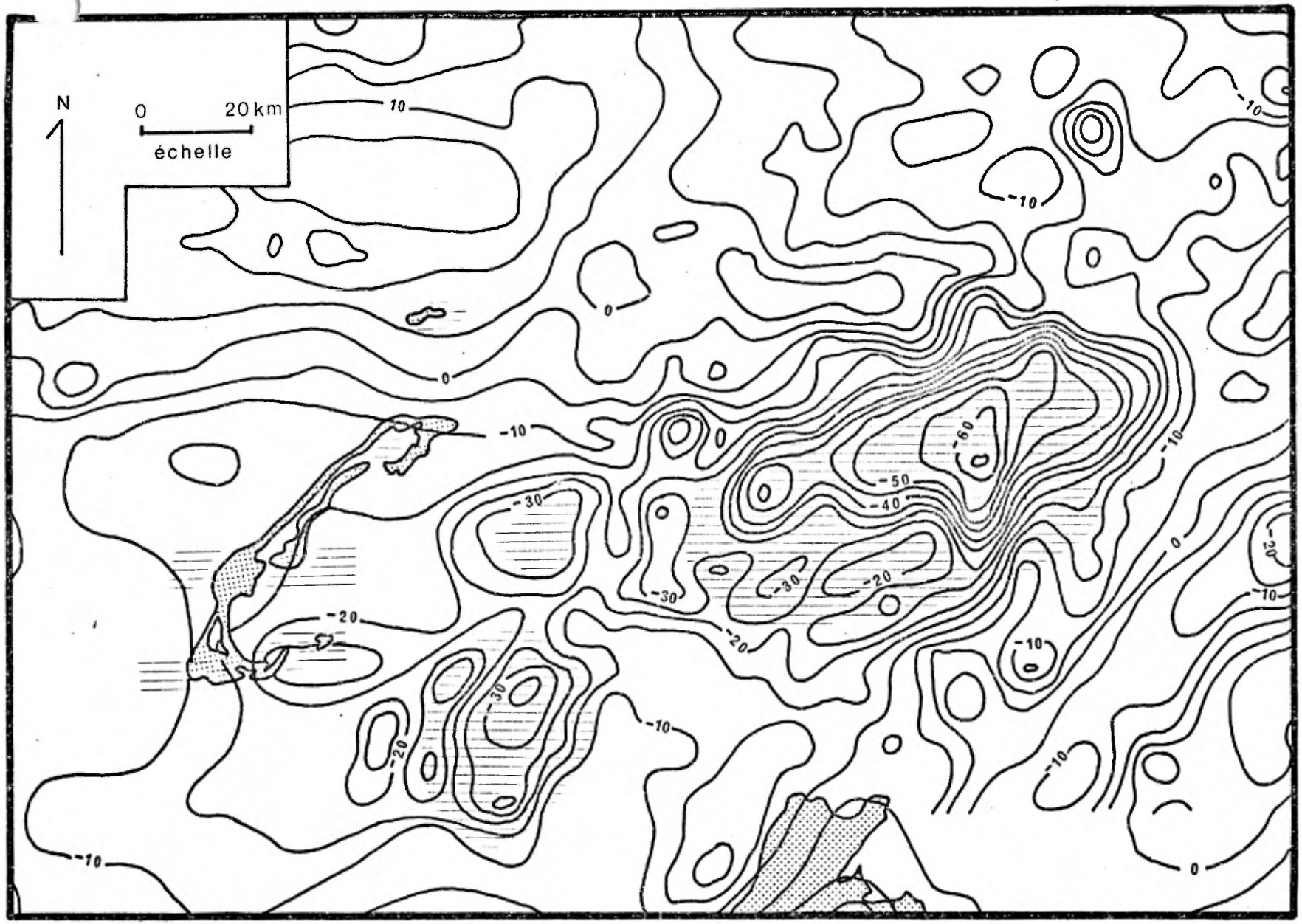


Figure 10: Carte gravimétrique de la partie centrale du Golfe du Saint-Laurent (d'après Haworth et MacIntyre, 1977). Nous avons ajouté les zones contenant des sels diapiriques (patron hachuré)

photo-interprétation. Entre la Butte du Portage et les Demoiselles, on peut observer plusieurs failles d'orientations variables qui limitent le flanc nord du horst. Le flanc sud, entre le Rocher de la Vache Marine et la Pointe à Marichite, est lui aussi limité par plusieurs failles d'orientations variables. Les failles ont des pendages voisins de 90 degrés et les mouvements sont verticaux, comme l'indiquent les rares stries et les strates rebroussées de la Formation de Cap-aux-Meules, qui conservent une orientation parallèle aux failles.

Il n'existe aucun horizon marqueur qui nous permette de mesurer avec précision le rejet des failles. On peut cependant obtenir une indication de la valeur minimale du déplacement vertical, en observant l'épaisseur approximative de la partie manquante de la Formation de Cap-aux-Meules. Sur le flanc nord du horst, entre Etang-des-Caps et Vigneau, le Membre de l'Etang-des-Caps est en contact avec le Groupe de Windsor; c'est donc dire que le déplacement vertical est égal ou supérieur à l'épaisseur du Membre de l'Etang-du-Nord, soit 300 m ou plus. Les déplacements verticaux semblent moins importants dans la partie est du flanc nord et sur le flanc sud, puisque le Membre de l'Etang-du-Nord y est en contact avec le Groupe de Windsor. Le mouvement relatif maximum a donc eu lieu sur le flanc nord du horst, dans la région de Vigneau et de Etang-des-Caps.

Nous avons tracé une faille sur la carte géologique qui traverse le Horst de Havre-Aubert entre la Baie du Portage et la Baie du Bassin. Cette faille explique la disparition de la Formation de Havre-aux-Maisons et du Membre de l'Etang-du-Nord à l'ouest de Portage-du-Cap.

Le second horst chevauche les îles de Cap-aux-Meules et de Havre-aux-Maisons sur lesquelles il s'étend dans une

direction ouest-sud-ouest à est-nord-est sur une longueur de 14 km et une largeur variant de 2 à 2.5 km. Il est largement ouvert vers la mer, à l'est, tandis que le mouvement semble s'atténuer vers l'ouest, alors que le Membre de l'Etang-du-Nord vient recouvrir les roches du Groupe de Windsor. Ce horst est beaucoup plus régulier que celui du Havre-Aubert. Tant son flanc nord que son flanc sud sont droits et chacun semble limité par une seule faille. On peut observer la faille qui borde le flanc sud du horst dans la coupe côtière située au pied de la Butte Ronde, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons. Elle est inclinée vers le sud avec un pendage de 70 degrés environ. Nous avons noté, dans le plan de faille, des stries qui indiquent un mouvement vertical des lèvres de la faille.

Tout comme pour le Horst de Havre-Aubert, l'amplitude des mouvements varie le long du Horst de Cap-aux-Meules. Les mouvements ont une amplitude maximale au centre de l'Ile du Cap-aux-Meules où le Membre de l'Etang-des-Caps, sur les deux flancs du horst, est en contact avec les roches du Groupe de Windsor. Cela implique un déplacement vertical d'au moins 300 m, comme nous l'avons expliqué plus haut. Dans la partie ouest de l'Ile du Cap-aux-Meules, à deux kilomètres au nord-est de la Pointe Hérissée, la faille qui borde le flanc nord du horst semble disparaître et le Membre de l'Etang-du-Nord recouvre le Groupe de Windsor. La faille qui limite la structure au sud, par contre, se poursuit jusqu'à l'Etang du Nord où elle disparaît sous les eaux du Golfe du Saint-Laurent. La Formation de Cap-au-Diable réapparait dans l'Ile aux Goélands. Elle y est recouverte en discordance par le Membre de l'Etang-du-Nord. Le Horst du Cap-aux-Meules forme donc une selle dans la région de l'Etang-du-Nord.

Dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, la présence de la partie supérieure du Membre de l'Etang-du-Nord en contact

avec le Groupe de Windsor, implique que l'amplitude du mouvement relatif des lèvres des failles est moindre que dans l'Ile du Cap-aux-Meules. On peut donc conclure que le mouvement relatif maximum du Horst de Cap-aux-Meules a eu lieu dans la partie centrale de l'Ile du Cap-aux-Meules et que le mouvement était sensiblement de même amplitude sur les deux flancs de la structure.

A l'Ile d'Entrée, une faille verticale, orientée nord 30 degrés est environ, met en contact les roches du Groupe de Windsor et celles de la Formation de Cap-aux-Meules. On observe la faille dans les coupes côtières au nord et au sud de l'île. A l'intérieur de l'île, elle est tracée par photo-interprétation. Le déplacement vertical maximum semble s'être produit au nord de l'île où le Membre de l'Etang-des-Caps est en contact avec la Formation de Cap-au-Diable.

Deux autres failles importantes affleurent dans l'Ile Boudreau et à Grosse Ile. La faille de l'Ile Boudreau est orientée nord 60 degrés est et elle met en contact la Formation de Havre-aux-Maisons et le Membre de l'Etang-du-Nord. Dans la partie ouest de l'Île, le tracé de la faille est net, mais plus à l'est l'affleurement laisse à désirer et il n'est plus clair que le contact entre les deux unités soit une faille. Il se pourrait que la discordance à la base de la Formation de Cap-aux-Meules soit présente à cet endroit. La faille principale est recoupée par des failles plus ou moins orthogonales qui compliquent encore plus la nature des relations entre le Membre de l'Etang-du-Nord et la Formation de Havre-aux-Maisons.

La faille de Grosse Ile est orientée d'est en ouest et elle recoupe le Membre de l'Etang-du-Nord sans amener la Formation de Havre-aux-Maisons en surface. Elle se manifeste sur le terrain par des zones de strates bousculées,

des attitudes divergentes des strates de part et d'autre de ces zones et par des bandes alignées de grès gris-vert. Une interprétation fondée sur les résultats des sondages indique que le mouvement vertical pourrait n'être que de quelques dizaines de mètres.

L'interprétation des données des sondages suggère qu'une autre faille serait présente entre Grosse Ile et Leslie. Cette faille aurait entraîné des déplacements verticaux de l'ordre de 150 m environ; le bloc nord s'étant affaissé par rapport au bloc sud.

En plus des failles que nous venons de décrire, il en existe d'autres restreintes au Groupe de Windsor. La plupart d'entre elles sont verticales et localisées au contact entre la Formation de Cap-au-Diable et la Formation de Havre-aux-Maisons. Ces roches ne se prêtant pas à la préservation des stries, il est difficile d'apprécier la nature de leur mouvement. Une partie de ces failles, la plupart peut-être, pourraient être antérieures à la formation des horsts.

L'âge des failles tardives, celles qui recoupent toute la séquence stratigraphique exposée en surface, n'est pas connu. Leur âge maximum est évidemment permien inférieur, période probable du dépôt des matériaux de la Formation de Cap-aux-Meules, mais leur âge minimum ne peut être déterminé. On peut être tenté de les relier aux failles triasiques de la Baie de Fundy qui ont entraîné un rajeunissement du rift , et qui ont pu également remobiliser les dépôts de sel. Pour l'instant, nous ne pouvons apporter plus de précisions.

Il ne nous apparaît pas nécessaire de discuter longuement de l'origine des failles tardives. La présence de sel diapirique sous les Iles de la Madeleine et les

réajustements qui se sont produits à l'intérieur de ces masses salines fournissent un mécanisme probable à ces failles. Les failles qui n'affectent que les roches du Groupe de Windsor résultent probablement de mouvements diapiriques du sel à la fin du Pennsylvanien lorsque les couches du Groupe de Windsor ont percé la séquence pennsylvanienne. Leur discontinuité apparente s'explique ainsi par le fait qu'elles ont été reprises dans les mouvements diapiriques ultérieurs.

Plis

Tous les plis obsevé dans l'Archipel des Iles de la Madeleine sont localisés dans le Groupe de Windsor. Les pendages plus ou moins abrupts des strates de la Formation de Cap-aux-Meules peuvent toujours être reliés à des rebroussements le long de failles ou à des basculements de blocs faillés.

Il n'existe pas de système uniforme de plissement dans les roches du Groupe de Windsor. Les plis sont souvent isolés et leur géométrie varie d'une localité à l'autre. Il existe trois plis plus importants portés sur les cartes: deux synclinaux et un anticlinal.

Le premier synclinal traverse l'Ile d'Entrée du nord au sud. Les pendages des strates sur les flancs varient entre 15 et 55 degrés. Le pli plonge vers le nord. Le coeur du pli est constitué des roches de la Formation de Cap-au-Diable, alors que la Formation de Havre-aux-Maisons apparaît sur les flancs. Dans cette unité, on peut observer plusieurs plis mineurs dont les charnières sont à peu près parallèles à la charnière du pli principal (voir la Planche 1, Figure 3).

Le second synclinal affleure dans la coupe côtière de l'Anse à Damase, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, et se prolonge à l'intérieur de l'Ile sur une distance de 1.7 km, selon une direction nord-est-sud-ouest. Les pendages des flancs sont de l'ordre de 40 à 50 degrés et le pli semble plonger vers le sud avec un angle faible. Comme dans le synclinal de l'Ile d'Entrée, la Formation de Cap-au-Diable est préservée au coeur du synclinal et la Formation de Havre-aux-Maisons, sur les flancs.

L'anticlinal affleure sur la côte sud de l'Ile Boudreau. La direction de la trace axiale est d'environ nord 30 degrés est. Les flancs ont des pendages variant entre 45 et 65 degrés. Le pli plonge vers le nord-est avec un angle voisin de 30 degrés. L'anticlinal est tronqué au nord-ouest par une faille qui met en contact la Formation de Havre-aux-Maisons et le Membre de l'Etang-du-Nord, et à l'est par une autre faille qui amène la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons, exposée sur le flanc est du pli, en contact avec les brèches d'effondrement de la même unité.

En plus de ces structures majeures, il existe plusieurs plis moins importants confinés aux couches de gypse. Certains de ces plis ont la forme de dômes. Nous en discuterons au chapitre suivant lorsque nous décrirons les sulfates. Les autres plis ont des orientations, des formes et des amplitudes très variables. La plupart semblent avoir été causés par le fluage du gypse.

En autant que nos travaux nous permettent d'en conclure, il existe deux causes probables aux plis observés dans le Groupe de Windsor des Iles de la Madeleine; ces deux causes étant liées à la présence du sel. La première, d'origine tectonique, est la montée des diapirs de sel qui a dû entraîner dans les strates sus-jacentes des

modifications de la géométrie initiale. La seconde cause se rattache à la diagénèse du sel. Comme nous le verrons au chapitre suivant, la Formation de Havre-aux-Maisons est constituée essentiellement d'une brèche d'effondrement, résultant de l'effondrement des strates lors de la dissolution d'une partie du sel sous-jacent (la fracturation des couches a pu être accentuée par les changements de volume consécutifs aux transformations gypse-anhydrite lors des différentes phases d'enfouissement et d'exhumation des sulfates). Le résultat de l'affaissement s'est probablement traduit, en plus de la fracturation des strates, par la formation de plis, surtout lorsque de très grands blocs se sont enfoncés de façon inégale, en particulier si ces blocs étaient composés de matériaux compétents. Un tel mécanisme a été discuté par Smith (1972). Nos travaux ne nous permettent pas de décider si les déformations tectoniques liées au diapirisme ont eu une influence plus grande que l'affaissement des strates sur le plissement total des couches.

Diaclases

Les Formations de Havre-aux-Maisons et de Cap-au-Diable sont traversées par un réseau très complexe de fractures sans orientation préférentielle. Les fractures dans la Formation de Havre-aux-Maisons sont généralement remplies de veines de gypse, alors que dans la Formation de Cap-au-Diable, on observe surtout de la calcite, un peu de silice et de l'hématite (la variété spécularite).

Dans la Formation de Cap-aux-Meules, il existe un syxtème de diaclases bien développé parallèle à la direction des horsts, ce qui indique que les failles en bordure des horsts sont des failles de tension. Un second système, orthogonal au premier mais moins bien développé, apparaît aussi dans certains affleurements.

Modèle tectonique

Nous avons vu au cours de ce chapitre que la distribution actuelle des roches, en surface, est contrôlée par des failles verticales ou très abruptes, dont l'origine probable est liée aux mouvements tardifs des diapirs de sel sous-jacents. L'âge de ces mouvements tardifs n'est pas connu. Nous avons aussi proposé que les déformations des couches du Groupe de Windsor sont dues en grande partie à des phénomènes diagénétiques, tout en admettant que la montée des diapirs n'a pu se produire sans un certain réajustement dans les strates sus-jacentes.

Si l'on tente maintenant d'établir un modèle tectonique global de l'archipel, les données disponibles sont très minces. Les résultats publiés de la géophysique, en ce qui concerne les Iles de la Madeleine mêmes, ne se rapportent qu'à la partie superficielle des diapirs. Les données concernant le sous-bassin de Madeleine, à l'est de l'archipel, nous fournissent une image générale de la structure profonde du bassin, mais certainement pas la localisation et la géométrie des structures individuelles. Il n'existe qu'un seul forage profond, à l'Ile Brion, mais contrairement à ce que l'on observe dans les autres îles, le sel demeure enfoui à des profondeurs considérables.

A partir de ces informations limitées et en nous inspirant des coupes structurales de Howie et Barss (1975), nous présentons à la Figure 12 une coupe structurale schématique traversant l'archipel dans une direction générale nord-sud.

Ce diagramme peut être assez éloigné de la réalité en ce qui concerne la dimension exacte des diapirs, ainsi que la géométrie des couches profondes. Il illustre toutefois trois points importants, que nous tenons à souligner,

concernant l'évolution tectonique des Iles de la Madeleine:

1) Les roches des formations de Havre-aux-Maisons et de Cap-au-Diable constituent un "cap-rock" de roches résiduelles au sommet des diapirs. Ceci implique que les roches du Groupe de Windsor que l'on rencontrerait entre les diapirs et sur leurs flancs pourraient avoir une géométrie différente, des épaisseurs plus considérables et un contenu en évaporites, sels et sulfates, beaucoup plus élevé.

2) La phase principale du diapirisme a eu lieu avant le Permien inférieur, comme l'atteste le fait que la Formation de Cap-aux-Meules recouvre à la fois le Groupe de Windsor et le Groupe de Pictou.

3) Les horsts et les blocs faillés que l'on observe en surface ne sont dus qu'à des réajustements tardifs des diapirs. Ils démontrent néanmoins que les diapirs sont instables et sujets à être remobilisés, si de nouvelles contraintes tectoniques sont imposés au bassin.

Microfilm

PAGE DE DIMENSION HORS STANDARD

MICROFILMÉE SUR 35 MM ET

POSITIONNÉE À LA SUITE DES

PRÉSENTES PAGES STANDARDS

Numérique

PAGES DE DIMENSION HORS STANDARD

NUMÉRISÉES ET POSITIONNÉES À LA

SUITE DES PRÉSENTES PAGES STANDARDS

CHAPITRE IV

STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DE LA FORMATION DE HAVRE-AUX-MAISONS

Introduction

Au cours des deux chapitres précédents, nous avons établi les unités lithostratigraphiques du Paléozoïque supérieur des Iles de la Madeleine et nous avons défini leur cadre tectonique. Ce chapitre-ci et les deux suivants traiteront de la pétrographie et de la géométrie de chacune des formations. Nous décrirons la composition minéralogique (et chimique dans le cas des roches volcaniques), les textures et les structures internes de chaque unité. Nous discuterons aussi des milieux de dépôt et des conditions de mise en place des différentes lithologies.

L'étude de la pétrographie et de la géométrie de la Formation de Havre-aux-Maisons se heurte à un obstacle majeur: cette unité est constituée essentiellement d'une brèche intraformationnelle, de sorte que la composition et la structure initiale de la roche ne sont connues qu'à partir de l'examen de blocs plus ou moins grands et plus ou moins remaniés. S'il demeure possible de connaître assez bien la pétrographie des constituants, nous sommes très limités en ce qui concerne l'étude de la stratification, des structures sédimentaires et, surtout, des relations spatiales existant entre les diverses lithologies. Les descriptions et les interprétations qui suivent doivent donc être lues en se rappelant qu'elles sont fondées en majeure partie sur l'observation de blocs.

DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES

Brèche d'effondrement

La Formation de Havre-aux-Maisons est constituée à près de 95 pour cent d'une brèche pétromicte intraformationnelle. A l'exception probable des couches de gypse, toutes les autres roches de la formation, en surface, font partie de la brèche. Même la séquence de l'Ile Boudreau et la zone de passage de la Formation de Havre-aux-Maisons à la Formation de Cap-au-Diable, à l'Ile d'Entrée, que nous avons mentionnées au Chapitre II et qui sont constituées de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de strates non déformées, peuvent en fait être considérées comme de très grands blocs flottant dans une brèche à fragments plus petits.

La brèche se rencontre aussi dans les forages, intercalée entre les bancs de sel et d'anhydrite (voir la Figure 7). Il n'en est pas fait mention dans les logs du puits SAREP HQ BRION ISLAND # 1, mais il aurait été très difficile de la localiser à partir de retailles.

Ce type de brèche paraît restreint à la Formation de Havre-aux-Maisons, mais il est probable que certains amas de roches volcaniques, localisés dans la Formation de Havre-aux-Maisons, soient des blocs détachés de l'assemblage susjacent de roches volcaniques et incorporés dans la brèche.

On ne peut évaluer l'épaisseur des niveaux de brèche en surface, puisqu'il n'existe aucun repère stratigraphique permettant d'en reconstruire la géométrie. Dans les forages de la SOQUEM, les niveaux individuels de brèche mesurent entre quelques mètres et près de cent mètres

d'épaisseur (voir la Figure 7) et, dans la plupart des puits, elles réapparaissent à plusieurs horizons, totalisant des épaisseurs maximales de 300 m.

La brèche est composée de fragments tabulaires ou irréguliers, anguleux, de un millimètre à plus de cent mètres de longueur. La dimension des fragments est fonction de leur composition. Les fragments de roches terrigènes (mudstones, siltstones et grès) ont généralement moins d'un mètre de diamètre et en moyenne entre dix et vingt centimètres (voir la Planche 3, Figures 1 et 2). Lorsqu'ils sont tabulaires, ces fragments dépassent rarement quinze centimètres d'épaisseur. De rares blocs d'un grès mieux cimenté atteignent près d'un mètre (voir la Planche 3, Figure 4). La taille des fragments de roches plus compétentes (carbonates, roches volcaniques et roches volcanoclastiques) est plus grande. Ces fragments comprennent des lambeaux de séquences stratigraphiques qui peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, comme dans la section côtière des Buttes Pelées, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, ou celle du Cap Noir, dans l'Ile du Havre-Aubert (voir la Planche 3, Figure 3).

Les fragments sont liés par une matrice argileuse. Nous n'avons pas observé de ciment chimique précipité entre les fragments, mais la brèche est traversée localement par des réseaux de veines de gypse.

La brèche est caractérisée par son allure chaotique: ni texture, ni structures sédimentaires. Là où elle est bien exposée, dans les coupes côtières, sous la zone d'attaque des vagues, on remarque une continuité d'un fragment à l'autre sur des distances de plusieurs mètres, ce qui indique que beaucoup de blocs n'ont pas subi de rotation et que leur transport s'est effectué sans autre

mouvement relatif qu'une translation (voir la Planche 3, Figure 1).

Une stratification grossière est marquée par des couches de gypse intercalées dans la brèche. Ces couches sont plissottées et boudinées, mais elles conservent une continuité latérale à l'échelle des coupes. Une certaine organisation est aussi apparente dans le fait que les différentes lithologies ne sont pas mélangées uniformément. Les fragments de calcaires, de dolomies, de mudstones calcareux sont concentrés dans des zones définies. Il existe donc une vague stratification formée de zones où dominent les fragments d'une même composition. Ces zones ont de moins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Leurs contacts sont indéfinis et elles sont latéralement discontinues.

La coupe de l'Ile Boudreau est la seule où l'on peut observer le passage de la brèche à des couches bien stratifiées de la Formation de Havre-aux-Maisons. Dans la partie ouest de la coupe, on note le passage latéral d'une séquence stratifiée de mudstones, grès et siltstones rouges, à une brèche composée de fragments des mêmes types de roches. La zone de passage entre la brèche et les couches stratifiées mesure deux à trois mètres et les strates y sont plissées et fracturées. Plus à l'est, dans la même coupe, sur le flanc est de l'anticlinal, la brèche passe verticalement à des couches déformées de mudstones, de siltstones et de calcaires, puis à une séquence intacte des mêmes roches. Dans cette partie de la coupe, le passage vertical de la brèche à des couches intactes de la Formation de Havre-aux-Maisons est donc graduel, s'opérant par une atténuation du degré de déformation.

Le contact entre la brèche et les basaltes de la Formation de Cap-au-Diable est un contact net. Il n'existe aucun indice de la présence d'une discordance entre la brèche et les basaltes. De plus, une couche de gypse intercalée dans la brèche, apparaît dans plusieurs coupes à quelques mètres sous les roches volcaniques et elle est parallèle au contact inférieur de la Formation de Cap-au-Diable, ce qui suggère une concordance entre la brèche et les roches volcaniques.

En résumé, la brèche de la Formation de Havre-aux-Maisons, telle qu'elle se présente en surface, possède les caractéristiques suivantes: une absence presque totale de stratification et de structures sédimentaires externes et internes; une distribution chaotique des fragments; des fragments de tailles très variables; un passage graduel, vertical et latéral, de la brèche à des roches stratifiées; une zonation dans la concentration des blocs de compositions semblables.

Des processus qui auraient pu être à l'origine d'une brèche possédant les caractéristiques que nous venons d'énumérer, plusieurs peuvent être éliminés après un bref examen. Les brèches issues de processus sédimentaires: torrents, éboulis, mouvements en masse, glaciers, etc, ont un contact supérieur net et elles sont généralement interstratifiées avec d'autres sédiments. Beaucoup de ces brèches possèdent une texture ou des structures sédimentaires. Les fragments de différentes compositions y sont mélangés, sauf s'il y a un tri mécanique relié à la taille des fragments. La matrice et le ciment occupent souvent un volume important. Les brèches de la Formation de Havre-aux-Maisons ne possèdent aucune de ces caractéristiques des brèches sédimentaires.

Une brèche par explosion volcanique contiendrait en abondance des fragments de laves ou de matériaux volcanoclastiques mélangés aux fragments de roches sédimentaires et l'explosion aurait fracturé les couches de gypse intercalées dans la brèche. Or, la Formation de Havre-aux-Maisons contient peu de matériaux d'origine volcanique et les couches de gypse ne sont pas interrompues. Cette origine est donc également à rejeter.

Une origine tectonique par l'effet de plis ou de failles n'est pas plus acceptable. D'une part, les brèches ne sont pas limitées aux zones de failles; d'autre part, il n'y a pas de relation entre la brèche et les plis, sauf à l'Ile Boudreau où la brèche affleure dans le coeur de l'anticlinal.

Etant donné la présence de sel sous les Iles de la Madeleine, on peut évidemment tenter de lier la brèche aux montées diapiriques du sel. Kerr et Kopp (1958) ont décrit des brèches à fragments de shale, appelées"salt-dome breccia", associées à la mise en place des diapirs du Gulf Coast. Ces brèches ont une distribution circulaire, elles ont une texture uniforme sur toute leur épaisseur et les fragments sont de même composition. Elles passent vers le haut à des sédiments non-déformés et vers le bas à des shales broyés ("gouge shale"). Ces brèches sont un produit de l'intrusion forcée des dômes de sel. Nous ne pensons pas, toutefois, que ce type de brèche soit rencontré dans les roches de surface des Iles de la Madeleine. En effet, si la brèche de la Formation de Havre-aux-Maisons recoupe la stratification à certains endroits (Ile Boudreau), les couches de gypse ne sont pas recoupées et les zones de fragments de la même composition attestent que ces fragments ont conservé une position relative constante par rapport à la position originale

des strates. Les brèches ne présentent pas non plus de trace de broyage, ce qui serait le cas si elles résultaient de l'intrusion forcée des diapirs dans un sédiment encaissant. La montée des diapirs ne semble donc pas être le mécanisme principal à l'origine de la brèche.

Nous devons alors expliquer la formation de la brèche en invoquant l'action de processus diagénétiques, tout en admettant que des déformations tectoniques, produites par les mouvements diapiriques du sel, ont pu être en partie responsables de la fracturation des couches. Deux mécanismes diagénétiques affectent particulièrement les séquences évaporitiques et peuvent entraîner la formation de brèches: la dissolution des évaporites et les transformations gypse-anhydrite. Ces deux processus peuvent agir séparément, mais ils peuvent aussi superposer leurs effets au cours de l'évolution dans le temps des dépôts d'évaporites.

La dissolution des évaporites et l'effondrement ou l'affaissement des matériaux situés au-dessus de la zone où les évaporites ont été dissoutes, est un phénomène connu dans la plupart des régions ou l'on rencontre des sels ou des sulfates. Les brèches d'effondrement ont souvent été décrites dans la littérature, mais le terme s'applique le plus fréquemment à des brèches à fragments de calcaires ou de dolomies dans une matrice d'anhydrite (Bowless et Braddock, 1943; Middleton, 1961; Stanton, 1966: Smith, 1972).

Les brèches d'effondrement sont caractérisées par leur texture: fragments anguleux, absence de tri; par le passage vers le haut à des couches déformées puis à des strates intactes; par l'absence de stratification et de structures sédimentaires (Stanton, 1966, Smith, 1972).

Dans la plupart des cas, elles sont caractérisées par une matrice d'anhydrite liant les fragments de carbonates. A l'exception de la dernière, ces particularités des brèches d'effondrement s'appliquent intégralement à la brèche de la Formation de Havre-aux-Maisons.

Le second mécanisme fait intervenir la transformation du gypse en anhydrite avec une réduction du volume initial du sédiment. Cette réduction du volume du sulfate s'accompagne d'un affaissement des autres matériaux sus-jacents et de déformations plus ou moins intenses de ceux-ci. Stanton (1966) considère qu'il s'agit là d'un des principaux mécanismes dans la formation des brèches d'effondrement. Weeks (1948) et Stevenson (1959), entre autres, voient dans ce processus l'origine des déformations des sédiments associés aux sulfates du Groupe de Windsor.

Ces deux mécanismes ont pu jouer aux Iles de la Madeleine. On sait que le sel est abondant en sous-surface et qu'à une période probablement située à la fin du Pennsylvanien ou au début du Permien, le Groupe de Windsor a été, par endroits, soulevé par les mouvements diapiriques du sel et emmené près de la surface, où il a subi une érosion assez intense. Il est donc possible qu'une partie du sel, près de la surface, ait été dissoute à ce moment, ce qui aurait ainsi entraîné la formation de la brèche.

Il se peut aussi que, dès le Mississippien, les mouvements épéiorogéniques qui soulevaient ou enfonçaient périodiquement le Bassin de Fundy aient entraîné une exhumation partielle des couches du Groupe de Windsor, suivie du lessivage d'une fraction du sel.

Les forages ont aussi démontré que l'anhydrite est

de loin le sulfate le plus abondant dans les couches de sous-surface des Iles de la Madeleine, même à de faibles profondeurs (voir la Figure 7). Blatt et al.(1972) résument les facteurs physiques et chimiques qui tendent à démontrer que le gypse est le sulfate produit dans le milieu de sédimentation et que l'anhydrite le remplace lors de l'enfouissement avec une réduction du volume de 38 pour cent. Si nous admettons cette hypothèse, les dix à trois cents mètres d'anhydrite rencontrée en forage ne représentent que 62 pour cent du volume initial du sulfate, soit un affaissement correspondant de 4 à 115 m environ. Cet affaissement, surtout en ce qui concerne les valeurs les plus élevées, a certainement perturbé les couches interstratifiées avec les évaporites. Si l'on ajoute à ces chiffres les réductions de volume possibles à des niveaux qui n'auraient pas été atteints par forage, ce mécanisme peut avoir eu une influence considérable dans la formation de la brèche. La transformation inverse de l'anhydrite en gypse, lorsque le cap-rock a percé la séquence pennsylvanienne puis, plus tard, la séquence permienne, a intensifié la fracturation et la déformation des strates.

Les brèches de la Formation de Havre-aux-Maisons possèdent donc toutes les caractéristiques de brèches d'effondrement, et la présence d'évaporites, aussi bien en surface qu'en sous-surface ne peut que renforcer une telle conclusion. Une étude plus détaillée de la brèche permettrait peut-être d'établir une séquence chronologique des différentes phases de fracturation et d'affaissement des strates, de même qu'elle éluciderait probablement la part prise par chacun des mécanismes dans la formation de ce cap-rock résiduel.

La brèche est constituée de lithologies variées. Les sédiments terrigènes comptent pour environ

70 pour cent des roches de surface et de 5 à 40 pour cent des roches de sous-surface de la Formation de Havre-aux-Maisons. Dans la plupart des affleurements, les sédiments terrigènes sont sous forme de fragments dans la brèche d'effondrement.

Mudstones

Au cours de ce travail, nous appliquons le terme mudstone à tous les sédiments composés en totalité ou en majeure partie de sédiments argileux, c'est-à-dire aux claystones et aux mudstones proprement dits. Nous avons préféré ce terme à celui d'argillite, utilisé par Sanschagrin (1964), ce terme d'argillite impliquant un certain métamorphisme (Blatt et al., 1972).

Le mudstone est en surface le type de roche le plus abondant de la Formation de Havre-aux-Maisons. Il constitue selon les coupes de 50 à 80 pour cent des fragments de la brèche d'effondrement. Il est aussi interstratifié avec des roches volcanoclastiques, dans l'Ile le Corps Mort, des grès, dans la section côtière au sud-est de l'Ile d'Entrée, des calcaires et du gypse, dans l'Ile Boudreau, à l'intérieur des grands blocs affaissés contenant des lambeaux de séquences stratigraphiques.

On distingue deux types de mudstones, d'après leur couleur et les lithologies qui leur sont associées: les mudstones rouges ou gris-vert et les mudstones gris ou noirs.

Le premier type est le plus abondant puisqu'il compte pour 50 à 60 pour cent des matériaux de la formation. Il est accompagné dans des proportions variant d'une coupe à

l'autre de siltstones et de grès rouges ou gris vert, de roches volcanoclastiques, de gypse et de calcaires. En sous-surface, il est interstratifié avec le sel et l'anhydrite. Il contient fréquemment des nodules et des pseudomorphes de gypse. Il n'est pas fossilifère.

Les couches de mudstones rouges ou gris-vert ont une épaisseur variant de un millimètre à plus d'un mètre mais, en moyenne, leur puissance est de l'ordre de un à quinze centimètres. Les strates sont régulières et planaires. Les seules structures sédimentaires observées sont des laminations parallèles et d'hypothétiques empreintes de charge.

Les mudstones gris ou noirs, très calcareux, comptent pour moins de un pourcent des matériaux de la Formation de Havre-aux-Maisons. Ils sont abondants dans la section côtière un peu au nord du Cap Noir, dans l'Ile du Havre-Aubert, au Cap Rouge, dans l'Ile d'Entrée et à l'Ile Boudreau. Ils sont toujours associés à des calcaires et, parfois, à du gypse dans lequel ils forment des laminations ou des lits minces. Ces séquences de gypse et de mudstones noirs atteignent près de 10 m d'épaisseur dans la coupe au nord du Cap Noir. A l'Ile Boudreau, des mudstones gris, très calcareux, contiennent une faune à Brachiopodes, Pélécypodes, Gastropodes et Trilobites. Cette faune est énumérée dans Sanschagrin (1964).

Grès et siltstones

Les grès et les siltstones comprennent environ dix pour cent des sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons. Ils sont abondants dans l'Ile le Corps Mort, où ils sont interstratifiés avec des roches volcanoclastiques, et dans les séquences de l'Ile Boudreau et de l'Ile d'Entrée. Dans les autres affleurements, on les observe dans les fragments plus fins de la brèche, dans des proportions qui varient d'une localité à l'autre.

Le grès est à grain fin à moyen, avec de rares laminations à grain grossier. Les grains sont anguleux à subarrondis, sauf la fraction grossière dont les grains sont très bien arrondis. Les grès et les siltstones sont surtout de couleur rouge, mais ils contiennent des zones de matériaux gris-vert.

L'examen de quelques lames minces révèle que le grès est composé de quartz (85 à 95 pour cent) comprenant du quartz mono- et poly-cristallin, du chert et des fragments de quartzite; de feldspath (1 à 10 pour cent) comme le plagioclase, l'orthose, le microcline et la perthite; de fragments de roches, calcaires et roches volcaniques (pour un ou deux pour cent) et de minéraux accessoires et opaques. Le ciment le plus important est calcareux; il est complété par un peu de ciment ferrugineux et des traces de ciment siliceux.

Les strates de grès et de siltstones ont en moyenne entre 3 et 15 cm d'épaisseur. Elles peuvent exceptionnellement atteindre 50 cm d'épaisseur, mais cela n'a été observé que dans des blocs. Des laminations millimétriques de grès sont fréquentes dans les mudstones rouges ou gris vert. Les laminations parallèles et quelques rides de

plage sont les principales structures sédimentaires préservées. Nous avons aussi noté quelques empreintes de charge et des rides de courant. Il faut toutefois se rappeler que la qualité d'affleurement de ces roches est très mauvaise et que les structures sédimentaires sont mal exposées.

Les sédiments silto-gréseux sont peu fossilifères, mais on y trouve dans certains siltstones calcareux une faune coquillière restreinte composée surtout de Brachiopodes (voir Sanschagrin, 1964).

Milieux de dépôt des sédiments terrigènes.

Les mudstones gris et noirs contiennent une faune marine et ils sont interstratifiés avec des calcaires marins et du gypse, accumulés sous une mince tranche d'eau (voir les sections de ce chapitre traitant des calcaires et du gypse). La présence de pyrite et de matière organique suggère qu'il s'agissait d'un milieu réducteur. Ces mudstones résultent vraisemblablement d'une accumulation dans un environnement marin restreint et peu profond, de type lagunaire.

Les matériaux terrigènes rouges et gris-vert ne contiennent pas de fossiles et leurs structures sédimentaires ne sont caractéristiques d'aucun milieu de dépôt particulier. Comme ils apparaissent surtout sous forme de fragments dans la brèche d'effondrement, on ne peut tirer de conclusions à partir de leur géométrie ou de leurs relations avec les autres sédiments. Certaines observations nous permettent quand même d'avancer une hypothèse.

L'absence quasi générale de fossiles et l'association de ces matériaux avec des calcaires marins littoraux

ou lagunaires suggèrent une sédimentation en milieux marins restreints. La couleur rouge d'une grande partie des terrigènes et la présence de nodules et de pseudomorphes de gypse seraient compatibles avec une sédimentation sur une plaine côtière au niveau supra-cotidal.

Dans la partie est de l'Ile Boudreau, des mudstones et des siltstones rouges sont recouverts de calcaires contenant de petites buttes de Stromatolithes. Ces Stromatolithes sont columnaires et les colonnes sont inclinées sur la surface de dépôt (voir la Planche 5, Figure 1). Ces Stromatolithes sont caractéristiques d'une zone intercotidale (voir la section traitant des calcaires). Les calcaires qui recouvrent les Stromatolithes contiennent une faune marine restreinte. La séquence calcaire est transgressive et suggère une sédimentation dans un milieu inter-cotidal passant à un milieu lagunaire. Les sédiments terrigènes sous-jacents représentent la phase de sédimentation en milieu supra-cotidal.

Dans les autres affleurements, la nature bréchoïde des couches ne permet pas d'observer des relations aussi nettes entre les lithologies. On peut quand même noter de fréquentes intercalations de gypse et de grands blocs de calcaires de milieux de dépôt peu profond dans les brèches à fragments de terrigènes. Il semble donc, dans l'ensemble, que les sédiments terrigènes rouges et gris-vert de la Formation de Havre-aux-Maisons représentent une sédimentation littorale infra- à supra-cotidale.

Les lamines de grains de quartz grossiers et bien arrondis, dans des sédiments à grain beaucoup plus fin, appartiennent probablement à des matériaux transportés par le vent et qui ont adhéré à la surface de dépôt.

Ces conclusions s'accordent bien avec ce que l'on connaît des milieux de sédimentations du Groupe de Windsor dans les Provinces Maritimes. Schenk (1969) et Howie et Barss (1975) concluent que les sédiments terrigènes du Groupe de Windsor sont des sédiments marins néritiques superficiels, lagunaires ou supra-cotidaux. Schenk (1969) compare même les lits rouges du Windsor aux séquences pliocènes de Baja California, décrites par Walker (1967). Nous ne pouvons établir une telle comparaison en ce qui concerne la Formation de Havre-aux-Maisons, étant donné la nature fragmentaire des couches et l'absence de contrôle stratigraphique, mais la similitude entre les sédiments terrigènes de la Formation de Havre-aux-Maisons et ceux du Groupe de Windsor dans les Maritimes justifie l'acceptation d'un modèle semblable à celui proposé par Schenk (1969).

Roches volcanoclastiques

Les roches volcanoclastiques comprennent des grès et des conglomérats composés dans des proportions variables, de fragments de roches volcaniques et de sédiments terrigènes usuels. Ces roches sont particulièrement abondantes dans l'Ile le Corps Mort, où elles constituent environ 50 pour cent de la séquence, et dans les sections côtières des Buttes Pelées et de l'Anse à Damase, dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, et du Cap Noir, dans l'Ile du Havre-Aubert, où elles comptent pour 5 pour cent des fragments de la brèche d'effondrement. Tout comme les roches volcaniques, elles sont absentes de la moitié nord de l'archipel.

Sanschagrin (1964) mentionne la présence de tufs dans la section côtière de l'Ile d'Entrée, à un kilomètre à

l'est du phare. Nous n'avons pas trouvé trace de ces roches lors de nos travaux de cartographie.

Les roches volcanoclastiques de l'Ile le Corps Mort sont interstratifiées avec des sédiments terrigènes et une coulée de basalte sur une épaisseur de 75 m environ. Aux Buttes Pelées, elles affleurent dans deux grands blocs de la brèche, sur des épaisseurs de 2 et 20 m. A l'Anse à Damase et au Cap Noir, on en observe environ 3 m d'épaisseur à chaque endroit.

Les roches volcanoclastiques sont de couleur beige jaunâtre, rouge violacé ou grise. La granulométrie est en rapport direct avec l'épaisseur des couches. Les couches de plus de 20 cm d'épaisseur sont constituées de fragments de 2 à 5 cm de diamètre moyen; des blocs peuvent atteindre jusqu'à 50 cm de diamètre. Les couches de moins de 20 cm d'épaisseur sont constituées de grès à grain grossier ou de conglomérats à granules ou cailloux (voir la Planche 4, Figure 1). Au microscope, on observe très peu de fragments de moins de 0.5 mm de diamètre.

Les fragments sont en grande majorité très anguleux. Ils sont sub-sphériques à discoidaux. Les fragments vacuolaires ont conservé en bordure du grain une mince paroi entre les vésicules ce qui implique que les fragments n'ont pas été intensément remaniés.

Du point de vue de leur composition, ces roches peuvent être classées en deux types: les roches composées exclusivement de fragments d'origine volcanique (fragments de laves cristallisées, ponces, fragments monominéraliques); les roches constituées d'un mélange de fragments de roches volcaniques et de quartz, de feldspath et de fragments de calcaires. Les fragments d'une origine autre que volcanique, peuvent compter pour jusqu'à 50 pour cent du

mélange. Les fragments de roches volcaniques ont une composition et une texture semblables à celles des basaltes de la Formation de Cap-au-Diable. L'altération des fragments se manifeste par une bordure sombre, plus ou moins continue, entourant le grain. Les deux premières figures de la Planche 9 illustrent les deux types de roches volcanoclastiques.

Les roches volcanoclastiques du premier type sont cimentées par de la sparite dans laquelle on observe fréquemment des plages de gypse. Dans le second type, le liant est constitué d'une matrice silto-argileuse et d'un ciment de calcite, parfois aussi d'un ciment ferrugineux.

L'épaisseur des lits varie entre deux centimètres et plusieurs mètres. Les lits de moins de 15 cm environ sont réguliers à l'échelle de l'affleurement. Les lits plus épais sont réguliers ou en lentilles mesurant jusqu'à trois mètres d'épaisseur. Les contacts supérieur et inférieur des lits minces sont nets, alors qu'ils sont flous ou indéterminés dans les couches plus épaisses.

La structure sédimentaire la plus abondante est le granoclassement normal. Dans la coupe côtière des Buttes Pelées, la séquence entière des roches volcanoclastiques semble granoclassée. On observe également des laminations parallèles fines et grossières.

La nature des relations entre les roches volcanoclastiques et les autres sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons est difficile à préciser, étant donné le manque de contrôle stratigraphique. Nous n'avons pu leur fixer une position stratigraphique dans la formation ni les lier de façon particulière à une autre lithologie.

Milieux de dépôts des roches volcanoclastiques

Nous connaissons trop peu de choses de la stratigraphie et de la pétrographie des roches volcanoclastiques des Iles de la Madeleine pour déterminer avec précision leur source et leur milieu de dépôt. Les roches composées uniquement de fragments d'origine volcanique et cimentées par de la sparite grossière représentent, ce qui semble le plus probable, des éjecta transportés par voie aérienne jusque dans le milieu de dépôt marin et qui n'ont pas été remaniés à la suite de la sédimentation. C'est ce qui expliquerait l'absence de particules fines et l'homogénéité da la composition de ces matériaux. Les grès et les conglomérats du second type, dans lequel on observe un mélange de la fraction d'origine volcanique et des matériaux terrigènes usuels de la Formation de Havre-aux-Maisons, peuvent provenir soit de l'érosion d'une source mixte, soit d'un mélange des deux fractions dans le milieu de dépôt. Dans ce dernier cas, les fragments de roches volcaniques pourraient avoir été transportés par voie aérienne jusqu'à leur aire de sédimentation. Ceci expliquerait la conservation des structures fragiles, telles les parois des vacuoles, en bordure des grains.

Roches volcaniques

Les roches volcaniques de la Formation de Havre-aux-Maisons se présentent sous forme de fragments incorporés aux sédiments de la brèche d'effondrement et, très rarement, sous forme de coulées. Les fragments ont des diamètres qui varient du millimètre à plus de dix mètres. Ils sont anguleux et plus ou moins équidimensionnels. Ces fragments appartiennent probablement à des coulées ou à des dykes qui ont été fracturés puis incorporés à la brèche lors de l'effondrement des strates.

Dans la partie méridionale de l'archipel, les couches de gypse contiennent fréquemment des lentilles ou des chapelets de fragments de roches volcaniques. Ces fragments dont la taille varie entre un millimètre et deux mètres sont très anguleux et ne sont pas classés. Alcock (1941) suggère que ce sont des bombes volcaniques projetées dans le bassin de sédimentation du gypse. Bell (1948) rejette l'hypothèse d'Alcock et croit plutôt qu'il s'agit de minces coulées de lave interstratifiées avec le gypse et fracturées lorsque celui-ci a été déformé. L'hypothèse d'Alcock doit être rejetée parce que les fragments n'ont ni la forme ni la texture de bombes volcaniques. S'il s'agit de coulées fracturées, comme le croit Bell, il est difficile d'expliquer que ces coulées ne soient présentes que dans les couches de gypse. Nous préférons leur attribuer la même origine que les autres fragments de roches volcaniques de la Formation de Havre-aux-Maisons.

Les coulées affleurent dans l'Ile le Corps Mort et dans la coupe côtière de l'Ile d'Entrée, au nord-est du Cap Rouge. A cet endroit, elles atteignent 5 m d'épaisseur et on les suit latéralement sur une centaine de mètres.

Les roches volcaniques ont une texture et une composition semblables aux basaltes de la Formation de Cap-au-Diable. Ce sont des basaltes à grain fin, à texture intergranulaire, sub-ophitique et microporphyrique. Ils sont très altérés et l'on n'observe plus de la minéralogie primaire que des bâtonnets de plagioclase altéré dans une matrice chloritisée.

Evaporites

Les évaporites ne représentent que 5 pour cent des roches de surface de la Formation de Havre-aux-Maisons, alors qu'elles totalisent jusqu'à 70 pour cent de la séquence stratigraphique traversée par forage. En surface, le gypse constitue la totalité des évaporites, à l'exception d'une couche exceptionnelle d'anhydrite à l'Ile d'Entrée; en sous-surface, par contre, le sel (halite et autres) domine et l'anhydrite est le sulfate prépondérant (Carbonneau,1976).

Les descriptions qui suivent ne portent que sur les sulfates de surface. Nous n'avons examiné le sel et l'anhydrite des forages que d'une façon très superficielle et nous ne possédons pas suffisamment d'informations pour en donner une description précise.

Le gypse se présente sous trois aspects: en couches intercalées dans la brèche et parfois remobilisées en diapirs; en veines recoupant la Formation de Havre-aux-Maisons et parfois la Formation de Cap-au-Diable; en cristaux et en nodules dans les sédiments terrigènes et les carbonates de la Formation de Havre-aux-Maisons.

Le gypse stratifié a une texture équigranulaire, avec des cristaux de moins d'un centimètre de diamètre, ou oeillée, avec des cristaux atteignent cinq centimètres dans une pâte à grain plus fin (voir la Planche 9, Figure 4). La recristallisation a localement produit de très grands cristaux de sélénite (les plus beaux s'observent au Cap Taureau). La composition du gypse a été étudiée par Waddington (1947). Les résultats de ces analyses indiquent un sulfate hydraté presque pur.

Les couches de gypse mesurent entre 5 cm et plus de 5 m d'épaisseur. Leur puissance exacte est difficile à

déterminer étant donné les déformations qu'elles ont subies. Les couches sont rarement tabulaires sur de grandes distances; elles sont étirées et boudinées et passent à quelques endroits à de petits diapirs recoupant les roches sus-jacentes (voir la Planche 4, Figure 2 et la Planche 1, Figures 2 et 4). Les strates contiennent des laminations qui ont entre 0.5 mm et 5 cm d'épaisseur, mais la moyenne se situe entre o.5 et 2 cm (voir la Planche 4, Figure 3). La lamination est marquée par des passées d'argile noire ou, plus rarement, de pyrite.

Les véritables diapirs de gypse sont peu communs . Il en existe trois principaux: le mieux conservé est situé à l'est du Cap Hérissé, dans l'Ile du Cap-aux-Meules; le second, à Baie Verte, également dans l'Ile du Cap-aux-Meules: le troisième affleure près de l'église de Bassin, dans l'Ile du Havre-Aubert. Ces affleurements ont été cartographiés en détail par Tiphane (1970). Les trois diapirs ont environ 70 m de diamètre et leur relief apparent atteint 15 m. En bordure du diapir, les laminations sont redressées et parallèles aux contours de la structure; vers le centre elles deviennent horizontales (voir la Figure 13).

L'épaisseur des veines de gypse varie entre un millimètre et 40 cm. Elles sont constituées d'un gypse fibreux, blanc, jaune ou rouge. Elles sont distribuées en réseaux complexes dans la brèche d'effondrement et elles sont généralement plus abondantes à proximité des couches de gypse. On en rencontre quelques unes dans les fractures du basalte, à la base de la Formation de Cap-au-Diable.

Les cristaux et les nodules de gypse sont présents dans les calcaires, les siltstones et les mudstones de la Formation de Havre-aux-Maisons. Les sédiments terrigènes étant peu consolidés, les cristaux et les nodules sont mal préservés.

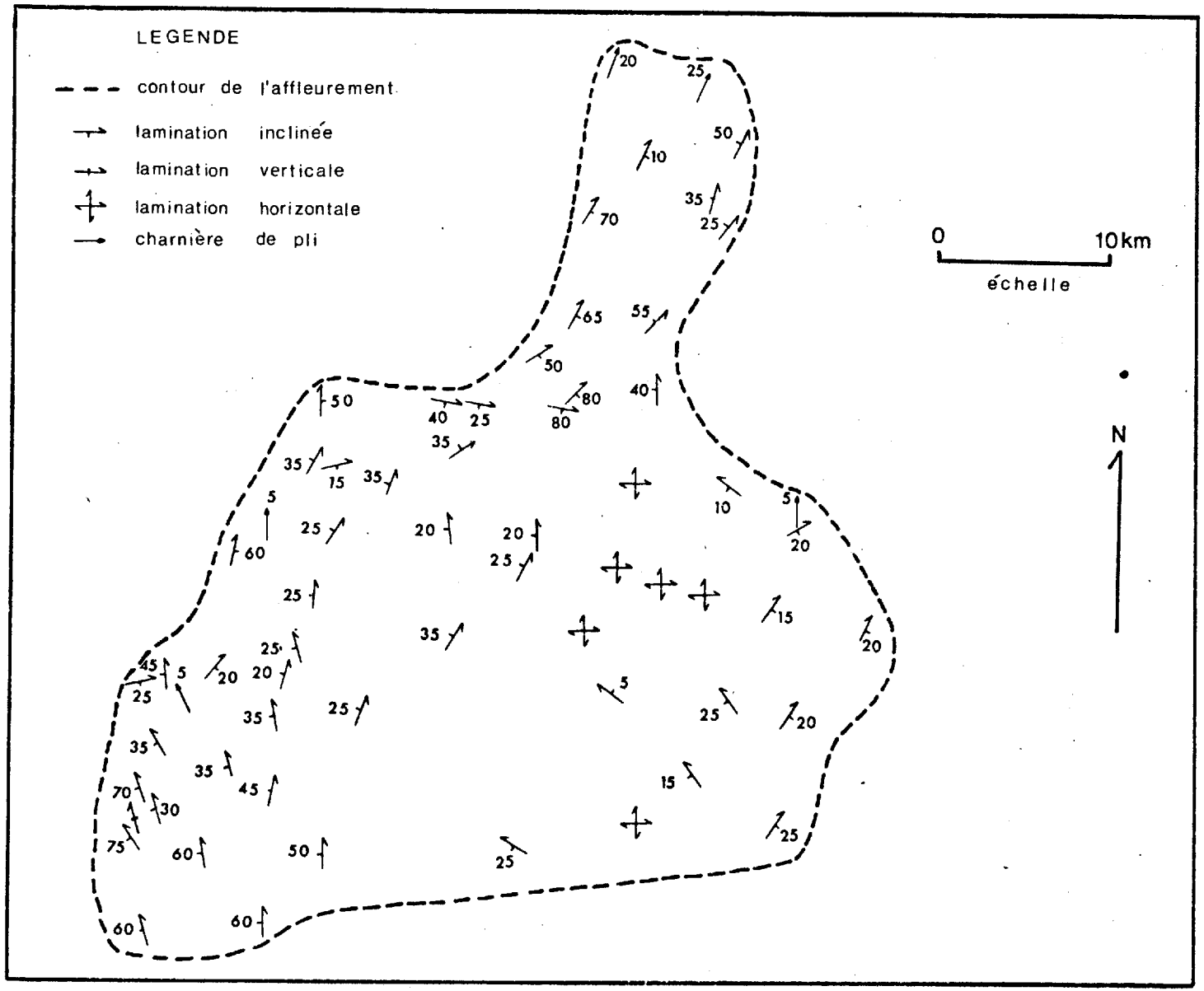


Figure 13: Attitude des laminations dans un diapir de gypse à deux kilomètres à l'est de Cap Hérissé, dans l'Ile de Cap-aux-Meules.

Milieux de dépôt des évaporites

Deux modèles sédimentologiques expliquent la formation des sulfates dans les dépôts anciens et récents: d'une part, le gypse peut s'accumuler sous une tranche d'eau plus ou moins profonde, par précipitation à partir d'une solution sursaturée; d'autre part, il peut précipiter à l'intérieur d'un sédiment hôte par substitution et imprégnation diagénétique. On trouve d'excellents résumés de ces deux modèles dans Blatt et al.(1972), dans Busson (1974) et dans les deux articles de Kendall (1978).

La sédimentation sous une tranche d'eau exige l'existence d'un bassin isolé de l'environnement marin normal. Cet isolement peut résulter de la présence d'un seuil tectonique, d'un cordon littoral, d'une barrière récifale, etc. Un bassin isolé peut aussi se développer en milieu continental dans une dépression fermée. Nous ne retenons pas cet environnement particulier, car il existe suffisamment d'évidences que les sulfates des Iles de la Madeleine sont associés à des sédiments marins ou littoraux. La sursaturation est produite par l'action combinée d'une évaporation intense et d'un apport très réduit d'eau fraîche dans le bassin. Ces conditions sont mieux remplies dans un climat aride. Pour que la sursaturation des sels dans le bassin isolé atteigne le point où il y aura sédimentation de ces minéraux sur le fond du bassin en quantités considérables, il est nécessaire qu'il existe un apport d'eau de mer de l'extérieur pour maintenir cette sédimentation.

La sédimentation sous un plan d'eau de faible profondeur est relativement bien documentée dans la littérature. Pour des exemples variés, on peut consulter King (1947), Stewart (1963), Evans (1970), Hsu et al. (1973). Les exemples d'une sédimentation en milieu profond sont moins abondants, surtout, semble-t-il, en ce qui touche les

exemples récents. On pourra consulter entre autre: Schmalz (1961), Friedman (1972), Schreiber et al. (1976).

Les évaporites déposées sous une tranche d'eau ne possèdent pas de textures ou de structures particulières permettant de leur assigner directement une bathymétrie. Les évaporites étant de plus sujette à une diagénèse précoce, toute texture ou structure primaire peut être oblitérée par recristallisation. Les laminations régulières et continues sont généralement considérées comme un critère caractéristique des évaporites accumulées sous un plan d'eau. Les évaporites de milieux profonds sont distinguées des évaporites de milieux superficiels, par la présence dans ces dernières de sels ou de sulfates clastiques appartenant à des cordons littoraux, des chenaux ou autres structures des milieux superficiels; en milieux profonds, on observera plutôt des indices de glissement, de courants de turbidité, etc. Ces critères sont rares et peuvent facilement être oblitérés lors de la recristallisation.

Les évaporites peuvent aussi être formées par imprégnation diagénétique dans un sédiment hôte. Ce mécanisme a fait l'objet de nombreuses recherches depuis une quinzaine d'années, en particulier dans les sédiments carbonatés des zones littorales. Parmi les auteurs qui ont écrit sur ce sujet, on peut citer entre autres: Shearman (1966), Kinsman (1969), Butler (1970), Bush (1973), Pursuer (1973), Mossop (1979). L'exemple devenu classique de l'imprégnation diagénétique dans les sédiments carbonatés récents est celui du Trucial Coast, sur le Golfe Persique. Le sulfate est précipité dans un sédiment en place à partir d'une solution ayant percolé à travers les sédiments sous-jacents et amenée près de la surface par capillarité, ou à partir de l'eau de mer qui inonde la plaine côtière lors des tempêtes.

Le gypse des Iles de la Madeleine est caractérisé par des laminations fines et relativement régulières, des contacts nets avec les sédiments sus- et sous-jacents, l'absence de niveaux de gypse nodulaire. Il est associé avec des calcaires lagunaires ou inter-cotidaux (voir la section traitant des calcaires) et des lits rouges littoraux .

En fait, le gypse des Iles de la Madeleine ne possède pas vraiment de caractéristiques qui permettent de lui attribuer un milieu de dépôt. Sa texture et sa structure laminaire peuvent avoir été considérablement modifiées par la recristallisation et le fluage du gypse lors des déformations. On ne peut donc le situer dans son environnement qu'à partir de ses relations avec les autres sédiments.

Le gypse étant interstratifié avec des calcaires de milieux lagunaires et infra- à inter-cotidaux, et des lits rouges littoraux, il est peu probable que son milieu de dépôt ait été très profond. De même, l'épaisseur assez faible du gypse et son association fréquente avec des Stromatolithes nous fait plutôt opter pour un milieu littoral. L'absence de nodules et d'autres évidences d'une imprégnation diagénétique , laisse croire que la sédimentation s'effectuait sous une faible tranche d'eau, mais comme nous l'avons écrit plus haut, la texture et la structure actuelle du gypse ne représentent peut-être pas l'allure initiale du sédiment. De toute façon, le mécanisme d'imprégnation a pu être actif, puisque l'on trouve des nodules dispersés et des pseudomorphes de gypse dans les calcaires et les lits rouges.

En conclusion, le gypse a probablement été sédimenté en milieu marin très peu profond ou en milieu supra-cotidal. On ne peut décider, pour l'instant, lequel des deux mécanismes précités a été prépondérant. Si l'on s'en

rapporte aux travaux de Schenk (1969), le gypse du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse résulte de mécanismes diagénétiques et leur origine se situe sur une plaine côtière supra-cotidale. Les amorces de réponses que l'on peut proposer sur l'origine du gypse de surface des Iles de la Madeleine s'accordent donc assez bien avec ce qui a été proposé en Nouvelle-Ecosse, sauf que Schenk opte entre les deux mécanismes de formation tandis que nous ne pouvons aller aussi loin.

Carbonates

Les carbonates ne comptent que pour 10 pour cent des roches de la Formation de Havre-aux-Maisons. Ce sont presque tous des calcaires, mais la dolomitisation des calcaires est très fréquente. Les calcaires sont surtout abondants dans les coupes suivantes: environ 10 m d'épaisseur sur le flanc ouest de l'anticlinal de l'Ile Boudreau et 40 m sur le flanc est; une séquence de près de 10 m d'épaisseur à l'extrémité est de la section de l'Ile Boudreau. A l'Ile d'Entrée, on en observe une séquence de 25 m d'épaisseur environ, à un kilomètre à l'est du phare, dans un bloc faillé; à 100 m à l'est de cet affleurement, des couches de calcaires apparaissent à la base d'une séquence composée surtout de terrigènes.

Dans les autres affleurements, on observe des lambeaux de lits de calcaire dans la brèche d'effondrement. On rencontre de ces lambeaux dans l'Ile du Havre-aux-Maisons, au pied des Buttes Pelées et à l'Anse à Damase; au Cap Taureau et près du diapir de Cap-au-Trou, dans l'Ile de Cap-aux-Meules; enfin, dans la section côtière au nord du Cap Noir, dans l'Ile de Havre-Aubert. En sous-surface, on mentionne la présence de calcaires dans le "Windsor E" foré à l'Ile Brion, mais il semble absent des forages

effectués par la SOQUEM

Selon la classification de Dunham (1962), les calcaires se répartissent de la façon suivante: 70 pour cent de mudstones calcaires, 20 pour cent de wackestones, 8 pour cent de packstones, 1 pour cent de boundstones et 1 pour cent de grainstones. Les Figures 14 et 15 illustrent les pourcentages relatifs des différents constituants des calcaires. Les microphotographies des planches 10 à 14 montrent plusieurs aspects de ces roches. La localisation et une brève description des échantillons sont présentés à l'Appendice 1..

Les éléments figurés sont composés en majorité de fragments de fossiles et de pellets. Les lumps, les oolites et les intraclasts fournissent les autres éléments. Les fragments de fossiles appartiennent pour la plupart à des Brachiopodes, des Pélécypodes et des Gastropodes; les premiers sont les plus abondants. Les Bryozoaires ne sont abondants que dans les grainstones qui affleurent à l'Ile d'Entrée et dans l'Ile du Cap-aux-Meules. Les autres fragments de fossiles comprennent des Foraminifères, des Ostracodes, des Algues, des Calcisphères, des Echinodermes, des Trilobites et de très rares fragments de Coraux. Le Chapitre VII reprendra en détail la description des Foraminifères et des Algues.

Les pellets et les lumps sont distribués uniformément dans les calcaires, indépendamment de leur position stratigraphique. Leur apparente rareté est en partie attribuée à la recristallisation qui a oblitéré la texture originale du sédiment et, en partie, au peu de bioturbation observée dans les calcaires. Les intraclasts, les oolites et les proto-oolites se trouvent seulement dans quelques couches, à la base de la séquence exposée sur le flanc est de l'anticlinal de l'ILe Boudreau. Certains calcaires

Figure 14: Rapports entre les éléments figurés, la matrice et le ciment des calcaires de la partie sud de l'archipel et de l'Ile Boudreau.

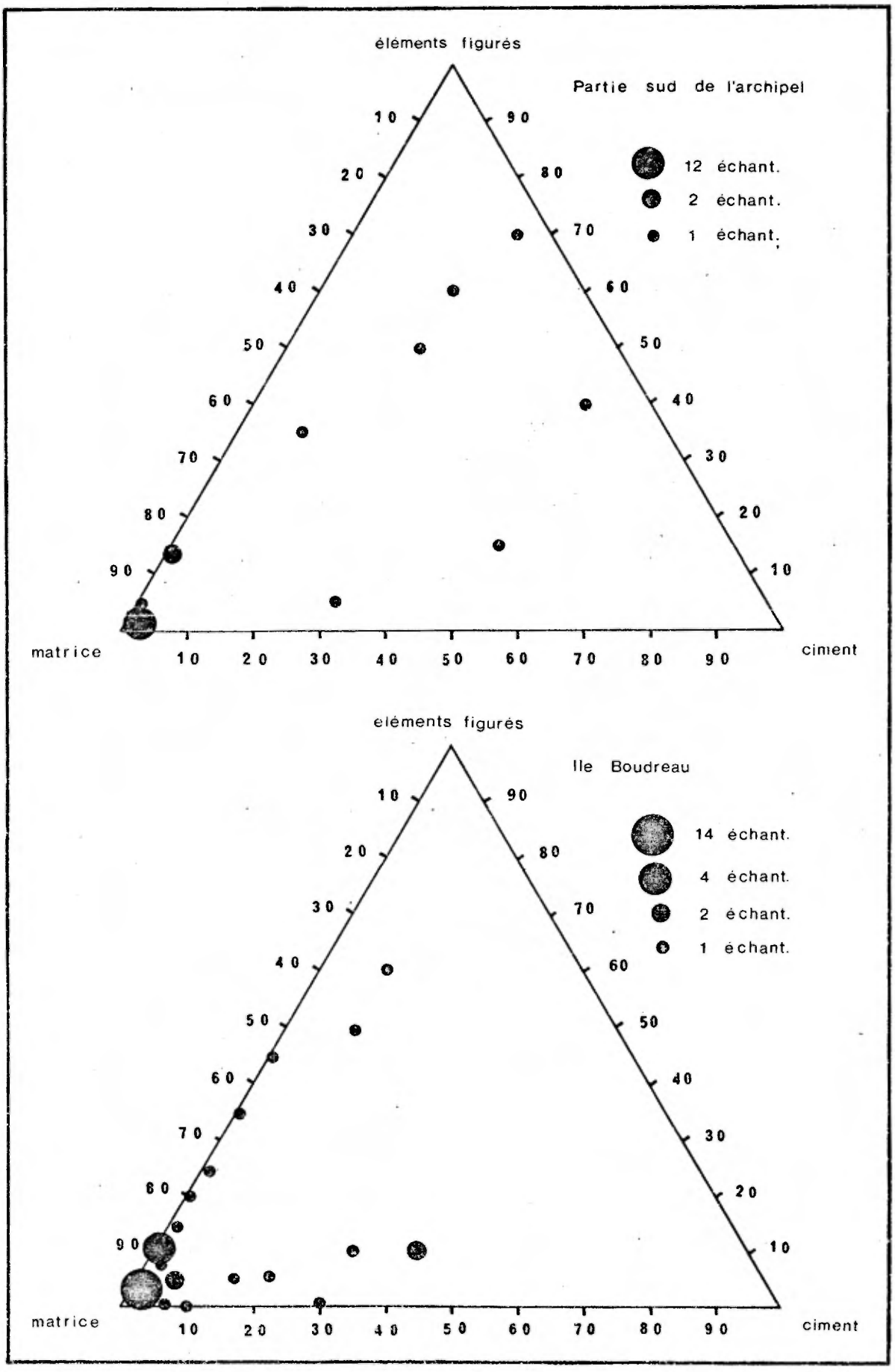
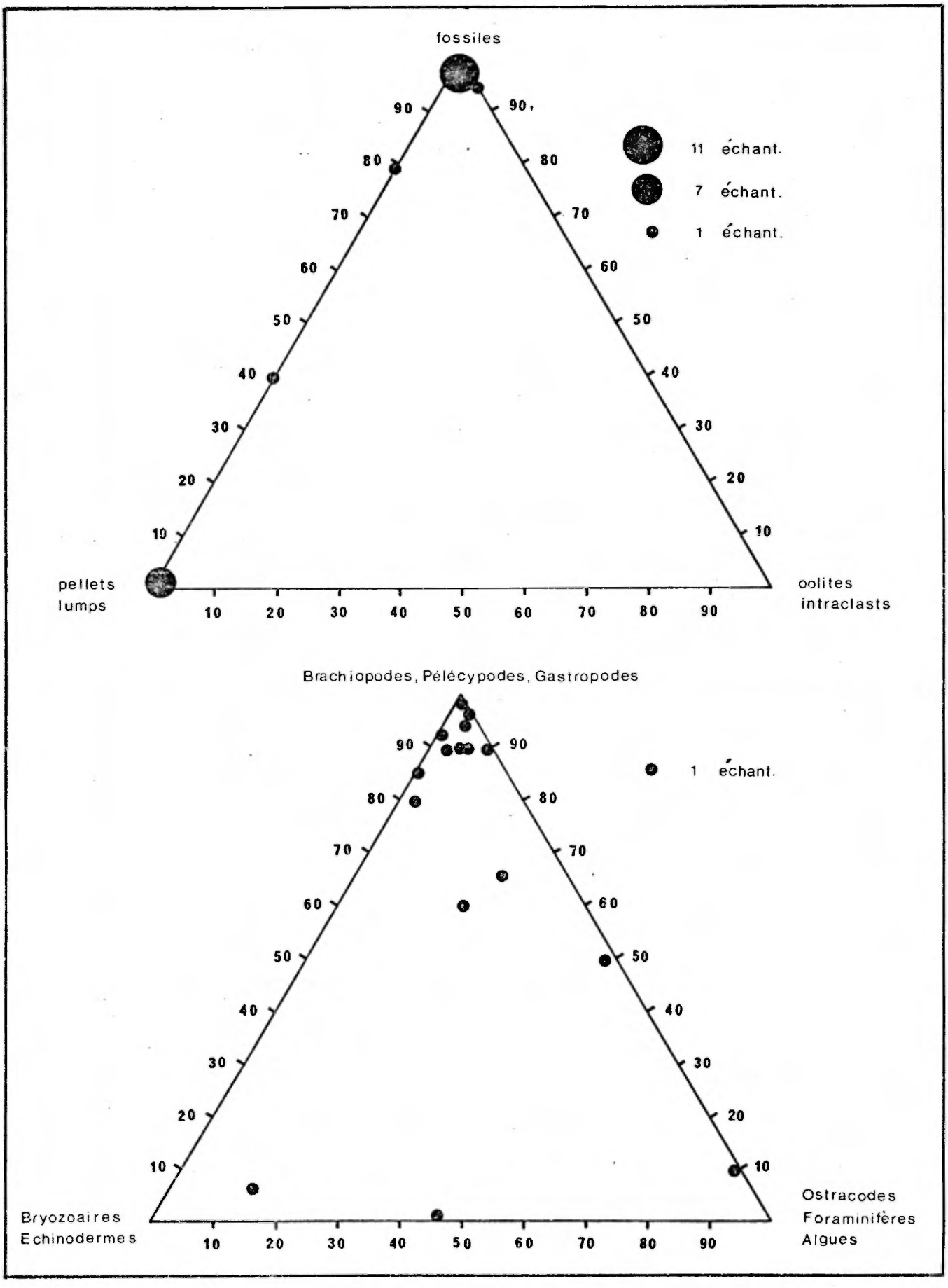


Figure 15: Rapports entre (A) les principaux constituants des calcaires et (B) les principaux groupes de fossiles



contiennent une fraction silteuse et gréseuse peu importante.

Les strates de calcaires ont des épaisseurs qui varient entre 5 et 40 cm environ (voir la Planche 1, Figure 3 et la Planche 4, Figure 4). Dans l'ensemble, les strates sont régulières et elles ont des contacts nets. Les mudstones calcaires argileux sont moins bien lités et leur contacts plus diffus.

A part les laminations parallèles relativement communes, les structures sédimentaires sont rares. On observe ici et là des rides de courant ne dépassant pas trois centimètres d'amplitude et des traces de bioturbation. En lames minces, deux textures sont communes, soit les Fenestra (birdseye) et les pseudomorphes de gypse. La plupart des échantillons sont recristallisés et dolomitisés à des degrés variables.

Les boundstones représentent un type particulier de calcaires. Ce sont des calcaires à Stromatolithes que l'on trouve en place à la base d'une séquence de calcaires, à l'extrémité est de l'Ile Boudreau et aussi, mais très rarement, sous forme de blocs dans la brèche d'effondrement (voir la Planche 5, Figures 1 et 2). Les Stromatolithes en place se présentent sous forme de colonnes de 5 à 40 cm de hauteur et de 3 à 10 cm de diamètre, groupées en "buttes" de un ou deux mètres de diamètre. Ces colonnes forment avec le plan de stratification un angle de 60 degrés environ. Elles reposent directement sur un substratum terrigène. Ces Stromatolithes se comparent avec des Stromatolithes récents de Shark Bay, en Australie, décrits par Logan (1963). Schenk (1969) mentionne la présence de Stromatolithes semblables, à Port-Hood, en Nouvelle-Ecosse, près du sommet de la sous-zone C (C_3) du Groupe de Windsor.

Milieux de dépôt des calcaires

Afin de déterminer les milieux de dépôt des calcaires, nous avons comparé les caractères pétrographiques et paléoécologiques de ces roches à un modèle connu dans la littérature. Nous avons choisi le modèle de Wilson (1970), modifié par Mamet et Armstrong (1977), parce qu'il s'adaptait directement aux caractères des calcaires tels que nous les avons étudiés, et parce qu'un modèle semblable a été utilisé par Mamet (1970) pour illustrer la paléoécologie du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse. Ce modèle est représenté à la Figure 16, avec les caractéristiques pétrographiques et paléoécologiques des faciès.

Considérons en premier lieu la pétrographie des calcaires. Le fait dominant est la grande prépondérance des mudstones sur les autres types de calcaires. Si l'on joint à cela la présence très fréquente de Fenestra et de pseudomorphes de gypse, on peut déjà conclure, en se référant au modèle, qu'une bonne partie des calcaires ont été sédimentés dans un milieu lagunaire sub-cotidal ou en milieu inter- à supracotidal. La rareté des oolites et l'abondance relative des pellets suggèrent aussi un milieu calme de type lagunaire. Les packstones sont en bonne partie d'origine algaire et sont compatibles avec un environnement calme voisin du littoral dans une faible profondeur d'eau. Les seuls calcaires qui présentent les caractères de faciès à niveau d'énergie plus élevé sont les grainstones à Brachiopodes et Bryozoaires que l'on trouve sous forme de lambeaux de lits, dans la partie sud de l'archipel. Certains lits de calcaires gréseux contenant des intraclasts et des oolites sont exposés à la base de la séquence, sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau. L'abondance des terrigènes et la quantité relativement faible d'oolites et d'intraclasts suggèrent que ces couches peuvent avoir été formées dans la zone littorale plutôt

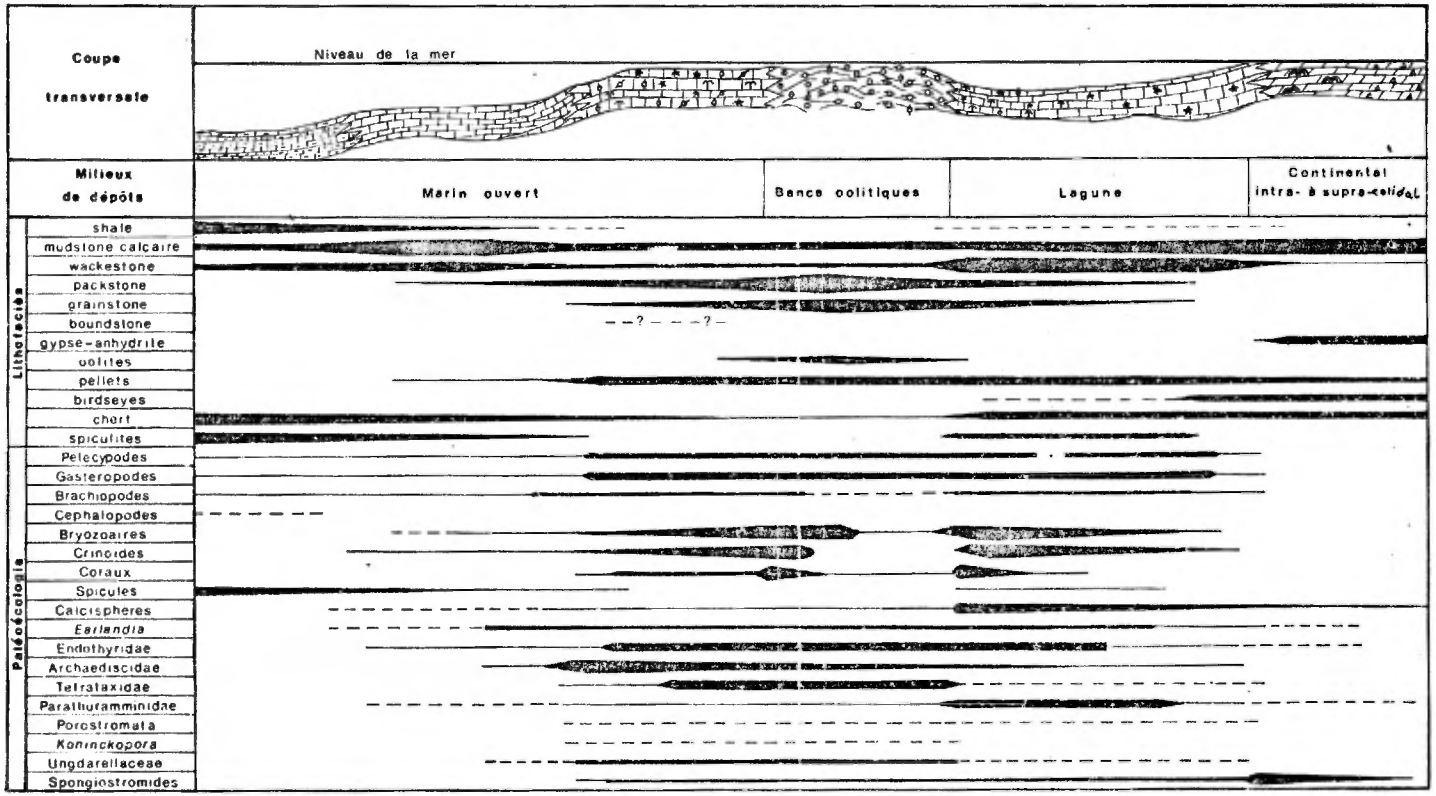


Figure 16: Modèle généralisé illustrant la sédimentation des calcaires au Viséen. D'après Armstrong et Mamet, 1977.

que sur les bancs oolitiques en milieu marin plus ouvert.

La paléoécologie des calcaires est remarquable surtout par la pauvreté de la faune, tant en quantité qu'en diversité. A l'exception des grainstones dont nous avons parlé précédemment et de quelques wackestones contenant une faune coquillière plus ou moins en place; à l'exception aussi des boundstones et packstones algaires qui représentent un type particulier de dépôt, les calcaires ne contiennent que des fossiles brisés et remaniés.

Cette pauvreté de la faune pourrait s'expliquer par des conditions paléoclimatiques défavorables, mais la présence d'une faune beaucoup plus riche et diversifiée dans les couches corrélatives du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse (Mamet, 1970) laisse plutôt entendre que des conditions physico-chimiques adverses empêchaient la faune de se développer. L'hypersalinité d'un milieu lagunaire restreint aurait certainement été un facteur défavorable au développement de la faune.

Parmi les fossiles présents, les Calcisphères et les Stromatolithes sont caractéristiques de leur milieu de dépôt. Les Calcisphères ne sont abondantes que dans le milieu lagunaire, jusqu'à la limite du milieu continental. Leur relative abondance dans les calcaires des Iles de la Madeleine confirme donc les conclusions avancées plus haut, à savoir que les calcaires de l'archipel ont été accumulés en milieu lagunaire à supra-cotidal. Les Stromatolithes sont de bons indicateurs d'un milieu littoral sub- à inter-cotidal, même s'il ne sont pas restreints à cet environnement.

La pétrographie et la paléoécologie des calcaires indiquent que ces roches ont pour la plupart été sédimentées dans un environnement à faible niveau d'énergie, de type

lagunaire ou littoral sub- à supra-cotidal. Les seuls calcaires qui semblent différents et représenter un milieu de plus grande énergie sont des blocs isolés dans la brèche d'effondrement. On ne peut donc en tirer de conclusions paléogéographiques. En ce qui concerne la séquence exposée sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau, McCulloch (1973) aboutit lui aussi à la conclusion que ce sont des dépôts d'une zone littorale sub- à supra-cotidale.

Ce milieu de sédimentation des calcaires de la Formation de Havre-aux-Maisons est totalement en accord avec les conclusions de Schenk (1969) et de Mamet (1970) concernant la paléogéographie du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse. Au Viséen final et au Namurien basal, le Bassin de Fundy et les plate-formes adjacentes ont été le site d'une série de transgressions marines. Sur le site actuel de la Nouvelle-Ecosse, l'établissement de bancs oolitiques à Koninckopora créait une barrière qui isolait plus ou moins complètement, selon les époques, un bras de mer peu profond au nord-ouest. Ce milieu lagunaire, à salinité plus élevée que la normale ne permettait pas l'existence d'une faune très riche. En bordure de cette mer peu profonde et restreinte s'étendait une plaine côtière très basse, susceptible d'être envahie par la mer lors de tempêtes, et constituée de sédiments terrigènes.

Les calcaires des Iles de la Madeleine représentent les dépôts de la frange littorale de cette mer restreinte. La quantité très limitée de calcaires dans les roches de la partie inférieure de la formation, atteste que la mer ne faisait que de brèves incursions dans cette partie du bassin. A la fin de la période de dépôt de la formation, une transgression plus importante a laissé une quantité plus

imposante de calcaire. Ceux-ci sont présents dans les séquences de l'Ile Boudreau. Ces conclusions modifient légèrement le modèle de Mamet (1970), selon qui les transgressions recouvraient des aires de moins en moins étendues lorsqu'on monte de la base au sommet du Groupe de Windsor. Si les épaisses séquences d'évaporites démontrent bien que, dès le début de la sédimentation du Groupe de Windsor, la mer couvrait une très vaste étendue, il faut attendre la fin du dépôt des roches du groupe avant qu'elle ne s'étende à nouveau sur une aussi grande superficie.

CHAPITRE V

STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE LA FORMATION DE CAP-AU-DIABLE

Introduction

Nous avons créé le terme de Formation de Cap-au-Diable pour désigner l'assemblage de roches volcaniques, accompagné de quelques couches de roches pyroclastiques et de calcaire cristallin, qui recouvre la Formation de Havre-aux-Maisons. L'origine effusive de ces roches a été établie à partir de leurs textures, de leur concordance avec les roches sédimentaires et de la présence des sédiments interstratifiés.

Les roches de la Formation de Cap-au-Diable n'ont jamais été étudiées en détail. Sanschagrin (1964) présente les résultats de l'analyse spectrographique de quelques échantillons et un résumé de la minéralogie et des textures des laves, mais il n'en tire aucune conclusion, sinon qu'il s'agit de basaltes et, peut-être, de quelques coulées de rhyolite. Les résultats que nous présentons dans ce chapitre sont plus complets que ceux de Sanschagrin et des autres auteurs, tout en demeurant à un niveau très général. Notre intention est de présenter au lecteur un aperçu de la stratigraphie, de la pétrographie et de la géochimie de ces roches. A cause de la fracturation intense de ces matériaux et de l'altération avancée des minéraux, les études de terrain, pas plus que les travaux de laboratoire, ne nous ont permis de faire de grands progrès dans la connaissance des roches volcaniques de l'archipel.

Géométrie interne

Les roches volcaniques de la Formation de Cap-au-Diable sont essentiellement d'origine effusive, mais quelques petits dykes et stocks recoupent les laves. Etant donné que ces intrusionssont presque toujours associées aux laves et qu'ils ont une composition semblable, nous les traitons avec les roches effusives. Sur les cartes qui accompagnent ce travail, seules les intrusions principales ont été indiquées.

Prises dans leur ensemble, les laves sont massives. Les seules stratifications observées sont les quelques rares lits de calcaire cristallin intercalés dans la lave. Malheureusement, ces strates sont déformées et ne peuvent être suivies sur plus de quelques dizaines de mètres, sauf une strate bien préservée d'environ 50 cm d'épaisseur exposée sur la côte nord de l'Ile d'Entrée. A l'Ile aux Goélands, des roches très altérées, d'origine pyroclastique probable, sont interstratifiées avec les laves sur une courte distance.

Dans les roches volcaniques mêmes, aucune surface de coulée n'a pu être déterminée avec certitude. Au nord des Buttes Pelées, dans la section côtière, nous avons observé à la surface d'un affleurement, une suite de rides courbes qui présentent certaines affinitées avec des "laves cordées" (voir la Planche 5, Figure 3). Cette structure a aussi été observée dans quelques blocs aux pieds des Buttes Pelées, à l'intérieur des terres. Comme la surface d'affleurement est de faible dimension, nous n'avons pu déterminer s'il s'agit d'une structure de sommet de coulée.

Les roches volcaniques sont extrêmement fracturées et localement, elles sont mêmes cisaillées. La fracturation est telle que, comme le rapporte Sanschagrin (1964), la

pelle mécanique suffit pour extraire directement de l'affleurement des matériaux pour la construction des routes. Les fractures sont communément remplies de calcite, d'hématite (variété spécularite), de quartz, d'épidote, de dolomite, de pyrite, de chlorite et, près du contact avec la Formation de Havre-aux-Maisons, de gypse. En surface, l'altération météorique intense le long des plans de fracture, donne souvent à la roche l'aspect d'une brèche (voir la Planche 5, Figure 4). Il existe probablement de véritables brèches, mais nous avons été incapable, sur le terrain, de séparer ces véritables brèches des pseudo-brèches.

Les zones de laves vacuolaires sont relativement communes dans les roches volcaniques. Ces vacuoles sont grandes, atteignant souvent 0.5 à 1 cm. Elles sont communément remplies de minéraux secondaires, les mêmes qui remplissent les fractures.

Aucune épaisseur de coulée n'a pu être mesurée à l'intérieur de la Formation de Cap-au-Diable. Par contre, au sommet de la Formation de Havre-aux-Maisons, sur la côte sud-est de l'Ile d'Entrée, les coulées de lave interstratifiées avec les sédiments ont des épaisseurs qui atteignent près de dix mètres. Compte tenu de l'aspect massif des roches volcaniques de la Formation de Cap-au-Diable, les coulées y sont probablement plus épaisses.

Les dykes ont des épaisseurs qui varient entre 1 cm et près de 100 m d'épaisseur. Le plus important est situé sur la rive est du Bassin, dans l'Ile du Havre-Aubert. Il comprend quatre affleurements alignés et il recoupe la Formation de Havre-aux-Maisons. Nous l'avons prolongé dans les deux directions, sur la carte, mais il est possible que ces affleurements soient en faits des blocs plus ou moins en place dans la brèche d'effondrement. Les autres dykes

qui recoupent la Formation de Havre-aux-Maisons sont discontinus et appartiennent à de grands blocs. Les zones de trempe indiquent bien leur origine intrusive. Les dykes restreints à la Formation de Cap-au-Diable sont généralement étroits, environ un mètre ou moins, et on ne peut les suivre sur de grandes distances (voir la Planche 2, Figure 2).

Deux stocks de gabbro ont été cartographiés. Le premier, dans la section côtière des Demoiselles, dans l'Ile du Havre-Aubert; le second, au Cap au Diable, dans l'Ile d'Entrée. Tous deux sont portés sur les cartes géologiques qui accompagnent ce travail. Ce sont des structures d'une centaine de mètres de diamètre environ, possédant une zone de trempe. La roche est à grain grossier à moyen.

Pétrographie

La minéralogie primaire des roches volcaniques est rarement préservée. Elle est remplacée par un agrégat de minéraux d'altération, en particulier en ce qui concerne les roches à grain fin. Les minéraux ferro-magnésiens sont les plus affectés puisque les textures mêmes ont souvent été oblitérées. Dans l'ensemble, toutefois, les textures sont reconnaissables.

La localisation et une brève description pétrographique des échantillons étudiés sont rapportés à l'Appendice 1. Les figures 1 à 4 de la Planche 15 illustrent différentes textures de ces roches.

Les roches effusives et intrusives sont holocristallines, aphanitiques, microcristallines à phanéritiques à grain grossier. Les textures les plus fréquemment

rencontrées sont, par ordre décroissant d'importance, les textures intergranulaire, sub-ophitique et trachytique. Parmi les échantillons étudiés, les textures porphyriques et microporphyriques sont rares, mais sur le terrain on les observe fréquemment. Les roches porphyriques contiennent des phénocristaux de plagioclase atteignant 1.5 cm de longueur. Un porphyre particulier affleure à l'extrémité ouest de la section côtière de l'Anse à la Cabane, dans l'Ile du Havre-Aubert. Il s'agit d'un bloc coincé dans une zone de faille et ses relations avec les roches adjacentes sont mal établies. Ce porphyre est composé de phénocristaux de plagioclase, de pyroxène et d'hématite (?) dans une pâte à grain fin. Les phénocristaux atteignent 3 cm de longueur.

Les trois minéraux que l'on observe dans tous les échantillons sont le plagioclase, la chlorite et les opaques. Le pyroxène, l'amphibole et la biotite apparaissent dans la moitié des échantillons environ. L'épidote et l'apatite ont été reconnus dans quelques échantillons. Les autres minéraux sont des produits d'altération ou des minéraux secondaires.

Plagioclases

Le plagioclase se présente en microlites d'une taille inférieure à 0.2 mm ou en microphénocristaux et phénocristaux pouvant atteindre jusqu'à 3 cm de diamètre. Les phénocristaux sont fréquemment zonés. Nous avons aussi observé ce qui semble être un feldspath interstitiel mais ces minéraux étant très altérés, il est difficile, sans une analyse plus détaillée , d'en être assuré.

L'altération des plagioclases a atteint des stades différents selon la taille des cristaux. Les laves à grain

fin ou moyen sont les plus altérées et les plagioclases y sont complètement remplacés par un agrégat de calcite et de petits micas (séricite). Dans les intrusions et les laves à grain plus grossier, les plagioclases sont presque frais ou partiellement remplacés par les minéraux d'altération.

Pour établir avec précision la composition du plagioclase, nous avons choisi trois échantillons "frais" dans chacun desquels trois cristaux de plagioclase ont été analysés à la microsonde. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire du Professeur Trzcienski, du Département de Génie minéral de l'Ecole Polytechnique. Les résultats des analyses sont présentés à l'Appendice 3 et sont résumés dans le Tableau IV.

Comme on peut le voir à la lecture du tableau, la composition du plagioclase varie d'un échantillon à l'autre. Dans le cas des échantillons IM 115A et IM 253C, la composition varie peu d'un échantillon à l'autre et se maintient dans le champ du labrador. Tous les cristaux d'un même échantillon ont des compositions assez semblables. Il existe une légère zonation de la composition, du centre vers la bordure des grains. Cette zonation procède généralement dans le sens d'une faible diminution de la calcicité. L'échantillon IM 161R, quant à lui, montre une très grande variation de la composition d'un cristal à l'autre, ce qui, à notre avis, est dû à l'albitisation des roches.

TABLEAU IV

Sommaire de la composition des plagioclases

#échantillon	#cristal	An	Ab	Or
IM 115A	1c	69.9	29.5	0.7
	1b	66.6	32.8	0.6
	2c	72.6	26.9	0.5
	2b	71.1	28.3	0.6
	3c	69.6	29.8	0.6
	3b	70.0	29.3	0.7
IM 161R	1c	41.8	56.4	1.8
	1b	14.9	79.7	4.9
	2c	15.4	79.7	5.4
	2b	7.9	83.5	8.6
	3c	23.8	73.1	3.1
	3b	2.8	52.4	44.8
IM 253C	1c	55.4	42.2	2.4
	1b	51.5	46.3	2.2
	2c	45.2	51.8	3.0
	2b	53.1	44.9	2.0
	3c	61.9	36.6	1.5
	3b	55.2	43.4	1.4

Clinopyroxène

Le clinopyroxène se présente en cristaux automorphes ou en agrégats entre les microlites de plagioclase. Dans les échantillons grenus, ils se présentent souvent sous une texture ophitique. Il s'agit d'une augite titanifère comme l'indique la couleur lilas à brunâtre, en lumière naturelle. Dans les échantillons relativement frais, on observe fréquemment une couronne de réaction autour des cristaux de pyroxène. Ils sont enrobés d'une amphibole brune titanifère, laquelle est souvent environnée de biotite et d'opaques. Dans la plupart des échantillons, le pyroxène est plus ou moins totalement remplacé par de la chlorite.

Amphibole

Les amphiboles sont communes à abondantes dans près du tiers des échantillons. Elles apparaissent soit en cristaux individuels, soit en épitaxie sur les cristaux de clinopyroxènes, comme nous l'avons mentionné plus haut. L'examen au microscope révèle qu'il s'agit d'une hornblende brune. Une analyse à la microsonde sur quatre cristaux provenant de l'échantillon IM 161R confirme que c'est une amphibole brune (Deer, Howie et Zussman, 1963) relativement riche en titane et en alumine. Elle se rapproche de la composition de la kaersutite, laquelle est généralement plus riche en titane. Dans plusieurs échantillons, elle est plus ou moins remplacée par de la chlorite, mais à un degré moindre que le clinopyroxène.

Biotite

La biotite est présente dans plus de la moitié des échantillons étudiés. Elle apparaît aussi bien dans les

laves que dans les intrusions. On la rencontre dans les mêmes conditions que l'amphibole, c'est-à-dire en cristaux individuels ou en couronne de réaction autour des clino-pyroxènes. Elle est toujours associée à des minéraux opaques. Avec l'augmentation de l'altération, on note un remplacement par la chlorite.

Chlorite

La chlorite est un des minéraux les plus abondants de ces roches. Elle apparaît comme minéral de remplacement des ferro-magnésiens, mais aussi dans le remplissage de vacuoles et dans des veines. Comme minéral de remplacement, elle se présente en cristaux bien développés, de forme hexagonale, ou en agrégats entre les microlites de plagioclase. Dans les veines, elle revêt une forme en rosettes et ses couleurs de biréfringence sont souvent anormales, dans les bleus et les violets.

Minéraux opaques

Les minéraux opaques, tout comme la chlorite, sont omniprésents et relativement abondants. Ils sont soit localisés dans la matrice, entre les microlites de plagioclases, soit associés à la biotite ou à la chlorite, dans les roches à grain moyen à grossier. D'après des observations de terrain, il s'agit surtout d'hématite, mais nous avons aussi noté la présence d'un peu de pyrite et de traces de chalcopyrite.

Les autres constituants des laves, à l'exception de la calcite qui est un minéral d'altération commun, sont très rares. Ce sont l'épidote, l'apatite et le quartz. A cause de l'altération très avancée, en particulier des ferro-magnésiens, les observations microscopiques peuvent avoir laissé échapper des minéraux occasionnels.

La minéralogie de ces roches indique que ce sont des basaltes (quartz 10%, plagio < 2/3 des feldspaths, An > 50) La présence d'augite titanifère et de hornblende brune titanifère suggère une affiliation aux basaltes alcalins (Carmichael et al, 1974).

Géochimie

Pour obtenir plus de précision sur la composition de ces basaltes, nous avons fait analyser les éléments majeurs de 36 échantillons de roches intrusives et effusives. Dès le départ, des doutes sérieux ont été portés sur la valeur de telles analyses, étant donné toutes les causes possibles d'altération de ces roches. Parmi ces évidences d'une modification possible de la composition originale de la roche, on peut citer:

1) le fait que les roches volcaniques appartiennent à un "cap-rock" au sommet d'une séquence d'évaporites diapiriques dont une partie a été remobilisée. Pour s'échapper, les liquides riches en alcalis, en particulier, ont dû percoler au travers des roches volcaniques très fracturées. Il existe donc une possibilité d'échange entre les basaltes et les solutions hypersalines;

2) la présence de vésicules et de veines de minéraux secondaires tels, la calcite, le quartz, l'épidote, l'hématite et la chlorite suggère une remobilisation des éléments du basalte. La présence dans ces vésicules et veines de cristaux de gypse, montre bien que des solutions provenant des évaporites ont circulé dans le basalte.

3) l'altération même des minéraux de la roche est une

autre indication que les roches ont subi des modifications importantes.

En dépit de ces limites, les échantillons les plus frais ont été choisis. Ils ont été débités en lamelles et la partie la plus fraîche de chaque lamelle a été conservée. Les échantillons ont ensuite été analysés par les méthodes standards en vigueur au laboratoire de géochimie du Département de Géologie de l'Université de Montréal. L'analyse a été effectuée par Claude Barraud, alors à l'emploi du Ministère des Richesses naturelles. Les résultats des analyses ont été traités selon la méthode développée par le Prof. Gélinas du Département de Génie minéral de l'Ecole Polytechnique. Ces résultats sont présentés à l'Appendice 2 et les principales caractéristiques sont résumées dans le Tableau V .

Ces roches sont des basaltes ($SiO_2 < 52\%$) relativement riches en alumine, en fer et en titane. La teneur élevée en titane s'explique par la présence d'une augite et d'une hornblende brune titanifère. La présence d'un pléochroïsme dans les rouge brun de la biotite suggère qu'elle pourrait aussi être titanifère. Nous n'avons pas identifié les minéraux opaques, mais le titane pourrait en plus être concentré dans l'ilménite. L'abondance de l'hématite explique la teneur élevée en fer. Le corindon normatif dénote un enrichissement en alumine probablement dû à l'altération.

Les éléments que nous venons de citer étant réputés immobiles ou peu mobiles lors de l'altération des basaltes (voir le Tableau VI), les teneurs actuelles de ces éléments dans les roches ne doivent pas être trop éloignées des valeurs originelles, même si la présence d'hématite dans les veines et les amygdules indique une remobilisation partielle du fer.

TABLEAU V

Composition moyenne, écart-type et étendue des basaltes de la Formation de Cap-au-Diable.

	$\bar{X}$	σ	étendue
SiO_2	47.25	1.44	43.55 - 51.74
Al_2O_3	16.75	0.75	15.43 - 18.71
Fe total	12.50	1.67	8.25 - 18.12
MgO	9.00	1.57	6.21 - 14.02
CaO	4.44	2.58	0.82 - 9.14
Na_2O	1.92	1.13	0.41 - 4.61
K_2O	5.06	2.06	1.92 - 9.30
TiO_2	2.29	0.33	1.42 - 3.04
P_2O_5	0.52	0.15	0.04 - 0.85
MnO	0.19	0.11	0.01 - 0.46

Les analyses des roches pyroclastiques IM 132A et IM 132Z ne sont pas incluses.

TABLEAU VI

Mobilité des éléments majeurs durant l'altération des basaltes (d'après Pearce, 1976).

altération sous-marine	
très mobile	H_2O, Fe_2O_3/FeO, K_2O, Cao, MgO
mobile	Na_2O, SiO_2
peu mobile	fer total, TiO_2
immobile	Al_2O_3
altération sub-aérienne	
très mobile	Cao, Na_2O, MgO, K_2O, H_2O
mobile	SiO_2
immobile	fer total, Al_2O_3, TiO_2
spilitisation	
très mobile	CaO, Al_2O_3, H_2O
mobile	Na_2O, SiO_2, (MgO FeO), K_2O
immobile	TiO_2, Fe2O/FeO

Les sources de ces informations sont données par Pearce (1976).

Les alcalis, le calcium et le magnésium ont des valeurs extrêmement variables. Une comparaison entre la composition moyenne de ces basaltes (voir le Tableau V) et la composition moyenne de basaltes de différents environnements (voir le Tableau VII) indique que tous les éléments mentionnés ont des teneurs qui ne se comparent à aucun des types de basalte mentionnés par Pearce (1976). Le MgO et le K_2O sont beaucoup plus élevés que dans aucune des moyennes citées, alors que le CaO est anormalement bas et le Na_2O un peu plus faible que la moyenne.

Etant donné que toutes ces roches sont des basaltes, ces variations des alcalis, du calcium et du magnésium ne peuvent être attribuées à une différenciation magmatique. C'est aussi ce qui est montré par les diagrammes des Figures 17A et B et de la Figure 18A. Dans ces trois diagrammes pétrologiques, les points sont très dispersés sans que cela corresponde à une suite magmatique. Le diagramme alcalis-silice de la Figure 18 A illustre bien cette situation: les alcalis montrent une très grande dispersion des valeurs pour un contenu en silice relativement peu étendu.

Nous devons donc constater que tous les diagrammes pétrologiques qui classifient les basaltes à partir de leur teneur en alcalis, calcium et magnésium ne peuvent être utilisés pour caractériser les basaltes des Iles de la Madeleine.

Le titane et le phosphore étant réputés stables lors de l'altération (Cann, 1970; Floyd et Winchester, 1975), nous avons tenté d'utiliser ces deux éléments pour définir la nature des basaltes de l'archipel. Dans le diagramme de la Figure 18B, nous avons comparé le rapport P_2O_5 / TiO2 des basaltes de la Formation de Cap-au-Diable avec les

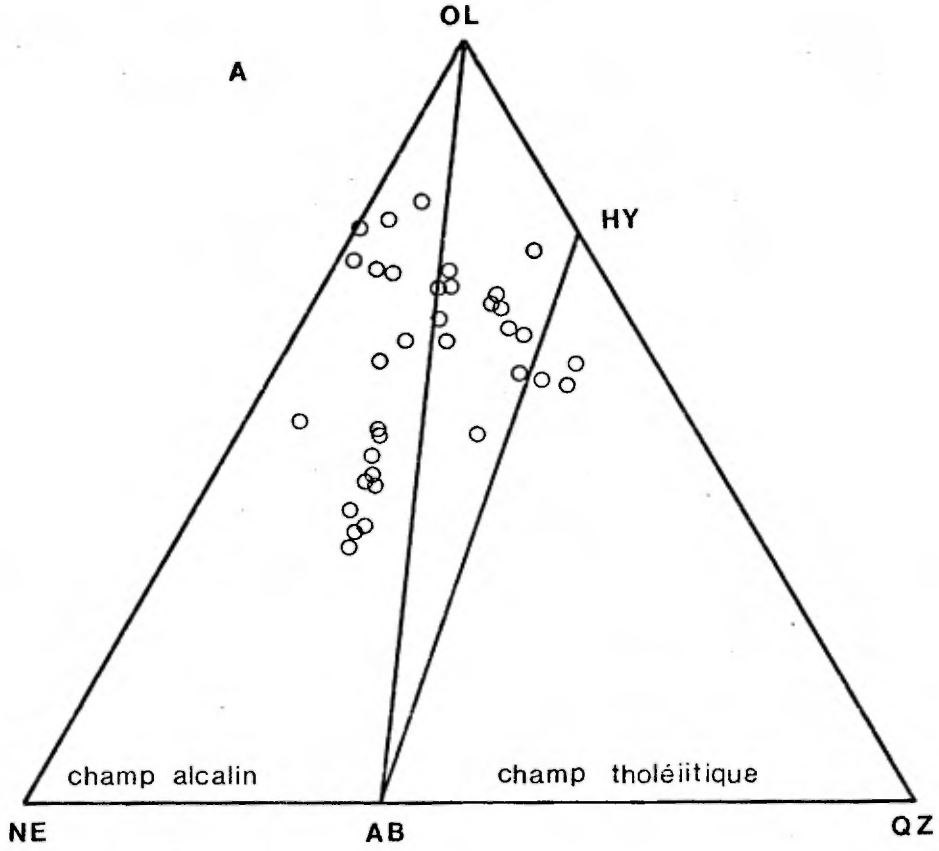
TABLEAU VII

Pourcentage moyen et écart-type des éléments majeurs des basaltes provenant de 6 magmas types. D'après Pearce, 1976

	OFB	LKT	CAB	SHO	OIB	CON	Total
	N:75	N:37	N:75	N:21	N:75	N:75	N:358
				Moyennes			
SiO_2	49.56	51.60	52.12	50.80	46.86	48.81	49.67
TiO_2	1.42	0.81	1.07	1.03	3.04	2.47	1.82
Al_2O_3	16.09	16.40	18.07	16.82	16.45	14.41	16.30
FeO	10.17	10.16	8.89	8.23	10.90	12.00	10.32
MgO	7.69	5.92	5.00	5.88	5.55	5.96	6.01
CaO	11.34	10.27	9.67	9.06	9.96	10.05	10.18
Na_2O	2.80	2.03	2.95	3.11	3.37	2.90	2.91
K_2O	0.24	0.43	0.94	2.51	1.36	0.95	0.93
				Ecart-type			
SiO_2	0.69	2.32	1.92	1.52	2.74	2.40	2.80
TiO_2	0.30	0.39	0.33	0.24	0.82	0.83	1.02
Al_2O_3	0.84	2.15	1.58	1.38	1.57	2.16	2.05
FeO	1.13	2.33	1.13	0.84	1.43	1.78	1.89
MgO	0.90	1.84	1.37	1.53	1.30	1.25	1.60
CaO	0.60	1.29	1.11	1.05	1.34	1.04	1.26
Na_2O	0.28	0.47	0.50	0.52	0.86	0.68	0.70
K_2O	0.14	0.28	0.46	0.59	0.84	0.48	0.76

OFB: basalte de fond océanique
LKT: tholéiites d'îles en arc
CAB: basalte calco-alcalin
SHO: shoshonites
OIB: basalte d'île océanique
CON: basalte continental

Figure 17: A) Tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962); projection du diopside sur le plan QZ-OL-NE. B) Diagramme A-F-M. Ligne de division des champs, Irvine et Baragar, 1971.



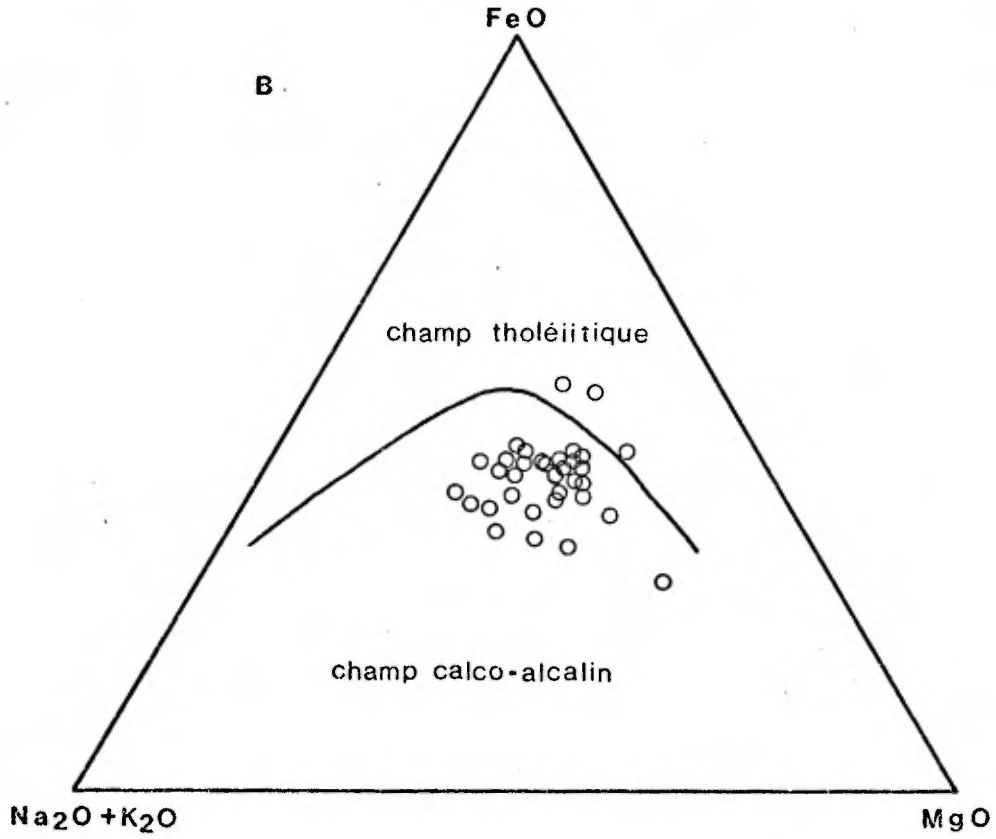
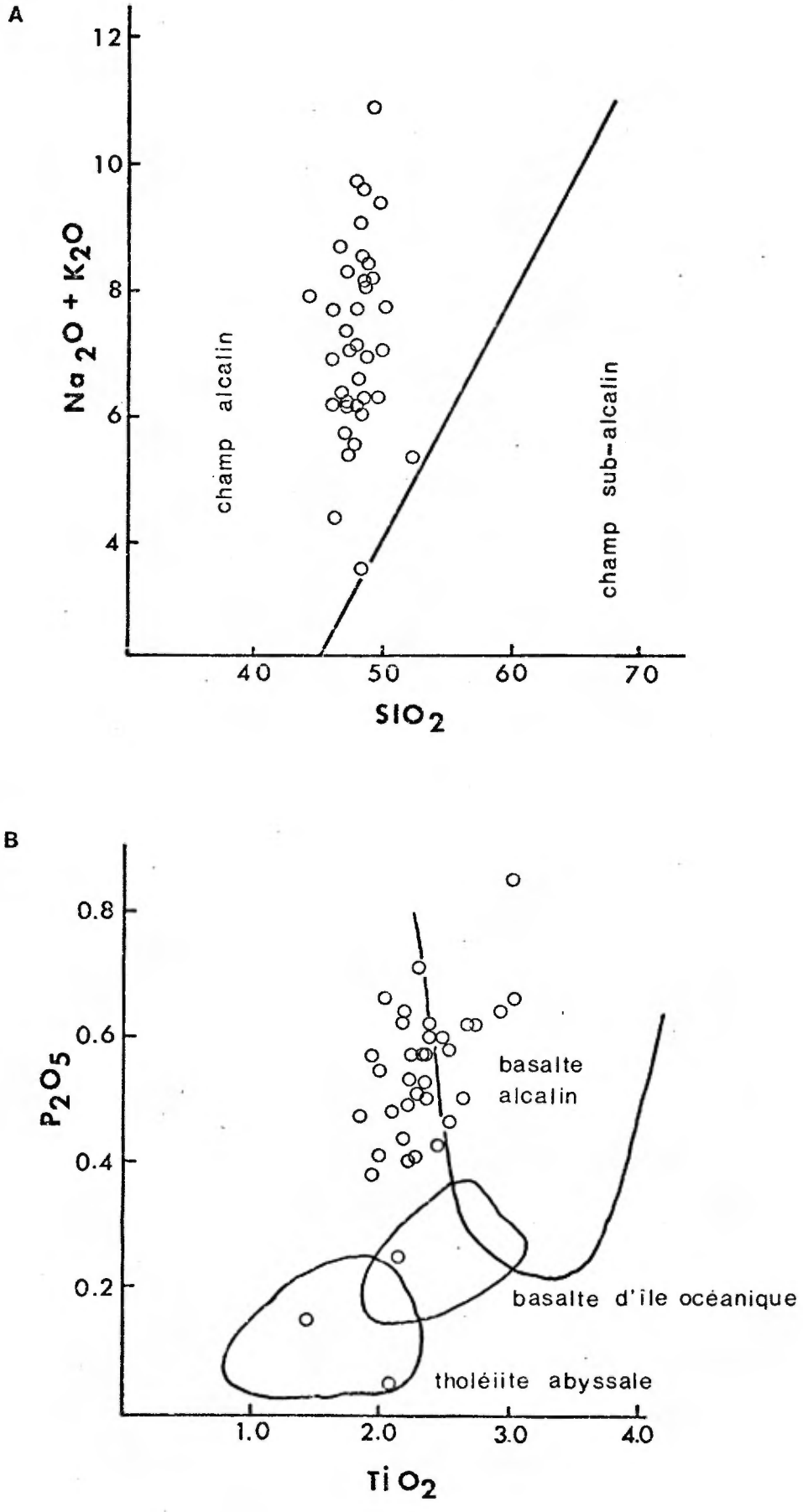


Figure 18: A) Diagramme binaire Na_2O K_2O vs SiO_2
B) Diagramme de variation P_2O_5 vs TiO_2, d'après Ridley et al (1974).



résultats de Ridley et al.(1974). Même si une bonne partie des échantillons appartiennent au champ alcalin, la dispersion est très grande et aucune conclusion définitive ne peut être apportée.

Une étude des variations des éléments majeurs de ces basaltes ne nous permet donc pas d'établir à quelle classe ils appartiennent. Il est possible que d'autres types d'analyse permettent de résoudre le problème, mais l'altération très avancée de ces roches posera de sérieuses limitations à ces études.

Conclusion

Notre étude des roches volcaniques de la Formation de Cap-au-Diable nous permet de déterminer que ce sont des basaltes ayant une affinité avec les basaltes alcalins. Les résultats sont trop limités cependant pour que nous nous aventurions à établir un environnement tectonique lié à l'épanchement de ces laves.

Il n'est pas possible non plus de faire de corrélation avec les roches volcaniques du Groupe de Windsor des Provinces Maritimes parce que ces roches sont très mal connues. Kelley (1970) mentionne la présence d'une coulée de porphyre trachytique au sud-ouest de l'Ile du Cap-Breton et de deux coulées de basalte amygdulaire sous la sous-zone E à Stellarton Gap, sur le flanc nord du Horst d'Antigonish. Aucune analyse chimique de ces roches n'a été portée à notre connaissance. Schenk (1968) écrit que le volcanisme carbonifère des maritimes est alcalin, mais il ne discute pas de ce problème.

CHAPITRE VI

STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DE LA FORMATION DE CAP-AUX-MEULES

Introduction

La Formation de Cap-aux-Meules, telle que définie au Chapitre II, est une séquence argilo-arénacée qui repose en discordance d'érosion sur les Formations de Havre-aux-Maisons et de Cap-au-Diable. Ses relations avec le Groupe de Pictou, à l'Ile Brion, ne sont pas établies puisqu'on ne peut déterminer, pour l'instant, si les deux unités sont concordantes ou séparées par la discordance. Nous avons introduit deux nouveaux termes pour désigner les assemblages lithostratigraphiques de la Formation de Cap-aux-Meules: le Membre de l'Etang-du-Nord, à la base, constitué d'une interstratification de grès, de siltstones, de mudstones, de conglomérats et de calcaires dolomitiques; et le Membre de l'Etang-des-Caps, au sommet, composé de grès à grain fin à très fin et de siltstones, et caractérisé par la présence de stratifications et de laminations obliques géantes, sur toute l'épaisseur de l'unité.

Chacun des deux membres de la Formation de Cap-aux-Meules est remarquablement homogène sur toute l'étendue de l'archipel. Les seules variations notables sont observées à l'intérieur du Membre de l'Etang-du-Nord, dans lequel les calcaires dolomitiques n'existent qu'à Grosse Ile et à l'Ile Brion, alors que les conglomérats à fragments de roches volcaniques ne sont présents que dans la moitié méridionale de l'archipel, suivant ainsi la distribution des roches volcaniques de la Formation de Cap-au-Diable.

Le Membre de l'Etang-des-Caps est tout à fait homogène sur toute son aire d'affleurement.

Couleur des sédiments de la Formation de Cap-aux-Meules

Nous traitons en premier lieu de cet aspect des roches, puisque les mêmes observations et les mêmes conclusions s'appliquent aux deux membres de la formation.

Les sédiments terrigènes sont à 90 pour cent de couleur rouge et à 10 pour cent gris-vert. On note des traces de sédiments blanchâtres ou gris-beige. Les sédiments gris-vert sont plus abondants dans le Membre de l'Etang-du-Nord. La teinte rouge des matériaux n'est pas uniforme: les grès et les siltstones sont rouge-brun, rouge-brique ou rouilles, tandis que les mudstones sont plus bruns et plus foncés que les sédiments grossiers. Les matériaux rouges sont peu indurés. Ils sont cimentés par un hydroxyde de fer, mais un peu de ciment de calcite est présent par endroits.

Les sédiments gris-vert sont bien indurés. Ils sont caractérisés par un ciment de calcite (constituant jusqu'à 40 pour cent de certains échantillons), des nodules de calcite, des nodules et des cristaux de pyrite. Leur composition et leur géométrie sont les mêmes que celles des sédiments rouges.

Les sédiments gris-vert apparaissent en bandes, en plaques ou en mouchetures dans les sédiments rouges. Les bandes, qui peuvent mesurer entre un millimètre et plus de 30 m de largeur, sont parallèles aux plans de stratification ou les recoupent en suivant les fractures. On n'observe pas de strates rouges et vertes interstratifiées.

Les séquences exposées à la Pointe Shea, au Cap aux Meules, à la Pointe-Basse et au Cap Dauphin sont composées entièrement de sédiments gris-vert. Les matériaux gris-vert de la Pointe-Basse et du Cap au Meules passent latéralement, à l'intérieur des mêmes strates, à des sédiments rouges et le changement de couleur se fait graduellement sur une distance de quelques mètres. Dans les deux autres coupes, on n'observe pas directement le changement de couleur, mais des couches rouges sont situées dans le prolongements de couches de matériaux gris-vert. Ces quatre séquences sont localisées près de zones de failles.

Ces variations de la couleur des sédiments ont été interprétées différemment selon les auteurs. Clarke (1911) et Alcock (1941) proposent que les sédiments gris-vert et les sédiments rouges appartiennent à deux unités stratigraphiques différentes: une unité basale de matériaux gris-vert et une unité supérieure de lits rouges, en discordance sur la première. Par la suite, Bell (1948) et Sanschagrin (1964) ont montré que les changements de couleur se faisaient latéralement à l'intérieur des séquences et ils ont fait l'hypothèse que ces variations représentaient des faciès différents. Bell ne spécifie pas de quels faciès il s'agit, tandis que Sanschagrin, sans étayer son hypothèse d'aucun argument stratigraphique ou pétrographique, suggère que les matériaux gris-vert sont marins et les lits rouges continentaux. On ne peut retenir cette hypothèse puisque les changements de couleur s'opère dans une même strate et sur des distances de quelques mètres, de quelques centimètres dans certains cas.

Les observations que nous avons rapportées plus haut nous conduisent pour notre part aux conclusions suivantes: les sédiments rouges et gris-vert appartiennent aux mêmes faciès de dépôt et aux mêmes unités stratigraphiques, puisque les passages des matériaux d'une couleur à ceux

de l'autre couleur s'effectuent à l'intérieur des mêmes strates et sur des distances très courtes; la coloration gris vert est liée à un processus post-sédimentaire étant donné a) son association à des zones de fractures ou des zones poreuses, b) que le passage d'une couleur à une autre recoupe la stratification, c) la présence d'abondants nodules de pyrite dans le grès vert, ce qui suggère une transformation partielle des hydroxydes de fer en sulfures de fer.

STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ETANG-DU-NORD

Introduction

Le Membre de l'Etang-du-Nord est constitué de sédiments terrigènes et d'un peu de calcaire dolomitique. Une estimation de terrain indique que les lithologies principales affleurent dans les proportions suivantes: grès, 80 pour cent; mudstones, 12 pour cent; siltstones, 8 pour cent. Les calcaires et les conglomérats fournissent moins de un pour cent des matériaux. Les pourcentages relatifs des différentes lithologies varient d'une coupe à l'autre, mais le grès est partout le type de roche le plus abondant.

Grès et siltstones: textures

La géométrie des siltstones est la même que celle des grès; nous les décrirons donc ensembles. Les textures décrites, toutefois, sont celles des grès.

La granulométrie des grès a été mesurée en lames minces (7 échantillons) et par tamisage (3 échantillons).- Aucune correction n'a été apportée aux résultats pour les uniformiser. La distribution statistique des granulométries

des dix échantillons est représentée dans les histogrammes de la Figure 19 et dans les courbes à pourcentages cumulatifs des Figures 20 et 21. Les paramètres statistiques appliqués à la granulométrie de ces échantillons sont présentés dans le Tableau VIII. La localisation des échantillons est fournie à l'Appendice 1. La Planche 16, Figures 1 à 4 et la Planche 17, Figures 1 et 2, illustrent en microphotographies la texture de ces grès.

La granulométrie moyenne (M_Z) de chacun des échantillons analysés se situe entre 2.41 Φ (0.2 mm) et 3.92 Φ (0.06 mm), soit dans la classe du grès à grain fin et très fin. On observe aussi, sur le terrain, dans les strates de grès à grain fin et très fin, de fines laminations de grains dont les diamètres mesurent entre 0.5 et un millimètre. On observe également des grès à grain grossier et très grossier, associés à des conglomérats polylithiques dans le remplissage de chenaux d'érosion.

Les sédiments analysés sont en moyenne modérément bien triés, mais ce paramètre varie beaucoup d'un échantillon à l'autre. L'arrondi des grains est aussi très variable, allant de anguleux à bien arrondi, sauf dans la fraction grossière (plus grande que 2 Φ) où les grains sont sub-arrondis à bien arrondis.

La matrice argileuse est toujours inférieure à cinq pour cent du volume de la roche. Le grès rouge à ciment d'hématite est poreux et friable. Le grès gris-vert, cimenté par de la calcite, n'est pas poreux et résiste bien à l'érosion. Dans les échantillons tamisés, on observe dans la fraction grossière une abondance de grains à la surface dépolie.

Figure 19: Histogrammes illustrant la distribution granulométrique des grès du Membre de l'Etang-du-Nord.

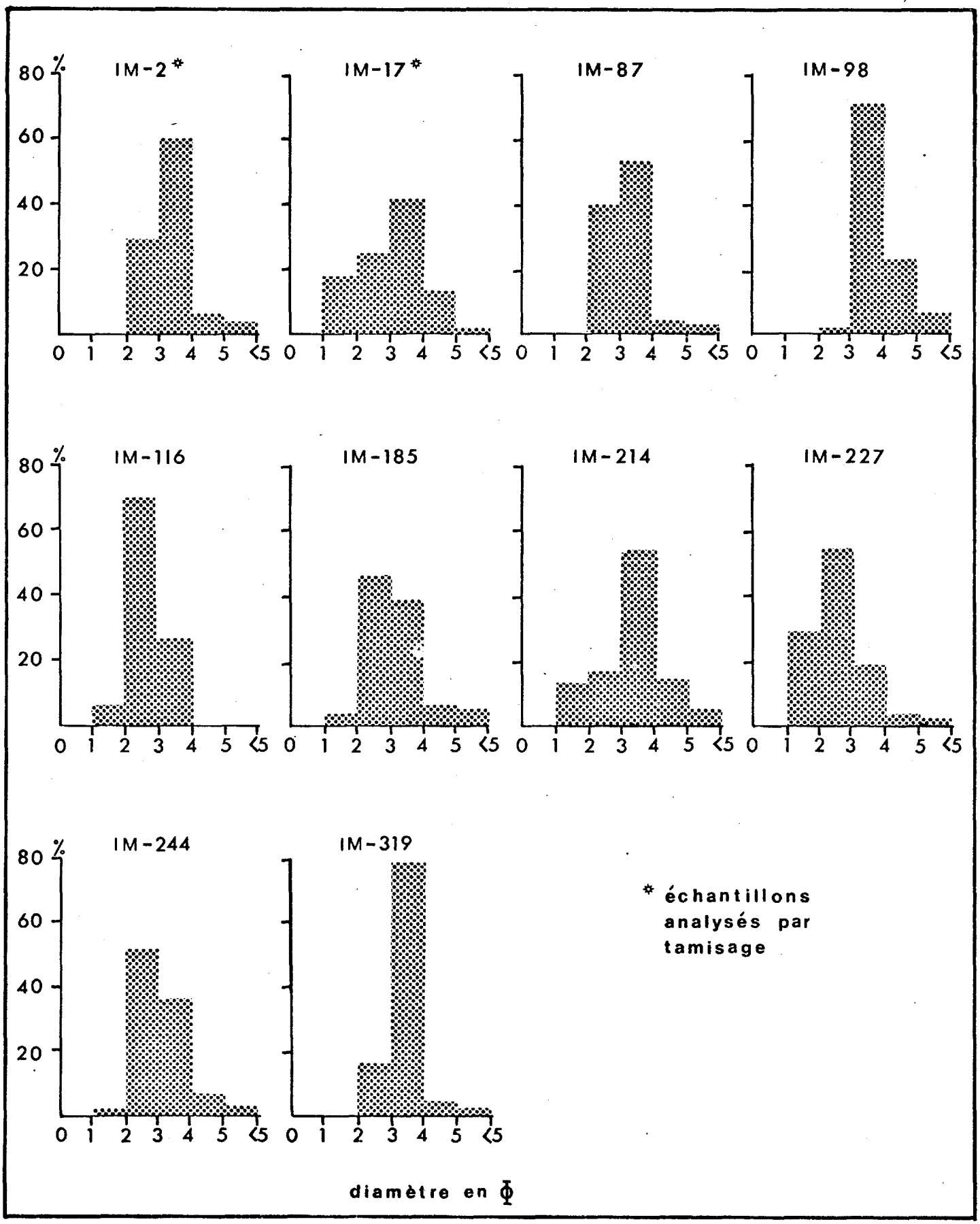


Figure 20: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 5 échantillons du Membre de l'Etang-du-Nord.

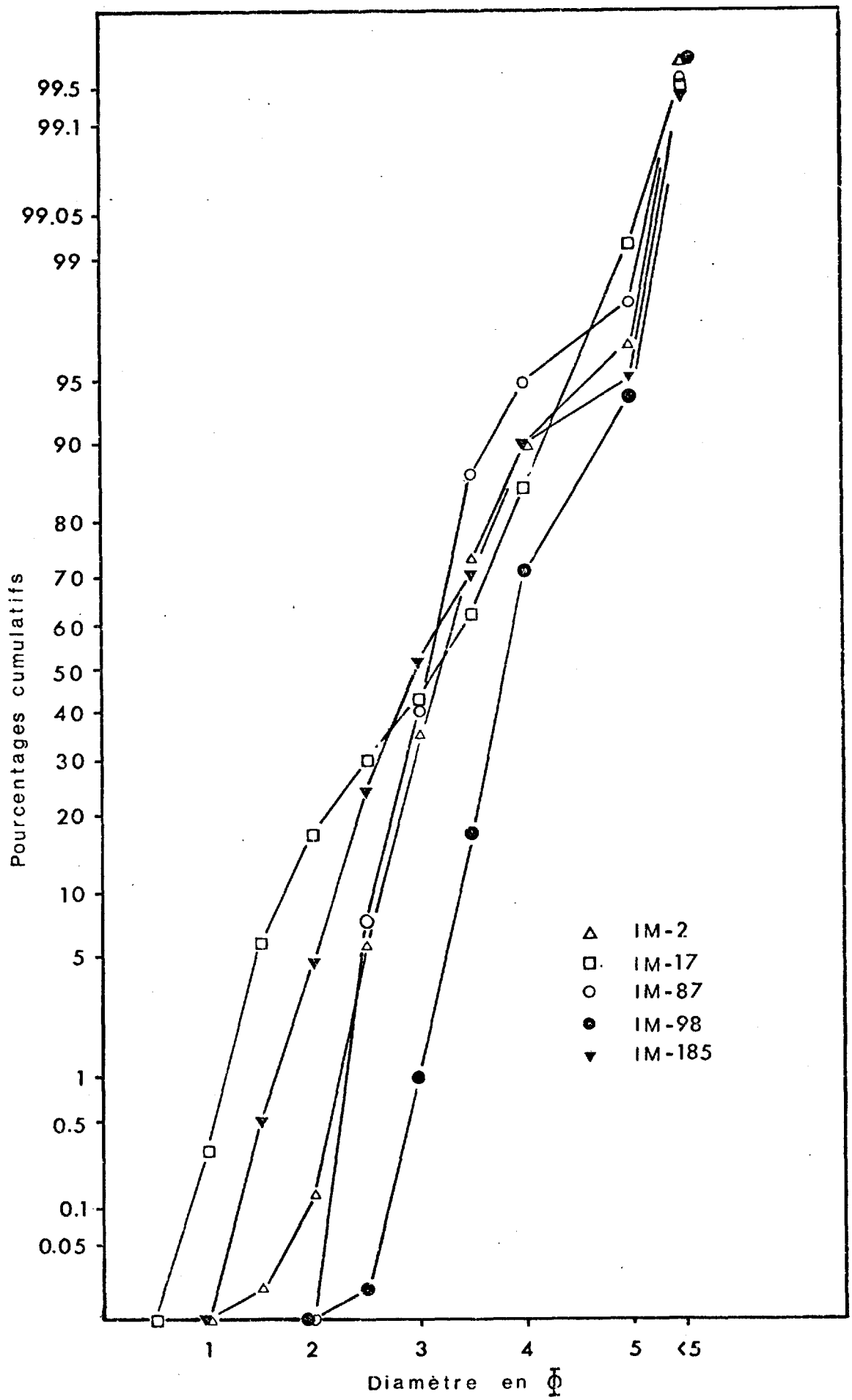


Figure 21: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 5 échantillons du Membre de l'Etang-du-Nord

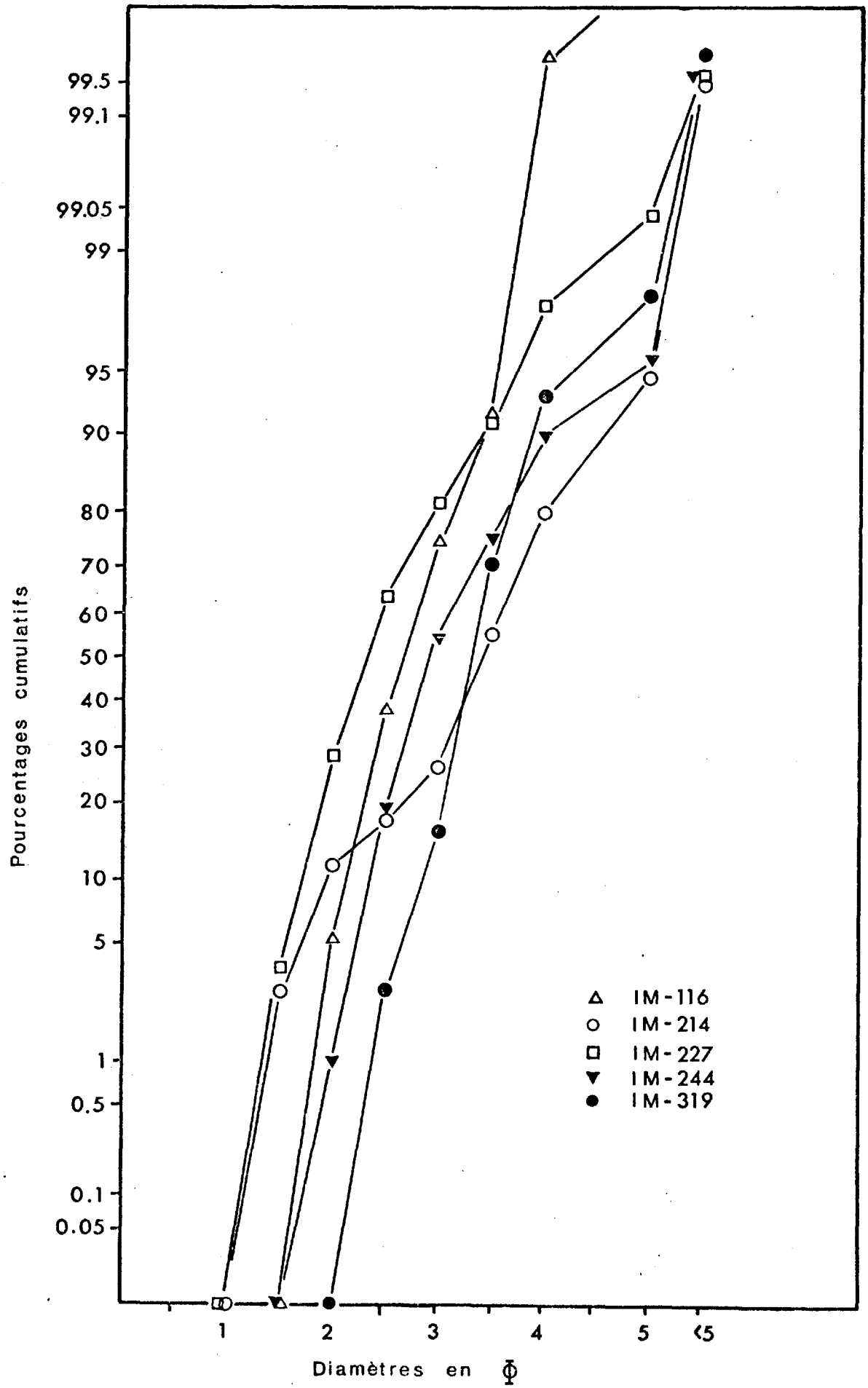


TABLEAU VIII

Paramètres statistiques de la granulométrie des grès
du Membre de l'Etang-du-Nord

# échan.	Md	Mz	σ_i	Sk.	Kg	Φ1%
IM- 2	3.20	3.24	0.59	0.36	1.25	2.26
IM- 17	3.17	3.03	1.10	0.15	1.25	1.17
IM- 87	3.07	3.07	0.46	0.14	1.35	2.31
IM- 98	3.81	3.92	0.51	0.36	1.35	3.01
IM-116	2.65	2.70	0.49	0.16	0.99	1.62
IM-185	2.98	3.05	0.82	0.25	0.94	1.65
IM-214	3.43	3.34	0.95	0.17	1.45	1.40
IM-227	2.34	2.42	0.64	0.23	1.27	1.35
IM-244	2.95	3.07	0.75	0.36	1.22	2.00
IM-319	3.33	3.36	0.43	0.12	1.41	2.38

Composition

La composition du grès est uniforme sur toute l'épaisseur du Membre de l'Etang-du-Nord. Le quartz poly- et mono-cristallin et un peu de chert constituent entre 90 et 95 pour cent des grains. Le feldspath potassique, le plagioclase et la perthite comptent pour 5 à 8 pour cent de la fraction gréseuse. Les fragments de roches: calcaires, mudstones, roches volcaniques et gypse, totalisent moins de deux pour cent des grains. Les minéraux opaques et de petits grains de zircon apparaissent en traces. La biotite peut être un constituant important de certains échantillons: de 2 à 5 pour cent des grains.

Stratification

La puissance des couches de grès et de siltstones varie entre un millimètre et cinq mètres mais, dans l'ensemble, les lits ont entre 10 et 150 cm d'épaisseur. Les couches de plus de deux mètres sont plus abondantes au sommet de l'unité; les lits minces et les laminations sont pour la plupart interstratifiés avec le mudstone. Les contacts entre les couches sont nets et généralement plans; les couches lenticulaires et les contacts ondulants sont rares.

Structures sédimentaires externes

Les structures sédimentaires externes sont par ordre décroissant de fréquence: les rides d'oscillation (ripple marks), les empreintes de fissures de retrait (mud cracks), les chenaux d'érosion, les canelures, les dykes clastiques et les empreintes de charge. Les deux premières structures sont communes, les autres rares. Elles sont trop peu abondantes et trop dispersées, géographiquement et

stratigraphiquement, pour être utiles à une reconstitution des directions de transport.

Les rides d'oscillation sont de plusieurs types: rides simples symétriques et rides simples asymétriques, longitudinales, linguoïdes et en croissant (voir la Planche 6, Figure 2). Ces rides ont entre un et deux centimètres d'amplitude et leur longueur d'onde moyenne varie entre 5 et 20 cm. Elles se retrouvent généralement dans des couches minces de grès intercalées dans les séquences de mudstones.

Les fissures de retrait apparaissent elles aussi dans les séquences de mudstones-grès, communément associées aux rides d'oscillations. Les polygones mesurent entre 15 et 25 cm de diamètre. Les fentes ont de un à deux centimètres de largeur et moins de 5 cm de hauteur (voir la Planche 6, Figure 3). Des polygones de plus grande dimension ont été observés à l'ouest de Bassin, dans l'Ile du Havre-Aubert. Ces polygones atteignent près d'un mètre de diamètre et les empreintes des fissures ont 15 cm d'épaisseur et jusqu'à 20 cm de relief.

Les chenaux d'érosion ont des dimensions qui varient entre quelques centimètres de largeur et de profondeur, et 15 m de largeur par 2 m de profondeur. Ils sont comblés de matériaux plus grossiers que les sédiments encaissants. Ils sont plus abondants à la base de l'unité.

Les cannelures atteignent un mètre de longueur et deux centimètres de relief. Elles ont été observées à Bassin et au Cap-Dauphin. Les dykes clastiques sont à l'échelle centimétrique et recoupent aussi bien les strates de grès que les lits de mudstone. Les empreintes de charge, de taille centimétrique, sont très rares.

En plus des structures inorganiques, on observe des structures d'origine organiques à la surface des bancs de siltstones et de grès. Elles sont toutes concentrées dans la coupe côtière située au sud du Cap Noir. On note, dans d'autres coupes, des structures qui sont peut-être d'origine organique, mais nous n'avons pu le déterminer avec certitude. Les structures reconnues sont soit des pistes fossiles, soit des terriers. Les pistes sont des formes sinueuses au sommet des lits. D'une longueur maximale de 20 cm et d'une largeur variant entre 0.5 et 1 cm, elles se distinguent de la roche adjacente par un film de matière sombre qui en souligne le contour. Les structures attribuées à des terriers sont des moulages de tubes de 30 cm de longueur, ou moins, et d'un diamètre n'excédant pas 2 cm (voir la Planche 7, Figure 3). Les matériaux de remplissage du terrier sont disposés en arc.

Structures sédimentaires internes

Deux structures sédimentaires internes dominent dans les couches de grès et de siltstones: ce sont les laminations parallèles et les laminations obliques. On n'observe que de très rares déformations syn-sédimentaires.

Les laminations parallèles constituent la structure la plus commune. Elles sont très bien développées, très régulières et continues latéralement. Elles sont marquées par de faibles variations de la granulométrie des sédiments. On rencontre aussi des feuillets de plus d'un centimètre d'épaisseur à l'intérieur de strates plus épaisses. Ces feuillets ne peuvent être appelés laminations, au sens strict du terme, mais ils constituent des unités de sédimentation du même ordre que les laminations.

Pour faciliter leur description, nous avons groupé les laminations obliques en trois classes: les rides, de moins de 4 cm d'amplitude (Allen, 1970); les laminations obliques de taille moyenne, entre 4 et 50 cm d'amplitude; les méga-laminations obliques, entre 50 cm et plus de 3 m d'amplitude. Comme nous le verrons plus loin, lorsque nous discuterons des milieux de dépôt du Membre de l'Etang-du-Nord, cette classification n'est pas seulement pratique, elle correspond à des faciès de dépôt différents. Tous ces types sont rencontrés dans des couches interstratifiées, mais les méga-laminations obliques sont plus abondantes vers le sommet de l'unité.

Les rides rencontrées le plus communément appartiennent au type appelé "ripple -drift cross-lamination" de Joppling et Walker (1968). On y remarque une gradation complète entre les rides d'accrétion (climbing ripples) où les laminations frontales seules sont observées et les rides où les laminations frontales et sommitales sont conservées. Ces rides sont associées à des taux de sédimentation élevés (Blatt et al., 1972). On les trouve soit dans des couches minces de grès interstratifiées dans les séquences de mudstones, soit au sommet de couches épaisses de grès, associées à des laminations parallèles et obliques de taille moyenne.

Les laminations obliques de taille moyenne (4 à 50 cm d'amplitude) appartiennent soit à des remplissages de fosses (voir la Planche 7, Figure 2), soit à des couches tabulaires (voir la Planche 6, Figure 2). Dans les deux cas, les laminations sont tangentielles à la base et tronquées au sommet. L'angle maximum d'inclinaison des laminations par rapport à la stratification est voisin de 25 degrés. Lorsqu'elles remplissent des fosses, elles sont associées à des laminations parallèles et à des rides de courant.

Les méga-laminations obliques sont abondantes surtout au sommet de l'unité, mais on en rencontre sur toute l'épaisseur du membre. Elles forment des couches tabulaires atteignant trois mètres d'épaisseur. Elles sont tangentielles à la base et tronquées au sommet. Leur inclinaison par rapport à la stratification atteint 30 degrés.

Mudstones

Les sédiments fins, tant mudstones que claystones, ont été cartographiés en bloc et appelés mudstones. Selon nos estimations de terrain, il existe une gradation complète entre les mudstones et les claystones.

Le mudstone apparaît sur toute l'épaisseur du Membre de l'Etang-du-Nord, mais il est plus abondant à la base de l'unité. Il est surtout concentré dans des séquences bien définies d'une trentaine de mètres d'épaisseur, au maximum, constituées d'une interstratification de mudstones et de grès. Ces séquences sont séparées par des intervalles gréseux très épais où le mudstone est absent ou en rares et minces couches isolées.

Les mudstones se présentent en strates millimétriques à métriques, avec une dominance des strates de 20 à 40 cm d'épaisseur. Les strates sont tabulaires; les surfaces inférieures et supérieures sont nettes, planes ou légèrement ondulantes. Les couches isolées dans le grès sont souvent discontinues. La partie supérieure de certains lits a été érodée et les fragments se retrouvent dans les couches de grès sus-jacentes.

On observe peu de structures sédimentaires dans les mudstones. A l'exception des fissures de retrait qui sont

relativement communes, elles se limitent à des déformations plastiques isolées, probablement dues à des phénomènes de fluage très localisé. Ces roches sont dépourvues de fossiles.

Conglomérats

On distingue dans le Membre de l'Etang-du-Nord trois types de conglomérats: deux sont des conglomérats monolithiques intraformationnels, présents sur toute l'épaisseur de l'unité, le troisième est un conglomérat polylithique restreint à la partie basale de l'unité.

Conglomérats monolithiques intraformationnels

Les conglomérats monolithiques intraformationnels se différencient par la composition des fragments: le premier type est composé de fragments de mudstones ou de grès rouges, alors que le second ne contient que des fragments de calcaire microcristallin dolomitique. Le conglomérat à fragments de mudstones et de grès apparaît à tous les niveaux du Membre de l'Etang-du-Nord et il est réparti sur tout l'archipel. Le second type n'affleure qu'à Grosse Ile et à l'Ile Brion, associé au lits de calcaire cristallin dolomitique.

Les fragments de mudstones et de grès rouges ont des diamètres qui varient entre 2 mm et 40 cm. Les fragments de mudstones sont anguleux, allongés et parfois concaves vers le sommet du lit; les fragments de grès sont arrondis et discoïdaux (voir les Planches 6 et 7, Figures 4). La matrice est un grès rouge identique au grès interstratifié avec les conglomérats.

Les strates mesurent de quelques centimètres à environ

1.5 m d'épaisseur. Elles sont tabulaires et leurs contacts sont nets. Elles peuvent être massives ou granoclassées. Les granoclassements sont normaux ou inverses selon que les fragments sont concentrés à la base ou au sommet des couches. Les imbrications de galets sont communes.

Le second type est composé de fragments de 2 mm à 25 cm de diamètre. Leur sphéricité et leur émoussé sont très variables. Ils sont liés par une matrice de grès à grain fin et un ciment de calcite. Ce conglomérat affleure en lentilles de 10 cm à plus d'un mètre d'épaisseur et de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de longueur. Les imbrications de galets sont fréquentes.

Conglomérat polylithique

Le conglomérat polylithique est constitué de granules de cailloux, de galets et de rares blocs. Les fragments représentent plusieurs lithologies: basalte, calcaires, grès calcareux et mudstones. On y trouve aussi des grains de quartz atteignant un centimètre de diamètre et quelques moulages de fragments de plantes. La matrice est un grès à grain moyen à très grossier, quartzo-feldspathique. Le ciment est généralement ferrugineux, mais la calcite le remplace localement. Les fragments de basalte sont subarrondis; les fragments d'autres compositions sont subanguleux à anguleux.

Les conglomérats polylithiques remplissent des chenaux d'érosion dans les grès. La profondeur de ces chenaux varie de quelques centimètres jusqu'à 1.5 m. On observe dans le conglomérat les structures sédimentaires suivantes: laminations parallèles, laminations obliques de type fosse et imbrications de galets.

Ces conglomérats polylithiques sont intéressants parce que tous les fragments que nous avons identifiés proviennent des formations sous-jacentes de Havre-aux-Maisons et de Cap-au-Diable. On note aussi que les conglomérats à fragments de basaltes sont restreints à la partie sud de l'archipel, tout comme les séquences de laves. Les conglomérats ont donc une source locale et leur transport ne s'est effectué que sur de courtes distances. Il existait donc lors des premières phases de la sédimentation du Membre de l'Etang-du-Nord un relief sur le site actuel des Iles de la Madeleine. Ce relief a dû être aplani assez rapidement, ou ennoyé sous les dépôts, puisque les conglomérats polylithiques ne sont communs qu'à la base de l'unité.

Calcaire microcristallin dolomitique

Dans la coupe côtière au sud-ouest et au sud-est de Grosse Ile, de même qu'à l'Ile Brion, les sédiments terrigènes du Membre de l'Etang-du-Nord sont interstratifiés de quelques couches d'un calcaire microcristallin dolomitique. De minces lits de calcaire lithographique et de dolomie microcristalline ont aussi été observés dans la partie supérieure du forage de l'Ile Brion (SAREP, 1970). Il s'agit d'un calcaire finement grenu, en bonne partie dolomitisé, gris-clair et pyriteux (voir la Planche 17, Figure 4). Aucun fossile n'a été trouvé dans ces roches.

Les couches mesurent entre 5 mm environ et 15 cm d'épaisseur. Elles sont tabulaires ou lenticulaires. Les contacts sont nets. Le sommet des couches est fréquemment en partie érodé. On peut voir dans certaines couches le passage de ce calcaire au conglomérat à fragments de calcaire décrit précédemment.

Milieux de dépôt du Membre de l'Etang-du-Nord

La composition et la texture des sédiments du Membre de l'Etang-du-Nord fournissent des indications générales sur les milieux de dépôt et les conditions climatiques. La couleur rouge des matériaux et l'absence de sédiments et de fossiles marins sont de bons indices d'un environnement continental. La présence de grains de quartz dépolis, dans la fraction grossière des grès, suggère que le milieu était désertique, hypothèse renforcée par l'absence de fragments de plantes fossilisées et de charbon.

La géométrie des couches et les structures sédimentaires externes et internes nous permettent d'établir la présence de sédiments appartenant à trois milieux de dépôt: fluviatile, éolien et de sabkha continentale.

Du milieu fluviatile, on reconnaît les dépôts des chenaux et les dépôts de débordement sur la plaine inondable. Les dépôts de chenaux comprennent trois faciès: les lentilles de grès et de conglomérats polylithiques remplissant des chenaux d'érosion, les ensembles de stratifications obliques disposées en fosses imbriquées et les séquences de type "point bars".

Les séquences de "point bars" sont identifiées par la présence d'une suite de structures sédimentaires caractéristiques. Cette séquence a été établie et illustrée par Allen (1970) et revue et modifiée par Reineck et Singh (1973) et Cant et Walker (1976), entre autres. La séquence comprend, à la base, un ensemble de laminations obliques de type fosse, suivies et interdigitées de laminations parallèles, pour se terminer par des rides d'accrétions. Cette séquence repose sur des matériaux grossiers, massifs ou à laminations obliques mal définies, transportés sur le fond du chenal; elle est surmontée de sédiments fins

déposés au-dessus du niveau moyen de l'eau ou lorsque le chenal est abandonné.

Les séquences de "point bars" des Iles de la Madeleine ont entre un et deux mètres d'épaisseur. La suite typique des structures sédimentaires est présente, mais les dépôts grossiers, à la base, sont absents.

Les dépôts de débordement sur la plaine inondable comprennent les séquences de mudstones interstratifiés de lits minces de grès, à rides d'accrétions ou laminations obliques en couches presque tabulaires et à rides d'oscillation. Les mudstones sont souvent laminaires et on observe des fentes de retrait au sommet de nombreuses couches. Ce sont les caractéristiques normales des dépôts de la plaine inondable, telles que décrites par McKee (1966).

Les sédiments que nous attribuons à des sabkha continentales sont les calcaires microcristallins dolomitiques et certains lits de mudstone interstratifiés dans les grès. L'absence de faune marine dans les calcaires et leur association avec des sédiments fluviatiles et éoliens exclut toute autre possibilité qu'une accumulation dans des étendues d'eau temporaires, en milieu continental. La présence de fentes de retrait au sommet de plusieurs couches suggère une évaporation complète du plan d'eau. L'étendue réduite de sabkha est démontrée par la dimension restreinte des dépôts. Les couches de calcaires et de mudstones ne dépassent que rarement quelques dizaines de mètre de longueur et quelques centimètres d'épaisseur.

Les dépôts éoliens comprennent les bancs épais de grès à méga-laminations obliques et à laminations parallèles. Une bonne partie des grès massifs sont probablement eux aussi d'origine éolienne. Les critères d'identification de ces matériaux ne sont pas très bien établis, mais

Glennie (1970) en a fourni une description assez complète. C'est en comparant les grès des Iles de la Madeleine avec les matériaux décrits par Glennie que nous avons conclu à leur origine éolienne.

Le Membre de l'Etang-du-Nord est donc constitué d'une interstratification de sédiments fluviatiles, éoliens et de sabkha continentales, accumulés vraisemblablement sous un climat désertique. L'association de ces faciès est commune dans les déserts récents et anciens. Il serait hors de propos ici de discuter en longueur de cette question; une excellente description de ces dépôts et de leurs interrelations, de même qu'une revue de la bibliographie relative au sujet, est fournie par Glennie (1970).

Les dépôts des bassins de sédimentation des déserts sont généralement zonés. En bordure du bassin, à proximité des hautes terres qui l'entourent, on trouve les matériaux grossiers des cônes alluviaux. Vers le centre du bassin, la granulométrie des sédiments décroît et les sédiments fluviatiles s'interdigitent avec les dépôts des sabkha continentales et les sables éoliens. Dans ce contexte, les sédiments du Membre de l'Etang-du-Nord représentent les faciès de la partie centrale du bassin. Toutefois, la présence d'un relief local dans les premières phases de la sédimentation produit une certaine quantité de matériaux grossiers qui sont incorporés aux matériaux d'origine plus éloignée.

STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ETANG-DES-CAPS

Introduction

Le Membre de l'Etang-des-Caps est constitué entièrement de grès à grain fin ou très fin et d'un peu de siltstones rouges et accessoirement gris-vert. La caractéristique distinctive de ces sédiments est la présence de laminations et de stratifications obliques géantes sur toute l'épaisseur de l'unité.

Texture

Les mesures de la granulométrie des grès ont été effectuées sur onze échantillons: dix de ces échantillons ont été tamisés, l'autre a été étudié en lame mince. Les distributions statistiques des granulométries sont représentées dans les histogrammes de la Figure 22 et dans les courbes à pourcentages cumulatifs des Figures 23 et 24. Les paramètres statistiques appliqués à la granulométrie des échantillons sont présentés dans le Tableau IX. La Planche 17, Figure 3, illustre la texture d'un échantillon de ce grès. La localisation et une brève description des échantillons sont fournis à l'Appendice 1.

La granulométrie moyenne de chaque échantillon varie entre 3.77 Φ (0.073 mm) et 2.73 Φ (0.15 mm), soit dans les classes des grès à grain fin et très fin. La moyenne des échantillons se situe à 3.17 Φ (0.11 mm), soit dans la classe de grès à grain très fin. On observe aussi, sur le terrain, des laminations très fines de grains dont les diamètres varient entre 0.5 et 1 mm.

Figure 22: Histogrammes illustrant la distibution granulométrique des grès du Membre de l'Etang-des-Caps.

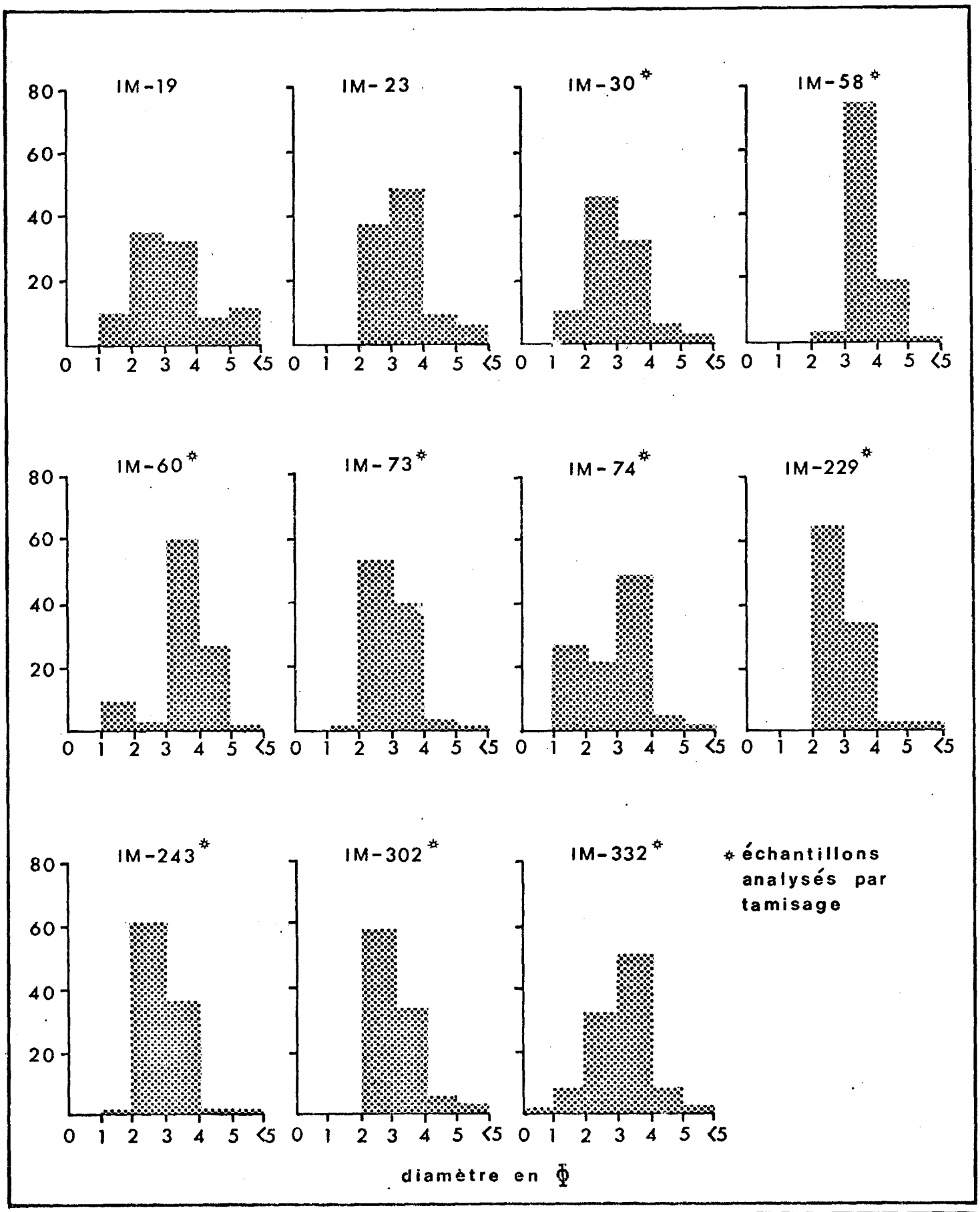


Figure 23: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 6 échantillons du Membre de l'Etang-des-Caps

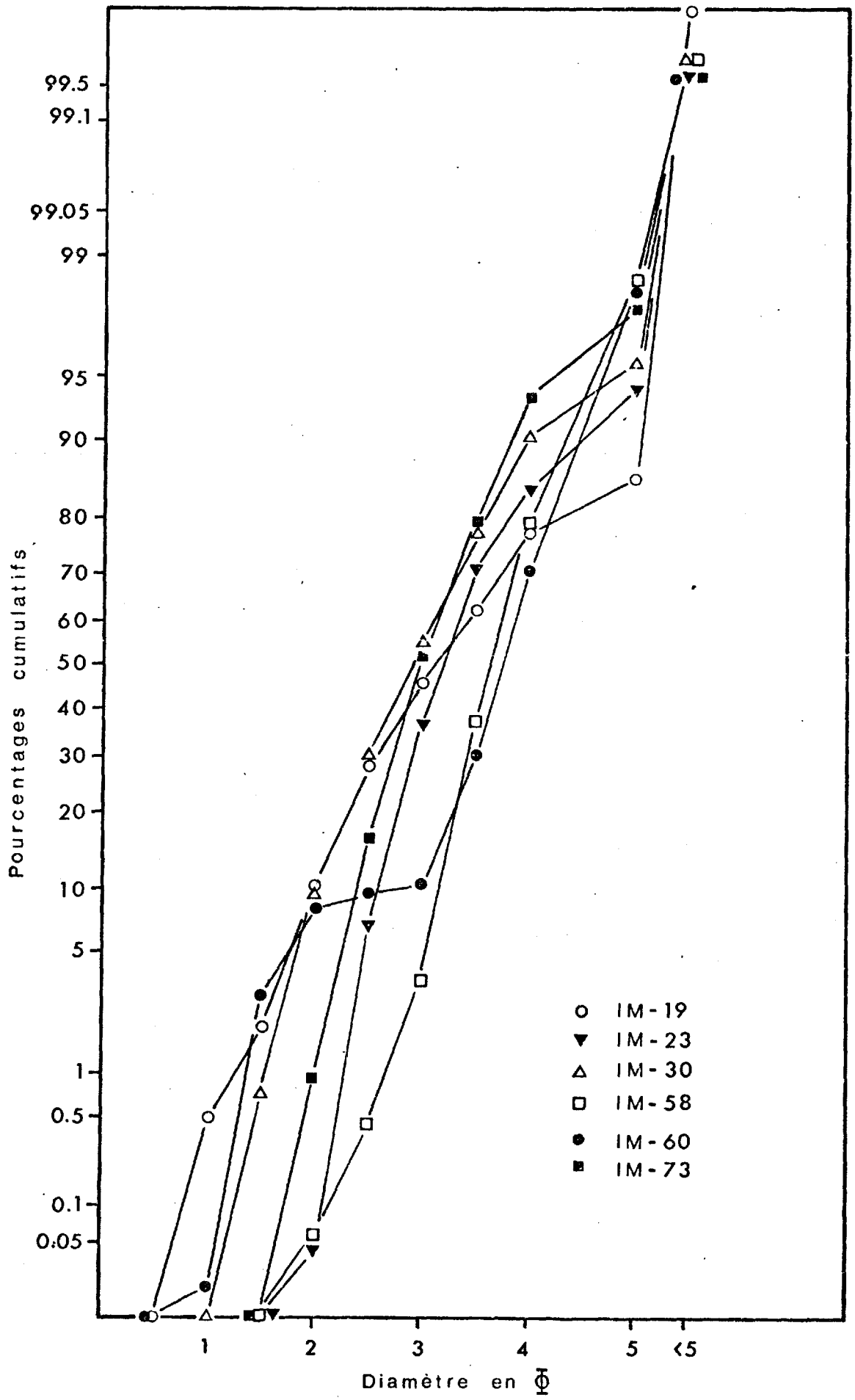


Figure 24: Courbes granulométriques à pourcentages cumulatifs de 5 échantillons du Membre de l'Etang-des-Caps

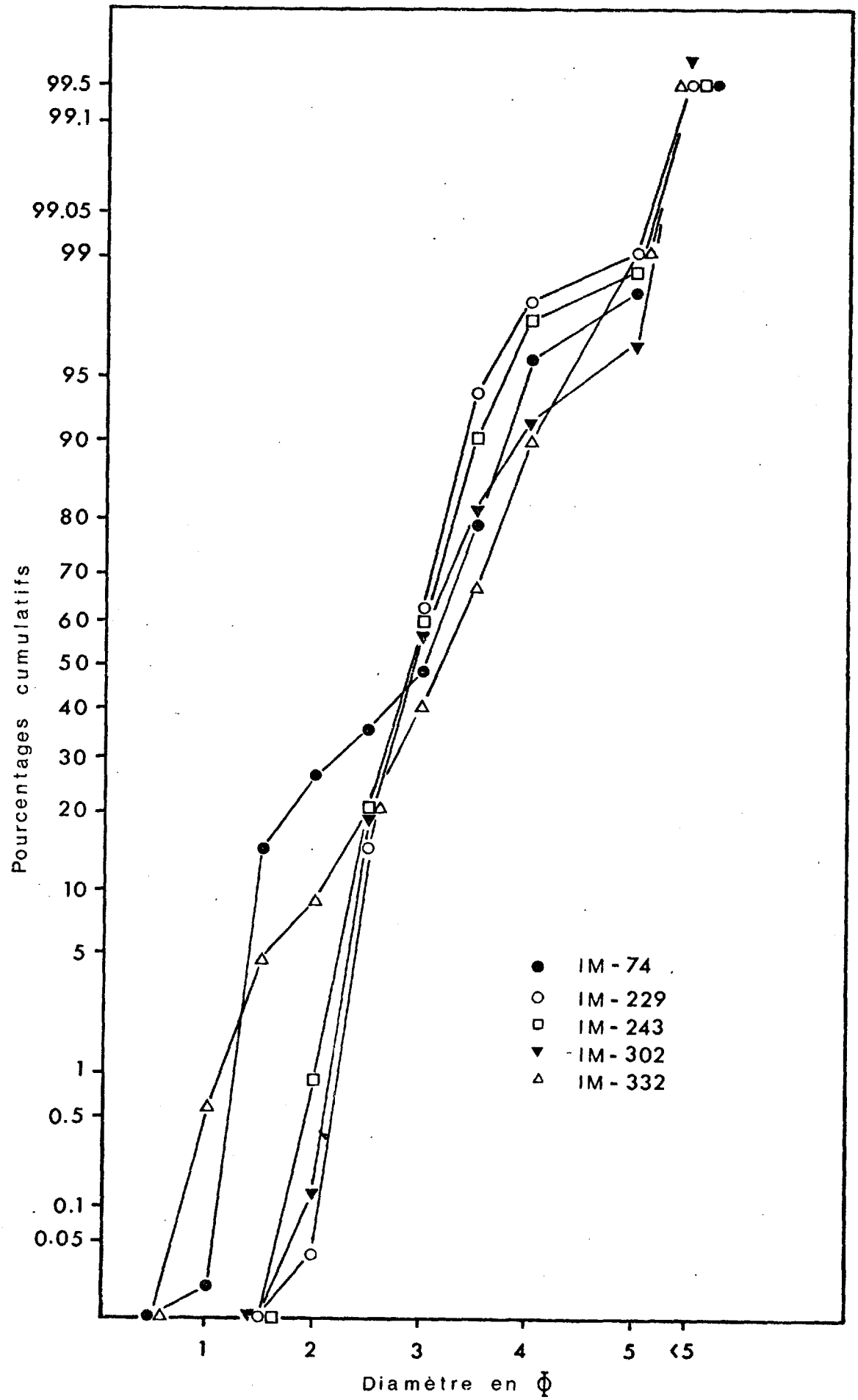


TABLEAU IX

Paramètres statistiques de la granulométrie des grès
du Membre de l'Etang-des-Caps

# échan.	Md.	Mz.	σ_I	Sk.	Kg	Φ1%
IM- 19	3.13	3.77	1.16	.22	.94	1.23
IM- 23	3.18	3.29	.72	.33	1.32	2.24
IM- 30	2.78	2.89	.81	.28	.93	1.55
IM- 58	3.64	3.68	.55	.19	1.15	2.67
IM- 60	3.74	3.73	.64	-.35	1.75	1.37
IM- 73	2.97	3.01	.58	.19	1.11	2.02
IM- 74	3.03	2.73	.94	-.36	.75	1.24
IM-229	2.78	2.86	.38	.33	1.11	2.22
IM-243	2.87	2.86	.46	.09	.83	2.00
IM-302	2.92	2.99	.63	.34	1.28	2.15
IM-332	3.17	3.11	.81	-.14	1.13	1.12

Le tri dans les échantillons analysés est pauvre à moyen. Les grains de la fraction grossière sont sub-arrondis à bien arrondis, alors que les grains de la fraction fine sont anguleux à sub-arrondis. Les grains de quartz de la fraction grossière montrent fréquemment des surfaces dépolies.

Composition

La composition des grès du Membre de l'Etang-des-Caps est la suivante: le quartz, poly- et monocristallin, constitue entre 92 et 95 pour cent des grains; le feldspath, de 2 à 3 pour cent; les fragments de roches (roches volcaniques, mudstones, gypse et calcaires), de 1 à 2 pour cent; les minéraux accessoires et les opaques, moins de un pour cent. Quelques échantillons contiennent une fraction micacée très réduite. Ces valeurs proviennent d'estimations visuelles sur des échantillons désagrégés examinés à la loupe binoculaire.

Géométrie interne et externe

La caractéristique dominante du Membre de l'Etang-des-Caps est l'uniformité de la géométrie des matériaux. De la base jusqu'au sommet de l'unité, grès et siltstones sont disposés en stratifications obliques et laminations obliques géantes. Cette uniformité n'est rompue, à intervalles irréguliers, que par des surfaces planes qui tronquent les couches obliques et quelques rares lentilles de grès à laminations parallèles. Cette géométrie particulière du Membre de l'Etang-des-Caps permet de l'identifier partout où il affleure. La Planche 8, Figures 1 à 4, illustrent différents aspects de cette structure caractéristique.

Les laminations et les stratifications individuelles ont des dimensions qui varient entre 0.5 mm et 10 cm d'épaisseur et 10 cm à plus de 20 m de longueur. Elles sont très régulières et uniformes. Elles se distinguent l'une de l'autre par de faibles variations granulométriques. L'angle maximum de repos atteint près de 35 degrés.

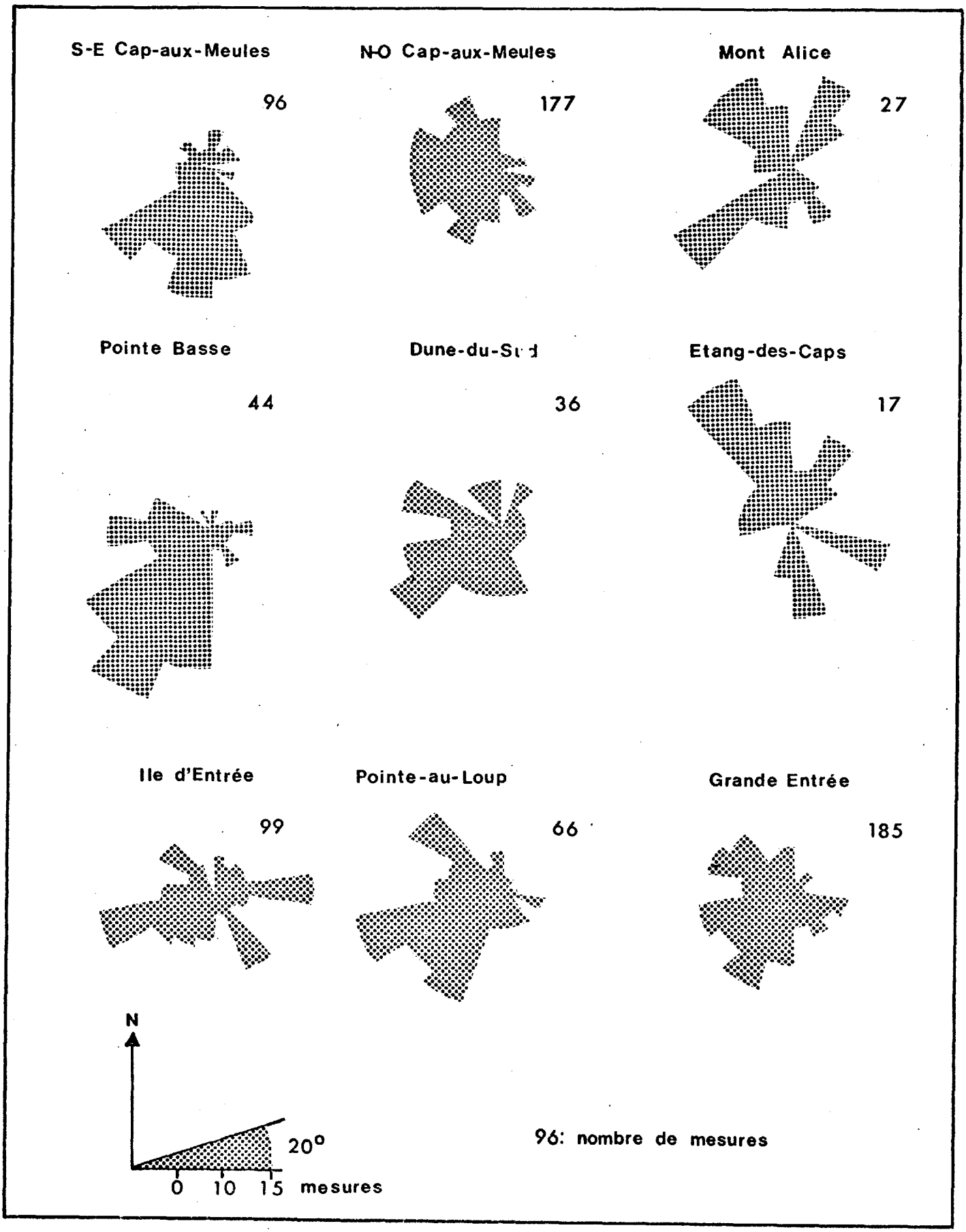
Les laminations et les stratifications obliques individuelles sont groupées en faisceaux compris entre 5 cm et plus de 2 m d'épaisseur et dont la longueur varie entre un et plus de 15 m. Les laminations et les stratifications obliques, à l'intérieur des faisceaux, peuvent être pratiquement parallèles aux limites du faisceau, ou elles peuvent être tangentielles à la base et tronquées au sommet. En plan, les faisceaux ont la forme de croissant dont les cornes sont dirigées dans la direction du dépôt.

Les faisceaux sont eux-mêmes groupés en unités qui peuvent compter plusieurs dizaines de faisceaux de même direction. La forme de ces unités est lenticulaire. Elles mesurent entre 0.5 et 15 m d'épaisseur et elles peuvent atteindre jusqu'à 20 m et plus de longueur. Ces unités sont limitées, à la base comme au sommet, par des surfaces d'érosion. Les faisceaux sont tangentiels à la surface basale et souvent tronqués par la surface supérieure.

Il existe, à l'intérieur du Membre de l'Etang-des-Caps, une zonation grossière des unités selon leur taille. Des niveaux de 3 à 10 m d'épaisseur sont constitués en totalité d'unités ayant moins de trois mètres d'épaisseur. Ces niveaux sont séparés par des intervalles de plus de cent mètres d'épaisseur dans lequels les unités atteignent 15 m d'épaisseur (voir la Planche 8, Figure 2).

Un total de 747 orientations de laminations obliques ont été mesurées dans le Membre de

Figure 25: Diagrammes en rosette illustrant la direction dominante de transport dans les grès du Membre de l'Etang-des-Caps



l'Etang-des-Caps. En autant que cela était possible, chaque mesure représente l'orientation d'une unité, en effectuant cette mesure dans l'axe de l'unité et en corrigeant pour le pendage de la stratification générale. Les résultats de ces mesures sont présentés à la Figure 25 sous forme de diagrammes en rosettes. Les résultats seront discutés un peu plus loin dans la section traitant du milieu de dépôt du membre.

Des laminations parallèles millimétriques apparaissent dans des couches lenticulaires de grès isolées dans les unités à laminations et stratifications obliques. Les lentilles mesurent entre 0.3 et 2 m d'épaisseur. Ces couches se comparent aux strates épaisses à laminations parallèles que nous avons observées dans le Membre de l'Etang-du-Nord.

Le Membre de l'Etang-des-Caps est recoupé à intervalles irréguliers par des surfaces planes, parallèles à la stratification. Ce sont des surfaces d'érosion qui recoupent les unités inférieures et sur lesquelles reposent les unités supérieures. Aucun dépôt ne caractérise ces surfaces.

Milieux de dépôt du Membre de l'Etang-des-Caps

Tout comme pour le Membre de l'Etang-du-Nord, la couleur rouge des matériaux et l'absence de sédiments et de fossiles marins suggèrent que les sédiments du Membre de l'Etang-des-Caps sont d'origine continentale. La présence de surfaces dépolies sur les grains de la fraction grossière est une indication que les conditions étaient désertiques.

Ce qui permet toutefois d'identifier assez facilement le faciès de dépôt de ces grès, c'est la présence de "stratifications entre-croisées géantes", superposées sur une épaisseur d'environ 300 m (et probablement plus) et dont l'angle maximum de repos des grains atteint près de 35 degrés. Seules des dunes éoliennes possèdent une structure interne semblable.

Les caractéristiques des dépôts éoliens ont été récemment résumées dans plusieurs travaux, en particulier, par Glennie (1970), Bigarella (1972), Reineck et Singh (1973) et Walker et Middleton (1978). Chacun de ces auteurs présente une bibliographie élaborée sur le sujet.

Les laminations obliques géantes sont le critère de base qui permet d'identifier des dunes éoliennes (on restreint même parfois les dépôts éoliens à ceux qui présentent cette structure). Cette attribution des laminations obliques géantes au seul faciès éolien a été mise en doute (voir Walker et Middleton, 1978, pour une discussion du sujet). On a suggéré qu'elles pouvaient résulter d'une sédimentation littorale (tidal sand waves). Mais, comme le montrent Walker et Middleton, le pendage des laminations obliques des formes littorales est beaucoup plus faible que celui des dunes éoliennes et les deux ne sauraient être confondues. Il ne faut pas oublier non plus que les structures littorales sont associées à des sédiments marins, ce qui n'est généralement pas le cas des dépôts éoliens désertiques.

Il y a très peu d'autres structures associées aux sédiments éoliens et elles sont loin d'être restreintes à cet environnement. Les rides éoliennes ne sont pas toujours présentes et leur amplitude est parfois si faible qu'elles se distinguent difficilement. Les

déformations pénécontemporaines produites dans les laminations frontales de la dune sont aussi très rares et en fait, plus communes dans d'autres milieux de dépôt. Les empreintes de gouttes de pluie et les traces d'animaux terrestres (dans les dépôts assez jeunes) peuvent être rencontrées, elles aussi, dans d'autres milieux. Ces structures sédimentaires servent surtout à confirmer une estimation établie à partir de la présence des laminations obliques géantes.

C'est donc la présence des laminations obliques géantes qui nous fait conclure que les grès du Membre de l'Etang-des-Caps représentent un champ de dunes fossilisées. Alcock (1941) avait déjà suggéré que certaines couches de grès gris, à "grandes stratifications entre-croisées", étaient probablement d'origine éolienne. Aucune description précise des roches ni preuve de cette suggestion n'étaient apportées. Aucun autre auteur, à notre connaissance, ne décrit des dépôts similaires dans le Paléozoïque des Provinces Maritimes.

La géométrie externe de ce champ de dunes n'est pas connue, ni ses relations latérales avec d'autres dépôts. Selon toute probabilité, les dunes doivent se faire plus rares en bordures du bassin et elles s'interdigiteront avec les dépôts fluviatiles. L'épaisseur totale de l'unité, 300 m; la hauteur des dunes, jusqu'à une vingtaine de mètres; la forme de faisceaux de laminations obliques, surtout des fosses, toutes ces caractéristiques nous permettent de comparer cette unité à la Formation de Casper du Wyoming et du Colorado dont la géométrie et l'âge sont comparables à ceux du Membre de l'Etang-des-Caps (voir le Tableau 1 de Walker et Middleton, 1978). La plupart des autres dépôts éoliens permiens de l'Ouest des Etats-Unis diffèrent de ceux du Membre de l'Etang-des-Caps surtout par la forme des laminations

obliques. Les laminations sont planaires tabulaires alors qu'au Iles de la Madeleine, comme dans la Formation de Casper, les laminations sont tangentielles.

A partir des mesures des directions de transport dans les grès du Membre de l'Etang-des-Caps, nous avons pu déterminer que la direction dominante des vents était comprise entre 220 et 240 degrés. Seules les mesures effectuées à Etang-des-Caps ont une orientation différente. Nous ne croyons pas que cela signifie que la direction du vent était autre dans cette région, mais que cela est dû au fait que le nombre de mesures est très restreint et donc peu représentatif.

CHAPITRE VII

APERCU DE LA MICROFLORE ET DE LA MICROFAUNE

Microflore algaire

La microflore algaire de la Formation de Havre-aux-Maisons est semblable à la microflore de même âge du Groupe de Windsor des Provinces Maritimes, bien qu'elle soit beaucoup moins riche et moins diversifiée. Aucun des horizons carbonatés n'a livré les riches assemblages de Dasycladacées (Koninckopora inflata, Koninckopora tenuiramosa, Nanopora) qui caractérisent la bordure de la plate-forme de la Nouvelle Ecosse (Mamet, 1970) et de Terre-Neuve (Jansa et al, 1978).

La Formation de Havre-aux-Maisons renferme plus de trente-cinq taxa d'Algues et de kystes algaires; on y reconnaît en effet:

Anthracoporella ? sp.
Anthracoporellopsis sp.
Atractyliopsis cumberlandensis Rich, 1974.
Archaeolithophyllum sp.
Calcisphaera laevis Williamson, 1881.
Calcisphaera pachysphaerica (Pronina, 1963).
Diplosphaerina cf. D. minima (Suleimanov, 1945).
Epistacheoides aff. E. nephroformis Petryk et Mamet, 1972.
Epistacheoides connorensis Mamet et Rudloff, 1972
Eotuberetina sp.1 et sp. 2
Exvotarisella index (Ehrenberg, 1854, emend. von Möller, 1879).
Fasciella kizilia Ivanova, 1973 (= Shartymophycus fusus Kulik, 1973).
Fourstonella fusiformis (Brady, 1876).
Girvanella staminea Garwood, 1931.
Girvanella wetheredii Chapman, 1908.
Issinella devonica Reitlinger, 1954.
Kamaena sp.

Kamaenella denbighi Mamet et Roux, 1974.
Koninckopora inflata (de Koninck, 1842).
Koninckopora tenuiramosa Wood, 1942.
Mitcheldeania sp.
Litostroma sp.
Nanopora cf. N. fragilissima Maslov, 1939.
Palaeoberesella lahuseni (von Möller, 1879).
Parathurammina sp.
Pekiskopora sp.
Polysphaerinella bulla (Conil et Lys, 1968)
Radiosphaera sp.
Radiosphaera denticulata Malakhova, 1975.
Stacheia sp.
Stacheoides tenuis Petryk et Mamet, 1972.
Stipulella sp.
Vicinesphaera sp.
Windsoporella radiata Mamet et Rudloff, 1972.

Si quelques Dasycladacées ont bien été observées dans les Iles de la Madeleine, elles sont toujours sous forme de fragments isolés; les Codiacées ne sont guère plus nombreuses, pas plus que les Palaeobésérelles qui ne forment pas de platiers algaires.

Les seuls assemblages abondants sont constitués par les Calcisphères qui sont toutefois flottées et apparaissent ainsi "indépendantes des faciès" (Mamet, 1970, Figure 6).

A partir de l'étude de microflores algaires du Permien, Flügel (1977) a défini dix-neuf "communautés" d'Algues. Une communauté suppose que les éléments qui la composent vivaient effectivement en commun. Or, la plupart des Algues des Iles de la Madeleine sont observées en tant que thalles brisés, micritisés et remaniés. Seuls quelques Stromatolithes apparaissent in situ. Nous ne pouvons donc grouper nos Algues par communautés et nous classerons empiriquement les Algues viséennes-namuriennes en dix groupes (Mamet et al., 1979).

1) Porostromates

Ceux-ci sont sans influence apparente sur la sédimentation. Les Girvanelles sont toujours rares. On pourrait penser que cette rareté s'expliquerait par la destruction diagénétique de ces tubes fragiles par le microspar ou la dolomie. Or, les quelques Girvanelles observées ont été bien préservées et nous pensons donc que les Porostromates étaient à l'origine peu communs dans les lagunes du Windsor.

2) Stromatolithes/Spongiostromates

Des Stromatolithes ont été observées in situ dans les sections de l'Ile Boudreau (voir la Planche 5, Figures 1 et 2). Dans l'Ile d'Entrée, on les observe dans des blocs remaniés. En lames minces, des tissus de Spongiostromates s'observent associés aux Fasciella encroûtantes.

3) Codiacées

Le groupe est très mal représenté. Nous n'avons reconnu ni Ortonella, ni Bevocastria, ni Garwoodia, trois genres communs du Viséen téthysien. Les seuls représentants notables sont les Mitcheldeania connues dans des nodules.

4) Algues phylloïdes

Aucune Algue phylloïde n'est connue.

5) Palaeobéréselles

Elles sont bien représentées, en particulier avec l'association de Foraminifères Endothyra-Endothyranopsis-Palaeotextularia. Le genre le plus répandu est Palaeoberesella, suivi par Kamaena et par Exvotarisella. Nous n'avons pas

reconnu des bafflestone formé par cette tribu.

6) Donezelles

Aucun représentant des Donezelles n'a été reconnu.

7) Dasycladacées

Windsoporella est la seule Dasycladacée relativement commune. Anthracoporella, Anthracoporllopsis, Atractyliopsis, Nanopora, Pekiskopora sont exceptionnels. Nous n'avons pas observé de buttes à Dasycladacées comparables à celles observées en Nouvelle-Ecosse (banks à Koninckopora; Mamet, 1970). Il n'y a pas de platiers à Dasycladacées.

8) Solénopores

Elles sont complètement absentes de nos sections.

9) Algues rouges encroûtantes d'origine indéterminée

Nous leur rapportons quelques fragments isolés de Litostroma. Cuneiphycus est absent et Archaeolithophyllum exceptionnel.

10) Ungdarelles

Stacheia et Stacheoides sont des éléments communs, associés aux algues tubulaires scalariformes.

Au niveau générique, la microflore est peu diversifiée. Au niveau spécifique, la plupart des genres sont monospécifiques. La sursalure explique en partie la pauvreté des Codiacées et des Dasycladacées, mais elle ne peut, à elle seule, expliquer l'absence des Solénopores et la rareté

des Girvanelles.

Au point de vue paléogéographique, la microflore algaire des Iles de la Madeleine n'est pas téthysienne. Elle semble, à première vue, posséder des affinités marquées avec l'Europe mais, si l'on examine de près la distribution des taxa communs à l'Europe et aux Provinces Maritimes, des deux côtés du Paléo-Atlantique, on s'aperçoit que ceux-ci sont des formes cosmopolites, circum-hémisphériques des mers chaudes du Carbonifère (Mamet et Roux, 1977). Ainsi, Fasciella kizilia, Palaeoberesella lahunesi, Calcisphaera laevis, Diplosphaerina et Eotuberitina se retrouvent dans toute la Téthys depuis l'Europe jusqu'en Australie, aussi bien qu'en Amérique du Nord. Leur présence dans le Groupe de Windsor n'a donc rien d'étonnant.

Par contre, Windsoporella qui est fort caractéristique, semble endémique aux Provinces Maritimes. Des Dasycladacées semblables, comme Cabrieropora ou Eovelebitella, sont connues dans le Viséen Supérieur d'Europe Occidentale, mais elles n'existent pas en Amérique du Nord.

On ne peut évidemment pas tirer de conclusions valables à partir d'une microflore si réduite. Toutefois, à plus grande échelle, une révision récente (Mamet et Roux, 1977) des Algues du Carbonifère Inférieur a montré que dix pour cent d'entre elles sont exclusivement communes à la Téthys et à l'Amérique du Nord, quinze pour cent endémiques à l'Amérique du Nord, cinquante-quatre pour cent endémiques à la Téthys et vingt-et-un pour cent "cosmopolites". La microflore des Iles de la Madeleine est essentiellement composée de ces dernières et de quelques éléments américains. Une contiguité de l'Europe et des Provinces Maritimes, à cette époque, semble donc peu probable, les Algues bonnes indicatrices de paléotempératures étant assez dissemblables.

Microfaune à Foraminifères

Les Foraminifères du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse, du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve ont été décrits et illustrés par Mamet (1968, 1970) et par Jansa et al.(1978).

Pour les Iles de la Madeleine, nous avons rapporté (Brisebois et Mamet, 1974) la constitution des microbiota des zones 16_{sup} (Viséen final) et 17 (zone de passage au Namurien Inférieur), dans une courte note à la Société Géologique de France. Nous y avons montré que les taxa de l'archipel étaient fort semblables à ceux observés dans le Groupe de Windsor des Provinces Maritimes. Comme ces Foraminifères ont déjà fait l'objet de publications illustrées et que leur taxonomie est connue en détail, il ne nous a pas paru utile de poursuivre ce travail.

Nous nous contenterons donc d'illustrer les Foraminifères les plus importants que nous avons rencontrés (Planches 18 à 27) et nous en tirerons une série de conclusions d'ordre stratigraphique. Notons qu'un certains nombre de genres nouveaux ont été publiés récemment (tels Kasachtanodiscus Marfenkova 1978, Lipinella Malakhova 1976, etc) et que nous avons rajeuni les listes taxonomiques précédemment publiées.

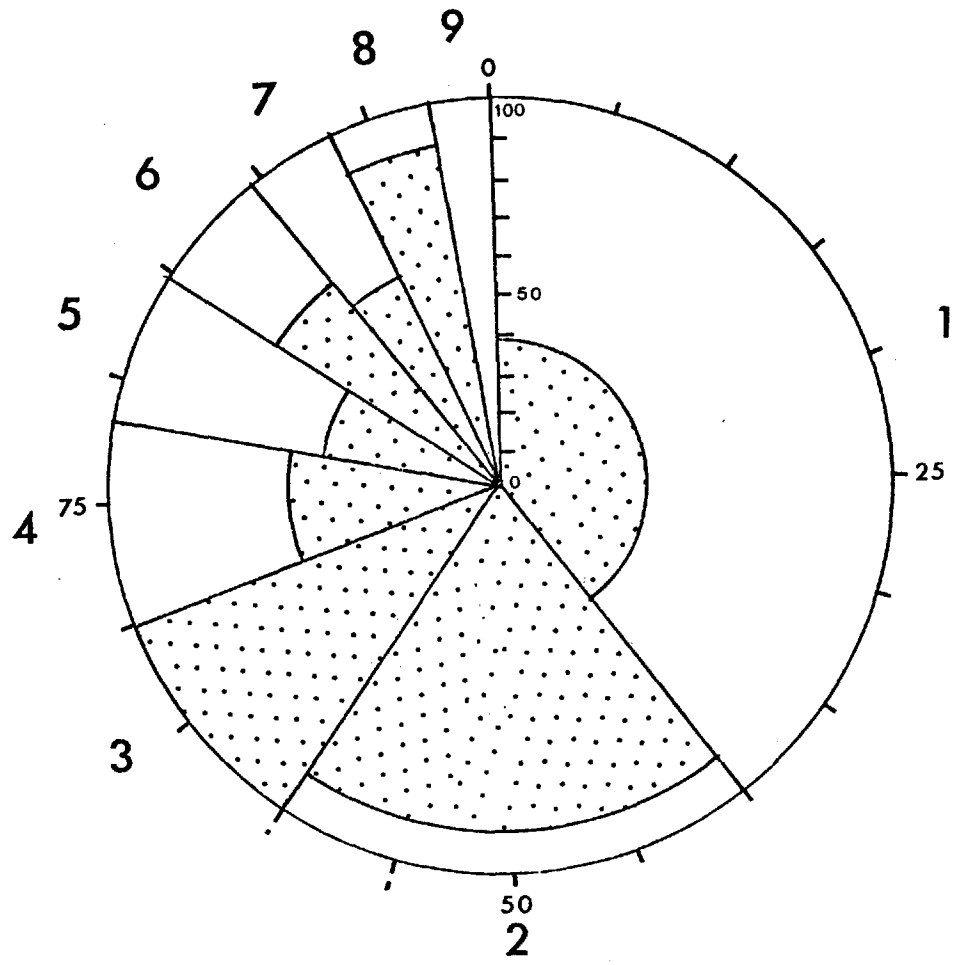
Associations et environnements

Deux associations de Foraminifères à valeur stratigraphique ont été observées. La plus commune est l'association Archaediscidae-Endothyridae (voir la Figure 26). Ces deux familles représentent plus de la moitié de la microfaune, avec une grande diversité générique pour les Archaediscidae (Neoarchaediscus, Planospirodiscus, Tubispirodiscus, Archaediscus) et une faible diversité pour les Endothyridae (Endothyra). Cette association est souvent observée dans les wackestones et plus rarement dans les mudstones et les packstones, avec des Calcisphères flottées et une microflore appauvrie. La microfaune est en général pauvre, avec peu d'évidence de bioturbation. Des exemples de cette association se trouvent illustrés à la Planche 13, Figure 1 et à la Planche 14, Figure 1. On peut les comparer aux illustrations de la faune du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse (Mamet, 1970), soit la Planche 11, Figure 1, la Planche 14, Figure 3 et la Planche 16, Figures 1 et 2.

Beaucoup plus rare est l'association Endothyridae-Endothyranopsidae-Palaeotextulariidae (voir la Figure 27). Les trois familles totalisent les deux tiers de la microfaune et les Archaediscidae ne sont plus dominants. Cet assemblage se reconnaît aisément, car les Endothyranopsis crassa (Brady, 1870) paraissent énormes par rapport au reste de la microfaune (ils sont cinq à dix fois plus grands que les Archaediscidae).

Cette association se trouve dans les packstones et les grainstones, mêlée à une microflore plus abondante, où s'observent de nombreuses Fasciella encroûtantes. Les pelotes algaires, les Spongiostromates et les Algues tubulaires scalariformes (Palaeobéréselles) sont présents. Des exemples de cette association se trouvent à la

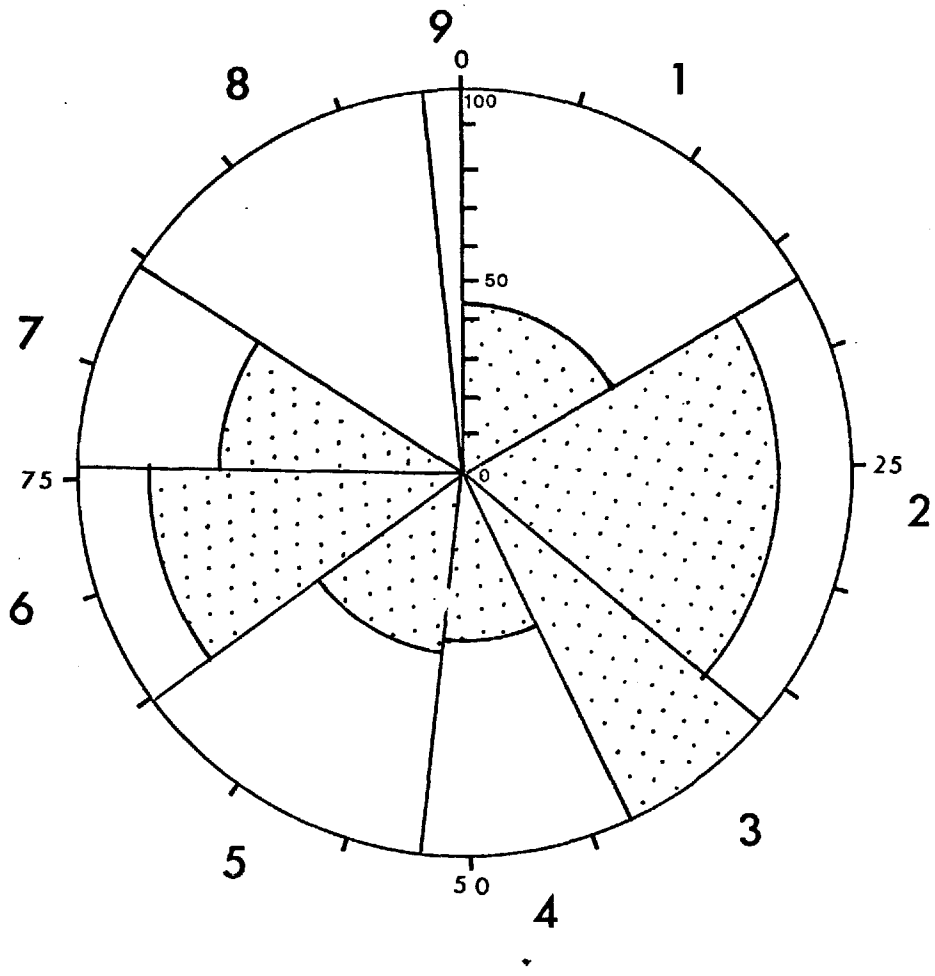
Figure 26: Association Archaediscidae-Endothyridae



Répartition en pourcentage des familles et du genre principal de chacune des familles. Les "quartiers de tarte" sont proportionnels au pourcentage des familles qui sont classées par ordre décroissant d'importance. Pour chacune des familles, on indique avec son pourcentage, le genre le plus abondant. Par exemple, les Archaediscidae représentent 40 pour cent de la microfaune et, dans cette famille, Neoarchaediscus est le genre le plus abondant avec 38 pour cent.

1: Archaediscidae (Neoarchaediscus)
2: Endothyridae (Endothyra)
3: Earlandiidae (Earlandia)
4: Pseudoammodiscidae (Pseudoglomospira)
5: Palaeotextulariidae (Koskinotextularia)
6: Eostaffellidae (Eostaffella)
7: Tetrataxidae et Pseudotaxidae (Tetrataxis)
8: Endothyranopsidae (Endothyranopsis)
9: Divers (Tuberitinidae, Apterrinellidae, Pseudoendothyridae)

Figure 27: Association Endothyridae-Endothyranopsidae-Palaeotextulariidae



Répartition en pourcentage des familles et du genre principal de chacune des familles. Les"quartiers de tarte" sont proportionnels aux pourcentages des familles classées ici, pour comparaison, dans le même ordre que dans la Figure 26. Le pourcentage du genre le plus abondant est indiqué pour chacune des familles.

1: Archaediscidae (Neoarchaediscus)
2: Endothyridae (Endothyra)
3: Earlandiidae (Earlandia)
4: Pseudoammodiscidae (Pseudoammodiscus)
5: Palaeotextulariidae (Koskinotextularia)
6: Eostaffellidae (Zellerina)
7: Tetrataxidae et Pseudotaxidae (Pseudotaxis)
8: Endothyranopsidae (Endothyranopsis)
9: Divers (Pseudoendothyridae, Apterrinellidae, Tuberitinidae)

Planche 13, Figure 3 et à la Planche 14, Figures 2 et 4. Mamet (1970) a illustré ce type d'association des lits à Gigantoproductidés de Nouvelle-Ecosse (Planche 15, Figure 3).

Dans une reconstitution idéalisée d'une plate-forme carbonatée marine au Viséen, Mamet (1972) a reconnu 11 faciès principaux qui partent des faciès "profonds" (jusqu'à cent brasses) jusqu'au faciès évaporitique à émergence. C'est ce modèle, modifié par Armstrong et Mamet (1977) pour les carbonates de l'Arctique, que nous avons présenté à la Figure 16, page 90.

Les Foraminifères calcaires secrétés caractérisent les faciès peu profonds, agités, dans la zone photique et à salinité normale. On les retrouve donc associés aux Pelmatozoaires, Bryozoaires, Brachiopodes, Dasycladacées et Algues rouges (Ungdarelles), dans les barrières récifales ou oolithiques et dans l'avant- et arrière-barrière. Ces faciès sont bien développés dans le Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse (buttes à Koninckopora, buttes à Pseudoglomospira, faciès à Gigantoproductidés, etc.), mais ils n'ont pas été observés aux Iles de la Madeleine, où dominent les faciès littoraux et lagunaires (voir le Chapitre IV). Dans ces faciès, on passe progressivement, avec l'augmentation de la salinité, à des conditions de plus en plus restreintes, jusqu'à atteindre les faciès inter-cotidaux et supra-cotidaux évaporitiques. Concurremment à l'augmentation de la salinité, on observe une diminution progressive des Foraminifères, tant en nombre qu'en diversité. Dans cette optique, nous interprétons l'association Endothyridae-Endothyranopsidae-Palaeotextularidae comme lagunaire, mais à salinité pratiquement normale et l'association Archaediscidae-Endothyridae comme légèrement plus restreinte. Avec l'augmentation de la salinité, les Foraminifères deviennent très rares. Les

Archaediscidae et les Tetrataxidae disparaissent, les Endothyridae et les Earlandiidae semblent plus tolérants et on les observe encore dans les faciès franchement restreints (Armstrong et Mamet, 1977). Cette microfaune est toutefois trop pauvre pour avoir une quelconque valeur stratigraphique. Enfin, les Foraminifères secrétés n'ont pas été observés dans les faciès évaporitiques.

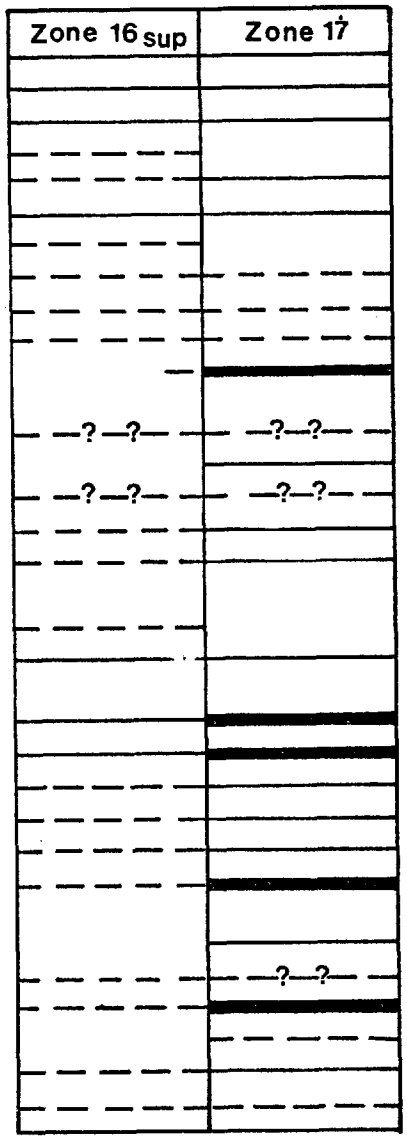
Répartition stratigraphique.

Une dizaine de familles groupant une trentaine de genres usuels ont été reconnus dans nos lames minces. Au total, une soixantaine de taxa ont été observés. Leur distribution stratigraphique et leur abondance sont illustrées à la Figure 28.

La Zone 16_{sup} est assez pauvre, car elle ne renferme guère de packstones-grainstones algaires, faciès qui sont les plus favorables au développement de la microfaune. La plupart des carbonates sont des mudstones où la micrite est recristallisée en microspar. Ce faciès n'est favorable, ni au développement de la microfaune, ni à sa préservation. On peut toutefois reconnaître comme genres principaux: Archaediscus, Earlandia, Endothyra, Endothyranopsis, Lipinella, Neoarchaediscus, Planospirodiscus, Pseudoammodiscus, Zellerina. Les autres éléments sont négligeables.

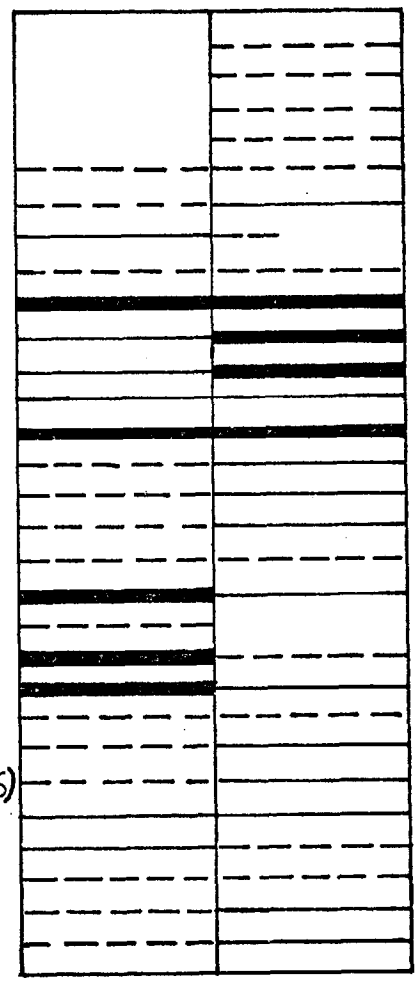
La présence de Planospirodiscus en grand nombre démontre que nous sommes dans le Viséen final. Ce genre à distribution mondiale n'apparaît qu'à la Zone 16_{sup} (Armstrong et Mamet, 1977). L'âge est confirmé par Zellerina qui apparaît à la base du "Chestérien" d'Amérique et par l'abondance de Neoarchaediscus, qui apparaît au même niveau.

Figure 28: Répartition stratigraphique et abondance des Foraminifères



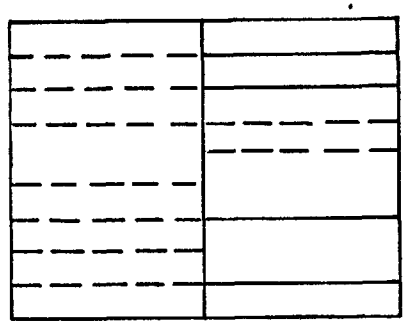
Archaediscus sp.
Archaediscus du groupe A.krestovnikovi Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus kokujubensis Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus krestovnikovi Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus planus Mikluko-Maklai, 1957
Archaediscus pusillus Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus du groupe A.moelleri Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus moelleri Rauzer-Chernoussova, 1948
Archaediscus du groupe A.chernoussovensis Mamet, 1966
Asteroarchaediscus du groupe A.baschkiricus (Krestovnikov et Teodorovitch, 1936)
Brunsia sp
Climacamina sp.
Cribrostomum sp.
Earlandia du groupe E.clavatula (Howchin, 1888)
Earlandia du groupe E.elegans (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1937)
Earlandia du groupe E.moderata (Malakhova, 1954)
Earlandia du groupe E.vulgaris (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1937)
Endothyra sp.
Endothyra du groupe E.bowmani Phillips, 1846?, emend Brady, 1876.
Endothyra bowmani Phillips, 1846
Endothyra excentralis Cooper, 1947
Endothyra phrissa Zeller, 1953
Endothyra du groupe E.similis Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936
Endothyranella sp.
Endothyranopsis compressa (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936)
Endothyranopsis crassa (Brady, 1870)
Endothyranopsis sphaerica (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936)
Eostaffella sp.
Eostaffella du groupe E.radiata (Brady, 1876)

Figure 28: suite



Globoendothyra sp.
Globoendothyra du groupe G.globulus (d'Eichwald, 1860)
Globoendothyra du groupe G.tomiliensis (Grozdilova in Lebedeva, 1954)
Kazachstanodiscus kishikensis Marfenkova, 1978
Koskinobigerina sp.
Koskinotextularia sp.
Lipinella windsorensis (Mamet, 1970)
Mikhailovella gracilis Rauzer-Chernoussova, 1947
Neoarchaediscus sp.
Neoarchaediscus du groupe N.incertus (Grozdilova et Lebedeva, 1954)
Neoarchaediscus incertus (Grozdilova et Lebedeva)
Neoarchaediscus parvus (Rauzer-Chernoussova, 1947)
Neoarchaediscus parvus regularis (Suleimanov, 1948)
Paleotextularia du groupe P.consobrina Lipina. 1948
Paleotextularia asper Cooper, 1947
Paleotextularia du groupe P.longisepta Lipina, 1948
Paleotextularia angusta Reitlinger, 1950
Planospirodiscus sp.
Planospirodiscus altiluminis Brenckle, 1973
Planospirodiscus?-Neoarchaediscus? gregorii (Dain, 1953)
Planospirodiscus minimus (Grozdilova et Lebeveda, 1953)
Planospirodiscus taymiricus Sossipatrova, 1962
Priscella sp.
Priscella du groupe P.prisca (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936)
Pseudoammodiscus sp.
Pseudoammodiscus volgensis (Rauzer-Chernoussova, 1948)
Pseudoendothyra sp.
Pseudoglomospira sp.
Pseudotaxis du groupe P.? minima (Rauzer-Chernoussova, 1948)

Figure 28: suite



Tetrataxis sp
Tetrataxis du groupe T.conica Ehrenberg, 1854
Tetrataxis decurrens Brady, 1876
Tuberitina sp
Tubispirodiscus sp
Zellerina sp
Zellerina cooperi (Zeller, 1953)
Zellerina discoidea (Girty, 1915)

abondants

communs

rares

Les microfaciès de la Zone 17 sont également assez pauvres, mais il s'y glisse quelques lentilles de packstones pelloïdes et de grainstones algaires riches en faune. On reconnaît Archaediscus, Asteroarchaediscus, Endothyra, Eostafella, Koskinotextularia, Neoarchaediscus, Paleotextularia, Planospirodiscus, Priscella, Pseudotaxis, Zellerina.

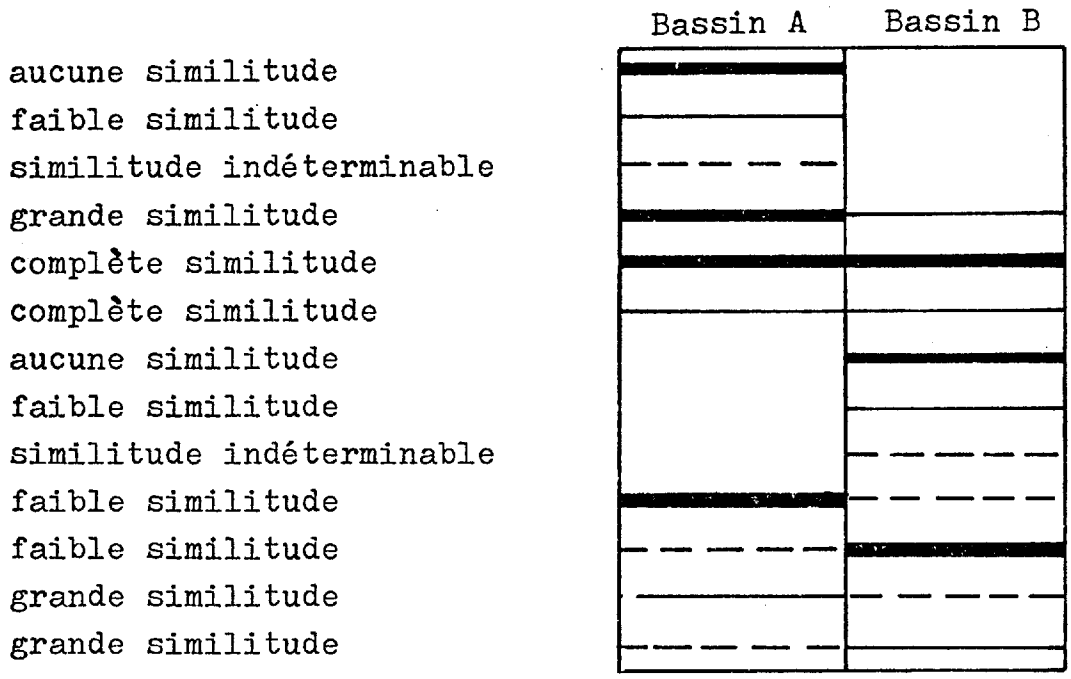
La Zone 17 est indiquée par la présence d'abondants Asteroarchaediscus et notamment d'Asteroarchaediscus du groupe A. baschkiricus (Krestovnikov et Teodorovitch, 1939). En Afrique du Nord (Algérie, Bassin de Béchar; Maroc, Bassin de Tarfaya), Mamet et al. (1966) ont montré que l'apparition de ce groupe correspond à la base du Namurien, telle que fixée par les Goniatites. De même, en Angleterre, ce groupe apparaît en abondance dans le "Main Limestone" de la Série de Yoredale, soit à la base de la Zone à Eumorphoceras (E_1). Cette analyse a été confirmée indépendamment par Hallet (1970) qui montre qu'en Angleterre, dans les Pennines, la base du Namurien coïncide avec l'apparition de nombreux Asteroarchaediscus. Tant au Maroc, qu'en Angleterre, on observe quelques Asteroarchaediscus à l'extrême sommet de la Zone 16_{sup}, mais l'abondance du genre est bien namurienne.

Dans leur révision des Archaediscidae, Pirlet et Conil (1977) placent les Asteroarchaediscus dans le groupe de Neoarchaediscus et le font débuter dans le $V3_c$ supérieur. Ils incluent toutefois dans Asteroarchaediscus des formes aplaties, où la déviation de l'axe d'enroulement est faible et où l'obstruction du lumen n'est pas complète, toutes formes qui sont plus proches des Neoarchaediscus que des Asteroarchaediscus (Mamet, communication personnelle). Nous ne considérons appartenir à ce dernier genre que des formes à enroulements erratiques, où seul le proloculum n'est pas obstrué par un cal carbonaté.

Comparaison de la microfaune des Iles de la Madeleine avec la microfaune des couches de passage du Viséen au Namurien des Provinces Maritimes et de la Téthys

La microfaune des Foraminifères des couches de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur est connue tant dans les Provinces Maritimes (Mamet, 1970) qu'en Europe Occidentale (Conil et Lys, 1964; Mamet et al.,1966); Hallet, 1970) ou en Afrique du Nord (Mamet et al., 1966; Hollard, Huvelin et Mamet, 1977; Vachard in Termier et al., 1975). Il nous a paru intéressant de porter dans une série de diagrammes le degré de similitude entre la microfaune des Iles de la Madeleine, celle des Provinces Maritimes (Nouvelle-Ecosse et Nouveau-Brunswick et Terre-Neuve) et celle d'Europe Occidentale-Afrique du Nord. Pour garder à cette comparaison une certaine unité, nous nous restreindrons à comparer des carbonates de plate-forme associés à des évaporites et "exactement" de même âge, c'est-à-dire dans les limites d'erreur d'une zone paléontologique (voir les Figures 29, 30, 31, 32).

Pour garder un degré semi-quantitatif à cette estimation, nous avons admis les conventions suivantes: aucune similitude, faible similitude, grande similitude, complète similitude. Ainsi, si un fossile est très abondant dans le Bassin A et inconnu dans le Bassin B, il n'y a pas de similitude. Si un fossile est commun dans le Bassin A et inconnu dans le Bassin B, il y a peu de similitude. Si un fossile est rare dans le Bassin A et inconnu dans le Bassin B, le degré de similitude n'est pas définissable avec précision, et ainsi de suite. On pourrait illustrer de la façon suivante ces divers degrés de similitude



En suivant ces conventions, nous avons comparé la distribution de 56 taxa communs appartenant aux dix familles représentatives (voir les Figures 29 à 32).

En ce qui concerne les Archaediscus, la microfaune des Iles de la Madeleine est identique à celle du Groupe de Windsor des Provinces Maritimes (ceci resterait vrai, même au niveau des espèces et des sous-espèces). La similitude avec la Téthys est également assez grande à l'exception des Archaediscus géants (Archaediscus karreri, Brady, 1870; Archaediscus enormis Shlykova, 1951) qui sont inconnus dans les Appalaches du Nord (voir la Figure 29 I).

Pour les Endothyranopsidae et les Bradyinidae, la microfaune des Iles de la Madeleine est très semblable à celle des Provinces Maritimes. Les Endothyranopsis sont un peu moins abondants, mais ceci est dû à la rareté dans l'archipel de l'association Endothyridae-Endothyranopsidae-Paleotextularidae. De même, la ressemblance avec la Téthys est grande. Par contre, en ce qui concerne les Bradyinidae, il n'y a aucune similitude des deux côtés de l'Atlantique (voir la Figure 29 II).

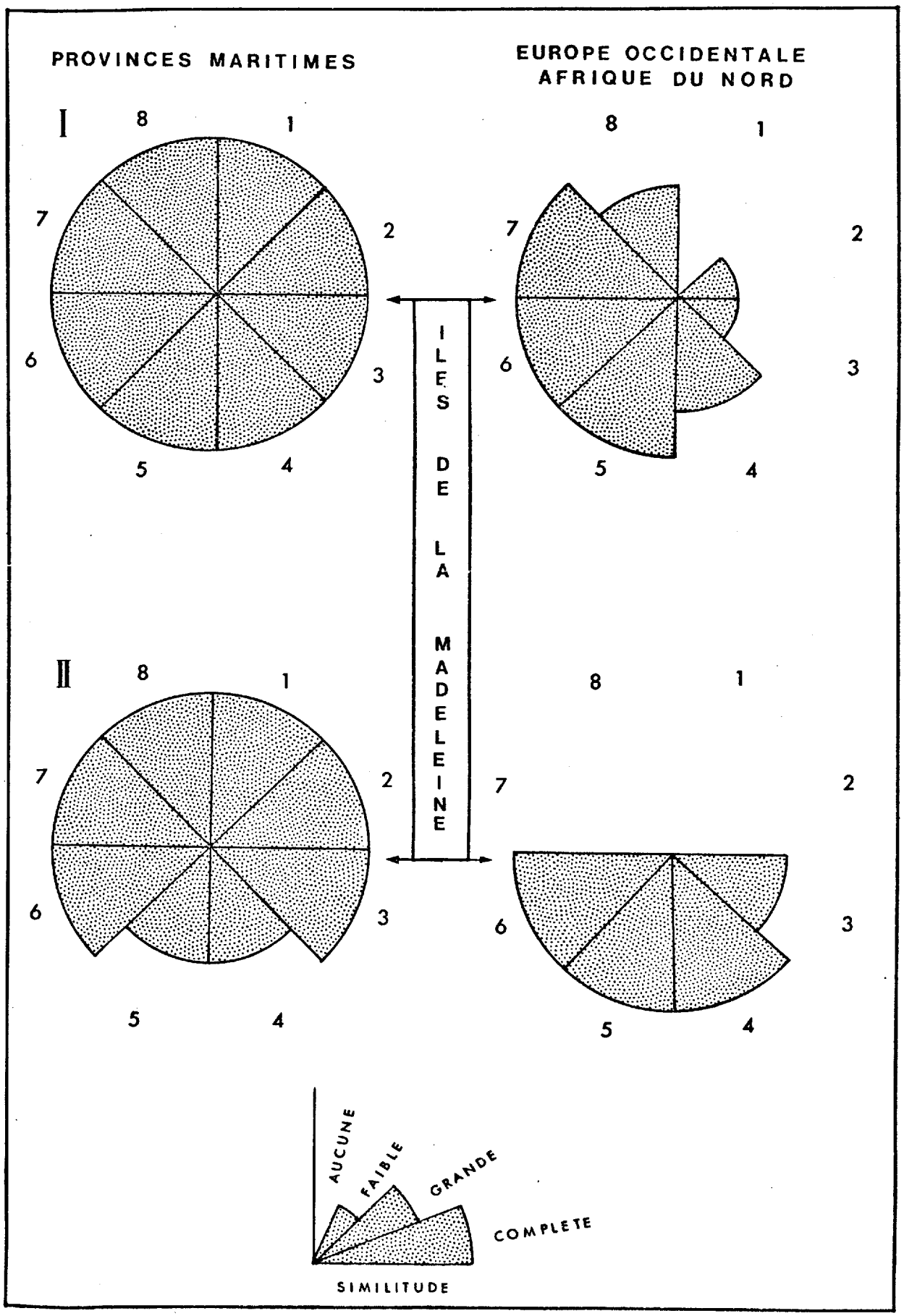
I Archaediscidae (Archaediscinae et Asteroarchaediscinae)

1_ Archaediscus karreri Brady, 1870 non auctores
2_ Archaediscus du groupe A. chernoussovensis Mamet, 1967
3_ Archaediscus du groupe A. krestovnikovi Rauzer-Chernoussova, 1948
4_ Archaediscus du groupe A. moelleri Rauzer-Chernoussova, 1948
5_ Asteroarchaediscus du groupe A. baschkiricus Krestovnikov et Teodorovitch, 1936
6_ Neoarchaediscus du groupe N. incertus (Grozdilova et Lebedeva, 1954)
7_ Neoarchaediscus du groupe N. parvus Rauzer-Chernoussova, 1948)
8_ Planospirodiscus, Kasachstanodiscus, Tubispirodiscus

II Bradyinidae primitifs et Endothyranopsidae

1_ Bradyina sp.
2_ Cribrospira sp.
3_ Endothyranopsis sp.
4_ Endothyranopsis compressa (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936)
5_ Endothyranopsis crassa (Brady, 1870)
6_ Endothyranopsis sphaerica (Rauzer Chernoussova et Reitlinger, 1936)
7_ Spinothyra sp.
8_ Yanichewskina sp.

Figure 29: Degré de similitude entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleine, des Provinces Maritimes et de l'Euro-Afrique.
I) Archaediscidae (Archaediscinae, Asteroarchaediscinae
II) Bradyinidae primitifs et Endothyranopsidae



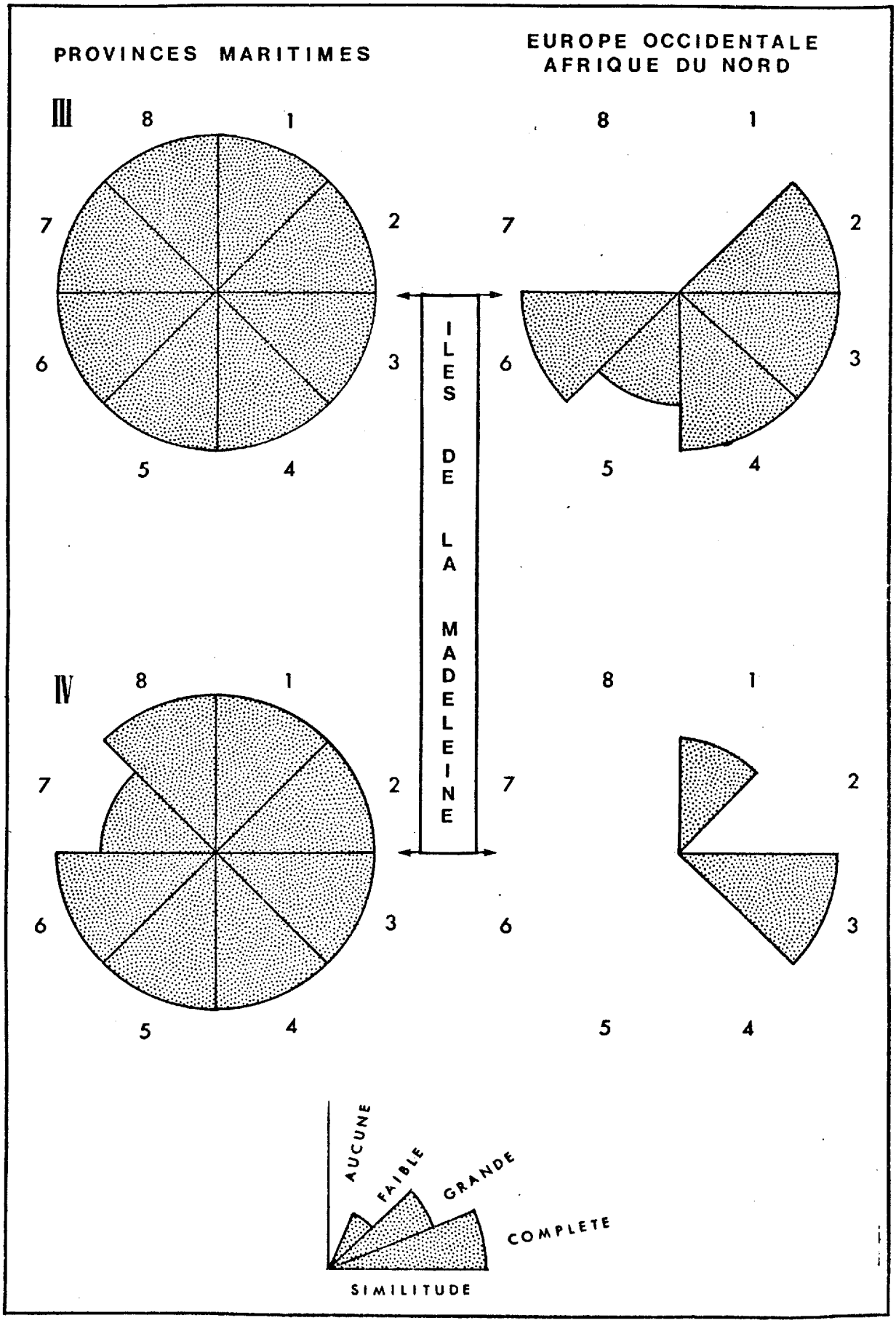
III Endothyridae

1_ Endostaffella sp.
2_ Endothyra sp.
3_ Endothyra du groupe E.bowmani Phillips, 1846
emend Brady, emend Cinz, 1965
4_ Endothyra du groupe E.similis Rauzer-Chernoussova
et Reitlinger, 1936
5_ Endothyranella sp.
6_ Mikhailovella sp.
7_ Planoendothyra sp.
8_ Urbanella sp.

IV Eostaffellidae

1_ Eostaffella sp.
2_ Eostaffella du groupe E.ikensis Vissarionova, 1948
3_ Eostaffella du groupe E.radiata Brady, 1876
4_ Loeblichia sp.
5_ Mediocris sp.
6_ Zellerina sp.
7_ Zellerina cooperi Zeller, 1957
8_ Zellerina discoidea Girty, 1915

Figure 30: Degré de similitude entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleine, des Provinces Maritimes et de l'Euro-Afrique. III) Endothyridae IV) Eostaffellidae.



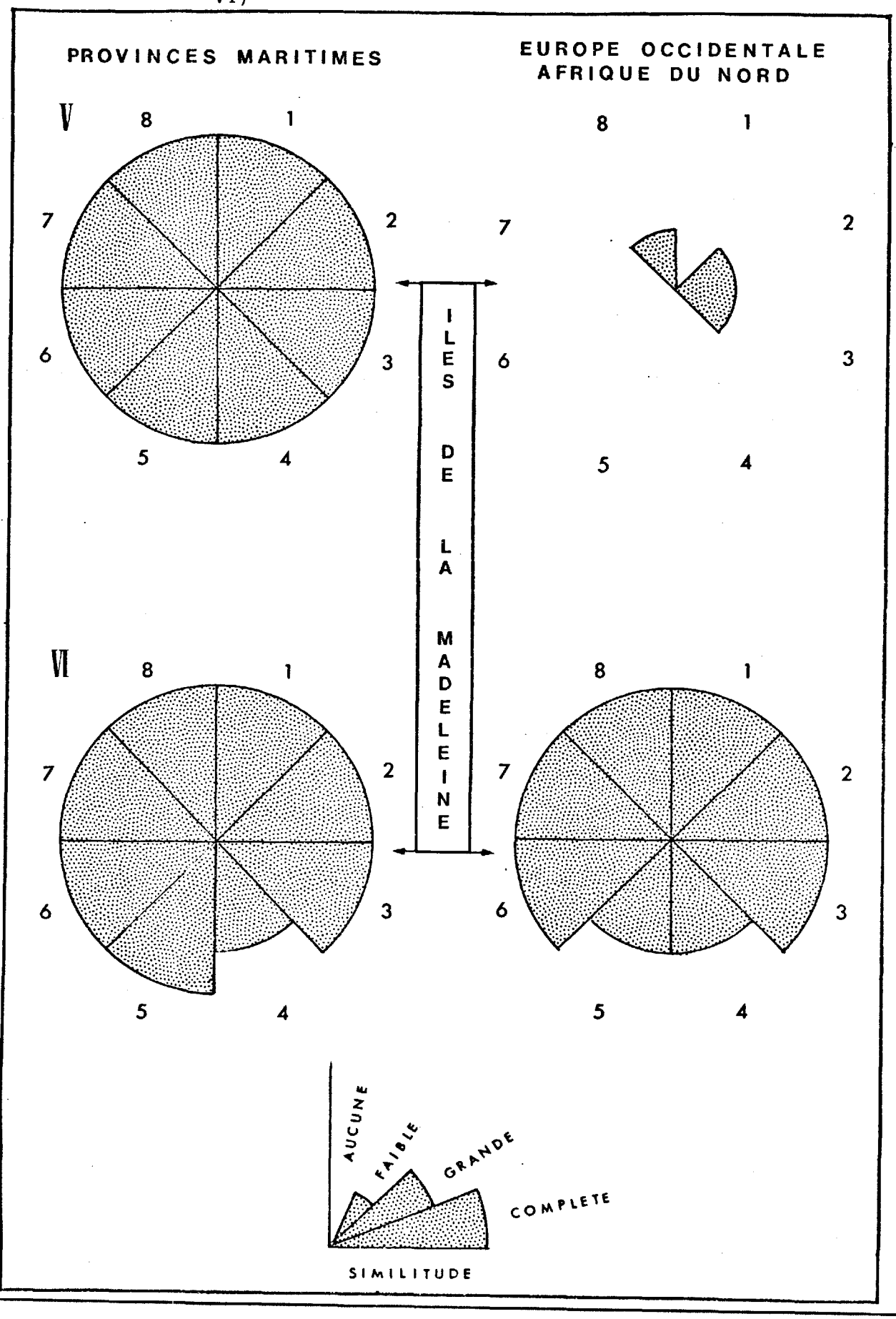
V Globoendothyridae et Pseudoendothyridae

1_ *Dainella* sp.
2_ *Globoendothyra* sp.
3_ *Globoendothyra* du groupe *G.globulus* d'Eichwald, 1860
4_ *Globoendothyra* du groupe *G.tomiliensis* Grozdilova *in* Lebedeva, 1954
5_ *Omphalotis* sp.
6_ *Omphalotis* du groupe *E.circumplicata* Howchi, 1888
7_ *Omphalotis* du groupe *F.omphalata* Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936
8_ *Pseudoendothyra* sp.

VI Palaeotextulariidae

1_ *Climacamina* sp.
2_ *Climacamina* du groupe *C.antiqua* Brady, 1876
3_ *Cribrostomum* sp.
4_ *Koskinotextularia* sp.
5_ *Koskinobigenerina* sp.
6_ *Palaeotextularia* sp.
7_ *Palaeotextularia* du groupe *P. consobrina* Lipina, 1948
8_ *Palaeotextularia* du groupe *P. longisepta* Lipina, 1948

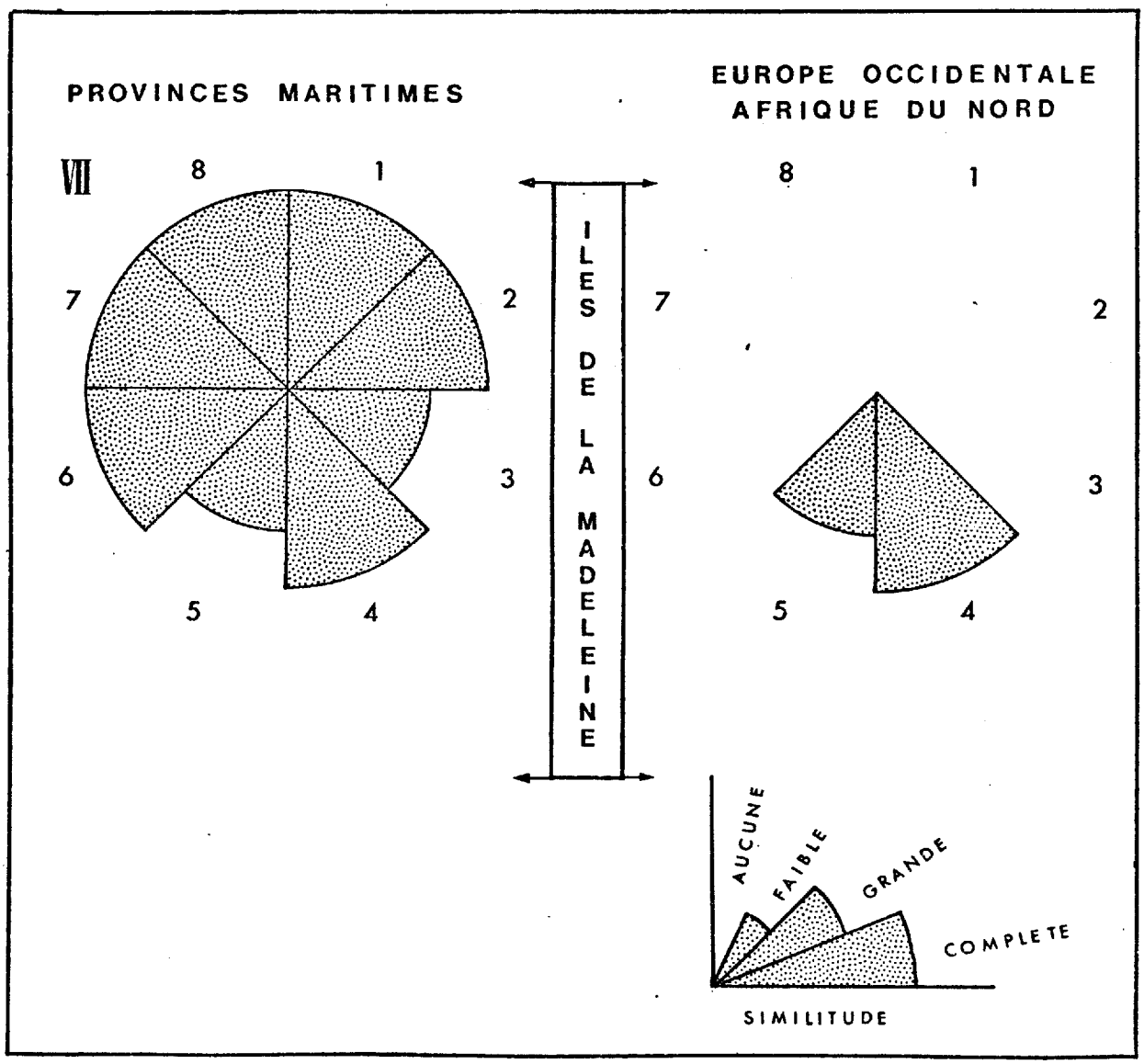
Figure 31: Degré de similitude entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleines, des Provinces Maritimes et de l'Euro-Afrique
V) Globoendothyridae et Pseudoendothyridae
VI) Palaeotextulariidae



VII Tetrataxidae et Pseudotaxidae

1_ *Howchinia* sp.
2_ *Monotaxinoides* sp.
3_ *Lipinella windsorensis* (Mamet, 1970).
4_ *Pseudotaxis* sp.
5_ *Tetrataxis* sp.
6_ *Valvulinella* sp.
7_ *Valvulinella* du groupe *V.youngi* Brady, 1876.
8_ *Vissariotaxis* et *Turrispiroides*

Figure 32: Degré de similitude entre la microfaune à Foraminifères des Iles de la Madeleine, des Provinces Maritimes et de l'Euro-Afrique. VII) Tetrataxidae et Pseudotaxidae.



Les Globoendothyridae et les Pseudoendothyridae des Iles de la Madeleine sont identiques à ceux des Provinces Maritimes, mais n'ont guère d'affinités avec l'Eurasie. Une pareille conclusion peut être tirée de la distribution des Eostaffellidae. Cette grande dissemblance s'explique par l'abondance dans la Téthys d'Omphalotis, Loeblichia, Mediocris, alors que ces genres sont inconnus dans la bordure ouest de l'Atlantique. Réciproquement, les Zellerina, si abondants en Amérique du Nord, ne se retrouvent pas en Europe (voir les Figures 31 V et 30 IV).

Une image tout à fait différente se dégage de la distribution des Palaeotextulariidae. Ils forment un groupe homogène et montrent une similitude très grande entre les Provinces Maritimes et la Téthys, ce qui indique une connection aisée entre les deux régions (voit la Figure 31 IV).

Pour les Endothyridae, la similitude entre les Iles de la Madeleine et les Provinces Maritimes est complète, alors que de nombreux éléments téthysiens manquent (Endostaffella, Planoendothyra, etc)(voir la Figure 30 III).

Enfin, la similitude entre les Tetrataxidae et les Pseudotaxidae des Iles de la Madeleine et ceux des Provinces Maritimes est grande, mais, à part le genre Tetrataxis, il n'y a pratiquement pas de similitude avec l'Eurasie (voir la Figure 32 VII).

Ceci confirme les conclusions auxquelles Mamet (1970) était arrivé en révisant la microfaune à Foraminifères du Groupe de Windsor. A l'exclusion des Palaeotextulariidae, qui ont une affinité téthysienne marquée, toutes les autres familles, comme les Archaediscidae, les Endothyridae, les Eostaffellidae, les Pseudoendothyridae et les Tetrataxidae ont bien plus d'affinités avec l'Amérique du Nord et l'Arctique que la Téthys. Il semble bien peu

probable que le Paléo-Atlantique soit complètement fermé au Viséen-Namurien et que les continents nord-américain et euro-africain soient en contiguité physique. S'ils étaient soudés, les microflores et les microfaunes de ces blocs devraient être semblables, voire identiques. Or, ce n'est pas ce que l'on observe.

CHAPITRE VIII

EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE
CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

En guise de conclusion à ce travail, nous présenterons et commenterons une série de cartes paléogéographiques et deux blocs-diagrammes illustrant l'évolution géologique des roches permo-carbonifères de la région des Iles de la Madeleine. La stratigraphie, la pétrographie et les milieux de dépôt ayant déjà été déterminés au cours des chapitres précédents, nous intégrerons ces informations sous forme de conclusions paléogéographiques.

Les roches sous-jacentes au sel du Groupe de Windsor sont inconnues aux Iles de la Madeleine, tant en surface que dans les forages. Toutefois, les informations géophysiques recueillies à l'est de l'archipel, dans le bassin secondaire de Madeleine (Watts, 1972), suggèrent la présence de grandes épaisseurs de sédiments silici-clastiques sous le sel. Howie et Barss (1975) estiment la puissance de ces matériaux à plus de 4 000 m. Ils les corrèlent avec le Groupe de Horton. A une centaine de kilomètres au nord-ouest des Iles de la Madeleine, le forage SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 a traversé 1 500 m de sédiments terrigènes sous les calcaires minces du Groupe de Windsor. Il est donc fort probable que sous les îles mêmes, le sel repose sur une séquence terrigène d'origine continentale, comparable au Groupe de Horton.

Dans les blocs-diagrammes des Figures 36 et 39, ainsi que sur la carte de la Figure 33, nous avons suggéré qu'en bordure du rift, les terrigènes pourraient être latéralement équivalents au sel. En effet, si le sel a été

déposé en un temps très court (Mamet, 1970; Geltzetzer, 1979), la subsidence du rift a dû être rapide ce qui rend possible la création d'un relief en bordure du fossé. Ce modèle est compatible avec le patron connu de la sédimentation du Groupe de Horton: en bordure des bassins secondaires, il y a accumulation des sédiments grossiers qui passent latéralement aux matériaux fins. Ici le centre du bassin serait occupé par le sel du Groupe de Windsor.

Au Viséen Supérieur (équivalent de la sous-zone A et d'une partie de la sous-zone B), la région des Iles de la Madeleine est le site d'une importante sédimentation évaporitique qui accumule des épaisseurs considérables de sel et, en quantité moindre, de sulfates. Les caractéristiques de cette sédimentation sont inconnues, puisque tout le sel foré appartient à des structures diapiriques. L'épaisseur considérable du sel demande qu'il y ait eu une subsidence rapide du bassin, étant donné le court laps de temps alloué à la sédimentation. L'absence de carbonates dans ces dépôts indique que les évaporites n'ont probablement pas été formées par imprégnation diagénétique d'un sédiment hôte, mais résultent plutôt d'une précipitation à partir d'une eau de mer sursaturée. L'évaporation intense requise pour concentrer ces solutions suggère que le climat était aride. Cette aridité se retrouve tout au long de la sédimentation des matériaux sus-jacents de la Formation de Havre-aux-Maisons (Voir la Figure 33).

Au Viséen Supérieur (partie supérieure de la sous-zone B et sous-zone C), le milieu de dépôt se modifie sensiblement. On assiste à l'implantation d'un environnement littoral, sujet à de légères fluctuations du niveau de la mer, qui se manifestent par des niveaux de calcaires. La plupart des matériaux sont des silici-clastiques déposés dans la zone inter- à supra-cotidale. Cette paléogéographie est illustrée à la Figure 34.

Figure 33: Carte paléogéographique du Viséen Supérieur (sous-zones A et B du Groupe de Windsor)

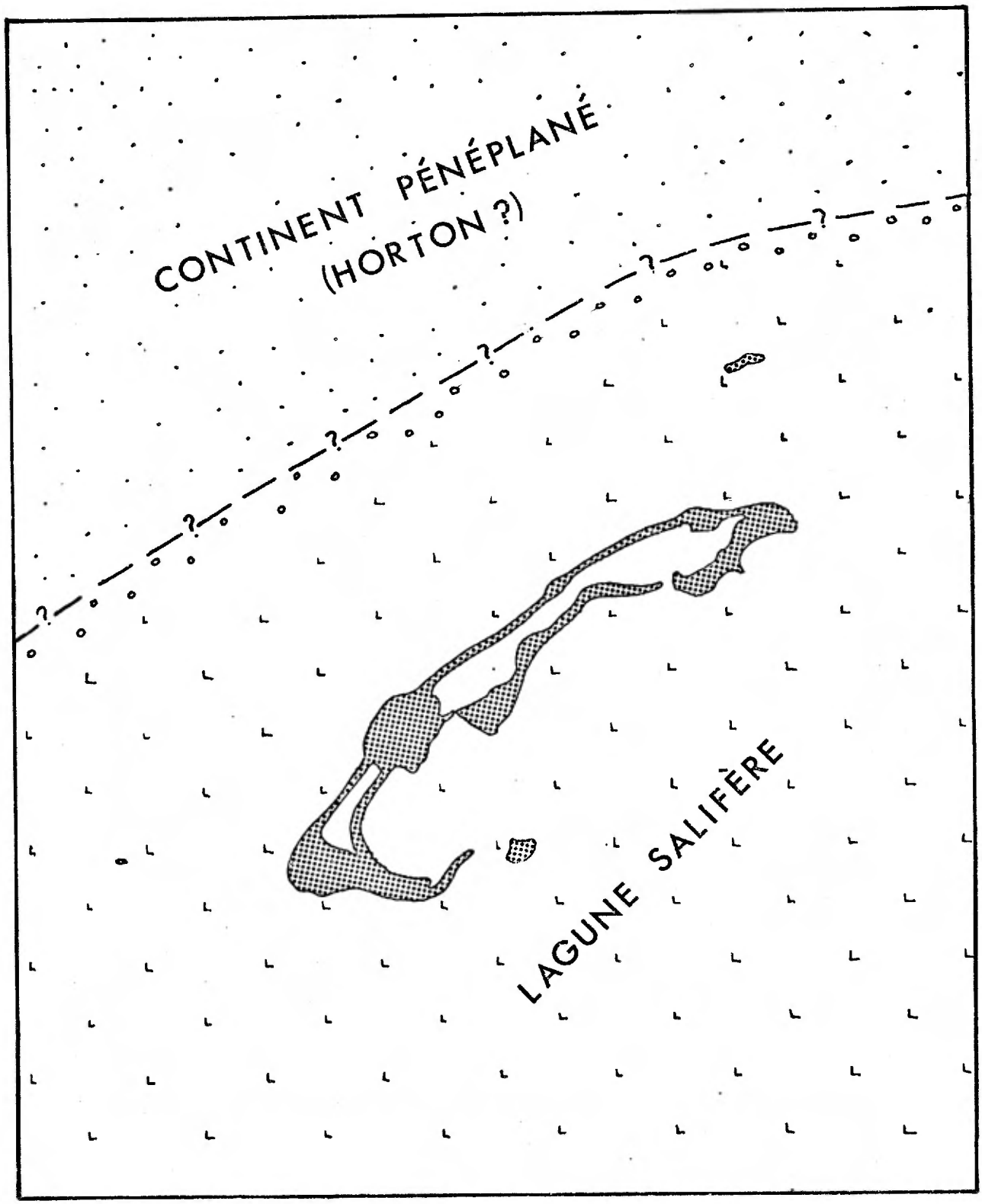
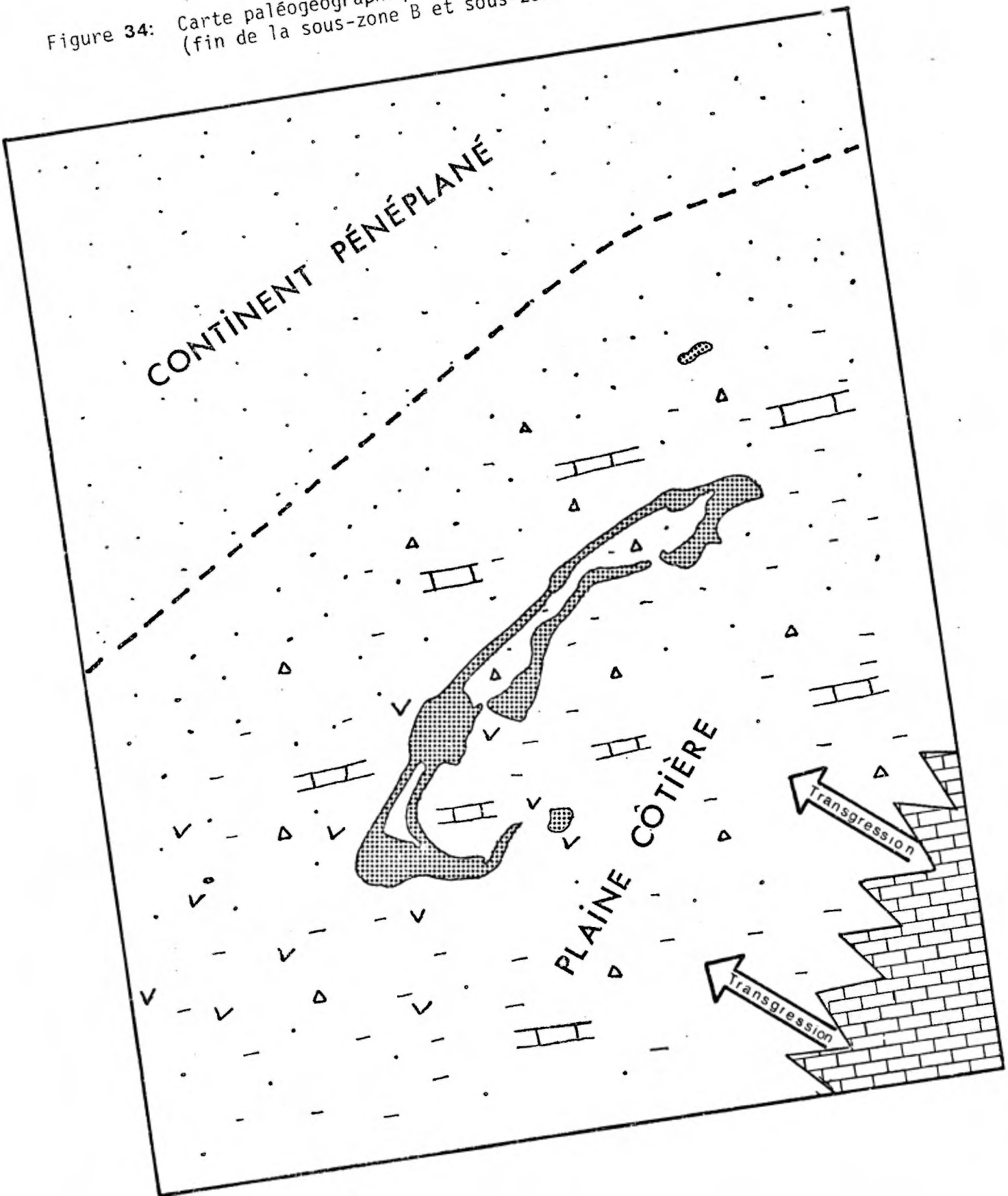


Figure 34: Carte paléogéographique du Viséen Supérieur (fin de la sous-zone B et sous-zone C)



La présence des calcaires marins, bien que leur faune soit restreinte et peu diversifiée, indique que le milieu était beaucoup moins restreint qu'au cours de la phase précédente. Cela peut être dû à une subsidence accélérée qui empêcherait le fonctionnement du seuil qui causait la restriction du bassin. Etant donné que les dépôts de la mer ouverte de cette période sont situés en Nouvelle-Ecosse, c'est de cette direction que nous faisons avancer les transgressions (Voir la Figure 34).

Au Viséen final et au Namurien basal (sous-zones D et E), la transgression esquissée plus tôt s'amplifie, ce qui se traduit par des épaisseurs considérables de calcaire (c'est même à l'Ile Boudreau que l'on trouve la plus importante séquence de calcaire de la sous-zone E, selon McCulloch (1973)). La faune est encore restreinte et peu diversifiée en comparaison de celle de la Nouvelle-Ecosse, mais elle indique quand même un milieu relativement ouvert. Les sédiments de cet âge, que l'on n'observe qu'à l'Ile Boudreau, indiquent que le site actuel des îles correspondait alors à la zone de passage du milieu marin lagunaire au milieu continental supra-cotidal, puisque les dépôts de ces milieux sont interdigités. Cette situation est schématisée sur la carte de la Figure 35.

La partie sud-ouest de la région des îles est témoin alors d'une activité volcanique contemporaine de la sédimentation littorale des régions plus au nord. La limite des épanchements de basalte n'est pas connue. La distribution indiquée à la Figure 35 est basée sur une interprétation des cartes aéromagnétiques. Dans la construction des blocs-diagrammes, nous avons supposé que ces basaltes atteignaient la surface par la zone de faille qui borde le rift.

Figure 35: Carte paléogéographique au Namurien basal (sous-zones E)

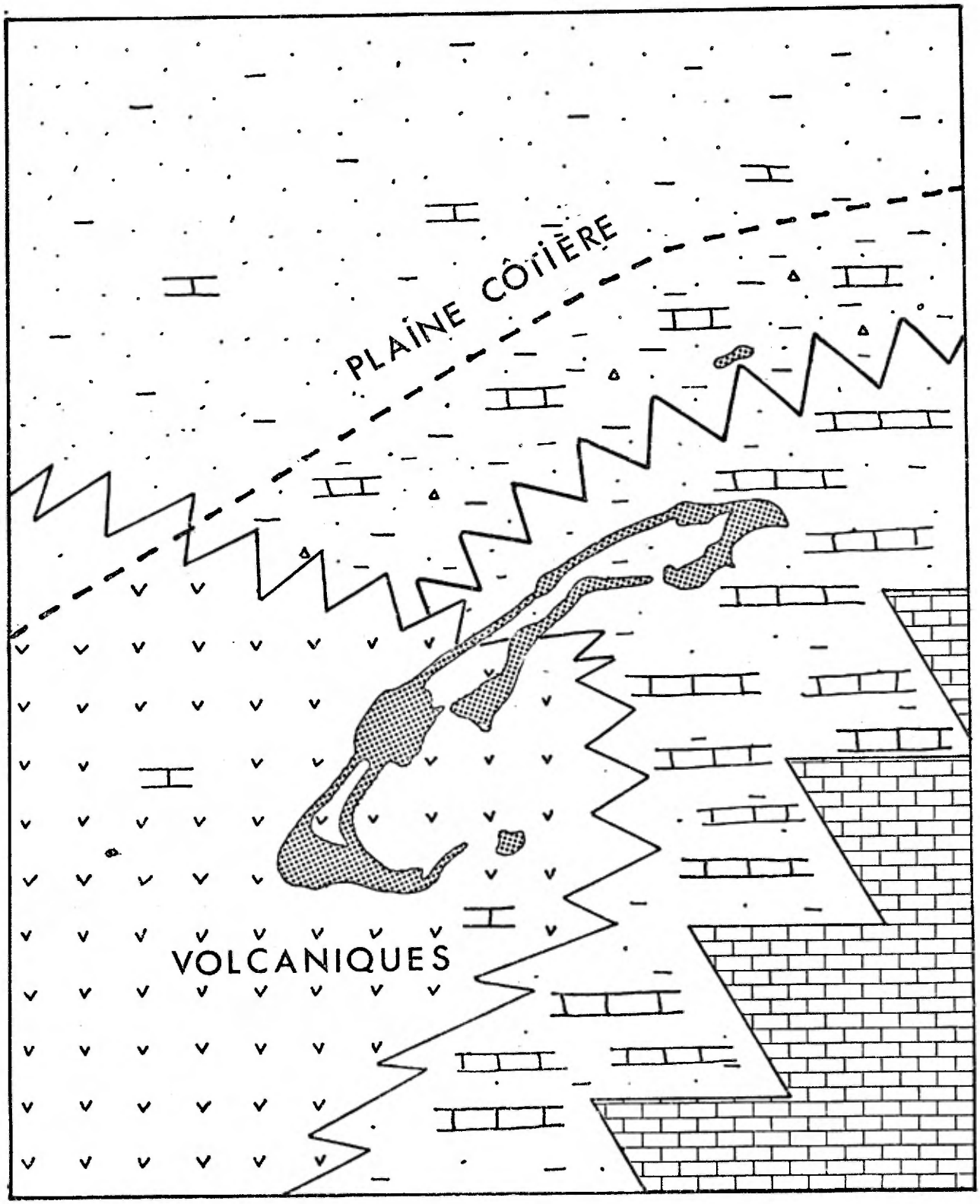
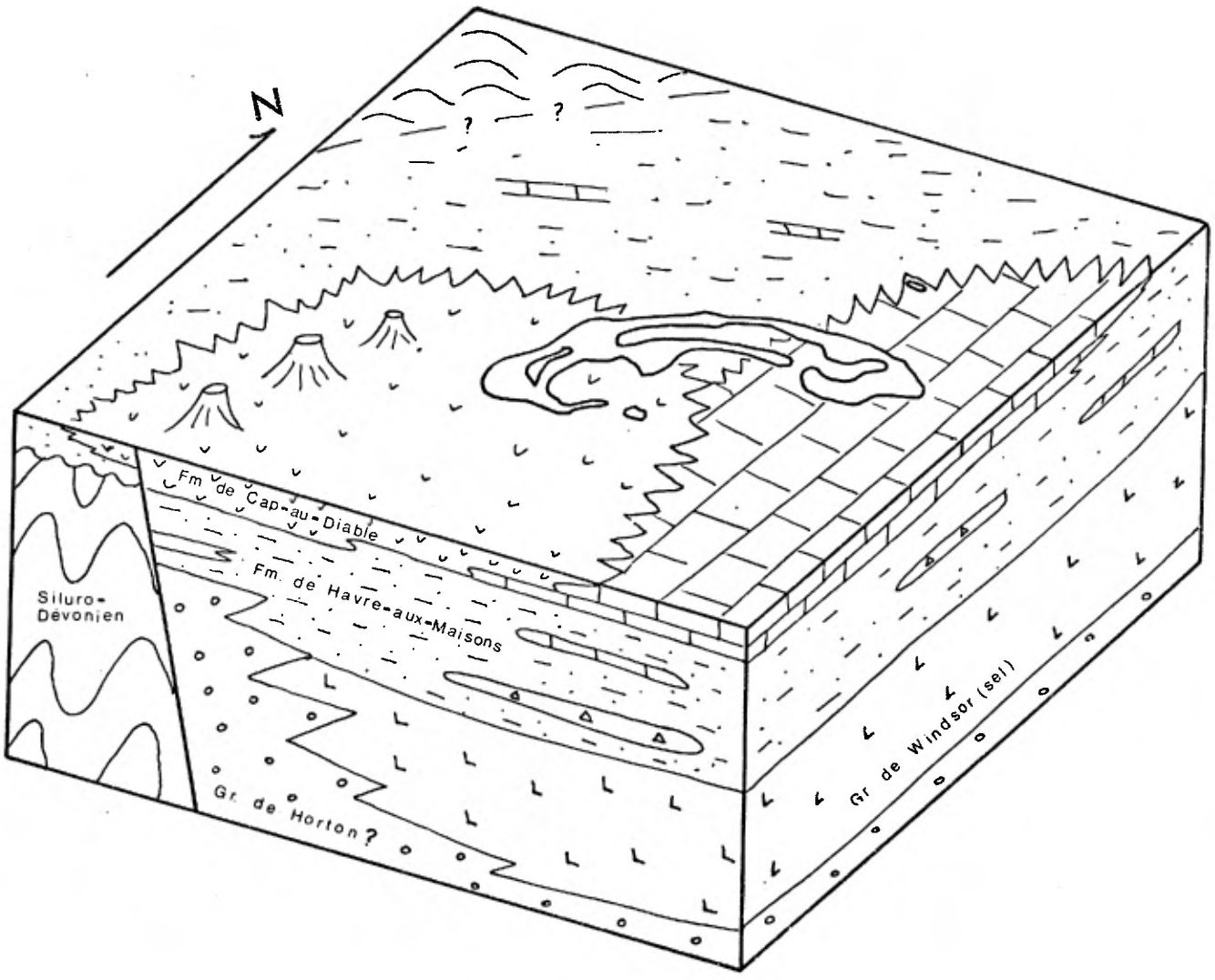


Figure 36: Bloc diagramme illustrant la distribution des unités lithostratigraphiques au Namurien basal.



Pendant toute la phase suivante de la sédimentation qui s'étend du Mississippien supérieur jusqu'au Permien inférieur (ce qui comprend les Groupes de Canso, Riversdale, Cumberland et Pictou), les seules données disponibles proviennent du forage de l'Ile Brion. Ce puits a traversé près de 2 000 m de sédiments terrigènes fins et de grès, avec des intercalations mineures de calcaire dolomitique, au sommet du Pictou, et de charbon. Ces sédiments se retrouvent dans la plupart des sous-bassins des Maritimes. Dans le puits de Bradelle, on en rencontre une épaisseur comparable à celle qui a été forée dans le puits de l'Ile Brion. Là où ils sont connus, ces matériaux appartiennent à des faciès de dépôt continentaux: fluviatile, lacustre et cônes d'alluvions pour la plupart. Ils sont les produits du jeu continuel des horsts et des bassins. La présence de charbon dans plusieurs niveaux de cette séquence indique un climat humide permettant le développement d'une végétation abondante.

Au Permien inférieur (?), les conditions climatiques sont modifiées dans la région des Iles de la Madeleine. De humide qu'il était au Pennsylvanien, le climat devient aride. Au premier stade de la sédimentation, le faciès de dépôt principal est encore fluviatile, mais l'absence de végétation, causée par l'aridité du climat, permet au vent de remobiliser une partie des matériaux. Cette situation est illustrée sur la carte de la Figure 37. Les premiers dépôts contiennent des lentilles de conglomérat constitué de fragments provenant en bonne partie de la Formation de Havre-aux-Maisons. Cela signifie que dès cette époque, les diapirs de sel avaient percé la séquence pennsylvanienne. Ce mouvement ne semble pas se poursuivre puique les conglomérats disparaissent vers le sommet du Membre de l'Etang-des-Caps.

Figure 37: Carte paléogéographique au Permien Inférieur (?) (Membre de l'Etang-du-Nord).

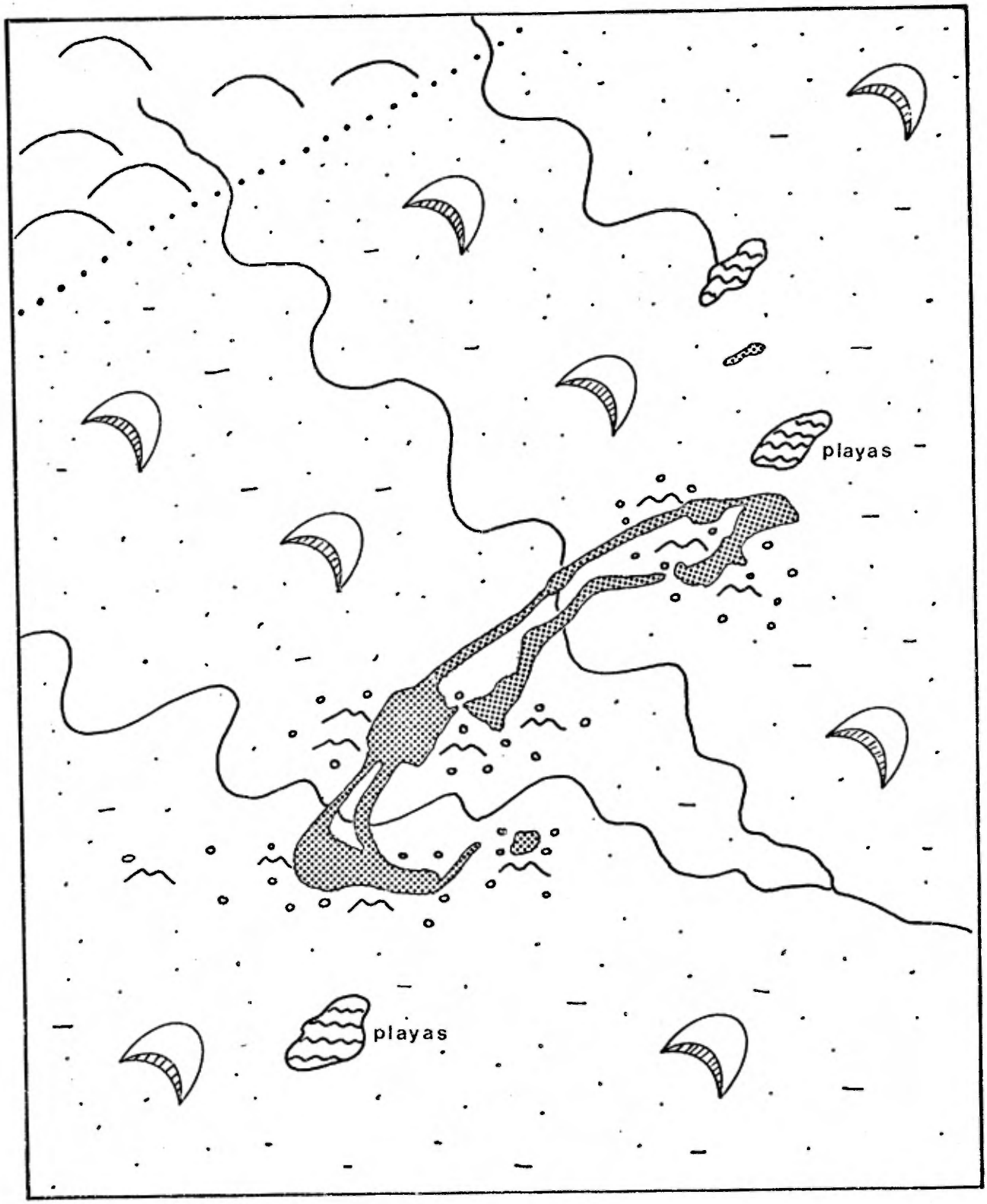


Figure 38: Carte paléogéographique du Permien Inférieur (?) (Membre de l'Etang-des-Caps).

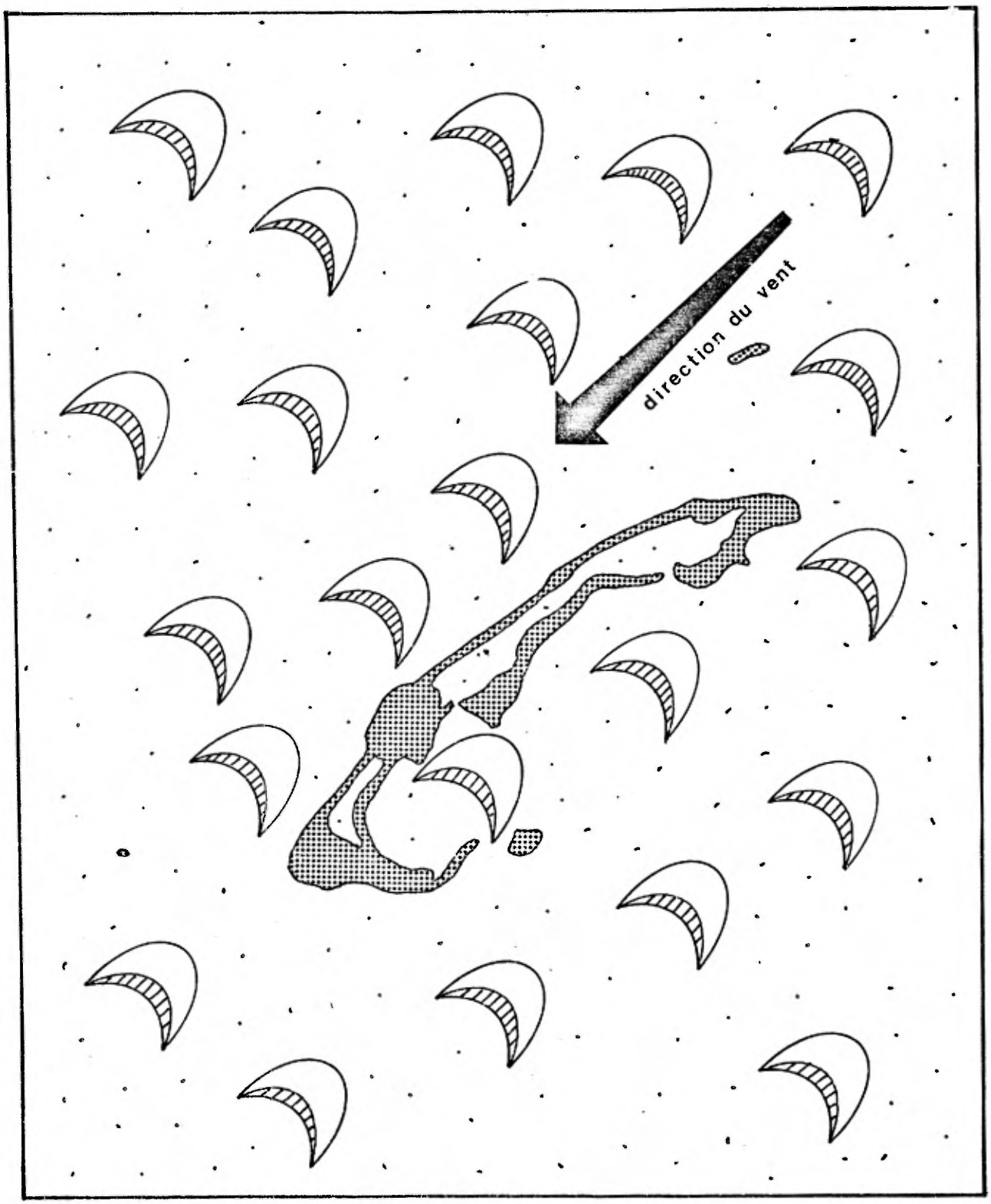
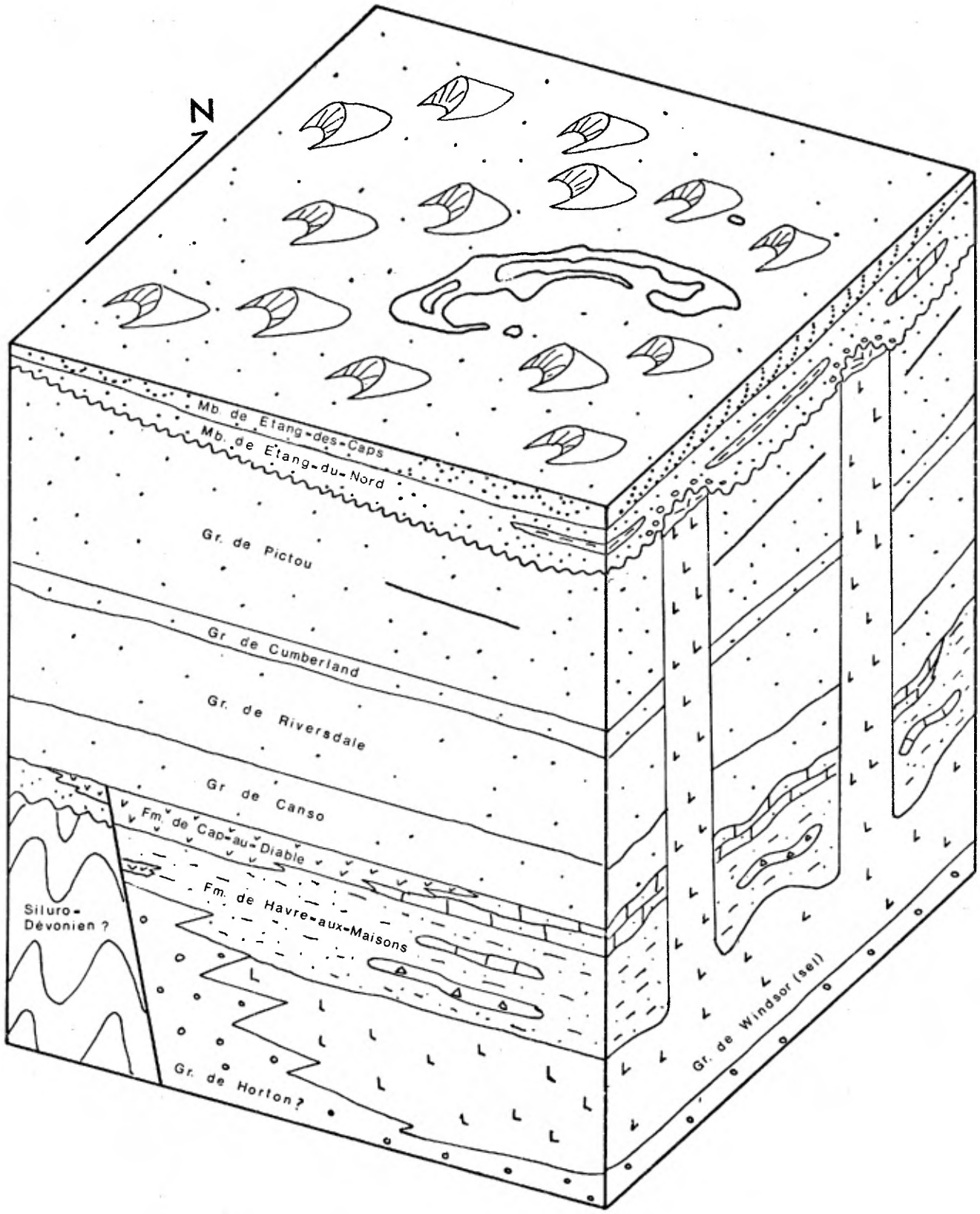


Figure 39: Bloc diagramme illustrant la distribution des unités lithostratigraphiques au Permien Inférieur (Membre de l'Etang-des-Caps).



La sédimentation paléozoïque se termine par l'implantation d'un champ de dunes qui recouvre tout l'archipel sauf l'Ile Brion et l'Ile le Corps Mort. Ceci est représenté à la Figure 38 et dans le bloc-diagramme de la Figure 39. L'étendue de ce champ de dunes est indéterminée, ces sédiments n'étant connus qu'au Iles de la Madeleine. Mais, compte tenu de son épaisseur remarquable, l'unité de grès éoliens couvrait certainement une étendue assez vaste et débordait de la région des Iles de la Madeleine.

La dernière manifestation d'une activité géologique importante dans les roches paléozoïques de l'archipel est représentée par des mouvements verticaux reliés à une poussée tardive des diapirs. Dans les Iles de Havre-aux-Maisons et de Cap-aux-Meules, ainsi que dans l'Ile du Havre-Aubert, ces mouvements se sont traduits par la création de deux horsts. Ailleurs, de grands panneaux de sédiments permiens ont été plus ou moins basculés par les masses de sel en ascension.

L'évolution géologique des Iles de la Madeleine s'avère donc unique et particulière dans l'histoire de la géologie du Québec. Sur une base molassique pénéplanée du Carbonifère Inférieur, un soubassement salifère mobile viséen va lentement réagir sous forme de diapirs perçant sous la surcharge de sédiments épéiorogéniques accumulés au Carbonifère moyen et supérieur. Une mince couverture de sédiments continentaux permiens drapera cette série mobile dont l'évolution se fige à la fin du Paléozoïque Supérieur.

PLANCHES

PLANCHE 1

Figure 1: Interstratification de mudstones et de basaltes de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons. Les couches claires, à la base de l'escarpement, sont des mudstones gris-vert (1); les couches sombres récessives, au sommet, sont des mudstones rouges (2); les basaltes apparaissent en relief (3). La hauteur de l'escarpement est de 30 m environ. Cap Rouge. Ile d'Entrée.

Figure 2: Vue d'ensemble de la Formation de Havre-aux-Maisons. La falaise, en avant plan et jusqu'au pied de la colline, est constituée de brèches d'effondrement, recoupées de diapirs de gypse (1) et d'un dyke de diabase (2). La péninsule à l'arrière plan (3) est composée de grès et de mudstones du Membre de l'Étang-du-Nord. Vue vers le sud de la section côtière comprise entre la Butte Ronde (la colline visible sur la photographie) et les Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons.

Figure 3: Anticlinal légèrement déjeté dans les strates calcaires à Nodosinella de la Formation de Havre-aux-Maisons (1). En arrière plan, on distingue une séquence de grès et de mudstones de la même formation (2). Cap Rouge. Ile d'Entrée.

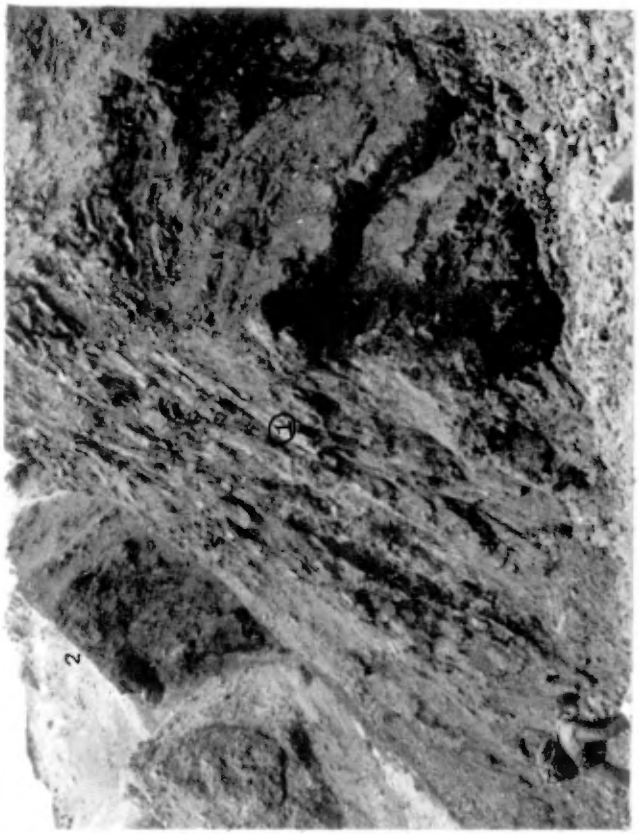
Figure 4: Anticlinal ouvert dans des couches de gypse de la Formation de Havre-aux-Maisons. Le gypse (1) est recouvert de basaltes altérés de la Formation de Cap-au-Diable (2). Cap Taureau. Ile du Cap-aux-Meules



1



2



3



4

PLANCHE 2

Figure 1: Vue d'ensemble des calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons. Ces calcaires sont l'équivalent stratigraphique de la sous-zone E du Groupe de Windsor. Hauteur de l'escarpement, 20 m. Ile Boudreau.

Figure 2: Dyke de diabase recoupant les basaltes bréchoïdes de la Formation de Cap-au-Diable. Cet aspect bréchoide est typique des surfaces d'affleurement de ces basaltes. Plusieurs diaclases recoupent les laves et le dyke. Cap Taureau. Ile du Cap-aux-Meules.

Figure 3: Contact entre les brèches d'effondrement de la Formation de Havre-aux-Maisons, en avant plan (1), et les basaltes de la Formation de Cap-au-Diable, au sommet de l'escarpement, en arrière plan (2). La hauteur maximale de l'escarpement est de 75 m. Les Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons.

Figure 4: Discordance d'érosion entre les mudstones verts (1) et rouges (2) de la Formation de Havre-aux-Maisons et les grès rouges (3) de la Formation de Cap-aux-Meules. Pointe de l'Ouest. Ile du Havre-Aubert.



1



2



3



4

PLANCHE 3

Figure 1: Couches fracturées et plissotées de la brèche d'effondrement de la Formation de Havre-aux-Maisons. Fragments de grès, siltstones et mudstones rouges et gris-vert. Le manche du marteau, dans le coin inférieur droit, mesure 20 cm. Ile Boudreau.

Figure 2: Vue détaillée de la brèche d'effondrement de la Formation de Havre-aux-Maisons. Les lithologies représentées sont des mudstones (1), un peu de grès et de siltstones (2). On note également quelques veines de gypse (3). Ile Boudreau.

Figure 3: Grand bloc de calcaire (1) dans la brèche d'effondrement à fragments de mudstones (2) de la Formation de Havre-aux-Maisons. Un diapir de gypse (3) apparaît dans le coin supérieur gauche de la photo. Hauteur de l'affleurement, 15 m. Section côtière des Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons.

Figure 4: Bloc de grès (1) dans la brèche d'effondrement de la Formation de Havre-aux-Maisons. Le bloc est entouré de fragments de mudstones (2). La brèche est traversée de veines de gypse (3). Cap Noir. Ile du Havre-Aubert.



1



2



3



4

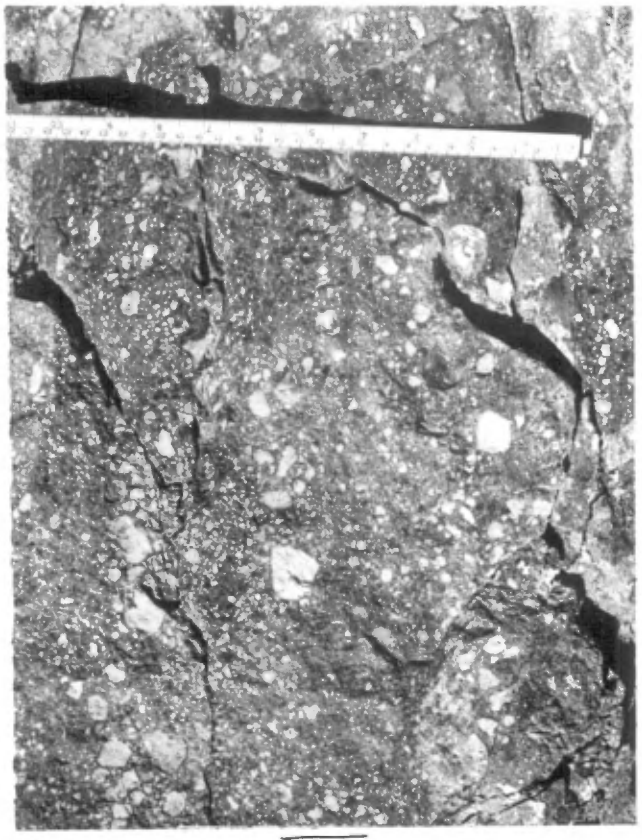
PLANCHE 4

Figure 1: Couches diffuses de roches volcanoclastiques de la Formation de Havre-aux-Maisons. Il s'agit d'un conglomérat composé uniquement de fragments anguleux et mal classés de basalte dans un ciment de calcite. La différence de ton des fragments est due à l'altération superficielle. Longueur du ruban à mesurer, 28 cm. Buttes Pelé·s. Ile du Havre-aux-Maisons.

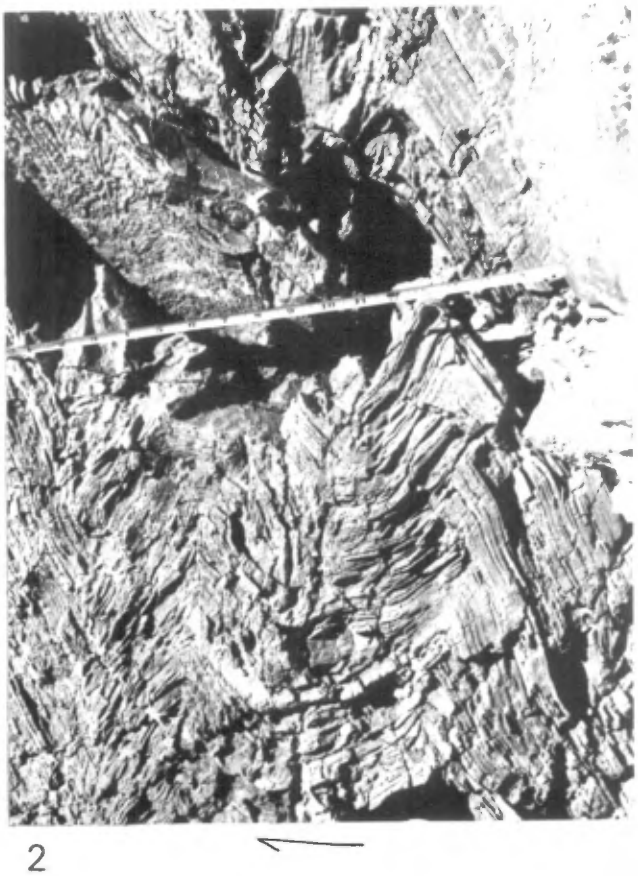
Figure 2: Couches de gypse plissotées de la Formation de Havre-aux-Maisons. Le plan axial des plis est horizontal. On observe une variation de la simple flexure au pli en chevron. Longueur du ruban à mesurer, 43 cm. Etang-du-Nord. Ile du Cap-aux-Meules.

Figure 3: Laminations étirées et boudinées de gypse dans la Formation de Havre-aux-Maisons. Les laminations plus foncées sont dues à de plus grandes concentrations d'argile. Cap Rouge. Ile d'Entrée.

Figure 4: Vue de la base des calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons. On observe le passage des mudstones plus ou moins calcareux et des minces lits de wackestones (1), à gauche de la photo, aux mudstones calcaires (2), aux wackestones (3) et aux packstones algaires (4), beaucoup plus résistant, à droite. Flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau.



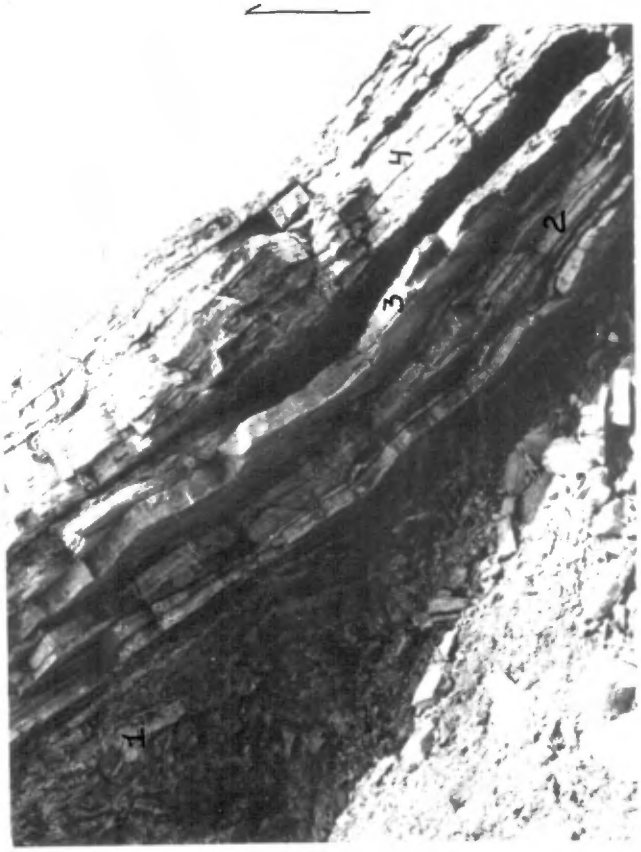
1



2



3



4

PLANCHE 5

Figure 1: Petits monticules de Stromatolithes columnaires dans la Formation de Havre-aux-Maisons. Les Stromatolithes sont constitués de colonnes inclinées à 30 degrés de la verticale des couches. Ces monticules reposent sur une séquence argilo-gréseuse (1) et sont recouverts de calcaires (2). Ile Boudreau.

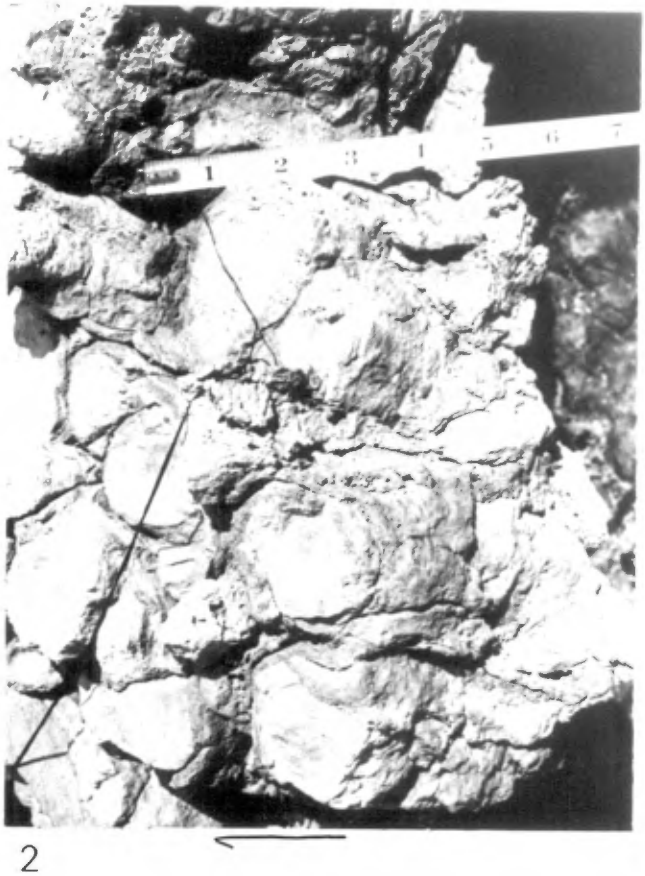
Figure 2: Vue détaillée des Stromatolithes columnaires de la Formation de Havre-aux-Maisons. Ceux-ci sont perpendiculaires à la surface de stratification. Longueur du ruban à mesurer, 18 cm. Ile Boudreau.

Figure 3: Surface ridée d'une coulée de basalte de la Formation de Cap-au-Diable. Cette structure s'apparente peut-être à une surface cordée. Les Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons.

Figure 4: Pseudo-brèche dans la Formation de Cap-au-Diable. En surface altérée les roches semblent constituées de blocs. A quelques centimètres sous la surface d'affleurement, les fragments ne sont plus séparés que par des fractures et ils sont en continuité. Les Demoiselles. Ile du Havre-Aubert.



1



2



3



4

PLANCHE 6

Figure 1: Interstratification de bancs de grès (1) et de mudstones rouges laminés (2). Section-type du Membre de l'Etang-du-Nord. Ile du Cap-aux-Meules

Figure 2: Laminations obliques tangentielles (1) dans un grès du Membre de l'Etang-du-Nord. On note également un mince lit de grès à rides d'oscillation (2). Longueur du ruban à mesurer, 45 cm. Pointe Basse. Ile du Havre-aux-Maisons.

Figure 3: Rides d'oscillation et empreintes de fissures de retrait dans un grès du Membre de l'Etang-du-Nord. Bassin. Ile du Havre-Aubert.

Figure 4: Imbrication de galets dans un conglomérat intraformationnel du Membre de l'Etang-du-Nord. Galets de grès dans une matrice de grès argileux. Longueur du ruban à mesurer, 30 cm. Cap du Sud-Ouest. Ile du Havre-Aubert.



1



2



3



4

PLANCHE 7

Figure 1: Interstratification de grès rouge (1) et de calcaire microcristallin (2) du Membre de l'Etang-du-Nord. Une couche de conglomérat intraformationnel à galets de calcaire microcristallin (3) passe latéralement au calcaire en place. Rockhill Point. Grosse Ile.

Figure 2: Laminations obliques tangentielles de type fosse (taille moyenne) dans un grès du Membre de l'Etang-du-Nord. Côte sud-ouest de Grosse Ile.

Figure 3: Vue en plan du moulage d'un terrier dans un grès rouge laminé du Membre de l'Etang-du-Nord. Le terrier est comblé par un matériau identique au sédiment encaissant. Longueur du terrier, 30 cm. Etang-des-Caps. Ile du Havre-Aubert.

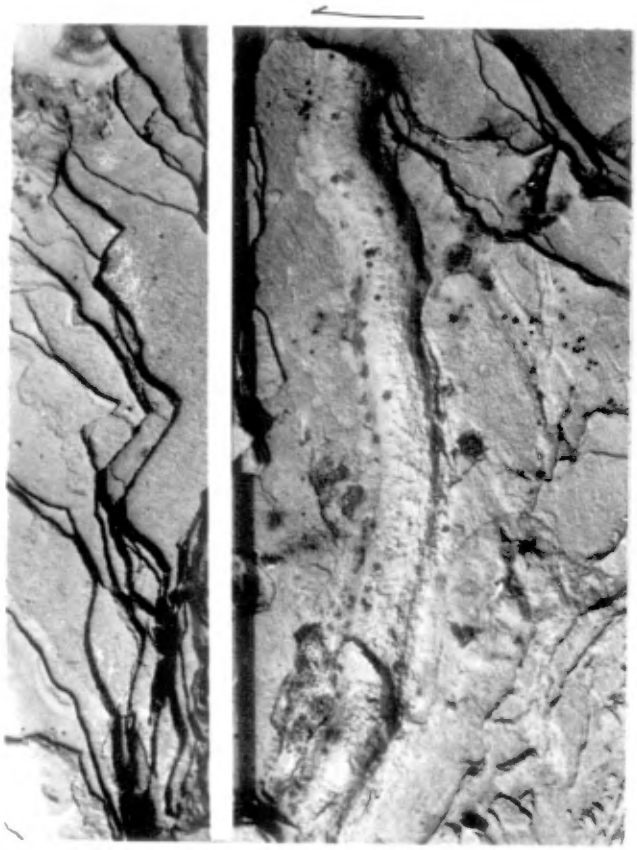
Figure 4: Conglomérat intraformationnel du Membre de l'Etang-du-Nord. Les fragments de mudstone rouge sont enrobés d'une matrice de grès rouge. Longueur du ruban à mesurer, 1 m. Etang-des-Caps. Ile du Havre-Aubert.



1



2



3



4

PLANCHE 8

Figure 1: Faisceaux de laminations obliques géantes tangentielles dans un grès rouge du Membre de l'Etang-des-Caps. Ces laminations sont interprétées comme les laminations frontale de dunes éoliennes. Hauteur de l'escarpement, 25 m. Etang-des-Caps. Ile du Havre-Aubert.

Figure 2: Faisceaux de laminations obliques géantes tangentielles dans un grès rouge du Membre de l'Etang-des-Caps. On observe le passage de faisceaux de deux à trois mètres d'amplitude à des faisceaux de plus de dix mètres d'amplitude. Hauteur de l'escarpement, 20 m. Etang-du-Nord. Ile du Cap-aux-Meules.

Figure 3: Vue rapprochée des laminations obliques géantes du Membre de l'Etang-des-Caps. L'attitude des strates étant voisine de l'horizontale, on note le pendage accentué des laminations obliques. Grande Echouerie. Ile du Cap-aux-Meules.

Figure 4: Déformations péné-contemporaines dans les laminations obliques géantes du Membre de l'Etang-des-Caps. Ces déformations des lamines de grès sont attribuées à des glissement au front de la dune. Grande-Entrée. Ile de la Grande Entrée.



1



2



3



4

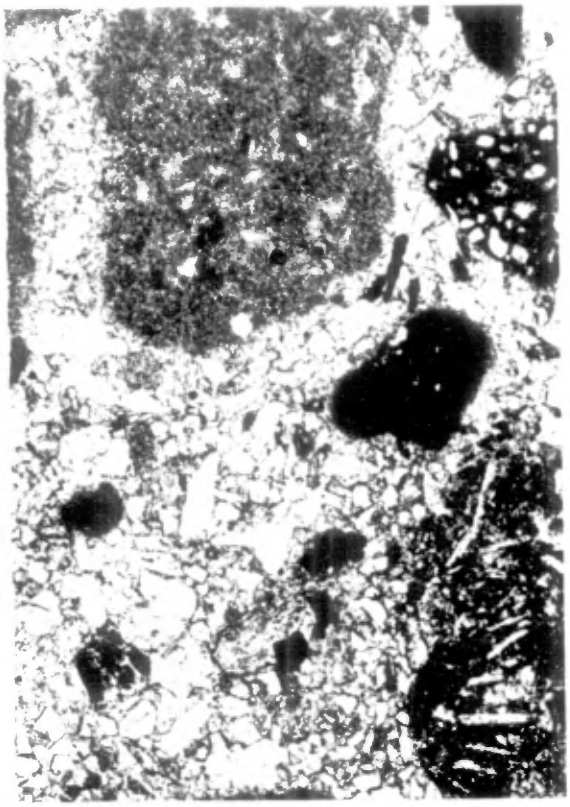
PLANCHE 9

Figure 1: Conglomérat volcanoclastique à granules de basalte et de calcaire silteux dans une matrice de grès quartzo-feldspathique cimentée par de la calcite. Formation de Havre-aux-Maisons. Echantillon IM 241. Ile le Corps Mort. 12X.

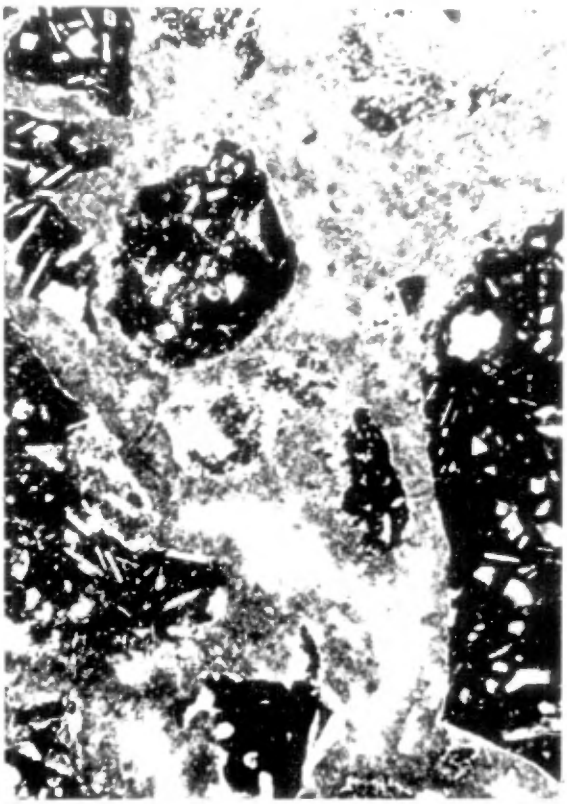
Figure 2: Conglomérat volcanoclastique de la Formation de Havre-aux-Maisons. Les granules de basalte sont cimentés par de la calcite. Noter l'absence de matrice gréseuse. Echantillon IM 132. Les Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons. 12X.

Figure 3: Brèche de la Formation de Cap-au-Diable. Les fragments de basalte sont cimentés par une dolomite. Le centre des cristaux de dolomite montre un enrichissement en fer. Echantillon IM 441. Boisville. Ile du Cap-aux-Meules. 12X.

Figure 4: Laminations de gypse de la Formation de Havre-aux-Maisons. Les laminations plus foncées sont dues à un concentration de l'argile. Cap Noir. Ile du Havre-Aubert. 12X.



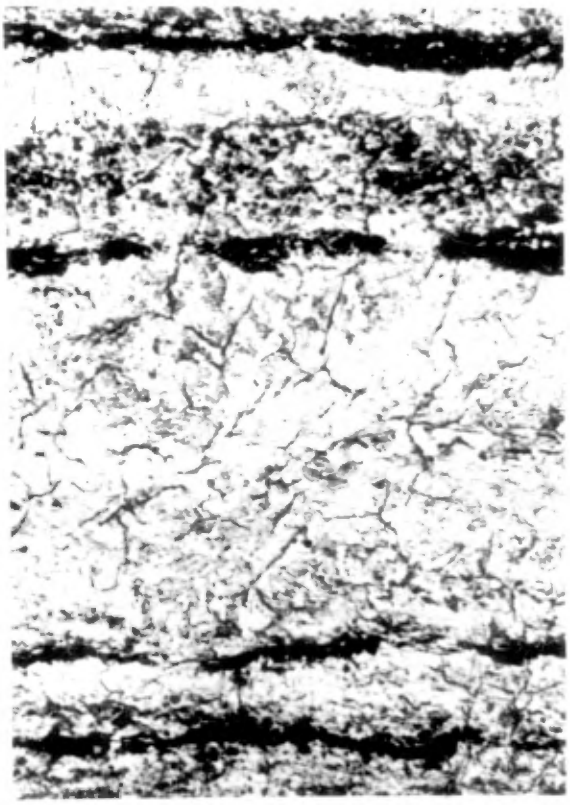
1



2



3



4

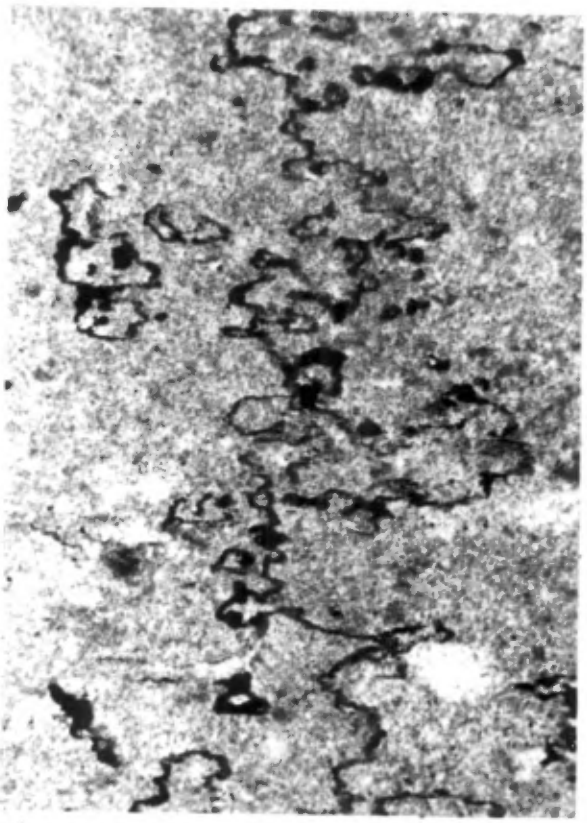
PLANCHE 10

Les quatre figures de cette planche illustrent les calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposés sur le flanc est de l'anticlinal de L'Ile Boudreau. Ils représentent la zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17).

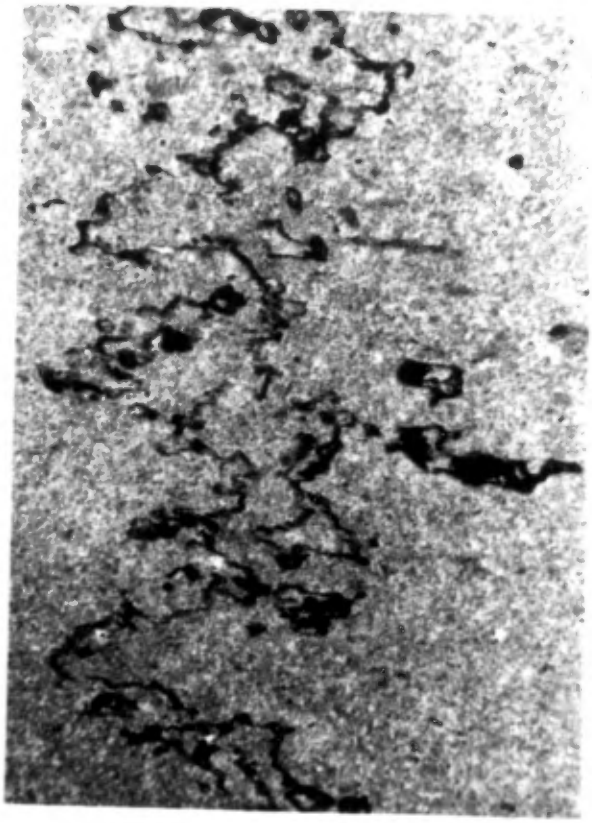
Figures 1-2: Stylolithisation intense avec concentration des matériaux argileux et de la matière organique dans un mudstone pelloïde en voie de recristallisation en microspar. On note la présence de quelques rhomboèdres de dolomie. Echantillon IM 49-7, U. de M. 306/8 et 306/7 respectivement. 31X.

Figure 3: Pseudomorphes de gypse remplacés par de la calcite dans un wackestone à pellets. Quelques Ostracodes et spicules de Spongiaires. Echantillon IM 49-7, U. de M. 306/6. 31X.

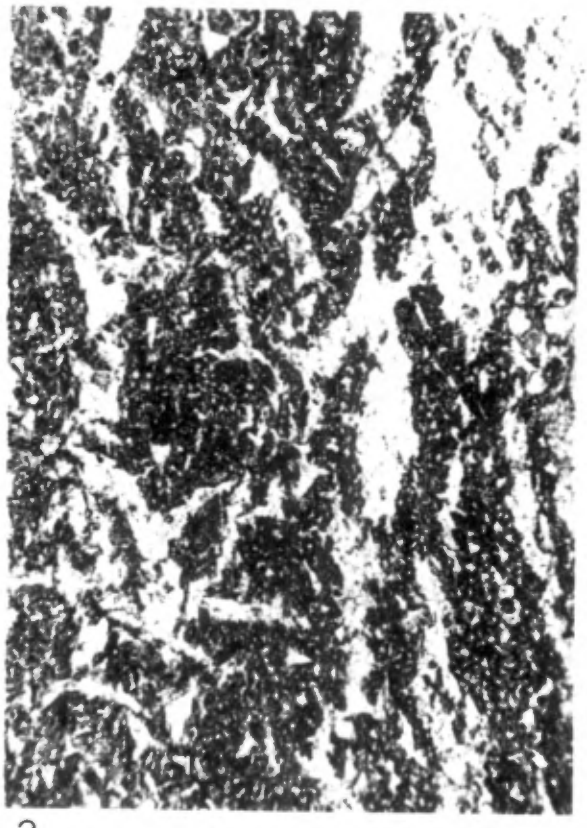
Figure 4: Deux joints argilo-calcaires encadrant un wackestone argileux à nombreux birdseyes et rares débris d'Echinodermes et d'Algues tubulaires(Palaeobéréselles) séparant deux lits de packstone complètement recristallisé et dolomitisé. On y reconnait encore un Archaediscus (en haut, au centre) et des débris de macrofaune (Brachiopodes, etc.).



1



2



3



4

PLANCHE 11

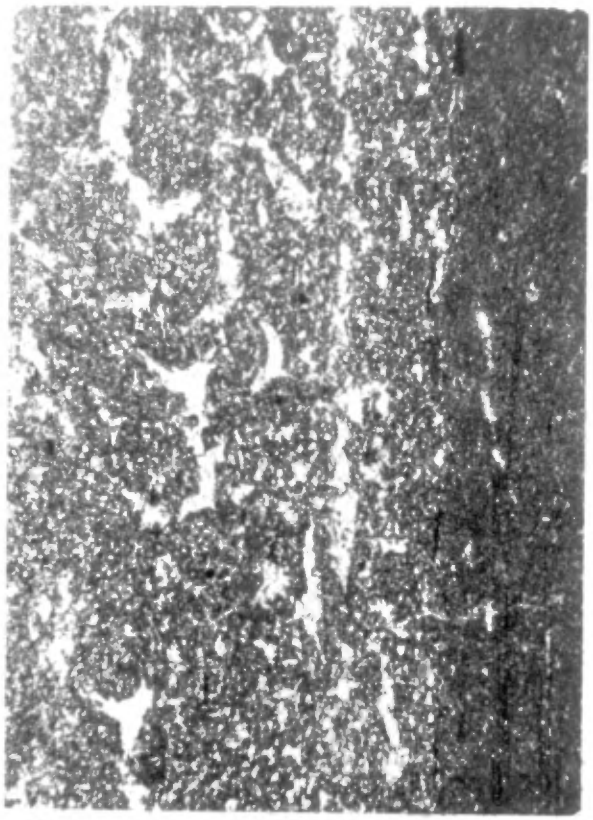
Les quatres figures de cette planche illustrent les calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposés sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau. Ils représentent la zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17).

Figure 1: Mudstone laminaire surmonté d'un wackestone pelloïde à birdseyes, Ceux-ci, sans planchers nets, peuvent être attribués à la dissolution, soit d'Algues, soit d'Eponges non calcifiées. Echantillon IM 49-7, U. de M. 310/29. 31X.

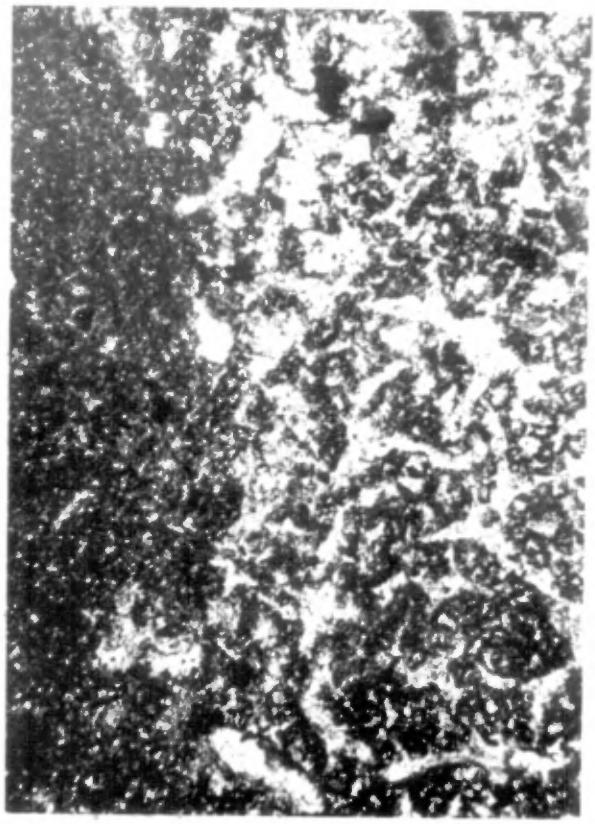
Figure 2: Wackestone pelloïde passant à un wackestone-packstone à Spongiaires et à pseudomorphes de gypse remplacés par de la calcite. Echantillon IM 49-H, U. de M. 310/20. 31X.

Figure 3: Pseudomorphes de gypse remplacés par de la calcite. Echantillon IM 49-J, U. de M. 31X.

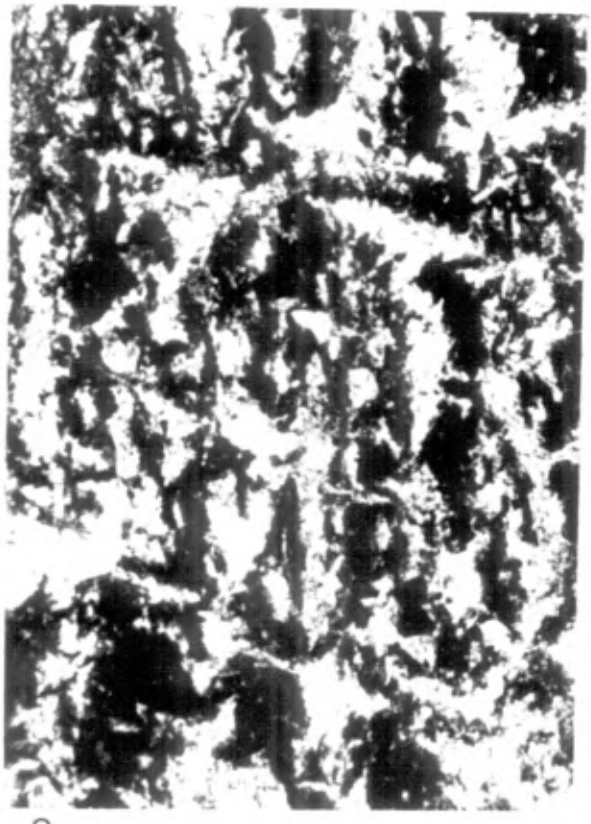
Figure 4: Pseudomorphes de gypse remplacés par de la calcite, associés à des spicules de Spongiaires, dans un wackestone pelloïde. Echantillon IM 49-7, U. de M. 306/5. 31X.



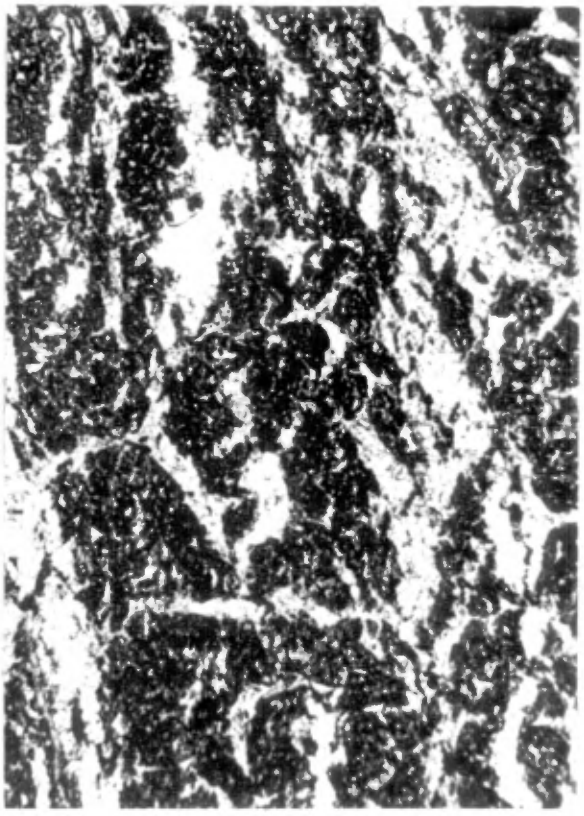
1



2



3



4

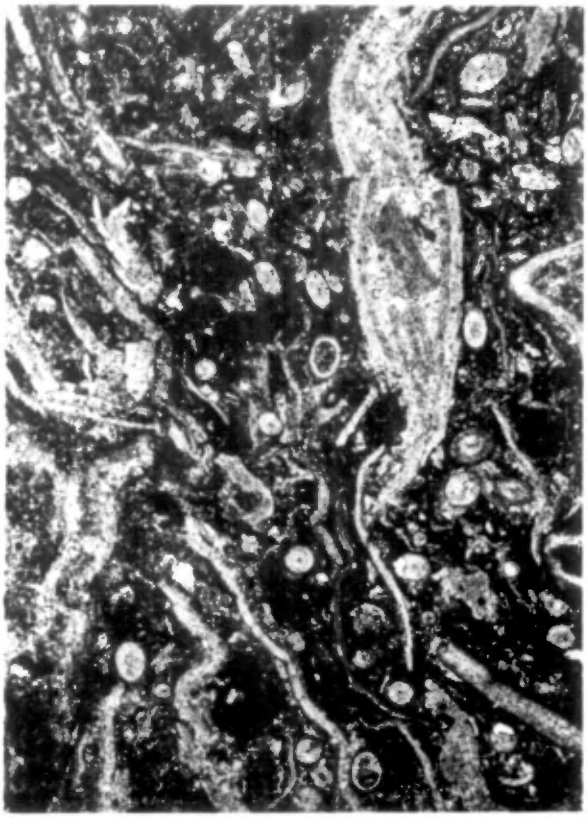
PLANCHE 12

Les quatre figures de cette planche illustrent les calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposés sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau. Ils représentent la zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17).

Figure 1-2: Packstones mal classés à Brachiopodes écrasés. Notez l'abondance des épines de Productidés et l'interpénétration des grains. Quelques rares Echinodermes et Foraminifères encroûtants. Echantillon IM 49-A, U. de M. 310/31 et 310/30. 31X.

Figure 3: Grainstone-packstone mal classé à pellets et lumps algaires. Quelques birdseyes à contours pelloïdes. Rares Ostracodes, Echinodermes altérés, Foraminifères (Planospirodiscus) et débris de Brachiopodes. Échantillon Bell 10 B, U. de M. 317/1. 31X.

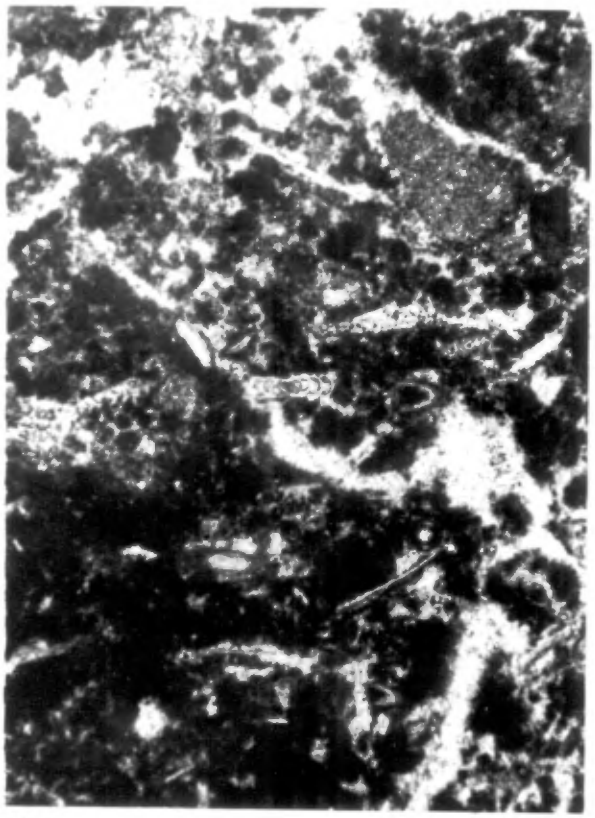
Figure 4: Wackestone (?) fortement recristallisé. La nature originale de la roche est difficile à déterminer. On reconnaît des fantômes de pellets, de sulfates (?), de matrice et un Archaediscidae remarquablement conservé (voyez le tectum microcristallin et la muraille fibro-radiée,1).Un peu de dolomitisation. IM 49-H, U. de M. 305/15. 78X.



1



2



3



4

PLANCHE 13

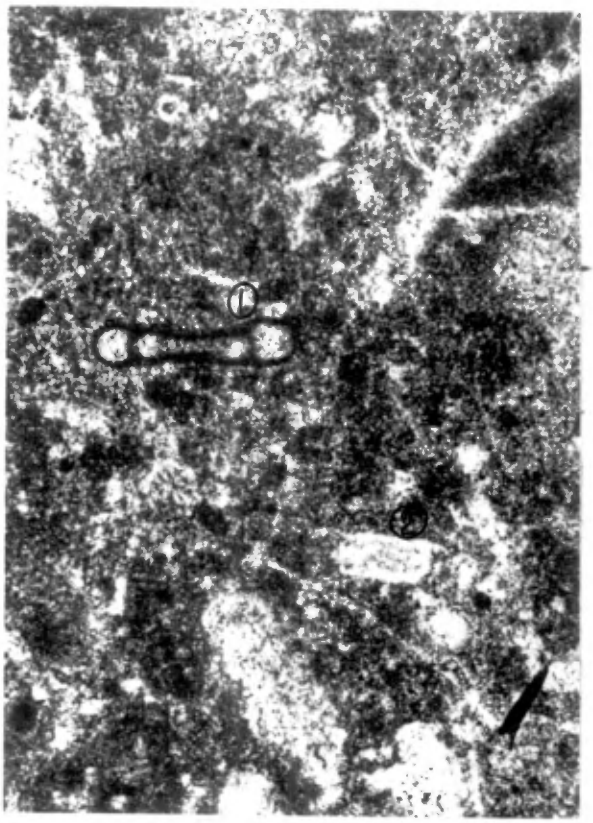
Les quatre figures de cette planche illustrent des calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposés dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figure 1: Wackestone à pellets partiellement recristallisés. Les débris de la macrofaune sont également dissous . On reconnaît un Pseudoammodiscus (1) (centre, tectum sombre) et un Neoarchaediscus (2) dont la structure pseudo-fibreuse est transformée en microspar. Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-B, U. de M. 306/37. 78X.

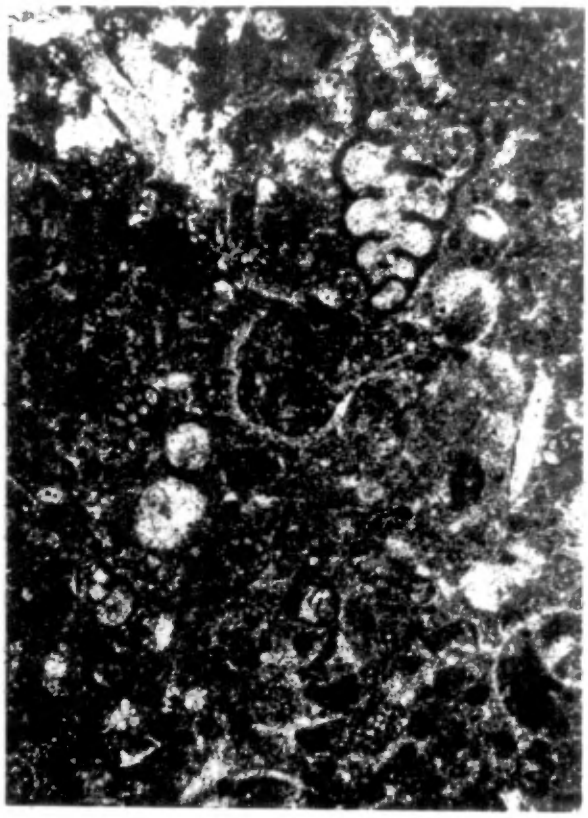
Figure 2: Packstone mal classé à pellets, lumps algaires, débris de macrofaune (Gastéropodes, Echinodermes, Brachiopodes) et microfaune (Earlandia sp; Endothyra sp., Paleotextulariidae). Les pellets, bien qu'abondants, sont mal visibles dans la matrice sombre. Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-B, U. de M. 310/35. 31X.

Figure 3 Grainstone et pseudo-grainstone à Foraminifères abondants. On reconnaît de nombreux Endothyranopsidae (Endothyranopsis crassa (Brady, 1876)), mêlés à Earlandia vulgaris (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936), Paleotextularia asper Cooper, 1947, etc. Il s'y ajoute quelques pellets, Calcisphères, fragments de coquilles encroûtées, Echinodermes, Gastéropodes. Zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17). Echantillon Bell 14A, U. de M. 317/18. 31X.

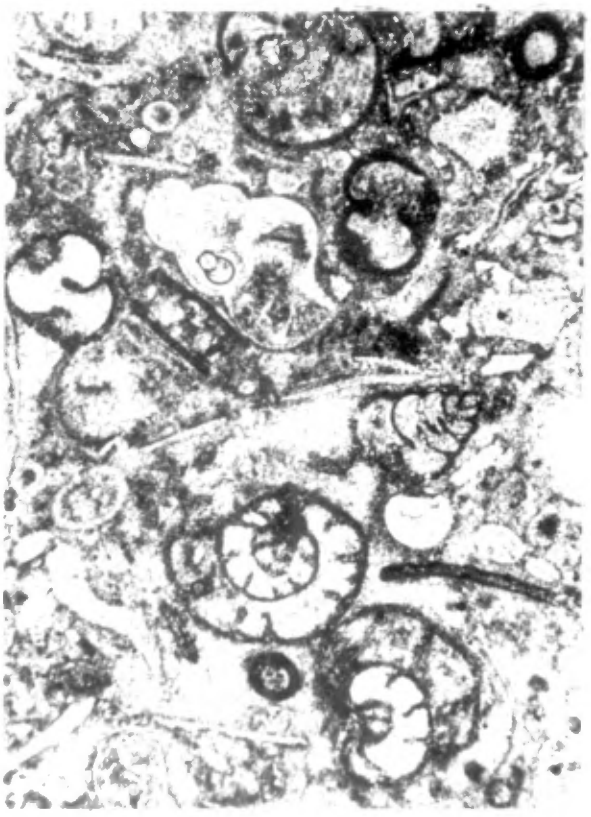
Figure 4: Wackestone pelloïde à "Nodosinella pricilla Dawson" associées à des Diplosphères. Une structure géopétale s'observe dans le microfossile du haut de la photo. Zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17), Echantillon IM 49-H, U. de M. 310/19. 31X.



1



2



3



4

PLANCHE 14

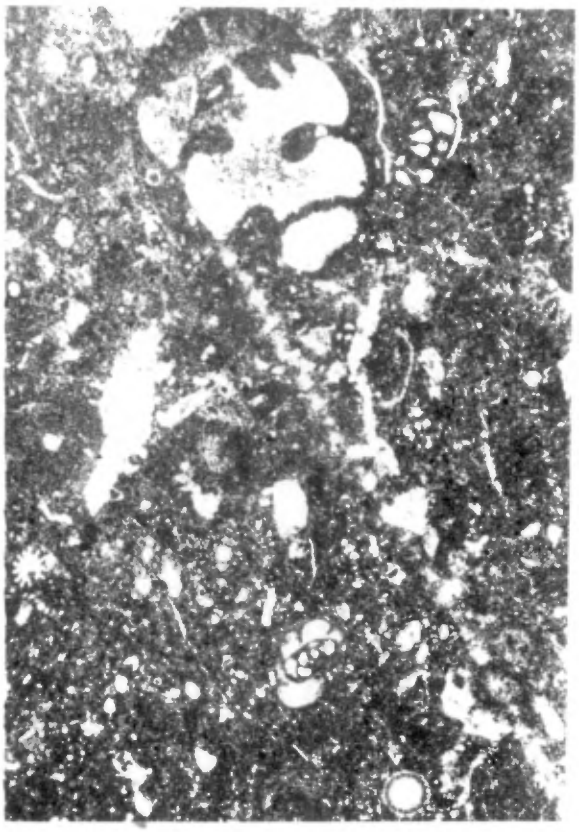
Les quatre figures de cette planche illustrent des calcaires de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposés dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figure 1: Wackestone à fantômes de pellets. On reconnaît en outre les Foraminifères Koskinobigerina et Endothyra, des Calcisphères, un piquant d'Echinide, des Ostracodes et des fragments dissouts de macrofaune. Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-C, U. de M. 308/12. 31X.

Figure 2: Grainstone grossier à Foraminifères (gros Endothyranopsis crassa (Brady, 1876); Eostaffellidae, Palaeotextulariidae) et à incertae sedis encroûtants (la grande Fasciella kizilia Ivanova, 1973, se distingue mal du ciment). On reconnaît en plus des Calcisphères, des Echinodermes, des Brachiopodes. Zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17). Echantillon Bell 14 A, U. de M. 317/26. 31X.

Figure 3: Packstone provenant du remaniement d'un bafflestone à Palaeobéréselles. On reconnaît un disque d'attachement de ces Algues chez une Kamaena sp. (en bas à gauche). Nombreux Earlandia vulgaris (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936) (en haut, à gauche), avec Diplosphaerina sp., des Endothyridae, des Echinodermes, des Ostracodes, des Bryozoaires et des débris de microfaune dissoute. Quelques cristaux de dolomie. Zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17). Echantillon Bell 14 B, U. de M. 318/16. 31X.

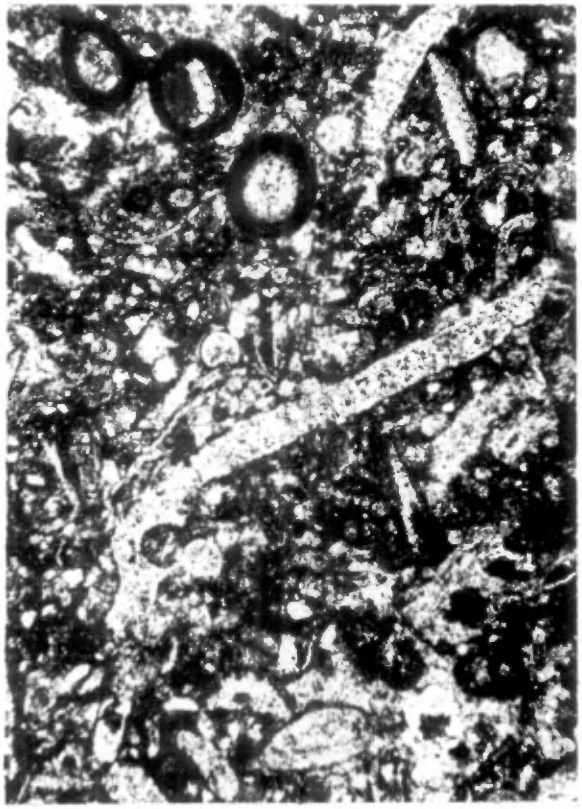
Figure 4: Contact entre un packstone et un grainstone à pellets, lumps et débris de macrofaune. On reconnaît des Foraminifères (Endothyranopsis crassa (Brady, 1876), Pseudoammodiscus), des Algues tubulaires, une Calcisphaera sp., des Ostracodes, des Echinodermes et des fragments dissous de Brachiopodes et de Mollusques. Zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur (Zone 17). Echantillon Bell 14 A, U. de M. 317/5. 31X.



1



2



3



4

PLANCHE 15

Figure 1: Texture intergranulaire dans un basalte de la Formation de Cap-au-Diable. Les interstices entre les microlites de plagioclase altéré (en clair) sont remplis de pyroxènes chloritisés et de minéraux opaques. Echantillon IM 257 C. Vigneau. Ile du Havre-Aubert. 12X.

Figure 2: Texture intergranulaire dans un basalte de la Formation de Cap-au-Diable. Les pyroxènes sont mieux développées que dans la figure précédente. Echantillon IM 191 C. Les Demoiselles. Ile du Havre-Aubert. 12X.

Figure 3: Texture ophitique dans un intrusion(?) de gabbro qui recoupe les laves de la Formation de Cap-au-Diable. Le pyroxène entoure complètement le microlite de plagioclase. Echantillon IM 294. Les Demoiselles. Ile du Havre-Aubert. 30X.

Figure 4: Amphibole brune (Kaersutite ?) en épitaxie sur un cristal de pyroxène. Basalte de la Formation de Cap-au-Diable. Echantillon IM 161 R. Anse à Damase. Ile du Havre-aux-Maisons. 30X.



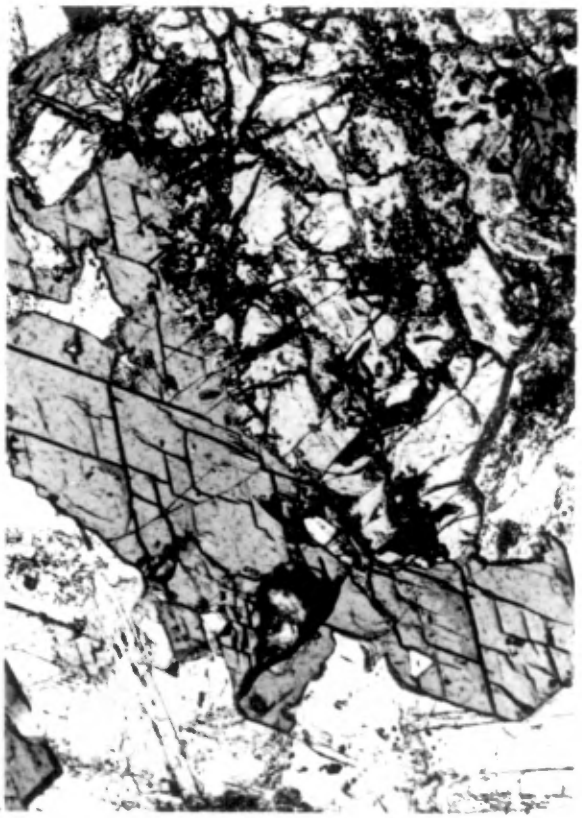
1



2



3



4

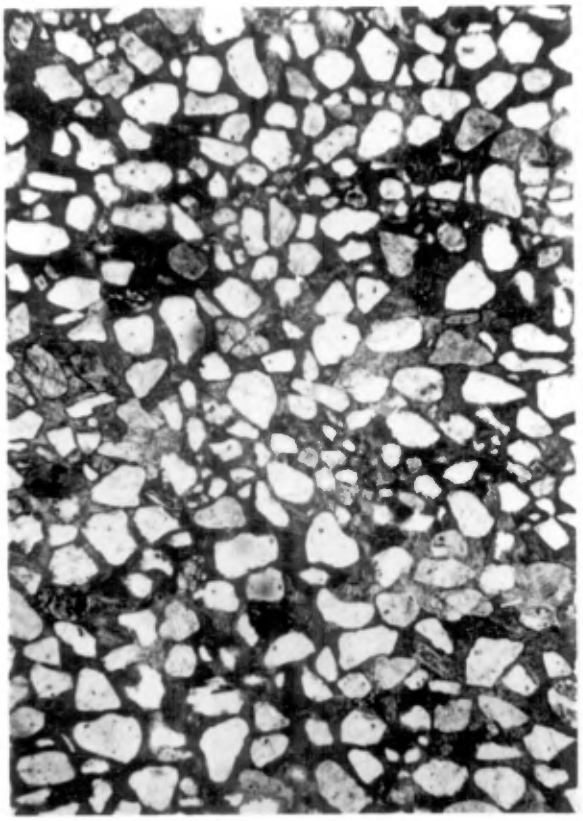
PLANCHE 16

Figure 1: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-du-Nord. Les grains sont fins, sub-anguleux à sub-arrondis, bien classés. Un peu de matrice argileuse. Ciment de calcite. Echantillon IM 116. Mont Alice. Ile du Havre-aux-Maisons. 12X.

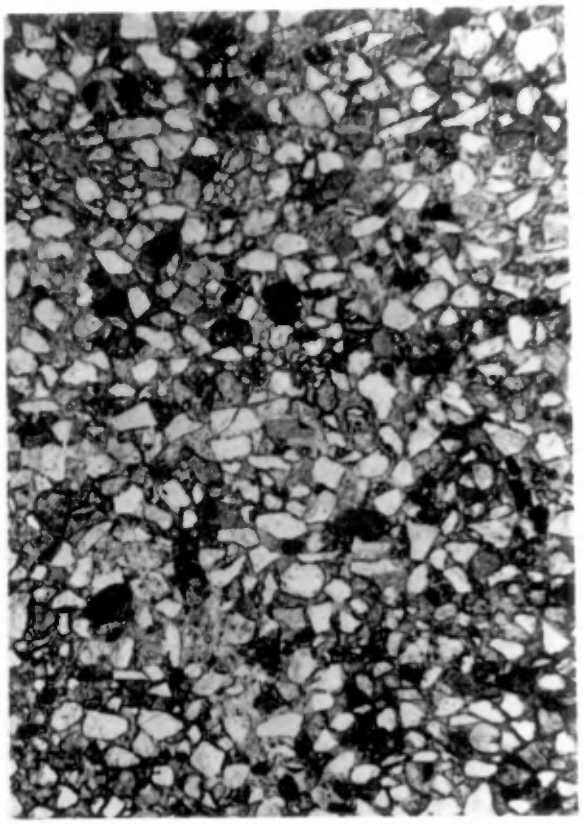
Figure 2: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-du-Nord. Les grains sont fins à très fins, très anguleux à sub-arrondis, mal classés. Un peu de matrice argileuse. Ciment de calcite. Echantillon IM 214. Butte du Portage. Ile du Havre-Aubert. 12X.

Figure 3: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-du-Nord. Les grains sont fins, sub-anguleux à arrondis, mal classés. On note la présence d'un film de ciment ferrugineux autour de la plupart des grains. Echantillon IM 185. Pointe Shea. Ile du Havre-Aubert. 30X.

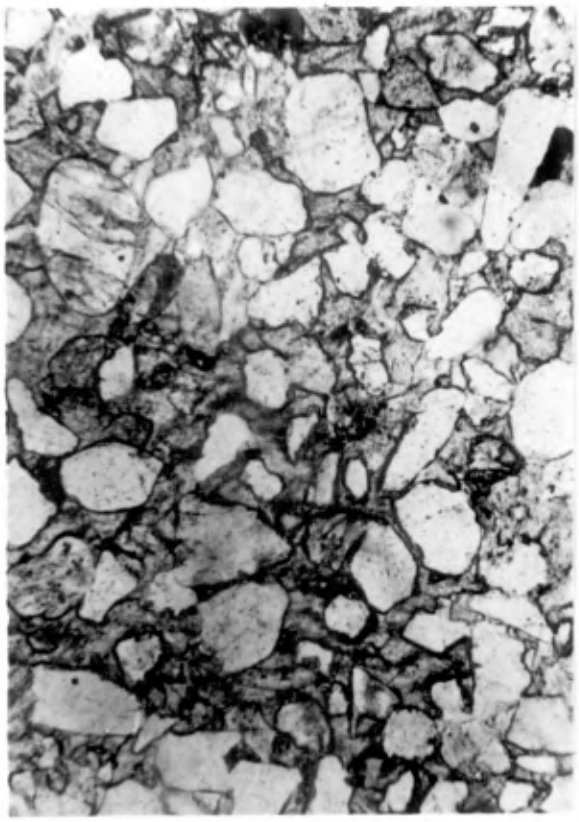
Figure 4: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-du-Nord. Les grains sont fins, anguleux à sub-arrondis, moyennement bien classés. Un peu de matrice argileuse. Ciment de calcite et ciment ferrugineux. On note la présence de quelques petits galets de shale (ton sombre). Echantillon IM 319. Ile Brion. 30X.



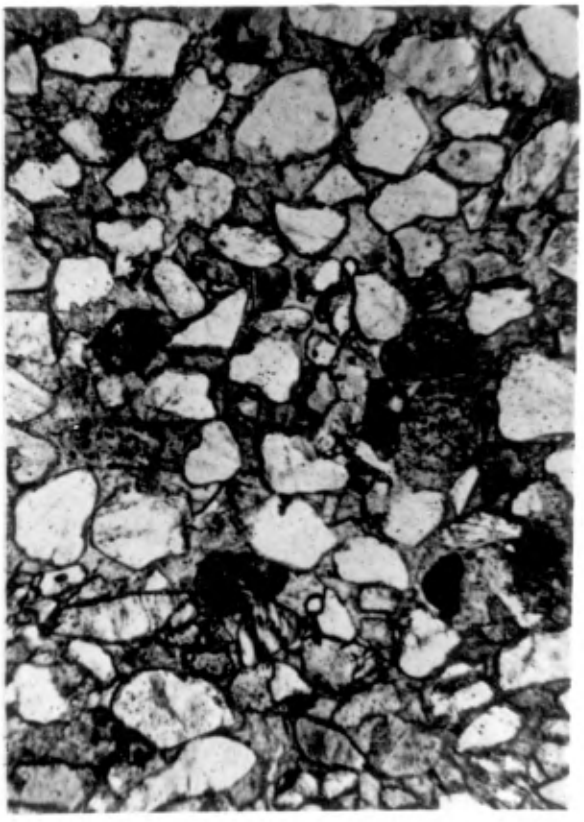
1



2



3



4

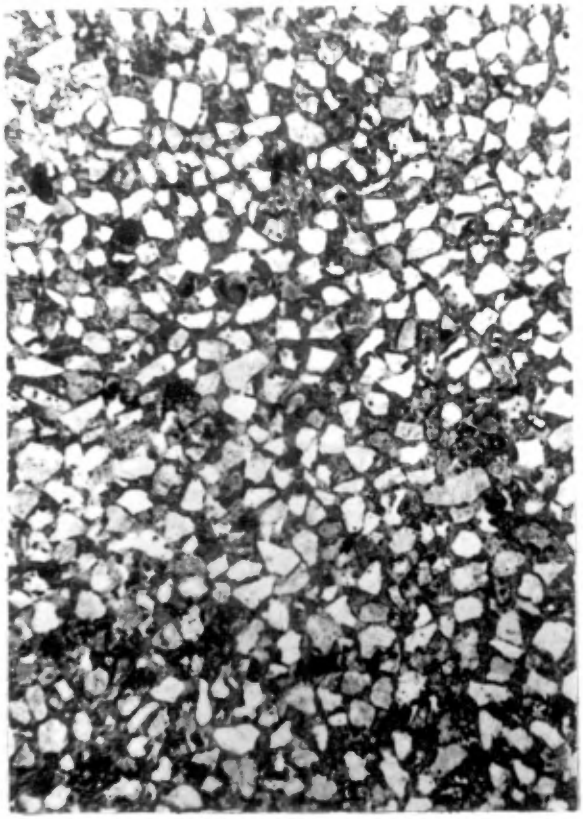
PLANCHE 17

Gigure 1: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-du-Nord. Les grains sont fins, anguleux à sub-arrondis, bien classés. Un peu de matrice argileuse. Ciment de calcite abondant. Echantillon IM 227. Portage du Cap. Ile du Havre-Aubert. 12X.

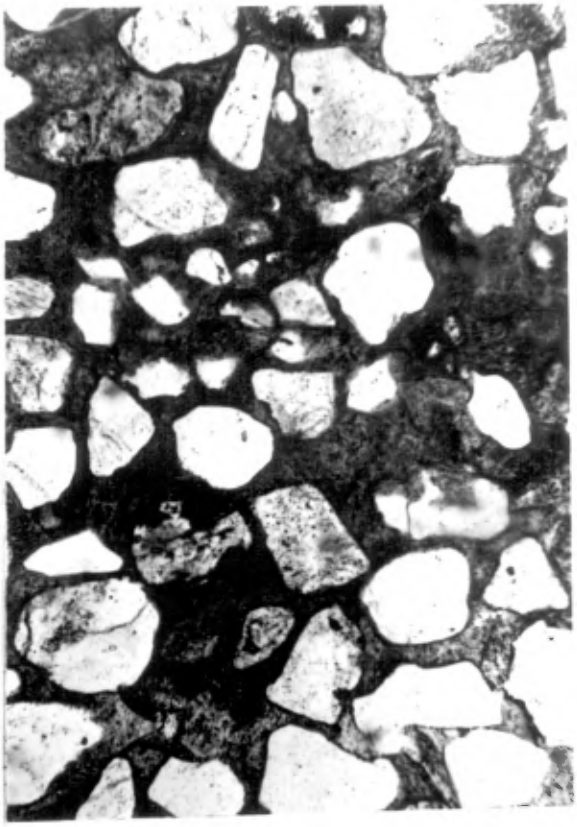
Figure 2: Vue détaillée de la même lame. 30X

Figure 3: Arénite quartzique du Membre de l'Etang-des-Caps. Les grains sont fins, sub-anguleux à sub-arrondis, mal classés. Le ciment de calcite est très abondant. On note aussi un mince film de ciment ferrugineux autour de certains grains. Echantillon IM 19. Cap de l'Est. 30X.

Figure 4: Calcaire microcristallin dolomitique du Membre de l'Etang-du-Nord. On note la présence de cristaux de pyrite. IM 13. Grosse Ile. 12X.



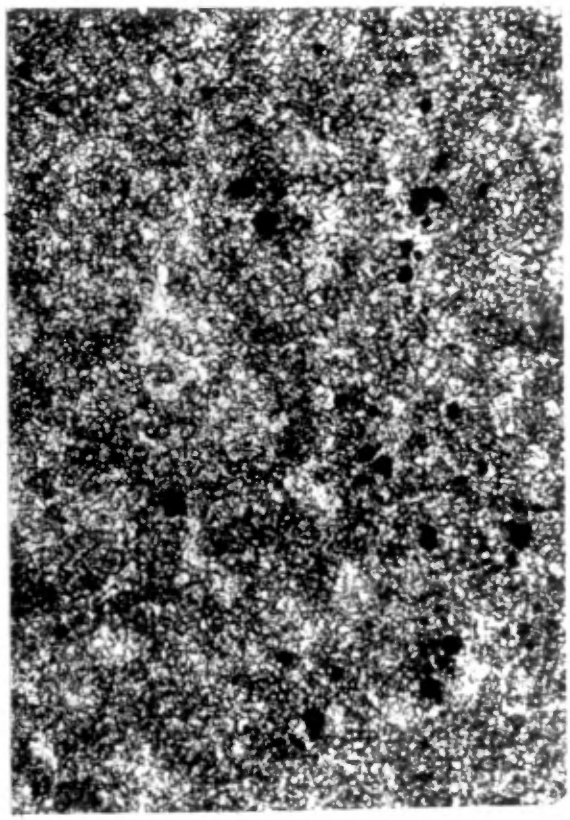
1



2



3



4

PLANCHE 18

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau. Ces échantillons représentent la zone de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur

Figures 1 à 9: Fasciella kizilia Ivanova, 1973

Figure 1: Echantillon Bell 14 A, U. de M. 318/19, numéro d'inventaire 24288, "Île Coffin". 55X. Comparez l'encroûtement à celui de Stacheoides ? spissa Petryk et Mamet, 1972.

Figure 2: Echantillon Bell 14 A, U. de M. 317/32, 24289. 55X. Comparez avec Stacheoides ? spissa Petryk et Mamet, 1972 (en particulier Planche 5, figures 1, 2, 3 et 7).

Figure 3: Echantillon Bell 14 A, U. de M. 317/28, 24290. 55X.

Figure 4: Echantillon Bell 14 A, U. de M. 318/42, 24291. 55X. Comparez avec le mode de croissance de Nuia (voir Guilbault, Hubert et Mamet, 1976).

Figure 5: Echant. Bell 14 A, U. de M. 318/7, 24292. 55X.

Figure 6: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/15, 24293. 55X.

Figure 7: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/29, 24294. 55X.

Figure 8: Echant. Bell 14 A, U. de M. 318/9, 24295. 55X.

Figure 9: Echant. Bell 14 A, U. de M. 318/1, 24296. 55X.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

PLANCHE 19

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figures 1 à 5: Fasciella kizilia Ivanova, 1973

Couches de passage du Viséen Supérieur au Namurien Inférieur.

Figure 1: On reconnaît des débris de frondes de Bryozoaires, des Pélécypodes et des Foraminifères (en particulier Neoarchaediscus est identifiable dans le quartier S) associés à des pelottes de Spongiostromates. Echantillon Bell 14 A, U. de M. 317/24, 24297. 55X.

Figure 2: Echant. Bell 14 A, U.de M. 317/21, 24298. 55X.

Figure 3: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/21, 24299. 85X.

Figure 4: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/11, 24300. 85X.

Figure 5: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/13, 24301. 85X

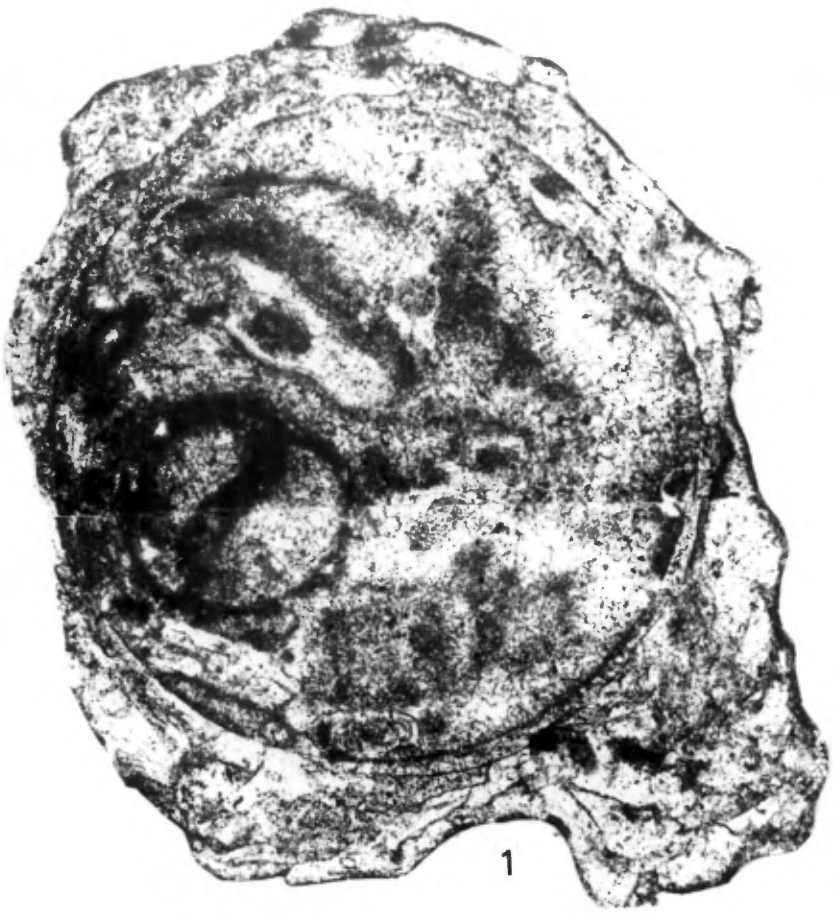
Figures 6 à 8: Palaeoberesella lahuseni (von Möller, 1879).

Figure 6: Echant. Bell 14 A, U. de M. 318/13, 24302. 55X.

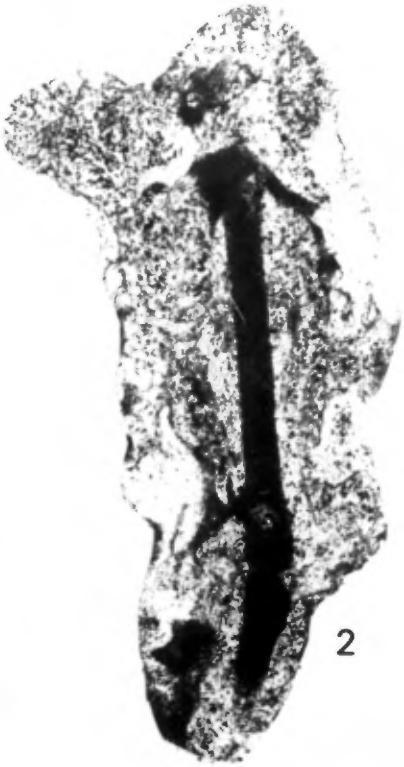
Figure 7: Echant. Bell 14 A, U. de M. 317/17, 24303. 27X.

Figure 8: Echant. Bell 14 A, U. de M/ 318/13, 24304. 55X.

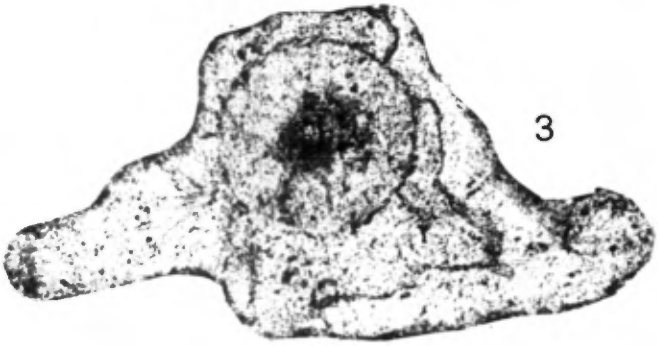
Figure 9: Calcisphaera laevis Williamson, 1881. Echantillon IM 44-C, U. de M. 308/17, 24305. 85X. Viséen final.



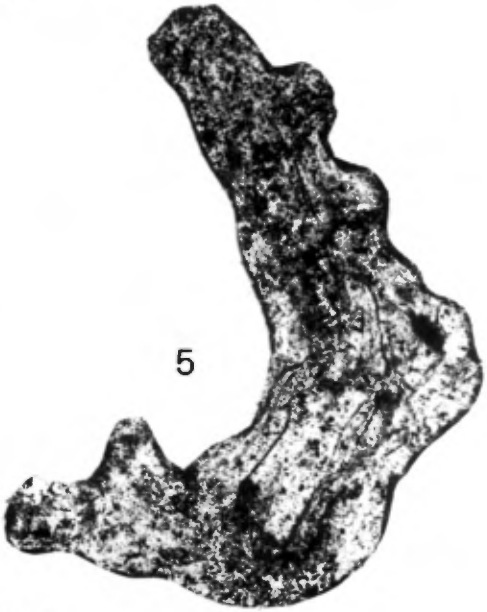
1



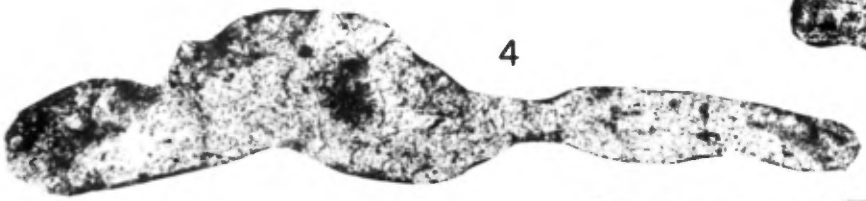
2



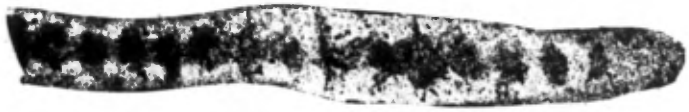
3



5



4



6



7



8



9

PLANCHE 20

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figures 1 et 2: Mitcheldeania sp.
Zone de passage au Namurien Inférieur.

Figure 1: Echant. IM 49-B, U. de M. 305/38, 24306. 27X.

Figure 2: Echant. Bell 21, U. de M. 305/39, 24307. 22X.

Figure 3: Stipulella sp. Viséen final. Echantillon Bell 21, U. de M. 318/32, 24308, "Ile Coffin". 85X.

Figures 4 à 8: Windsoporella radiata Mamet et Rudloff, 1972.

Figure 4: Echant. Bell 21, U. de M. 319/34, 24309. 85X.

Figure 5: Echant. Bell 21, U. de M. 319/26, 24310. 85X.

Figure 6: Echant. Bell 21, U. de M. 319/30, 24311. 85X.

Figure 7: Echant. Bell 21, U. de M. 318/27, 24312. 85X.

Figure 8: Echant. Bell 21, U. de M. 318/28, 24313. 85X.

Figures 9 et 10: Anthracoporella ? sp. Zone de passage au Namurien Inférieur. Les deux spécimens sont encroûtés par la micrite.

Figure 9: Echant. Bell 14, U. de M. 317/33, 24314. 55X.

Figure 10: Echant. Bell 14, U. de M. 317/34, 24315. 55X.

Figures 11 et 12: Diplosphaerina cf. D. minima Suleimanov, 1945.
Zone de passage au Namurien Inférieur.

Figure 11: Echant. IM 49-9, U. de M. 306/24, 24316. 85X.

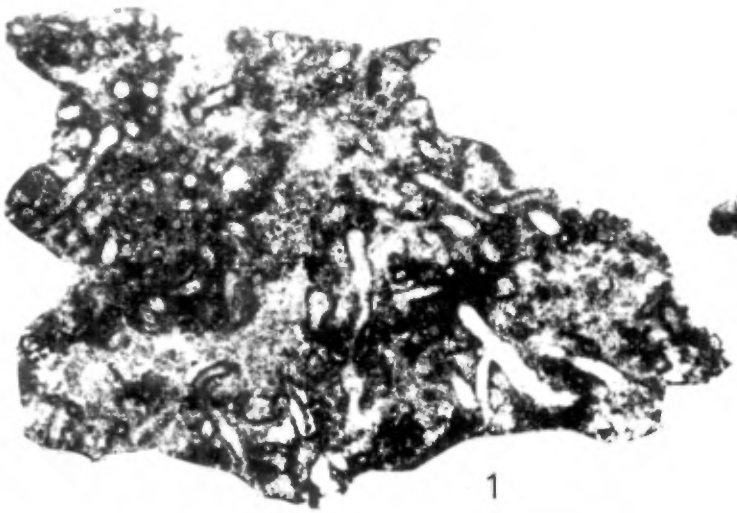
Figure 12: Echant. IM 49-9, U. de M. 306/25, 24317. 85X.

Figures 13 et 14: Eotuberitina sp. Zone de passage au Namurien Inférieur

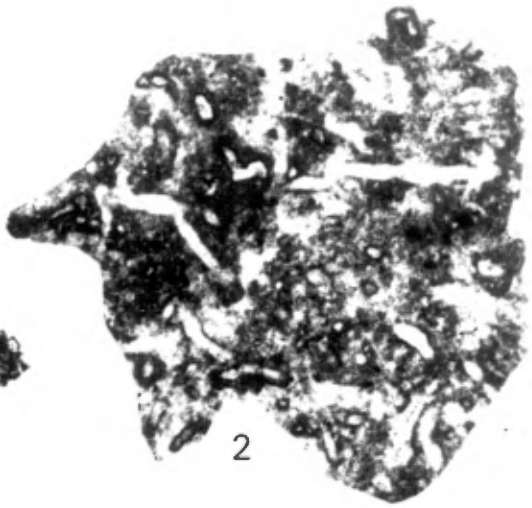
Figure 13: Echant. IM 49-F, U. de M. 305/28, 24318. 85X

Figure 14: Echant. IM 49-F, U. de M. 305/32, 24319. 85X.

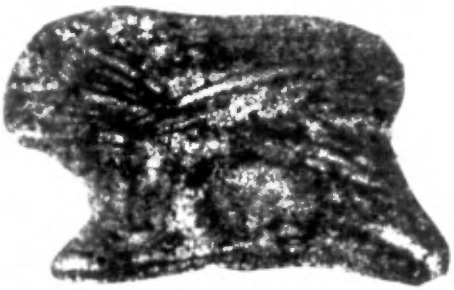
Figure 15: Eotuberitina sp. Viséen final. Echantillon IM 51-A, U. de M. 307/26, 24320. 85X.



1



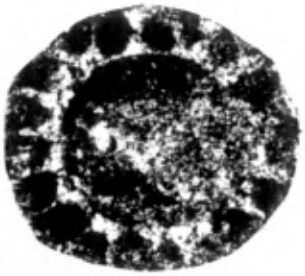
2



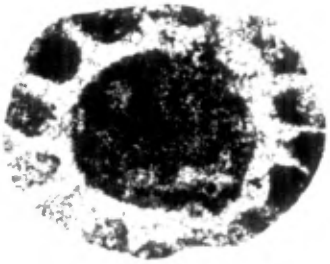
3



4



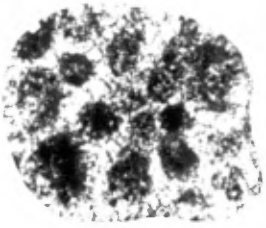
5



6



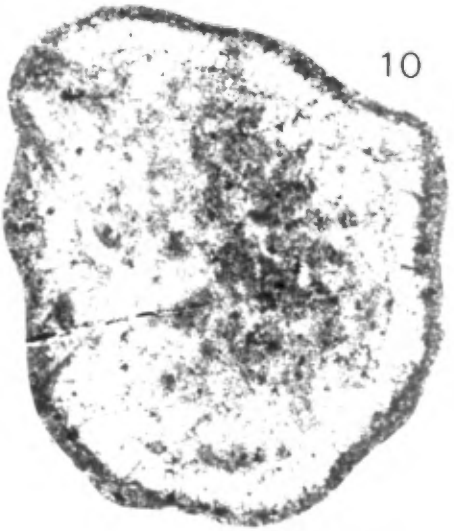
7



8



9



10



11



12



13



14



15

PLANCHE 21

Les échantillons figurés proviennent de calcaires exposés à l'ouest du Cap Rouge, dans l'Ile d'Entrée. Ces échantillons font partie d'une séquence affaissée de la brèche d'effondrement. Ils appartiennent probablement à la soux-zone B du Groupe de Windsor. Zone indéterminée du Viséen Supérieur. Faciès à"Nodosinella priscilla Dawson".

Figures 1 à 4: Phaeophycée encroûtée. La micritisation poussée de cette Algue brune non calcifiée a préservé les branchements dichotomiques du thalle.

Figure 1: Echant. IM 223, U. de M. 379/22, 24322. 98X.

Figure 2: Echant. IM 223, U. de M. 379/27, 24323. 98X.

Figure 3: Echant. IM 223, U. de M. 379/28, 24724. 98X.

Figure 4: Echant. Im 223, U. de M. 390/36, 34325. 38X.

Figures 5 et 6: Nodosinella priscilla Dawson, 1868. Cet incertae sedis erronément rapporté à un Foraminifère permien, se rapproche plus vraisemblablement d'un Cténostomate ou d'un Ptychocladiidé. Il est localement très abondant et il forme alors les "Nodosinella bands" des auteurs. La Figure 6 illustre un tel packstone riche en Nodosinella dont la muraille est complètement dissoute. Le faciès n'est pas sans rappeler les "Saccaminopsis bands" du Viséen Supérieur d'Ecosse et d'Irlande.

Figure 5: Echant. IM 223-B, U. de M. 390/42, 24326. 38X.

Figure 6: Echant. IM 223-F, U. de M. 390/64. 31X.

Figure 7: Grainstone pelloïde très bien classé. Exemple de cimentation pénécontemporaine autour de pelotes de Spongiostromates in situ. Echantillon IM 223, U. de M. 390/72.



1



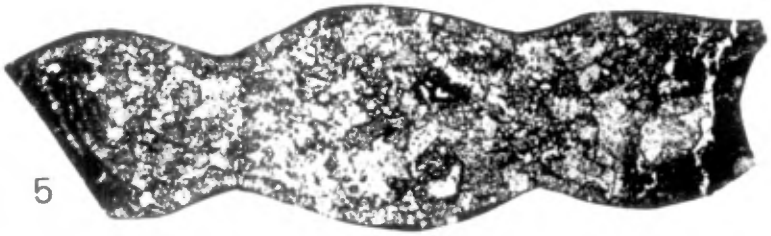
2



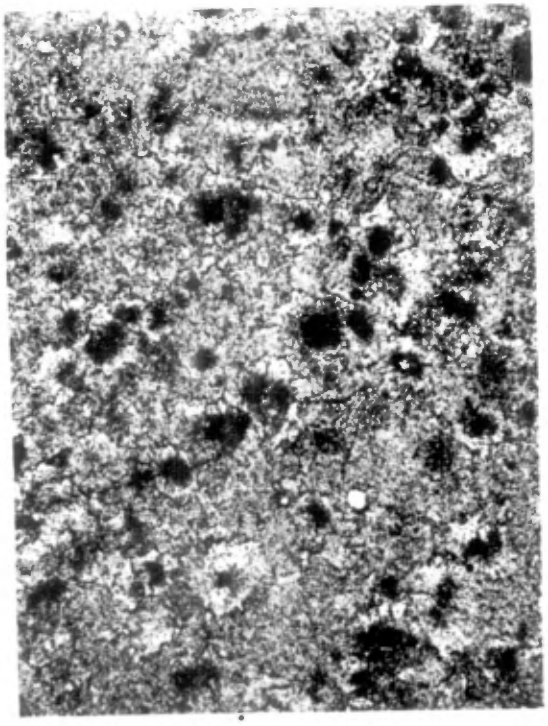
3



4



5



7



6

PLANCHE 22

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau. 121X.

Figures 1 à 19: Archaediscus planus Mikluko-Maklai, 1957 (= "Hemiarchaediscus" auctores).

Figure 1: Viséen final, Zone 16 $_{sup}$. Echantillon Bell 9 B, U. de M. 316/5, 24327.

Figure 2: Zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. Echantillon IM 49, U. de M. 305/37, 24328.

Figure 3: Echant. IM 49-8, U. de M. 310/14, 24329. Zone 17.

Figure 4: Echant. IM 49-7, U. de M. 306/11, 24330. Zone 17.

Figure 5: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/34, 24331. Zone 17.

Figure 6: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/35, 24332. Zone 17.

Figure 7: Echant. IM 49-F, U. de M. 305/31, 24333. Zone 17.

Figure 8: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/24, 24334. Zone 16$_{sup}$.

Figure 9: Echant. IM 49-8, U. de M. 306/15, 24335. Zone 17.

Figure 10: Echant. IM 49-13, U. de M. 306/35. 24336. Zone 17.

Figure 11: Echant. IM 49-H, U. de M. 305/27, 24337. Zone 17.

Figure 12: Echant. IM 49-F, U. de M. 305/29, 24338. Zone 17.

Figure 13: Echant. IM 49-13, U. de M. 306/33, 24339. Zone 17.

Figure 14: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/36, 24340. Zone 17.

Figure 15: Echant. IM 49-12, U. de M. 306/29, 24341. Zone 17.

Figure 16: Echant. IM 49-H, U. de M. 305/25, 24342. Zone 17.

Figure 17: Echant. IM 44, U. de M. 307/10, 24343. Zone 16$_{sup}$.

Figure 18: Echant. IM 49-7, U. de M. 306/9, 24344. Zone 17.

Figure 19: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/19, 24345. Zone 16$_{sup}$.

Figures 20 et 21: Archaediscus du groupe A. krestovnikovi Rauzer-Chernoussova, 1948.

Figure 20: Echant. IM 49-E, U. de M. 305/35, 24346. Zone 17.

Figure 21: Echant. IM 49-9, U. de M. 316/14, 24347. Zone 16_{sup}.

Figures 22 à 33: Neoarchaediscus parvus regularis (Suleimanov, 1948).

Figure 22: Echant. IM 44-B, U. de M. 310/4, 24348. Zone 16_{sup}.

Figure 23: Echant. IM 49-3, U. de M. 306/20, 24349. Zone 16_{sup}.

Figure 24: Echant. IM 49-8, U. de M. 306/13, 24350. Zone 16_{sup}.

Figure 25: Echant. IM 49-13, U. de M. 306/34, 24351. Zone 17.

Figure 26: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/15, 24352. Zone 16_{sup}.

Figure 27: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/31, 24353. Zone 16_{sup}.

Figure 28: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/23, 24354. Zone 16_{sup}.

Figure 29: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/34, 24355. Zone 16_{sup}.

Figure 30: Echant. IM 44-B, U. de M. 306/39, 24356. Zone 16_{sup}.

Figure 31: Echant. IM 49-8, U. de M. 310/12, 24357. Zone 17.

Figure 32: Echant. IM 44-H, U. de M. 310/37, 24358. Zone 16_{sup}.

Figure 33: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/19, 24359. Zone 16_{sup}.

Figures 34 et 35: Neoarchaediscus incertus (Grodzilova et Lebedeva, 1954).

Figure 34: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/7, 24360. Zone 16_{sup}.

Figure 35: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/16, 24361. Zone 16_{sup}.

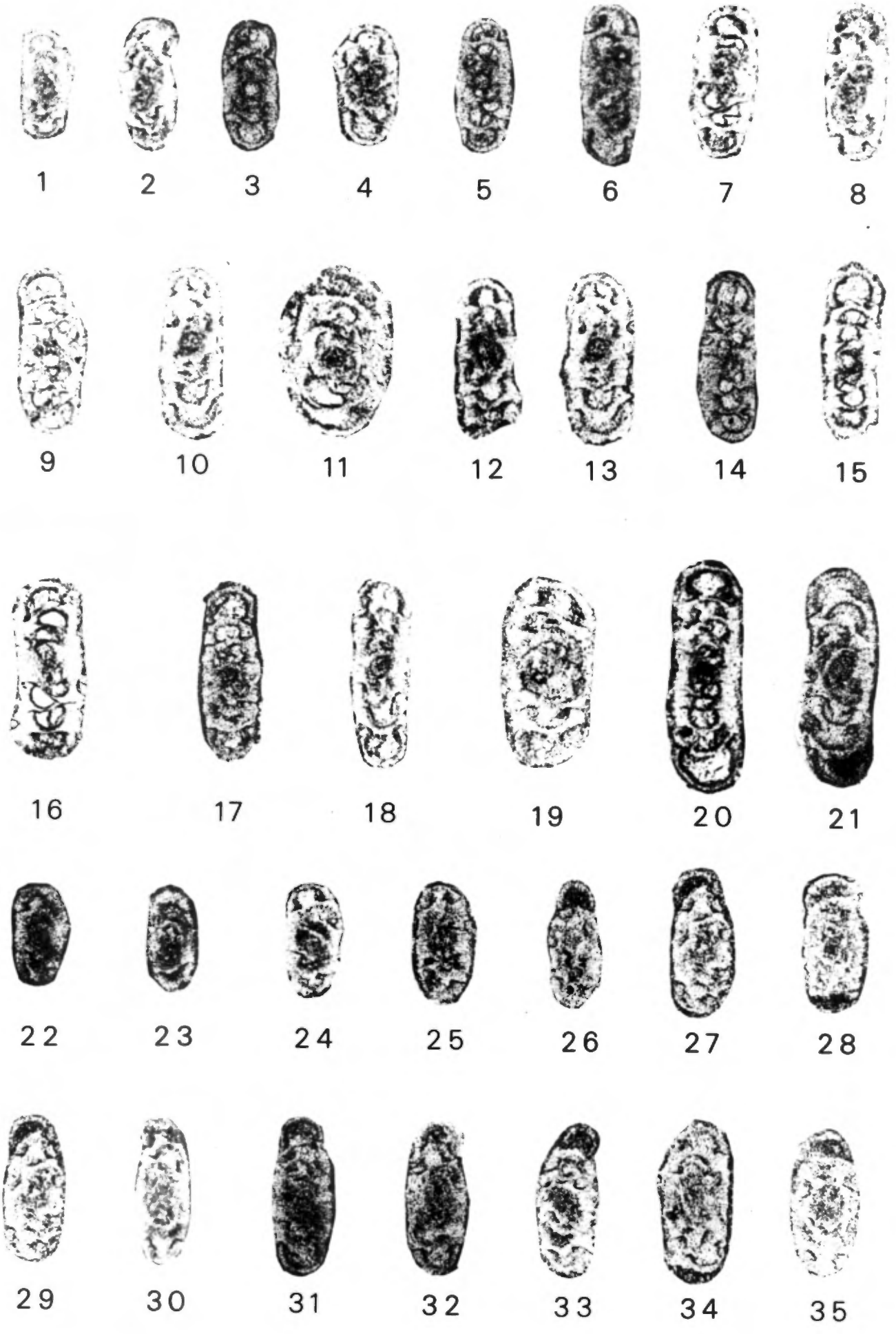

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

PLANCHE 23

Tous les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau. 121X.

Figures 1 à 27: Planospirodiscus minimus (Grozdilova et Lebedeva, 1953). Tous les échantillons figurés proviennent de la Zone 16_{sup}, sauf l'échantillon de la figure 21 qui provient de la Zone 17.

Figure 1: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/1, 24366.

Figure 2: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/21, 24367.

Figure 3: Echant. IM 49-B, U. de M. 307/6, 24368

Figure 4: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/7, 24369.

Figure 5: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/9, 24370.

Figure 6: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/4, 24371.

Figure 7: Echant. Bell 9 A, U. de M. 316/17, 24372.

Figure 8: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/31, 24373.

Figure 9: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/25, 24374.

Figure 10: Echant. Bell 9 B, U. de M. 316/18, 24375.

Figure 11: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/29, 24376.

Figure 12: Echant. Bell 9 Bb, U. de M. 316/27, 24377.

Figure 13: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/30, 24378.

Figure 14: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/29, 24379.

Figure 15: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/15, 24380.

Figure 16: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/20, 24381.

Figure 17: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/33, 24382.

Figure 18: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/34, 24383.

Figure 19: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/13, 24384.

Figure 20: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/12, 24385.

Figure 21: Echant. IM 49-12, U. de M. 306/27, 24386.

Figure 22: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/16, 24387.

Figure 23: Echant. Bell 9 Bb, U. de M. 316/3, 24388.

Figure 24: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/33, 24389.

Figure 25: Echant. Bell 9 Bc, U. de M. 316/35, 24390.

Figure 26: Echant. Bell 9 Bb, U. de M. 316/24. 24391.

Figure 27: Echant. Bell 9 Ba, U. de M. 316/19, 24392.

Figure 28: Tubispirodiscus sp. Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 49-3, U. de M. 306/19, 24393.

Figures 29 à 31: Planospirodiscus taymiricus Sossipatrova, 1962.

Figure 29: Echant. Bell 9 Bb, U. de M. 316/11, 24394, Zone 16_{sup};

Figure 30: Echant. IM 49-8, U. de M. 306/17, 24395. Zone 17.

Figure 31: Echant. Bell 9 Bb, U. de M. 316/26, 24396. Zone 16_{sup}.

Figure 32: Planospirodiscus altiluminis Brenckle, 1973. Echantillon Bell 13 A, U. de M. 317/4, 24397.

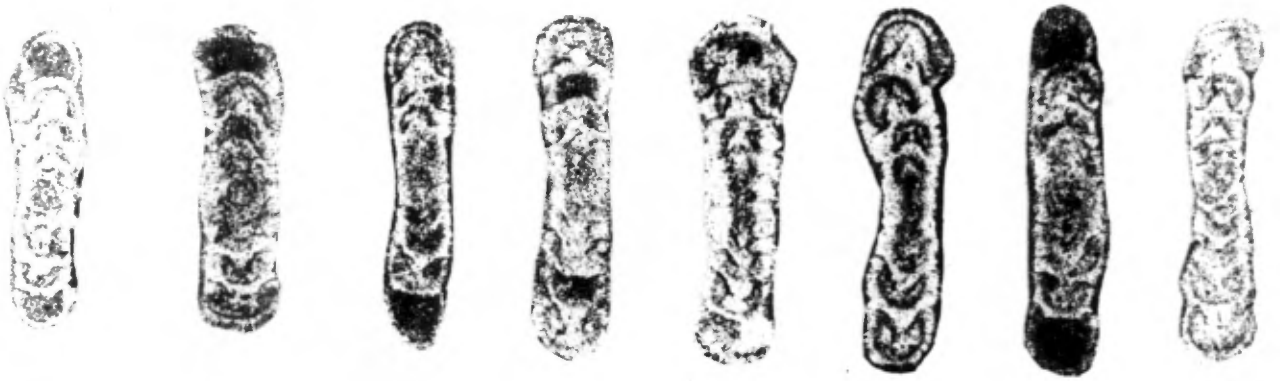
Figure 33: Kasachstanodiscus kischikensis Marfenkova, 1978. Zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. Echantillon IM 49-H, U. de M. 305/14, 24398.



1 2 3 4 5 6 7 8



9 10 11 12 13 14 15 16



17 18 19 20 21 22 23 24



25 26 27 28 29 30 31 32 33

PLANCHE 24

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau. 121X.

Figures 1 à 22: Planospirodiscus? (ou Neoarchaediscus? gregori Dain, 1953) ("Nodosarchaediscus" ou "Nodosasperodiscus" de Conil et Pirlet, 1977). L'espèce montre une variabilité qui la met à mi-chemin entre le genre Planospirodiscus de Sossipatrova et Neoarchaediscus de Mikluko-Maklai. Tous les spécimens proviennent de la Zone 16_{sup}, sauf le 6 et le 18 qui appartiennent à la Zone 17.

Figure 1: Echant. IM 44-B, U. de M. 310/10, 24399.

Figure 2: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/35, 24400.

Figure 3: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/18, 24401.

Figure 4: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/2, 24402.

Figure 5: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/32, 24403.

Figure 6: Echant. IM 49-H U. de M. 310/24, 24404.

Figure 7: Echant. IM 44-C, U. de M.308/14, 24405.

Figure 8: Echant. IM 49-12, U. de M. 306/31, 24406.

Figure 9: Echant. IM 44-B, U. de M. 310/8, 24407.

Figure 10: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/39, 24408.

Figure 11: Echant. IM 44-B, U. de M. 310/7, 24409.

Figure 12: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/8, 24410.

Figure 13: Echant. IM 49-12, U. de M. 306/30, 24411.

Figure 14: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/14, 24412.

Figure 15: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/22, 24413.

Figure 16: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/21, 24414.

Figure 17: Echant. IM 44-C, u. de M. 307/20, 24415.

Figure 18: Echant. IM 49-H, U. de M. 308/2, 24416.

Figure 19: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/22, 24417.

Figure 20: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/23, 24418.

Figure 21: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/24, 24419.

Figure 22: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/33, 24420.

Figures 23 à 30: Asteroarchaediscus baschkiricus Krestovnikov et Teodorovitch, 1936.

Figure 23: Echant. IM 49-C, U. de M. 305/23, 24421. Zone 17.

Figure 24: Echant. Bell 13 A, U. de M. 317/3, 24422. Zone 17.

Figure 25: Echant. Bell 13 A, U. de M. 317/2, 24423. Zone 17.

Figure 26: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/12, 24424. Zone 16_{sup}.

Figure 27: Echant. Bell 13 A, U. de M. 317/2, 24425. Zone 17.

Figure 28: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/30, 24426. Zone 16_{sup}.

Figure 29: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/20, 24427. Zone 16_{sup}.

Figure 30: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/11, 24428. Zone 16_{sup}.

Planche 24

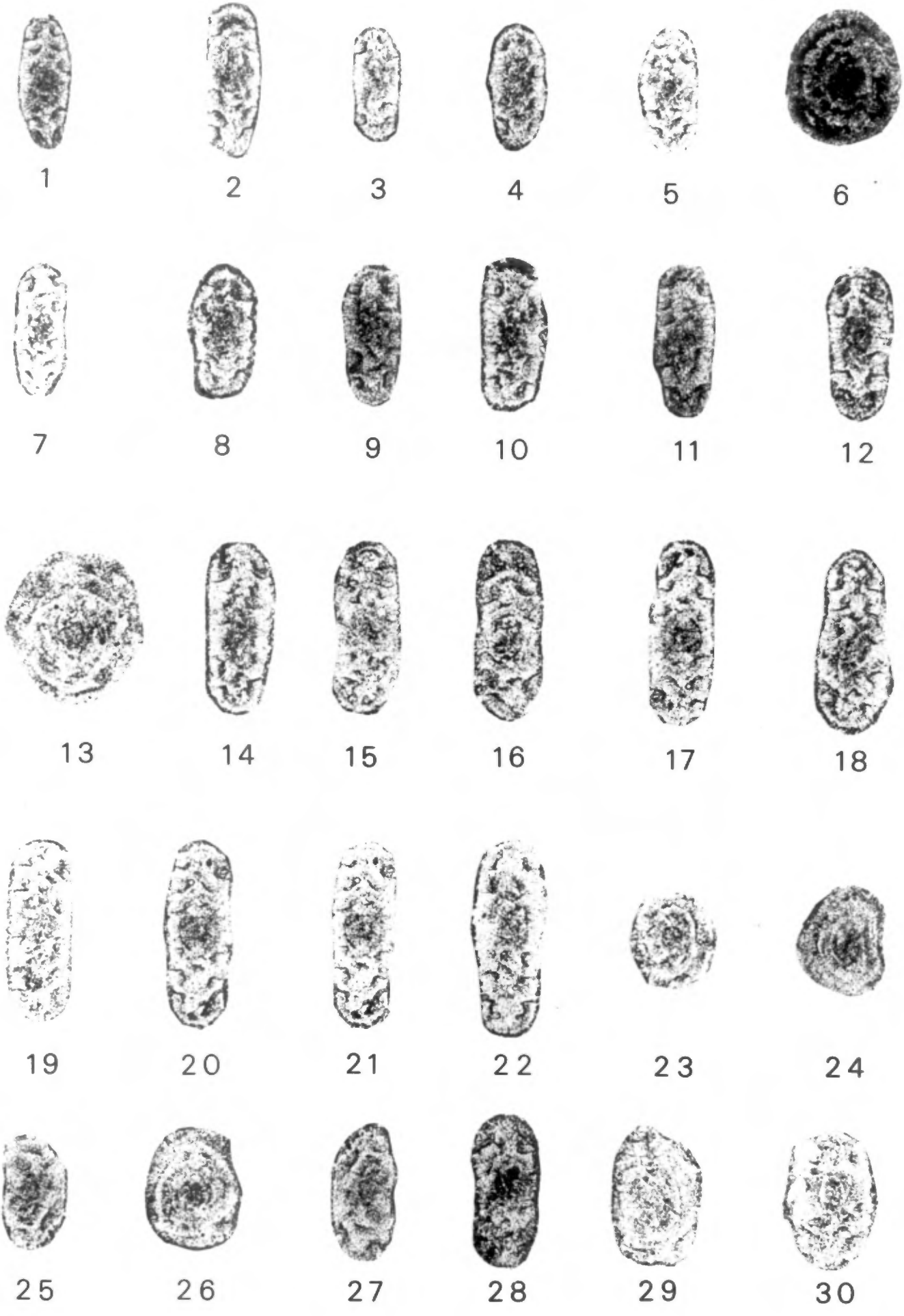

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

PLANCHE 25

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figure 1: Earlandia du groupe E. moderata (Malakhova, 1954). Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon Bell 21, U. de M. 318/24, 24429. 121X.

Figures 2 et 3: Earlandia du groupe E. vulgaris (Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1937). Zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. 38X.

Figure 2: Echant. Bell 14, U. de M. 318/8, 24430.

Figure 3: Echant. Bell 14, U. de M. 317/9, 24431.

Figures 4 à 6: Pseudoammodiscus volgensis (Rauzer-Chernoussova, 1948) = (Cornuspira auctores). Zone 16_{sup}. 121X.

Figure 4: Echant. IM 44-C, U. de M. 307/36, 24432.

Figure 5: Echant. Bell 21, U. de M. 318/33, 24433.

Figure 6: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/16, 24435

Figure 7: Pseudoammodiscus sp. Echantillon IM 44-C, U. de M. 308/10. Zone 16_{sup}. 121X.

Figure 8: Pseudoglomospira sp. Echantillon IM 44-B, U. de M. 310/9, 24436. Zone 16_{sup}. 121X.

Figures 9 et 11: Endothyra du groupe E. bowmani Phillips, 1846? emend. Brady emend. Cinz 1965. Zone 17. 121X.

Figure 9: Echant. Bell 14, U. de M. 318/2, 24437.

Figure 11: Echant. Bell 14, U. de M. 318/6, 24439.

Figure 10: Endothyra du groupe E. similis Rauzer-Chernoussova et Reitlinger, 1936. Echantillon Bell 14, U. de M. 318/11, 24438. Zone 17. 121X.

Figure 12: Endothyra excentralis Cooper, 1947. Zone 17. Echantillon Bell 14, U. de M. 318/12, 24440. 121X.

Figure 13: Endothyra phrissa Zeller, 1953. Zone 17. Echantillon Bell 14, U. de M. 318/10, 24431. 121X.

Figures 14 et 15: Mikhailovella gracilis Rauzer-Chernoussova, 1948 (= Mikhailovella uchtovica Durkina, 1951. Zone $16_{sup.}$ 121X.

Figure 14: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/11, 24442.

Figure 15: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/15, 24443.

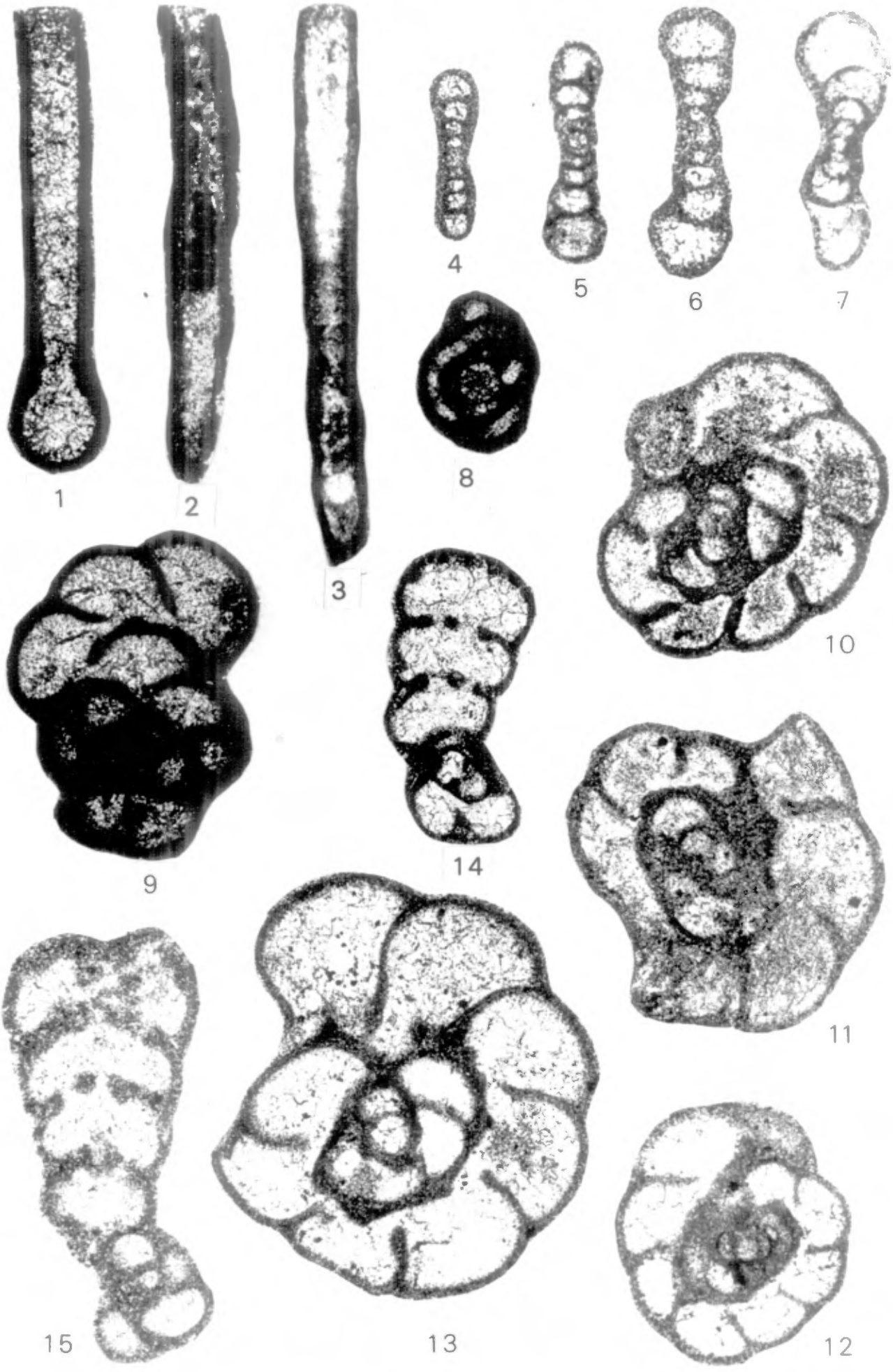

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

PLANCHE 26

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figure 1: Endothyranopsis compressa (Rauzer-Chernoussova, 1936). Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-C, U. de M. 308/9, 24444. 121X.

Figures 2 à 5: Endothyranopsis crassa (Brady, 1870). Ces quatre spécimens représentent la zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. 78X.

Figure 2: Echant. Bell 14, U. de M. 318/17, 24445.

Figure 3: Echant. Bell 21, U. de M. 318/25, 24446. Malgré la recristallisation poussée, la structure interne de cet Endothyranopsidé est préservée dans les trois dernières chambres où l'on voit encore des pores micritisés.

Figure 4: Echant. Bell 14, U. de M. 318/5, 24447.

Figure 5: Echant. Bell 14, U. de M. 317/29, 24448.

Figures 6 et 10: Priscella du groupe P. prisca (Rauzer-Chernoussova, 1936). Viséen final, Zone 16_{sup}.

Figure 6: Echant. IM 44-C, U. de M. 308/13, 24449. 121X.

Figure 10: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/9, 24450. 78X.

Figure 7: Zellerina cooperi (Zeller, 1953). Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon Bell 21, U. de M. 318/23, 24451. 121X.

Figure 8: Eostaffella sp. Zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. Echantillon Bell 14, U. de M. 318/4?, 24452. 121X.

Figure 9: Lipinella windsorensis (Mamet, 1970). Viséen final, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-A, U. de M. 307/5, 24453. 121X.



1



6



2



4



7



3



5



8



9



10

PLANCHE 27

Les échantillons figurés proviennent de la partie supérieure de la Formation de Havre-aux-Maisons exposée dans la section côtière de l'Ile Boudreau.

Figures 1 à 3: Zellerina discoidea (Girty, 1915). Les spécimens des Figures 1 et 3 appartiennent au Viséen final, Zone 16_{sup}. Le spécimen de la Figure 2 appartient à la zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. 121X.

Figure 1: Echant. Bell 21, U. de M. 318/22, 24454.

Figure 2: Echant. Bell 14, U. de M. 318/15, 24455.

Figure 3: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/3, 24456.

Figures 4 et 5: Palaeotextularia angusta Reitlinger, 1950. Le spécimen de la Figure 4 provient de la Zone 17 alors que le spécimen de la Figure 5 appartient à la Zone 16_{sup}. 78X.

Figure 4: Echant. Bell 14, U. de M. 317/16, 24457.

Figure 5: Echant. Bell 21, U. de M. 318/21, 24458.

Figures 6 à 8: Koskinotextularia sp. Les deux premiers spécimens appartiennent à la Zone 16_{sup}. Le dernier, à la Zone 17. 78X.

Figure 6: Echant. IM 44-B, U. de M. 310/6, 24459.

Figure 7: Echant. IM 44-B, U. de M. 307/13, 24460.

Figure 8: Echant. Bell 14, U. de M. 318/3, 24461.

Figures 9 à 11: Palaeotextularia du groupe P. consobrina Lipina, 1948. Palaeotextularia asper Cooper, 1947. Les trois spécimens appartiennent à la zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. 78X.

Figure 9: Echant. Bell 14, U. de M. 317/27, 24462.

Figure 10: Echant. Bell 14, U. de M. 317/6, 24463.

Figure 11: Echant. Bell 14, U. de M. 317/25, 24464.

Figures 12 à 16: "Nodosinella Priscilla" Dawson, 1868. Ces spécimens proviennent de la zone de passage au Namurien Inférieur, Zone 17. 31X.

Figure 12: Echant. IM 49-H, U.de M. 310/22, 24465.

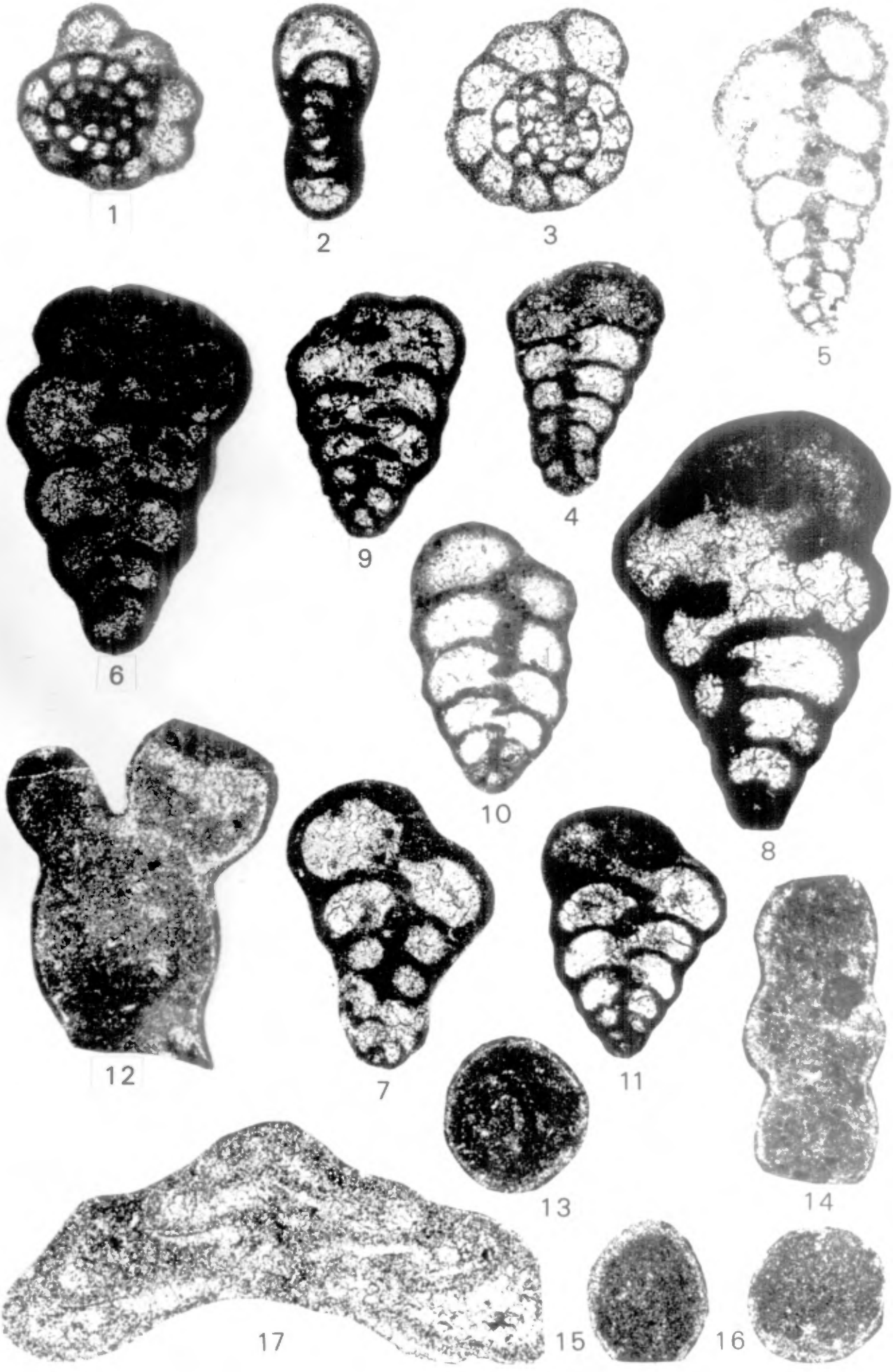
Figure 13: Echant. IM 49-H, U.de M. 310/18, 24466.

Figure 14: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/26, 24467.

Figure 15: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/26 bis, 24468.

Figure 16: Echant. IM 49-H, U. de M. 310/26 ter, 24469.

Figure 17: Tetrataxis du groupe T. decurrens Brady, 1876. (= T. pressulus Malakhova, 1956; T. lata Bogush et Yuferev, 1962; T. depressus Conil et Lys, 1964; etc.). Viséen Supérieur, Zone 16_{sup}. Echantillon IM 44-C, U. de M. 308/18. 121X.


1
2
3
5
6
9
4
10
8
12
7
11
13
14
17
15
16

APPENDICES

APPENDICE 1

Localisation et brève description des échantillons

1) Localisation des échantillons de la Formation de Havre-aux-Maisons.

IM 44 A, B et C: les trois échantillons appartiennent à une séquence de calcaire de 7 m d'épaisseur située à l'extrémité E de la section côtière de l'Ile Boudreau. Les échantillons proviennent de la base (A), du centre (B) et du sommet (C) de la séquence.

IM 44 A: Boundstone algaire à Brachiopodes

IM 44 B: Wackestone à fragments de coquilles et Foraminifères.

IM 44 C: Idem.

IM 45 A et B: les deux échantillons proviennent d'une séquence de mudstone et de calcaire, de 35 m d'épaisseur, en continuation et au-dessus de la séquence IM 44.

Wackestones à débris de coquilles.

IM 49: Tous les échantillons IM 49 proviennent de la séquence exposée sur le flanc est de l'anticlinal de l'Ile Boudreau. Cette séquence est décrite à la Figure 6, page 29. Pour chaque échantillon, nous donnons sa position stratigraphique, en mètres, depuis la base de la séquence.

IM 49 1:	15.2 m.	Mudstone calcaire.
IM 49 2:	31.7 m.	Mudstone calcaire, pseudomorphes de gypse.
IM 49 3:	54.9 m.	Wackestone à Echinodermes et Foraminifères.
IM 49 4:	55.9 m.	Idem 49 3.
IM 49 5:	60.4 m.	Mudstone à Nodosinella.

IM 49 7: 63.5 m. Mudstone calcaire
IM 49 8: 63.8 m. Wackestone à débris de coquilles.
IM 49 9: 64.1 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles et à pellets.
IM 49 10: 68.0 m. Mudstone calcaire.
IM 49 11: 68.2 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles.
IM 49 12: 72.6 m. Mudstone calcaire à Foraminifères, Algues et lumps.
IM 49 13: 75.2 m. Wackestone à fragments de coquilles, à Foraminifères et à Algues.
IM 49 14: 87.1 m. Mudstone calcaire.
IM 49 15: 94.6 m. Wackestone à fragments de coquilles et à Foraminifères.
IM 49 16: 98.4 m. Wackestone à pellets et à fragments de coquilles.
IM 49 17: 106.0 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 18: 113.4 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles et à Algues.
IM 49 19: 117.2 m. Mudstone calcaire à pellets.

IM 49 A: 60.7 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 B: 61.9 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 C: 53.0 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 E: 69.0 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles.
IM 49 F: 73.0 m. Mudstone calcaire.
IM 49 G: 73.5 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles.
IM 49 H: 75.2 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles et d'Echinodermes.
IM 49 I: 98.5 m. Mudstone calcaire à fragments de coquilles.
IM 49 J: 101.8 m. Wackestone à fragments de coquilles, à Echinodermes et à Calcisphères.
IM 49 K: 103.6 m. Mudstone calcaire à pellets.

IM 49 L: 106.7 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 M: 108.2 m. Mudstone calcaire.
IM 49 N: 109.8 m. Mudstone calcaire à pellets.
IM 49 P: 113.0 m. Mudstone calcaire.

IM 51 A, B et C: les trois échantillons proviennent d'une séquence de calcaire de 5 m d'épaisseur exposée sur le flanc O de l'anticlinal de l'Ile Boudreau. Les échantillons proviennent de la base (A), du centre (B) et du sommet (C) de la séquence. Ce sont trois échantillons de mudstone calcaire.

IM 106 1 et 2: Mudstone calcaire gris foncé. Section côtière des Buttes Pelées, 800 m au NE du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 111 1: Wackestone à fragments de coquilles, Foraminifères, Algues et Calcisphères. Section côtière, 300 m à l'E du Cap au Meules. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 111 2: Packstone à Brachiopodes et Pélécypodes. Même localité que IM 111 1.

IM 130: Mudstone calcaire à pellets. 250 m au NO de l'école de Havre-aux-Maisons. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 132 A et B: Mudstone calcaire à lamines de wackestone. Section côtière au pied des Buttes Pelées. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 132 AR: Packstone à Brachiopodes et Bryozoaires. Même localité que IM 132 A.

IM 158 B: Wackestone à pellets. Extrémité E de l'Anse à Damase, 75 m à l'O du contact avec la Formation de Cap-aux-Meules.

IM 183: Packstone à Brachiopodes et pellets. A proximité d'une doline, 2.5 km au NE de Etang-du-Nord.

IM 220 1: Mudstone calcaire dolomitique. Section côtière, 350 m au NO du phare de l'Ile d'Entrée.

IM 220 2: Mudstone calcaire dolomitique et gypsifère. Même localité.

IM 223 1: Mudstone calcaire. Section côtière, 1 km à l'E du phare de l'Ile d'Entrée.

IM 223 A: Packstone à Nodosinella. Même localité que IM 223 1.

IM 223 B: Wackestone à Echinodermes, Algues et Foraminifères. Même localité que IM 223 1.

IM 225 B: Mudstone calcaire. Section côtière, Cap Rouge. Ile d'Entrée.

IM 247 A, B et C: Mudstone calcaire. Section côtière, 700 m à l'O de la coopérative des pêcheurs, Anse à la Cabane. Ile du Havre-Aubert.

IM 249 Mudstone calcaire. Affleurement de ruisseau, 1 km à l'O de Vigneau. Ile du Havre-Aubert.

IM 251 B: Mudstone calcaire noir, gypsifère. Section côtière, 600 m au N du Cap Noir. Ile du Havre-Aubert.

IM 445: Packstone à Brachiopodes et Bryozoaires. A proximité d'un diapir de gypse, 2.5 km au NE de Etang-du-Nord.

2) Localisation des échantillons de la Formation de Cap-au-Diable.

IM 76 C: Lave; grain moyen, bien cristallisée; phénocristaux de plagioclase, pyroxène, amphibole. Station radio, au N de Cap-aux-Meules. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 76 B: Dyke recoupant les basaltes. Plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Même localité que IM 76 C.

IM 104 M: Dyke, 1 m d'épaisseur, recoupant la Formation de Havre-aux-Maisons; grain moyen; plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Section côtière des Buttes Pelées, 750 m au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 108 G: Dyke, 10 m d'épaisseur, recoupant la Formation de Havre-aux-Maisons; phénocristaux de plagioclase, pyroxène, amphibole, biotite. Section côtière des Buttes Pelées, 1.1 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 109 N: Lave; grain grossier; plagioclase, amphibole, biotite et quartz. Section côtière des Buttes Pelées, 1.2 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons

IM 115 A: Lave; grain fin, localement vacuolaire; plagioclase et pyroxène. Section côtière, 750 m au N du Cap Taureau. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 131 E Lave; grain fin, vacuolaire; plagioclase et quartz. Section côtière des Buttes Pelées, 1.3 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 131 F: Lave; grain grossier; plagioclase, pyroxène et biotite. Même localité que IM 131 E.

IM 132 A: Tuf altéré. Section côtière des Buttes Pelées, 1.5 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 132 S: Lave; grain fin, localement vacuolaire; phénocristaux de plagioclase, biotite. Même localité que IM 132 A.

IM 132 Z: Lave; grain très fin; plagioclase. Même localité que IM 132 A.

IM 134 C: Lave; grain fin, vacuolaire; phénocristaux de plagioclase, pyroxène et biotite. Section côtière des Buttes Pelées, 2.0 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 134 J: Lave; grain fin, vacuolaire; phénocristaux de plagioclase. Même localité que IM 134 C.

IM 134 V: Lave; grain grossier; phénocristaux de plagioclase, biotite. Même localité que IM 134 C.

IM 135 A: Lave; grain moyen; phénocristaux de plagioclase, amphibole et biotite. Section côtière des Buttes Pelées, 2.3 km au N du phare du Cap Alright. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 135 F: Lave; grain fin , localement vacuolaire; phénocristaux de plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Même localité que IM 135 A.

IM 161 E: Intrusif (?); grain moyen; plagioclase (quelques phénocristaux). Section côtière de l'Anse à Damase, à proximité de la gravière. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 161 M: Lave; grain fin, localement vacuolaire; phénocristaux de plagioclase. Même localité que IM 161 E.

IM 161 N: Lave; grain fin, vacuolaire; phénocristaux de plagioclase. Même localité que IM 161 E.

IM 161 R: Intrusif (?); grain moyen; plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Même localité que IM 161 E.

IM 177 : Lave; grain fin, vacuolaire; phénocristaux de plagioclase, pyroxène. Butte Ronde. Ile du Havre-aux-Maisons.

IM 189 A: Lave; grain fin; plagioclase. Section côtière de l'Anse à Painchaud, à 100 m de l'extrémité E de la section. Ile du Havre-Aubert.

IM 189 B: Lave; grain fin, vacuolaire; plagioclase, amphibole et biotite. Même localité que IM 189 A.

IM 189 E: Lave; grain fin, vacuolaire; plagioclase, pyroxène et biotite. Même localité que 189 A.

IM 191 C: Lave; grain moyen; plagioclase et biotite. Section côtière, 300 m à l'E des Demoiselles. Ile du Havre-Aubert.

IM 192 B: Lave; grain fin, vacuolaire; plagioclase. Section côtière au pied des Demoiselles. Ile du Havre-Aubert. Cet échantillon provient d'un bloc enrobé de gypse.

IM 213 : Dyke (?); grain moyen; plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Affleurement côtier sur la rive N de la Baie du Bassin. Ile du Havre-Aubert.

IM 221 : Lave; grain fin; plagioclase et pyroxène. Section côtière, sous le phare de l'Ile d'Entrée.

IM 225 : Lave; grain moyen, vacuolaire; plagioclase et pyroxène. Section côtière, Cap Rouge. Ile d'Entrée.

IM 235 A: Lave; grain fin, vacuolaire; plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Section côtière, Anse à la Cabane, près du contact avec la Formation de

Cap-aux-Meules. Ile du Havre-Aubert. Cet affleurement appartient à un bloc de roches volcaniques coincé dans la zone de faille.

IM 253 C: Lave; grain moyen, localement vacuolaire; plagioclase, pyroxène, amphibole, biotite. Section côtière du Cap Noir. Ile du Havre-Aubert.

IM 254 : Lave, grain fin, vacuolaire; plagioclase et biotite. Section côtière, 350 m au S du Cap Noir. Ile du Havre-Aubert.

IM 257 : Lave; grain fin; phénocristaux de plagioclase. Affleurement situé à 800 m au S de la tour de transmission de Vigneau. Ile du Havre-Aubert.

IM 279 : Lave; grain fin; phénocristaux de plagioclase; Affleurement en bordure du Chemin du Havre-Aubert, 1 km au SE du Cap Noir. Ile du Havre-Aubert.

IM 283 : Lave; grain fin; phénocristaux de plagioclase. A proximité du réservoir d'eau souterrain de Vigneau. Ile du Havre-Aubert.

IM 300 G: Lave; grain fin; plagioclase et pyroxène. Section côtière, 100 m au S de la Pointe de la Cormorandière. Ile d'Entrée.

IM 425 : Lave; grain fin; phénocristaux de plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite. Affleurement en bordure d'une route secondaire, 2km à l'O de Vigneau et à 1 km au S du Chemin de la Montagne. Ile du Havre-Aubert.

IM 440 : Lave; grain fin, vacuolaire; phénocristaux de plagioclase,pyroxène. 400 m à l'O de la gravière de Boisville. Ile du Cap-aux-Meules.

3) Localisation des échantillons de la Formation de Cap-aux-Meules.

Tous les échantillons de la Formation de Cap-aux-Meules sont des arénites quartziques, à grain fin ou très fin. Les grès verts sont cimentés par de la calcite, alors que les grès rouges ont un ciment d'hématite. Etant donné l'homogénéité de la composition et des textures, nous ne donnerons que la localisation des échantillons.

a) Membre de l'Etang-du-Nord

IM 2: Section côtière, 500 m au SO du Cap Dauphin. Leslie.
IM 17: Section côtière, rive N de l'Anse à McPhail. 2 km à l'E de Grosse Ile.
IM 87: Section côtière, côte E de L'anse à Damase, près du contact avec la Formation de Havre-aux-Maisons. Ile du Havre-aux-Maisons.
IM 98: Section côtière, 750 m au S du quai de la Dune du Sud. Ile du Havre-aux-Maisons.
IM 116: Mont Alice. Ile du Havre-aux-Maisons,
IM 185: A proximité du quai de la Pointe Shea. Ile du Havre-Aubert.
IM 214: Butte du Portage. Ile du Havre-Aubert.
IM 227: Affleurement en bordure de la route 199, 650 m au NO de son intersection avec la route de ceinture de l'Ile du Havre-Aubert.
IM 244: Cap Percé. Ile du Havre-Aubert.
IM 319: Noddy Head. Ile Brion.

b) Membre de l'Etang-des-Caps

IM 19: Cap de l'est.
IM 23: Section côtière à l'O de l'Anse aux Canards. Ile de la Pointe-au-Loup
IM 30: A proximité du quai de la Cyr. Ile de la Grande Entrée.

IM 58: Section côtière, 750 m au SO du Cap au Meules. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 60: Section côtière, 1.1 km au NE de la Pointe de l'Echouerie. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 73: Section côtière, 1 km au NE de la Pointe Hérissée. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 74: Cap au Trou. Ile du Cap-aux-Meules.

IM 229: Section côtière, 1 km au SO du quai de l'Etang-des-Caps. Ile du Havre-Aubert.

IM 243: Section côtière, 100 m au SO du terrain de camping de Bassin. Ile du Havre-Aubert.

IM 302: Section côtière, 1.1 km au NE du quai de l'Ile d'Entrée.

IM 332: Ile au Loup Marin, au N de l'Ile de la Grande Entrée.

APPENDICE 2

Composition chimique des roches de la Formation de Cap-au-Diable. Les résultats des analyses et les minéraux normatifs (C.I.P.W.) sont exprimés en pourcentage/poids.

	IM76B	IM76C	IM104M	IM108G	IM109N
SiO_2	47.16	46.70	45.39	45.39	47.05
Al_2O_3	15.57	16.27	15.47	16.05	16.40
Fe_2O_3	11.42	12.06	12.55	13.25	13.82
FeO	---	---	---	---	---
MqO	8.43	7.58	9.88	9.43	11.74
CaO	9.14	8.37	6.72	6.15	1.49
Na_2O	3.35	3.57	1.46	1.36	1.17
K_2O	1.92	2.35	5.11	5.96	5.61
TiO_2	2.21	2.31	2.51	2,08	2.09
P_2O_5	.57	.57	.46	.04	.48
MnO	.18	.17	.41	.25	.10
	99.95	99.95	99.96	99.96	99.95
Q	---	---	---	---	---
Or	11.37	13.95	30.48	29.25	33.34
An	21.84	21.53	20.77	20.28	4.28
Ab	22.63	20.89	4.44	---	10.57
Ne	4.52	6.79	5.28	7.40	---
Le	---	---	---	5.04	---
C	---	---	---	---	7.51
Di	12.93	10.26	6.41	6.19	---
He	2.99	2.90	1.48	2.02	---
En	---	---	---	---	16.76
Fe	---	---	---	---	4.67
Fa	2.93	3.37	4.20	5.68	3.31
Fo	12.66	11.92	18.25	17.39	11.89
Mt	3.86	3.97	4.19	3.74	3.73
Hm	---	---	---	---	---
Il	3.09	3.23	3.53	2.93	2.93
Ap	1.20	1.20	.97	.08	1.01

	IM115A	IM131E	IM131F	IM132A	IM132S
SiO_2	45.50	46.43	46.64	49.35	46.33
Al_2O_3	16.50	16.50	15.91	14.30	15.88
Fe_2O_3	15.63	14.75	13.18	4.52	12.77
FeO	---	---	---	---	---
MgO	8.89	9.07	10.00	9.12	8.77
CaO	6.38	1.97	4.50	13.63	7.94
Na_2O	.41	1.10	1.32	.89	3.34
K_2O	3.69	6.79	5.36	5.15	2.05
TiO_2	2.27	2.53	2.32	2.30	2.18
P_2O_5	.51	.58	.53	.60	.44
MnO	.15	.21	.20	.08	.22
	99.93	99.93	99.96	99.94	99.92
Q	---	---	---	---	---
Or	22.52	40.88	32.02	30.30	12.16
An	29.26	6.10	19.08	19.74	22.38
Ab	3.80	10.07	11.99	.05	21.46
Ne	---	---	---	4.74	5.19
Le	---	---	---	---	---
C	1.64	5.73	10.13	---	---
Di	---	---	---	30.84	8.75
He	---	---	---	---	2.69
En	18.92	6.34	2.44	---	---
Fe	8.49	2.27	.66	---	---
Fa	2.16	5.15	5.19	---	4.60
Fo	4.82	14.39	19.11	7.24	14.96
Mt	4.02	4.24	4.00	---	3.83
Hm	---	---	---	2.64	---
Il	3.27	3.59	3.27	1.13	3.05
Ap	1.10	1.24	1.12	1.25	.92

	IM132Z	IM134C	IM134J	IM134V	IM135A
SiO_2	54.19	45.47	47.76	46.42	48.41
Al_2O_3	18.54	16.87	16.67	17.62	16.92
Fe_2O_3	7.12	11.49	11.54	13.00	12.60
FeO	---	---	---	---	---
MgO	6.55	11.87	8.92	6.66	9.83
CaO	5.74	5.86	3.81	6.09	1.57
Na_2O	0.94	1.04	1.81	2.48	1.07
K_2O	3.90	4.83	6.37	4.52	6.75
TiO_2	2.49	1.90	2.32	2.38	2.20
P_2O_5	0.44	0.41	0.57	0.62	0.40
MnO	0.06	0.23	0.17	0.17	0.20
	99.97	99.97	99.94	99.96	99.95
Q	12.20	---	---	---	---
Or	23.38	28.50	37.81	27.09	40.24
An	25.98	26.37	15.25	23.94	5.22
Ab	8.56	6.78	12.28	15.13	9.70
Ne	---	1.53	2.43	4.48	---
Le	---	---	---	---	---
C	3.75	0.28	1.36	---	6.56
Di	---	---	---	1.51	---
He	---	---	---	0.57	---
En	18.35	---	---	---	14.45
Fe	---	---	---	---	3.78
Fa	---	4.98	3.89	5.10	2.54
Fo	---	24.55	18.56	13.43	9.70
Mt	1.51	3.52	3.98	4.08	3.87
Hm	1.81	---	---	---	---
Il	3.52	2.64	3.25	3.36	3.09
Ap	0.93	0.86	1.20	1.32	0.84

	IM135F	IM111F	IM161M.	IM161N	IM161R
SiO_2	48.11	47.80	47.74	47.68	48.50
Al_2O_3	16.47	17.87	17.40	17.01	17.44
Fe_2O_3	12.13	13.11	13.56	10.75	12.56
FeO	---	---	---	---	---
MqO	8.33	10.17	8.25	10.05	6.56
CaO	5.36	1.38	1.50	2.42	1.46
Na_2O	1.38	1.02	1.18	1.07	1.14
K_2O	5.23	4.91	6.57	7.63	9.31
TiO_2	2.21	2.93	3.04	2.71	2.42
P_2O_5	0.53	0.64	0.66	0.62	0.43
MnO	0.19	0.12	0.04	0.02	0.14
	99.94	99.95	99.94	99.96	99.96
Q	---	3.75	---	---	---
Or	31.35	29.43	39.58	45.16	55.91
An	23.47	2.70	3.19	7.97	4.51
Ab	12.57	9.29	10.81	9.63	5.15
Ne	---	---	---	---	3.15
Le	---	---	---	---	---
C	0.07	10.97	8.02	4.46	4.29
Di	---	---	---	---	---
He	---	---	---	---	---
En	6.31	28.49	20.90	2.27	---
Fe	1.75	5.22	4.83	0.20	---
Fa	3.55	---	0.40	1.70	4.72
Fo	12.77	---	1.75	19.15	13.81
Mt	3.90	4.66	4.79	4.38	4.13
Hm	---	---	---	---	---
Il	3.12	4.14	4.32	3.78	3.43
Ap	1.12	1.36	1.41	1.30	0.91

	IM177	IM189A	IM189B	IM189E	IM191C
SiO_2	49.07	51.74	46.75	47.71	43.55
Al_2O_3	17.76	17.98	16.03	15.43	17.51
Fe_2O_3	12.56	8.25	11.39	10.86	13.98
FeO	---	---	---	---	---
MqO	8.39	14.02	9.19	9.41	7.61
CaO	0.82	1.25	7.81	8.17	6.06
Na_2O	1.03	0.96	2.59	3.28	3.29
K_2O	7.95	4.11	3.30	2.43	4.25
TiO_2	1.82	1.42	2.25	2.15	2.65
P_2O_5	0.47	0.15	0.41	0.25	0.62
MnO	0.07	0.06	0.23	0.27	0.42
	99.94	99.94	99.95	99.96	99.94
Q	---	4.90	---	---	---
Or	47.49	23.89	19.54	14.31	25.29
An	1.01	5.14	22.42	20.14	20.61
Ab	9.35	8.48	15.61	20.58	5.81
Ne	---	---	4.62	5.26	14.37
Le	---	---	---	---	---
C	7.83	10.78	---	---	---
Di	---	---	9.09	12.52	3.26
He	---	---	1.89	2.39	1.21
En	10.44	38.09	---	---	---
Fe	3.68	3.47	---	---	---
Fa	3.43	---	3.26	2.81	5.44
Fo	9.74	---	15.66	14.72	14.65
Mt	3.48	2.99	3.90	3.77	4.32
Hm	---	---	---	---	---
Il	2.56	1.95	3.14	2.98	3.72
Ap	0.99	0.31	0.86	0.52	1.31

	IM192E	IM213	IM221	IM22S	IM235A
SiO_2	46.86	46.05	46.69	45.92	47.78
Al_2O_3	16.70	16.53	16.16	16.66	16.04
Fe_2O_3	18.12	12.27	12.51	13.11	13.75
FeO	---	---	---	---	---
MqO	8.16	8.87	9.47	6.21	7.81
CaO	1.45	6.63	7.00	5.31	3.64
Na_2O	2.54	4.18	1.60	1.14	3.76
K_2O	3.30	2.12	3.74	7.46	4.21
TiO_2	2.20	2.46	1.94	3.04	1.91
P_2O_5	0.49	0.60	0.38	0.85	0.67
MnO	0.15	0.23	0.46	0.26	0.37
	99.97	99.94	99.95	99.96	99.94
Q	---	---	---	---	---
Or	20.01	12.47	22.34	45.19	24.97
An	4.10	20.00	26.16	18.78	13.74
Ab	23.41	23.30	14.53	1.13	23.14
Ne	---	8.44	---	5.62	6.45
Le	---	---	---	---	---
C	8.39	---	---	---	0.31
Di	---	5.73	3.92	1.58	---
He	---	1.35	1.24	0.46	---
En	17.65	---	1.53	---	---
Fe	11.54	---	0.48	---	---
Fa	2.64	3.81	5.46	3.66	7.52
Fo	4.11	16.14	17.21	12.60	16.24
Mt	3.91	4.09	3.60	4.82	3.54
Hm	---	---	---	---	---
Il	3.15	3.41	2.73	4.34	2.67
Ap	1.05	1.25	0.86	1.82	1.41

	IM253C	IM254	IM257	IM279	IM283
SiO_2	47.47	49.21	49.56	47.45	47.71
Al_2O_3	16.51	16.52	17.46	17.00	18.71
Fe_2O_3	11.47	12.99	9.49	12.33	11.17
FeO	---	---	---	---	---
MqO	8.33	10.43	10.73	7.12	8.76
CaO	6.78	1.03	2.18	4.96	1.04
Na_2O	3.56	1.03	1.02	4.61	1.10
K_2O	2.97	5.95	6.70	3.06	8.41
TiO_2	2.01	2.00	2.18	2.67	2.30
P_2O_5	0.66	0.55	0.64	0.51	0.71
MnO	0.19	0.23	0.01	0.24	0.04
	99.95	99.94	99.97	99.95	99.95
Q	---	---	---	---	---
Or	17.52	35.52	39.46	18.05	49.88
An	20.27	1.53	6.61	16.63	0.52
Ab	22.28	9.35	9.13	26.39	9.92
Ne	5.78	---	---	8.96	---
Le	---	---	---	---	---
C	---	8.64	6.64	---	8.34
Di	5.69	---	---	2.92	---
He	1.53	---	---	0.77	---
En	---	28.29	21.92	---	3.63
Fe	---	8.24	1.87	---	0.68
Fa	4.05	0.18	0.49	3.57	2.89
Fo	15.09	0.61	5.71	13.62	15.49
Mt	3.63	3.66	3.81	4.31	3.96
Hm	---	---	---	---	---
Il	2.80	2.82	3.03	3.71	3.22
Ap	1.38	1.16	1.33	1.06	1.49

	IM300G	IM245	IM440
SiO_2	48.20	47.74	47.30
Al_2O_3	16.88	17.11	17.44
Fe_2O_3	11.22	12.11	12.31
FeO	---	---	---
MqO	7.56	10.08	7.65
CaO	4.83	6.16	2.68
Na_2O	1.90	1.21	1.03
K_2O	6.45	2.36	8.57
TiO_2	2.15	2.36	2.34
P_2O_5	0.62	0.60	0.50
MnO	0.16	0.25	0.14
	99.97	99.98	99.96
Q	---	1.82	---
Or	38.39	14.14	51.28
An	18.63	27.02	10.16
Ab	10.09	11.02	1.13
Ne	4.26	---	4.46
Le	---	---	---
C	---	3.10	3.09
Di	0.92	---	---
He	0.23	---	---
En	---	28.22	---
Fe	---	6.02	---
Fa	3.91	---	4.65
Fo	15.43	---	16.05
Mt	3.81	4.06	4.03
Hm	---	---	---
Il	3.02	3.33	3.30
Ap	1.31	1.27	1.06

APPENDICE 3

Composition chimique des plagioclases de la Formation de Cap-au-Diable. Résultats des analyses à la microsonde électronique.

Plagioclase

IM 115A

	1c	1b	2c	2b	3c	3b
SiO_2	51.02	50.82	50.83	50.05	50.47	48.77
Al_2O_3	31.65	32.10	31.40	31.52	31.67	30.54
CaO	14.40	14.65	14.98	15.31	14.62	13.79
K_2O	0.13	0.12	0.10	0.13	0.12	0.12
Na_2O	3.36	3.98	3.06	3.37	3.46	3.23
	100.56	101.67	100.37	100.38	100.34	96.33
NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 32 (O).						
Si	2.31	2.28	2.31	2.28	2.29	2.31
Al	1.69	1.70	1.68	1.69	1.70	1.69
Ca	0.70	0.71	0.73	0.75	0.71	0.70
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.30	0.35	0.27	0.30	0.31	0.29
POURCENTAGE MOLECULAIRE						
An	69.9	66.6	72.6	71.1	69.6	70.0
Ab	29.5	32.8	26.9	28.3	29.8	29.3
Or	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7

Plagioclase

IM 161R

	1c	1b	2c	2b	3c	3b
SiO_2	54.93	64.22	67.85	65.22	62.78	65.20
Al_2O_3	28.94	22.74	22.20	21.13	23.97	20.81
CaO	9.33	3.26	3.34	1.69	4.23	0.52
K_2O	0.39	1.14	0.10	1.78	0.53	8.01
Na_2O	5.95	9.65	-.53	9.91	7.17	5.39
	99.54	101.01	103.02	99.73	98.68	99.93
NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 32 (O).						
Si	2.48	2.82	2.88	2.89	2.73	2.93
Al	1.54	1.18	1.11	1.11	1.23	1.10
Ca	0.45	0.15	0.15	0.08	0.20	0.03
K	0.02	0.06	0.06	0.10	0.03	0.46
Na	0.52	0.82	0.79	0.85	0.61	0.47
POURCENTAGE MOLECULAIRE						
An	41.8	14.9	15.4	7.9	23.8	2.8
Ab	56.4	79.7	79.7	83.5	73.1	52.4
Or	1.8	5.4	4.9	8.6	3.1	44.8

Plagioclase

IM 253C

	# ic	# 1b	# 2c	# 2b	# 3c	# 3b
SiO_2	57.21	58.06	60.41	57.31	55.80	58.22
Al_2O_3	29.31	28.99	27.75	29.97	30.71	30.06
CaO	11.68	10.74	9.57	11.61	12.80	11.60
K_2O	0.49	0.44	0.61	0.41	0.30	0.29
Na_2O	4.91	5.34	6.05	5.43	4.18	5.04
	103.60	103.57	104.39	104.73	103.79	105.21
NOMBRE D'IONS DUR LA BASE DE 32 (O).						
Si	2.49	2.52	2.59	2.47	2.43	2.49
Al	1.50	1.48	1.40	1.52	1.58	1.52
Ca	0.55	0.50	0.44	0.54	0.60	0.53
K	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Na	0.41	0.45	0.50	0.45	0.35	0.42
POURCENTAGE MOLECULAIRE						
An	55.4	51.5	45.2	53.1	61.9	55.2
Ab	42.2	46.3	51.8	44.9	36.6	43.4
Or	2.4	2.2	3.0	2.0	1.5	1.4

APPENDICE 4

Composition chimique des amphiboles de la Formation de Cap-au-Diable. Résultats des analyses à la microsonde électronique.

Amphibole

IM 161R

	1	2	3	4
SiO_2	41.54	40.87	41.07	41.18
AP_2O_3	11.37	12.98	12.60	11.92
TiO_2	4.20	4.36	4.33	3.82
FeO	16.31	14.32	14.28	15.79
MnO	0.35	0.33	0.67	.75
MqO	7.22	11.28	11.51	10.38
CaO	11.07	11.42	11.32	11.15
Na_2O	3.22	3.02	3.05	3.27
K_2o	0.87	0.90	0.84	0.86
	96.15	99.48	99.67	99.12
NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 23 (O).				
Si	6.38	6.02	6.05	6.14
Al	1.62	1.98	1.95	1 86
	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	0.44	0.28	0.24	0.24
Ti	0.49	0.48	0.48	0.43
Fe	2.10	1.77	1.76	1.97
Mn	0.05	0.04	0.09	0.10
Mq	1.65	2.48	2.53	2.31
Ca	1.82	1.80	1.79	1.78
Na	0.96	0.86	0.87	0.95
K	0.17	0.17	0.16	0.16
	7.68	7.88	7.92	7.94

REMERCIEMENTS

Ce travail a pu être accompli grâce aux conseils et à la participation des professeurs Jacques Béland et Bernard Mamet du Département de Géologie de l'Université de Montréal. Nous leur exprimons toute notre gratitude.

Nous remercions également M. Bernard Gunn, alors professeur au Département de géologie de l'Université de Montréal, et M. Walter Trzcienski, professeur au Département de Génie Minéral de l'Ecole Polytechnique, pour nous avoir permis d'utiliser les facilités de leurs laboratoires. Nos remerciements s'adressent aussi à M. Claude Barraud, qui nous a assisté sur le terrain et qui a analysé les éléments majeurs des roches volcaniques, de même qu'à Mlle Suzie Nantel pour son aide indispensable lors des analyses à la microsonde. Nous n'oublions pas la collaboration de MM. M. Demidoff, G. Schoenbeck et F. Soulié.

Nous exprimons notre gratitude à M. André Laurin, du Ministère de l'Energie et des Ressources, qui a proposé ce projet et nous a facilité la réalisation des travaux de terrain. M. Brian Skidmore, du même ministère, a visité plusieurs affleurements en notre compagnie et nous a fait part de ses suggestions.

Nous remercions enfin le Ministère de l'Education du Québec qui a subventionné une partie des travaux grâce au fond FCAC Hubert-Lespérance-Mamet. Le Conseil National de la Recherche du Canada a défrayé une partie des coûts de la recherche.

REFERENCES

Alcock, F.J., 1940, Preliminary geological report on the occurrence of manganese on the Magdalen Islands. Geol. Surv. Can., No 280, non-publié.

Alcock, F.J., 1941, The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits. Can. Inst. Min. Metal. Trans., vol. 44, pp. 623-649.

Allen, J.R.L., 1970, Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-members, composition and interpretation. Journ. Sed. Pet., vol. 40, pp. 298-323.

Amoco Canada Ltd. and Imperial Oil Limited, Offshore exploration staffs, 1974, Regional geology of Grand Banks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 58, Pt II de II, pp. 1105-1123.

Barss, M.S. et Hacquebard, P.A., 1967, Age and the stratigraphy of the Pictou Group in the Maritime Provinces as revealed by fossil spores. In Collected papers in Geology of the Atlantic region. Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 4, pp. 267-282.

Beede, J.W., 1911, The carbonic fauna of the Magdalen Islands. New York State Mus. Bull. 149, pp.156-186.

Behre, C.H. Jr., 1948, The manganese property of Québec Manganese Mines Ltd. Min. Rich. Nat. Que., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 10462. Manuscript.

Bell, W.A., 1929, Horton-Windsor District, Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Mem. 155, 268 p.

Bell, W.A., 1944, Carboniferous rocks and fossil floras of northern Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Mem. 238, 277 p.

Bell, W.A., 1946, The Magdalen Islands. Geol. Surv. Can. Manuscript.

Bell, W.A., 1953, Possibilities for occurrence of petroleum reservoirs in Nova Scotia. Nova Scotia Dept. Mines, 177 p.

Belt, E.S., 1964, Revision of Nova Scotia Middle Carboniferous units. Am.Journ. Sci., vol. 262, pp. 653-673.

Belt , E.S., 1965, Stratigraphy and paleogeography of Mabou Group and related Middle Carboniferous facies, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am., Bull. 76, pp. 707-802.

Belt, E.S., 1968, Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 1o6, pp. 127-176.

Bigarella, J.J., 1972, Eolian environments: their caracteristics, recognition and importance. In Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Pub. 16, pp. 12-62.

Blatt, H., Middleton, G., Murray, R., 1972, Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall Inc., N.J., 634 p.

Bowless, C.G., et Braddock, W.A., 1943, Solution breccia of Minnelusa Formation in the Black Hills, South Dakota and Wyoming. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 475-6, Art. 83, pp. C81-C95.

Brisebois, D., 1972, Géologie de l'archipel des Iles de la Madeleine. Min. Rich. Nat. Que., Rapp. Prél., G.M. 28122, 7p.

Brisebois, D., et Mamet, B., 1974, Sur la présence des couches de passage du Viséen au Namurien dans les Iles de la Madeleine. C.R. Som. Soc. Géol. France, pp. 60-62.

Bush, P.R., 1973, Some aspect of the diagenetic history of the sabkha Abu Dhabi, Persian Gulf. In Persian Gulf, Springer-Verlag, Berlin, pp. 395-407.

Busson, G., 1974, Sur les évaporites marines: sites actuels ou récents de dépôts d'évaporites et leur transposition dans les séries du passé. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., vol. 16, pp 189-208.

Butler, G.P., 1970, Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi sabkha, Trucial Coast: an alternative explanation of origin. N. Ohio Geol. Soc., Proc. Third Symposium on Salt, vol. 1, pp 120-152.

Cann, J.R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 10, pp. 7-11.

Cant, D.J., et Walker, R.G., 1976, Development of braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. Can. Journ. Earth Sci., vol. 13, pp. 102-119.

Carbonneau, C., 1976, Geology and possible utilisation of salt structures in the central Gulf of St Lawrence. Proceedings of a symposium, Louisiana State Univers., nov. 1976, pp. 57-76.

Carbonneau, C. et Gagnon, D.C., 1979, Géologie et tectonique des dômes de sel des Iles-de-la-Madeleine. Assoc. Geol. Can., excursion A-5, 12 p.

Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J., 1974, Igneous petrology. McGraw-Hill, N.Y., 739 p.

Clarke, J.M., 1911, Observations on the Magdalen Islands. N.Y. State Museum Bull. 149, pp. 134-156.

Coleman, A.P., 1919, The glacial history of Prince Edward Island and the Magdalen Island. Roy. Soc. Can. Proc. and Trans., vol. XIII, section 4, 3ième série, pp. 33-37.

Comm. Géol. Can., 1965, Magdalen Islands, Nova Scotia. (Carte aéromagnétique). Geophys. Paper 7043.

Comm. Géol. Can., 1965, Bradelle Bank, Prince Edward Island-Québec. (Carte aéromagnétique). Geophys. Paper 7044.

Conil, R. et Lys, M., 1964, Matériaux pour l'étude micro-paléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, vol. 23, 335p.

Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J., Rock forming minerals. Longman, londre, vol. 2.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In Classification of carbonate rocks__A symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, pp. 108-121.

Evans, R., 1970, Sedimentation of the Mississippian evaporites of the Maritimes: an alternative model. Can. Journ. Earth Sci., vol. 7, pp. 1349-1351.

Floyd, P.A. et Winchester, J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 27, pp. 211-219.

Flügel, E., 1977, Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. In Fossil algae. Springer-Verlag, Berlin, pp. 314-343.

Friedman, G.M., 1972, Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal limestone. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 56, pp. 1072-1086.

Geltzetzer, H.H.J., 1979, Depositional development of the late viséan Windsor Group in Atlantic Canada. Ninth International congress of Carboniferous stratigraphy and geology. Univers. of Illinois, Urbana, Illinois. Abst. Papers, pp. 68-69.

Glennie, K.W., 1970, Desert sedimentary environments. In Development in sedimentology 14, Elsevier Publishing Company, 222 p.

Goldwaith, J.W., 1915,The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands. Geol. Surv. Can. Museum Bull. 14.

Hacquebard, P.A., 1972, The Carboniferous of eastern Canada. Int. Congr. Strat. Geol. Carboniferous, 7th Compte Rendu, vol. 1, pp. 69-90.

Hallet, D., 1970, Foraminifera and algae from the Yoredale "Series" of northern England. 6ème Cong. Avanc. Géol. Strat. Carbonifère, Sheffield, 1967, pp. 873-900.

Hamelin, L.E., 1958, Etude sommaire des dépôts meubles des Iles de la Madeleine. Rés. Prog. Acfas, p. 63.

Hamelin, L.E., 1959, Sables et mer aux Iles de la Madeleine. Min. Industrie et Commerce Qué., 66 p.

Haworth, R.T. et MacIntyre, J.B., 1977, The gravity and magnetic fields of Atlantic offshore Canada. Geol. Surv. Can., Paper 75-9, 22 p.

Hollard, H., Huvelin, P. et Mamet, B., 1977, Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet. Notes Serv. Géol. Maroc, tome 37, no. 267, pp. 7-22.

Houde, M., 1959, Présence de gaz naturel aux Iles de la Madeleine. Min. Rich. Nat. Qué. (manuscript).

Howie, R.D. et Barss, M.S., 1975, Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St Lawrence, and adjacent continental shelf. In Offshore geology of eastern Canada. Geol. Surv. Can., Paper 74-30, vol. 2, pp. 35-50.

Hsu, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973, The origin of the Mediterranean evaporites. In Initial reports of the Dead Sea Drilling Project, vol. XIII, Washington (U.S. Government Printing Office). pp. 1203-1231.

INRS-pétrole, 1975, SAREP HQ BRION # 1, Etude sédimentologique, minéralogique, biostratigraphique, diagénèse, géochimie organique et minérale. Min. Rich. Nat. Qué., DP-332, 124 p.

Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the classification of common volcanic rocks. Can. Journ. Earth Sci., vol. 8, pp 523-548.

Jansa, L., Mamet, B. et Roux, A., 1978, Viséan carbonate microfacies of the Newfoundland Platform. Can. Jour. Earth Sci., vol. 15, pp. 1422-1436.

Kelley, D.G., 1970, In Geology and economic minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rep. 1, pp. 229-302.

Kendall, A.C., 1979 a, Facies models 13: Continental and supratidal (sabkha) evaporites. Geos. Can., vol. 5, no 2, pp 66-78.

Kendall, D.G., 1979 b, Facies models 14: Subaqueous evaporites. Geos. Can. vol. 5, no. 2, pp. 124-139

Ker, P.F. et Kopp, O.C., Salt dome breccia. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 42, pp. 548-560.

Kinsmann, D.J.J., 1969, Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 53, pp 830-840.

Laverdière, C. et Guimont, P., 1974, Un froid à sol fendre. Geos, Min. Energ. Mines Ress., Ottawa, automne 1974, p. 19.

Laverdière, C., Guimont, P. et Roy-Venne, Liette, 1976, Formes du terrain, nature des matériaux. Cent. Rech. Ecol. Montréal, octobre 1976.

MacDonald, G.A. et Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Journ. Pet., vol. 5, pp. 82-133.

Mamet, B., 1968, Sur une microfaune du Viséen Supérieur de Terre-Neuve. Natural. Can., vol. 95, no. 6, pp. 1375-1382.

Mamet, B., 1970, Carbonate microfacies of The Windsor Group, Nova Scotia and New Brunswick. Geol. Surv. Can., Paper 70-21, 121 p.

Mamet, B., 1972, Un essai de reconstitution paléoclimatique basé sur les microflores algaires du Viséen. 24ème Cong. Géol. Intern., section 7, Paléontologie, pp. 282-291.

Mamet, B. et Roux, A., 1977, Algues rouges dévoniennes et carbonifères de la Téthys occidentale. Rev. Micropal., vol. 19, no. 4, pp. 215-266.

Mamet, B., Choubert, G. et Hottinger, L., 1966. Notes sur le Carbonifère du Djebel Ouarkziz. Etude du passage du Viséen au Namurien d'après les Foraminifères. Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc, vol. 27, no. 198, pp. 6-21.

Mamet, B., Nassichuch, W. et Roux, A.,1979 (sous presse), Algues et stratigraphie du Paléozoique Supérieur de l'Arctique canadien. 2ème symposium Intern. Algues Fossiles, Paris, SNPA.

McCulloch, P.D., 1973, Biostratigraphy of the Upper Mississippian Kennetcook Limestone in the Fundy Epieugeosyncline, Maritime Provinces. MSc thesis, Acadia University, 178 p.

Middleton, G.V., 1961, Evaporite solution breccia from the Mississippian of southwest Montana. Journ. Sed. Pet., vol. 31, pp. 189-195.

Mossop, G.D., 1979, The evaporites of the Ordovician Baumann Fiord Formation, Ellesmere Island, Arctic Canada. Geol. Surv. Can., Bull. 298, 52 p.

Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of major elements patterns in basalts. Journ. Pet., vol. 17, pp 15-43.

Pirlet, H. et Conil, R., 1977, L'évolution des Archaediscidae viséens. Bull. Soc. Géol. France, tome 82 (pour 1974), pp. 241-300.

Poole, W.H., 1967, Tectonic evolution of Appalachian region of Canada. In Geology of the Atlantic Region. Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 4, pp. 9-51.

Pursuer, B.H., 1973, éd., The Persian Gulf. Springer-Verlag, Berlin.

Reineck, H.E. et Sing, I.B., 1973, Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, N.Y., 439 p.

Richardson, J., 1881, Compte rendu d'une exploration géologique des Iles de la Madeleine. Comm. Géol. Can. Rapp. Prog. 1880-1881, part. G.

Ridley, W.I., Rhodes, J.M., Reid, A.M., Jakes, P., Shih, C. et Bass, N.M., 1974, Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project. Journ. Pet., vol. 15, pp. 140-159.

Sanschagrin, R., 1964, Les Iles de la Madeleine. Min. Rich. Nat. Que., Rapp. Géol. 106, 59 p.

Schenk, P.E., 1969, Carbonate-sulfate-redbed facies and cyclic sedimentation of the Windsorian Stage (Middle Carboniferous), Maritime Provinces. Can. Journ. Earth Sci., vol. 6, pp. 1037-1066.

Schenk, P.E., 1978, Synthesis of the Canadian Appalachians. Geol. Surv. Can., Paper 78-13, pp 111-136.

Schmaltz, R.F., 1969, Deep-water evaporite deposition: a genetic model. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 53, pp. 798-823.

Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Derma, A. et Schreiber, E., 1976, Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian basin. Sedimentology, vol. 23, pp. 729-760.

Shearman, D.J., 1966, Origin of marine evaporites by diagenesis. Trans. Inst. Miner. Metall., vol. B 75, pp. 208-215.

Smith, D.B., 1972, Foundered strata, collapse-breccia and subsidence features of the English Zechstein. In Geology of saline deposits-Géologie des dépôts salins. Unesco, Eath Sci. Ser., no. 7, pp. 255-269.

Stanton, R.J., 1966, The solution brecciation process. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 77, pp 843-848.

Stevenson, I.M., 1959, Shubenacadie and Kennetcook map-areas, Cochester, Hants and Halifax counties, Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Mem. 302.

Stewart, F.H., 1963, Data of geochemistry, 6th ed.: chapt. Y, Marine evaporites. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 440-Y, 52 p.

Storer, J.W., 1947, Report on manganese mining, properties of Quebec Manganese Mines Ltd. Min. Rich. Nat. Qué., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 293. (Manuscript).

Storer, J.W., 1948, Geological report, Quebec Manganese Mines Ltd. Min. Rich. Nat. Qué., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 7389. (Manuscript).

Taschereau, R.H., 1948, Magdalen Island, Quebec Manganese Mines Ltd. Min. Rich. Nat. Qué., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 10 455. (Manuscript).

Termier, H., Termier, G. et Vachard, D., 1975, Recherches micropaléontologiques dans le Paléozoique Supérieur du Maroc Central. Cahiers de Micropal., 1975, no. 4, pp. 21-90.

Tiphane, M., 1970, Le gypse des Iles de la Madeleine. Min. Rich. Nat. Qué., ES 7, 27 p.

Tiphane, M., 1976, Bathymétrie et sédiments des dunes et des lagunes. Cent. Rech. Ecol. Montréal, octobre 1976.

Waddington, G.W., 1947, Gypsum deposits in the Magdalen Islands Seig. Min. Rich. Nat. Qué., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 10456. (Manuscript)

Waddington, G.W., 1948, Moulding sands of the Magdalen Islands Seig. Min. Rich. Nat. Qué., Serv. Gîtes Minéraux, G.M. 394. (Manuscript).

Walker, R.G. et Middleton, G.V., 1978, Facies models 4: Eolian sands. Geos. Can., vol. 4, no. 4, pp 182-190.

Walker, T.R., 1967, Formation of redbeds in modern and ancient deserts. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 78, pp. 353-368.

Watts, A.B., 1972, Geophysical investigations east of the Magdalen Islands, southern Gulf of St Lawrence. Can. Journ. Earth Sci., vol. 9, pp. 1504-1528.

Weeks, L.J., 1948, Londonderry and Bass River map-areas, Cochester and Hants Counties, Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Mem. 245.

Wilson, J.L., 1970, Depositional facies across carbonate shelf margins. In Exploration concepts for the Seventies. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., vol. 20, pp. 229-233.

Yoder, H.S. et Tilley, C.E., 1962, Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Pet., vol. 3, pp. 342-352.